



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES
UNIDAD MORELIA**

**Caracterización geoquímica de manantiales
termales en Agua Caliente-Tzitzio y La
Escalera-Charo, Michoacán, México**

T E S I S

Que para obtener el título de:
Licenciada en Geociencias

Presenta
Elizabeth Magaña Torres

Directores de Tesis:
Dr. Daniel Pérez Zárate (Tutor)
Dra. María del Sol Hernández Bernal (Co-Tutor)



Morelia, Mich.

Agosto 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES, UNIDAD MORELIA
SECRETARÍA GENERAL
SERVICIOS ESCOLARES


LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCE
DIRECTORA
DIRECCIÓN GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR
PRESENTE

Por medio de la presente me permito informar a usted que en la **sesión ordinaria 07** del **H. Consejo Técnico** de la Escuela Nacional de Estudios Superiores (ENES) Unidad Morelia celebrada el día **20 de junio del 2018**, acordó poner a su consideración el siguiente jurado para la presentación del Trabajo Profesional de la alumna **Elizabeth Magaña Torres** de la Licenciatura en **Geociencias**, con número de cuenta **414003473**, con la tesis titulada: "Caracterización geoquímica de manantiales termales en Agua Caliente-Tzitzio y La Escalera-Charo, Michoacán, México", bajo la dirección como **tutor** del Dr. Daniel Pérez Zárate y como **co-tutora** de la Dra. María del Sol Hernández Bernal. El jurado queda integrado de la siguiente manera:

Presidente: Dra. Rosa María Prol Ledesma
Vocal: Dr. Antonio Pola Villaseñor
Secretario: Dr. Daniel Pérez Zárate
Suplente: M. C. Neftali Razo Pérez
Suplente: Dr. Giovanni Sosa Ceballos

Sin otro particular, quedo de usted.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Morelia, Michoacán a, 21 de agosto del 2018.



DR. VÍCTOR HUGO ANAYA MUÑOZ
SECRETARIO GENERAL

A mi madre, María Carmen de la Soledad Torres Calderón

AGRADECIMIENTOS

Agradezco ante todo a mi madre, María Carmen de la Soledad Torres Calderón, por darme la vida, por su voluntad de hierro que no le ha permitido rendirse ni ante la peor de las adversidades, por su oportuno consejo, sustento y apoyo incondicional para lograr todas mis metas en la vida.

A mi familia, que desde siempre ha estado presente y me ha brindado apoyo.

A mi alma mater, la Escuela Nacional de Estudios Superiores de Morelia y a la UNAM por brindarme todas las facilidades para mi formación universitaria.

A mis tutores por brindarme su asesoría para la realización de esta tesis y sin los cuales este trabajo no sería posible: al Dr. Daniel Pérez Zárate por su confianza y guía a lo largo de este trabajo y en especial a la Dra. María del Sol Hernández Bernal, por su calidad humana y su enorme apoyo a lo largo de mi carrera.

Al CeMIE-Geo (Proyecto 207032 CONACyT/SENER) por el financiamiento otorgado a través del proyecto P01 para la realización de la presente tesis y a la Dra. Rosa María Prol Ledesma por darme la oportunidad de ser parte de dicho proyecto.

Al apoyo del proyecto 352 de CATEDRAS CONACYT: Exploración de recursos geotérmicos de alta y mediana entalpía.

A la M. en C. Aurora Estrada y a la Dra. Patricia Jacome por su apoyo brindado.

A los sinodales: Dra. Rosa Ma. Prol Ledesma, Dr. Daniel Pérez Zárate, M. en C. Neftalí Razo Pérez, Dr. Antonio Pola Villaseñor y Dr. Giovanni Sosa Ceballos, quienes permitieron la conclusión de este trabajo.

A los propietarios y comunidades de Agua Caliente y La Escalera por su apertura y permitir el estudio de sus localidades.

CONTENIDO		Página
ÍNDICE DE TABLAS		<i>iii</i>
ÍNDICE DE FIGURAS		<i>v</i>
RESUMEN		<i>viii</i>
ABSTRACT		<i>ix</i>
INTRODUCCION		1
Planteamiento del problema		2
Justificación		2
Hipótesis		2
Objetivos		3
Estructura de la tesis		3
CAPÍTULO I. ENERGÍA GEOTÉRMICA		4
1.1. Conceptos generales		4
1.1.1. El calor interno de la Tierra		4
1.1.2. El flujo de calor terrestre		5
1.1.3. Gradiente geotérmico		7
1.1.4. Sistemas geotérmicos		8
1.2. Situación actual de la Geotermia en el Mundo		10
1.2.1. Producción de electricidad		10
1.2.2. Usos directos		12
1.3. Situación actual de la geotermia en México		13
1.3.1. Producción de electricidad		13
1.3.2. Usos directos		16
1.3.3. Proyectos a futuro		16
CAPITULO II. MARCO TEÓRICO		17
2.1 Geoquímica de fluidos geotérmicos		17
2.1.1 Origen y evolución de las aguas geotérmicos		18
2.1.2 Clasificación de aguas geotérmicas		18
2.1.3 Interpretación de la química de aguas geotérmicas		21
2.1.4 Geotermómetros químicos		25
CAPITULO III. ZONA DE ESTUDIO		30
3.1 Ubicación de zona de estudio y rutas de acceso		30
3.2 Antecedentes		32
3.2.1 Faja Volcánica Transmexicana		32
3.2.2 Anticlinal de Tzitzio		34
3.2.3 Sierra de Mil Cumbres		34
3.2.4 Geología estructural regional		35
3.3 Geografía física		38
3.3.1 Clima		38
3.3.2 Hidrografía		39
3.3.3 Topografía		40
3.3.4 Uso de suelo y vegetación		41

CONTENIDO	Página
3.4 Manifestaciones geotérmicas superficiales	42
3.4.1 La Escalera	42
3.4.2 Agua Caliente	45
 CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA	 49
4.1 Preparación de material y equipo	50
4.2 Trabajo en campo	51
4.2.1 Medición de parámetros fisicoquímicos	51
4.2.2 Recolección de muestras	52
4.3 Análisis químico de aguas geotérmicas	54
4.4 Procesamiento de datos	55
 CAPITULO V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	 57
5.1 Trabajo de campo	57
5.1.1 Puntos de muestreo	57
5.1.2 Medición de parámetros fisicoquímicos	58
5.2 Análisis químico de aguas geotérmicas	59
5.3 Procesamiento de datos	60
5.3.1 Clasificación química de aguas geotérmicas	60
5.3.2 Geotermometría	63
5.4 Discusión	65
5.4.1 Geología	65
5.4.2 Geoquímica de fluidos	66
5.4.3 Geotermometría	68
5.4.4 Geoquímica de aguas termales en otros sitios de Michoacán	70
 CONCLUSIONES	 73
 RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO	 74
 ANEXOS	 76
Anexo 1: Método de titulación para determinación de carbonatos y bicarbonatos	77
Anexo 2: Determinación de cationes y aniones	78
Anexo 3: Instructivo para medición de SiO ₂ disuelta con equipo HACH.	82
Anexo 4: Diagramas de Piper y Giggenbach	85
Anexo 5: Productividad académica	88
 REFERENCIAS	 89

ÍNDICE DE TABLAS		Página
CAPÍTULO I	ENERGÍA GEOTÉRMICA	
Tabla 1	Usos directos de energía geotérmica de acuerdo a su temperatura. (modificado de Lindal, 1973 citado en Dickson y Fanelli, 2003).	12
Tabla 2	Capacidad instalada en campos geotérmicos en operación. Modificado de CeMIEGeo, (2016).	14
CAPÍTULO II	MARCO TEÓRICO	
Tabla 3	Geotermómetros de sílice reportados en literatura (Nicholson, 1993).	26
Tabla 4	Geotermómetros Na/K reportados en literatura (Nicholson, 1993).	27
Tabla 5	Geotermómetros Na/Li reportados en literatura (Nicholson, 1993).	28
Tabla 6	Geotermómetros K/Mg y Li/Mg (Nicholson, 1993).	29
CAPÍTULO IV	METODOLOGÍA	
Tabla 7	Equipo, material y reactivos necesarios para el trabajo de campo	50
CAPÍTULO V	RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
Tabla 8	Parámetros fisicoquímicos medidos en campo.	59
Tabla 9	Concentraciones de iones mayores en mg/L de agua geotérmica en La Escalera y Agua Caliente. n.d.: no detectado; IB%=balance iónico.	59
Tabla 10	Concentraciones de cloruros, sulfatos y carbonatos en porcentajes relativos.	60
Tabla 11	Geotermómetros de SiO ₂ aplicados para estimar la temperatura de fondo en La Escalera y Agua Caliente	64
Tabla 12	Geotermómetros de K/Mg y Li/Mg aplicados para estimar la temperatura de fondo en los manantiales de La Escalera y Agua Caliente.	65
Tabla 13	Temperaturas mínimas y máximas de cada muestra, calculadas con los diversos geotermómetros de SiO ₂ en la Tabla 11.	69
Tabla 14	Temperaturas promedio de reservorio con desviación estándar, obtenidas a partir de los geotermómetros SiO ₂ , K/Mg y Li/Mg. La última columna corresponde al promedio final de temperatura de reservorio para cada sitio.	69
Tabla 15	Análisis químico de aguas termales en Cuitzeo. Las concentraciones están en mg/kg. (modificado de Segovia et al., 2005)	70
Tabla 16	Análisis químico de aguas termales en Araró, al sur del lago de Cuitzeo. Las concentraciones están en mg/kg. Los valores de San Nicolás Zimirao resultan de un promedio de 50 mediciones para cada parámetro y el Pozo Z-3 de un promedio de 4 mediciones. (modificado de Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003)	71

Tabla 17	Temperaturas de reservorio estimadas con diferentes geotermómetros en Cuitzeo (modificado de Segovia et al., 2005)	72
Tabla 18	Temperaturas de reservorio estimadas con distintos geotermómetros en manantiales de San Nicolás Zimirao. (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003)	72
ANEXO 2		
Tabla 19	Curvas de calibración cationes obtenidas con regresión lineal ordinaria.	81
Tabla 20	Curvas de calibración aniones obtenidas con regresión lineal ordinaria.	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

CAPÍTULO 1	ENERGÍA GEOTÉRMICA	
Figura 1	Flujo de calor global resumido por la Comisión de Flujo de Calor	6
Figura 2	Configuración de un sistema geotérmico. Modificado de Maya-González y Gutiérrez-Negrín (2007).	8
Figura 3	Clasificación de sistemas geotérmicos de acuerdo a Nicholson (1993)	9
Figura 4	Capacidad instalada (izquierda) y energía producida (derecha) a nivel mundial desde 1950 hasta 2015 (Bertani, 2015).	11
Figura 5	Generación bruta del sistema eléctrico nacional por fuente de energía 2004-2014. (SENER, 2015)	13
Figura 6	Distribución de manifestaciones geotermales y ubicación de campos geotérmicos en México.	14
CAPÍTULO II	MARCO TEÓRICO	
Figura 7	Gráficas de solubilidad de especies de sílice. A: Variaciones de solubilidad de polimorfos de SiO ₂ en agua a presión de vapor de solución con temperatura. El ópalo fue identificado inicial e incorrectamente como β-cristobalita (Fournier, 1985, citado en Nicholson, 1993); B: Cambios de solubilidad del cuarzo en agua a presión de vapor de solución con la entalpía (Nicholson, 1993).	23
Figura 8	Indicadores químicos de procesos fisicoquímicos de los fluidos geotérmicos.	25
CAPÍTULO III	ZONA DE ESTUDIO	
Figura 9	Mapa de la zona de estudio. A: Ubicación de la FVTM. B: Ubicación de las zonas de estudio marcadas con triángulos rojos y áreas de unidades geológicas como referencia.	31
Figura 10	Ubicación y rutas de acceso a los sitios de estudio	32
Figura 11	Escenario geodinámico y provincias magmáticas continentales principales en México. (Ferrari et al., 2007, citado en Ferrari et al., 2012)	33
Figura 12	Columna estratigráfica que muestra las relaciones estratigráficas de la SMC con la litología regional. (Gómez-Vasconcelos, 2012)	35
Figura 13	Mapa geológico regional de La Escalera y Agua Caliente	37
Figura 14	Mapa de isoyetas de precipitación media anual sobrepuesto en modelo digital de elevación. Realizado con datos vectoriales escala 1:1,000,000 del INEGI.	38
Figura 15	Mapa de tipos de climas (según el sistema de clasificación de Köppen modificado para México por E. García) sobrepuesto en modelo digital de elevación. Realizado con datos vectoriales escala 1:1,000,000 del INEGI.	39

Figura 16	Red de drenaje y perfil topográfico en la Escalera y Agua Caliente. Arriba: Red de drenaje sobre modelo digital de elevación. Abajo: Perfil topográfico AB con orientación E-W.	40
Figura 17	Mapa de vegetación y uso de suelo en La Escalera y Agua Caliente.	42
Figura 18	Mapa de la zona geotérmica La Escalera. Las manifestaciones geotérmicas superficiales se encuentran en el área en rojo.	43
Figura 19	Manifestaciones superficiales en La Escalera. A) Poza con salida de agua termal y burbujeo abundante. B) Zona de descarga principal en el límite norte de la zona geotérmica. C) Depósitos de descarga identificados como travertino	44
Figura 20	Afloramientos de roca en La Escalera. A) Unidad de andesita con intenso fracturamiento perteneciente a la caldera de La Escalera en la porción central de la zona geotérmica. B) Contacto litológico dividido con una línea blanca entre la Formación Tafetán y andesitas de la caldera la Escalera.	45
Figura 21	Mapa de la zona geotérmica Agua Caliente.	46
Figura 22	Manifestaciones superficiales en Agua Caliente. A) Descarga de agua geotérmica con desarrollo de algas ocre en la porción norte de la zona geotérmica. B) Emanación de burbujeos al centro del cauce en la porción central.	47
Figura 23	Manifestaciones superficiales en Agua Caliente. A) Área de descarga en la porción central de la zona geotérmica, hay una vieja estructura de entubamiento. B) Depósitos minerales que predominan en toda la zona.	47
Figura 24	Al fondo se muestra la pared oeste del río Patámbaro, con los escurrimientos característicos que predominan en la zona, un falla normal (línea roja) y las discontinuidades de los horizontes sedimentarios de arenisca (línea punteada blanca) de donde emanan las marcas de escurrimiento.	48
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA		
Figura 25	Metodología general para el análisis de aguas geotérmicas en La Escalera y Agua Caliente.	49
Figura 26	Metodología general de trabajo de campo para en análisis geoquímico de aguas termales.	51
Figura 27	Equipo utilizado para medir los parámetros fisicoquímicos y contenido de sílice en agua geotérmica. (a) Multiparámetro, (b) Equipo HACH.	52
Figura 28	Sitios de muestreo	53
Figura 29	Determinación de CO_3^{-2} y HCO_3^{-1} en campo.	54

Figura 30	Equipos Analíticos. A: Cromatógrafo Thermo Scientific Dionex ICS-900 para análisis de cationes; B: Cromatógrafo Metrohm ProfIC-881™ para análisis de aniones.	55
------------------	---	----

CAPÍTULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Figura 31	Puntos de muestreo en el sitio La Escalera. LE-1 muestra recolectada de una poza burbujeante y LE-2 y LE-2 DUP muestras recolectadas en caída de agua.	57
------------------	--	----

Figura 32	Puntos de muestreo en el sitio Agua Caliente. TZ-1 muestra del Río Patámbaro, TZ-2 muestra recolectada de una poza burbujeante, TZ-3 muestra recolectada en la zona sur.	58
------------------	--	----

Figura 33	Diagrama de Piper para clasificación de aguas geotérmicas en La Escalera y Agua Caliente.	61
------------------	---	----

Figura 34	Diagrama ternario de proporciones relativas de Cl-SO ₄ -HCO ₃ en La Escalera y Agua Caliente	61
------------------	--	----

Figura 35	Diagramas de Stiff que muestra valores de relaciones iónicas en porcentaje de meq/L en muestras de La Escalera y Agua Caliente	62
------------------	--	----

Figura 36	Diagrama de Giggenbach para determinación de estado de equilibrio de interacción agua-roca en La Escalera y Agua Caliente.	63
------------------	--	----

ANEXO 2 Determinación de cationes y aniones

Figura 37	Interacción de la fase móvil con la fase estacionaria en cromatografía de intercambio iónico.(Angeles-Razo, 2011)	78
------------------	---	----

Figura 38	Mecanismo de separación de iones	79
------------------	----------------------------------	----

Figura 39	Ejemplo de un cromatograma obtenido en el análisis de cationes de la muestra LE-1	80
------------------	---	----

Figura 40	Ejemplo de curva de calibración para concentraciones de potasio usando el equipo Dionex.	81
------------------	--	----

ANEXO 4 Diagramas de Piper y Giggenbach

Figura 41	Diagramas de clasificación de aguas geotérmicas. A: Diagrama ternario utilizado para clasificar aguas geotérmicas con base en proporciones relativas de iones de Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻ y HCO ₃ ⁻ (Nicholson, 1993). B: Diagrama de Piper.	86
------------------	---	----

Figura 42	Diagrama para determinar temperatura de reservorio y reconocer aguas en equilibrio (Arnórsson, 2000).	87
------------------	---	----

Resumen

En el presente trabajo, se realizó exploración geoquímica en los sitios La Escalera y Agua Caliente, al noreste del estado de Michoacán, en donde fueron identificadas manifestaciones geotérmicas como manantiales termales y alto flujo de gases. Geológicamente se ubican en el límite sur de la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana, dentro del *Gap* de Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010), una zona en donde no ha existido vulcanismo ni magmatismo desde mediados del Mioceno.

Las aguas geotérmicas se caracterizaron y clasificaron químicamente y la temperatura de fondo en ambos sitios fue estimada aplicando geotermometría. El trabajo de campo incluyó la recolección de muestras y medición de parámetros fisicoquímicos. El trabajo de laboratorio fue realizado en el Laboratorio de Investigación Geoquímica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México y consistió en análisis químicos utilizando la técnica de cromatografía iónica. Finalmente se procesaron los datos geoquímicos, los cuales fueron sintetizados en diagramas de Piper, Stiff y Giggenbach y fueron aplicados en geotermómetros para estimar temperatura de reservorio

En ambos sitios se registraron temperaturas de descarga en un rango de 40 a 50 °C y un pH entre 6.4 y 6.8. En La Escalera, el estado de equilibrio de las aguas geotérmicas es parcial y se pueden clasificar predominantemente como sódico-cloruradas y de manera secundaria como sódico-bicarbonatadas. Las temperaturas de reservorio estimadas con geotermómetros de sílice se encontraron en un rango entre 72-98 °C. En Agua Caliente, las aguas son inmaduras de acuerdo con su estado de equilibrio y se clasificaron predominantemente como sódico-bicarbonatadas y de manera secundaria como sódico-cloruradas. Las temperaturas de reservorio estimadas con geotermómetros de sílice se encontraron en un rango entre 63 y 84 °C. Dado que no se han reportado sismos importantes generados en la zona de estudio, podría descartarse una cámara magmática o el nacimiento de un volcán y en cambio considerar que un cuerpo intrusivo es el que ha dado origen a estas manifestaciones geotérmicas.

Los resultados obtenidos muestran que los manantiales identificados en La Escalera y Agua Caliente tienen características de sistemas geotérmicos de baja temperatura (<120 °C), aunque algunos parámetros como Cl, F, Na/K, así como el alto flujo de gases, podrían indicar que es de temperatura moderada (120-180 °C), por lo cual son necesarios más estudios. Estos sistemas pueden ser aprovechados para usos directos de la energía geotérmica.

Abstract

In this study, geochemical exploration was done in La Escalera and Agua Caliente geothermal zones, which are located at northeast of Michoacán state and where superficial manifestations such as hot springs, hydrothermal alteration and high gas flux were identified. These geothermal zones are geologically situated in the south boundary of Transmexican Volcanic Belt central sector and within the Tzitzio Gap (Blatter & Hammersley, 2010). In this gap, neither volcanism nor magmatism haven't existed since middle Miocene.

The geothermal waters were geochemically characterized and classified and the reservoir temperatures were estimated through geothermometry. To that end, field and laboratory work was done. Field work includes sampling and physiochemical parameters measurements. The laboratory work was done in the Geochemical Investigation Laboratory of the Geophysics Institute from Universidad Nacional Autonoma de Mexico, where ion chromatography technique was used in order to analyze water geochemistry. Afterwards, the data was processed and summarized into Piper, Stiff and Giggenbach diagrams and then applied into geothermometers to estimate reservoir temperature.

In both La Escalera and Agua Caliente geothermal zones, discharge temperatures were measured in a rank of 40 and 50°C, as well as a pH between 6.4 and 6.8. In La Escalera, water presented partial equilibrium with the host rock and was classified predominantly as sodic-chloride water and sodic-bicarbonate as secondary classification. Reservoir temperatures were estimated with silica geothermometers, which were between 72 and 98°C. In Agua Caliente, the water equilibrium state is immature and was classified predominantly as sodic-bicarbonate water and secondary as sodic-chloride water. The reservoir temperatures with silica geothermometers were between 63 and 84°C. Seismic activity originated in these zones hasn't been reported, hence we could discard either a magmatic chamber or a new volcano. These geothermal manifestations may be originated by an intrusive body.

The results show that La Escalera and Agua Caliente hot springs show characteristics of a low temperature geothermal system (<120 °C), albeit some parameters such as Cl⁻, F⁻, Na/K ratio, as well as high gas flux, may indicate that temperature is moderate (120-180 °C), for which more studies must be done. These systems can be exploited through direct uses of geothermal energy.

INTRODUCCION

La energía geotérmica es un recurso presente en la mayoría de los países con actividad magmática y es considerada una fuente de energía renovable tanto para la generación de electricidad como para usos directos. A pesar del progreso notable en la transición a las energías renovables, el desarrollo de las energías limpias ha sido más lenta en comparación con las metas de emisiones acordadas internacionalmente. Además, sin la diversificación y revisión de nuevos modelos de negocios nacionales e internacionales, las compañías petroleras enfrentarán una crisis a mediano y largo plazo (World Energy Council, 2016). Ante este escenario, es urgente la transición a energías limpias a nivel mundial y, en el caso de la energía geotérmica, desplegar planes de exploración y aprovechamiento de los recursos geotérmicos.

Por sus condiciones geológicas, México es rico en recursos geotérmicos. Las interacciones entre cinco placas tectónicas afectan al territorio: la Placa de Norteamérica, la Placa del Pacífico, Placa de Cocos, Placa de Rivera y Placa del Caribe. Son estas interacciones las que dan lugar a un gran número de manifestaciones geotérmicas y que colocan a México como líder en América Latina y el sexto lugar a nivel mundial en aprovechar sus recursos geotérmicos a través de la explotación de sus sistemas hidrotermales de alta temperatura, con una capacidad geotérmica de 951 MW (Richter, 2018). Sin embargo, para aprovechar al máximo estos recursos, es necesario realizar actividades de exploración geoquímica y ubicar nuevas zonas con anomalías geotérmicas. La evaluación geoquímica de nuevas zonas es parte importante para el desarrollo de un mapa geotérmico nacional (Prol-Ledesma y Juárez, 1986).

En el presente trabajo de tesis, se propone realizar exploración geoquímica en los sitios La Escalera y Agua Caliente al oriente del estado de Michoacán, en donde fueron identificadas manifestaciones geotérmicas como manantiales termales y altas emisiones de gases. Posteriormente se aplican métodos convencionales de geoquímica de fluidos: para caracterizar y clasificar químicamente las aguas provenientes de los manantiales termales, calcular temperaturas de reservorio y evaluar reacciones de interacción agua-roca.

Planteamiento del problema

El desarrollo para la explotación de la energía geotérmica demanda la exploración geoquímica de zonas geotérmicas para la identificación de sitios promisorios. En México existen numerosas zonas hidrotermales identificadas (González-Ruiz et al., 2015). Entre ellas se encuentra el sitio Agua Caliente, ubicado en el límite norte del Anticlinal de Tzitzio. Además, existe otro sitio no reportado en la caldera La Escalera, que se encuentra a pocos kilómetros de Agua Caliente. Sin embargo, la literatura publicada sobre esta zona ha sido escasa (Pasquarè et al., 1991; Garduño-Monroy et al. 2009; Gómez-Vasconcelos et al., 2015; Blatter y Hammersley et al., 2010; Pérez-Zárate et al., 2017), y la geoquímica de los manantiales aún no ha sido evaluada. Bajo este escenario, es necesario realizar estudios geoquímicos de aguas provenientes de los manantiales ubicados en La Escalera y Agua Caliente.

Justificación

Los resultados obtenidos en el presente trabajo de investigación mostrarán las evidencias geoquímicas necesarias para evaluar la distribución cuantitativa de elementos químicos, realizar una clasificación hidrogeoquímica de aguas, estimar la temperatura del yacimiento usando geotermometría e identificar sitios termales en la zona. Estas evidencias geoquímicas servirán como bases para trabajos futuros.

Hipótesis

Las zonas geotérmicas de La Escalera y Agua Caliente se ubican en zonas de intersección de tres sistemas de fallas regionales que afectan la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (Garduño-Monroy et al., 2009). La interacción de estos tres sistemas ha originado zonas de permeabilidad que permiten la descarga de fluidos geotérmicos en superficie como pozas burbujeantes y manantiales termales. La distribución de descargas y composición química de estos fluidos dependen de la estructura regional, rocas encajonantes y temperatura del reservorio. La composición y clasificación química de las aguas geotérmicas es de tipo sódico-clorurada, la cual puede indicar la presencia de un reservorio geotérmico en La Escalera y Agua Caliente.

Objetivo general

- Realizar la caracterización geoquímica de aguas termales provenientes de los manantiales Agua Caliente-Tzitzio y La Escalera-Charo, ubicados en el estado de Michoacán y estimar las temperaturas de los reservorios.

Objetivos particulares

- Conocer la metodología básica de descripción y muestreo de los fluidos hidrotermales, así como las herramientas analíticas útiles en el estudio de los fluidos hidrotermales.
- Conocer el procesamiento de datos geoquímicos de fluidos hidrotermales y los principios para la interpretación de su origen.
- Informar los resultados de este trabajo a los propietarios y pobladores de Agua Caliente y La Escalera para el conocimiento y apreciación de sus recursos naturales y, por lo tanto, una mejor toma de decisiones entorno a ellos.

Estructura de la tesis

El primer capítulo presenta los conceptos generales de geotermia, funcionamiento y clasificación de los sistemas geotérmicos y la situación actual de la geotermia mundial y nacional. El segundo capítulo presenta el marco teórico entorno a la geoquímica de aguas geotérmicas, su origen y evolución, clasificación, interpretación geoquímica y el uso de geotermómetros químicos para la estimación de la temperatura del yacimiento geotérmico. En el tercer capítulo se describen aspectos geológicos y fisiográficos regionales de la zona de estudio y posteriormente una descripción particular de cada sitio. El cuarto capítulo describe la metodología realizada en campo, en laboratorio y de procesamiento de datos. Finalmente, el quinto capítulo muestra los resultados y la discusión de los mismos.

CAPÍTULO I

ENERGÍA GEOTÉRMICA

1.1 Conceptos Generales

De manera general, el término *Geotermia* se refiere al calor generado en el interior de la Tierra. En la práctica se le denomina *Geotermia* a la rama de las geociencias que estudian el origen y utilización de la energía térmica desplazada desde el interior de la Tierra hacia la superficie a través de roca o fluidos, y que forma los sistemas geotérmicos (Martínez-Safora, 2009).

Si bien toda la corteza terrestre alberga energía geotérmica, la extracción de ella requiere de medios productores de energía redituables y accesibles, para uso directo o para generación comercial de electricidad.

Los recursos geotérmicos tienen el potencial de proveer una fuente de energía segura, de largo plazo y sin emisiones de gases de efecto invernadero. En 2015 se reportó que la energía geotérmica contribuyó a una pequeña proporción del consumo mundial de energía primaria de menos del 1%, por lo que no se espera que la utilización de energía geotérmica tenga gran impacto en el cambio climático, pero un despliegue extendido en el mundo podría tener un papel significativo para mitigarlo (World Energy Council, 2016). Además, el desarrollo para su explotación resulta una contribución necesaria en la transición a energías limpias ante el encarecimiento y posterior agotamiento de los combustibles fósiles que se vivirá en las próximas décadas.

1.1.1 El calor interno de la Tierra

El calor proveniente del interior de la Tierra controla prácticamente todos los procesos geodinámicos, desde los fenómenos superficiales derivados de la tectónica de placas como sismos y vulcanismo, hasta la generación de la magnetósfera debido a la convección del núcleo externo (Martínez-Safora, 2009). El calor tiene diversas fuentes y su transferencia ocurre por distintos mecanismos que están ligados a la estructura interna de la Tierra.

Desde el punto de vista de la geotermia, solo la corteza y el manto superior son de importancia. La información sobre el manto fue adquirida mediante pozos profundos. Los tres más profundos se encuentran en Sakhalin, Qatar y la Península Kola, con una profundidad de 12 km. Todos los demás datos son obtenidos por métodos geofísicos indirectos de gravimetría, sismología y resistividad (Toth y Bobok, 2017).

Calor de origen radiogénico: El calor radiogénico es consecuencia de la energía liberada por el decaimiento de elementos radioactivos como el ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K , los cuales están presentes principalmente en la corteza terrestre y en menor concentración en el manto superior. La corteza continental puede llegar a producir casi 10 $\mu\text{cal/g/año}$ y la corteza oceánica cerca de 1 $\mu\text{cal/g/año}$. El manto superior produce 0.01 $\mu\text{cal/g/año}$. Lo cual hace un total de 4.7×10^{20} cal/año. (Prol-Ledesma, 2002)

Calor de origen primordial: Es el calor residual generado por la acreción planetaria hace 4600 Ma, el cual continúa llegando a la superficie. Este proceso de enfriamiento ha solidificado la corteza terrestre. Sin embargo, las capas interiores no se han enfriado tan rápidamente porque la corteza terrestre es mala conductora térmica y actúa como aislante para las capas subyacentes. (Prol-Ledesma, 2002)

Otras fuentes de calor: Se incluye aquel calor generado por la fricción de los esfuerzos acumulados en fallas activas, así como el flujo de calor generado por el equilibrio térmico de los magmas (700-1200 °C) y la corteza continental (~600 °C). Prol-Ledesma (2002) explica que el 10% del calor terrestre, se genera por la deformación de la parte sólida de la Tierra debido a los esfuerzos generados por la atracción gravitacional del Sol y la Luna.

1.1.2 El flujo de calor terrestre

Para estudiar el flujo de calor en el interior de la Tierra, es necesario explicar los mecanismos de transferencia de calor. Existen tres y son conducción, convección y radiación:

Conducción: El calor fluye en un sólido o un fluido en reposo. El fenómeno ocurre a nivel molecular y se considera como vibraciones propagándose a lo largo de los enlaces interatómicos. Cada oscilación tiene una cantidad de energía proporcional a su frecuencia. La conducción de energía en sólidos depende de la geometría, simetría molecular y conductividad térmica de un material o medio. (Contreras, Herrera, y Tolson, 2015)

Convección: La convección ocurre en medios líquidos y gaseosos, cuyas moléculas tienen libertad de movimiento y acarrear consigo energía al desplazarse de un lugar a otro. De este modo se homogeneiza la temperatura del medio, que redistribuye el calor en un volumen dado. El fluido en contacto con una frontera caliente incrementa su temperatura a lo largo de la interfaz común y

entonces el fluido se dilata y disminuye su densidad. Como resultado, se genera una fuerza de flotación en las partes más calientes, las cuales ascienden. El fluido desplazado es reemplazado por fluido circundante más frío y entonces se genera un transporte circulatorio denominado corriente o celda de convección, con corrientes ascendentes y descendentes.

Radiación: Involucra el transporte de energía por la emisión de ondas electromagnéticas entre cuerpos y el flujo ocurre aún cuando no hay contacto entre las partes de un sistema y estén separados por el vacío. Este mecanismo se vuelve más evidente a temperaturas altas.

La corteza se comporta como un sólido, el principal tipo de transporte de calor es por conducción y las temperaturas son más bajas que en el manto. Por otra parte, el manto se comporta como un fluido y su mecanismo principal es la convección y radiación.

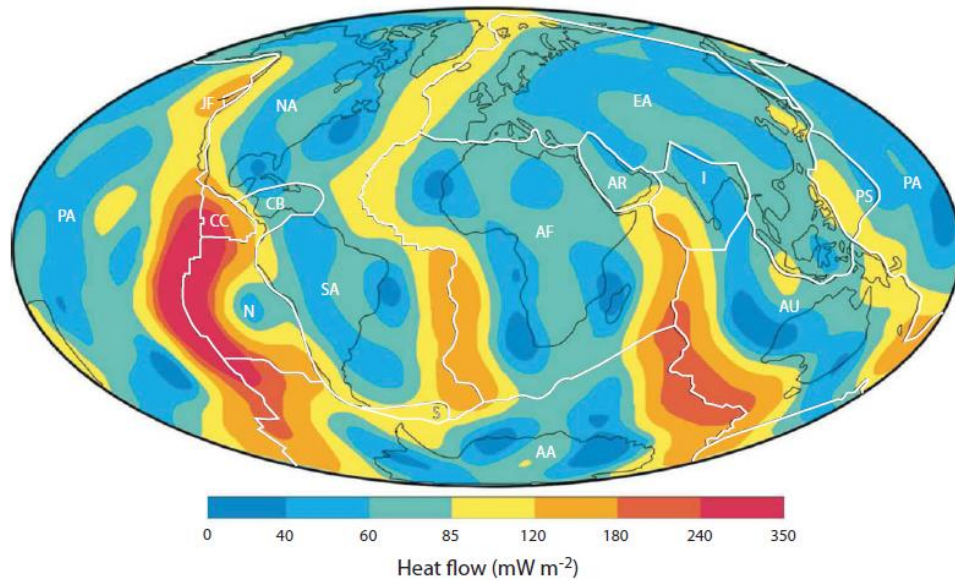


Figura 1. Flujo de calor global resumido por la Comisión de Flujo de Calor (www.geophysik.rwth-aachen.de/IHFC/heatflow.html). Los límites de placa se muestran en líneas blancas: placa Africana (AF), Antártica (AA), Australiana (AU), Euroasiática (EA), India (I), Norteamericana (NA), Sudamericana (SA), Pacífica (PA), Arábica (AR), del Caribe (CB), Cocos (CC), Juan de Fuca (JF), Nazca (N), Mar Filipino (PS), Scotia (S). Adaptado por Klein y Philpotts (2013).

El flujo convectivo del manto es el proceso más importante para explicar el movimiento de las placas tectónicas, la generación de formaciones montañosas y la actividad sísmica y volcánica. El calor transferido por convección se libera en zonas de adelgazamiento y debilidad cortical, por donde ascienden fluidos que bien puede ser magma o agua en contacto con rocas a altas temperaturas.

A partir de más de 24,000 pozos perforados en todos los continentes y suelo oceánico se han obtenido estimaciones de flujo de calor terrestre. Estos datos han sido sintetizados por la Comisión Internacional de Flujo de Calor para crear el mapa mostrado en la Figura 1. Se calcula que en cada segundo se liberan en promedio 50.2 mW/m^2 en la superficie terrestre. El mapa muestra esta tendencia en zonas continentales en color azul claro, pero la mayor parte del calor es liberado del suelo oceánico a lo largo de límites de placas divergentes. Estas regiones constituyen solo el 30% de la superficie terrestre, pero es donde se disipa el 50% del calor liberado en el planeta (Klein y Philpotts, 2013).

1.1.3 Gradiente geotérmico

Al aumentar la profundidad en la corteza terrestre también aumenta la temperatura. A esta variación de temperatura con la profundidad se le denomina gradiente geotérmico. Esto ocurre en cualquier punto de la superficie del planeta y en promedio se tiene que el gradiente es de $30 \text{ }^\circ\text{C/km}$, pero puede variar de 10 a $60 \text{ }^\circ\text{C/km}$. (Prol-Ledesma, 2002)

El valor del gradiente no es uniforme en el planeta y la causa es que el espesor variable de la litósfera afecta la distribución de temperaturas. Los campos geotérmicos representan anomalías térmicas positivas del gradiente en la litósfera. El ambiente tectónico tiene una influencia fundamental en el espesor de la litósfera y, por lo tanto, en las características de un campo geotérmico. Generalmente los campos geotérmicos se concentran en los límites entre las placas, que son sitios comunes de actividad volcánica, alto flujo de calor y regímenes de estrés que son favorables para el desarrollo de campos geotérmicos de alta temperatura (Moeck, 2014).

Desde el punto de vista de la explotación geotérmica, los límites más importantes ocurren a lo largo de los límites de la placa del Pacífico, en el llamado "Anillo de fuego de Pacífico". Si se incluyen las placas adyacentes al este, las placas de Juan de Fuca, de Cocos y de Nazca, así como la placa de Filipinas al oeste, entonces los siguientes países son afectados en sentido horario: Estados Unidos, México, Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica, Panamá, Colombia, Ecuador, Perú, Bolivia, Chile, Nueva Zelanda, Micronesia, Papúa Nueva Guinea, Indonesia, Filipinas, China, Japón y Rusia. Estos 21 países cuentan con recursos geotérmicos explotables y 13 de ellos cuentan con plantas geotermoeléctricas en operación. Prácticamente se tienen zonas de subducción debajo de todas las masas continentales en contacto con el Pacífico, Juan de Fuca, Cocos y Nazca, excepto entre Estados Unidos y México en donde existen límites transformantes y en Hawaii que se sitúa sobre un punto caliente. (DiPippo, 2012)

1.1.4 Sistemas geotérmicos

Un sistema geotérmico típico se compone de una fuente de calor, un acuífero (yacimiento) y una capa sello que impide el escape de los fluidos hacia la superficie (Figura 2). La fuente de calor es una cámara magmática en proceso de enfriamiento con temperaturas elevadas. El acuífero es una formación litológica suficientemente permeable para almacenar agua. La capa sello es otra formación rocosa con una permeabilidad menor que la del acuífero. Si el sistema no satisface alguna de estas características, probablemente no sea un sistema redituable o deberán remediarse con avances tecnológicos, como sucede al compensar la falta de permeabilidad mediante fracturamiento hidráulico. (DiPippo, 2012).

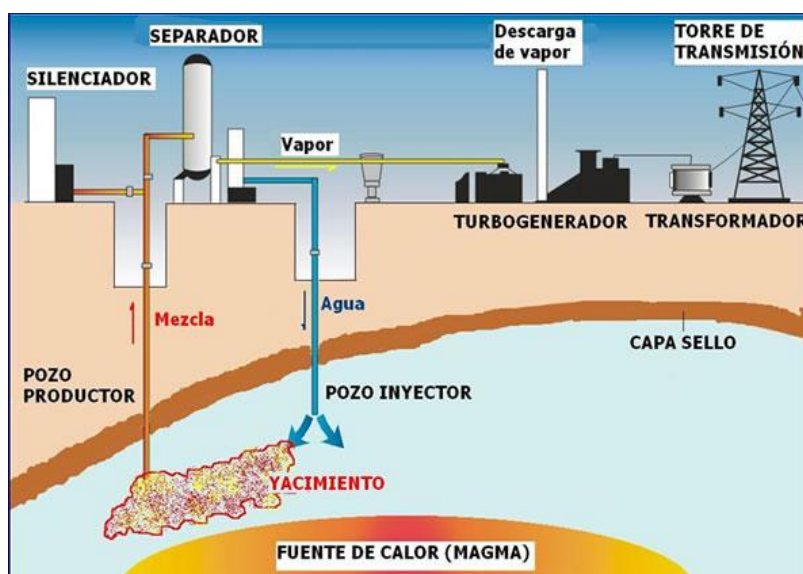


Figura 2. Configuración de un sistema geotérmico. Modificado de Maya-González y Gutiérrez-Negrín (2007).

Clasificación

La clasificación de los sistemas geotérmicos es complicada, ya que pueden ser tan distintos como los ambientes geológicos y varían de acuerdo con cada autor y a los intereses de una investigación. Casi todos los sistemas geotérmicos tienen aplicaciones de uso directo, solo aquellos de alta temperatura ($>180^{\circ}\text{C}$) pueden ser utilizados para generar electricidad a través de un sistema de turbinas de vapor. Nicholson (1993), realiza una clasificación simple basada en estado de equilibrio, temperatura y tipo de fluido, la cual se muestra en la Figura 3.

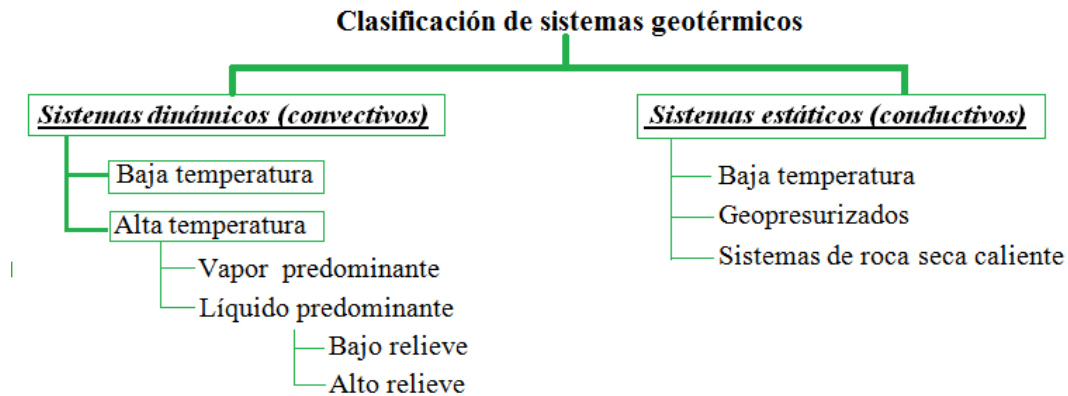


Figura 3. Clasificación de sistemas geotérmicos de acuerdo con Nicholson (1993).

Sistemas dinámicos (convectivos)

Este tipo de sistemas tienen cinco características esenciales que permiten a un recurso geotérmico ser comercialmente viable: una gran fuente de calor, una reserva permeable, abastecimiento de agua, una capa de roca impermeable sobreyacente y un mecanismo de recarga seguro (DiPippo, 2012).

Su funcionamiento es el siguiente, existe un área de recarga donde el agua fría de lluvia percola a través de fallas y fracturas profundas que se extienden hasta la formación en donde el agua entra en contacto con la roca caliente. La capa permeable ofrece un campo de resistencia menor y mientras el líquido se calienta, disminuye su densidad y tiende a ascender a través del medio permeable. Si el fluido encuentra una falla mayor, ascenderá directo a la superficie, en donde se despresuriza hasta alcanzar el punto de ebullición. Estos fluidos emergen como fumarolas, manantiales termales, pozos de lodo o pozas de vapor. Estos sistemas pueden ser de alta o baja temperatura.

Sistemas dinámicos de alta temperatura

Este tipo de sistemas se encuentran en zonas controladas geológicamente: zonas de fallamiento, fosas, zonas de extensión y estructuras de caldera colapsadas, generalmente con profundidades de reservorio de 1-3 km. La tectónica activa mantiene fracturas permeables que permiten el transporte de fluidos. Estos sistemas son típicos en ambientes de subducción, dorsales oceánicas y rifts, así como cinturones orogénicos. Generalmente son vulcanogénicos y su calor lo proveen masas intrusivas. Las descargas en manantiales termales típicamente proporcionan aguas cloruradas con concentraciones de sólidos disueltos de ~3000-5000 mg/kg. La sílice se deposita comúnmente alrededor de manantiales y las salinas se forman si los fluidos atraviesan secuencias evaporíticas (Elders y Moore, 2016).

La descarga superficial de calor está controlada por las condiciones hidrológicas, geológicas y topográficas de la zona afectada, ya que definen la recarga del sistema y la permeabilidad de las capas que forman un yacimiento. Dos sistemas geotérmicos que tienen un gradiente de comportamiento similar, pueden tener manifestaciones de diferente tipo y diferente distribución si uno de ellos se encuentra en un terreno de bajo relieve y el otro en un terreno de alto relieve (Proledesma, 2002).

Sistemas dinámicos de baja temperatura

Se desarrollan en gran variedad de ambientes geológicos. Su formación puede ocurrir por la circulación de fluidos a gran profundidad a través de fallas, horizontes permeables plegados, levantamiento tectónico de roca caliente y calor residual de plutones. No existe un modelo específico para la estructura de este tipo de sistema. Generalmente descargan aguas diluidas con concentraciones de sólidos disueltos de ~1000 mg/kg o menos a través de manantiales termales con temperaturas de ~30-65 °C. Entre los depósitos minerales son comunes aquellos de solubilidad retrógrada (calcita, yeso) con depósitos escasos de sílice.

Sistemas estáticos (conductivos)

Se encuentran típicamente en cuencas sedimentarias profundas. Sus fluidos tienen temperaturas entre 70-150 °C a profundidades de 2-4 km y se derivan de formaciones de agua atrapadas en secuencias sedimentarias de gran espesor. Los fluidos son típicamente aguas cloruradas o salmueras.

Los sistemas geopresurizados se incluyen en esta categoría, se encuentran a profundidades de ~3-7 km y están compuestos por fluidos contenidos en horizontes de rocas sedimentarias permeables confinados por horizontes impermeables, creando una trampa estratigráfica.

1.2 Situación actual de la geotermia en el mundo

1.2.1 Producción de electricidad

En los últimos 15 años, con el pico del petróleo y encarecimiento de combustibles fósiles, se ha dado un cambio sin precedentes en el consumo de recursos energéticos. Este cambio ha afectado el crecimiento del mercado renovable en países en desarrollo. La industria geotérmica no es la excepción y se ha extendido a un amplio número de participantes que incluyen grandes empresas de energía, servicios públicos y privados, manufactureras de equipo, proveedores, investigadores, desarrolladores de campo y compañías de perforación. En el periodo de 2010-2014 se invirtió un

total de 20 billones de dólares en energía geotérmica en 49 países, tanto para uso directo como generación de energía. (World Energy Council, 2016)

En el año 2015, 28 países ya hacían uso de la energía geotérmica para generar electricidad. Ha habido un aumento significativo desde 1995, cuando se contaba con una capacidad mundial instalada de 6,833 MW. Para 2015, la capacidad llegó a 12,635 MWe (73,549 GWh/año), con este aumento promedio de 350 MW anuales, el pronóstico de capacidad instalada para 2020 es de 21,443 MW (Bertani, 2015; Figura 4). Actualmente los cinco países con mayor capacidad instalada son Estados Unidos con 3,591 MWe, Filipinas con 1,868 MWe, Indonesia con 1,809 MWe, Turquía con 1,100 MWe y Nueva Zelanda con 980 MWe (Richter, 2018).

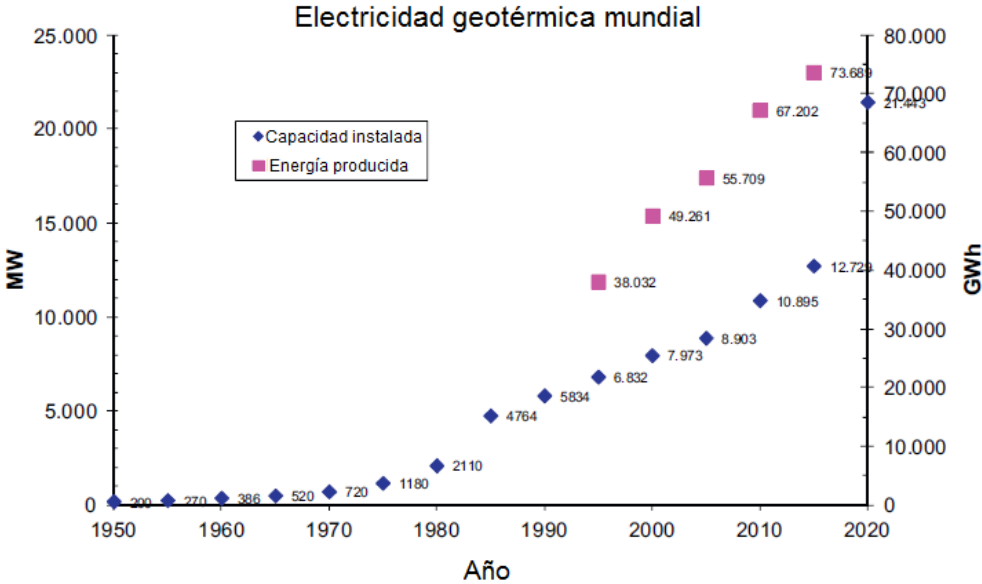


Figura 4. Capacidad instalada (escala vertical izquierda) y energía producida (escala vertical derecha) a nivel mundial desde 1950 hasta 2015. (Bertani, 2016)

De acuerdo a Bertani (2016), si se logran las metas de desarrollo a partir de datos analizados en Bertani (2003), el pronóstico arroja que para el año 2050 la geotermia podría proveer hasta el 8.3% de la producción eléctrica a 17% de la población a nivel mundial. Más de 40 países, localizados principalmente en África, Sudamérica, Centroamérica y el Pacífico, podrían ser sostenidos por energía geotérmica en su totalidad, además de evitar emitir una cantidad de alrededor de 1000 millones de toneladas anuales de CO₂.

1.2.2 Usos directos

La capacidad instalada de energía geotérmica de uso directo en 2009 y distribuida en 78 países, se estimó entre 50.6 y 60 GW. En el mismo año, las aplicaciones anuales de uso directo eran: calefacción (63%), balneología (25%), horticultura (5%), procesos industriales y secado de alimentos (3%), acuicultura (3%) y derretimiento de nieve (1%). Los usos directos han experimentado un incremento significativo en los últimos 15 años después de un periodo de estancamiento (1985-1995), principalmente por el encarecimiento de combustibles fósiles. El potencial técnico de aplicaciones de uso directo para calefacción y enfriamiento aún es incierto (Lund et al., 2010).

Tabla 1. Usos directos de energía geotérmica de acuerdo con su temperatura. (modificado de Lindal, 1973 citado en Dickson y Fanelli, 2003).

T (°C)	Uso	T (°C)	Uso
180	<ul style="list-style-type: none"> • Evaporación de soluciones de alta concentración • Refrigeración por absorción de amonio • Digestión de pulpa de papel, savia 	90	<ul style="list-style-type: none"> • Secado de pescado • Operaciones intensas de deshielo
170	<ul style="list-style-type: none"> • Procesos de sulfuro de hidrógeno para aguas pesadas • Secado de diatomeas 	80	<ul style="list-style-type: none"> • Calefacción • Calefacción en invernaderos
160	<ul style="list-style-type: none"> • Secado de alimento de pescado • Secado de madera 	70	<ul style="list-style-type: none"> • Refrigeración (límite mínimo de temperatura)
150	<ul style="list-style-type: none"> • Alúmina por proceso de Bayer 	60	<ul style="list-style-type: none"> • Crianza de animales • Calefacción de invernaderos combinada con hervideros
140	<ul style="list-style-type: none"> • Secado de productos agrícolas • Comida enlatada 	50	<ul style="list-style-type: none"> • Cultivo de hongos • Balneología
130	<ul style="list-style-type: none"> • Evaporación de azúcar refinada • Extracción de sales por evaporación y cristalización 	40	<ul style="list-style-type: none"> • Calentamiento de suelo
120	<ul style="list-style-type: none"> • Destilación de agua dulce • Múltiples evaporaciones, concentraciones y soluciones salinas 	30	<ul style="list-style-type: none"> • Piscinas de nado, biodegradación, fermentación • Agua tibia para minería en climas fríos • Deshielo
110	<ul style="list-style-type: none"> • Secado y curado de losas de cemento de agregados ligeros 	20	<ul style="list-style-type: none"> • Piscicultura
100	<ul style="list-style-type: none"> • Secado de materiales orgánicos, algas, pasto y vegetales • Lavado y secado de madera 		

Actualmente existe gran desarrollo tanto en aplicaciones de recursos geotérmicos de uso directo como en la tecnología para generación de electricidad. Los usos de recursos de media y baja temperatura pueden ordenarse de acuerdo con su temperatura mediante el diagrama Lindal (Tabla 1). Este diagrama permite vislumbrar los límites de los usos posibles, así como los usos combinados y en cascada que mejoran el aprovechamiento de un proyecto geotérmico.

1.3 Situación actual de la geotermia en México

El sistema energético mexicano se ha basado, fundamentalmente, en los hidrocarburos. El sector productor de hidrocarburos tuvo un desarrollo acelerado en los últimos cincuenta años. Sin embargo, debido al descenso en la producción y exportación de hidrocarburos México ha impulsado el desarrollo de las energías renovables (Martínez-Safora, 2009; Figura 5). Bajo este escenario, México se ha mantenido como uno de los países a la cabeza de la producción geotermoeléctrica en Latinoamérica (Pérez-Denicia et al., 2017).

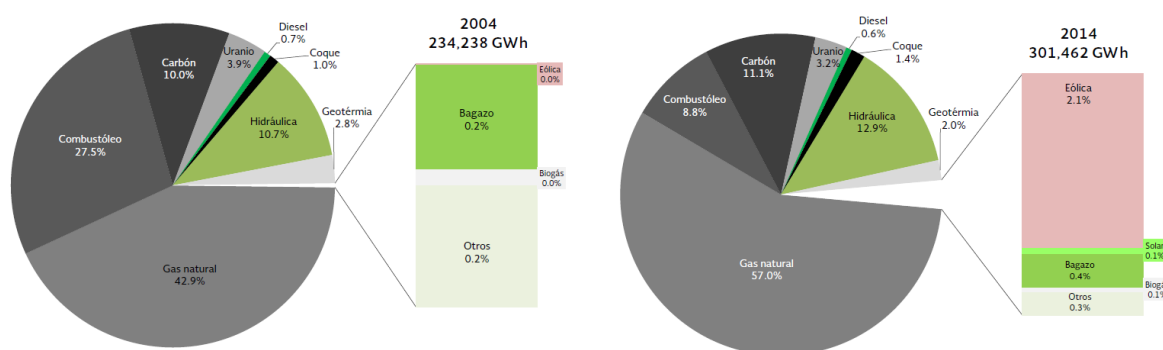


Figura 5. Generación bruta del sistema eléctrico nacional por fuente de energía 2004-2014. (SENER, 2015)

1.3.1 Producción de electricidad

En México, la generación, transmisión, distribución y comercialización de la energía eléctrica es responsabilidad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), una institución pública. Las plantas geotermoeléctricas instaladas en el país están principalmente administradas por la CFE y son cuatro, Cerro Prieto, Los Azufres, Los Hornos y Tres Vírgenes (Figura 6). En 2015, con la aprobación de la Ley de Energía Geotérmica, la empresa privada mexicana Grupo Dragón también tomó partido en la producción de energía en el campo geotérmico Domo San Pedro.

A raíz de la Ley de Energía Geotérmica, la Secretaría de Energía (SENER) y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), crearon el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), una alianza académico-industrial que permitiera promover y acelerar el desarrollo del uso de la energía geotérmica en el país (Romo Jones y Kretzschmar,

2017). De acuerdo con datos del CeMIEGeo, en 2016 la CFE contó con una capacidad instalada de aproximadamente 931 MW eléctricos (Tabla 2), satisfaciendo la demanda de alrededor de 2 millones de hogares. Además de otros 10 MW de capacidad instalados por parte del Grupo Dragón en Domo San Pedro.

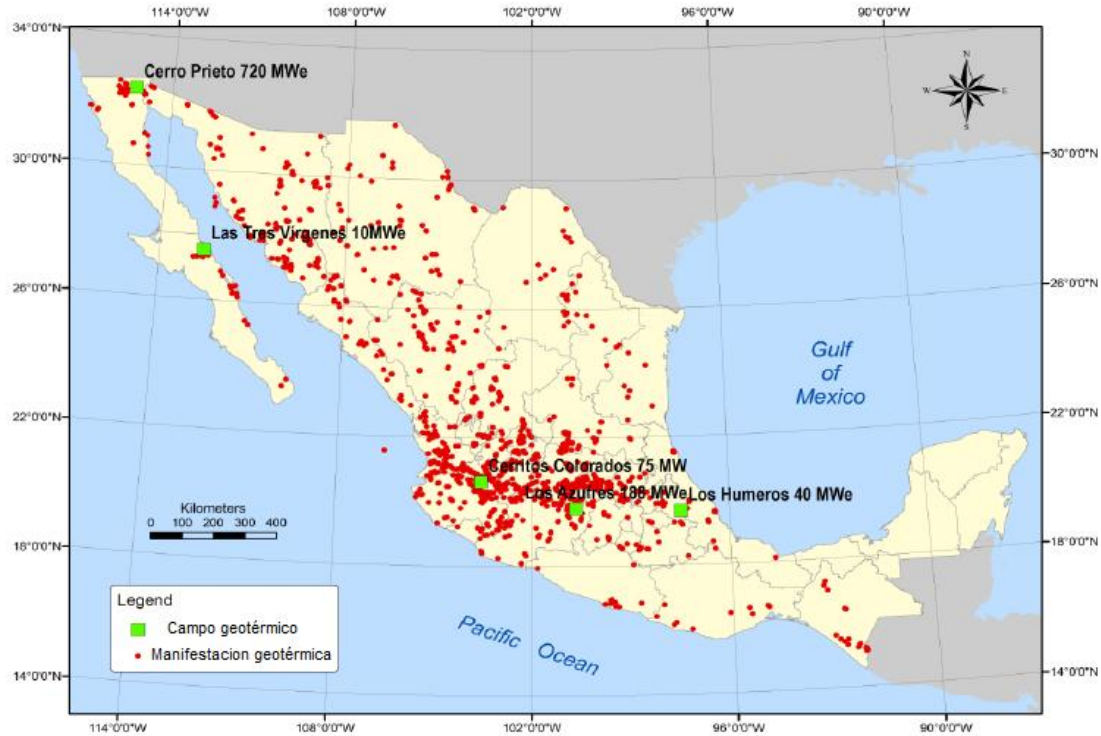


Figura 6. Distribución de manifestaciones geotermales y ubicación de campos geotérmicos en México. (Iglesias et al. , 2015)

Tabla 2. Capacidad instalada en campos geotérmicos en operación. Modificado de CeMIEGeo, (2016).

Campos del país	Capacidad instalada
Cerro Prieto, Baja California	570 MWe
Los Azufres, Michoacán	248 MWe
Los Hornos, Puebla	94 MWe
Las Tres Vírgenes, Baja California Sur	10 MWe
Domo San Pedro, Nayarit	10 MWe

Cerro Prieto

El campo geotérmico de Cerro Prieto está ubicado en el estado de Baja California, al noroeste del país, a ~30 km al sureste de la ciudad de Mexicali. Es el campo geotérmico en operación más antiguo en el país, es el segundo más grande del mundo después de *The Geysers*, E.U.A, y el campo geotérmico líquido dominante más grande del mundo. Actualmente tiene una capacidad instalada de 720 MW. Su capacidad operativa es de 570 MW y se generan poco más de 4,000 GWh anuales. Procesa 4 mil toneladas por hora de vapor proporcionado por 160 pozos productores con profundidades promedio de 2500 m (CeMIEGeo, 2016).

Los Azufres

Se localiza en la porción central del país, en el estado de Michoacán y en la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana. Este campo geotérmico de producción existe desde 1982. En 2015, contaba con una capacidad instalada de 226 MW. El campo cuenta con 40 pozos productores cuya producción total es de ~1700 t/h anuales. La reincorporación de residuo se realiza a través de 6 pozos reinyectores y por año se generan 1500 GWh (Gutiérrez-Negrín et al., 2015).

Los Humeros

Los Humeros, al igual que los Azufres, se encuentra localizado en la Faja Volcánica Transmexicana, pero en la porción este, en el estado de Puebla. Aquí se han registrado las temperaturas más altas en el país, de ~400 °C. En 2016 la capacidad de operación era de un total de 191 MW (CeMIEGeo, 2016). Se cuentan con 23 pozos productores y 2 inyectoras. La producción de vapor es de 630 t/h y la generación es de 340 GWh.

Las Tres Vírgenes

Se localiza en la porción central de la península de Baja California, dentro del complejo volcánico cuaternario Tres Vírgenes. El campo geotérmico se encuentra sobre un régimen tectónico extensional relacionado a la apertura del Golfo de California. Actualmente las instalaciones cuentan con una capacidad instalada de 5 MW. Se producen 100 t/h de vapor y 55 GWh al año. Se planea instalar una unidad de ciclo binario de 2 MW (Gutiérrez-Negrín et al., 2015).

Planta geotérmica de Piedras de Lumbre

Otro caso menos mencionado en la literatura sobre la geotermia en México es el caso de la planta geotermoeléctrica de Piedras de Lumbre, Chihuahua, en la Sierra Tarahumara. En 2001, la CFE perforó un pozo de 300 m de profundidad que produce 35 t/h de líquido a 120 °C. Se instaló una unidad de ciclo binario de 300 kW, la cual abastece a la comunidad de Maguaruchi. En esta comunidad habitan cerca de 600 personas y se encuentra a 75 km de las líneas de transmisión eléctrica más cercanas. Con anterioridad a la instalación de la planta, se abastecía de electricidad con un generador de diesel de las 19:00 a las 22:00 hrs. Esta planta geotermoeléctrica no está conectada a la red nacional eléctrica y es operada por habitantes de la comunidad de Maguaruchi, quienes fueron capacitados por personal de la CFE (Hiriart y Gutiérrez-Negrín, 2003).

1.3.2 Usos directos

Actualmente se han registrado cerca de 2,400 manifestaciones geotérmicas de temperatura baja a media, de las cuales solo se tienen las coordenadas de 2,082 (Iglesias et al., 2015; Figura 6). A pesar de la abundancia de este tipo de recurso en México, se encuentra escasamente desarrollado y el uso principal es para balneología.

De acuerdo a Gutiérrez-Negrín et al. (2015), en 2013 se contaba con una capacidad instalada de 0.460 MW para calefacción, 0.004 MW para invernaderos, 0.007 MW para secado de alimentos y un total de 155.347 MW en balneología, dando un total de 155.819 MW de capacidad instalada para usos directos a nivel nacional. Iglesias et al. (2015) encontraron que se tiene suficiente información de 1637 manifestaciones geotérmicas para estimar recursos inferidos, los cuales se agrupan en 927 sistemas geotérmicos localizados en 26 de los 32 estados de la República. Esta información se obtuvo con tan solo el 69% de las manifestaciones geotérmicas identificadas en el país.

1.3.3 Proyectos a futuro

El proyecto geotérmico nacional para el año 2020 es de 1,395 MWe de capacidad de operación. En este proyecto se considera un total de 715 MW en Cerro Prieto, 306 MWe en Los Azufres, 107.4 MWe en Los Humeros, 12 MWe en Las Tres Vírgenes, así como estimaciones para otros campos geotérmicos entre los cuales están el Domo de San Pedro con 50 MWe, el Volcán Ceboruco con 100 MWe y otros 30 MWe distribuidos en otras zonas del país (Gutiérrez-Negrín et al., 2015).

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Geoquímica de fluidos

Los fluidos geotérmicos están compuestos por una fase líquida y por una fase gaseosa, además de tener elementos disueltos en diversas proporciones. La composición química de ambas fases permite entender la dinámica de un sistema hidrotermal para la planeación de un proyecto geotérmico. La geoquímica de fluidos se involucra en todas las etapas de desarrollo de un proyecto geotérmico, desde la exploración y la evaluación, hasta la producción. Los objetivos principales de la geoquímica de fluidos en las diferentes fases de un proyecto geotérmico son los siguientes:

1. **Exploración superficial.** Evaluar el origen del agua, estimar la temperatura del yacimiento, conocer la composición del agua fría, cartografía de la extensión del sistema geotérmico, caracterizar la química del reservorio con respecto a la utilización, identificar procesos de mezcla y definir el impacto ambiental.
2. **Perforación.** Evaluar la composición de agua, establecer cambios de la composición de descargas totales del pozo a largo plazo, proveer datos geoquímicos para el diseño de construcción, definir problemas de corrosión, desarrollar métodos para disposición de aguas geotérmicas.
3. **Producción.** Monitoreo de cambios químicos del fluido en el sistema de distribución.

En la etapa exploratoria, la química de fluidos geotérmicos incluye la medición de parámetros fisicoquímicos en campo y el análisis químico en laboratorio. Los parámetros fisicoquímicos medibles en campo incluyen temperatura de descarga, conductividad eléctrica, alcalinidad, contenido de sólidos disueltos (TDS), pH y flujo de salida. En el laboratorio, los análisis de fluidos incluyen elementos mayores (contenido de sílice, cationes y aniones), elementos traza (metales pesados y elementos de tierras raras), isótopos estables (Deuterio y ^{18}O). En caso del análisis de gases geotérmicos, estos abarcan gases mayores (CO_2 y H_2S), gases traza (CH_4 , H_2 , Ar, He, entre otros) e isótopos (^{14}C , ^3He , ^4He , entre otros).

2.1.1 Origen y evolución de las aguas geotérmicas

La mayor parte del agua geotérmica es de origen meteórico u oceánico, pero otros orígenes menos comunes incluyen el agua intersticial, metamórfica, y magmática o juvenil. El agua intersticial es aquella que es sepultada junto con los sedimentos que la albergan, como es el caso de los sistemas geopresurizados y en la subducción. El agua metamórfica es aquella albergada en rocas que pasan por procesos de metamorfismo y el agua magmática es aquella contenida en los magmas. Los datos isotópicos sugieren que un 5-10% de los fluidos son de origen magmático. Esta proporción es suficiente para generar cambios significativos en la química del fluido geotérmico final (Nicholson, 1993).

La evolución típica de los fluidos geotérmicos en un sistema dinámico líquido-dominante es el siguiente, el agua meteórica desciende 5-7km, reacciona con las rocas que se encuentran a mayor temperatura y los fluidos se mueven por convección. Estas aguas a profundidad generan los fluidos geotérmicos clorurados primarios, los cuales se encuentran en la base de la célula de convección. Los fluidos y elementos disueltos son retenidos y llegan a cierto grado de equilibrio en el reservorio formado por un horizonte permeable. Conforme los fluidos clorurados ascienden a la superficie, se despresurizan en una zona de ebullición de dos fases (vapor y líquido). De aquí, el agua puede ser descargada en la zona de ascenso o desplazarse lateralmente para emerger en manantiales a varios kilómetros de distancia. El gas de la zona de ebullición también puede ascender y manifestarse como fumarolas y burbujes, así como disolverse en las aguas freáticas sobreyacentes o condensarse en zonas más frías y formar agua de composición sulfatada ácida o bicarbonatada. En este tipo de cambios químicos de los fluidos, es primordial considerar la influencia de la topografía y el flujo por gravedad.

2.1.2 Clasificación de aguas geotérmicas

Las aguas geotérmicas se clasifican en función de las proporciones de componentes mayores disueltos. Estas clasificaciones pueden ser aguas cloruradas, sulfatadas, bicarbonatadas, sulfatadas-cloruradas y cloruradas-bicarbonatadas.

Aguas cloruradas

También llamadas cloruradas-alcalinas o cloruradas-neutras, debido a que el anión dominante son los cloruros, en concentraciones de los cientos hasta más de 10,000 mg/kg y el pH es casi neutro. Los fluidos geotérmicos profundos tienen una concentración típica >1000 mg/kg y se encuentran en sistemas de altas temperaturas, una concentración menor indica mezcla con aguas subterráneas o superficiales. La alta concentración de cloruros es resultado del contacto del HCl, un componente

mayor en los gases volcánicos, con los acuíferos durante su ascenso a la superficie. Los manantiales que descargan este tipo de aguas, sirven para identificar zonas permeables, ya que se alimentan directamente del reservorio profundo. Se descargan comúnmente en manantiales termales, pozas con flujo alto y en casi todos los géiseres. Este tipo de agua se distingue por presentar color azul-verdoso en pozas. Las manifestaciones superficiales están invariablemente rodeada de sílice amorfo, el cual es una pista de manifestaciones superficiales extintas y de temperaturas subsuperficiales con temperaturas de $\sim 200^{\circ}\text{C}$. Los manantiales termales con este tipo de agua son de confiabilidad para aplicación de geotermómetro para estimar temperatura del yacimiento geotérmico (Nicholson, 1993).

Aguas sulfatadas

También llamadas aguas sulfatadas-ácidas, son fluidos formados por la condensación de gases geotérmicos en capas freáticas más frías cerca de la superficie. Dichos gases están inicialmente disueltos en aguas cloruradas, pero se separaron en una zona de ebullición a profundidad. El anión principal es el sulfato, el cual se deriva de la oxidación del ácido sulfhídrico condensado. El pH común es ~ 3 y la concentración de cloruros y carbonatos es muy baja o inexistente. Usualmente se encuentran en pozas turbias o de lodo, pero también pueden ser descargados en manantiales. No es recomendable el uso de geotermómetros en este tipo de aguas debido a que la concentración de sílice y cationes son producto de lixiviación sub-superficial y, por lo tanto, los constituyentes disueltos no guardan relación con el equilibrio roca-fluidos del reservorio. Este tipo de aguas también pueden percolar el subsuelo y mezclarse con fluidos clorurados (Nicholson, 1993).

Aguas bicarbonatadas

Este tipo de agua está enriquecido en CO_2 y también incluye las aguas neutras carbonatadas-sulfatadas. Son producto de la condensación de gas y vapor en aguas subsuperficiales de escasa oxigenación. Su descarga es por medio de manantiales tibios a calientes y manantiales fríos efervescentes.

Tienen pH casi neutro ya que la acidez natural se neutraliza por efecto de reacciones con iones HCO_3^- y CO_3^{2-} de la litología local. Los iones principales son bicarbonatos y sodio. Los cloruros suelen estar ausentes o en bajas concentraciones. Este tipo de aguas son altamente reactivas y corrosivas en las cubiertas de pozos, por lo que es un punto clave en el desarrollo de un proyecto geotérmico. Debido a que las descargas pueden proceder de acuíferos en equilibrio, profundos y someros en un sistema de alta temperatura, no son recomendables para utilizar geotermómetros. Su

origen es por calentamiento de vapor y condensación y su geoquímica no está relacionada al equilibrio del fluido en un reservorio profundo (Nicholson, 1993).

Aguas sulfatadas-cloruradas

Generalmente se descargan en superficie mediante manantiales tibios a calientes. Este tipo de aguas se forman por diversos procesos, los cuales son: (a) mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas en profundidades variables, (b) descargas subsuperficiales y oxidación de H_2S en aguas cloruradas, (c) condensación subsuperficial de gases volcánicos en aguas meteóricas, (d) condensación de vapor magmático a profundidad y (e) paso de fluidos clorurados a través de secuencias enriquecidas en sulfatos.

Comúnmente tienen un pH entre 2 y 5, con cloruros y sulfatos en proporciones similares. Los casos (c) y (d) pueden ser identificados por altas concentraciones de Cl^- , SO_4^{2-} y F^- . Estas aguas pueden ser inusualmente ácidas (0-2), pero generalmente son neutralizadas por las interacciones agua-roca. Debido a que este tipo de agua es una mezcla de fluidos, cualquier aplicación de geotermómetros debe ser interpretada con precaución.

Aguas cloruradas-bicarbonatadas

Se conocen también como aguas cloruradas diluidas y se forman por la dilución de fluidos clorurados con agua freática o con aguas bicarbonatadas durante el flujo lateral. Comúnmente se restringen a los márgenes de las zonas de ascenso mayores y manifestaciones superficiales de sistemas de alta temperatura, pero se descargan en manantiales de baja temperatura. Son aguas neutras con pH entre 6 y 8 con cloruros como anión principal y contenido de bicarbonatos en concentraciones variables. Si las aguas cloruradas solo han sido diluidas en agua freática, es posible aplicar geotermometría. Sin embargo, deben tomarse precauciones, ya que la dilución afectará el geotermómetro de sílice y la técnica de Na-K-Ca. Puede haber pérdida de Li por flujo lateral y adición de Mg por reacciones subsuperficiales. Esto último afectaría los métodos Na/Li y K/Mg. Es esencial conocer la distribución espacial de manantiales y el sistema hidrológico para discernir interpretaciones de geotermómetros (Nicholson, 1993).

2.1.3 Interpretación de la química de aguas geotérmicas

La interpretación química de las aguas geotérmicas debe buscar un sentido geológico e incluir la evaluación de diferentes procesos que afectan la composición química, los cuales pueden ser: (1) reacciones agua-roca, tanto de disolución como de depósito, y los procesos físicos como (2) enfriamiento por ebullición, (3) enfriamiento por conducción y (4) mezcla de fluidos.

En el proceso de interacción agua-roca existen dos grupos principales de constituyentes químicos en función de su solubilidad. El primero es el de las especies solubles (también llamadas no reactivas o conservativas), las cuales pasan rápidamente a la fase líquida y permanecen en solución antes de que exista una alteración apreciable en la litología donde ocurre. Las especies incluyen al Cl, B, Br, As y Cs. El segundo grupo lo conforman las especies comunes formadoras de roca (no conservativas), que incluyen al SiO₂, Na, K, Ca y Mg. Sus solubilidades son controladas por la temperatura, que a su vez depende del equilibrio agua-roca. Estas especies solo son diluidas después de que las rocas han sido alteradas.

Las especies conservativas y las no conservativas pueden tener dos tipos de reacciones: de solubilidad o de intercambio de iones. Las reacciones de solubilidad determinan la cantidad de una especie en particular que puede entrar y permanecer en la solución antes de precipitarse. La temperatura controla predominantemente la solubilidad, pero también cambios de pH, presión y salinidad. La sílice y la calcita son particularmente importantes debido a que generan precipitaciones en los pozos geotérmicos. El segundo tipo de reacciones son las de intercambio de iones, que involucran la transferencia de iones entre dos o más aluminosilicatos y controla la proporción de cationes en la solución, incluyendo al H⁺. Por lo anterior, el pH puede ser afectado por asociaciones de minerales silicatados. Las asociaciones de alteración muestran que la mayoría de los minerales secundarios se forman por este tipo de reacciones.

El enfriamiento por ebullición ocurre en sistemas hidrotermales con una tasa de flujo alta (>~1-3L/s) y esto impide que haya suficiente tiempo para que el calor se disperse por conducción. Los gases y volátiles se separan en la fase de vapor y se mueven independientemente de la fase líquida, en la cual cambian las concentraciones de las especies químicas. Por ejemplo, durante la ebullición el dióxido de carbono se separa de la fase líquida, lo que genera un incremento de pH y solubilidad de sílice, así como un decremento en la solubilidad de calcita. Las aguas descargadas que han sido enfriadas por este proceso son adecuadas para la aplicación de geotermómetros y modelos de mezcla. Esto es debido a que tienen poco tiempo de reaccionar con las rocas. Los manantiales con este tipo de enfriamiento tienen temperaturas cercanas al punto de ebullición.

El enfriamiento por conducción ocurre cuando la tasa de flujo de un sistema hidrotermal es baja ($< \sim 0.5 \text{ L/s}$), hay suficiente tiempo para que los fluidos pierdan calor por conducción. No hay una pérdida de volátiles considerable y puede considerarse que la concentración de cloruros es similar al del reservorio. El resto de los otros solutos generalmente son afectados por las reacciones agua-roca que son posibles por el flujo lento. Debido a lo anterior, no son adecuadas para la aplicación de geotermómetros.

Es primordial el reconocimiento de procesos de mezcla en la interpretación de la geoquímica de fluidos. El tipo de mezcla más común es con agua meteórica fría, pero también ocurren mezclas con aguas calentadas con vapor o con zonas someras del reservorio. Las mezclas pueden ser identificadas con diagramas utilizando especies conservativas en relaciones como el Cl vs SiO_2 y Cl vs SO_4 Cl vs B o Cl vs entalpía. Una interpretación más confiable debe realizarse con grupos de manantiales y no descargas aisladas, así como relacionarlos con la distribución espacial de las descargas. Nicholson (1993) señala ciertos criterios y parámetros para reconocer una posible mezcla de fluidos: (1) alta concentración de SiO_2 respecto a las temperaturas de descarga; (2) variaciones de concentración de cloruros muy grandes en manantiales en ebullición que no pueden ser explicadas por la pérdida de vapor; (3) pH bajo en relación a la salinidad del agua, de 6-7 para concentraciones de $\text{Cl} < 100 \text{ mg/kg}$; (4) altas concentraciones de carbonatos, si hubo mezcla posterior a la ebullición y la temperatura del fluido es $> 200 \text{ }^\circ\text{C}$; (5) baja proporción entre Ca/H^+ comparada con la del fluido geotérmico; (6) sub-saturación de calcita; (7) altas concentraciones de Mg; (8) manantiales fríos con tasas de flujo muy altas para ser compatibles con enfriamiento por conducción; (9) temperaturas muy altas ($> 50 \text{ }^\circ\text{C}$) indicadas por geotermómetros, en comparación con temperaturas medidas; (10) variaciones sistemáticas meteóricas en la composición y temperatura de manantiales; (11) relación cuasi-lineal en gráficas de elementos conservativos para grupos de manantiales; (12) variaciones de isótopos de oxígeno e hidrógeno y (13) variaciones en concentraciones de cationes mayores, especialmente K, debido a lixiviación o absorción después de la mezcla.

pH

El *pH* es afectado principalmente por la pérdida de CO_2 en el proceso de ebullición. La pérdida de CO_2 incrementa el *pH*. Otros factores como salinidad del fluido, temperatura y solubilidad minerales afectan el *pH*. Las reacciones agua-roca pueden amortiguar el *pH* del fluido mediante consumo de protones. Por ejemplo, si la salinidad de un fluido incrementa, también lo harán los iones de hidrógeno en la solución, causando una caída del *pH*. El *pH* varía también con la temperatura debido a que la ionización del agua depende de la temperatura, por lo que es importante considerar si un fluido es ácido o alcalino a temperatura de un reservorio. En superficie un *pH* neutro tiene un valor de 7, pero reservorios de alta temperatura un *pH* neutro es de 5.5 y, por lo

tanto, un valor >5.5 será alcalino. La pérdida de gases de una solución debido a la ebullición, causa que el líquido residual aumente su pH . Esto se debe a que se consumen los iones de hidrógeno al exsolverse el CO_2 a la fase gaseosa. (Nicholson, 1993).

Especies neutrales

SiO_2

Las concentraciones de sílice son usualmente <700 mg/kg, con valores promedios 100-300 mg/kg y son controlados por la solubilidad de minerales silicatados. La sílice está contenida en forma de varios polimorfos, que incluyen cuarzo, calcedonia, cristobalita, ópalo y sílice amorfo y cada uno varía en su solubilidad. La calcedonia tiene mayor solubilidad que el cuarzo y controla las concentraciones de sílice a temperaturas <140 °C. La solubilidad del cuarzo afecta la concentración del sílice de 6.1 mg/kg a 20 °C a un máximo de 770 mg/kg a 340 °C y luego decae a 299.6 mg/kg a 374 °C (Nicholson, 1993). La Figura 7a muestra la gráfica de solubilidad de distintos polimorfos del sílice en agua líquida a presión de vapor de solución a una temperatura dada. La Figura 7b muestra el comportamiento de solubilidad del cuarzo.

Conforme el fluido asciende a la superficie y se enfría, es posible que la sílice se deposite a profundidad en los canales del fluido. Estos depósitos pueden recubrir las paredes de roca e impedir mas reacciones con el agua, lixiviación y alteración, y se establece un equilibrio químico e isotópico agua-roca.

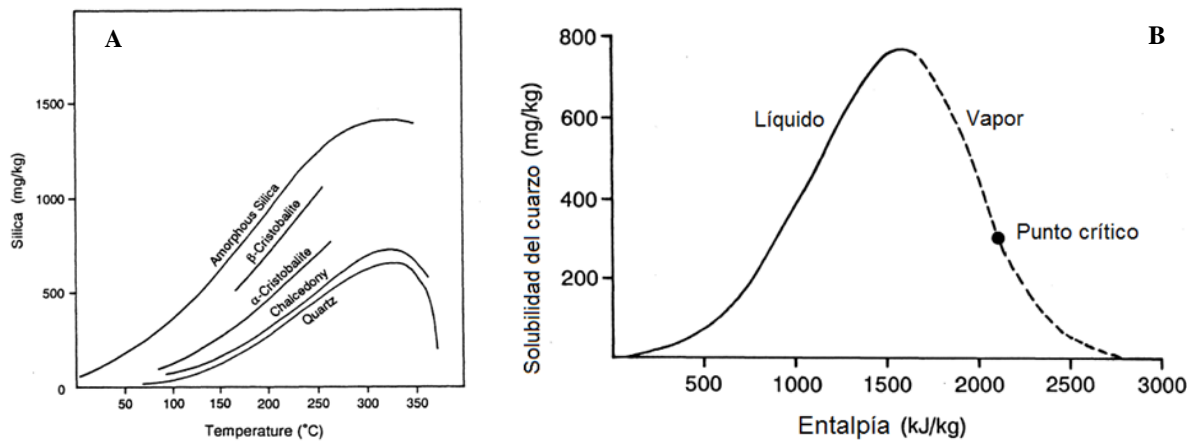


Figura 7. Gráficas de valor de solubilidad de especies de sílice. A: Variaciones de solubilidad de polimorfos de SiO_2 en agua a presión de vapor de solución respecto a la temperatura. El ópalo fue identificado inicial e incorrectamente como β -cristobalita (Fournier, 1985, citado en Nicholson, 1993); B: Cambios de solubilidad del cuarzo en agua a presión de vapor de solución con respecto a la entalpía (Nicholson, 1993).

Cationes

Los cationes mayores importantes en la geoquímica de fluidos geotérmicos incluyen al sodio (Na^+), potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}). Generalmente, la concentración del Na^+ y K^+ la controla el equilibrio agua-roca dependiente de la temperatura y son la base del geotermómetro Na/K (Truesdell, 1976; Tonani, 1980; Arnórsson, 1983; Fournier 1979; Giggenbach 1988). El Na^+ es el catión más abundante con concentraciones entre 200 y 2000 mg/kg, mientras que el K^+ presenta alrededor de una décima parte de la concentración del sodio. Por otro lado, la concentración de Ca^{2+} la controla los minerales de solubilidad retrógrada (es decir: calcita, anhidrita, fluorita). El principal control de su concentración es el proceso de pérdida de CO_2 por ebullición. Usualmente las concentraciones de Ca^{2+} son bajas en fluidos de alta temperatura (< 50 mg/kg), pero incrementan con la acidez y salinidad (Nicholson, 1993). Finalmente, la concentración de Mg^{2+} es baja a temperaturas altas, entre 0.01 y 0.1 mg/kg, se incorpora rápidamente a minerales alterados, especialmente clorita, así como illita, y montmorillonita. Concentraciones mayores indican lixiviación de la roca local (Nicholson, 1993).

Aniones

Los aniones mayores de los fluidos geotérmicos incluyen a los cloruros (Cl^-), fluoruros (F^-), bicarbonatos (HCO_3^-) y sulfatos (SO_4^{2-}). La concentración usual de F^- es <10 mg/kg y está controlada por la solubilidad de la fluorita. Altas concentraciones de F^- se asociación a bajas concentraciones de Ca^{2+} . Cantidades inusualmente grandes pueden ser producidas por condensación de gases volcánicos (principalmente HF) en aguas meteóricas, que también se correlaciona con altos niveles de Cl^- y SO_4^{2-} . Zonas de litologías volcánicas tienen mayores concentraciones de F^- que las litologías sedimentarias. En cuanto a la alcalinidad, las especies individuales de carbono incluyen: HCO_3^- , CO_3^{2-} , H_2CO_3 y CO_{2aq} . La concentración total de carbonatos disueltos la determina la presión parcial ejercida por el CO_{2aq} en fluidos profundos. En valores de pH entre 8 y 10 predominan los CO_3^{2-} , valores de pH entre 3.8 y 8 predominan los iones HCO_3^- y en valores de $pH < 3.8$ todo el carbonato disuelto está en forma de ácido carbónico H_2CO_3 . Finalmente, la concentración de SO_4^{2-} es baja en fluidos profundos (<50 mg/kg), pero incrementa con las reacciones de oxidación de H_2S . Altas concentraciones en aguas superficiales pueden ser resultado de condensación de vapor (Nicholson, 1993).

Las concentraciones de los elementos hasta ahora descritos fueron sintetizados en la Figura 8 para su fácil asociación a procesos fisicoquímicos.

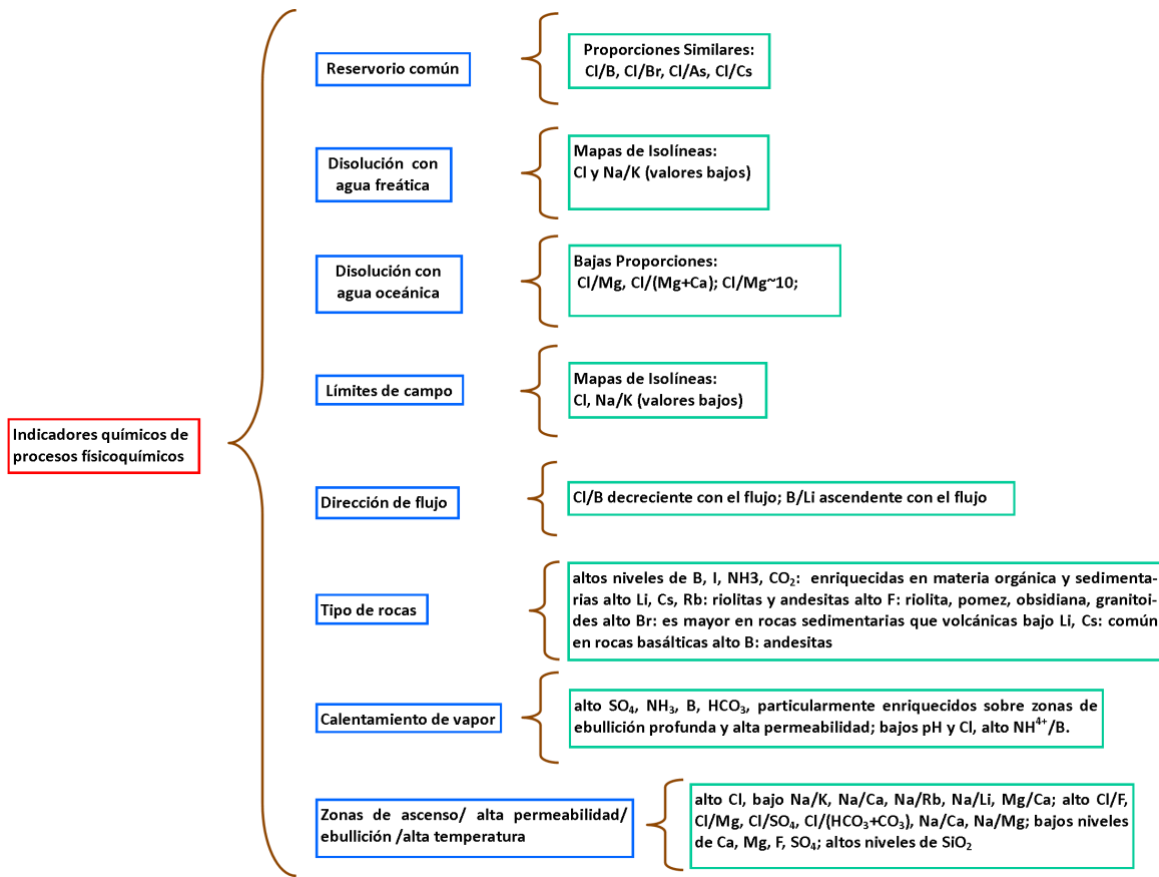


Figura 8. Indicadores químicos de procesos fisicoquímicos de los fluidos geotérmicos (Nicholson, 1993).

2.1.4 Geotermómetros químicos

Los geotermómetros (conocidos también como geotermómetros de soluto) son herramientas geoquímicas que permiten estimar la temperatura del yacimiento geotérmico, calcular las proporciones de algunos elementos químicos y estimar algún grado de mezcla en zonas someras (Verma y Santoyo, 1997). En temperaturas específicas, ciertas asociaciones minerales tienden a reaccionar para lograr un equilibrio con los fluidos. Los geotermómetros surgen de relaciones sistemáticas y predecibles entre la temperatura con la composición química de ciertos solutos. Una correcta aplicación de los mismos se basa en cinco suposiciones básicas (Nicholson, 1993; Arnórsson, 2000): (1) la concentración de elementos utilizada está controlada únicamente por una reacción mineral-fluido, que depende de la temperatura; (2) existe una abundancia suficiente de minerales disueltos en el sistema hidrotermal para que la reacción ocurra rápidamente; (3) la reacción alcanza el equilibrio en el reservorio; (4) existe un flujo rápido hacia a la superficie, sin reacciones cerca de la superficie y (5) no existe disolución ni mezcla del fluido profundo. Los geotermómetros de sílice, Na/K, Na-K-Ca, Na/Li, K/Mg y Ca/Mg son los mas usados en la industria geotérmica (Verma, 2002).

Geotermómetro de sílice

La calibración del geotermómetro está basada en estudios experimentales de solubilidad de cuarzo en agua (Arnórsson, 2000). El geotermómetro relaciona la temperatura con la constante de equilibrio referido a una reacción específica entre el mineral y la solución. En la Tabla 3 se muestran algunos geotermómetros de sílice reportados en literatura. Es importante señalar que existen diferentes fases de sílice en la naturaleza. Las fases de interés para estudios geoquímicos de fluidos geotérmicos incluyen el cuarzo, la calcedonia y la sílice amorfa.

Depende de las concentraciones absolutas de sílice y es afectado por los procesos de ebullición y disolución, Este geotermómetro puede arrojar temperaturas erróneas si hay contribución de sílice de fluidos sub-superficiales ácidos. Otro limitante es que las temperaturas del sistema geotérmico deben ser, preferentemente, menores a 250°C debido a que, a temperaturas superiores, la sílice se deposita rápidamente y la concentración de sílice difícilmente permanece constante en el fluido. Para temperaturas >250°C se han desarrollado otras relaciones de geotermometría (Pérez-Zárate, 2015).

Tabla 3. Geotermómetros de sílice reportados en literatura (Nicholson, 1993).

Ecuaciones de geotermómetro de sílice con T<250 °C	T (°C)=	Referencia
Cuarzo (sin pérdida de vapor)	$[1309/(5.19-\log\text{SiO}_2)]-273$	Fournier (1977)
Cuarzo (máxima pérdida de vapor a 100°C)	$[1522/(5.75-\log\text{SiO}_2)]-273$	Fournier (1977)
Calcedonia	$[1032/(4.69-\log\text{SiO}_2)]-273$	Arnórsson et al. (1983)
Cristobalita α	$[1000/(4.78-\log\text{SiO}_2)]-273$	
Cristobalita β	$[781/(4.51-\log\text{SiO}_2)]-273$	
Sílice amorfo	$[731/(4.52-\log\text{SiO}_2)]-273$	

Geotermómetro Na/K

Este geotermómetro utiliza la relación de iones Na/K en vez de una sola especie química. En sistemas de alta temperatura, la variación de sodio y potasio de las aguas geotérmicas se debe al intercambio de iones de estos elementos entre los feldspatos alcalinos co-existentes. Este geotermómetro no se ve afectado por la pérdida de vapor o disolución de aguas superficiales. En la Tabla 4 se muestran algunos geotermómetros Na/K reportados en la literatura.

Tabla 4. Geotermómetros Na/K reportados en literatura (Nicholson, 1993).

Geotermómetro T (°C)=	Intervalo de operación (°C)	Referencia
856/[log(Na/K)+0.857]-273	> 120	Truesdell (1976)
883/[log(Na/K)+0.780]-273	> 120	Tonani (1980)
933/[log(Na/K)+0.993]-273	25 – 250	Arnórsson (1983)
1319/[log(Na/K)+1.699]-273	250 – 350	Arnórsson (1983)
1217/[log(Na/K)+1.483]-273	> 120	Fournier (1979)
1178/[log(Na/K)+1.470]-273	> 120	Nieva y Nieva (1987)
1390/[log(Na/K)+1.750]-273	> 120	Giggenbach (1988)

Las ecuaciones de la Tabla 4 funcionan bien para temperaturas en el rango de 180-350°C. Las concentraciones de sodio y potasio son controladas gradualmente por las reacciones con otros minerales y con la disminución de la temperatura, lo cual se vuelve notable a temperaturas menores a 120°C, por lo que no es recomendable aplicar geotermómetros por debajo de este límite (Díaz-González et al., 2008; Pérez-Zárate et al., 2015)

La tasa de re-equilibrio del intercambio de sodio y potasio es mucho menor que la de precipitación y disolución de sílice, por lo que el equilibrio químico de solución se preserva mejor en condiciones profundas y se desestabiliza gradualmente en su ascenso hasta la superficie. Es útil para identificar temperaturas altas de reservorio. Este geotermómetro muestra temperaturas altas anómalas para aguas enriquecidas en amonio que han reaccionado con horizontes enriquecidos en materia orgánica.

Geotermómetro Na-K-Ca

El geotermómetro Na-K-Ca fue desarrollado por Fournier y Truesdell en 1973 para sistemas de baja temperatura con aguas enriquecidas en calcio, ya que el geotermómetro Na/K arroja temperaturas inusualmente altas. En estos sistemas el calcio, sodio y potasio compiten en las reacciones de intercambio de iones con los minerales silicatados. Es recomendable utilizar este geotermómetro cuando la proporción $[Ca^{1/2}/Na]>1$. Para temperaturas de reservorio $>\sim 180^{\circ}C$, los resultados son más confiables. A temperaturas menores, el geotermómetro es afectado por el dióxido de carbono diluido, ya que controla la concentración de Ca.

Ecuación de geotermómetro Na-K-Ca

$$T^{\circ}\text{C}=1647/\{\log(\text{Na}/\text{K})+\beta[\log(\text{Ca}^{1/2}/\text{Na})+2.06]+2.47\}-273$$

donde

$$T>70^{\circ}\text{C}$$

$$\beta=4/3 \text{ si } t<100^{\circ}\text{C}$$

$$\beta=1/3 \text{ si } t>100^{\circ}\text{C}$$

Este geotermómetro puede ser aplicado en fluidos clorurados diluidos. En aguas bicarbonatadas con temperaturas mayores a 200°C, el CO₂ varía sistemáticamente con la temperatura y el geotermómetro es confiable. A temperaturas menores resulta problemático.

En sistemas hidrotermales de baja temperatura con agua enriquecida en magnesio el geotermómetro arroja temperaturas altas falsas (>70°C), por lo que deben realizarse correcciones adicionales. El procedimiento puede consultarse en Nicholson (1994).

Geotermómetro Na/Li

El geotermómetro de Na/Li fue desarrollado por Fouillac y sus colaboradores en 1981 para ser usado preferentemente en cuencas sedimentarias con altas concentraciones de sales disueltas. La calibración del geotermómetro es empírica y basada en datos de perforación. Sin embargo no se ha establecido una base teórica que explique el funcionamiento del geotermómetro. El litio es un elemento muy escaso, por lo que se considera que entra a la fase líquida por medio de reacciones en minerales con contenido de litio. Las reacciones a profundidad podrían explicar su presencia. En la Tabla 5 se observan algunos geotermómetros reportados en literatura.

Tabla 5. Geotermómetros Na/Li reportados en literatura (Nicholson, 1993).

Geotermómetro T (°C)=	Condición	Referencia
1000/[log(Na/Li)+0.389]-273	Cl<0.3m	Fouillac y Michard (1981) ^a
1195/[log(Na/Li)+0.130]-273	Cl>0.3m	Fouillac y Michard (1981) ^a
1590/[log(Na/Li)+.779]-273	---	Kharaka et al. (1982) ^b

a: unidades molares, b: unidades en mg/kg

Geotermómetro K/Mg y Li/Mg

Los geotermómetros K/Mg Li/Mg son válidos para temperaturas entre 50 y 300 °C en sistemas hidrotermales que aún no han alcanzado equilibrio con la litología. El contenido de magnesio disminuye con el incremento de temperatura, por lo que altas concentraciones de magnesio indican un equilibrio agua-roca de baja temperatura. Las proporciones K/Mg y Li/Mg son representativas de las condiciones de la última reacción agua-roca previa a la descarga. Las ecuaciones de estos geotermómetros son:

Tabla 6. Geotermómetros K/Mg y Li/Mg

Geotermómetro T (°C)=	Referencia
$4410/[\log[K/(Mg)^{1/2}]+14.00]-273$	Giggenbach (1988)
$2200/[\log[Li/(Mg)^{1/2}]+5.470]-273$	Kharaka y Mariner (1989)

* Li y Mg en concentraciones en mg/kg

CAPÍTULO III

ZONA DE ESTUDIO

3.1 Ubicación de la zona y rutas de acceso

Los sitios de estudio se localizan en el centro de México, en la porción este del estado de Michoacán. La Escalera y Agua Caliente se ubican al sureste de la ciudad de Morelia, en los municipios de Charo y Tzitzio, respectivamente. Ambos sitios se encuentran a una latitud de 19°36'00". El sitio La Escalera se ubica a 2 km al oeste de la localidad de La Escalera y el sitio Agua Caliente se ubica a 2 km al noreste de la localidad Tzitzio. Dichas localidades se encuentran en las cartas topográficas del INEGI 1:50,000 correspondientes a Morelia (E14A23) y Tzitzio (E14A24) (INEGI, 2014a, 2014b).

Geológicamente se localizan en el límite sur de la porción centro-occidente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), una provincia fisiográfica entre los 19° y 20° de latitud N, de 1000 km de longitud y que atraviesa el centro del país desde el Golfo de México hasta el Océano Pacífico (Figura 9a) . Entre los rasgos fisiográficos y geológicos cercanos a los sitios de estudio se encuentran: el lago de Cuitzeo al norte, cuyos alrededores presentan manifestaciones geotérmicas como ocurre en Chucándiro, San Agustín del Maíz y Araró; la zona geotérmica de Los Azufres al este, el campo volcánico Michoacán-Guanajuato al oeste y al sur la depresión del Balsas.

El sitio geotérmico La Escalera se encuentra al sur de la caldera con el mismo nombre. La caldera de La Escalera es del Mioceno temprano (22.3-18.9 Ma) y junto con El Complejo Volcánico Garnica, La caldera de Atécuaro y el complejo Volcánico Indaparapeo suman las cuatro unidades volcánicas delimitadas por Gómez-Vasconcelos (2012) y que conforman la Sierra de Mil Cumbres. El sitio Agua Caliente se encuentra aproximadamente a 12km al este del sitio La Escalera, en el límite norte de la unidad morfoestructural denominada Anticlinal de Tzitzio, sobre el río Patámbaro (Figura 9b). Se observa que ambos sitios son intersectados por los mismos tres sistemas de fallamiento con orientaciones NW-SE a N-S, NE-SW y E-W, los cuales han generado zonas permeables que facilitan la salida de fluidos geotérmicos.

La literatura existente de la región describe la evolución geológica de la Sierra de Mil Cumbres y el anticlinal de Tzitzio (Gómez-Vasconcelos, 2012; Pasquarè et al., 1991; Menella et al., 2000; Blatter y Hammersley, 2010; Servicio Geológico Mexicano, 1998). Otras investigaciones pertenecen al campo de la geotécnica (Pola, 2006) y paleomagnetismo (Montes Alva et al., 2015). Sin embargo, no hay información relacionada a la geoquímica de las manifestaciones geotérmicas observadas en los sitios La Escalera y Agua Caliente, que incluyen pozas burbujeantes, manantiales termales y zonas de alteración.

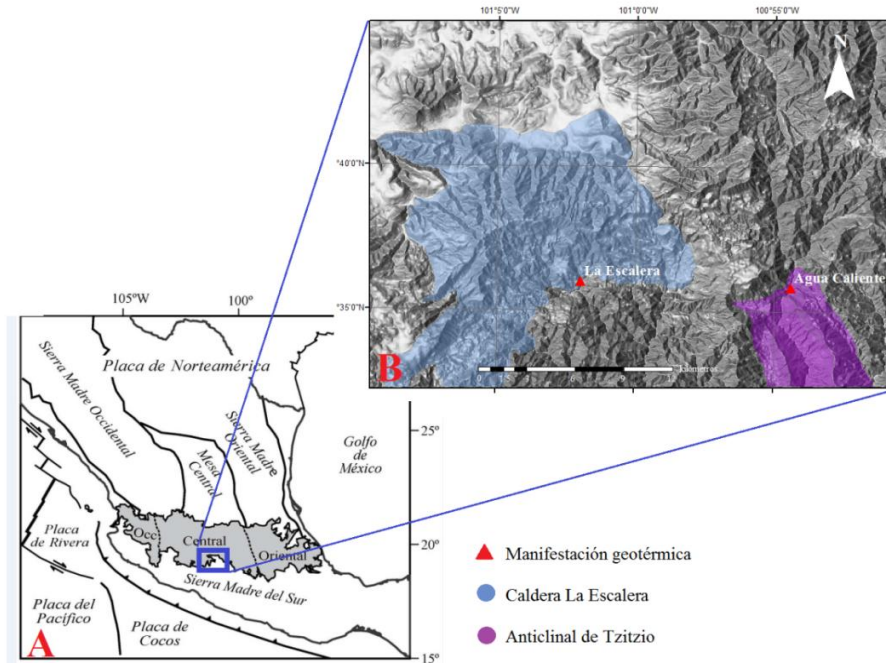


Figura 9. Mapa de la zona de estudio. A: Ubicación de la FVTM (Gomez-Tuena, Orozco-Esquivel, y Ferrari, 2005) B: Ubicación de las zonas de estudio marcadas con triángulos rojos y áreas de unidades geológicas como referencia, correspondientes a la caldera de La Escalera (modificado de Gómez-Vasconcelos et al, 2015) y anticlinal de Tzitzio (modificado de Servicio Geológico Mexicano, 1998)

La principal vía de acceso a los sitios es la carretera federal no.15 (Morelia-Ciudad Hidalgo), pero localmente se le conoce como carretera Mil Cumbres (Figura 10). Para llegar a la Escalera, se toma la desviación Mil Cumbres-La Escalera en el kilómetro 21 en dirección Morelia-Ciudad Hidalgo, pasando Pontezuelas. Se debe llegar a la localidad La Escalera y descender por terracería hasta el río. Al sitio Agua Caliente se llega tomando la desviación Mil Cumbres-Tzitzio y tres kilómetros antes de llegar a Tzitzio, se toma una desviación de terracería y se avanzan otros tres kilómetros. En este punto se descende al río Patámbaro, pero también se puede ingresar desde el otro lado del río.

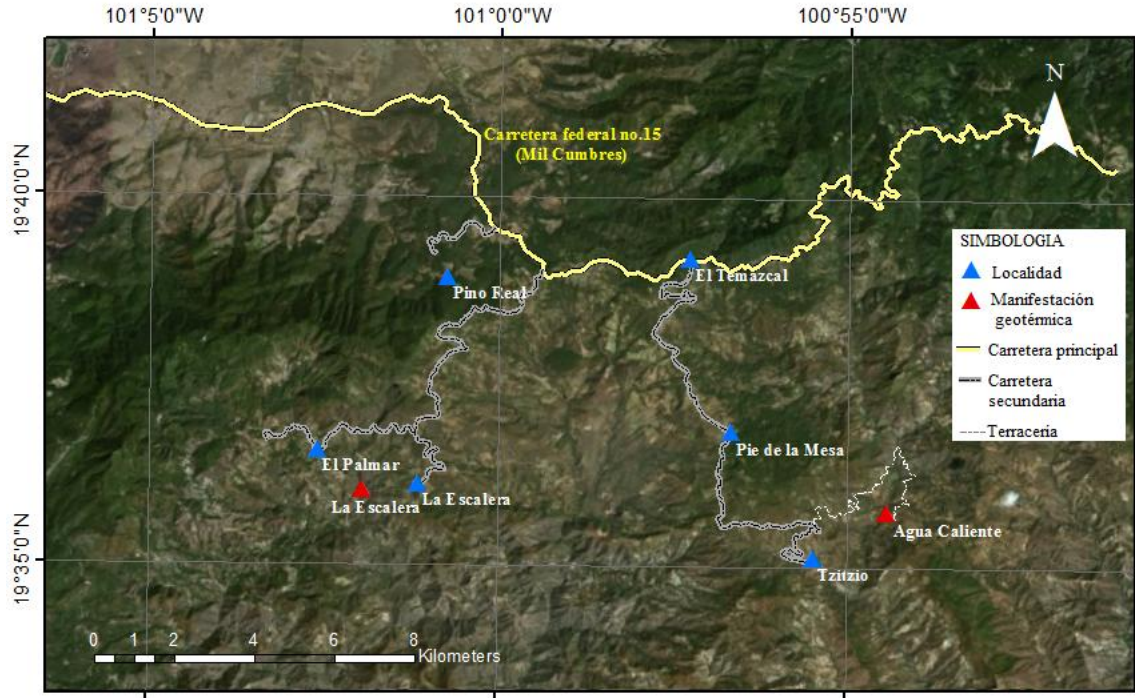


Figura 10. Ubicación y rutas de acceso a los sitios de estudio

3.2 Antecedentes

3.2.1 Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico continental del Neógeno-Cuaternario formado por la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa Norteamericana en la Trinchera Mesoamericana (TMA). Esto ha generado una tectónica extensional intra-arco que se extiende en el centro del país. Tiene algunas particularidades diferentes del resto de arcos volcánicos: principalmente que no es paralelo a la línea de subducción formada por la trinchera Mesoamericana y presenta una gran variabilidad de composiciones y morfologías volcánicas. Debido a esto, se ha desatado una gran discusión en la literatura entorno a su origen y evolución, las cuales no han sido contundentes a pesar de ser la provincia fisiográfica mejor estudiada en México (Ferrari, Orozco-Esquivel, Manea, y Manea, 2012).

Representa el episodio más reciente de actividad magmática continental de larga duración desde el Jurásico, produjo una serie de arcos parcialmente sobrepuestos, los cuales han migrado en numerosas ocasiones debido al cambio del ángulo de subducción (Ferrari et al., 2012).

La FVTM sobreyace provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas que conforman las estructuras orogénicas de la Sierra Madre Occidental (Oligoceno-Mioceno medio) y Sierra Madre del Sur (Ferrari et al., 2012). Esto se muestra en la figura 11.

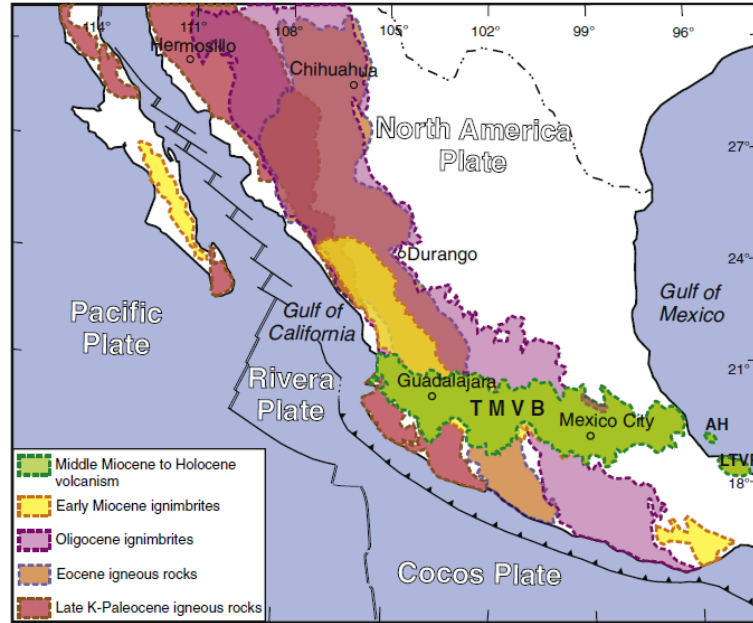


Figura 11. Escenario geodinámico y provincias magmáticas continentales principales en México. (Ferrari et al., 2007, citado en Ferrari et al., 2012)

En la FVTM existe una zona en la porción central denominada *Gap* de Tzitzio, que se describe como un desplazamiento del vulcanismo cuaternario de alrededor de 100 km detrás de la línea del frente de arco de la FVTM. Se ha interpretado que su existencia se debe a la subducción de la zona de fractura de Orozco de la Placa de Cocos en la TMA y que finalmente se ha proyectado hasta el continente en el *Gap* de Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010). Las manifestaciones geotérmicas de La Escalera y Agua Caliente se encuentran ubicadas dentro del área del *Gap* de Tzitzio, muy cerca del límite con la FVTM.

En la porción centro-occidente de la FVTM en el estado de Michoacán, se presenta uno de los campos volcánicos más activos del país, con una concentración alta de conos de tefra jóvenes, entre ellos el Jorullo y el Parícutin, nacidos en 1759 y 1943, respectivamente. El Sistema Neovolcánico se estrecha hacia la ciudad de Morelia por la penetración al norte de una estructura montañosa volcánica del Oligoceno-Mioceno, asociada a un pliegue extenso conocido como anticlinal de Tzitzio. El relieve continúa siendo una altiplanicie de aproximadamente 1800-2000 m.s.n.m., en partes ocupada por cuencas endorreicas con lagos como los de Pátzcuaro y Cuitzeo. Al oriente de Morelia y en dirección a la población de Acambay, se extienden en forma más o menos continua depresiones de tipo graben, limitadas en uno o dos lados por crestas escarpadas. En esta región, se encuentra la zona de Los Azufres, de interés por sus recursos geotérmicos (Lugo-Hubp, 1990).

3.2.2 Anticlinal de Tzitzio (AT)

El anticlinal de Tzitzio (AT) es una unidad morfoestructural ubicada al sur de la FVTM y al este de la SMC y se extiende a lo largo de 80 km hasta el estado de Guerrero. El anticlinal bisecta el *Gap* de Tzitzio (Blatter y Hammersley, 2010). Tanto el anticlinal como el *Gap* tienen misma orientación NNW-SSE. Dicho plegamiento se encuentra abierto y es moderadamente asimétrico. El evento de plegamiento inició en el Mioceno medio, y sus afloramientos de Capas Rojas han servido para entender el inicio de eventos tectónicos post-Laramide. (Menella et al. 2000).

En la geología del AT cabe destacar la Formación Tzitzio y otra en sus márgenes denominada Formación Tafetán, ambas se pueden observar en el mapa geológico de la Figura 13. Estas formaciones son consideradas como parte del vulcanismo final de la Sierra Madre Occidental (Pasquarè et al., 1991; Mauvois, 1977). La Formación Tzitzio es del Cretácico al Eoceno tardío y corresponde a una secuencia de capas rojas compuestas de conglomerados de clastos andesíticos, lutitas y areniscas. La Formación Tafetán es del Oligoceno-Mioceno temprano y sobreyace la formación Tzitzio. Consiste en capas rojas sedimentarias, flujos de lavas basálticas a andesíticas y brechas ocasionalmente interstratificadas con depósitos de flujos piroclásticos y conglomerado volcánico. Esta formación se encuentra intrusionada por un dique de gabro cerca de Tuzantla, a 50 km al SE de Tzitzio. Dicho dique tiene una orientación NE-SW, 20 km de largo, 10 m de ancho y se fechó como 30 ± 0.6 Ma (Gómez-Vasconcelos, 2012). Posterior a la depositación de las formaciones Tzitzio y Tafetán, inicio el plegamiento que formó el AT.

3.2.3 Sierra de Mil Cumbres (SMC)

La Sierra de Mil Cumbres (SMC) se ubica, espacial y temporalmente, entre dos provincias fisiográficas: La Sierra Madre Occidental (SMO) del Paleoceno-Mioceno temprano y la FVTM del Mioceno-Reciente (Gómez-Vasconcelos, 2012). Se localiza a ~300 km de la Trinchera Mesoamericana y cubre un área de ~870 km². Fisiográficamente es un alto estructural con dirección NE-SW que está delimitado por fallas con una componente normal y de orientación E-W y NE-SW y que aloja varias estructuras volcánicas (Garduño-Monroy et al., 2009). Es además, un parteaguas entre las cuencas de los Ríos Lerma y Balsas, por lo que controla las condiciones climáticas e hidrológicas de la región (Correa y Antaramián, 2003, citado en Gómez-Vasconcelos, 2012).

Gómez-Vasconcelos (2012), identificó cuatro unidades volcánicas que conforman la SMC, en orden de la más antigua a la más reciente se tienen el Complejo Volcánico Garnica (23-17 Ma), Caldera La Escalera (22.3-19.8 Ma), Caldera de Atécuaro (19.5-15.9 Ma) y el Complejo Volcánico Indaparapeo (17-14 Ma). La SMC está conformada por una secuencia de depósitos de andesita, dacita, ignimbrita y basaltos del Oligoceno-Mioceno. El basamento inmediato de la secuencia de la SMC son la Formación Tafetán y la Formación Tzitzio. Las unidades de la estratigrafía regional que sobreyacen la SMC pertenecen a eventos volcánicos de la FVTM, los cuales pueden verse en la Figura 12.

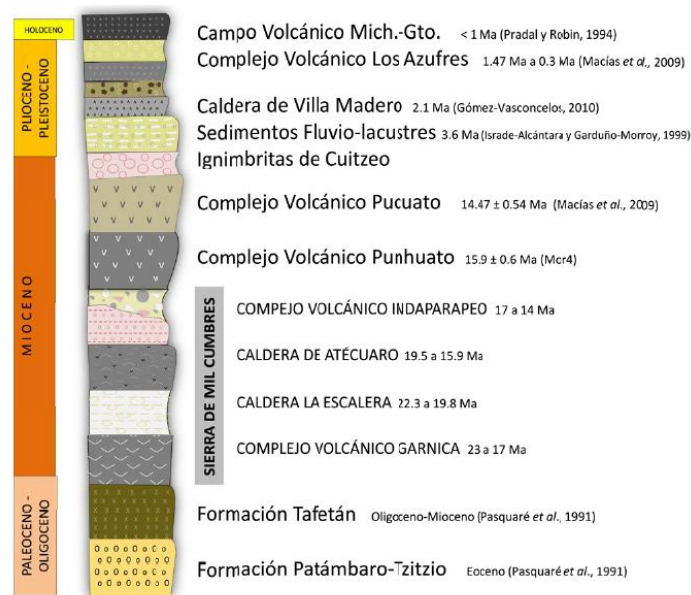


Figura 12. Columna estratigráfica que muestra las relaciones estratigráficas de la SMC con la litología regional.. (Gómez-Vasconcelos, 2012)

3.2.4 Geología estructural regional

Tres sistemas de fallas afectan la porción central de la FVTM, el más antiguo con orientaciones NW-SE y N-S; el sistema NE-SW y el sistema E-W. Este último corresponde al sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) generado por la tectónica extensional intra-arco de la FVTM. Morelia y sus alrededores se encuentran en la intersección de estos tres sistemas (Garduño-Monroy et al., 2009). El sistema de fallas extensional con orientación NW-SE y NNW-SSE en el norte del país pertenecen a la provincia *Basin and Range*, el cual inició hace ~30 Ma y se ha extendido hasta el sur de la FVTM y podría ser contemporáneo al sistema de fallas E-W (Garduño-Monroy et al., 2009).

En el AT se han distinguido cuatro fases de deformación que iniciaron en el Mioceno medio. La primera fase produjo el plegamiento de Tzitzio, pero desde el Mioceno medio hubo un cambio en el régimen tectónico caracterizado por una extensión tipo *Basin and Range*, probablemente relacionada a la reorganización de la apertura del Golfo de California. En este periodo, la extensión alcanzó el sur de la FVTM (Menella et al., 2000).

Planos de fallas con orientación NE-SW son comunes en todo el SFMA. Se han fechado en ~15 Ma y son fallas laterales izquierdas que han sido reactivadas como fallas normales en el Plioceno temprano, con una alta actividad entre 3-5 Ma.

El SFMA es el sistema sísmico más activo del FVTM. Cerca de Morelia, el SFMA define un límite tectónico que distingue dos provincias geológicas: la del vulcanismo y sedimentación fluvio-lacustre Plio-Cuaternarios de la FVTM al norte y la del sur, que consiste en rocas volcánicas del Mioceno de la Sierra de Mil Cumbres. El origen de estas fallas E-W ocurre en el Mioceno tardío-Pleistoceno temprano con una edad de ~8Ma (Garduño-Monroy et al., 2009).

Se observa que ambos sitios de estudio, La Escalera y Agua Caliente, son intersectados por los tres sistemas de fallas antes mencionados. En el caso del sitio Agua Caliente, éste es intersectado por la falla Tzitzio-Valle de Santiago. Estas estructuras se muestran en el mapa geológico de la Figura 13.

El flujo hidrotermal ocurre comúnmente en las terminaciones de fallas individuales o donde múltiples fallas interactúan. Estas áreas de propagación de fallas y sitios de interacción, son sitios de elevado esfuerzo regional. Las concentraciones causan fracturamiento activo y continuamente re-abren los conductos del fluido hidrotermal, permitiendo un flujo de larga duración a pesar de una potencial precipitación mineral que selle los conductos (Curewitz y Karson, 1997).

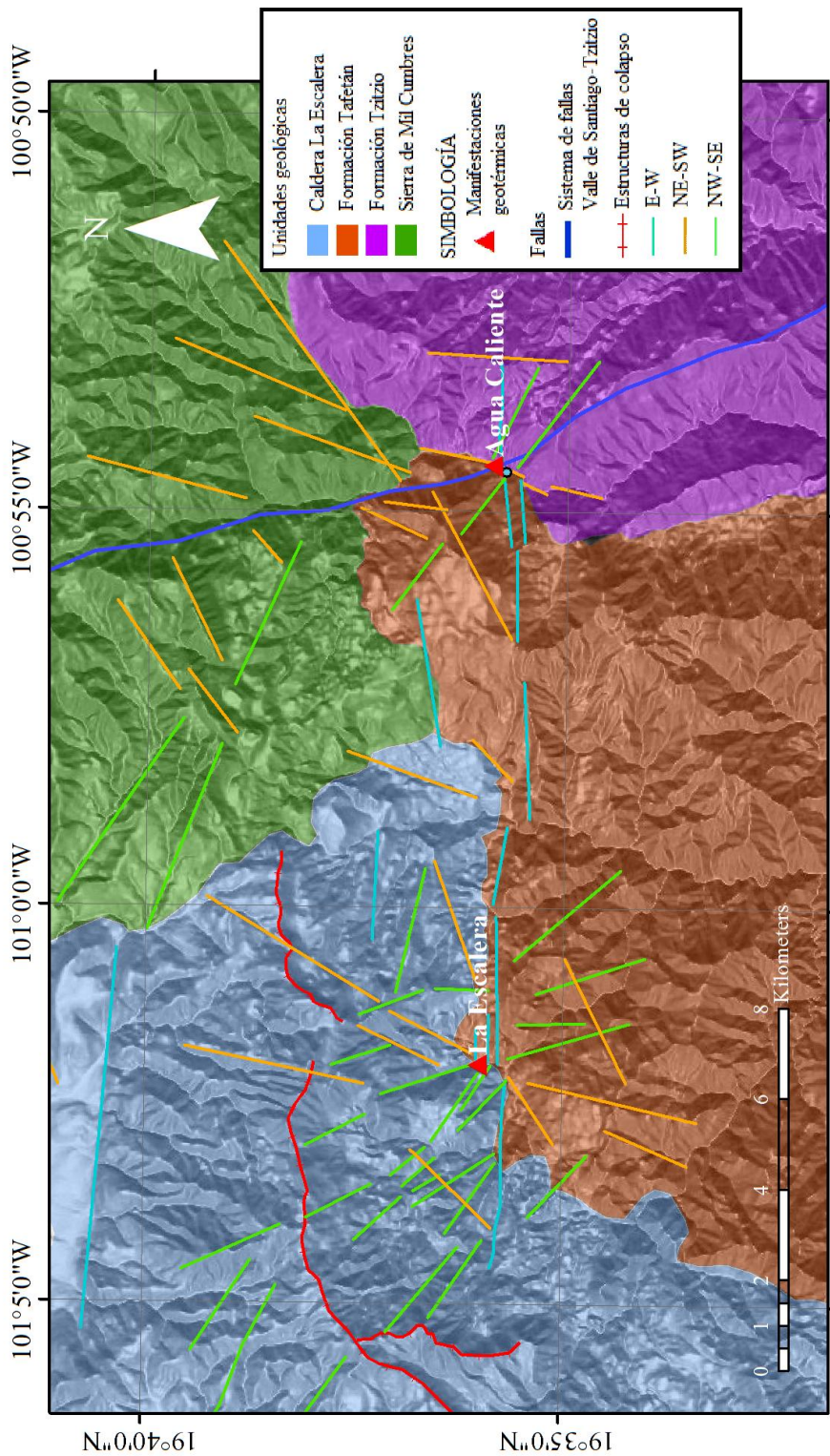


Figura 13. Mapa geológico regional de La Escalera y Agua Caliente. Basado en Servicio Geológico Mexicano (1998); Pasquarè et al. (1991); Gómez-Vasconcelos (2012) y Garduño-Monroy et al. (2009). Ambas localizaciones de manifestaciones geotérmicas se encuentran en zonas de contactos litológicos e intersecciones de tres sistemas de fallas.

3.3 Geografía física

3.3.1 Clima

Es necesario conocer los datos climatológicos de la región, ya que esto afecta por ejemplo la tasa de recarga de un recurso geotérmico. La información de la Figura 14 se generó con datos vectoriales climatológicos 1:1,000,000 del INEGI. Por lo que un estudio a detalle sería necesario para aumentar la resolución de los datos.

La precipitación media anual de la región predomina en un rango de 1200 a 1500 mm y disminuye gradualmente en dirección noroeste hasta un rango de 600-800 mm anuales. Igualmente disminuye al sur en un rango de 1000-12000 mm anuales (Figura 14).

Los tipos de clima se clasifican de acuerdo con el sistema de clasificación de Köppen modificado para México por E. García. En la zona hay dos tipos de clima principales (Figura 15): el clima predominante es C(w2)(w), donde C= templado húmedo con T° media anual entre 12-18°C y T° media del mes frío entre -3 y 18 °C; w2= subhúmedo con lluvias en verano de humedad alta (P/T >55.0) y w= lluvia invernal <5 %. El segundo tipo de clima es(A)C(w1)(w), donde (A)C= semicálido con T° media anual >18°C y T° media del mes más frío >18°C; w1=subhúmedo con lluvias en verano de humedad media (P/T=43.2-55.3) y w= lluvia invernal <5 % (P/T= cociente de precipitación total anual en mm, sobre temperatura media anual en °C).

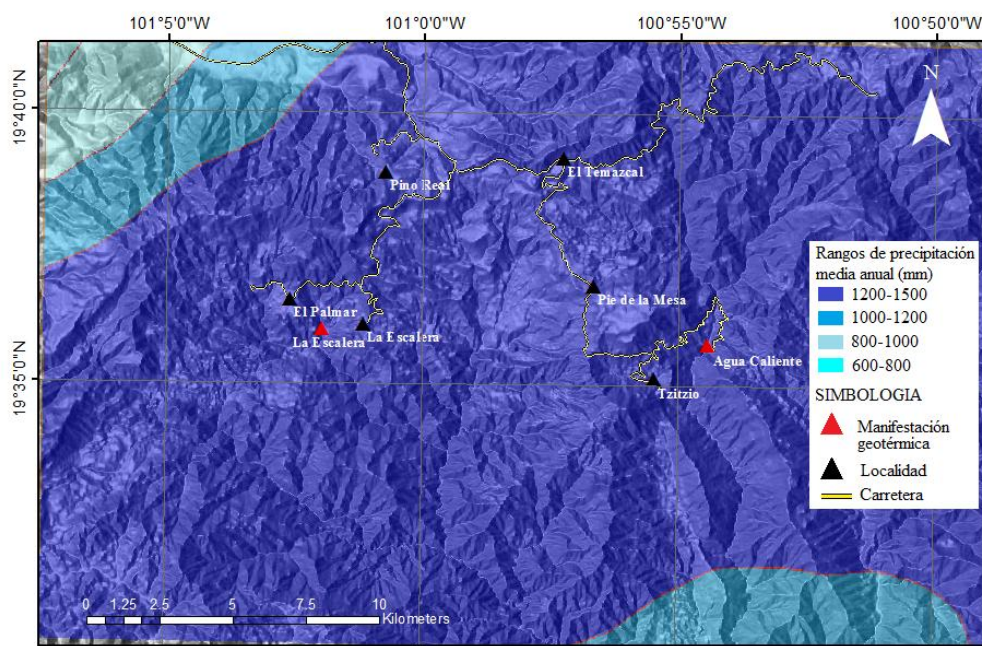


Figura 14. Mapa de isoyetas de precipitación media anual sobrepuesto en modelo digital de elevación. Realizado con datos vectoriales escala 1:1,000,000 del INEGI.

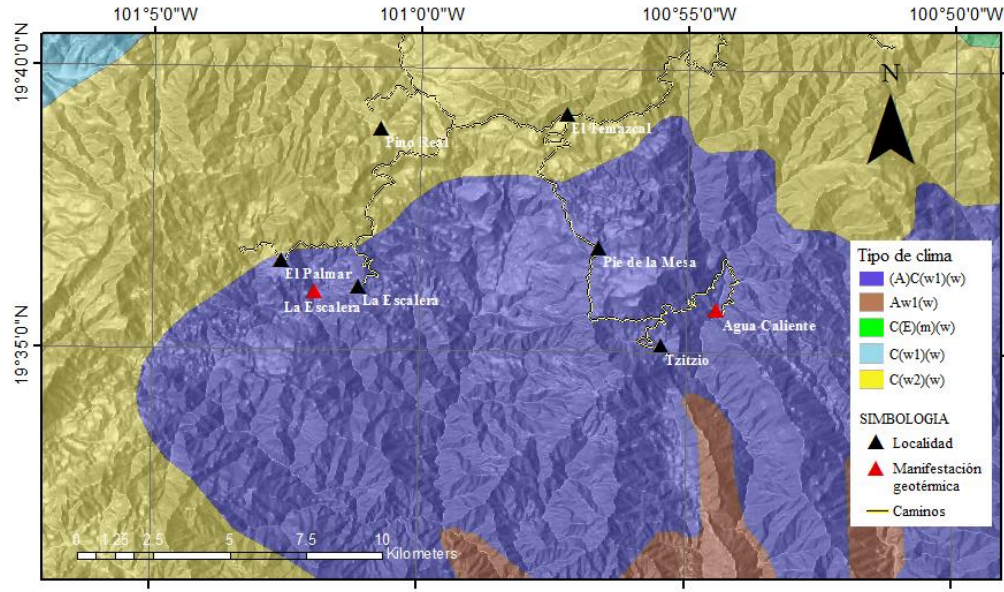


Figura 15. Mapa de tipos de climas (según el sistema de clasificación de Köppen modificado para México por E. García) sobrepuesto en modelo digital de elevación. Realizado con datos vectoriales escala 1:1,000,000 del INEGI.

3.3.2 Hidrografía

La zona de estudio se encuentra en el límite entre la micro-cuenca del lago de Cuitzeo al norte y la micro-cuenca del río Cutzamala al sur; así mismo, estas micro-cuencas pertenecen a las cuencas del Río Lerma y del Río Balsas, respectivamente (Gómez-Vasconcelos, 2012).

Las estructuras de la SMC presentan un drenaje denso, ocasionado por factores climáticos, geológicos y estructurales. El tipo de red de drenaje indica tipo y edad de la roca, así como un control tectónico de un sistema de fallas regional. En este caso, la distribución de la red de drenaje está afectado por las fallas NW-SE y NE-SW, formando una red dendrítica rectangular y angulada (Gómez-Vasconcelos, 2012). Esto puede observarse en el mapa de la Figura 16.

Los manantiales termales del sistema geotérmico de La Escalera descargan sus fluidos en el arroyo Agua Salada (Figura 18), dentro de la microcuenca del río El Aguacate, conocido localmente como el Agua Tibia. Los manantiales de Agua Caliente son descargados directamente al río Patámbaro (Figura 21), un cauce importante en la zona. Dicho cauce fluye a lo largo de la falla regional Tzitzio-Valle de Santiago.

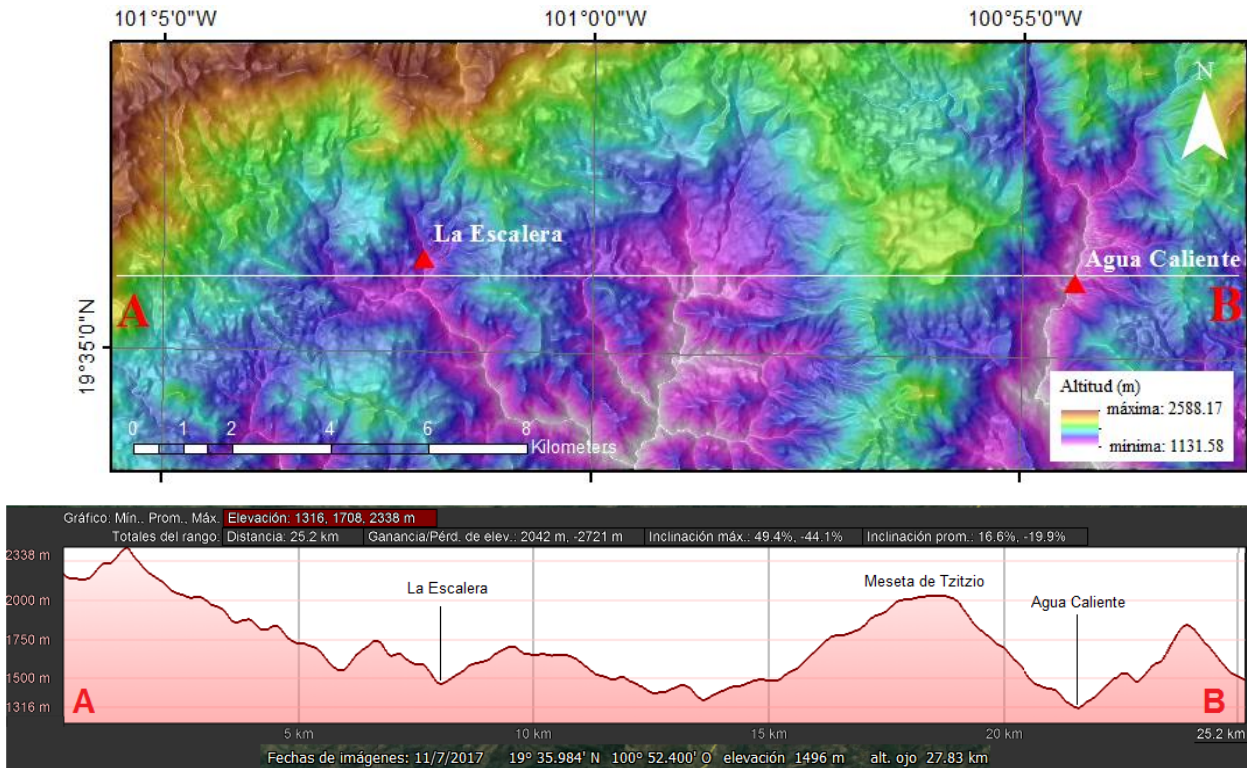


Figura 16. Red de drenaje y perfil topográfico en la Escalera y Agua Caliente. Arriba: Red de drenaje sobre modelo digital de elevación. Realizado con datos vectoriales del INEGI con cartas 1:50,000. Abajo: Perfil topográfico AB con orientación E-W. Realizado con Google Earth Pro. Nótese que los sitios de descarga de fluidos geotérmicos se ubican en zonas de bajo relieve.

3.3.3 Topografía

En general, la zona de estudio tiene una topografía muy accidentada. En la caldera de La Escalera se tienen elevaciones y depresiones destacadas y las altitudes varían entre 1300 y 2600 msnm. Esto se debe a las estructuras de colapso de la caldera, las cuales han generado escalonamientos muy abruptos. Esto incluso ha vuelto difícil la actividad agrícola y ganadera en las zonas de menor altitud. La interacción de tres sistemas de fallas y de dos provincias fisiográficas (la FVTM y la depresión del Balsas) son causa de este relieve tan heterogéneo. Esto también puede observarse en Agua Caliente, donde se tienen altitudes que varían entre 1200-2100 msnm en un radio de 6 km de las manifestaciones geotérmicas. Agua Caliente es seccionada por la falla Tzitzio-Valle de Santiago de manera abrupta, a lo que la hidrografía ha contribuido a formar cañadas con pendientes casi verticales en orden de cientos de metros de longitud.

Las condiciones topográficas, en conjunto con las hidrológicas, afectan fuertemente la presencia de manifestaciones geotérmicas superficiales, ya que definen la recarga del sistema y la

permeabilidad de las capas que forman un yacimiento. De esta manera, dos sistemas geotérmicos que tienen un gradiente de comportamiento similar, pueden tener manifestaciones de diferente tipo y diferente distribución si uno de ellos se encuentra en un terreno de bajo relieve y el otro en un terreno de alto relieve (Prol-Ledesma, 2002).

Dada la heterogeneidad de la topografía, en general se puede decir que se tratan de sistemas geotérmicos de alto relieve. Las aguas geotérmicas de ambos sitios son descargados en el fondo de depresiones prominentes, ya que el nivel freático desciende hasta ellos por gravedad, atravesando zonas permeables por medio de fallamientos. Este relieve se muestra en el perfil topográfico de la Figura 16.

3.3.4 Uso de suelo y vegetación

Los datos de uso de suelo y vegetación fueron obtenidos del Proyecto FOMIX Michoacán para monitoreo de la cubierta del suelo y la deforestación en el estado de Michoacán, y gestionado por el Centro de Investigación en Geografía Ambiental (CIGA) de la UNAM Morelia. La información es de libre acceso y los datos corresponden a la última actualización en 2014. Los datos se muestran acotados a la zona de estudio en la Figura 17.

En La Escalera, la vegetación predominante es de bosques de coníferas, que incluyen bosque de pino-encino, bosque de encino, bosque de oyamel y al noroeste de la caldera existen manchas de bosque mesófilo. Al sur de La Escalera predomina la selva baja caducifolia. La vegetación modificada incluye principalmente agricultura de temporal, con pocas manchas de pastizales inducidos o cultivados y agricultura de riego. En la zona de Tzitzio y Agua Caliente la vegetación es similar, pero el área de bosque de encino es más extensa y la vegetación modificada es pastizal inducido o cultivado principalmente.

Los cambios de vegetación están asociados a cambios altitudinales y climáticos y se tiene que la selva baja caducifolia se desarrolla en climas cálidos, seguido de bosque de encino en climas templados, y bosque de pino en climas frío. Las zonas donde existe una vegetación mixta, generalmente son zonas de transición de altitud y tipo de clima.

En general, hay pocos asentamientos humanos, sin embargo, la actividad humana ha sido suficiente para modificar un área considerable de vegetación natural a pastizales inducidos y agricultura de temporal. En esta zona se cultivan principalmente maíz y maguey, este último está destinado a la producción de mezcal. En La Escalera también se ha desarrollado la apicultura, sin embargo la actividad humana ha afectado gravemente la producción de miel y los apicultores reportaron el fenómeno del colapso de la colmena en diciembre de 2017, el cual representa un grado de crisis ambiental severo debido al uso de agroquímicos peligrosos.

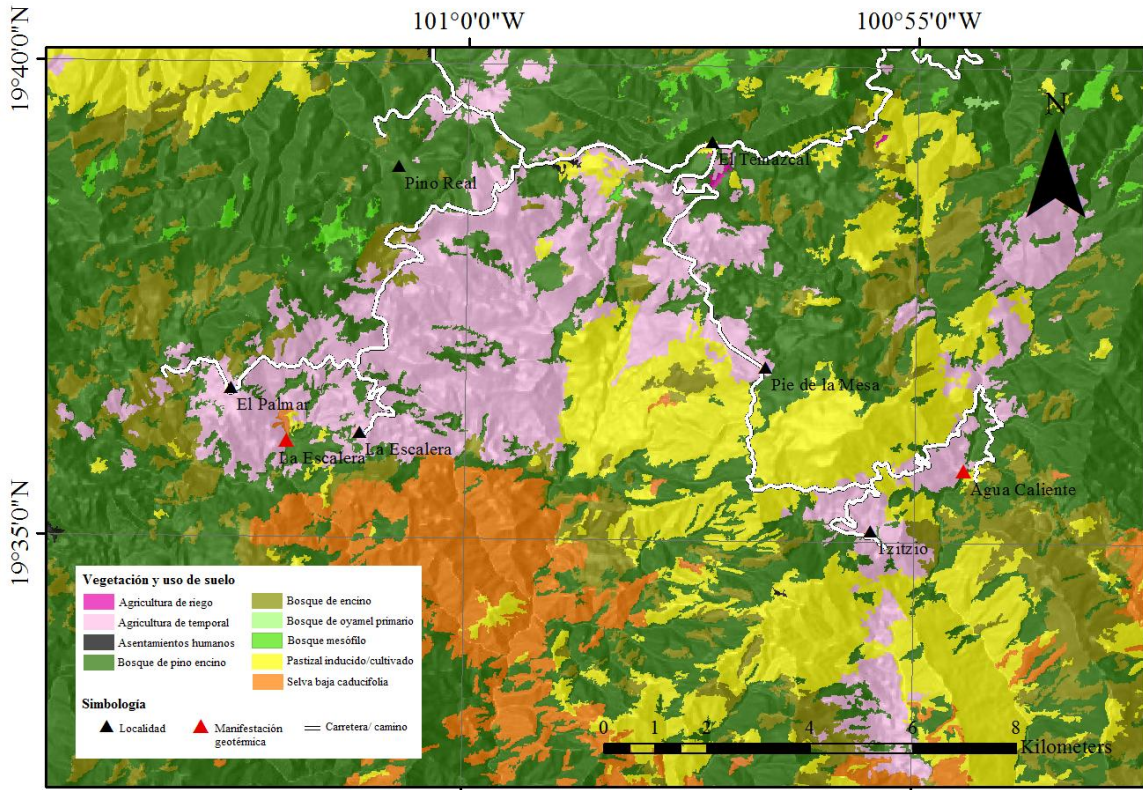


Figura 17. Mapa de uso de suelo y vegetación en La Escalera y Agua Caliente.

3.4 Manifestaciones geotérmicas superficiales

En esta sección se hará una descripción de las manifestaciones geotérmicas de La Escalera y Agua Caliente. Debe tomarse en cuenta que las observaciones fueron realizadas al final de la temporada seca entre los meses de marzo-abril. Esto es de gran importancia, ya que las condiciones meteorológicas e hidrológicas afectan la contribución de agua meteórica en las descargas de manantiales y por lo tanto la geoquímica de los fluidos, así como las características observables en campo como el nivel freático, temperatura, descarga de fluidos y presencia de organismos.

3.4.1 La Escalera

Las manifestaciones geotérmicas superficiales encontradas incluyen manantiales termales, pozas burbujeantes, presencia de algas de color verde y ocre, alteración hidrotermal de secuencias vulcanosedimentarias y depósitos minerales de descarga. Estas manifestaciones se pueden encontrar a lo largo de ~200 m del cauce del río Agua Salada, conocido localmente como el Agua Tibia (Figura 18). Se ubica en la zona de contacto entre la caldera de La Escalera y la Formación Tafetán.

(Figura 20b). Debido a la temporada seca, no existían contribuciones de otros afluentes intermitentes de agua fría río arriba.

Los fluidos son descargados a través de fracturas y los manantiales termales aumentan su cantidad y flujo gradualmente al avanzar río arriba en dirección norte hasta llegar a la descarga principal (Figura 19b). De la misma manera ocurre con las algas, las cuales inicialmente se presentan en color verde y en poca cantidad, pero estas aumentan notablemente río arriba hasta recubrir todo el cauce y son reemplazadas gradualmente por algas color ocre a pocos metros de la fuente principal. Todas las descargas de los manantiales termales, incluso aquellas con poco flujo y lejos de la fuente principal, presentan algas ocreas a varios centímetros alrededor del punto de salida (Figura 19a), y algunas presentan formación de estromatolitos con dimensiones de pocos centímetros. La distribución de algas está asociada a rangos de temperatura. Las algas verdes se desarrollan a una temperatura de alrededor de 40°C, y las algas ocreas se desarrollan alrededor de 50°C y soportan temperaturas de hasta 60°C. Al sur del área marcada en rojo de la Figura 18, donde el agua llega a temperaturas ligeramente más bajas (~30-35°C). En esta zona se ha hecho uso del agua termal para recreación y balneología. También, organismos como peces e insectos han logrado adaptarse a la temperatura anómala del agua geotérmica, así como resistir a las variaciones de temperatura anuales.



Figura 18. Mapa de la zona geotérmica de La Escalera. Las manifestaciones geotérmicas superficiales se encuentran en el área en rojo.

Las descargas de agua termal ocurren en ambos lados del río y la fuente principal es descargada en el río en dirección NW-SE desde el extremo noroeste de la zona de manifestaciones geotérmicas (Figura 18), más al norte ya no se identificaron salidas de agua ni caliente ni fría, ya que la topografía sobrepasaba al nivel freático en ese momento. También pueden observarse marcas de escurrimientos de alteración a lo largo de todo el cauce y a diferentes alturas debido al aumento del nivel freático en temporada de lluvia. Las mayoría de las descargas que se encuentran sobre el lecho del río y donde se han formado pozas, presentan salidas de gas constantes y abundantes (Figura 19a), aunque también hay una cantidad considerable de salidas de burbujeos intermitentes. En la zona cercana a la descarga principal, fue necesario el uso de equipo de protección para evitar la intoxicación por los altos flujos de CO₂ medidos en la zona.

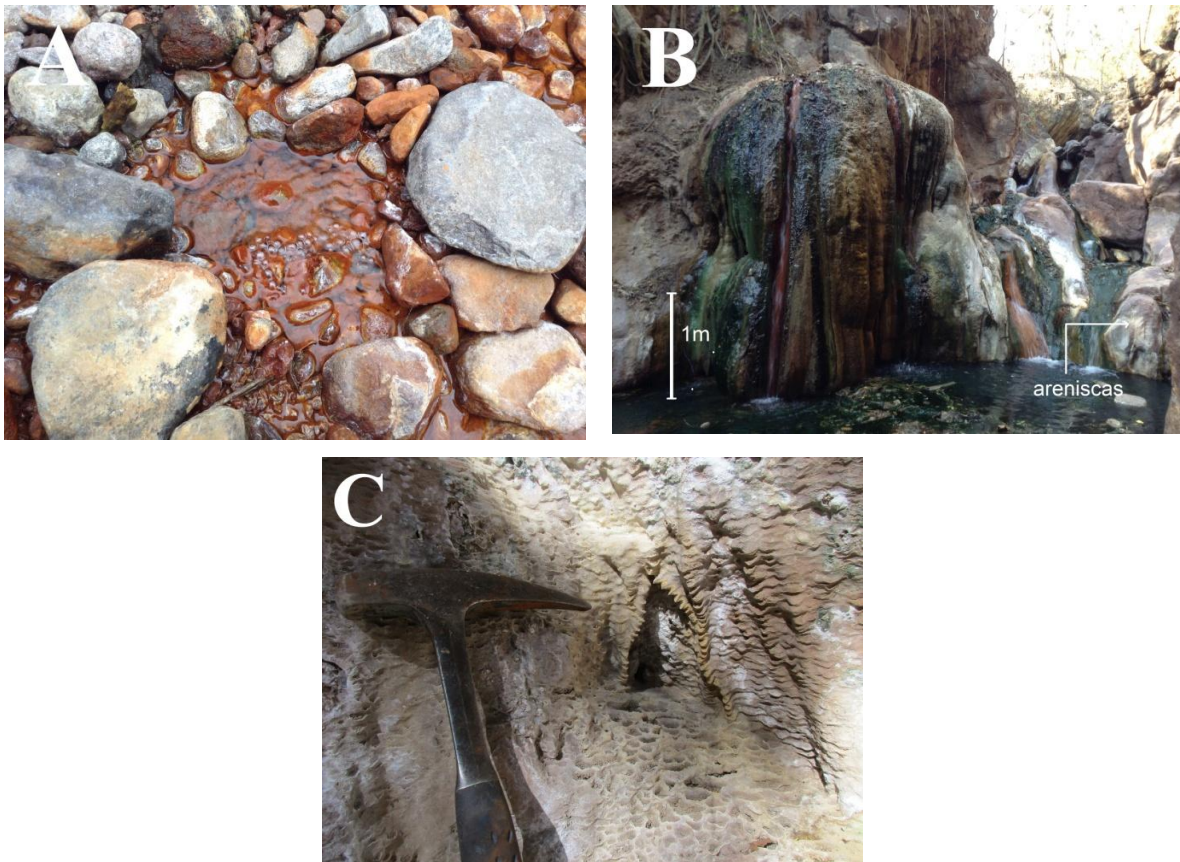


Figura 19. Manifestaciones superficiales en La Escalera. A) Poza con salida de agua termal y burbujeo abundante sobre el lecho del río, con crecimiento de algas ocre que indican temperaturas ~50° C. Este tipo de descargas son numerosas en la porción sur de la zona de manifestaciones geotérmicas. B) Zona de descarga principal en el límite norte de la zona geotérmica. El fallamiento ha formado una caída de agua caliente con depósitos de travertino y el lecho del río está cubierto de algas verdes, las cuales se desarrollan a temperaturas ~40° C. En la parte derecha se indica la localización de la unidad de areniscas y que son parte de la formación Tafetán. C) Depósitos de descarga de travertino.

La descarga principal (Figura 19b) está ubicada en una zona de contactos discordantes de las unidades volcánicas de la caldera de La Escalera, la Formación Tafetán y la Formación Tzitzio (Figura 20b). Las unidades de roca incluyen areniscas y conglomerados de la Formación Tzitzio, areniscas y limolitas de la Formación Tafetán y unidades volcánicas de La Escalera (Figura 20b). A pocas decenas de metros de la zona de descarga principal, existen andesitas foliadas y fracturadas pertenecientes a la Escalera.. El agua termal es descargada en cascadas que han depositado travertino (Figura 19c), el cual ha formado montículos de entre 1-3 m de altura. Debido al difícil acceso, no se pudo muestrear la fuente hidrotermal arriba de la cascada durante la campaña.

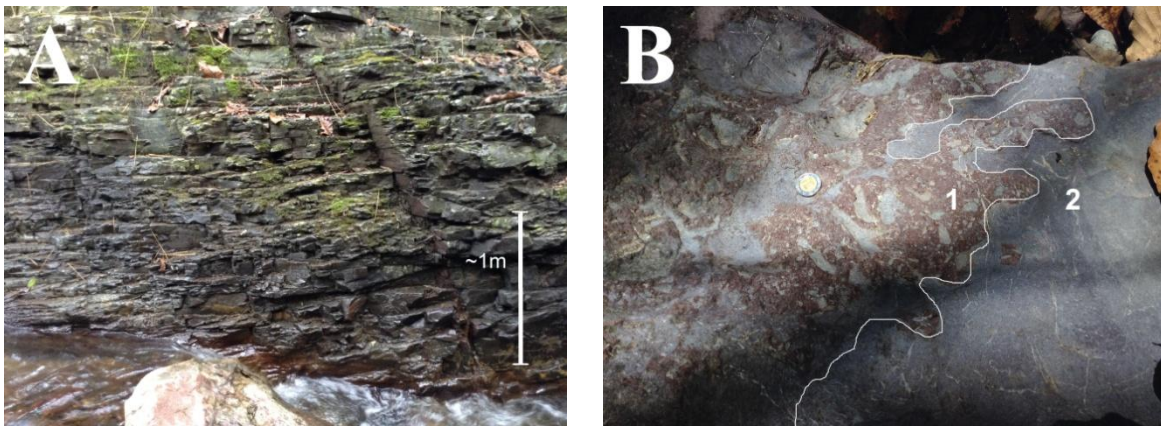


Figura 20. Afloramientos de roca en La Escalera. A) Unidad de andesita con intenso fracturamiento perteneciente a la caldera de La Escalera en la porción central de la zona geotérmica. B) Contacto litológico cerca de la zona de descarga principal, dividido con una línea blanca: (1) arenisca perteneciente a la Formación Tafetán y (2) unidad volcánica andesítica de la caldera la Escalera.

3.4.2 Agua Caliente

Las manifestaciones superficiales se pueden encontrar en una sección de ~600 m a lo largo del Río Patámbaro. El tipo de manifestaciones geotérmicas de este sitio son similares a La Escalera, pero difieren en que la presencia de algas verdes es considerablemente menor, los depósitos minerales son distintos y hay una cantidad considerable de marcas de escurrimiento de alteración hidrotermal color amarillo/naranja en toda la zona (Figura 24). Se encuentra en la zona de contacto entre la formación Tafetán y la Formación Tzitzio. Debido a la falla Tzitzio-Valle de Santiago, el Río Patámbaro ha excavado cañadas de alturas de más de 150 m en las unidades de arenisca y conglomerado de la Formación Tzitzio, además de que el fallamiento es mucho más intenso que en la Escalera.

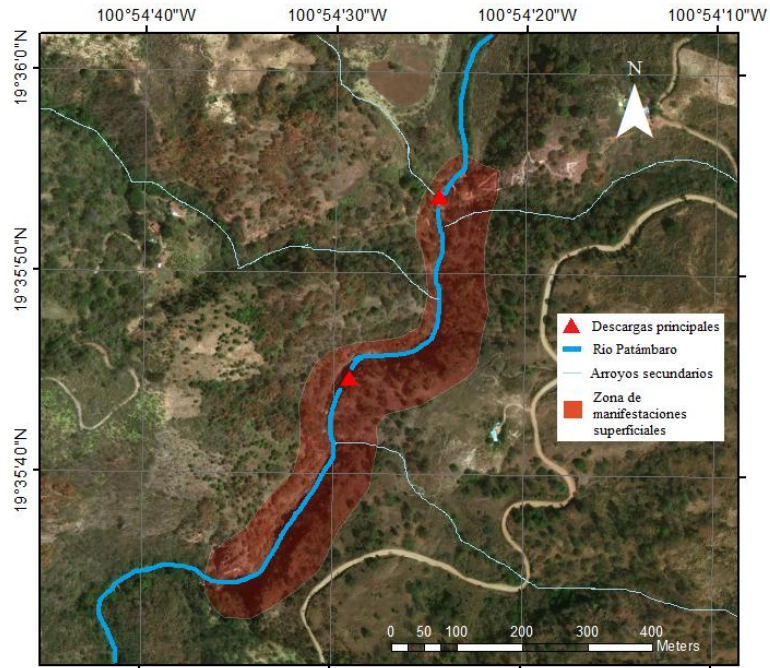


Figura 21. Mapa de la zona geotérmica Agua Caliente. Las descargas principales de agua termal se indican con triángulos rojos y las manifestaciones geotérmicas superficiales en general se localizan dentro del área sombreada roja.

Las descargas de agua termal se concentran en dos áreas, la más notable se ubica en la zona norte de manifestaciones geotérmicas y la segunda se ubica 300 m río abajo (Figura 21). Estas dos áreas se encuentran separadas por una estructura de desplazamiento lateral derecho con orientación E-W. En ambas áreas, el agua termal es descargada únicamente en la pared oeste del río (flujo con dirección W-E) y estas salidas desarrollan a su alrededor algas de color ocre. En la porción norte, hay numerosas descargas de agua a nivel del suelo (Figura 22a), en un tramo de ~40 m y a lo largo de un mismo plano casi horizontal, el cual es un contacto de horizontes sedimentarios con cambio en la permeabilidad. En la misma zona norte y al centro del cauce existen salidas de gas, que a pesar de ser pocos, el burbujeo es abundante y continuo. En los puntos de descargas de agua a nivel del suelo se presentan burbujeos más pobres, sin embargo, el gas sale varios decímetros más arriba en la roca, el cual genera silbido al salir.

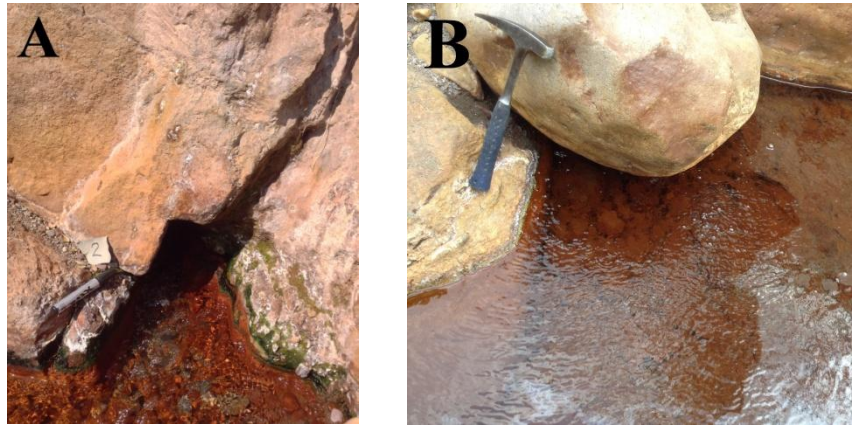


Figura 22. Manifestaciones superficiales en Agua Caliente. A) Descarga de agua geotérmica con desarrollo de algas ocre en la porción norte de la zona geotérmica. B) Emanación de burbujeos al centro del cauce en la porción central.

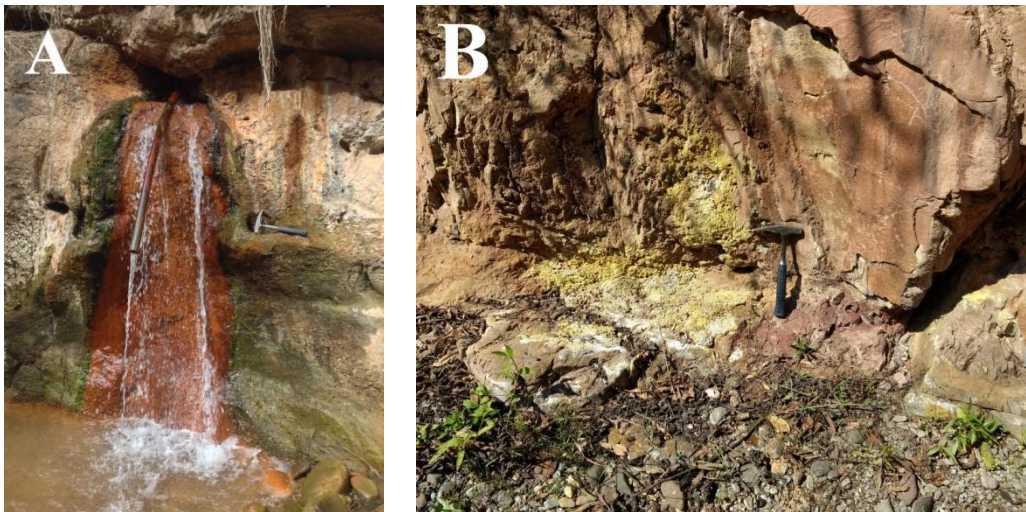


Figura 23. Manifestaciones superficiales en Agua Caliente. A) Área de descarga en la porción central de la zona geotérmica, con vieja estructura de entubamiento. B) Depósitos minerales que predominan en toda la zona.

En la porción central se concentra la otra área de descarga de agua termal. La descarga principal está entubada con un tubo de metal y tiene un flujo regular (Figura 23a). Esta infraestructura de entubamiento perteneció a la antigua Hacienda Agua Caliente. Hay menos salidas de agua que en la porción norte y al centro del cauce hay pocos puntos de salida de gas, pero que presentan un burbujeo abundante (Figura 22b). A partir de este punto en dirección río abajo, solo se pueden observar marcas de escurrimiento, descargas de agua fría con depósitos de minerales alterados de las cuales una presentaba un burbujeo escaso.

Los depósitos de descarga son principalmente vetillas de pirita, cuarzo y óxidos de hierro, también existen numerosos depósitos de un mineral blando de color amarillo (Figura 23b). Este último se consideró como depósitos de sulfuros, sin embargo es necesario un análisis de laboratorio para una identificación precisa.

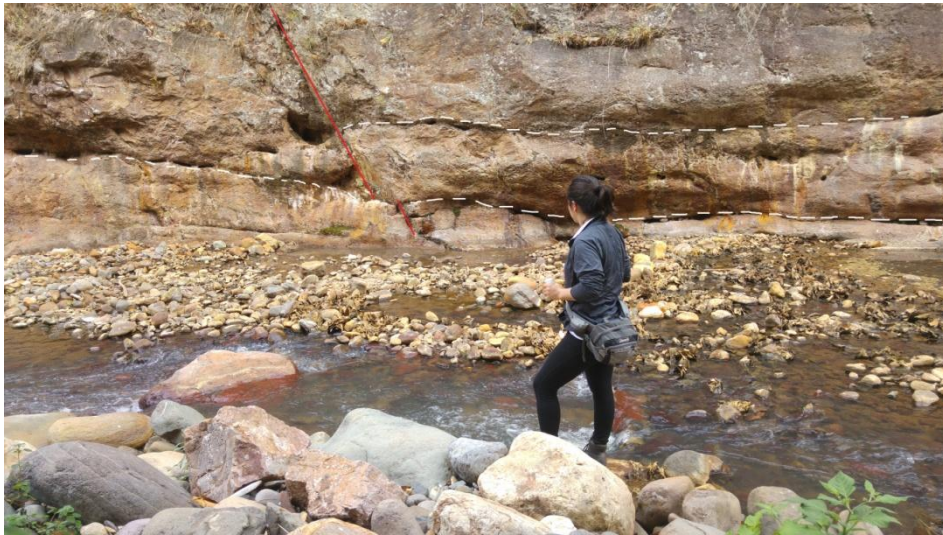


Figura 24. Al fondo se muestra la pared oeste del río Patámbaro, con los escurrimientos característicos que predominan en la zona, un falla inversa (línea roja) y las discontinuidades en los horizontes sedimentarios de arenisca (línea punteada blanca) de donde emanan las marcas de escurrimiento.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

Las campañas de muestreo en los sitios La Escalera y Agua Caliente se realizaron al final de la temporada seca, entre el 11 y 13 de abril del año 2017. El desarrollo de la metodología durante la medición de parámetros fisicoquímicos y recolección de muestras de agua se muestra en la Figura 25. El desarrollo de la metodología incluyó las siguientes actividades: (1) preparación de materiales y equipos, (2) ubicación de las zonas, (3) trabajo de campo, (4) análisis químicos en laboratorio y (5) procesamiento de datos. El trabajo de campo incluyó la medición de propiedades fisicoquímicas y muestreo de agua geotérmica, en el trabajo de laboratorio se aplicó la técnica de cromatografía de intercambio iónico.

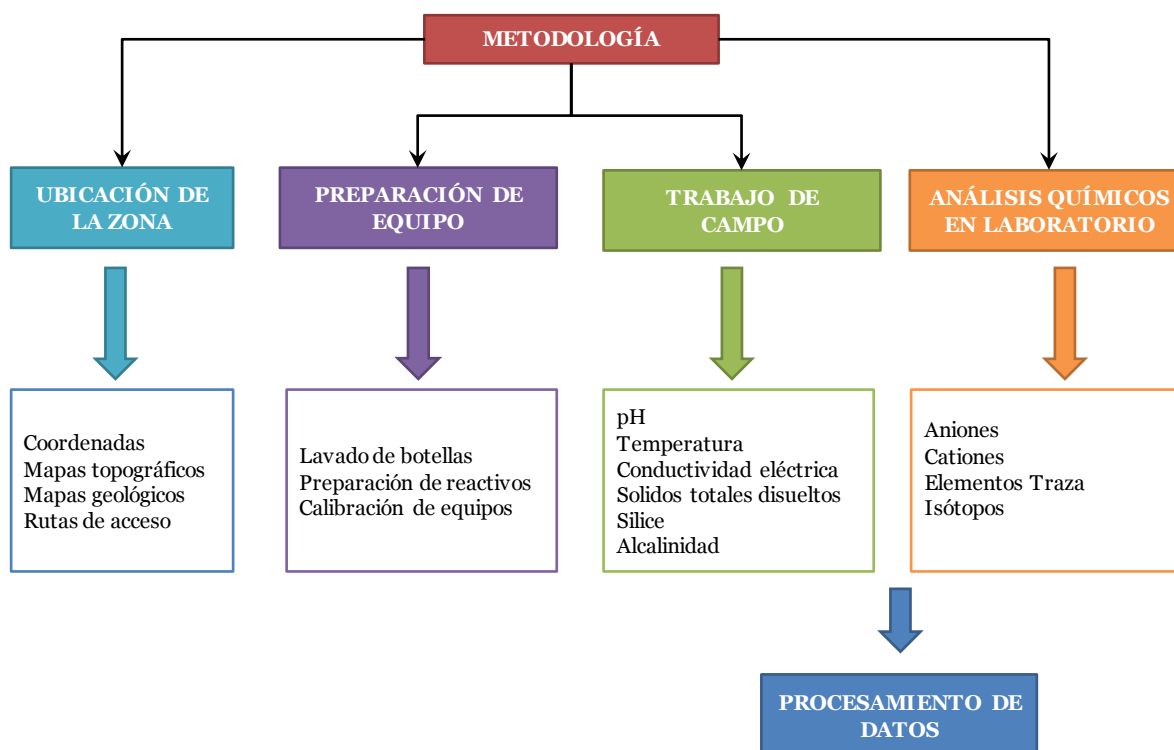


Figura 25. Metodología general para el análisis de aguas geotérmicas en La Escalera y Agua Caliente.

4.1 Preparación de material y equipo

El muestreo de manantiales termales y medición de parámetros fisicoquímicos requiere equipo y material adecuado que permita realizar estas mediciones sin comprometer la calidad analítica o contaminación de las muestras. Para cumplir este objetivo fue necesario limpiar, calibrar, y preparar equipos y materiales necesarios para el trabajo de campo. El equipo y material utilizado en este trabajo de tesis se muestra en la Tabla 7.

Tabla 7. Equipo, material y reactivos necesarios para el trabajo de campo

Equipo	Material	Reactivos
- Multímetro Thermo Scientific ORION®	- Microbureta	- Solución estándar de
- Espectrómetro portátil HACH	- Pipeta volumétrica de 5 ml	conductividad
- Termómetro	- Perilla	- Soluciones estándar de pH
- Electrodo de pH	- Botellas de Nalgene de 250 ml	- Fenolftaleína
- Electrodo de conductividad eléctrica	- Parafilm	- Naranja de metilo
- Brújula	- Guantes	- Ácido Clorhídrico 0.02 N
- GPS	- Pinzas	- Ácido nítrico ultrapuro
	- Bolsas	- Agua desionizada
	- Marcadores	
	- Papel	
	- Libreta	
	- Hielera	

Las botellas de Nalgene de 250 ml fueron preparadas para el almacenamiento de las muestras de los manantiales (Ármannsson y Ólafsson, 2006). Estas botellas fueron lavadas, enjuagadas con agua destilada y posteriormente enjuagadas con agua desionizada. Fueron colocadas en una solución ácida al 4% por 24 horas para eliminar cualquier impureza que pudiera estar presente, se enjuagaron de nuevo con agua desionizada y se cerraron para su uso en campo.

La solución de ácido clorhídrico (HCl) a 0.0232 ± 0.0002 N, necesaria para la titulación en campo, fue elaborada disolviendo 1.7 ml de HCl 37% (v/v) en 200 ml de agua desionizada y posteriormente se aforó a 1 litro. La valoración de la solución se realizó con el método convencional de carbonato de sodio anhidro.

4.2 Trabajo en campo

Existen dos actividades importantes durante el trabajo de campo para el estudio de aguas geotérmicas (Figura 26): (1) medición de propiedades fisicoquímicas in-situ y (2) el muestreo de agua para los análisis en laboratorio.

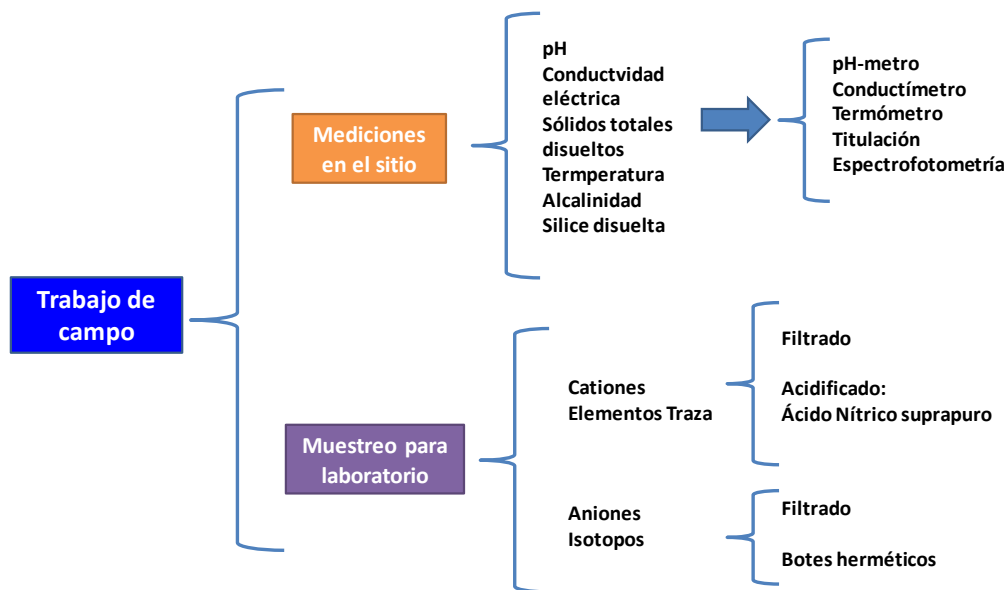


Figura 26. Metodología general de trabajo de campo para en análisis geoquímico de aguas termales.

4.2.1 Medición de parámetros fisicoquímicos

Las mediciones fueron realizadas con un multiparámetro portátil Thermo Scientific ORION® (Figura 27a). Este equipo fue calibrado antes de tomar la medición para obtener datos confiables y precisos. Los parámetros de pH (± 0.1 unidades), conductividad eléctrica (± 0.1 mS/cm), y temperatura ($\pm 0.1^\circ\text{C}$) fueron medidos con este multiparámetro. Por otro lado, la concentración de sílice fue determinada con el método 8185 HACH (HACH, 2014) usando un espectrómetro, el cual relaciona la concentración con la longitud de onda (Figura 27b), la técnica analítica utilizada se muestra en el ANEXO 3.

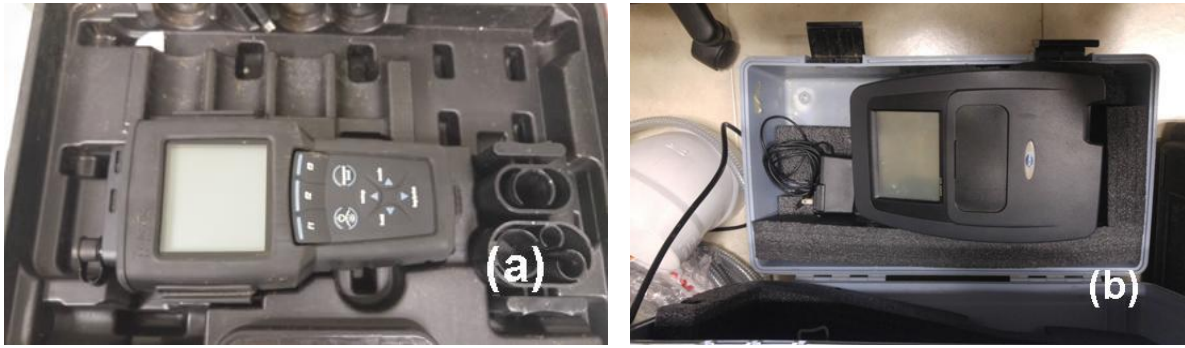


Figura 27. Equipo utilizado para medir los parámetros fisicoquímicos y contenido de sílice en agua geotérmica. (a) Multiparámetro, (b) Equipo HACH DR-2800.

La alcalinidad total es la capacidad del agua para neutralizar ácidos y representa la suma de las especies carbonatadas. Este parámetro fue determinado usando el método de titulación (Figura 29), el cual es un método de análisis químico volumétrico para determinar la concentración desconocida de un reactivo (analito) en una solución, a partir de otro reactivo (titulador) de concentración conocida. La cantidad de CO_3^{2-} y HCO_3^{-1} fueron medidos in-situ usando la solución preparada de 0.0232 ± 0.0002 N HCl usando fenolftaleína y naranja de metilo como indicadores. La técnica analítica utilizada se describe en el ANEXO 1.

4.2.2 Recolección de muestras

Las muestras de agua para los análisis químicos fueron recolectadas en los botes de Nalgene® de 250 ml. Se recolectaron muestras en tres puntos en La Escalera (Figura 28A) y en la zona de Agua Caliente se recolectaron muestras en tres puntos de la siguiente manera: una muestra del río Patámbaro, al norte y fuera de la zona de manifestaciones principales (TZ-1; Figura 28B), una muestra en la porción norte de la zona de manifestaciones geotérmicas (TZ-2; Figura 28C) y una última muestra en la porción sur (TZ-3; Figura 28D). La muestra TZ-1 sirve como referencia de la composición química de agua superficial en el río Patámbaro. Las muestras TZ2 y TZ3 se tomaron debido a que son los dos puntos de descargas principales de aguas geotérmicas.



Figura 28. Sitios de muestreo. A: La Escalera (LE-2), B: Río Patámbaro (TZ-1), C: Agua Caliente, porción norte de zona de manifestaciones geotérmicas (TZ-2), D: Agua Caliente, porción central de manifestaciones geotérmicas (TZ-3).

Las muestras recolectadas para la determinación de cationes fueron acidificadas después del muestreo adicionando cuatro gotas de ácido HNO_3 suprapuro para generar un valor de $\text{pH} < 2$. Las muestras sin acidificar fueron recolectadas para realizar los análisis de aniones. Una muestra adicional fue recolectada para el análisis de SiO_2 acuoso usando el equipo HACH DR-2800. Después de la recolección de muestras, los contenidos de CO_3^{-2} and HCO_3^{-1} fueron determinados aplicando el método de titulación in-situ usando fenolftaleína y naranja de metilo como indicadores (Figura 29).

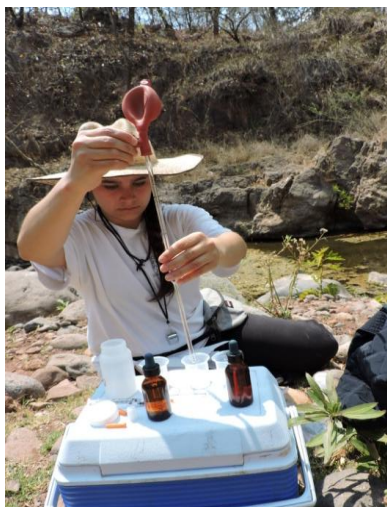


Figura 29. Determinación de CO_3^{2-} y HCO_3^{-1} en campo.

4.3 Análisis químico de aguas geotérmicas

Las muestras de agua fueron analizadas en el Laboratorio de Investigación Geoquímica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (LIG-IGF-UNAM). El análisis de cationes se llevó a cabo con el equipo Thermo Scientific Dionex ICS-900 (Figura 30A). Este equipo tiene una columna Dionex (250 mm x 4 mm diámetro interno) y usa como eluyente una solución de 20 mm de ácido metanosulfónico. Se hicieron curvas de calibración a través de seis estándares de trabajo leídos por triplicado. La precisión analítica fue de $\pm 3\%$. Los picos fueron identificados usando el programa Chromeleon™ y se verificaron visualmente. El procedimiento de los análisis se muestra en el ANEXO 2.

El análisis de aniones fue realizado usando el equipo Metrohm ProfIC-881™ (Figura 30B). Este equipo tiene una columna Metrosep ASupp-7 analítica (250 mm x 40 mm diámetro interno), un supresor MSM-853-MCO y el eluyente usado fue una solución de 3.6 mm Na_2CO_3 . Se realizaron curvas de calibración usando seis estándares de trabajo por duplicado. La precisión fue estimada en $\pm 1\%$. El programa MagicNet™ fue usado para identificar y verificar los picos visualmente. El procedimiento de los análisis se muestra en el ANEXO 2.



Figura 30. Equipos Analíticos. A: Cromatógrafo Thermo Scientific Dionex ICS-900 para análisis de cationes; B: Cromatógrafo Metrohm ProfIC-881TM para análisis de aniones.

Con el objetivo de verificar la existencia del balance de cargas, conocido también como balance iónico, entre las concentraciones de cationes y aniones obtenidas en los análisis químicos, el balance iónico porcentual (%BIP) de cada muestra de manantial fue calculado mediante la siguiente ecuación:

$$\%BIP = \frac{\sum cationes - |\sum aniones|}{\sum cationes + |\sum aniones|} \times 100$$

Verificando que el valor fuera menor al 5 %.

4.4 Procesamiento de datos

Una vez revisado el balance iónico, las composiciones de aniones y cationes fueron graficadas en un diagrama de Piper (Capítulo 2, sección 2.1.2). Acorde a Nicholson (1993), este diagrama ternario permite clasificar los tipos de agua en: bicarbonatadas (mezcla de agua meteórica en mayor proporción con fluidos geotérmicos), sulfatadas (principalmente influenciadas por aguas de vapor calentado de origen geotérmico, o cloruradas (aguas geotérmicas maduras).

Se construyeron diagramas de Stiff para cada manantial. La característica principal de estos diagramas es que permite identificar visualmente los diferentes tipos de agua, cada una con un patrón particular, y en forma simultánea, tener una idea del grado de mineralización con el ancho de la gráfica.

Ambos diagramas fueron construidos usando el programa Geochemist's Workbench® v11 del Departamento de Recursos Naturales en el Instituto de Geofísica, UNAM.

Siguiendo los objetivos de la tesis, la temperatura del yacimiento de los manantiales La Escalera y Agua Caliente fue calculada. Para esto, se construyó el diagrama ternario de Giggenbach (1988) utilizando isotermas cada 25 °C, desde 75°C hasta 350 °C acorde a Arnórsson (2000). Una vez graficadas las isotermas, se obtuvo la curva de equilibrio del diagrama uniendo los puntos de intersección de cada par de líneas de equilibrio de igual temperatura. A partir de las relaciones $\text{Na}/1000$, $\text{K}/1000$ y $\text{Mg}^{0.5}$ de los manantiales, recalculados al 100 %, se evaluó el grado de equilibrio. Este diagrama fue construido mediante el programa Grapher® en el Instituto de Geofísica de la UNAM.

Una vez determinado el estado de equilibrio agua-roca de las muestras, se procedió a la estimación de la temperatura de yacimiento aplicando geotermómetros de SiO_2 , K/Mg y Li/Mg mediante el software SolGeo (Verma et al., 2008), el cual considera por defecto 2% de error.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Trabajo de campo

5.1.1 Puntos de muestreo

En la Figura 31 se muestra la distribución de los puntos de muestreo en La Escalera (Figura 31). Las muestras LE-1 y LE-2 fueron tomadas el 11 de abril de 2017 en condiciones atmosféricas normales. La primera muestra se tomó de una poza con salida de gases y burbujeos y la segunda de la zona cercana a la cascada. Se tomó también un duplicado de LE-2 (LE-2DUP) el 13 de abril de 2017. La dirección del caudal es NE-SW.



Figura 31. Distribución de los puntos de muestreo en el sitio La Escalera. El río fluye en dirección NE-SW.

En Agua Caliente se recolectaron tres muestras el 12 de abril 2017. La primera muestra fue recolectada al norte de las manifestaciones geotérmicas superficiales (TZ-1), esta muestra corresponde a la corriente del río Patámbaro. La segunda muestra fue recolectada de una poza burbujeante (TZ-2) y la tercera muestra (TZ-3) fue recolectada de otra poza burbujeante localizada al sur de las muestras anteriores (Figura 32).

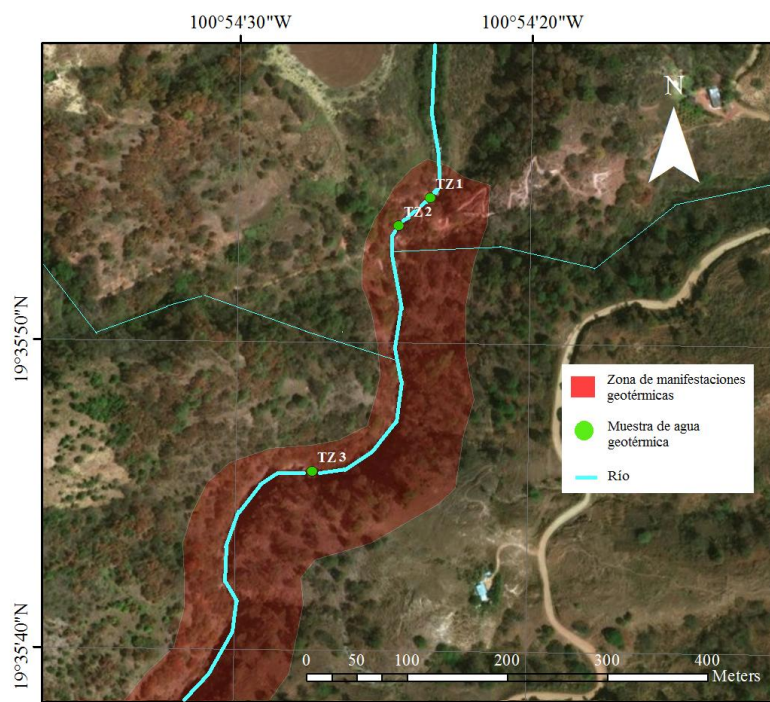


Figura 32. Puntos de muestreo en el sitio Agua Caliente. TZ-1 muestra del Río Patámbaro, TZ-2 muestra recolectada de una poza burbujeante, TZ-3 muestra recolectada en la zona sur. El río fluye en dirección N-S.

5.1.2 Medición de parámetros fisicoquímicos

Las mediciones fisicoquímicas fueron registradas con el equipo multiparamétrico. La temperatura del suelo, temperatura de agua, pH, conductividad eléctrica y localización de las muestras se muestran en la Tabla 8. En el sitio La Escalera se observaron temperaturas de 47.5 °C para la muestra LE-1 y LE-2, para la muestra LE-2 (DUP) se registró una temperatura de 50 °C. Los valores de pH registrados se mantuvieron entre 6.6 y 6.8 para las tres muestras y valores de conductividad eléctrica (λ) promedio de 2.9 ± 0.1 mS/cm.

En el sitio Agua Caliente una temperatura de 25.5 °C, un pH de 8.5 y una λ de 1.399 mS/cm fueron registradas para la muestra del Río Patámbaro (Tz-1, Tabla 8). En las zonas con manifestaciones geotérmicas la temperatura media registrada fue de 40 ± 2 °C, un pH promedio de 6.4 ± 0.2 unidades y una λ promedio de 1.876 ± 0.412 μ S/cm (Tabla 8). En La Escalera no fue posible tomar temperatura de suelo debido a que el terreno no lo permitía.

Tabla 8. Parámetros fisicoquímicos medidos en campo.

ID	Sitio	Fecha	Longitud	Latitud	Altitud (msnm)	T _{suelo} (°C)	T _{agua} (°C)	pH	λ mS/cm
LE-1	La Escalera	11/04/2017	-101.03285	19.60016	1444	-	47.5	6.6	2.803
LE-2	La Escalera	11/04/2017	-101.03273	19.60031	1444	-	47.5	6.8	2.910
LE-2DUP	La Escalera	13/04/2017	-101.03273	19.60031	1444	-	50.4	6.6	3.023
TZ-1	Agua Caliente	12/04/2017	-100.90617	19.59881	1312	28	25.5	8.5	1.399
TZ-2	Agua Caliente	12/04/2017	-100.90674	19.59825	1300	38	38.9	6.5	1.584
TZ-3	Agua Caliente	12/04/2017	-100.90812	19.59579	1301	37	42	6.2	2.167

5.2 Análisis químico de aguas geotérmicas

Las seis muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Investigación Geoquímica del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (LIG-IGF-UNAM). Los resultados incluyen concentraciones en mg/L de SiO₂, cationes de Na⁺, K⁺, Ca⁺², Mg⁺², Li⁺, aniones de F⁻, Cl⁻, SO₄⁻², CO₃⁻² y HCO₃⁻, así como el balance iónico (BIP%). Estos se muestran en la Tabla 9.

Tabla 9. Concentraciones de iones mayores en mg/L de agua geotérmica en La Escalera y Agua Caliente.

ID	SiO ₂	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Li ⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	CO ₃ ⁻²	HCO ₃ ⁻	IB%
LE-1	35.4	966	26	73	26	1.85	10	848	188	n.d.	1312	-1.4
LE-2	40.9	1332	32	93	33	1.84	20	2092	473	n.d.	85	-3.7
LE-2 (DUP)	44.6	1776	209	148	55	7.92	20	2090	477	n.d.	1472	0.22
TZ-1	24.9	189	4	34	11	n.d.	1	9	232	45	280	-1.3
TZ-2	29.1	450	22	172	44	3.71	5	249	214	n.d.	912	9.79
TZ-3	31.2	960	34	238	69	2.07	10	1197	782	n.d.	1058	-6.1

n.d.: no detectado; BIP%=balance iónico.

Los análisis químicos muestran un intervalo de balance iónico de -1.4 a 9.79 lo que se considera que los análisis son aceptables. El signo negativo en el balance iónico indica que la muestra está cargada de aniones, quizá por la presencia elevada de bicarbonatos y en algunos casos de Cl⁻. En el sitio La Escalera se observó que las concentraciones mayores de cationes y aniones corresponden a las muestras de la cascada, con 1776 mg/L para Na⁺ y 2092 mg/L para Cl⁻. La

muestra LE-1, que corresponde a la poza caliente, muestra al Na⁺ como catión principal con 966 mg/L y como anión principal HCO₃⁻ con 1312 mg/L.

En Agua Caliente, la muestra TZ-3 presentó las concentraciones mayores de cationes y aniones, con 960 mg/L para Na⁺ y 1197 mg/L para Cl⁻. La muestra TZ-2 presenta valores altos de sodio y bicarbonatos respecto a los otros iones, pero menores a los de la muestra TZ-3, con 450 mg/L para Na⁺ y 1058 mg/L para HCO₃⁻. La muestra TZ-1 presenta valores bajos en todos los iones respecto al resto de las muestras.

5.3 Procesamiento de datos

5.3.1 Clasificación química de aguas termales

Las herramientas geoquímicas utilizadas para clasificar el tipo de aguas de las muestras de La Escalera y Agua Caliente incluyeron el diagrama de Piper, diagrama de Giggenbach y los diagramas de Stiff.

El diagrama de Piper (Figura 33) fue construido para realizar una primera clasificación de agua en función de los aniones y cationes principales. De acuerdo con este diagrama, las muestras de la Escalera LE-2 y LE-2(DUP) corresponden a aguas sódico-cloruradas mientras que la muestra LE-1 a una mezcla de agua sódico-clorurada con sódico-bicarbonatada. Las muestras de Agua Caliente TZ-1 y TZ-2 corresponden a una mezcla de agua sódico-clorurada con aguas sódico-bicarbonatadas y la muestra TZ-3 corresponde a un agua sódico-clorurada.

Los valores de cloruros, sulfatos y carbonatos se encuentran en porcentajes relativos mostrados en la Tabla 10 y fueron graficados en el diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ de Giggenbach (1992) para su clasificación (Figura 34).

Tabla 10. Concentraciones de cloruros, sulfatos y carbonatos en porcentajes relativos.

ID	%Cl	%SO ₄	%HCO ₃
LE-1	0.36	0.08	0.56
LE-2	0.79	0.18	0.03
LE-2 (DUP)	0.52	0.12	0.36
TZ-1	0.02	0.41	0.57
TZ-2	0.18	0.16	0.66
TZ-3	0.39	0.26	0.35

Se utilizaron diagramas de Stiff para analizar la variación espacial de iones en las muestras (Figura 35). Este diagrama genera un polígono patrón característico en cada muestra de manantial que se asocia a un tipo de agua. En los manantiales de La Escalera se observa que las muestras LE-2 y LE-2 DUP presentan el mismo patrón que caracteriza a la aguas sódico-cloruradas, en cambio la

muestra LE-1 presenta un patrón similar pero con mayor contenido de bicarbonato en comparación con las muestras LE-2 y LE-2 DUP . En Agua Caliente, las muestras TZ-2 y TZ-1 muestran el mismo patrón de una agua bicarbonatada y la muestra TZ-3 muestra el mismo patrón observado en las muestras LE-2 y LE-2 DUP característico de una agua sodico-clorurada.

Mas detalles sobre la interpretación del diagrama de Piper y el diagrama ternario $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ se pueden consultar en el Anexo 4.

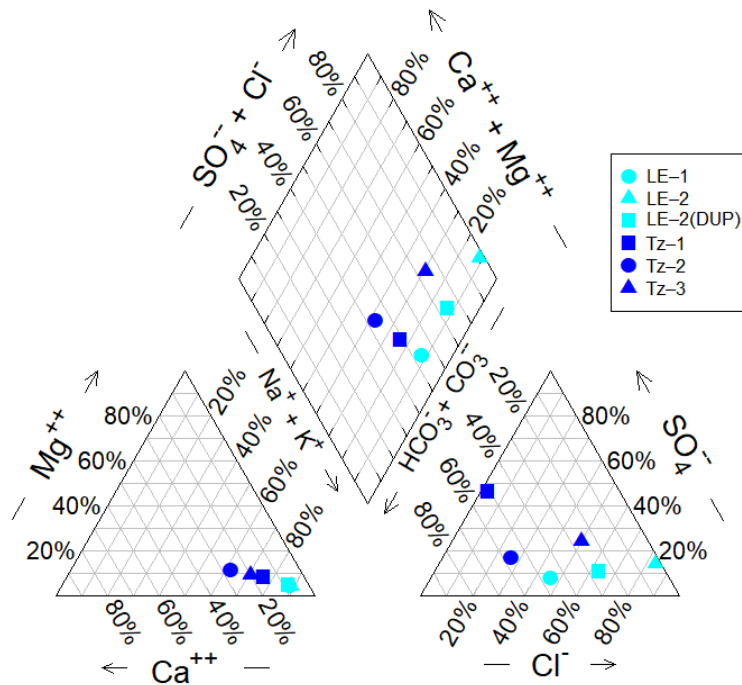


Figura 33. Diagrama de Piper para la clasificación de aguas geotérmicas en La Escalera y Agua Caliente.

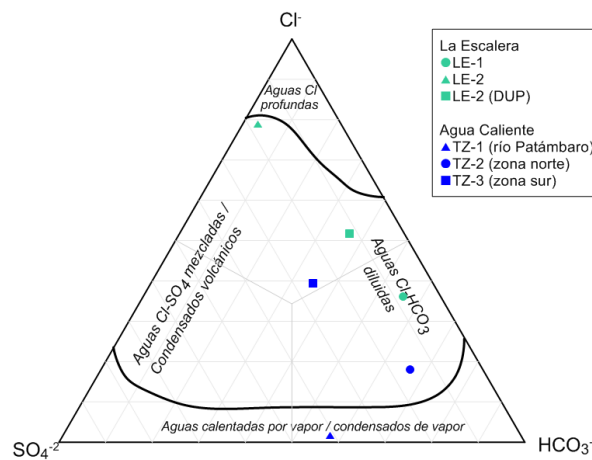


Figura 34. Diagrama ternario de proporciones relativas de $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ en La Escalera y Agua Caliente.

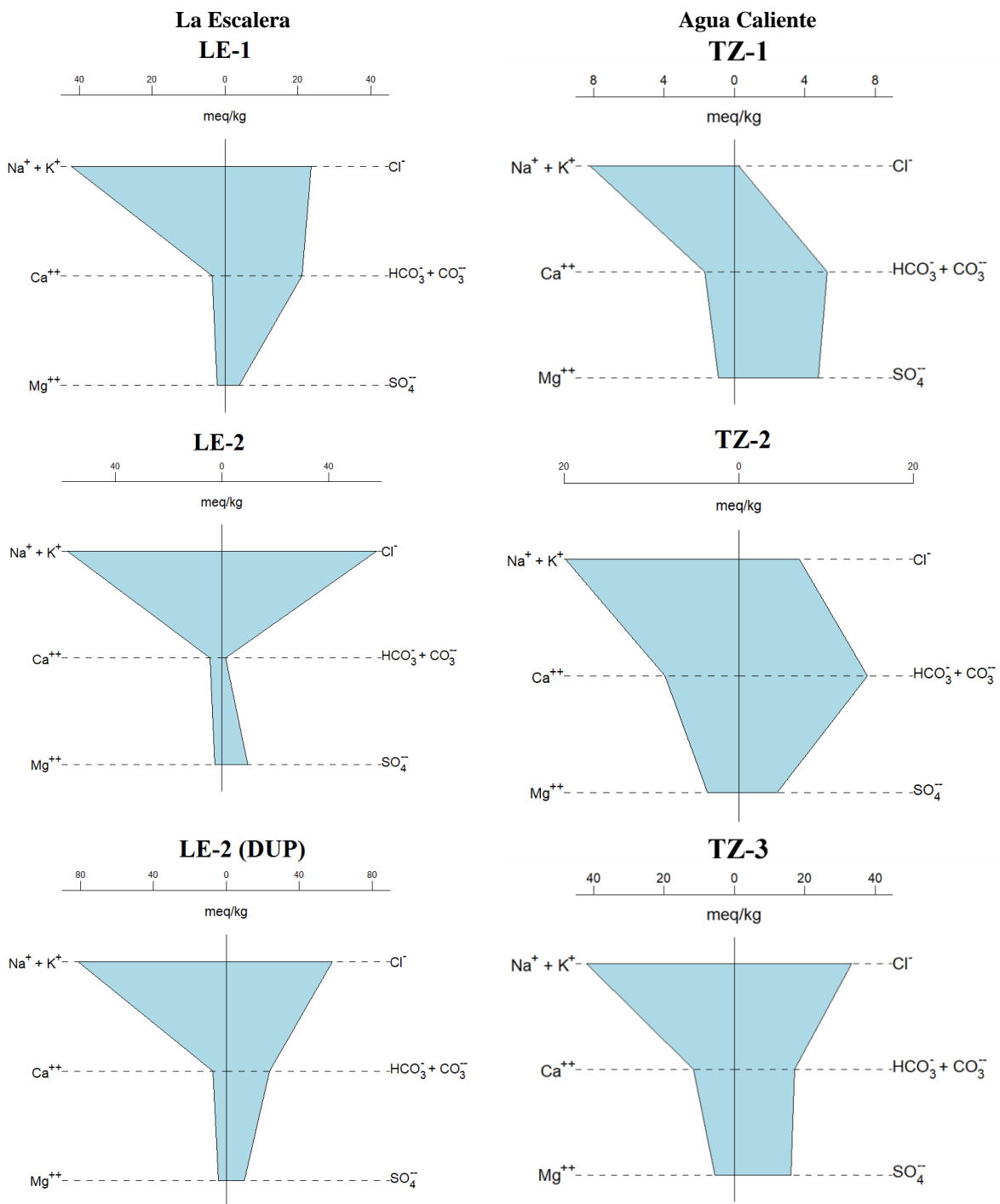


Figura 35. Diagramas de Stiff que muestra valores de relaciones iónicas en por ciento de meq/L en muestras de La Escalera y Agua Caliente

5.3.2 Geotermometría

La aplicación de geotermómetros requiere el conocimiento del estado de equilibrio de las reacciones agua-roca. Para ello se utilizó el diagrama ternario de Giggenbach (Figura 36). En este diagrama, las muestras de La Escalera se localizan en la zona de equilibrio parcial en un rango de isotermas entre 100-175°C. Las muestras de Agua Caliente se clasificaron como aguas inmaduras en un rango de isotermas entre 150-200°C. Más detalles sobre el diagrama de Giggenbach se pueden consultar en Anexo 4.

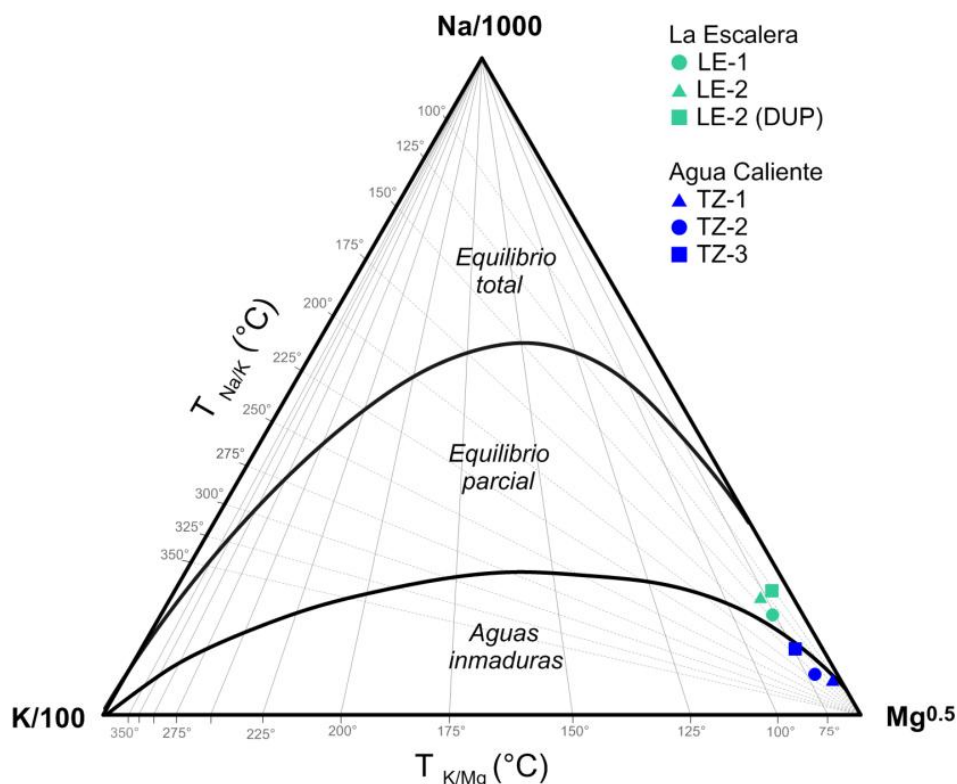


Figura 36. Diagrama de Giggenbach (1988) para determinación de estado de equilibrio de interacción agua-roca en La Escalera y Agua Caliente.

Las isotermas obtenidas en el diagrama de Giggenbach para La Escalera indican temperaturas de equilibrio <180 °C, lo que dificulta la aplicación de los geotermómetros de Na/K y Na-K-Ca, ya que la tasa de intercambio de estos elementos es lenta por debajo de los 180°C (Pérez-Zárate et al., 2015). Además, estos geotermómetros solo son confiables en reservorios con temperaturas entre 180-350°C (Nicholson, 1993) En Agua Caliente, las muestras se localizan en el límite entre aguas inmaduras y aguas en equilibrio parcial y la utilización de geotermómetros de Na/K y Na-K-Ca no

es recomendable. Las isotermas observadas en el diagrama de Giggenbach señalan valores de temperatura entre 150-200 °C. Las características anteriores indican que los sistemas son de baja temperatura.

Por lo anterior, la temperatura de reservorio fue calculada con geotermómetros de sílice, K/Mg y Li/Mg usando el programa SolGeo (Verma et al., 2008). Los geotermómetros de K/Mg y Li/Mg son recomendables para aguas que no han alcanzado el equilibrio en un rango de temperaturas entre 50-300 °C (Nicholson, 1993).

Tabla 11. Geotermómetros de SiO₂ aplicados para estimar la temperatura de fondo en La Escalera y Agua Caliente. *S* =concentración de SiO₂ en mg/L. Los geotermómetros de Fournier-Potter(1982) y Verma-Santoyo (1997) incluyen estimación de error.

Autor	Ecuación	LE-1	LE-2	LE-2 DUP	TZ-2	TZ-3
Fournier (1977) (Sin pérdida de vapor)	$[1309/(5.19-\log S)]-273.15$	86.3	92.6	96.4	78.2	81
Fournier (1977) (Máxima pérdida de vapor)	$[1522/(5.75-\log S)] - 273.15$	89.1	94.6	97.9	82	84.4
Fournier-Potter (1982)	$-42.198(\pm 1.345)+0.28831(\pm 0.01337)S - 3.6686 \times 10^{-4}(\pm 3.152 \times 10^{-5})S^2 + 3.1665 \times 10^{-7}(\pm 2.421 \times 10^{-7})S^3 + 77.034(\pm 1.216)\log S$	86.9 ±3.6	93.1 ±3.6	96.9 ±3.5	78.7 ±3.8	81.5 ±3.7
Verma-Santoyo (1997)	$-\{44.119(\pm 0.438)\} + \{0.24469(\pm 0.00573)\}S - \{1.7414 \times 10^{-4}(\pm 1.365 \times 10^{-5})\} S^2 + \{79.305(\pm 0.427)\}\log S$	87.1 ±2.9	93.4 ±2.8	97.1 ±2.7	79 ±3.2	81.8 ±3.1
Arnórsson (2000)	$-55.3+0.3659S- 5.3954 \times 10^{-4}S^2+5.5132 \times 10^{-7}S^3+74.36\log S$	72.1	78.6	82.5	63.8	66.6
Verma (2000)	$\{[1175.7(\pm 31.7)]/[4.88(\pm 0.08)-\log S]\}- 273.15$	79.8	86.5	90.6	71	74
	Mínima	72.1	78.6	82.5	63.8	66.6
	Máxima	89.1	94.6	97.9	82	84.4
	Promedio	83.5	89.8	93.5	75.5	78.2
	Desviación estándar	6.4	6.2	6.0	6.8	6.7

Tabla 12. Geotermómetros de K/Mg y Li/Mg aplicados para estimar la temperatura de fondo en los manantiales de La Escalera y Agua Caliente.

Autor	Ecuación	LE-1	LE-2	LE-2 DUP	TZ-2	TZ-3
Giggenbach (1988)	$4410/[14.0-\log(K^2/Mg)]-273.15$	76.9	79	124.1	67.2	72.3
Kharaka y Mariner -1 (1989)	$\{2200/[5.47-\log(Li/(Mg^{0.5}))]\}-273.15$	98.9	95.4	131.2	111.2	89.2
Kharaka y Mariner -2 (1989)	$\{1910/[4.63-\log(Li/(Mg^{0.5}))]\}-273.15$	103.4	99.3	142	117.9	91.9
Mínima		76.9	79.0	124.1	67.2	72.3
Máxima		103.4	99.3	142.0	117.9	91.9
Promedio		93.1	91.2	132.4	98.8	84.5
Desviación estándar		14.2	10.8	9.0	27.5	10.6

Las temperaturas de fondo obtenidas con los geotermómetros de sílice en La Escalera muestran valores entre 72 y 98 °C, con un promedio de 89 ± 6 °C. En Agua Caliente, la temperatura de fondo mostró valores entre 63 y 84 °C, con un promedio de 77 ± 7 °C. Estos resultados son comparables con los K/Mg y Li/Mg, los cuales mostraron temperatura de fondo con valores entre 77 y 124 °C y 95 y 142°C, respectivamente.

5.4 Discusión

5.4.1 Geología

La ubicación de los reservorios que alimentan las descargas hidrotermales en La Escalera y Agua Caliente es aún incierta y hasta el momento no hay evidencia que indique si tienen relación con los reservorios de las zonas geotérmicas de Los Azufres o del Lago de Cuitzeo. La topografía e hidrología superficial sugieren que existe un flujo subterráneo con dirección N-S en la Sierra de Mil Cumbres, y las observaciones de campo indican un flujo subterráneo local en dirección NW-SE en La Escalera y W-E en Agua Caliente, que corresponden a las orientaciones de las fallas regionales que intersectan los sitios de estudio. La gran densidad de fallamientos en la zona y una precipitación media anual >1200 mm, la convierten también en una zona de recarga prolifera.

En ambos sitios hay evidencias de elevados esfuerzos regionales, con la intersección de tres sistemas de fallas, saltos de falla abruptos y planos con gran densidad de marcadores cinemáticos en diferentes direcciones y sobrepuestos. Los sitios de estudio se encuentran a una distancia de 13 km entre sí y son intersectados por el mismo sistema de fallas con orientación E-W pertenecientes a la SFMA, el cual tiene una edad de ~ 8 Ma. También existen fallas antiguas con orientaciones NW-SE

y N-S; y fallas de orientación NE-SW, donde estas últimas pertenecen a un sistema con actividad alta reportada entre 3-5 Ma . De acuerdo a Garduño-Monroy et al. (2009), estos sistemas de fallas, ubicados en la porción central de FVTM, están activos, lo que contribuiría a la formación de zonas permeables que faciliten la descarga de agua y gases geotérmicos. Dado que no se han reportado sismos importantes generados en la zona de estudio, podría descartarse una cámara magmática o el nacimiento de un volcán. Posiblemente los manantiales termales son originados por un cuerpo intrusivo. Trabajos geofísicos y de geología estructural serían necesarios para determinar el origen del reservorio y la cinemática actual que controla las manifestaciones geotérmicas superficiales de los sitios de estudio.

La Escalera y Agua Caliente se ubican en el denominado *Gap* de Tzitzio, una zona donde el vulcanismo cuaternario de la FVTM está desplazado ~100km detrás del frente de arco. Es decir, en este *Gap* no ha habido vulcanismo ni magmatismo desde mediados del Mioceno, desde la formación de la Sierra de Mil Cumbres. La identificación de un aumento reciente del gradiente geotérmico o la existencia de manifestaciones geotérmicas fósiles en esta zona, podrían contribuir a entender el origen y formación del *Gap* o abrir la posibilidad de un cambio en el régimen de la tectónica extensional intra-arco de la FVTM. Ambos sitios de estudio no solo resultan interesantes para la geotermia, sino también desde un punto de vista tectónico y geodinámico.

5.4.2 Geoquímica de fluidos

En La Escalera, la temperatura medida en los fluidos geotérmicos fue de ~50°C, mientras que en Agua Caliente fue de ~40°C. Estas temperaturas son importantes en relación con el pH, ya que éste depende de la temperatura. A temperatura ambiente se considera un pH=7 como neutro, pero en sistemas de alta temperatura es de 5.5 (Nicholson, 1993). A una temperatura de 50°C un pH neutro es de 6.6, por lo que en La Escalera se tiene un pH aproximadamente neutro (6.6-6.8). En Agua Caliente la temperatura es de ~40°C y un pH neutro sería entre 6.7 y 6.8, pero el pH medido es de 6.2-6.5, por lo que se puede considerar como ligeramente ácido.

Además de la relación pH-temperatura, también deben considerarse la pérdida de gases de la solución y la salinidad, la cual tiene efectos contrarios en el pH. La pérdida de gases de la solución aumenta la alcalinidad y el pH de los fluidos descargados. La salinidad, en cambio, disminuye el pH. En La Escalera, la pérdida de gases y las sales disueltas podrían tener una influencia aproximadamente equivalente, dando un pH neutro. Mientras que en Agua Caliente, podría predominar el proceso de disolución de sales ligeramente por encima de la pérdida de gases.

De acuerdo con las determinaciones de los aniones y cationes dominantes en los análisis químicos de cada muestra (Tabla 9), la muestra LE-1 y TZ-2 tienen una composición sódico-bicarbonatada y las muestras TZ-3, LE-2 y LE-2DUP tienen una composición sódico-clorurada.

En el diagrama de Piper (Figura 33) las muestras LE-2, LE-2(DUP) y TZ-3 corresponden a aguas sódico-cloruradas, mientras que las muestras LE-1, TZ1 y TZ-2 corresponden a una mezcla de agua sódico-clorurada con aguas sódico-bicarbonatadas, por lo que la clasificación de aguas geotérmicas en ambos sitios es similar.

En el diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ (Figura 34), se tiene que la clasificación de la muestra LE-2 es aproximadamente un agua clorurada profunda. Las muestras LE-1 y LE-2(DUP) pueden considerarse como aguas cloruradas diluidas, en donde predominan los cloruros por encima de los carbonatos y se puede interpretar que en La Escalera existe un proceso de mezcla de aguas cloruradas profundas con aguas bicarbonatadas o aguas subterráneas. En este caso podría ser una mezcla con aguas subterráneas, ya que al tratarse de un sistema geotérmico de alto relieve donde las descargas ocurren al fondo de una cañada, es viable el flujo lateral de agua subterránea en distancias considerables. La mezcla con agua bicarbonatada podría ocurrir en menor proporción, ya que existe una intensa desgasificación de CO₂, lo que deriva en la disminución de la solubilidad de la calcita y que se manifiesta como depósitos de travertino.

En Agua Caliente, la muestra TZ-1 corresponde a agua de río y contiene una concentración de cloruros despreciable en el diagrama ternario de Cl-SO₄-HCO₃ (Figura 34), pero su relación HCO₃/SO₄=1.39 sirve como referencia para conocer la composición del agua superficial local. La muestra TZ-3 se encuentra al centro del diagrama ternario y tiene una relación HCO₃/SO₄ =1.34, similar a la muestra TZ-1, por lo que indicaría que es un agua mezclada fuertemente con aguas meteóricas. La muestra TZ-2 grafica en la zona de aguas cloruradas diluidas y próxima a la zona de aguas calentadas por vapor y condensados de vapor, con carbonatos como ion predominante. Por lo que en Agua Caliente, además de existir una mezcla de aguas cloruradas con agua subterránea, también puede estar mezcladas con aguas calentadas por vapor o condensados de vapor, que posiblemente puede originarse por cambios de permeabilidad entre los horizontes sedimentarios.

En los diagramas de Stiff (Figura 35), las muestras TZ-3, LE-2 y LE-2(DUP) presentan el mismo patrón con forma de embudo, característico de un agua sódico-clorurada. La muestra LE-1 presenta un patrón similar a las muestras anteriores, pero se diferencia en que su concentración de carbonatos es mayor. La muestra TZ-2 indica un agua sódico-clorurada-bicarbonatada y tiene la mayor concentración de carbonatos en comparación con el resto de las muestras.

Los valores típicos de sulfato y calcio en un reservorio geotérmico profundo son de $\text{SO}_4^{+2} < 50$ mg/L y $\text{Ca}^{+2} < 50$ mg/L (Nicholson, 1993). Sin embargo, las muestras de ambos sitios sobrepasan estos valores

Tanto en La Escalera como en Agua Caliente, la proporción Na/K varía en un rango de 20-40, lo cual es indicador de flujo lateral, reacciones cerca de superficie o enfriamiento conductivo, valores < 15 son indicadores de estructuras de ascenso (Nicholson, 1993). Todas las muestras presentan proporciones $\text{Na/K} > 15$, a excepción de la muestra LE-2(DUP), donde $\text{Na/K} = 8.5$, lo cual podría indicar una contribución importante del reservorio profundo por encima del agua subterránea. Las concentraciones de cloruros para esta muestra presentan un orden de 1000 mg/L, lo cual también es indicador de una contribución importante de aguas cloruradas. Los iones de cloruro son importante para determinar mezclas de aguas cloruradas con aguas de otro tipo, ya que los cloruros son una especie conservativa. Las muestras LE-2 y TZ-3 también mostraron concentraciones de cloruros en orden de 1000mg/L.

Los valores típicos de F⁻ en fluidos geotérmicos son < 10 mg/L (Nicholson, 1993). En las muestras LE-2 y LE-2(DUP) estas concentraciones son de 20 mg/L. Altas concentraciones de este ion pueden ser producidas por condensación de gases volcánicos (HF) en aguas meteóricas. Generalmente, esto va acompañado por altas concentraciones de Cl^- SO_4^{-2} , que es el caso de ambas muestras con valores de $\text{Cl}^- = \sim 2090$ mg/L y $\text{SO}_4^{-2} = \sim 470$ mg/L. Las concentraciones de Mg^{+2} en estas muestras superan el rango de 0.01-0.1 mg/kg, lo cual indica una lixiviación de la roca local (Nicholson, 1993).

En la Escalera, los fluidos geotérmicos descargados no solo podrían ser desplazados lateralmente a lo largo de los planos de falla desde una fuente geotérmica cercana, como sucede en Agua Caliente, sino que algunos de los parámetros como el contenido de Cl^- , F y la proporción Na/K, muestran evidencia de ser una zona de ascenso directa o muy cercana al reservorio. A esto último se agrega la gran emanación de gases, lo cual indica que existe una zona permeable de dos fases a profundidad en el sitio.

5.4.3 Geotermometría

La aplicación del geotermómetro Na/K fue descartada, ya que solo es confiable en un rango de isotermas $> 180^\circ\text{C}$ en el diagrama de Giggenbach (Figura 36).

En cambio, los geotermómetros utilizados fueron los de sílice, K/Mg y Li/Mg, los cuales fueron programados en SolGeo (Verma et al., 2008). Sin embargo, existen algunas consideraciones para cada uno de estos geotermómetros. El geotermómetro de sílice es afectado principalmente por dos procesos el primero de ellos es la mezcla con agua subterránea y el segundo es la pérdida de

gases de la fase líquida por exsolución (Nicholson, 1993). La dilución con agua subterránea disminuye la concentración de sílice, ya que éste precipita al bajar la temperatura, por lo que las temperaturas máximas calculadas mediante el geotermómetro de sílice están subestimadas y deben considerarse como valores mínimos. El otro proceso que afecta este geotermómetro es la pérdida de gases de la solución, lo cual aumenta el pH del fluido residual y la solubilidad de la sílice y, al contrario del proceso anterior, sobreestima las temperaturas calculadas con este geotermómetro. A pesar de lo anterior, las temperaturas de reservorio estimadas con los diferentes geotermómetros de sílice (Tabla 11) fueron más constantes y la diferencia promedio entre temperaturas mínimas y máximas estimadas de las muestras fue de $\sim 17^{\circ}\text{C}$ (Tabla 13).

Tabla 13. Temperaturas mínimas y máximas en cada muestra, calculadas con los diversos geotermómetros de SiO_2 en la Tabla 11.

ID	Mínimo	Máximo
LE-1	72.1	89.1
LE-2	78.6	94.6
LE-2 (DUP)	82.5	97.9
TZ-2	63.8	82
TZ-3	66.6	84.4

Tabla 14. Temperaturas promedio de reservorio con desviación estándar, obtenidas a partir de los geotermómetros SiO_2 , K/Mg y Li/Mg. La última columna corresponde al promedio final de temperatura de reservorio para cada sitio.

Sitio	T ($^{\circ}\text{C}$) promedio de reservorios estimada			Promedio final
	SiO_2	K/Mg	Li/Mg	
La Escalera	89 ± 6	93 ± 26.5	112 ± 20	98
Agua Caliente	77 ± 7	70 ± 3.5	102 ± 14	83

Los geotermómetros de K/Mg y Li/Mg se utilizan para aguas geotérmicas con rango de temperatura entre $50\text{-}300^{\circ}\text{C}$ y que no han alcanzado el equilibrio con la roca huésped (Nicholson, 1993). A pesar de ser geotermómetros muy flexibles, se debe tener cuidado en su aplicación y tener en cuenta algunas consideraciones. Los sistemas geotérmicos de este trabajo son de alto relieve y es posible un flujo lateral en distancias considerables a lo largo de las cuales precipitaría el litio y disminuiría su concentración, al contrario del magnesio, el cual se enriquece en el fluido. Esto afectaría este geotermómetro y es por ello que las temperaturas arrojadas se compararon con las del geotermómetro de sílice, para considerar una sobreestimación de las temperaturas en los geotermómetros de K/Mg y Li/Mg. La diferencia promedio entre temperaturas mínimas y máximas

estimadas en las muestras con estos geotermómetros fue de $\sim 27^{\circ}\text{C}$ (Tabla 14). La precipitación de litio por flujo lateral tampoco hace confiable la aplicación del geotermómetro Na/Li.

Con los valores promedio de temperatura de reservorio de los geotermómetros de SiO₂, K/Mg y Li/Mg se calculó un promedio para cada sitio (Tabla 15). En La Escalera es de $98\pm 17^{\circ}\text{C}$ y en Agua Caliente es de $83\pm 8^{\circ}\text{C}$, por lo que se clasificarían como sistemas geotérmicos de baja temperatura, aunque no debe descartarse la posibilidad de ser un recurso de temperatura moderada ($120\text{-}180^{\circ}\text{C}$).

5.4.4 Geoquímica de aguas termales en otros sitios de Michoacán

Existen otras zonas de manifestaciones geotérmicas superficiales en Michoacán y que se encuentran relativamente cerca de los sitios de estudio, entre ellas se encuentran el campo geotérmico de Los Azufres a 40 km al noreste y el borde sur del lago de Cuitzeo a 30 km al norte.

Existen estudios de análisis químicos de aguas geotérmicas de manantiales en el lago de Cuitzeo. Segovia et al. (2005) analizaron manantiales termales en todo el borde sur del lago (Tablas 15 y 17), y Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín (2003) se restringieron a la zona de Araró y San Nicolás Zimirao, al sureste del lago de Cuitzeo, en cuyo estudio incluyeron datos de un pozo profundo (Tablas 16 y 18). Ambos estudios se compararon con los resultados de este trabajo.

Tabla 15. Análisis químico de aguas termales en Cuitzeo. Las concentraciones están en mg/kg. (modificado de Segovia et al., 2005)

Sitio	ID	T°C	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Cl
El Salitre	ES	32	8	79.9	150.7	11.5	20.6	13.7	212.1	42.7	166.5
Los Baños	LB	36	8	46.8	99.6	2	11.9	0.55	172.5	16.1	58.9
San Agustín del Pulque	SAP	75	8	241	406	11	33	0.2	262	591	95.8
	SJT-1	30	7.7	-	76.4	11.2	29.7	24.28	284	46.1	21.3
San Juan Tararameo	SJT-2	52	7.4	247	583	34	78	2.4	798	1001	137
	SJT-3	82	8.9	270	774	30	1	0.28	525	947	280
San Agustín del Maíz	SAM	89	7.3	250	542	27	14.2	0.4	623	591	130
Araró 1	AR-1	60	7.8	134	691.3	55.5	26.5	0.5	134	138.8	1046.8
Araró 2	AR-2	60	7.7	257	756.5	60.6	32.6	0.5	158	153.6	1290.2
Santa Rita	SR	37	8.5	-	92	4.1	11.2	0.96	214	12.1	7.7

Segovia et al. (2005) clasifica la zona geotérmica de Cuitzeo como un recurso de temperatura moderada. El estado de equilibrio agua-roca indica que hay aguas inmaduras o en equilibrio parcial con temperatura de reservorio entre $129\text{-}216^{\circ}\text{C}$, pero el geotermómetro de sílice arroja temperaturas de reservorio entre $100\text{-}200^{\circ}\text{C}$. Por su temperatura y concentraciones de elementos, destacan las

muestras SJT-3, SAM, AR-1 y AR-2. Las concentraciones de Ca, Mg, Cl, HCO₃ y SO₄ en La Escalera y Agua Caliente son mayores que en Cuitzeo, el Na que es similar y el SiO₂ es mayor en Cuitzeo, eso último podría explicarse por el pH alcalino de la zona con valores medidos entre 7.3-8.9, lo cual aumenta la solubilidad de la sílice.

Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín (2003) realizaron análisis químicos de aguas geotérmicas de manantiales y un pozo en un área más restringida, que corresponde a los poblados de Araró y San Nicolás Zimirao, al sureste del lago de Cuitzeo. De acuerdo con este estudio, existe un yacimiento geotérmico que fue de alta temperatura en tiempos históricos, pero se ha enfriado y profundizado. Es un sistema geotérmico de bajo relieve, convectivo y líquido dominante. Los fluidos son tipo clorurado-sódico, tienen una salinidad del orden de 4000 ppm y pH neutro a alcalino. Las temperaturas superficiales varían desde 30°C hasta la temperatura local de ebullición y las manifestaciones más importantes son las de San Nicolás Zimirao, con temperaturas entre 39 y 93°C. Se estimó temperatura del reservorio con diversos geotermómetros, los cuales arrojaron valores superiores a 200°C.

Tabla 16. Análisis químico de aguas termales en Araró, al sur del lago de Cuitzeo. Las concentraciones están en mg/kg. Los valores de San Nicolás Zimirao resultan de un promedio de 50 mediciones para cada parámetro y el Pozo Z-3 de un promedio de 4 mediciones. (modificado de Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003)

Sitio	Fecha	T°C	pH	SiO ₂	Na	K	Ca	Mg	Li	HCO ₃	Cl	SO ₄
San Nicolás Zimirao*	nov/1990	71	7.78	207.5	693	47.5	31.7	2	5.4	165.4	825.3	102.5
Araró (Pozo 1)	nov/1990	37	7.96	70.8	25.8	7.6	20	6.5	<0.1	112.6	35	17.3
Araró (Pozo 2)	nov/1990	36	8.23	77	16.3	8.3	14.3	5.2	<0.1	100.1	20	5.7
Baños Huingo	ene/1983	41	6.8	187	316	30	27	2.2	2.5	189	293	60
Baños Atzimba	ene/1983	35	6.1	110	17	5	6.4	5.7	<0.1	75	3	0
Pozo Z-3*	nov/1991	-	7.96	-	737	70.2	74	0.13	7	183.6	1064	158.8

En este trabajo también destaca el pozo Z-3, cuya perforación se detuvo a los 1344 m de profundidad debido a que se concluyó que no existe un gradiente importante en la zona, y las temperaturas solamente fluctuaron alrededor de los 100°C durante la perforación. Los valores de temperatura de reservorio arrojados por los geotermómetros utilizados por Segovia et al. (2005) y Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín (2003), la mayoría en un rango entre 100-200°C, posiblemente corresponden a profundidades mucho mayores que la del pozo Z-3 o bien, éstas fueron sobreestimadas (Tabla 17 y 18).

Otro aspecto por considerar en estas comparaciones es la altitud. Las manifestaciones geotérmicas superficiales al sur del lago de Cuitzeo se encuentran a ~1900 msnm y los sitios La Escalera y Agua Caliente se encuentran entre 1300-1450 msnm. Esto es importante, ya que la distancia vertical, sin considerar el flujo lateral, también afecta la cantidad de reacciones agua-roca. Hasta el momento, no hay evidencia que indique que el reservorio de La Escalera o Agua Caliente tenga relación con los reservorios de Los Azufres o del Lago de Cuitzeo.

Tabla 17. Temperaturas (°C) de reservorio estimadas con diferentes geotermómetros en Cuitzeo (modificado de Segovia et al., 2005)

ID	T(K/Na)	T(K/Mg)	T(Na/K)	T(Na/K/Ca)	T CCG	T SiO2 (1)	T SiO2 (2)
ES	212	66	195	164	42	125	105
LB	129	62	-	58	79	99	74
SAP	146	120	-	125	132	194	188
SJT-1	265	59	252	-	38	-	-
SJT-2	193	117	175	158	163	196	191
SJT-3	167	147		181	136	202	199
SAM	182	138	164	167	152	197	192
AR-1	216	159	199	192	186	156	140
AR-2	215	162	199	191	186	199	194
SR	175	72	156	81	105	-	-

Tabla 18. Temperaturas de reservorio (°C) estimadas con distintos geotermómetros en manantiales de San Nicolás Zimirao. (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2003)

Geotermómetro	Mínima	Máxima	Promedio
K-Mg	129	192	160
K-Na	202	228	205
Na-K	182	195	188
Na-K-Ca	174	185	180
cuarzo conductivo	202	234	220
cuarzo adiabático	183	212	201
calcedonia	170	182	175

CONCLUSIONES

- Los sistemas geotérmicos en La Escalera y Agua Caliente son de temperatura baja y potencialmente moderada, líquido dominantes y de alto relieve.
- Las manantiales termales en La Escalera descargan aguas a temperaturas de $\sim 50^{\circ}\text{C}$ y con un pH neutro. Se clasificaron predominantemente como sódico-cloruradas y de manera secundaria como sódico-bicarbonatadas. Su estado de equilibrio agua-roca es parcial y la proporción de agua proveniente de un reservorio profundo podría ser equivalente o ligeramente mayor que las aguas de origen freático.
- Los manantiales termales en Agua Caliente descargan aguas a temperaturas $\sim 45^{\circ}\text{C}$, de pH neutro a ligeramente ácido, que se clasificaron predominantemente como sódico-bicarbonatadas y de manera secundaria como sódico-cloruradas. Su estado de equilibrio agua-roca corresponde a aguas inmaduras, está fuertemente mezclada y predominan las aguas freáticas, superficiales y aguas calentadas por vapor o condensados de vapor por encima de las aguas provenientes de un reservorio profundo.
- Las temperaturas de fondo calculadas para los reservorios de Agua Caliente y La Escalera fueron de $83\pm 8^{\circ}\text{C}$ y de $98\pm 17^{\circ}\text{C}$, respectivamente. Estas temperaturas deberán ser analizadas tomando en consideración modelos de mezcla para una estimación más precisa.
- Las aguas geotérmicas en La Escalera y Agua Caliente contienen altas concentraciones de especies, lo cual puede potencialmente sellar los conductos de salida por mineralización. Un fracturamiento activo explicaría la reapertura constante de estos conductos y que impediría el auto-sellamiento.
- Los sitios de estudio están localizados dentro del área del *Gap* de Tzitzio, una zona en donde no ha existido actividad volcánica ni magmática desde mediados del Mioceno, a diferencia del vulcanismo cuaternario en toda la FVTM. La aparición de manifestaciones geotérmicas recientes o un aumento reciente del gradiente geotérmico en este *Gap* podría ser explicado por un cambio en el régimen de la tectónica extensional intra-arco de la FVTM.

RECOMENDACIONES Y TRABAJO FUTURO

El presente trabajo fue parte de la primera campaña de exploración geotérmica en La Escalera y Agua Caliente, los resultados sirven para reconocimiento y como guía para orientar el despliegue de trabajos futuros. Las aseveraciones y conclusiones hechas en este trabajo deben ser confirmadas o descartadas con estudios más minuciosos e interdisciplinarios.

Tanto La Escalera como Agua Caliente son sitios de difícil acceso, es necesario transportarse en un vehículo 4x4, asegurarse de transportar el material y las muestras de manera segura y, de ser posible, contar con equipo de rappel y máscaras protectoras. Esto permitiría agilizar el tiempo de transporte y trabajo de campo. Cabe agregar que, por seguridad propia, es primordial dar aviso a los pobladores y propietarios sobre la realización de cualquier actividad de investigación, ya que se vive una situación de inseguridad y violencia en la zona.

En ambos sitios de estudio existen numerosos manantiales que no fueron muestreados para fines de este estudio debido a que las condiciones de trabajo eran parcialmente desconocidas previo a las actividades de exploración. La cantidad de manantiales es aún incierta, por lo que se recomienda contar con suficientes reactivos, material y contenedores de muestreo para realizar una investigación geoquímica más minuciosa, así como material y equipo para complementar con datos hidrológicos como el volumen descargado.

En general existen pocos estudios de esta zona, la mayoría están orientados a mostrar evidencia del origen y la evolución geológica de la Sierra de Mil Cumbres y el Anticlinal de Tzitzio. No existen trabajos publicados de exploración de geoquímica de fluidos ni de exploración geotérmica en general. Son necesarios trabajos geofísicos y de geología estructural para determinar la localización y tamaño del reservorio y la cinemática actual que controla las manifestaciones geotérmicas superficiales. También son necesarios estudios de geocronología para conocer la edad de la actividad geotérmica de la zona.

Los resultados indican que los sistemas geotérmicos son de baja temperatura y de alto relieve. Un proyecto geotérmico viable implicaría la perforación de uno o varios pozos someros y la instalación de bombas y bombas de calor para usos directos en cascada. La profundidad y localización de las perforaciones debe ser determinada con estudios geofísicos y geológicos. Dado que la accidentada topografía impide el desarrollo de la actividad agrícola y ganadera, esta energía podría ser aprovechada en la elaboración de productos que ya son producidos en la zona como el mezcal y los productos apícolas. También deben considerarse los usos recomendados en el diagrama de Lindal de la Tabla 1 (Sección 1.1.2) para temperaturas en un rango de 20-100 °C. Esto tendría un impacto benéfico para las poblaciones cercanas, las cuales son escasas y se encuentran

geográficamente aisladas, lejos de centros urbanos y de abastecimiento, así como en situación de pobreza. En esta zona también se realizan algunas actividades de ecoturismo, por lo que paralelamente podría gestionarse un proyecto de geoparque para la conservación y apreciación de la zona.

Dada la situación de pobreza en la zona de estudio, este trabajo, así como otros trabajos futuros entorno al aprovechamiento de la energía geotérmica, deben ser llevados fuera de la academia y ser presentados a los pobladores y propietarios, en quienes repercute directamente la toma de decisiones entorno a estos recursos, así como realizar actividades de divulgación para fomentar la educación y la apreciación de éstos por parte de sus pobladores.

ANEXOS

ANEXO 1

Método de titulación para determinación de carbonatos y bicarbonatos

El contenido de carbonato y bicarbonato de las muestras recolectadas se determinó en campo usando el método directo. Este método consiste en llevar a cabo las siguientes actividades por triplicado:

1. En 5 ml de muestras se agregan de 3 a 5 gotas de fenolftaleína para verificar la presencia de carbonatos, indicado por un cambio de color a rosa. La misma cantidad de gotas fue agregada a todas las réplicas. En caso de haber contenido de carbonatos, se procede con la titulación con HCl, del cual se anota el volumen gastado para corregir posteriormente las concentraciones de carbonatos. Inmediatamente se agregan de 3 a 5 gotas de naranja de metilo y se procede al paso 2.
2. Se realiza la titulación con 0.02N HCl hasta observar el cambio de color (naranja claro).
3. La concentración de bicarbonato en la muestra fue evaluada mediante la siguiente ecuación usando naranja de metilo (Pérez-Zárate, 2014):

$$\frac{mg}{L} [HCO_3^-] = \frac{mL \text{ gastados } HCl \times \left(\frac{molHCl}{L}\right)}{5mL} \times \frac{61.01 \text{ g } HCO_3}{1 \text{ mol } HCO_3} \times \frac{1000 \text{ mg } HCO_3}{1 \text{ g } HCO_3} \times \frac{1 \text{ mol } HCO_3}{1 \text{ mol } HCl}$$

donde $molHCl/L$ indica la concentración de ácido utilizado

4. La concentración de carbonato presente en la muestra se calculó con la siguiente ecuación usando como indicador la fenolftaleína (Pérez-Zárate, 2014):

$$\frac{mg}{L} [CO_3^{2-}] = \frac{mL \text{ gastados } HCl \times \left(\frac{molHCl}{L}\right)}{5mL} \times \frac{60.0 \text{ g } CO_3}{1 \text{ mol } CO_3} \times \frac{1000 \text{ mg } CO_3}{1 \text{ g } CO_3} \times \frac{1 \text{ mol } CO_3}{1 \text{ mol } HCl}$$

ANEXO 2

Determinación de cationes y aniones

La cromatografía iónica es un método analítico empleado para la separación, identificación y determinación de los componentes químicos en mezclas complejas de fluidos. (Skoog et al. 2015). En geotermia, la cromatografía iónica permite conocer las concentraciones de aniones y cationes presentes en el agua hidrotermal descargada, lo cual es la base del análisis químico de fluidos geotérmicos.

El fundamento del método de cromatografía iónica se basa en las diferencias de cargas superficiales y accesibles de los iones entre dos fases, una fase estacionaria y una fase móvil. En el caso del método utilizado para esta tesis, la fase estacionaria la compone la superficie de partículas sólidas empaquetadas dentro de una columna fija, estas partículas tienen un tamaño estandarizado y una determinada porosidad. La fase móvil es un líquido con proporciones conocidas de componentes. En el proceso, los componentes de la muestra son llevados por el flujo de la fase móvil a través de la fase estacionaria y la interacción iónica entre ambas fases da lugar a que los componentes de la muestra se separen o diferencien (Figura 37).

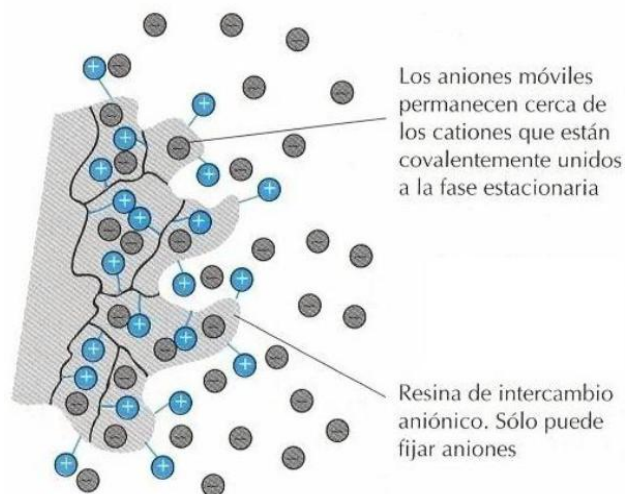


Figura 37. Interacción de la fase móvil con la fase estacionaria en cromatografía de intercambio iónico. (Angeles-Razo, 2011)

El fluido de la fase móvil que entra por la columna se llama eluyente o eluyente y el que sale por el extremo opuesto se llama eluato. Este proceso del paso del líquido por la columna cromatográfica se llama elusión.

El mecanismo de separación utilizado fue por atracción iónica (Figura 38), es decir, que la fase estacionaria posee iones de carga contraria a los iones que se quiere separar, de esta manera se tienen dos tipos de cromatografía de intercambio iónico, la de aniones y la de cationes. Dentro de la columna, los iones de la mezcla compiten por unirse a los iones de la fase estacionaria que sean de carga similar y opuesta. Cuanto más grande sea la carga que posea un ión en la mezcla, más tiempo estará retenido por la fase estacionaria. Esto quiere decir que las separaciones están basadas en las diferencias de la velocidad de migración entre los componentes de la muestra.

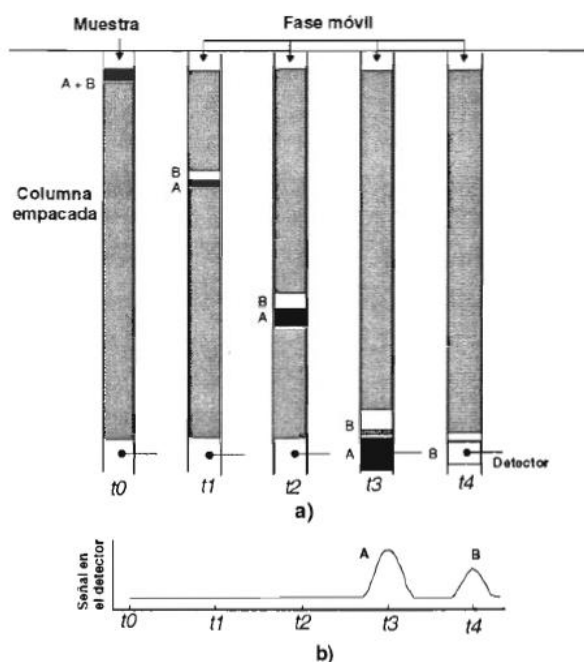


Figura 38. El mecanismo de separación. a) Diagrama que muestra cómo una mezcla de dos componentes A y B se separan en columna por cromatografía de elusión. b) Señal del detector en varios estados de la elusión de A. (Bernard-Romero, 2005)

Las diferencias de velocidades son causa de que los componentes de una mezcla se diferencien en bandas a lo largo de la columna (Figura 38b). Las especies aisladas en las bandas salen hacia el extremo opuesto, es decir, son eluidas en la columna y finalmente se pueden recolectar (tiempos 3 y 4, Figura 38a) (Bernard-Romero, 2005).

Procedimiento

Se preparó el eluente (fase móvil), que consistió en 100mL de ácido metanosulfónico a 200mM en 2L de agua desionizada.

Se calibró el equipo utilizando estándares de iones a 25ppm, 50ppm, 90.9 ppm y 100ppm. Los estándares se realizaron con cationes de NH₄, Ca, Li, Mg, K y Na y se obtuvo la curva de calibración para cada uno.

Cada una de las seis muestras se inyectó tres veces de manera manual, por lo que se tienen tres análisis por cada muestra para identificar posibles valores anómalos. Entre cada muestra, se inyectaron tres blancos, que son básicamente agua desionizada. La función de los blancos es limpiar las columnas de restos de la muestra anterior y evitar su contaminación. Para desionizar los blancos, se utilizó un sistema de purificación de agua Thermo Scientific Barnsted Smart2Pure.

Finalmente, los cromatogramas fueron obtenidos usando el programa Dionex Chromeleon™ (Figura 39). Estos cromatogramas muestran el tiempo de retención (min), área de pico (μS•min) y altura de pico (μS). Las curvas de calibración usadas relacionan las unidades de ppm con el área de pico (Figura 40). Las Tablas 19 y 20 muestran el resumen de las curvas de calibración obtenida para cationes y aniones, respectivamente.

Todo el equipo de laboratorio fue lavado con agua destilada y se tuvo cuidado que la jeringa utilizada no tuviese burbujas al inyectar las muestras en el cromatógrafo.

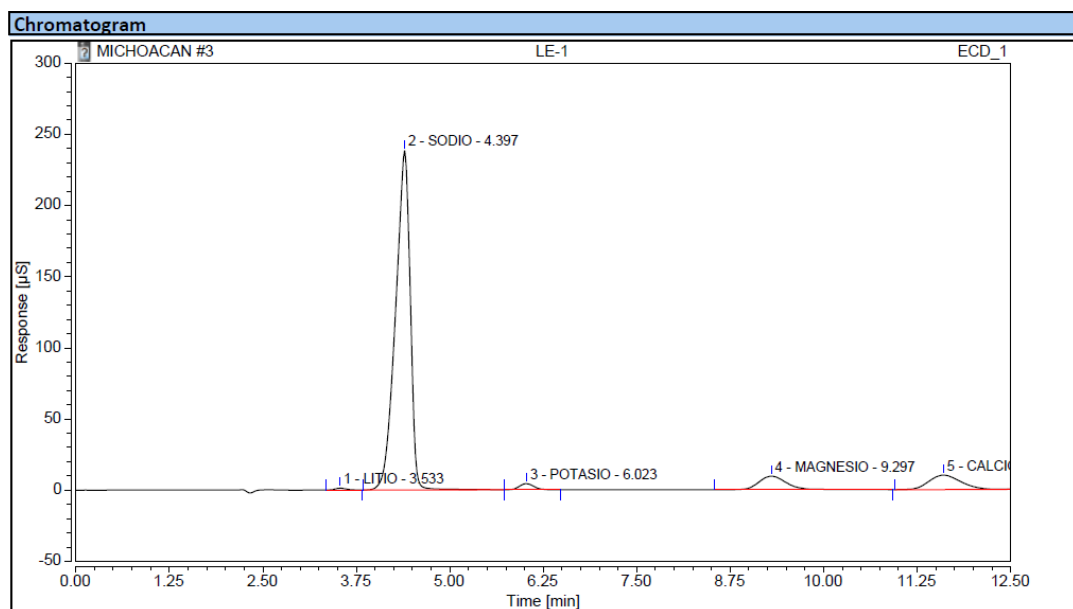


Figura 39. Ejemplo de un cromatograma obtenido en el análisis de cationes de la muestra LE-1

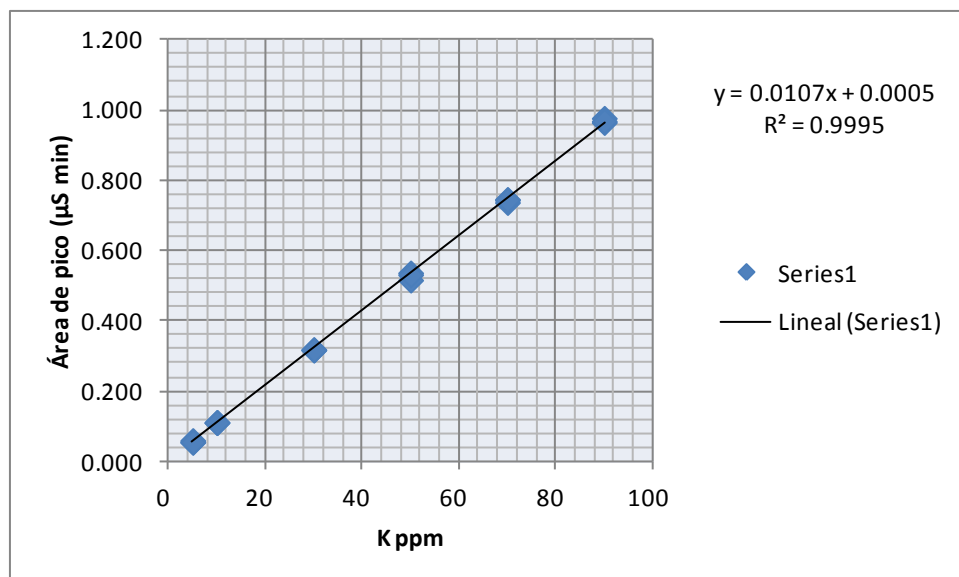


Figura 40. Ejemplo de curva de calibración para concentraciones de potasio usando el equipo Dionex.

Tabla 19. Curvas de calibración cationes obtenidas con regresión lineal ordinaria

Catión	Pendiente (b)	Intercepto (a) µS min	Límite de detección (ppm)	Coefficiente de determinación
Na	0.01688	0.01237	2	0.9996
K	0.01062	0.00449	2	0.9994
Ca	0.01934	0.00939	2	0.9995
Mg	0.03243	0.00916	2	0.9995

Tabla 20. Curvas de calibración aniones obtenidas con regresión lineal ordinaria

Anión	Pendiente (b)	Intercepto (a) µS min	Límite de detección (ppm)	Coefficiente de determinación
F	0.0602	0.0249	5	0.99768
Cl	0.0385	-0.0194	5	0.99537
Br	0.0170	-0.0480	5	0.98159
PO4	0.0097	-0.0204	5	0.92838
SO4	0.0271	-0.0485	5	0.86189

ANEXO 3

Instructivo para medición de SiO₂ disuelta con equipo HACH.



PROCEDIMIENTO CON DR/2010

SÍLICE

Método 8185

Para agua y agua de mar

Método de silicomolibdato

(0 a 100,0 mg/l)



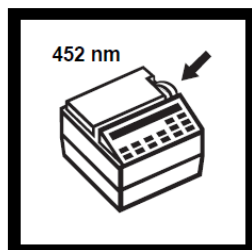
1. Asegurarse de que el instrumento esté en modo de encendido constante. Ingresar el número de programa almacenado para sílice de alto rango (SiO₂).

Presionar: **6 5 6 ENTER**

La pantalla mostrará:

Fijar nm par 452

Nota: Sólo se puede utilizar la celda de flujo con reactivos de 25 ml.



2. Girar el cuadrante de longitud de onda hasta que la pantalla pequeña muestre:

452 nm

Cuando se ajuste la longitud de onda correcta, en la pantalla aparecerá rápidamente:

Muestra cero

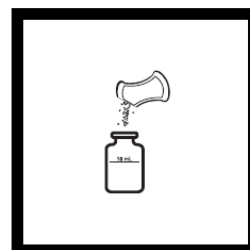
luego:

mg/L SiO₂ HR



3. Llenar una celda de muestra con 10 ml de muestra.

Nota: La temperatura de la muestra debe ser de 15 a 25°C (59 a 77°F).

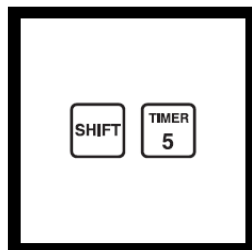


4. Agregar el contenido de una bolsa de polvo de reactivo de molibdato para sílice de alto rango. Agitar para mezclar.



5. Agregar el contenido de una bolsa de polvo de reactivo ácido para sílice de alto rango. Agitar para mezclar.

Nota: La sílice o el fosfato provocarán el desarrollo de un color amarillo.

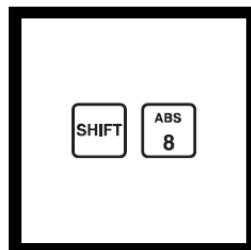


6. Presionar:

SHIFT TIMER

Comenzará un período de reacción de 10 minutos.

Presionar **EXIT**. Continuar con los Pasos 7-10 durante el período de reacción.



7. Presionar:

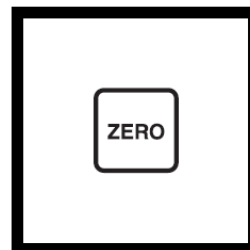
SHIFT ABS

La pantalla mostrará:

Abs

Girar el cuadrante de longitud de onda hasta 460.

Presionar: **ENTER**



8. Presionar: **ZERO**

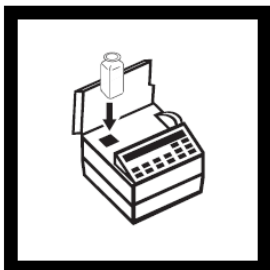
La pantalla mostrará:

Puesta a cero...

luego:

0.000 Abs

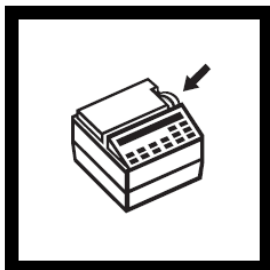
SÍLICE



9. Preparar la solución de tricloruro de holmio (ver nota). Colocar la botella con la solución de tricloruro de holmio en el soporte de celdas y cerrar el escudo para la luz.

Nota: Agregar una bolsa de tricloruro de holmio a 25 ml de agua desionizada en una botella para mezclar cuadrada. Tapar y mezclar para disolver.

Nota: Esta solución tapada se puede guardar indefinidamente.



10. Comenzando en 460 nm, girar lentamente el cuadrante de control de longitud de onda para disminuir la longitud de onda. Observar en la pantalla la lectura de absorbancia pico. Ésta deberá ocurrir entre 450-454 nm.

Presionar: **ZERO**

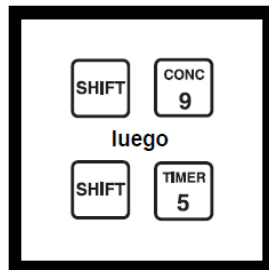
Sin mover el cuadrante de longitud de onda, extraer la solución de tricloruro de holmio del soporte de celdas.

Nota: No es necesario volver a configurar la longitud de onda para más de un análisis de muestra o si se apaga el instrumento. Es necesario volver a configurar si se modifica la longitud de onda. Si el pico de absorbancia está fuera del rango 452 ± 1 nm, en la pantalla pequeña titilará "452 nm".



11. Cuando suene el cronómetro, agregar el contenido de una bolsa de polvo de ácido cítrico a la celda de muestra (la muestra preparada). Agitar para mezclar.

Nota: Desaparecerá el color amarillo debido al fosfato.



12. Presionar:
SHIFT CONC
luego:
SHIFT TIMER

Comenzará un período de reacción de 2 minutos.

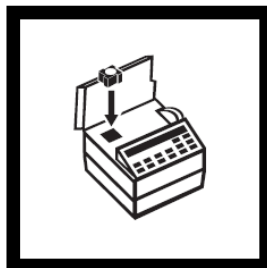


13. Cuando suene el cronómetro, la pantalla mostrará:

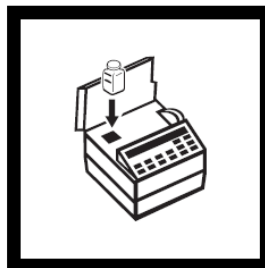
0.0 mg/L SiO₂ HR

Llenar una segunda celda de muestra con 10 ml de muestra (el blanco).

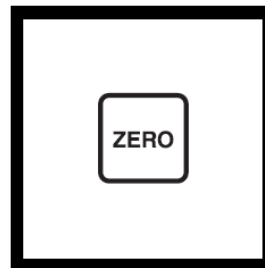
Nota: El valor en pantalla puede variar de acuerdo con la configuración de longitud de onda determinada en el Paso 10. El cero exacto se configurará en el Paso 16.



14. Insertar el elevador de celdas de 10 ml en el compartimento para muestras.



15. Colocar el blanco en el soporte de celdas. Cerrar el escudo para la luz.



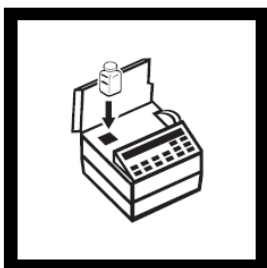
16. Presionar: **ZERO**

La pantalla mostrará:

Puesta a cero...

luego:

0.0 mg/L SiO₂ HR



17. Dentro de los tres minutos posteriores al sonido del cronómetro, colocar la muestra preparada en el soporte de celdas. Cerrar el escudo para la luz. Los resultados aparecerán en mg/l de sílice.

Formas  SiO₂
 Si

ANEXO 4

DIAGRAMAS DE PIPER Y GIGGENBACH

El diagrama ternario $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ de la Figura 41a es una herramienta geoquímica que permite identificar y clasificar muestras de agua geotérmica de acuerdo a la clasificación de aguas geotérmicas descritas en la sección 2.1.2, además de permitir cierto grado de interpretación genética. La clasificación de aguas geotérmicas y la interpretación de su origen es esencial para saber cuál es el geotermómetro por aplicar más adecuado. Adicionalmente, si los datos de todo el campo geotérmico son graficados en este diagrama, podrían identificarse tendencias de mezcla y direcciones de flujo (Nicholson, 1993).

Otra herramienta de clasificación es el diagrama de Piper (Figura 41b). En este diagrama, los cationes y aniones se muestran de manera separada en diagramas ternarios. Los cationes graficados son calcio, magnesio y la suma de sodio y potasio. Los aniones graficados son sulfatos, cloruros y la suma de carbonatos mas bicarbonatos. Posteriormente, los puntos graficados en ambas gráficas ternarias se proyectan a un rombo para recoger la información de ambos triángulos.

El diagrama de equilibrio propuesto por Giggenbach en 1988 (Figura 42) es una herramienta geoquímica para determinar las muestras que son propicias para el uso de geotermómetros. El diagrama de equilibrio es una gráfica donde se representan las concentraciones de $\text{Na}/1000$, $\text{K}/100$ y la raíz cuadrada de la concentración de Mg .

El objetivo de utilizar el diagrama de equilibrio es determinar cuáles son las aguas que son más favorables para el uso de geotermómetros y eliminar aquellas que se encuentra parcialmente equilibradas debido a procesos de dilución o mezcla ó debido a las reacciones de interacción agua-roca cerca de la superficie.

Cabe mencionar que se ha observado que la temperatura y las composiciones químicas de las aguas que alcanzan el equilibrio varían significativamente con el geotermómetro de Na/K usado para elaborar el diagrama. El procedimiento para la construcción de este diagrama se muestra en Arnórsson (2000).

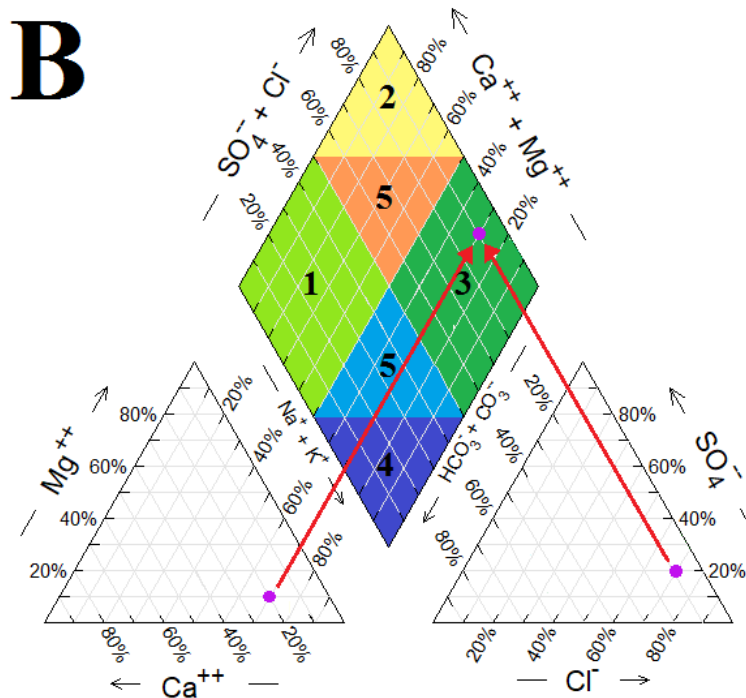
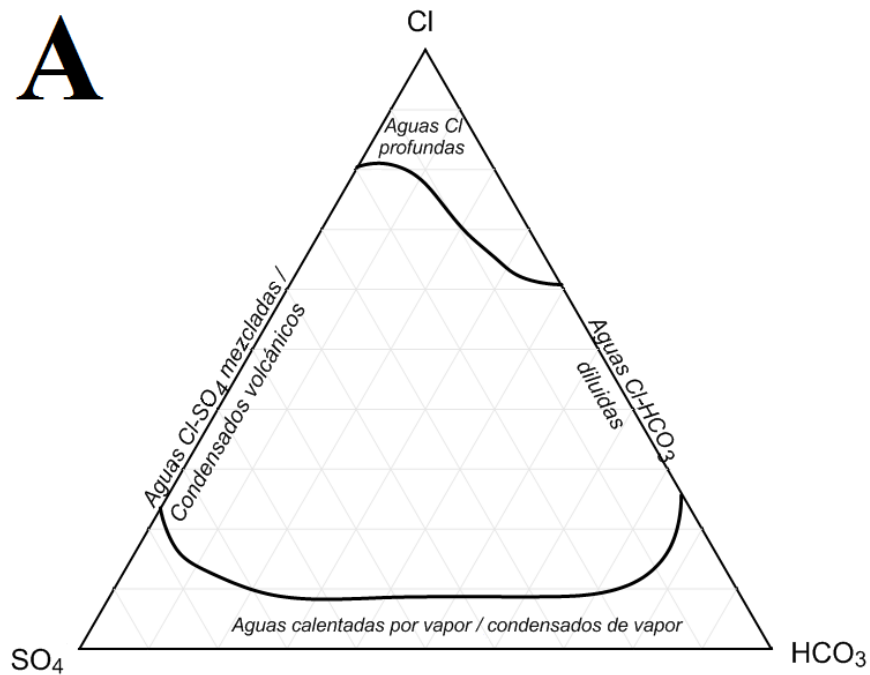


Figura 41. Diagramas de clasificación de aguas geotérmicas. A: Diagrama ternario utilizado para clasificar aguas geotérmicas con base en proporciones relativas de iones de Cl⁻, SO₄ y HCO₃ (Nicholson, 1993). B: Diagrama de Piper. 1) magnésica-bicarbonatada; 2) cálcico-clorurada; 3) sódico-clorurada; 4) sódico-bicarbonatada; 5) mezclada.

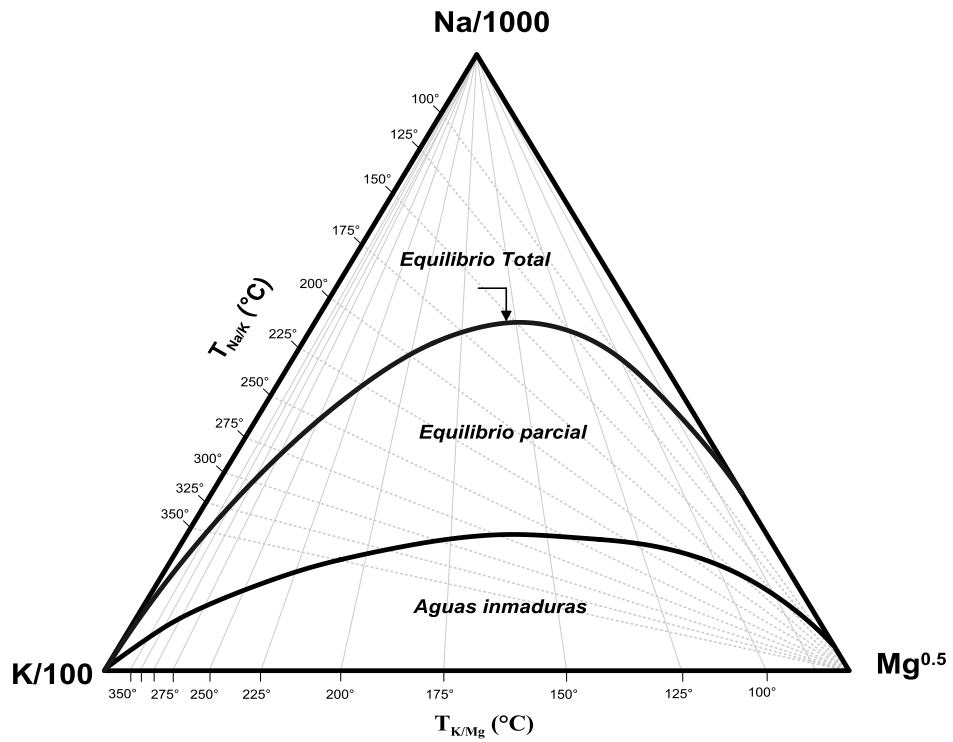


Figura 42. Diagrama para determinar temperatura de reservorio y reconocer aguas en equilibrio (Arnórsson, 2000).

ANEXO 5

PRODUCTIVIDAD ACADÉMICA



REUNIÓN ANUAL 2017
Unión Geofísica Mexicana

El comité organizador otorga la presente
Constancia

RAUGM 2017

Puerto Vallarta, Jalisco, México
23 al 27 de octubre de 2017


Daniel Pérez Zárate, Mariana Patricia Jácome Paz, Aurora María Estrada Murillo, Rosa María Prol Ledesma, Elizabeth Magaña Torres

Por su participación con el trabajo titulado


MEDICIÓN DE FLUJO DE CO₂ Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES EN LOS SITIOS LA ESCALERA Y AGUA CALIENTE, MICHOACÁN



Dra. Xyoli Pérez Campos
Presidenta



IX CONGRESO NACIONAL DE ESTUDIANTES DE CIENCIAS DE LA TIERRA



Otorga la presente

CONSTANCIA

a: **Magaña Torres Elizabeth**

Por su participación con el trabajo:
“CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE MANANTIALES TERMALES EN AGUA CALIENTE-TZITZIO Y LA ESCALERA-CHARO, MICHOACÁN, MÉXICO”

en el IX Congreso Nacional de Estudiantes de Ciencias de la Tierra
del 15 al 18 de mayo de 2018 en Juriquilla, Querétaro.



Dra. Lucía Capra Pedol
Directora del Centro de Geociencias, UNAM



Dr. Marjano Cerca Martínez
Coordinador del Posgrado, CGEO, UNAM



SECRETARÍA
DE TURISMO

REFERENCIAS

- Angeles-Razo, J. (2011). *Determinación química de aniones en descargas naturales de la zona costera de Bahía Concepción, Baja California Sur, México: Cromatografía iónica*. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ármansson, H., y Magnús Ólafsson. (2006). Collection of geothermal fluids for chemical analysis. *Iceland Geosurvey*.
- Arnórsson, S. (2000). Isotopic and Chemical Techniques In Geothermal Exploration. International Atomic Energy Agency. pp. 362.
- Bernard-Romero, R. A. (2005). *Aplicación de cromatografía iónica para el monitoreo hidroquímico: aguas termales de Guerrero*. Tesis de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Bertani, R. (2003). Newsletter of the International Geothermal Association. *IGA News*, 53(53), 1–3.
- Bertani, R. (2016). Geothermal Power Generation in the World 2010 – 2014 Update Report. *Proceedings World Geothermal Congress, 19-25 April 2015*, 60, 31–43.
- Blatter, D. L., y Hammersley, L. (2010). Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197(1–4), 67–84.
- Contreras, J., Herrera, G., y Tolson, G. (2015). Flujo de calor en la litosfera terrestre. *Modelado de Procesos Terrestres* (p. 40).
- Curewitz, D., y Karson, J. A. (1997). Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(3–4), 149–168.
- Díaz-González, L., Santoyo, E. y Reyes-Reyes, J. (2008). Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquímicas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista de Ciencias Geológicas*. 25(3), 465-482.
- Dickson, M. H., y Fanelli, M. (2003). *Geothermal Energy: Utilization and Technology*. Paris: United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization.
- DiPippo, R. (2012). Chapter 1. Geology of Geothermal Regions. In L. Reading (Ed.), *Geothermal Power Plants* (4th ed., pp. 3–18). Joe Hayton.
- Elders, W. A., y Moore, J. N. (2016). 2 – *Geology of geothermal resources. Geothermal Power Generation*. Elsevier Ltd.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- Garduño-Monroy, V. H., Pérez-Lopez, R., Israde-Alcantara, I., Rodríguez-Pascua, M. A., Szykaruk, E., Hernández-Madrigal, V. M., ... Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48(3), 319–335.
- Gomez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T. M., y Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo Del Centenario; Temas Selectos de La Geología Mexicana, Tomo LVII, Número 3*, 227–283.
- Gómez-Vasconcelos, M. G. (2012). *Geología y estratigrafía volcánica de la Sierra de Mil Cumbres*. Tesis de maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

- Gómez-Vasconcelos, M. G., Garduño-Monroy, V. H., Macías, J. L., Layer, P. W., y Benowitz, J. A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 128–147.
- González-Ruiz, L. E., González-Partida, E., y Garduño-Monroy, V. H. (2015). Distribución de Anomalías Geotérmicas en México: Una guía útil en la prospección geotérmica. *Revista Internacional de Investigación E Innovación Tecnológica*. 31 p.
- Gutiérrez-Negrín, L., Maya-González, R., y Quijano-León, J. (2015). Present situation and perspectives of geothermal in Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress 2015 Melbourne, Australia, 19-25 April 2015*, (April), 1–10.
- HACH. (2014) Silica: Method 8185 powder pillows. DOC316.53.01133 manual, p. 5.
- Hiriart, G., y Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2003). Main aspects of geothermal energy in Mexico. *Geothermics*, 32(4–6), 389–396.
- Iglesias, E. R., Torres, R. J., Martínez-Estrella, J. I., y Reyes-Picasso, N. (2015). Summary of the 2014 Assessment of Medium-to Low-Temperature Mexican Geothermal Resources. *World Geothermal Congress 2015*, (April), 19–25.
- INEGI. (2006). Conjunto de datos vectoriales escala 1:1000000. Precipitación media anual. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2008). Conjunto de datos vectoriales escala 1:1000000. Unidades climáticas. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2014a). Carta Topográfica E14A23 (Morelia) Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI (2014b). Carta Topográfica E14A24 (Tzitzio) Escala 1:50,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2015a). Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:50,000 serie III. E14A24 (Tzitzio). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2015b). Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:50,000 serie III. E14A23 (Morelia). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- INEGI. (2017). Continuo de elevaciones mexicano 3.0 con resolución a 15 m. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática.
- Romo-Jones, J. M., y Kretzschmar, T. G. (2017). The Mexican Center of Innovation in Geothermal Energy, CeMIE-Geo: Challenges and Opportunities. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 905–908.
- Klein, C., y Philpotts, A. (2013). *Earth Materials. Introduction to Mineralogy and Petrology*. New York, NY: Cambridge University Press.
- Lugo-Hubp, J. (1990). El relieve de la República Mexicana. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 9(1). 82-111.
- Lund, J.W., Freeston, D.H. y Boyd, T.L. (2010). Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review. *Geothermics* 40 (3), 159–240

- Martínez-Safora, C. B. (2009). *Apuntes del tema geotermia de la asignatura geología de explotación del petróleo, agua y vapor*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Mas, J.F. (2014). Proyecto FOMIX para monitoreo de la cubierta del suelo y deforestación en el Estado de Michoacán. [En línea]. Recuperado el 18 de abril de 2018 desde: www.ciga.unam.mx/wrappers/proyectoActual/monitoreo/basesdatos.html
- Mauvois, R. (1977). Cabalgamiento miocénico(?) en la parte Centromeridional de México. *Revista Del Instituto de Geología*, 1, 48–63.
- Menella, L., Garduño, V.H. y Bonassi, O. (2000). Fault-slip analysis in the basalt units of the Mexican Volcanic Belt on the eastern flank of the Tzitzio anticline, Michoacán, México. *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico, Special pa*(phase 1), 237-246.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882.
- Montes Alva, O., Garduño Monroy, V. H., Cervantes Solano, M., Gogichashvili, A., Morales Contreras, J., Soler-Arechalde, A. M., ... Urrutia-Fucugauchi, J. (2015). Estudio paleomagnético de la secuencia volcánica Mil Cumbres (Michoacán, México). *Latinmag Letters*, 5(5), 1–20.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids, Chemistry & Exploration Techniques*. Berlin: Springer Verlag, Inc. 263 p.
- Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Tibaldi, A. y Vezzoli, L. (1991). Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán. *Geological Society of America Map and Chart Series MCH072*, (JANUARY), 22 p.
- Pérez-Denicia, E., Fernández-Luqueño, F., Vilariño-Ayala, D., Montaña-Zetina, L.M. y Maldonado-López, L.A. (2017). Renewable energy sources for electricity generation in Mexico: A review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 78(January), 597–613.
- Pérez-Zárate, D., Santoyo, E., Guevara, M., Torres-Alvarado, S., Peiffer, L. y Martínez-Frías, J. (2015). Geochemometric modeling and geothermal experiments of Water/Rock Interaction for the study of alkali-feldspars dissolution. *Applied Thermal Engineering*, 75, 1244-1261
- Pérez-Zárate, D., Jácome-Paz, M.P., Estrada-Murillo, A., Magaña-Torres, E., Prol-Ledesma, R.M., (2017). Medición de flujo de CO₂ y caracterización geoquímica de aguas termales en los sitios La Escalera y Agua Caliente, Michoacán. In: Proceedings of the 2017 Annual Meeting of UGM, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, 983 (abstract)..
- Pola Villaseñor, A. (2006). *Análisis geotécnicos y procesos de remoción en masa de la mesa de Tzitzio*. Tesis de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Prol-Ledesma, R.M., Juarez, G. M., (1986). Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28(3-4), 351-362.
- Prol-Ledesma, R. M. (2002). *El Calor de la Tierra*. México: Ciencia para todos.
- Richter A. (2018). Our Annual list the Top 10 Countries base don Installed Geothermal Power Generation Capacity (MW) with the total of 14,060 MW as of January 2018. Think GeoEnergy, recurso digital: <http://www.thinkgeoenergy.com/top-10-geothermal-countries-based-on-installed-capacity-year-end-2017>.
- Segovia, N., Barragán, R. M., Tello, E., Alfaro, R., Mena, M., Pulinets, S., y Leyva, A. (2005). Geothermal Exploration at Cuitzeo Basin Geothermal Zone (Mexico). *Journal of Applied Sciences*, 5, 1658–1664.

- SENER. (2015). Prospective of Electricity Sector 2015-2029. *Mexico Minister of Energy (SENER)*, 237.
- Servicio Geológico Mexicano. (1998). Morelia E14-1. Servicio Geologico Mexicano.
- Skoog, D. A., West, D. M., Holler, F. J., y Couch, S. R. (2015). *Fundamentos de Química Analítica*. (A. Vega Orozco, Ed.), *Fundamentos de Química Analítica* (Novena edi). Ciudad de México: Cengage Learning.
- Toth, A., y Bobok, E. (2017). What Is Geothermal Energy?. En *Flow and Heat Transfer in Geothermal Systems* (pp. 1–19).
- Verma, S. P., Pandarinath, K., y Santoyo, E. (2008). SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields. *Geothermics*, 37(6), 597–621.
- Viggiano Guerra, J. C., y Gutiérrez Negrín, L. C. A. (2003). Regimen de flujo hidrotermal en la zona geotérmica de Araró, Michoacán, México. *Ingeniería Hidráulica En México*, 18, 39–53.
- Verma, S.P., 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(1-2), 9-24
- Verma, S.P., 2002, Optimisation of the exploration and evaluation of geothermal resources, in Chandrasekharam D., Bundschuh, J. (eds.), *Geothermal Energy Resources for Developing Countries*: Rotterdam, The Netherlands, Balkema Publishers, 195-224.
- World Energy Council. (2016). *World Energy Resources 2016, 2007*, 1028.