

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos de Autor.

CICESE© 2023. Todos los derechos reservados

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra**

**Caracterización geoquímica e isotópica de fluidos asociados al
sistema de falla San Miguel-Vallecitos, Baja California**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Marisol Juárez Reyes

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Marisol Juárez Reyes

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Claudio Inguaggiato

Director de tesis

Dr. Loic Marie Jean Claude Jose Ghislain Peiffer

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr. Armando Trasviña Castro



Dr. Diego Ruíz Aguilar

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo

Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Marisol Juárez Reyes** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales

Caracterización geoquímica e isotópica de fluidos asociados al sistema de falla San Miguel-Vallecitos, Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Claudio Inguaggiato
Director de tesis

En Baja California se han reportado diversas manifestaciones termales las cuales están localizadas en zonas donde hay fallas activas según la actividad sísmica reportada. Se recolectaron muestras de aguas, gases disueltos y gases burbujeantes en cinco fuentes termales ubicadas a lo largo del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Se identificaron dos grupos de aguas de acuerdo con su localización geográfica. El grupo 1 que se encuentra al sur del sistema de fallas está compuesto por tres manantiales termales (RJG01, RAS, OJN02) en donde dos de sus aguas muestran una proporción relativa similar en SO_4 , Cl y A.T. y Na como catión dominante. La muestra de RAS se diferencia por tener proporciones relativas de Cl más altas comparadas con RJG01 y OJN02. La temperatura aumenta de sur a norte (28-35°C). El Grupo 2, localizado en la parte norte de la falla San Miguel y al oeste de la falla Vallecitos, incluye las muestras ubicadas al NW del Valle de Guadalupe (VG02, VG102). Estas aguas se caracterizan por ser dominantes en Na y Cl y por tener las temperaturas más altas (52°C). Se estimó la temperatura profunda de equilibrio de los fluidos muestreados en superficie, utilizando la geotermometría de solutos, específicamente la geotermometría multicomponente y el geotermómetro de cuarzo. La temperatura máxima estimada es de ~90°C en las muestras ubicadas en el cañón Agua Caliente. La composición química de los gases está dominada por N_2 en todas las muestras, mientras que las concentraciones de CO_2 son bajas. A partir de la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ y la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ se identificó el origen del He, siendo principalmente cortical (93.8-99.5%). Se pudo observar una tendencia a la disminución de la proporción de He cortical de sur a norte en el sistema de fallas, mostrando también un aumento en la proporción de He derivado desde fluidos mantélicos con un porcentaje hasta de 6% en los manantiales con mayor temperatura.

Palabras clave: Geotermia, manantiales termales, sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, geotermometría multicomponente, geotermómetro de cuarzo, isótopos de helio

Abstract of the thesis presented **by Marisol Juárez Reyes** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Environmental Geosciences

Geochemical and isotopic characterization of fluids associated with the San Miguel-Vallecitos fault system, Baja California

Abstract approved by:

PhD. Claudio Inguaggiato
Thesis Director

Several thermal manifestations have been reported in Baja California in areas with active faults. Samples of water, dissolved gases, and bubbling gases were collected at five hot springs along the San Miguel-Vallecitos fault system. Two groups of waters were identified according to their geographical location. The Group 1 is located to the south of the fault system. It is composed of three thermal springs (RJG01, RAS, OJN02). Two springs show a similar relative proportion in SO_4 , Cl and AT, being Na the dominant cation. RAS has a higher relative proportion of Cl than RJG01 and OJN02. The temperature increases from south to north (28-35°C). The Group 2, located to the northern part of the San Miguel fault and to the west of Vallecitos fault, includes samples from Valle de Guadalupe (VG02, VG102). These waters are dominated by Na and Cl and exhibit the highest temperatures (52°C). The deep equilibrium temperature of the fluids collected from the surface was estimated using solute geothermometry, specifically multicomponent geothermometry and the quartz geothermometer, reaching a maximum temperature of ~90°C in the samples located in the Agua Caliente canyon. The chemical composition of the gases is dominated by N_2 , while CO_2 concentrations are low. The He isotopes coupled with $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ ratios allowed us to identify that He is mainly of crustal origin (93.8-99.5%). It was possible to identify a decreasing trend in crustal He from south to north of the fault system and an increase in mantle derived He with a percentage up to 6% in the springs with the highest temperatures.

Keywords: Geothermal, hot springs, San Miguel-Vallecitos fault system, multicomponent geothermometry, quartz geothermometer, Helium isotopes

Dedicatoria

A Dios por ser bueno todo el tiempo.

“La fe es caminar —de frente y a toda velocidad— hacia las tinieblas”.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) por brindarme las instalaciones para poder desarrollarme académica y personalmente.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCYT) por brindarme el apoyo económico brindado a través de la beca no. 1111410, para realizar mis estudios de maestría y darme la oportunidad de expandir mi conocimiento con el objetivo de compartirlo con los demás.

A los proyectos: CONACYT PN-2016-01-1998 “Exploración de sistemas geotérmicos mediante estudios geoquímicos y modelación numérica” siendo el responsable del proyecto el Dr. Loic Peiffer y al proyecto interno 644170 del cual es responsable el Dr. Claudio Inguaggiato por financiar el estudio realizado para mi proyecto de tesis.

A mi director de tesis, Dr. Claudio Inguaggiato, por haber visto el potencial en mí e invitarme a ser parte de sus estudiantes, gracias por la paciencia que tiene al compartir conmigo su conocimiento y por motivarme a ser mejor cada vez.

A mi comité de tesis, al Dr. Luis Delgado, gracias por todo el apoyo que me ha brindado durante este trayecto, verlo ser tan apasionado con la geología me inspira mucho a querer seguir preparándome académicamente y poder un día compartir mi conocimiento como usted lo hace, al Dr. Loic Peiffer por orientarme en temas de geoquímica y por haber instruido a dos buenos estudiantes, Daniel y Lupita, que, por sus aportaciones a la investigación, me ayudaron a desarrollar mi tesis. Al Dr. Armando Trasviña por aceptar ser parte de mi comité y hacerme comentarios muy constructivos en mis avances de tesis.

Al laboratorio de sismica por haberme ofrecido su amistad y compañerismo, al doctor Mario González, Mónica Sánchez, Sergio Arregui, Simón Reyes, Agustín Mastache, Cristian Gallegos, Young Ho, Moisés González. A mis compañeros de CICESE, ustedes saben quiénes son, los admiro.

A mi madre, padre, hermano, hermana y abuelita, gracias por siempre impulsarme a ser la mujer que quiero ser, por dejarme volar y recordarme que siempre tengo en ellos un hogar.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xiii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	3
1.1.1 Historia tectónica	3
1.1.2 Geología estructural.....	3
1.1.3 Área de estudio	6
1.1.4 Geoquímica de fluidos.....	8
1.2 Hipótesis.....	11
1.3 Objetivos	12
1.3.1 Objetivo general.....	12
1.3.2 Objetivos específicos.....	12
Capítulo 2. Metodología.....	13
2.1 Sitios de muestreo, mediciones y análisis realizados.....	13
2.1.1 Metodología para muestreo de aguas, análisis de elementos mayores e isótopos estables	14
2.1.2 Metodología para muestrear y analizar la composición química e isotópica de gases disueltos en agua	15
2.1.3 Metodología empleada para el muestreo y análisis de gases burbujeantes en las aguas	15
2.2 Tratamiento de los datos	16
2.2.1 Isótopos estables y cálculo de la altitud promedio de la recarga de los manantiales	16
2.2.2 Cálculo de gases disueltos en agua	16
2.2.3 Isótopos de He y cálculo de la contribución mantélica y cortical	18
2.3 Geotermometría	20
2.3.1 Geotermómetros de solutos	20

2.3.2	Geotermometría multicomponente	22
2.3.3	Especiación de la sílice	24
Capítulo 3.	Resultados	26
3.1	Parámetros fisicoquímicos, elementos disueltos e isótopos estables.....	26
3.2	Isótopos estables.....	30
3.3	Composición química de los gases.....	31
3.4	Composición isotópica de He y relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	33
3.5	Geología del área	33
Capítulo 4.	Discusión.....	36
4.1	Composición química del agua.....	36
4.2	Cálculo de la altitud promedio de la recarga	38
4.3	Geotermometría de solutos y multicomponente	40
4.4	Composición química de los gases e isótopos de He	48
4.5	Contribución mantélica y cortical del He	51
Capítulo 5.	Conclusiones	54
Literatura citada	55

Lista de figuras

Figura	Página
1. Fallas regionales de la parte noroeste de Baja California. Rectángulo rojo: Área de estudio. Cuadros rojos: manantiales termales asociados a la falla Vallecitos. Círculos azules: manantiales termales ubicados en la falla San Miguel. Modificado de Cruz-Castillo (2002).2	2
2. Reconstrucción tectónica del Golfo de California a lo largo de 2000km del límite de placas Pacífico-Norteamérica para los últimos 11Ma. A) Se observa la configuración actual del límite de placas. Líneas rojas: fallas de rumbo y líneas negras: fallas normales. En los mapas (A-C) el color naranja representa la microplaca de Baja California, el color amarillo representa la corteza continental en tierra, de color gris se visualiza la corteza continental costa fuera y de color azul está representada la corteza continental extendida. Tomado de Bennet et al., (2016).3	3
3. Mapa tectónico de la parte occidental de Norte América mostrando las principales zonas de cizallamiento (color morado) que comprenden el margen de la placa Pacífico-Norteamérica. El dominio al norte es llamado San Andreas. El dominio que comprende el área de estudio (recuadro naranja) es el Big Bend y el dominio al sur es denominado Golfo de California. La letra G y A, ubicadas en los recuadros rojos, representan la falla Garlock y la falla de Agua Blanca respectivamente. Modificado de Wetmore et al. (2018).....4	4
4. Fallas en Baja California (líneas de color rojo), señalando el tipo de movimiento (flechas color negro). a) Sistemas de falla: San Miguel-Vallecitos, Agua Blanca, Cerro Prieto-Imperial, Laguna Salada y Sierra Juárez-San Pedro Mártir. b) Detalle de las fallas activadas en 2010 en la sierra Cucupah (Modificado de Cid-Villegas et al. (2017).6	6
5. Mapa geológico y zonas con posible potencial geotérmico de la península de Baja California. (1) Tijuana, (2) Valle de Mexicali y Cerro Prieto; (3) Laguna Salada; (4) Ensenada; (5) San Felipe-Punta Estrella; (6) Puertecitos-Valle Chico; (7) Cuencas Wagner-Consag; (8) Tres Vírgenes; (9) Cuenca Guaymas; (10) Bahía Concepción; (11) Comondú; (12) La Paz; (13) Los Cabos; (14) Cuenca Alarcón. Rectángulo rojo: área de estudio. Modificado de Arango-Galván et al. (2015)7	7
6. Mapa geológico del Cinturón Batolítico Peninsular. Rectángulo rojo: área de estudio. (Tomado de Kimbrough et al., 2001).....8	8
7. Se muestra la relación entre R_c/R_a y el espesor de la corteza a lo largo de dos perfiles. A) Perfil A con dirección WSW-ENE. B) Perfil B con dirección NW-SE C) Contribución del manto en las emisiones de gases desde la Península de Baja California y el Golfo de California. Triángulos rojos muestran las zonas de vulcanismo reciente. Tomado de Batista et al. (2019)..... 10	10
8. Mapa de relieve del norte de Baja California que destaca las fallas regionales más importantes y muestra los sitios donde se colectaron aguas termales, también se indican las regiones geográficas a las que pertenece cada muestra. Tomado de Barry et al. (2020)..... 11	11

9. Ubicación de los manantiales termales muestreados en este trabajo. Los cuadros rojos pertenecen a los manantiales asociados a la falla Vallecitos y los círculos azules representan los tres manantiales termales en la falla San Miguel. En la parte superior derecha se muestra un acercamiento a la zona donde están los manantiales ubicados al noroeste de Valle de Guadalupe (VG102 y VG02). 13
10. Diagrama de flujo de los procesos realizados por PyGeoT. Se realizó una simulación en donde el paso 3 24
11. Distribución de las especies de $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$ en función del pH. Modificada de Kang et al., (2017). 25
12. Ubicación de los manantiales termales muestreados en este trabajo. Los cuadros rojos pertenecen a los manantiales asociados a la falla Vallecitos y los círculos azules representan los tres manantiales termales localizados en la falla San Miguel. Se indica la temperatura de los manantiales debajo de cada nombre. 26
13. Diagrama ternario de cationes. Los recuadros rojos representan las muestras asociadas a la falla Vallecitos y los círculos azules a los manantiales localizados en la falla San Miguel. Se colocaron los resultados de dos muestras de Barry et al. 2020, adquiridas en manantiales asociados a la falla Vallecitos (BAJA-21 y BAJA-12) para comparar su composición química con dos de nuestros manantiales también asociados a la falla Vallecitos (VG02 y VG102)..... 28
14. Diagrama ternario de aniones. Los recuadros rojos representan las muestras asociadas a la falla Vallecitos y los círculos azules a los manantiales localizados en la falla San Miguel. Se colocaron los resultados de dos muestras de Barry et al. 2020, adquiridas en manantiales asociados a la falla Vallecitos (BAJA-21 y BAJA-12) para comparar su composición química con dos de nuestros manantiales también asociados a la falla Vallecitos (VG02 y VG102)..... 29
15. Composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua de los manantiales asociados al sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Todas las muestras se acercan a la "Global Meteoric Water Line" GMWL, indicando que el origen de estas aguas es principalmente meteórico. . 31
16. Composición química de gases disueltos y burbujeantes analizados en los manantiales termales del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Se puede observar que el gas que predomina en estos manantiales es el nitrógeno, se colocó la composición química del aire para identificar si alguna muestra tenía una composición similar. 32
17. Geología de la parte noroeste de Baja California. Los colores representan el tipo de roca y los nombres en la leyenda hacen referencia a la edad y tipo de roca. El cuadro rojo y los círculos azules son los manantiales termales muestreados para este estudio. De acuerdo con este mapa, los manantiales se encuentran en zonas donde afloran rocas ígneas intrusivas de tipo granodiorita-tonalita, diorita, gabro del Cretácico (K-Gd-Tn; K-D, K-Ga), Modificado de Gámez (2015) 34
18. Rocas que afloran en el área circundante a los manantiales termales. Se observaron e identificaron macroscópicamente los siguientes tipos de rocas: a y b) Granitoides en el área de VG02 y VG102, en el cañón Agua Caliente. c y d) Tonalita en el rancho Juan Gilbert (RJG01) en la falla San Miguel. 35
19. Conductividad eléctrica vs temperatura de los manantiales termales muestreados en el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Se observa que el grupo 1 tiene las temperaturas más

- bajas que se midieron en campo y los valores de conductividad más bajos de todos los manantiales muestreados. El grupo 2, tiene las temperaturas más altas de todo el sistema y también le corresponden los valores más altos de conductividad..... 37
20. Relación molar calcio/sulfato. Las aguas del grupo 1 se encuentran más alejadas de esta relación molar mientras que las aguas del grupo 2 se acercan más a la línea de la relación molar calcio/sulfato lo que podría indicar una posible interacción con algún mineral que tenga esta composición, en este caso VG02 tiene una mayor concentración de Ca a comparación de todas las muestras por lo que la interacción podría deberse a una posible intrusión de calizas..... 37
21. $\delta^{18}\text{O}$ vs elevación de los manantiales termales muestreados, se colocó la línea de altitud isotópica de Baja California (Kretzschmar y Frommen, 2013) para comparar y ver donde ocurrió la recarga de estos manantiales. Sobre las líneas punteadas se coloca la elevación promedio de la recarga calculada. Los manantiales del grupo 1 son los más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y los que tienen una menor diferencia de elevación entre la medida y calculada. Los manantiales del grupo 2 son los menos empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y los que se recargaron a una elevación mucho mayor a los que fueron muestreados..... 40
22. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial RGJ01. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C 42
23. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial RAS. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos.

Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C. 43

24. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial OJN02. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C. 44
25. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial OJN02. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo

- ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C. 45
26. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial VG102. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 46
27. He total vs temperatura de muestreo de los manantiales del Sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. 49
28. R/Ra vs $^4He/^{20}Ne$. Los valores de las componentes terminales colocadas en la gráfica se encuentran en la parte de debajo de la figura. El aporte mantélico del grupo 1 va desde 1.25% en BAJA-14 (Barry et al., 2020) hasta 6.42% en los manantiales de cañón Agua Caliente. El aporte mantélico del grupo 2 que llega a ser muy bajo desde 0.42 hasta 3.45%. 50
29. Mapa de los manantiales termales muestreados en este trabajo y los reportados por Barry et al. (2020; BAJA-21 y BAJA-14) El primer porcentaje indica la contribución mantélica y el segundo porcentaje la contribución cortical de He en cada manantial. En mapa ubicado en la esquina inferior izquierda se muestran los valores de las muestras analizadas en este trabajo siendo estas las que tienen una mayor temperatura, así como un porcentaje de contribución mantélica de ~6%. 52

Lista de tablas

Tabla	Página
1	Minerales de alteración hidrotermal utilizados en las colecciones de minerales elegidas por el PyGeoT (modificada de Olgúin-Martínez et al., 2022)..... 23
2	Parámetros fisicoquímicos medidos en el campo y elementos mayores disueltos en las aguas expresados en mg/L. Las muestras con asterisco (*) están asociados a la falla Vallecitos y fueron reportados por Barry et al. (2020). 28
3	Isótopos estables tomados en los manantiales termales del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. 30
4	Composición química de los gases disueltos en las muestras de la falla San Miguel. A partir de la concentración de gases disueltos se calculó la presión parcial de equilibrio de los gases..... 31
5	Composición química de los gases burbujeantes en las muestras de la falla San Miguel y Vallecitos 32
6	Composición isotópica de los gases muestreados en los manantiales termales. Las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ se expresan como R/Ra, donde R es la relación isotópica mencionada anteriormente normalizada por la relación isotópica del aire (1.39×10^{-6}). Los valores Rc/Ra están representando la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregido por el aire. El ^3He , ^4He y el ^{20}Ne están expresados en ppmV... 33
7	$\delta^{18}\text{O}$, elevación a la cual se encuentra el manantial muestreado, elevación promedio calculada de la recarga y diferencia entre elevaciones de muestreo y recarga del manantial. 39
8	Resultados de las estimaciones de temperatura con los geotermómetros clásicos y el PyGeoT. 47
9	Diferencia proporcional de las estimaciones de temperatura con el geotermómetro de cuarzo y el PyGeoT. 48
10	Relaciones isotópicas y porcentaje de aporte de las diferentes fuentes..... 51
11	Porcentaje de He de origen mantélico y He de origen cortical en los manantiales termales de la falla San Miguel-Vallecitos. BAJA-21 y BAJA 14 fueron reportados por Barry et al. (2020). 53

Capítulo 1. Introducción

Existen diversas manifestaciones hidrotermales asociadas a diferentes eventos geológicos que han permitido su aprovechamiento geotérmico. Por mencionar algunos, se encuentran los campos geotérmicos Cerro Prieto en el Noreste de Baja California y Tres Vírgenes en el norte de Baja California Sur. Actualmente se sabe que existen muchas más manifestaciones hidrotermales que podrían tener potencial geotérmico, las cuales están localizadas en lugares sin vulcanismo activo y zonas con fallas activas (Arango-Galván et al., 2015).

La prospección de nuevos recursos geotérmicos es importante, ya que es necesario implementar el uso de energías limpias que contribuyan a reducir el impacto ambiental. A lo largo de los años, la generación de energía eléctrica utilizando combustibles fósiles ha causado contaminación. La relevancia de explorar por recursos geotérmicos radica en la necesidad de encontrar manifestaciones de fluidos termales. La identificación de áreas con termalismo y los análisis químicos de estos fluidos, contribuyen a generar y difundir nuevo conocimiento sobre la ubicación y la composición química de aguas termales. A partir del estudio de las propiedades físico-químicas de los fluidos termales y la estimación de la temperatura profunda de equilibrio de los reservorios, se pueden identificar zonas con potencial para la generación de energía geotérmica (D'Amore, F. y Panichi, C., 1985; Arnórsson, S., 2000). También los fluidos que tienen temperaturas media y baja, usualmente inferiores a 150°C, pueden ser utilizados para aprovechar el calor de manera directa. Existen diversas aplicaciones para los fluidos de media-baja temperatura, entre otros: calefacción, procesos industriales como secado de productos, empaque de alimentos, fabricación de papel, piscicultura, hasta actividades recreativas como los baños termales (Lund, 2008).

La presente investigación está enfocada en el noroeste de Baja California, donde desde hace décadas se han reportado manifestaciones hidrotermales en zonas tectónicamente activas aledañas a la ciudad de Ensenada (Vidal et al., 1981; Barry et al., 2020; Batista Cruz et al., 2019). Algunas de estas manifestaciones están ubicadas cerca del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos y Tres Hermanas. Las temperaturas reportadas en los manantiales termales llegan hasta 58°C (Polyak et al., 1991; Barry et al., 2020). Las fallas pueden ser conductos permeables que permiten el movimiento de los fluidos, los cuales ascienden a la superficie. A partir de su estudio geoquímico se pueden caracterizar procesos de interacción gas-agua-roca (Kennedy y van Soest, 2006) pues la composición química de las aguas termales es el resultado de la interacción gas-agua-roca, en particular, la concentración de los cationes mayores disueltos permite estimar la temperatura profunda de equilibrio (Giggenbach, 1988). Los gases burbujeantes desde las aguas

termales, como también los gases disueltos en ellas, nos permiten estudiar el origen de estos gases. En particular, los isótopos de He son una herramienta geoquímica importante para identificar la participación cortical o mantélica. También es posible a través de esta herramienta determinar si el He disuelto en las aguas está en equilibrio con el aire, además de identificar si existen aportes de las fuentes antes mencionadas. Varios estudios muestran que algunos sistemas tienen una mezcla de He mantélico y cortical, dependiendo del ambiente tectónico del área (Polyak et al., 1991; Kennedy y van Soest, 2006; Kulongoski et al., 2013; Inguaggiato et al., 2016; Batista et al., 2019; Barry et al., 2020).

A lo largo del sistema de fallas San Miguel – Vallecitos, en la zona norte del sistema, fueron identificadas y caracterizadas desde el punto de vista químico e isotópico las manifestaciones termales Santa Minerva y Cascada Arroyo de Guadalupe, con temperatura de 58 y 52°C, respectivamente (Polyak et al., 1991; Barry et al., 2020). En el presente estudio se caracterizaron geoquímicamente e isotópicamente, los manantiales termales que se alinean a lo largo del sistema de fallas San Miguel – Vallecitos, estimando también la fuente de Helio y la temperatura de equilibrio de los manantiales termales (Figura 1).

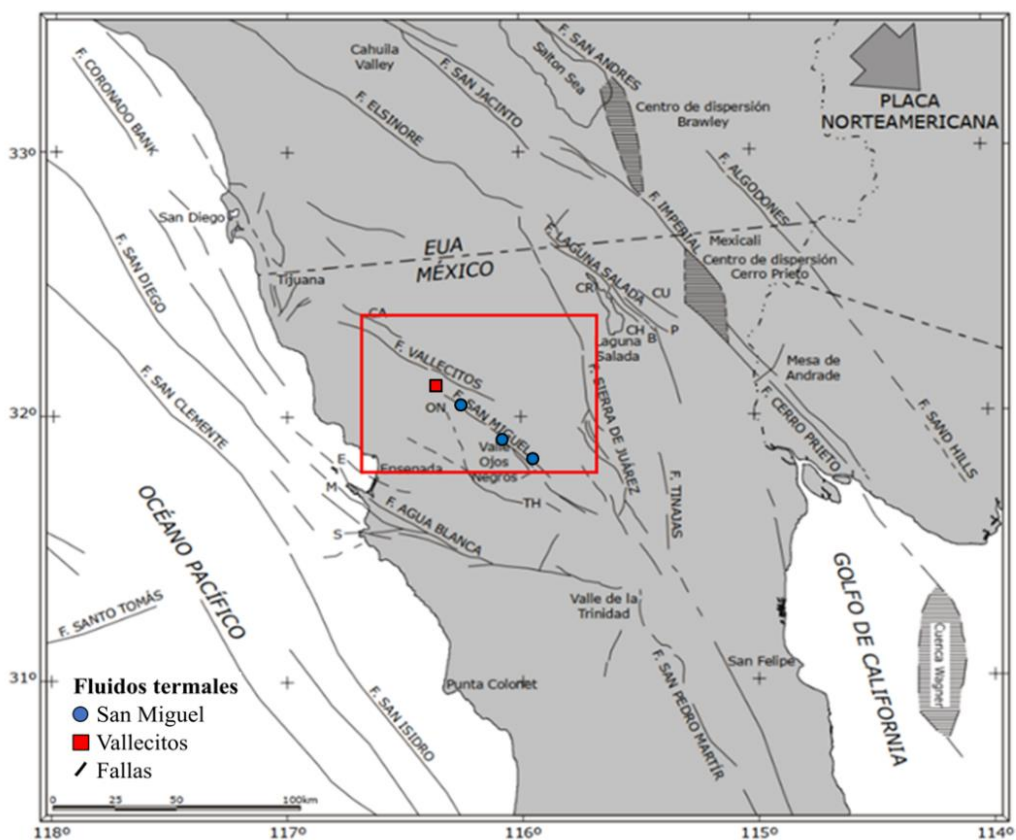


Figura 1. Fallas regionales de la parte noroeste de Baja California. Rectángulo rojo: Área de estudio. Cuadros rojos: manantiales termales asociados a la falla Vallecitos. Círculos azules: manantiales termales ubicados en la falla San Miguel. Modificado de Cruz-Castillo (2002).

1.1 Antecedentes

1.1.1 Historia tectónica

Diversos eventos tectónicos que datan del Paleozoico hasta el Presente han construido y dado forma a la península y al Golfo de California. La subducción de la placa Farallón por debajo de la placa de Norteamérica generó un arco volcánico calco-alcálico. El proceso de subducción cesó hace aproximadamente 12 Ma y ocurrió una modificación del régimen tectónico pasando a ser una zona de extensión litosférica. La península de Baja California inició su separación de la margen oeste de México y dio lugar a la formación del Golfo de California desde hace aproximadamente 6 Ma, donde corteza oceánica en cuencas extensionales está en proceso de formación (Figura 2; Lizarralde et al. 2007; Fletcher et al., 2007; Negrete-Aranda et al., 2013). El vulcanismo ha continuado hasta la actualidad y se observa principalmente en la costa este de la península de Baja California, como en el campo volcánico Tres Vírgenes, en cuencas asociadas al sistema transforme San Andrés-Golfo de California y en estructuras asociadas con “goteo” como Cerro Prieto en el valle de Mexicali (Schmitt et al., 2013).

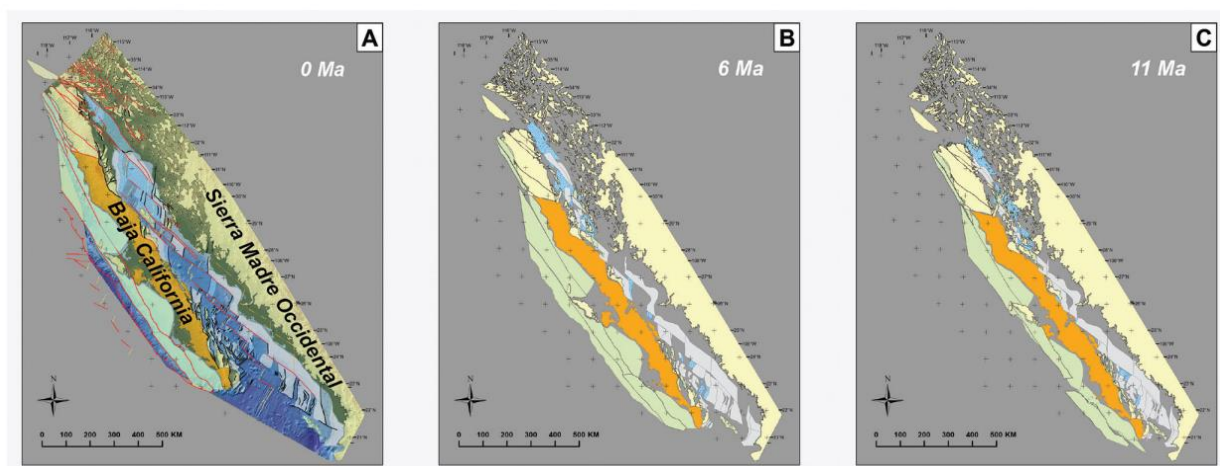


Figura 2. Reconstrucción tectónica del Golfo de California a lo largo de 2000km del límite de placas Pacífico-Norteamérica para los últimos 11Ma. A) Se observa la configuración actual del límite de placas. Líneas rojas: fallas de rumbo y líneas negras: fallas normales. En los mapas (A-C) el color naranja representa la microplaca de Baja California, el color amarillo representa la corteza continental en tierra, de color gris se visualiza la corteza continental costa fuera y de color azul está representada la corteza continental extendida. Tomado de Bennet et al., (2016).

1.1.2 Geología estructural

El límite transformante de placas del Pacífico-Norte América está compuesto por sistemas de fallas con diferentes características que pueden dividirse en tres diferentes dominios tectónicos de acuerdo con la

cinemática y su localización (Figura 3). El dominio que se encuentra en el parte norte llamado “San Andreas”, está caracterizado por un movimiento transpresivo que incluye el sistema de fallas San Andrés (Wetmore et al., 2018).

La zona de estudio se encuentra dentro del dominio central llamado “Big Bend” que está compuesto por diversos sistemas de fallas, los cuales acomodan la deformación que se produce por los otros dos dominios. El dominio Big Bend abarca desde la falla Garlock hasta la falla de Agua blanca. El cizallamiento en el margen de las placas cambia de transtensión a transpresión (esfuerzo particionado) y se divide en la zona de cizalla de California del este con una tendencia al noroeste y una red de fallas de rumbo noroeste que incluye el segmento Big Bend (Fletcher et al., 2014).

El dominio sur denominado “Gulf of California”, está integrado por un sistema de fallas normales escalonadas unidas por fallas transcurrentes que acomodan el esfuerzo transtensional que da como resultado cuencas y centros de dispersión (Wetmore et al., 2018).

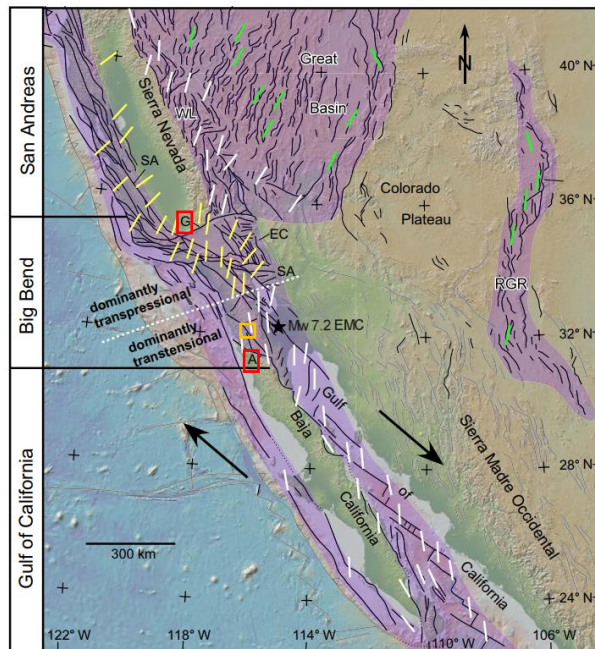


Figura 3. Mapa tectónico de la parte occidental de Norte América mostrando las principales zonas de cizallamiento (color morado) que comprenden el margen de la placa Pacífico-Norteamérica. El dominio al norte es llamado San Andreas. El dominio que comprende el área de estudio (recuadro naranja) es el Big Bend y el dominio al sur es denominado Golfo de California. La letra G y A, ubicadas en los recuadros rojos, representan la falla Garlock y la falla de Agua Blanca respectivamente. Modificado de Wetmore et al. (2018)

El área de estudio en donde se ubican los manantiales termales objetos de este trabajo de tesis incluye el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos (Figura 4), en el cual se alinean los manantiales termales

estudiados. Estas fallas transcurrentes dextrales se orientan NW-SE y tienen una velocidad de desplazamiento de aproximadamente 1mm/año según lo reportado por Cid-Villegas et al., (2017).

Las fallas activas que rodean la zona de estudio se describen a continuación:

- Sistema de falla San Miguel-Vallecitos

Este sistema forma un arreglo escalonado de tipo lateral derecho entre las fallas Calabazas, Vallecitos y San Miguel, orientadas NW-SE. El sistema es sísmicamente activo según la Red Sismológica del Noroeste de México (RESNOM; <https://resnom.cicese.mx/sitio/>).

La falla San Miguel se encuentra entre el sur de San Miguel y la parte oriental del Valle de San Rafael. La falla San Miguel es de desplazamiento lateral derecho (el movimiento de los bloques es horizontal y paralelo a la dirección de la falla), es escalonada y como todo el sistema, orientada NW-SE.

Su actividad inició en el Mioceno medio y tiene una velocidad de desplazamiento estimada en 1mm/año. Se le considera una de las fallas más activas de la zona a la que se asocian temblores importantes, tres en el 1956 y dos en 1954 con magnitud entre 6 y 6.3. Se reporta que la longitud de la falla es de 52 km (Cruz-Castillo, 2002; Cid-Villegas, 2017).

La Falla Vallecitos que forma parte del sistema de falla mencionado anteriormente, es una falla de tipo dextral que se encuentra al norte de la falla San Miguel y tiene la misma orientación NW-SE. A esta falla no se le atribuye microsismicidad ni sismos de magnitud mayor a 6. La velocidad de desplazamiento aproximada también es de 1mm/año. Se le asocia la formación de escarpes (Cruz-Castillo, 2002; Cid-Villegas, 2017).

- Falla Tres Hermanas

Es una falla dextral ubicada al oeste del valle de Ojos Negros, es casi paralela al sistema de fallas San Miguel-Vallecitos (Suárez-Vidal et al., 1993).

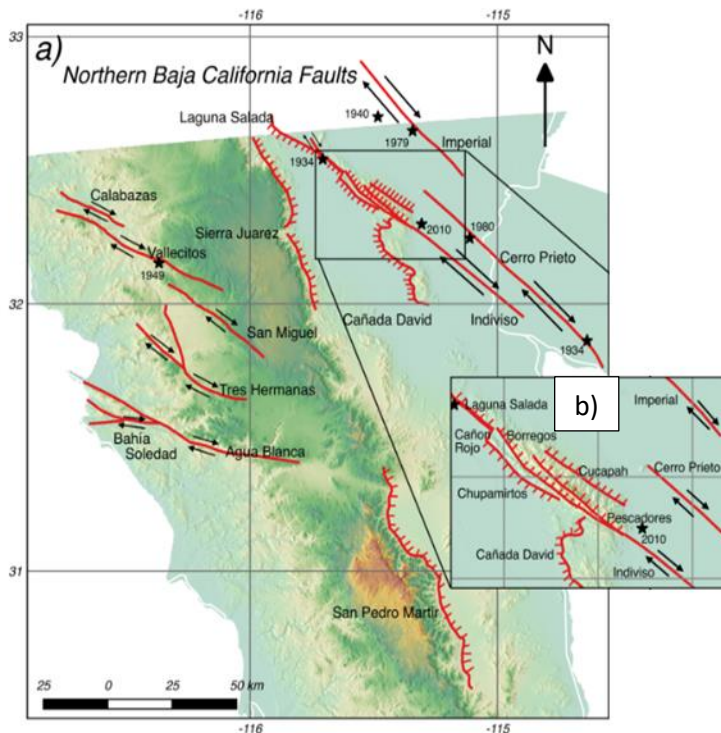


Figura 4. Fallas en Baja California (líneas de color rojo), señalando el tipo de movimiento (flechas color negro). a) Sistemas de falla: San Miguel-Vallecitos, Agua Blanca, Cerro Prieto-Imperial, Laguna Salada y Sierra Juárez-San Pedro Mártir. b) Detalle de las fallas activadas en 2010 en la sierra Cucapah (Modificado de Cid-Villegas et al. (2017).

1.1.3 Área de estudio

En la península de Baja California existe gran abundancia de manifestaciones termales, en la parte norte, se han reportado manantiales termales localizados en la costa oeste y este, algunos en la parte continental cercanos a fallas y otros asociados a la actividad volcánica de Cerro Prieto (Vidal et al., 1981, Polyak et al., 1991, Pinti et al., 2019a; Barry et al., 2020). En la parte sur la mayoría de las manifestaciones termales se localizan en la costa este y otras manifestaciones asociadas a zonas volcánicas como Tres Vírgenes (Figura 5; Batista Cruz et al., 2019; Pinti et al., 2019b; Barry et al., 2020).

La zona de estudio se localiza en el municipio de Ensenada al noroeste de Baja California (Figura 5). El área estudiada se encuentra en la parte norte del Cinturón Batolítico Peninsular (CBP). La litología de Baja California se puede dividir en tres grandes grupos a partir del emplazamiento de los plutones del CBP durante el Cretácico Tardío, principalmente: 1) Prebatolítico, 2) Batolítico y 3) Postbatolítico (Gastil et al., 1975).

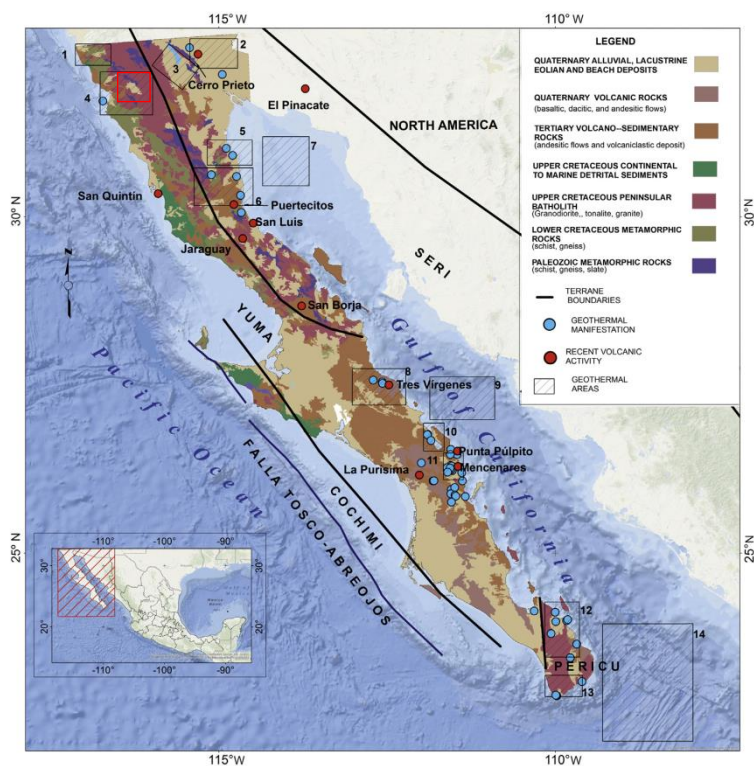


Figura 5. Mapa geológico y zonas con posible potencial geotérmico de la península de Baja California. (1) Tijuana, (2) Valle de Mexicali y Cerro Prieto; (3) Laguna Salada; (4) Ensenada; (5) San Felipe-Punta Estrella; (6) Puertecitos-Valle Chico; (7) Cuencas Wagner-Consag; (8) Tres Vírgenes; (9) Cuenca Guaymas; (10) Bahía Concepción; (11) Comondú; (12) La Paz; (13) Los Cabos; (14) Cuenca Alarcón. Rectángulo rojo: área de estudio. Modificado de Arango-Galván et al. (2015)

El grupo de rocas prebatolíticas hace referencia a los eventos ocurridos antes del emplazamiento de plutones a mediados del Cretácico y consisten principalmente en depósitos sedimentarios y volcánicos de arco del Aptiano-Albiano temprano que forman parte de la formación Alisitos (Gastil et al., 1975; Vidal et al., 1982).

El grupo de rocas batolíticas del CBP de finales del Cretácico Temprano e inicios del Cretácico Tardío está formado por rocas plutónicas de composición granodiorítica, gabrítica y tonalítica (Gastil et al., 1975). El grupo postbatolítico comprende los eventos ocurridos después del emplazamiento batolítico e incluye también a las unidades litológicas contemporáneas con la apertura del Golfo de California. Las rocas que conforman este grupo comprenden desde el Cretácico Tardío con depósitos sedimentarios marinos asociados a la Formación Rosario en el occidente, rocas andesíticas y sedimentarias aluviales desde el Mioceno hasta el Peistoceno a lo largo de Baja California, así como rocas recientes del Holoceno constituidas por sedimentos continentales y marinos (Gastil et al., 1975; Vidal et al., 1982).

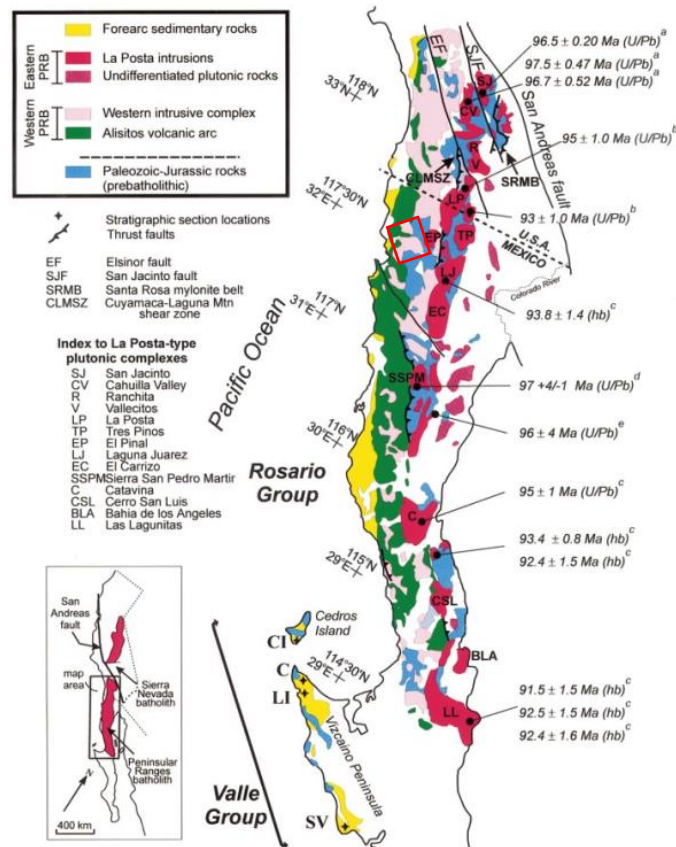


Figura 6. Mapa geológico del Cinturón Batolítico Peninsular. Rectángulo rojo: área de estudio. (Tomado de Kimbrough et al., 2001)

Las rocas que afloran en el área de estudio están representadas principalmente por rocas ígneas del grupo batolítico como granodiorita, tonalita, gabro, rocas encajonantes metasedimentarias del Paleozoico y metavolcanosedimentarias de arco continental metamorizadas de la Formación Santiago Peak, equivalente al arco de islas Alisitos (Figura 6).

1.1.4 Geoquímica de fluidos

Desde los años 80, se han realizado diversos estudios sobre las aguas termales en Baja California. Algunos de éstos abarcan puntos cercanos a las fallas Agua Blanca, Vallecitos y Tres Hermanas, donde el principal objetivo de dichos trabajos fue la caracterización geoquímica de las aguas, incluyendo los gases disueltos y la composición isotópica de He (Vidal et al., 1981; Polyak et al., 1991; Batista et al., 2019; Barry et al., 2020).

Vidal et al. (1981) enfocaron su trabajo en la caracterización de la química de los gases en la zona oeste de Baja California. Para ello fueron recolectadas diversas muestras de agua termal en varios puntos (Uruapan, Agua Caliente, San Carlos, Médanos de Punta Banda y Punta Banda) y muestras de gases burbujeantes (Agua Caliente, San Carlos y Uruapan) ubicados en Ensenada (Uruapan, Agua Caliente y San Carlos) y en la falla Agua Blanca (Médanos de Punta Banda y Punta Banda). El rango de temperatura de las aguas medido en campo va de 45° a 104°C. En su investigación concluyeron que las aguas termales de Ensenada y Punta Banda son una mezcla de dos componentes, agua subterránea meteórica y una componente salina. El nitrógeno predomina en los gases burbujeantes de los manantiales termales subaéreos, mientras el metano y nitrógeno predominan en el manantial termal submarino. Desde los resultados de los isótopos de He se evidenció que el gas He es predominantemente de origen radiogénico, derivado del decaimiento radiactivo de los isótopos de K, U y Th en la corteza.

Polyak et al. (1991) estudiaron los isótopos de He en fluidos termales de Baja California a lo largo de las fallas Vallecitos, Tres hermanas, Agua Blanca, Sierra La Victoria y Mexicali. El rango de temperatura de las aguas medido en campo varía de 52° a 108°C. Los autores comparan los valores de la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ en función de la distribución geográfica, identificando dos grupos. El primero está formado por los sistemas hidrotermales de alta temperatura de Cerro Prieto e Imperial Valley con actividad ígnea del Reciente. Los gases en estos sistemas son predominantemente CO_2 y tienen una relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de $\sim 0.8 \times 10^{-5}$ (5.76 R/Ra), de donde se interpreta que dos tercios del He proviene del manto y el tercio restante de He es de origen radiogénico. Por otra parte, el otro grupo está formado por aguas termales más frías, en cuya composición predomina el nitrógeno y una relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de $\sim 0.017\text{-}0.083 \times 10^{-5}$ (0.12- 0.60 R/Ra), lo que indica que el He tiene un origen principalmente radiogénico.

Batista et al. (2019) basaron su investigación en el estudio de los gases burbujeantes a lo largo del margen este de la península de Baja California, con particular enfoque en el origen de CO_2 , CH_4 y He. Los datos adquiridos fueron de emisiones de gases submarinas, intermareales y subaéreas. El rango de temperaturas de las aguas muestreadas por Batista et al. (2019) varía de 29° a 97°C. Los puntos con manifestaciones termales donde se reportaron las mayores temperaturas son en el área volcánica de Las Tres Vírgenes. A partir de las relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ se clasificaron los gases como magmáticos e hidrotermales. De acuerdo con la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$, propusieron los autores que los gases hidrotermales tienen poca contribución del manto comparada con los gases magmáticos debido a que las zonas donde hay emisiones de gases son magmáticamente activas. Batista et al. (2019) hicieron un análisis comparativo entre las relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ y el espesor de la corteza a lo largo de un perfil a lo ancho de la península, entre Punta Banda, al sur de Ensenada y el Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP) en el valle de Mexicali, así como un perfil

entre el CGCP y la región de Los Cabos en Baja California Sur (Figura 7). En el norte de Baja California, en las zonas de fallas activas (Tres Hermanos, Agua Blanca y San Miguel), se encontraron relaciones más bajas (0.1-0.6 R_c/R_a) en la parte central y al noroeste, atribuyendo un origen de He cortical en concordancia con un espesor en la corteza mayor a 25 km, mientras que en la zona este (Valle de Mexicali) se encontraron valores altos (3.3-7.3 R_c/R_a) debidos al adelgazamiento de la corteza y la actividad magmática (Pinti et al., 2019; Batista et al., 2019). El otro perfil está ubicado a lo largo de la costa este de la península, el cual muestra variaciones en los valores de la relación isotópica de He entre 0.5 y 7 (R_c/R_a) encontrando relaciones isotópicas con valores más bajos en las zonas donde es mayor el espesor de la corteza (Figura 8).

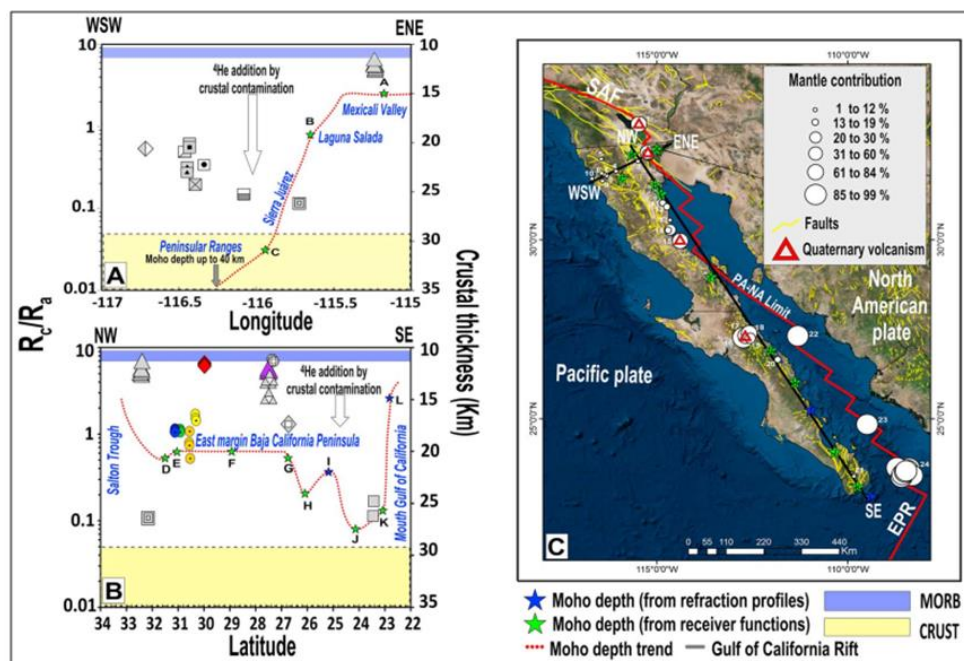


Figura 7. Se muestra la relación entre R_c/R_a y el espesor de la corteza a lo largo de dos perfiles. A) Perfil A con dirección WSW-ENE. B) Perfil B con dirección NW-SE C) Contribución del manto en las emisiones de gases desde la Península de Baja California y el Golfo de California. Triángulos rojos muestran las zonas de vulcanismo reciente. Tomado de Batista et al. (2019)

Barry et al. (2020) hicieron un estudio enfocado principalmente en los isótopos de He, carbono y la relación $CO_2/{}^3He$ de 12 lugares diferentes con manifestaciones hidrotermales en el estado de Baja California, en el que reportaron análisis químicos de gases. Sus resultados fueron clasificados con base en tres distintas regiones definidas por su configuración geodinámica: margen del Pacífico (PB), cordilleras peninsulares y valles interiores (PRIV) y la provincia extensional del Golfo (GEP) (Figura 8). El rango de temperatura de los fluidos termales varía entre 23° y 64°C.

Los isótopos de helio a lo largo de las PB y PRIV están asociados predominantemente a la presencia de fallas transcurrentes, permitiendo que los fluidos derivados del manto lleguen a la superficie por este medio. En la provincia de GEP la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ es atribuida a la mezcla entre componentes mantélicos y radiogénicos de la corteza con una máxima contribución del manto del 21%, según los autores.

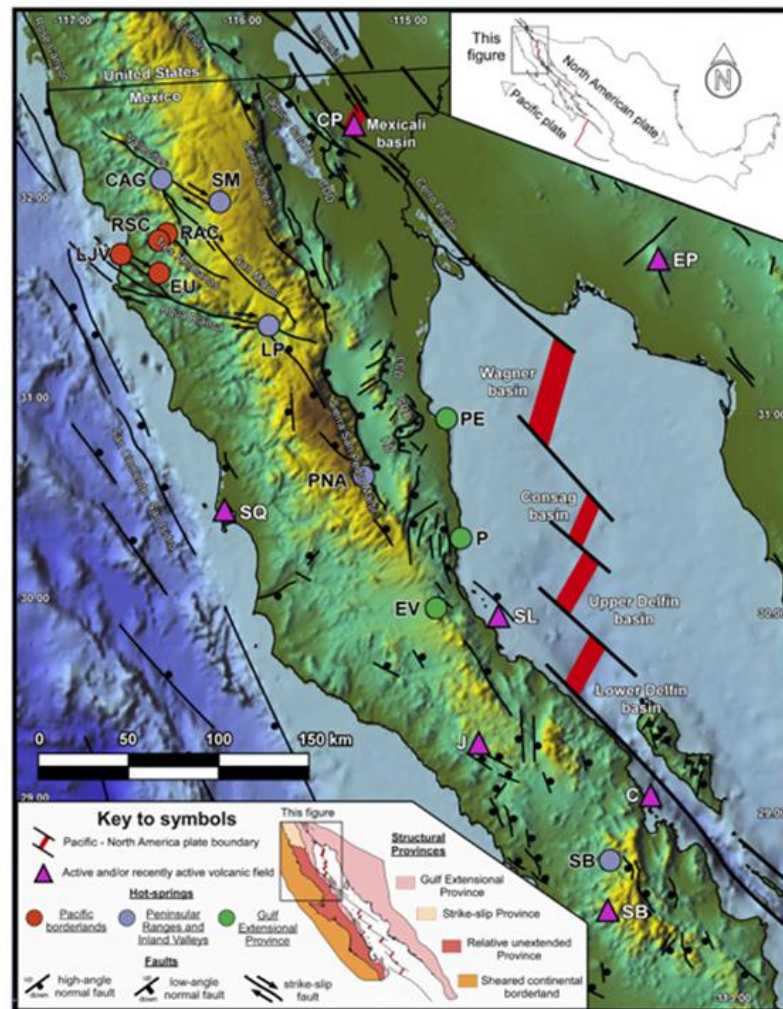


Figura 8. Mapa de relieve del norte de Baja California que destaca las fallas regionales más importantes y muestra los sitios donde se colectaron aguas termales, también se indican las regiones geográficas a las que pertenece cada muestra. Tomado de Barry et al. (2020)

1.2 Hipótesis

La composición química de los manantiales termales a lo largo del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos es el resultado de procesos de interacción gas-agua-roca, los cuales modificaron la composición química e isotópica de los fluidos. Estas aguas termales pudieron haber alcanzado temperaturas mayores a

profundidad y los gases disueltos pueden tener una composición química e isotópica diferente a la de las aguas en equilibrio con el aire. La relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ asociada a la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ permitirá identificar el origen del He que interactúa con las aguas para buscar su asociación con sistemas de fallas cercanas, pronosticando que el origen del Helio será principalmente radiogénico.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Caracterizar geoquímica e isotópicamente los fluidos termales a lo largo del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, con el fin de ampliar el conocimiento sobre el termalismo del área, identificar el origen del He y sus relaciones con las fallas activas.

1.3.2 Objetivos específicos

- Caracterizar las aguas termales en el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos a partir de los parámetros fisicoquímicos y de la composición de los elementos mayores disueltos.
- Aplicar los geotermómetros de solutos para estimar la temperatura de equilibrio de las aguas en el subsuelo.
- Caracterizar la composición química e isotópica de los gases disueltos en las aguas y/o burbujeantes a lo largo del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos.
- Comparar e integrar los datos químicos e isotópicos generados en este estudio con otros datos recientemente publicados en la parte más al norte del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Relacionar las aguas termales con las principales fallas regionales del área.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Sitios de muestreo, mediciones y análisis realizados

Fueron muestreadas las siguientes cinco fuentes termales para realizar el presente estudio. El Rancho Juan Gilbert (RJG01) y Ojos Negros (OJN02) en marzo del 2018, y el Rancho San Salvador (RAS), además de dos sitios al NW del Valle de Guadalupe en el cañón Agua Caliente, estos dos manantiales se encuentran ubicados cerca uno del otro (~25 metros de distancia; VG02 y VG102) y se muestrearon en mayo y enero de 2019 (Figura 9). Se recolectaron muestras para analizar la composición química e isotópica de agua y gases: 1) elementos disueltos en agua, 2) isótopos estables (D, O), 3) composición química de los gases disueltos y/o burbujeantes 4) composición isotópica de He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) y relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ en gases disueltos y burbujeantes. Además, se midieron en el campo los parámetros físico-químicos y se realizó la identificación macroscópica de las rocas aflorantes en la proximidad del manantial al sur de la falla San Miguel (RJG) y de los manantiales asociados a la falla Vallecitos (VG02 y VG102).

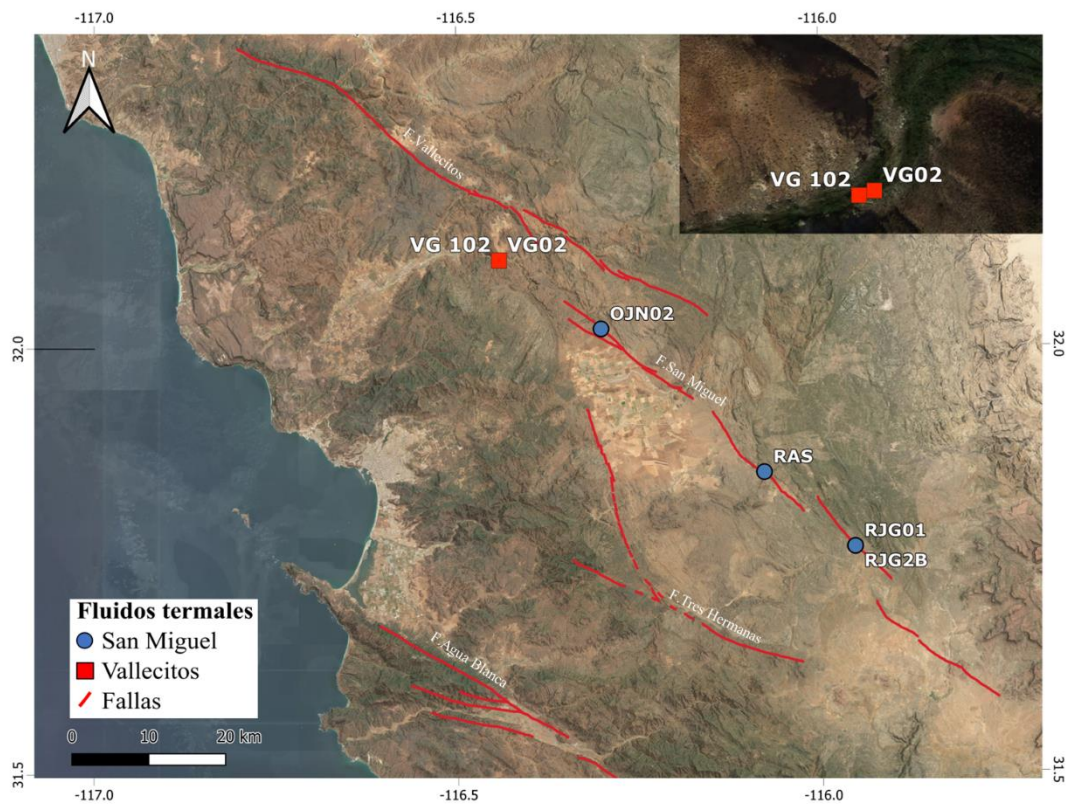


Figura 9. Ubicación de los manantiales termales muestreados en este trabajo. Los cuadros rojos pertenecen a los manantiales asociados a la falla Vallecitos y los círculos azules representan los tres manantiales termales en la falla San Miguel. En la parte superior derecha se muestra un acercamiento a la zona donde están los manantiales ubicados al noroeste de Valle de Guadalupe (VG102 y VG02).

En el mes de mayo del 2022 se volvió a muestrear el Rancho Juan Gilbert (RJG), se midió la temperatura y se recolectaron muestras para analizar la composición química de los gases disueltos y burbujeantes.

Los resultados fueron generados en el marco de los siguientes proyectos: 1) CONACYT PN-2016-01-1998 “Exploración de sistemas geotérmicos mediante estudios geoquímicos y modelación numérica”, cuyo responsable es el Dr. Loic Peiffer y 2) proyecto interno 644170, a cargo del Dr. Claudio Inguaggiato.

2.1.1 Metodología para muestreo de aguas, análisis de elementos mayores e isotopos estables

Las muestras de aguas se filtraron en el campo utilizando filtros con un diámetro de los poros de $0.45\ \mu\text{m}$ y se almacenaron en frascos de 50 ml en polietileno de alta densidad (por sus siglas en inglés HDPE). Los frascos utilizados por el muestreo fueron previamente limpiados con HNO_3 al 5% y sucesivamente enjuagados tres veces con H_2O ultrapuro, en el Sistema de Laboratorios Especializados de Ciencias de la Tierra, CICESE (SLE-CT). Además, antes de almacenar las muestras de aguas filtradas en el campo, los frascos fueron enjuagados nuevamente tres veces utilizando el agua filtrada del sitio de muestreo. Se tomaron tres muestras de agua filtrada por sitio de muestreo para analizar aniones, cationes e isótopos estables. Solo la muestra para analizar cationes fue acidificada en el campo con HNO_3 ultrapuro, después de ser filtrada con filtros con un diámetro de los poros de $0.45\ \mu\text{m}$.

Los parámetros fisicoquímicos, pH, temperatura, conductividad eléctrica y Eh fueron medidos en el campo. Las mediciones de pH y Eh se realizaron con un medidor Thermo Orion 3 Star. El medidor de pH fue calibrado con tres soluciones buffer certificadas con pH 4, 7 y 10. En el caso del Eh, fue validado el correcto funcionamiento del medidor midiendo una solución certificada. La conductividad eléctrica fue medida con un medidor marca Orion A115, previamente calibrado con una solución certificada de $1413\ \mu\text{S}/\text{cm}$.

Los cationes (Na, K, Ca, Mg, Si) y los aniones (Cl , SO_4) fueron analizados en el laboratorio de geoquímica del “Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia” de Palermo en Italia (INGV-PA). La alcalinidad fue determinada en campo vía titulación con HCl 0.1 M. Los cationes fueron analizados con el ICP-OES Jobin Yvon Horiba - Ultima 2, mientras los aniones fueron analizados con un cromatógrafo iónico marca DIONEX. Los isotopos estables del agua D y O fueron analizados en el laboratorio de geoquímica del “Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia” de Palermo en Italia por espectrometría.

Los análisis de Al se realizaron en el Sistema de Laboratorios Especializados de Ciencias de la Tierra, CICESE (SLE-CT) utilizando el equipo Agilent 8800 ICP-MS.

2.1.2 Metodología para mostrar y analizar la composición química e isotópica de gases disueltos en agua

Las aguas del rancho Juan Gilbert (RJG) y del rancho San Salvador (RAS) fueron también muestreadas para analizar la composición química de los siguientes gases disueltos: N₂, O₂, CO₂, H₂, He, Ar, CH₄, CO. Las metodologías de Capasso e Inguaggiato (1998) e Inguaggiato y Rizzo (2004) se utilizaron para muestrear las aguas, analizar la composición química de los gases disueltos en el agua, sus isótopos de Helio y la concentración de ²⁰Ne. Las aguas se muestrearon utilizando botellas de vidrio con un volumen de alrededor de 121 ml, las cuales se llenaron completamente con el agua de muestreo y fueron selladas abajo del agua de nuestro utilizando unos tapones herméticos y una pinza específica, evitando la contaminación con el aire.

La composición química de los gases fue analizada en el laboratorio de geoquímica del “Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia” de Palermo en Italia (INGV-PA), utilizando un cromatógrafo de gases Agilent 7890. Mientras las concentraciones de ⁴He, ³He, ²⁰Ne y Ar fueron analizadas utilizando un espectrómetro de masas Helix SFT y un espectrómetro multicolector.

2.1.3 Metodología empleada para el muestreo y análisis de gases burbujeantes en las aguas

En los manantiales termales RJG, VG02, VG102 y OJN se identificó gas que burbujeaba de manera continua. El muestreo se realizó utilizando un embudo que fue puesto en la salida del gas burbujeante sumergiéndolos unos centímetros bajo el agua del manantial. El embudo se conectó a unas tuberías con una salida al muestreador de vidrio de dos válvulas para almacenar el gas recolectado.

La composición química de los gases fue analizada en el laboratorio de geoquímica del “Istituto Nazionale di Geochimica e Vulcanologia” de Palermo en Italia (INGV-PA) utilizando un cromatógrafo de gases Agilent 7890, mientras las concentraciones de ⁴He, ³He, ²⁰Ne y Ar fueron analizadas utilizando un espectrómetro de masas Helix SFT y un espectrómetro multicolector.

2.2 Tratamiento de los datos

2.2.1 Isótopos estables y cálculo de la altitud promedio de la recarga de los manantiales

Los isótopos estables del agua D y O, son sensibles a la temperatura y a los procesos fisicoquímicos, lo que nos permite conocer el origen e interacción de los fluidos dentro del sistema geotérmico.

Los isótopos utilizados son expresados a partir de la relación isotópica del elemento pesado y el ligero del Oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y del Hidrógeno (D/H) con respecto a el estándar de referencia “Vienna Standard Mean Ocean Water” (VSMOW) (ecuación 1). Los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ pueden utilizarse como trazadores de la recarga de los manantiales, ya que las relaciones isotópicas en el agua subterránea pueden estar influenciadas por factores como la altitud, la temperatura y la humedad relativa de la zona donde ocurre la recarga (Craig, 1961).

$$\delta = \frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{(standard)}}}{R_{\text{(standard)}}} * 1000 \quad (1)$$

Donde δ (‰) es la unidad que se utiliza para medir la relación de los isótopos, R_{muestra} representa la relación medida de los isótopos y R_{standard} es la relación isotópica del estándar de referencia utilizado (VSMOW).

Se calculó la altitud promedio de la recarga de los manantiales a partir de la línea de altitud isotópica de Baja California propuesta por Kretzschmar and Frommen, 2013 (ecuación 2), presentando un gradiente vertical de disminución de -0.25‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) cada 100 metros de incremento de elevación.

$$\delta^{18}\text{O} = (-0.25 * \text{altitud}) - 5 \quad (2)$$

2.2.2 Cálculo de gases disueltos en agua

Se analizaron dos muestras de gases disueltos en aguas en el Rancho Juan Gilbert y el Rancho San Salvador (RJG2B y RAS) y se realizó el cálculo de la concentración de gases disueltos por litro de agua, ya que el laboratorio envía los datos crudos en unidades de medida de ppmV y %vol.

La Ley de Henry establece que la cantidad de un gas disuelto en un líquido a una temperatura constante es directamente proporcional a la presión parcial del gas en la fase gaseosa en contacto con el líquido, y esto se relaciona en la ecuación 3:

$$K_h = P_i/\chi_i \quad (3)$$

Donde K_h es la constante de Henry, P_i es la presión parcial de cada gas en su fase vapor (atm) y χ_i es la fracción molar en la fase líquida.

Los coeficientes de Bunsen expresan la solubilidad de los gases en el agua y se define como la concentración de gas disuelto en el agua (ml/L) medidos a una presión y temperatura estándar (STP). En la sección de anexos se colocarán las tablas con los valores de las constantes utilizadas para el cálculo de los coeficientes de solubilidad.

Se calcularon los valores de solubilidad siguiendo la ecuación 4 (Capasso e Inguaggiato, 1998):

$$R \ln \chi_i = A + \frac{B}{T} + C \ln T + DT \quad (4)$$

Donde R es la constante universal de los gases ideales ($R=1.9872 \text{ cal. K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$), χ_i es la fracción molar de cada gas y T la temperatura en °K. Los valores de las constantes A , B , C y D para cada gas analizado (He, H₂, N₂, O₂, CO, CH₄, CO₂) se tomaron de Capasso e Inguaggiato, 1998.

Los coeficientes de solubilidad se obtuvieron a partir de la ecuación 5 (Capasso e Inguaggiato, 1998):

$$\beta = \chi_i * 55.555 * 24465 \quad (5)$$

Donde β es el coeficiente de Bunsen en cc/ml, 55.555 mol/L es la concentración molar del agua en un litro de agua y 24465 es el volumen molar de un gas (cc) a STP.

Se puede calcular la concentración de gas disuelto en el agua (cc/L a STP) utilizando el método de muestreo y análisis publicado por Capasso e Inguaggiato (1998), utilizando la ecuación 6:

$$C_i = \left[\frac{\chi_i * (G + \gamma_i * w)}{w} \right] * 10^3 \quad (6)$$

Donde C_i es la concentración de cada gas (cc/L a STP: 25°C, 1 atm), χ_i es la fracción molar de cada gas, G es la cantidad de gas extraído (cc a STP), w son los mililitros de agua en la muestra que se analizó y el coeficiente de Bunsen está denotado como γ_i (cc/ml a STP).

A partir de las concentraciones de los gases disueltos y utilizando las constantes de Henry, se calcularon las presiones parciales de cada gas a 25°C. Se hizo la suma de todos los gases para calcular la presión total, la cual resultó ser cercana a 1. Las presiones parciales calculadas a 25°C se recalcularon para reportarlas a la presión total de 1 atmósfera utilizando la ecuación 7:

$$P_{1atm} = \frac{P_i \cdot 1}{P_{total}} \quad (7)$$

En el caso de los gases burbujeantes, los datos fueron entregados en ppmV y en %Vol, se uniformizaron en unidades de %Vol y posteriormente se calcularon las presiones parciales de estos gases a 1 atmósfera.

2.2.3 Isótopos de He y cálculo de la contribución mantélica y cortical

El Helio es un gas noble que no participa en reacciones químicas por lo que es considerado un trazador que provee información sobre el origen de los gases (Hilton, 1996; Kennedy y van Soest, 2007; Boudoire et al., 2020). El Helio tiene dos isótopos estables, el ^3He es considerado un elemento primordial y se encuentra almacenado en el interior de la Tierra, mientras que, el ^4He es de origen radiogénico y se produce a partir del decaimiento radiactivo del uranio y torio (Andrews y Lee, 1979; Kulongoski y Hilton, 2012).

Las composiciones isotópicas del He son expresadas como R/Ra (ecuación 8):

$$\frac{R}{Ra} = \frac{\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_{muestra}}{\left(\frac{^3\text{He}}{^4\text{He}}\right)_{aire}} \quad (8)$$

Donde R es la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ de la muestra normalizada a la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ aire ($Ra = 1.39 \times 10^{-6}$; Sano y Nakajima, 2008). Esto es un valor de referencia que permite comparar los diversos orígenes del He.

Se realizó una corrección para eliminar el aporte del aire en la muestra y así obtener la relación R_c/R_a , utilizando la ecuación 9 propuesta por Craig et al. (1978):

$$\frac{R_c}{R_a} = \frac{\left(\frac{R_m \times X}{R_a}\right) - 1}{X - 1} \quad (9)$$

$$X = \frac{\left(\frac{He}{Ne}\right)_{medido}}{\left(\frac{He}{Ne}\right)_{ASW}} \quad X = \frac{\left(\frac{He}{Ne}\right)_{medido}}{\left(\frac{He}{Ne}\right)_{aire}}$$

Donde R_m es la relación medida en las muestras, $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{medido}$ es la relación medida en las muestras, $(\text{He}/\text{Ne})_{aire}$ representa la relación en el aire (${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 0.318$; Boudoire et al., 2020) y $(\text{He}/\text{Ne})_{ASW}$ representa la relación del ASW (Air Saturated Water), esta última representa un agua en equilibrio con el aire. En el caso de las muestras de gases burbujeantes se utilizó en el cálculo “X” la relación $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{aire}$ mientras por las muestras de gases disueltos se utilizó en el cálculo de “X” el valor de 0.27 $(\text{He}/\text{Ne})_{ASW}$ calculado a 22°C (Pinti et al., 2019b).

El valor de R_c/R_a fue utilizado en la ecuación 10 para calcular el porcentaje de He de origen mantélico en cada manantial termal (Batista-Cruz et al., 2019).

$$Mc = \frac{\left[\frac{R_c}{R_a}\right]_s}{\left[\frac{R_c}{R_a}\right]_m} * 100 \quad (10)$$

El valor de $(R_c/R_a)_m$ representa la componente terminal mantélica. En este estudio se tomó como referencia el valor de Castillo et al. (2002) $(R_c/R_a)_m = 8.4$ medido en las inclusiones fluidas de las lavas de la cuenca Alarcón, en el Golfo de California, mismo que fue utilizado en el cálculo de la contribución mantélica de las manifestaciones termales estudiadas en la península de Baja California por Batista-Cruz et al., 2019.

El diagrama R/R_a vs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, se utilizó para identificar gráficamente el origen del He que interactúa con los manantiales termales (Sano y Wakita, 1985). En la gráfica se colocaron como referencias las tres siguientes fuentes: cortical, mantélica y el aire. En el caso de los resultados isotópicos de He en los gases disueltos, no se utilizó como referencia el aire en la gráfica, se utilizó el Air Saturated Water (ASW; 0.27) el cual tiene relaciones ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ muy similar a las del aire (0.318).

Para calcular la fracción de cada componente se utilizó la ecuación 11 propuesta por Sano y Wakita (1985):

$$\left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right) = \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right)_a \times A + \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right)_m \times M + \left(\frac{{}^3\text{He}}{{}^4\text{He}}\right)_c \times C \quad (11)$$

$$\frac{1}{{}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}} = \frac{A}{\left(\frac{{}^4\text{He}}{{}^{20}\text{Ne}}\right)_a} + \frac{M}{\left(\frac{{}^4\text{He}}{{}^{20}\text{Ne}}\right)_m} + \frac{C}{\left(\frac{{}^4\text{He}}{{}^{20}\text{Ne}}\right)_c}$$

$$A + M + C = 1$$

Donde $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_a$ y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_a$ son los valores de las relaciones isotópicas en el aire, $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_m$ y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_m$ son los valores de las relaciones isotópicas en el manto de referencia y $({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_c$ y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_c$ son los valores de las relaciones isotópicas de la corteza. A, M y C representan las proporciones relativas de aire, manto y corteza. Se usaron los valores de 1000 para las relaciones $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_c$ y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_m$ como los sugeridos por Sano y Wakita (1985). Las otras relaciones isotópicas que se utilizaron son las que se mencionaron anteriormente.

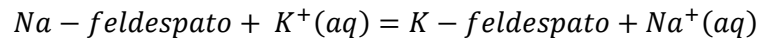
2.3 Geotermometría

2.3.1 Geotermómetros de solutos

Los geotermómetros de solutos, llamados clásicos, se basan en el equilibrio entre los elementos disueltos en el agua y los minerales, los cuales han sido utilizados para estimar la temperatura profunda de equilibrio del reservorio a partir de la concentración de cationes disueltos en las aguas. Para hacer uso de estas ecuaciones, se necesita considerar las siguientes asunciones (Fournier et al., 1974):

- La abundancia de los elementos disueltos está controlada por una reacción mineral-fluido que es función de la temperatura;
- el fluido alcanza el equilibrio con los minerales del reservorio;
- el fluido no se reequilibra durante su ascenso a la superficie y su composición química en la superficie refleja el equilibrio con los minerales del reservorio;
- el fluido no sufre ningún proceso de mezcla o evaporación durante su ascenso a superficie.

Entre ellos, los geotermómetros más utilizados son el geotermómetro Na/K y el geotermómetro de SiO₂ (Fournier, 1977; Fournier y Potter, 1982; Giggenbach 1988). El primero se basa en el equilibrio de Na y K disueltos en agua y los minerales albita y microclina, como se muestra en la siguiente reacción:



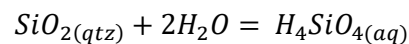
Para este trabajo se utilizó el geotermómetro basado en esta reacción propuesta por Giggenbach, 1988 (ecuación 12):

$$T (^{\circ}C) = \frac{1390}{1.75 + \log\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273.15 \quad (12)$$

Debido a que este geotermómetro utiliza la relación entre el Na y K, no es tan afectado por procesos de reequilibrio y por ello este geotermómetro puede reflejar la temperatura de equilibrio del reservorio (Peiffer et al., 2014).

Por otra parte, el geotermómetro de sílice se basa en el equilibrio entre los fluidos y minerales de sílice. Este equilibrio es dependiente de la solubilidad de la especie de la sílice, la cual está en función de la temperatura.

La reacción que controla la disolución de la sílice:



Los geotermómetros de cuarzo y calcedonia (polimorfos de SiO₂) se utilizaron en este trabajo (ecuación 13):

$$T (^{\circ}C) = -42.198 + 0.28821 S - 3.6686 \times 10^{-4} S^2 + 3.1665 \times 10^{-7} S^3 + 77.034 \log S \quad (13)$$

(Cuarzo; Fournier y Potter, 1982)

$$T (^{\circ}C) = [1032 / (4.69 - \log S)] - 273.15$$

(Calcedonia; Fournier, 1977)

S es la concentración de SiO₂ en mg/kg

2.3.2 Geotermometría multicomponente

La geotermometría multicomponente consiste en el cálculo de los índices de saturación de un grupo de minerales que posiblemente se encuentren en el reservorio geotérmico, el cual se realiza usando los análisis de los fluidos geotérmicos.

El cálculo de los índices de saturación (IS; ecuación 14) se realiza a partir de la resolución del producto de la actividad iónica (Q) y la constante de equilibrio termodinámica (K) para cada mineral de la lista, en un intervalo de temperatura ingresado.

$$IS(T) = \log \left(\frac{Q}{K(T)} \right) \quad (14)$$

El agrupamiento de las curvas de saturación donde los IS estén cercanos a 0, reflejará la temperatura de equilibrio que alcanzó el agua con los minerales seleccionados.

Los códigos GeoT (Spycher et al., 2014) e iGeoT (Spycher y Finsterle, 2016; Spycher et al., 2016) automatizaron el método de estimación de temperatura de equilibrio del fluido con la geotermometría multicomponente. En la versión iGeoT es posible hacer la reconstrucción de fluidos geotérmicos a partir de optimización numérica. Olguín-Martínez et al. (2022) desarrollaron el código “PyGeoT” que automatiza la ejecución de GeoT-iGeoT, procesa los resultados, los filtra con los mejores parámetros estadísticos y genera una gráfica que muestra los resultados de manera simplificada. La base termodinámica utilizada es la soltherm.h06 (Reed y Palandri, 2006).

El código PyGeoT está desarrollado en lenguaje Python y requiere de algunas librerías (Numpy, Matplotlib y Pandas) para su uso, también se necesita el software GeoT o iGeoT y una base de datos termodinámica. Se requiere un archivo de entrada (archivo que se encuentra en el repositorio de github donde está publicado el código PyGeoT y que únicamente tenemos que cambiar con los valores de nuestras muestras) que incluye: el número de agua (muestra), la temperatura medida, la actividad de iones de hidrógeno ($a_{H^+} = 10^{(-pH)}$) y las composiciones químicas de las aguas (Na, K, Mg, Ca, Cl, SO_4 , A.T., SiO_2 y Al).

La metodología utilizada para calcular la temperatura del reservorio y graficar los resultados se muestra en la Figura 10. El PyGeoT es capaz de definir colecciones de minerales a partir de una lista de 21 minerales de alteración hidrotermal basado en una revisión bibliográfica (Tabla 1; Browne, 1978; Henley y Ellis, 1983; Stefánson y Arnórsson, 2000; Cioni y Marini, 2020; Olguín-Martínez et al., 2022). El programa elige seis

minerales que conforman cada colección, los autores establecieron un par de condiciones que definía que minerales serían considerados: 1) todas las colecciones deben tener un polimorfo de sílice, cuarzo o calcedonia, 2) solo un carbonato, solo un sulfato y solo una zeolita. Se formaron 13300 colecciones de minerales de los 21 considerados en la lista inicial y este proceso es parte de preprocesamiento de datos en el código de PyGeoT.

Seguido, el programa asigna un rango de valores para los parámetros que se van a optimizar, en este caso, considerando que se tenían las concentraciones de Al y Mg, se hizo una simulación en donde no se optimizaron Al y Mg y se ingresaron las concentraciones analizadas por el laboratorio, lo que remueve del flujo de trabajo el paso 3 (Figura 10). El PyGeoT también calcula las temperaturas de los geotermómetros clásicos (Na/K, cuarzo y calcedonia) para cada colección de minerales.

En el paso 4, el software se ejecuta y se obtienen los datos, que desde el paso 5-8 se tratan para remover los valores no deseados y al final seleccionar 20 estimaciones de temperatura que correspondan a aquellas estimaciones con el menor esparcimiento de temperatura y menor mediana/número de minerales (RMED/nmin).

Por último, el PyGeoT estima los parámetros estadísticos (mediana (RMED), desviación estándar (s) y dispersión de temperatura (T-spread) asociados a las 20 mejores estimaciones de temperatura y se presentan los resultados en una gráfica que contiene las 20 colecciones de minerales con menor IS, las 20 temperaturas estimadas de cada colección de minerales, la temperatura final estimada por el PyGeoT, las temperaturas calculadas con los geotermómetros clásicos (Na/K, cuarzo, calcedonia) y la temperatura medida en superficie.

Tabla 1. Minerales de alteración hidrotermal utilizados en las colecciones de minerales elegidas por el PyGeoT (modificada de Olguín-Martínez et al., 2022)

Grupo	Mineral
Epidota	Clinozoisita
Micas blancas	Moscovita, paragonita
Cloritas	Clinocloro
Arcillas	Caolinita, illita, Na-beidelita, Mg-montmorilonita
Prehnitas	Prehnita
Zeolitas	Heulandita, laumontita, K-clinoptilolita, wairakita
Feldespatos	Microclina, albita
Polimorfos de SiO ₂	Cuarzo, calcedonia
Carbonatos	Calcita, dolomita
Sulfatos	Yeso, anhidrita

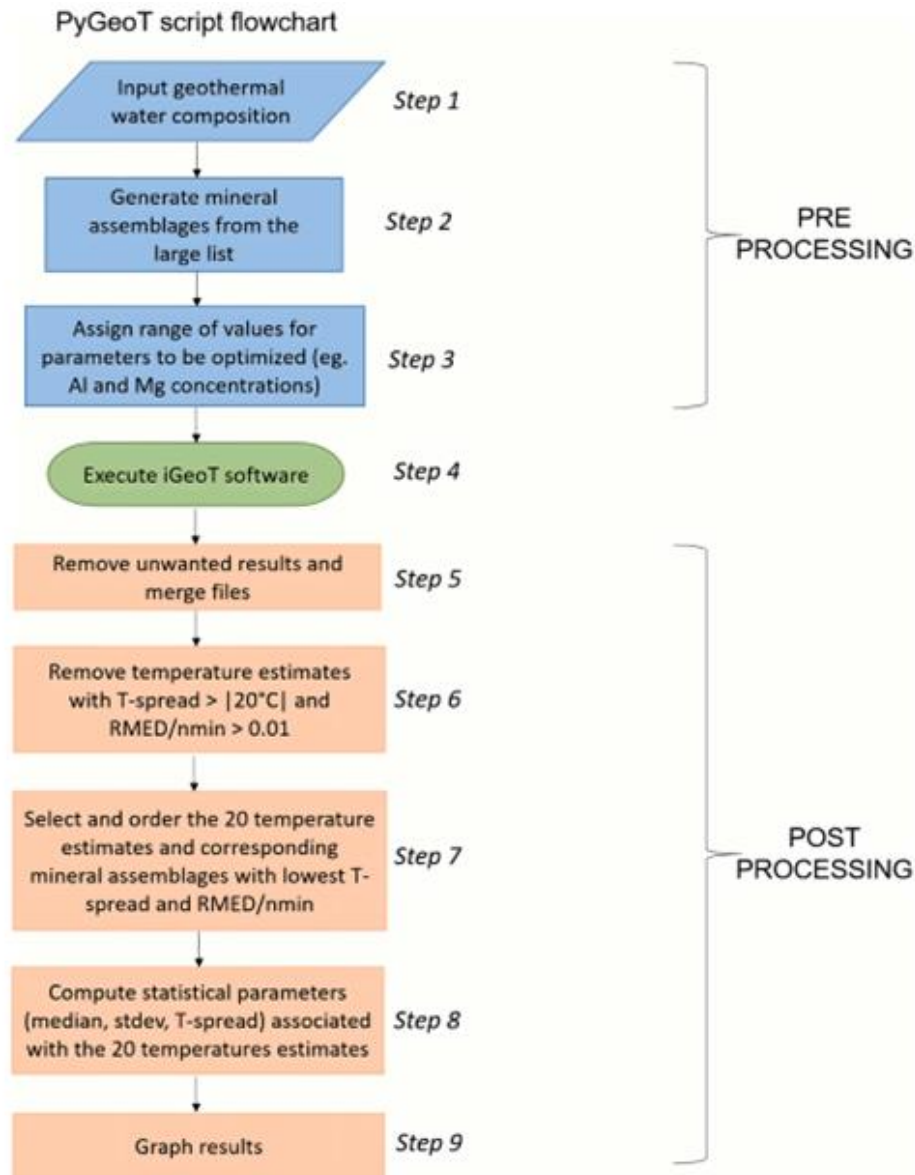
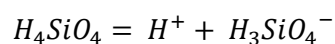
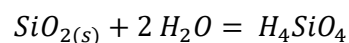


Figura 10. Diagrama de flujo de los procesos realizados por PyGeoT. Se realizó una simulación en donde el paso 3 no se ejecuta. Tomado de Oluín-Martínez et al., 2022.

2.3.3 Especiación de la sílice

El uso del geotermómetro de cuarzo y de calcedonia debe de tomar en cuenta el pH del manantial termal, ya que el H_4SiO_4 es considerado un ácido que tiende a disociarse en condiciones básicas (pH más alto; Figura 12; Cioni y Marini, 2020) y empieza a formar otras especies como el $H_3SiO_4^-$ a partir de las siguientes reacciones:



Entonces, las concentraciones de sílice disuelta que son analizadas se expresan en mg/l o ppm de SiO_2 e incluyen todas las especies formadas. Los geotermómetros de sílice utilizan la concentración de H_4SiO_4 , por lo que se debe calcular la concentración de H_4SiO_4 si tenemos un pH alto en el cual la proporción relativa de H_3SiO_4^- sea significativa.

En la Figura 11 podemos observar que las proporciones relativas de H_3SiO_4^- rebasan el 10% cuando el pH del agua es mayor a 9, a partir de donde consideramos que es oportuno calcular y utilizar la concentración de H_4SiO_4 . Este problema fue abordado por Espinoza-Peralta (2017) en donde él calcula la concentración de H_4SiO_4 a partir de la cantidad de sílice reportada en los análisis, la constante de disociación del ácido silícico, el pH y la temperatura de muestreo.

Considerando que las aguas del presente estudio tienen valores de pH desde 8.6 a 9.8, se utilizaron las concentraciones de H_4SiO_4 calculadas a partir de la especiación realizada por GeoT, para ingresarla como $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$ en las ecuaciones de los geotermómetros de cuarzo y calcedonia.

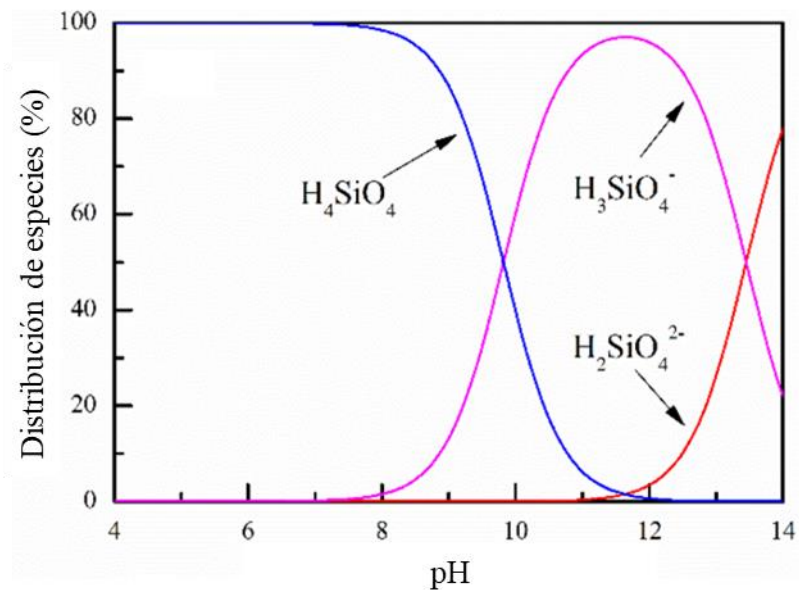


Figura 11. Distribución de las especies de $\text{SiO}_{2(\text{aq})}$ en función del pH. Modificada de Kang et al., (2017)

Capítulo 3. Resultados

3.1 Parámetros fisicoquímicos, elementos disueltos e isótopos estables

Se tomaron muestras de aguas, gases disueltos en aguas y gases burbujeantes en cinco sitios a lo largo del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, en donde se encontraron manifestaciones termales (Tabla 2). Desde el sur del sistema de fallas donde se encuentra el Rancho Juan Gilbert (RJG) en donde se tomaron dos muestras de aguas en diferentes años (RJ01 en el 2018 y RJ2B en el 2022), Rancho San Salvador (RAS), Ojos Negros (OJN02), hasta el norte donde se encontraron dos diferentes puntos con fuentes termales en el Cañón Agua Caliente al noroeste de Valle de Guadalupe (VG02 y VG102). La localización de estas manifestaciones se muestra en la Figura 12.

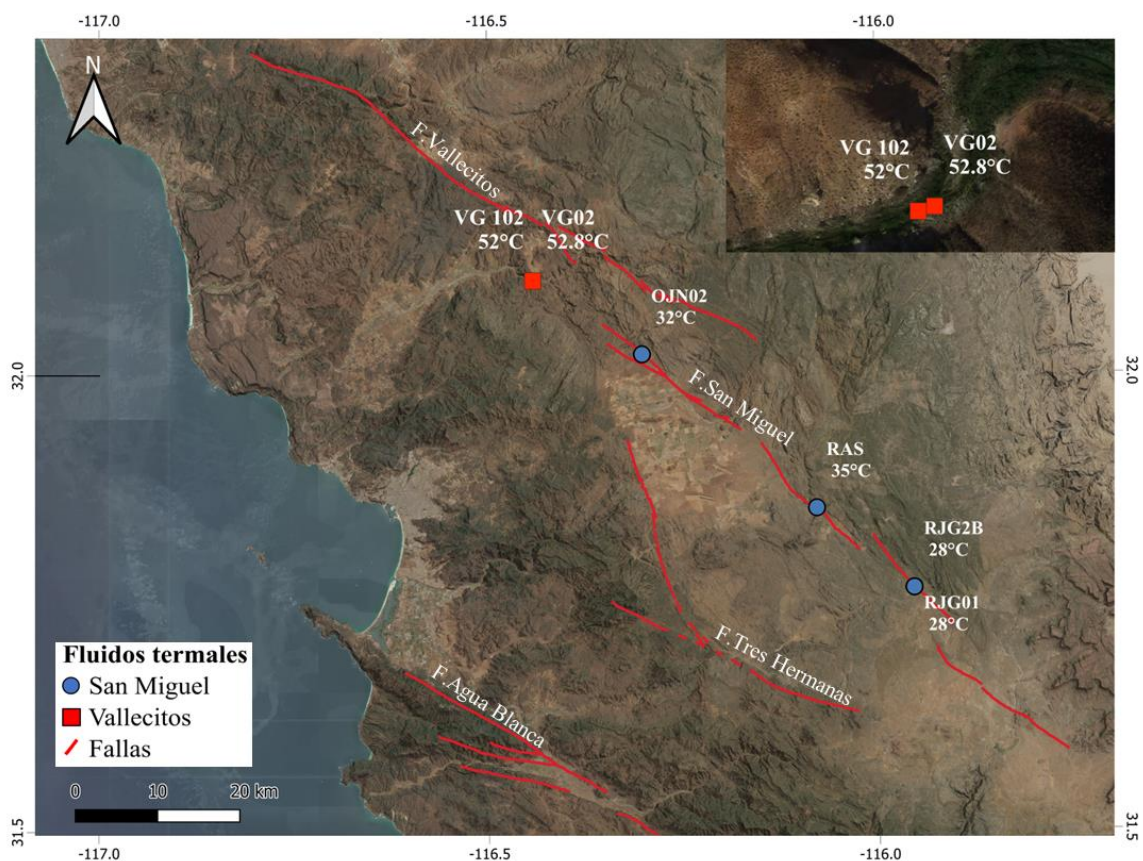


Figura 12. Ubicación de los manantiales termales muestreados en este trabajo. Los cuadros rojos pertenecen a los manantiales asociados a la falla Vallecitos y los círculos azules representan los tres manantiales termales localizados en la falla San Miguel. Se indica la temperatura de los manantiales debajo de cada nombre.

Los parámetros fisicoquímicos de las aguas se presentan en la Tabla 2. Las aguas analizadas presentan valores de pH entre 8.6 a 9.8, siendo VG02 el valor de pH más bajo comparado con las otras muestras que tienen un pH que llega a 9.8. Las temperaturas medidas van de 28°C a 52.8°C, mostrando una tendencia a incrementar la temperatura del sur al norte del sistema de fallas. El punto de RJG01 tiene una temperatura de 28°C mientras que en la muestra de RJG2B con cuatro años de diferencia, se midió la misma temperatura de 28°C. Los manantiales del cañón Agua Caliente alcanzan temperaturas ~52.8°C. Los valores de Eh varían de -70 a -243 mV, los sólidos totales disueltos (STD) van de 0.45 a 0.69 g/L, con una tendencia al incremento desde RJG01 hasta VG02.

Los valores medidos de la conductividad eléctrica van de 0.45 a 1.2 mS/cm, mostrando un incremento desde el sur al norte del sistema de fallas. Las manifestaciones termales con valores altos de conductividad (1.2 mS/cm) también son las que presentan las temperaturas medidas más altas, 52 y 52.8°C respectivamente (VG102 y VG02).

En la Tabla 2 se muestran las concentraciones de los elementos mayores disueltos. Se observa que hay una tendencia a aumentar las concentraciones de los cationes y aniones, donde encontramos los valores más bajos en la muestra de RJG01 y los más altos en las muestras analizadas del cañón Agua Caliente. Las concentraciones de los cationes Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} , varían de 68.6 – 207.6 mg/L, 0.6 – 3.0 mg/L, 0.004 – 3.581 mg/L y 0.9 a 23.0 mg/L, respectivamente. En el caso de los aniones, Cl^- , alcalinidad total (A.T.) y SO_4^{2-} , las concentraciones se encuentran en los rangos de 51.2 – 297.8 mg/L, 39.0 – 136.6 mg/L y 38.0 – 63.0 mg/L, respectivamente. Con relación al SiO_2 , las concentraciones aumentan desde 39.9 a 47.9 mg/L. Los valores del Al varían desde 0.013 hasta 0.041 mg/L.

Las concentraciones de los aniones y cationes se graficaron en diagramas ternarios para poder visualizar las proporciones relativas de los elementos como se muestra en las figuras 13 y 14. El catión dominante en todas las muestras es el Na, que varía desde 68.6 hasta 207.6 mg/L. En la Figura 14 se puede observar que la proporción relativa de Ca es mayor en los puntos VG02 y VG102 a comparación con los demás puntos, observándose un aumento de sur a norte. Respecto a los aniones, RJG01 y OJN02 muestran proporciones relativas similares en los tres aniones graficados en la Figura 14, mientras que RAS, VG02 y VG102 son aguas con Cl dominante llegando a concentraciones de hasta 297.8 mg/L en las muestras del cañón Agua Caliente.

Tabla 2. Parámetros fisicoquímicos medidos en el campo y elementos mayores disueltos en las aguas expresados en mg/L. Las muestras con asterisco (*) están asociados a la falla Vallecitos y fueron reportados por Barry et al. (2020).

Falla geológica	Nombre	ID sample	Grupo	Fecha de muestreo	Coordenadas	Elevación	T (°C)	pH	σ (mS/cm)	Eh (mV)	STD (g/L)	Na ⁺ (mg/L)	K ⁺ (mg/L)	Mg ²⁺ (mg/L)	Ca ²⁺ (mg/L)	Cl ⁻ (mg/L)	A.T. (mg/L)	SO ₄ ²⁻ (mg/L)	SiO ₂ (mg/L)	Al (mg/L)
San Miguel	Rancho Juan Gilbert	RJ01	1	10/3/2018	599111 3514911	1276	28.0	9.8	0.45	-218	0.22	68.6	0.6	0.004	0.9	51.2	39.0	38.0	39.9	0.02866
	Rancho Juan Gilbert	RJ2B		5/7/2022	599111 3514911	1276	28.0	9.8	0.45	-465	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	Rancho San Salvador	RAS		31/5/2019	587259 3524510	948	32.0	9.3	0.58	-70	0.31	107.2	1.6	0.017	2.6	107.4	41.5	36.6	29.7	0.03942
	Ojos Negros	OJN02		10/3/2018	565978 3543076	702	35.0	9.4	0.67	-133	0.36	122.4	0.9	0.017	4.0	87.4	63.0	62.9	32.0	0.01311
Vallecitos	Cañon de Guadalupe	VG02	2	10/1/2018	552710 3551980	403	52.8	8.6	1.26	-150	0.69	207.6	2.9	3.581	23.0	297.8	68.0	63.0	47.1	0.01819
	Cañon de Guadalupe	VG102		10/1/2018	552690 3551974	398	52.0	9.1	1.2	-243	0.63	202.7	2.6	0.083	16.0	290.2	39.0	57.4	47.9	0.04123
	Arroyo de Guadalupe*	BAJA-21*		2015	552710 3551980	-	52.0	8.5	-	-	0.64	204.0	3.0	3.000	<1.0	278.0	55.2	56.0	-	-
	Santa Minerva*	BAJA-12*		2014	552710 3551980	-	58.3	9.3	-	-	0.34	97.0	1.8	<1.0	1.3	56.0	136.6	45.0	-	-

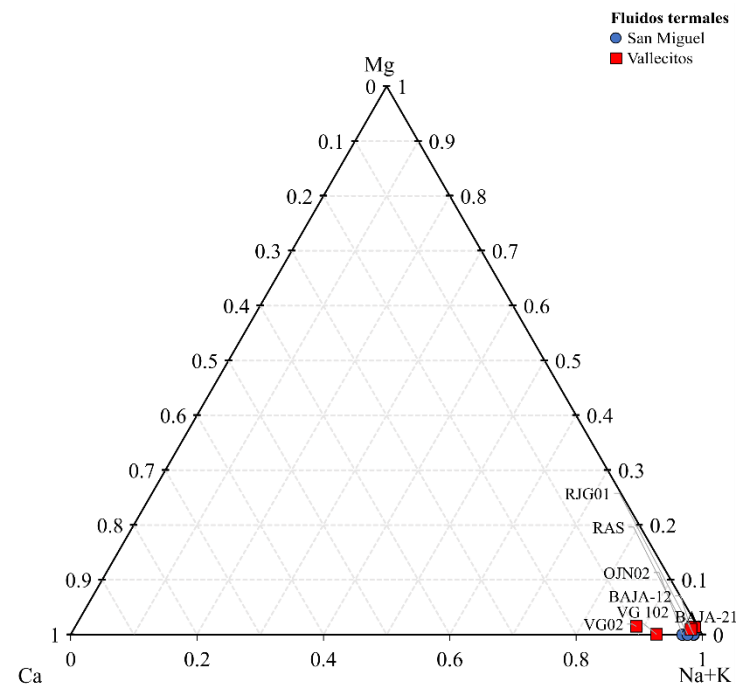


Figura 13 Diagrama ternario de cationes. Los recuadros rojos representan las muestras asociadas a la falla Vallecitos y los círculos azules a los manantiales localizados en la falla San Miguel. Se colocaron los resultados de dos muestras de Barry et al. 2020, adquiridas en manantiales asociados a la falla Vallecitos (BAJA-21 y BAJA-12) para comparar su composición química con dos de nuestros manantiales también asociados a la falla Vallecitos (VG02 y VG102)

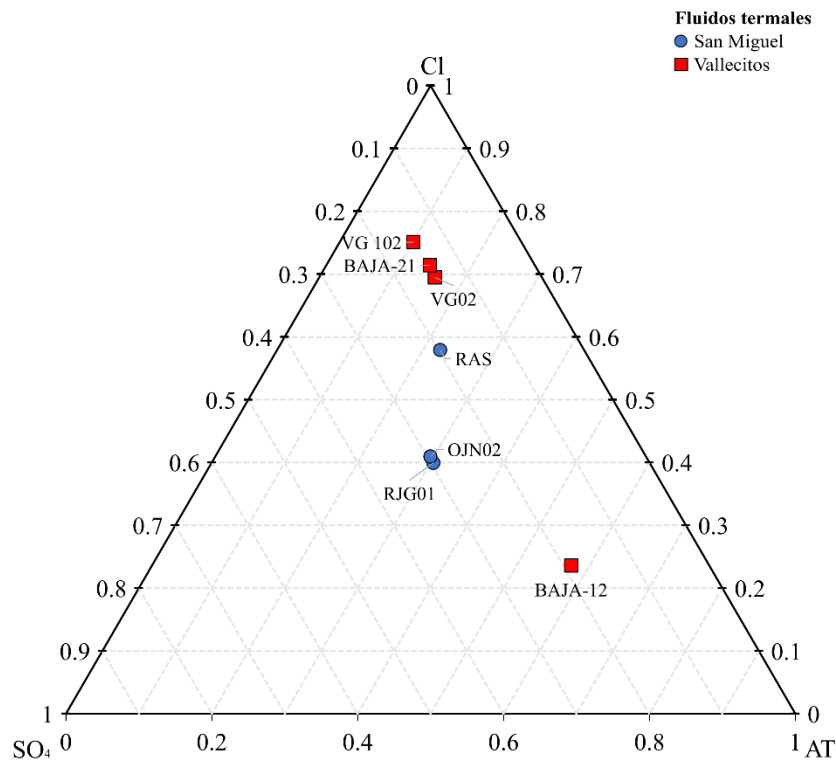


Figura 14 Diagrama ternario de aniones. Los recuadros rojos representan las muestras asociadas a la falla Vallecitos y los círculos azules a los manantiales localizados en la falla San Miguel. Se colocaron los resultados de dos muestras de Barry et al. 2020, adquiridas en manantiales asociados a la falla Vallecitos (BAJA-21 y BAJA-12) para comparar su composición química con dos de nuestros manantiales también asociados a la falla Vallecitos (VG02 y VG102).

Según su ubicación geográfica se propuso clasificarlas en dos grupos. El grupo 1, que se encuentra desde el sur de la falla San Miguel hasta el norte de esta, formado por RJG01, OJN02 y RAS se caracteriza por tener pH básico, en el rango de 9.3 hasta 9.8, las temperaturas más bajas que aumentan desde 28° hasta 35°C. La conductividad de este grupo varía entre 0.45 y 0.67 mS/cm. Los STD varían de 0.22 a 0.36 g/L. Respecto a las elevaciones donde se tomaron las muestras, el punto más alto, 1276 m.s.n.m., fue en RJG01 y las elevaciones van disminuyendo hasta 702 m.s.n.m. en OJN02. Respecto a la composición química, sus aguas son dominantes en Na, y por parte de los aniones, RJG01 y OJN02 tienen proporción relativa similar de cloruros, sulfatos y alcalinidad total. En RAS a diferencia de los otros dos manantiales que pertenecen a este grupo, se observa que hay un aumento significativo en los cloruros, más del 50% con respecto a RJG01, por lo que en el diagrama ternario donde se colocan los tres aniones, se ve que el anión dominante en esta agua es el cloro.

El grupo 2 que se ubica al norte de la falla San Miguel y al oeste de la falla Vallecitos, está constituido por VG102, VG02, aguas en donde se midieron las temperaturas más altas (alrededor de 52°C) y la conductividad eléctrica de VG102 y VG02 llega hasta 1.26 mS/cm, siendo estos manantiales los más conductivos de los dos grupos. El pH en estas aguas es menor en comparación con las del grupo 1, ya que en VG02 el pH es de 8.6. Los STD son más altos en este grupo, alcanzando un valor de 0.69 g/L. La elevación en la que se encuentran los manantiales VG102 y VG02, donde se tomaron las muestras son los puntos más bajos (398 y 403 m.s.n.m.), ya que se encuentran en un valle. En estas aguas el catión dominante es el Na, pero se observa un aumento en la proporción relativa del Ca en los manantiales VG102 y VG02, por lo que en la Figura 13 estos puntos se ven ligeramente separados de los del grupo 1. En este grupo, el anión dominante en dos de las aguas (VG102, VG02) es el Cl, teniendo una concentración que llega hasta 297.8 mg/L.

3.2 Isótopos estables

Los resultados de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se presentan en la Tabla 3. En el grupo 1 los valores de $\delta^{18}\text{O}$ varían de -8.92 a -8.14 ‰ mientras los de $\delta^2\text{H}$ van de -59.52 hasta -54.21 ‰. Con respecto a las muestras del grupo 2, el $\delta^{18}\text{O}$ varía de -7.34 a -7.48 ‰ y el $\delta^2\text{H}$ va de -48.99 hasta -59.52, mostrando una diferencia de -0.39 ‰ entre las dos muestras. En la Figura 15 se observa que las muestras del grupo 2 grafican muy cerca de la “Global Meteoric Water Line” (GMWL).

Tabla 3. Isótopos estables tomados en los manantiales termales del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos.

Falla geologica	Nombre	Grupo	Muestra	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
San Miguel	Rancho Juan Gilbert	1	RJG01	-59.52	-8.92
	Rancho San Salvador		RAS	-55	-7.8
	Ojos Negros		OJN02	-54.21	-8.14
Vallecitos	Cañon de Guadalupe	2	VG 102	-48.99	-7.48
	Cañon de Guadalupe		VG02	-49.38	-7.34

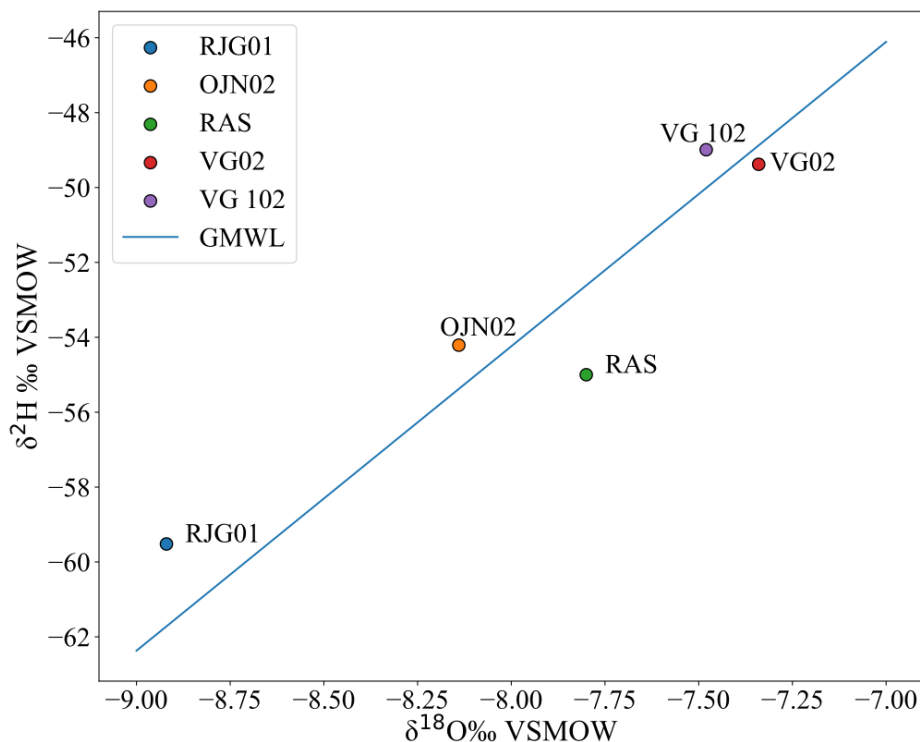


Figura 15. Composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras de agua de los manantiales asociados al sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Todas las muestras se acercan a la “Global Meteoric Water Line” GMWL, indicando que el origen de estas aguas es principalmente meteórico.

3.3 Composición química de los gases

En las tablas 4 y 5 se muestra la composición química de los gases disueltos y burbujeantes expresadas en unidades de presiones parcial (atm). Los análisis se llevaron a cabo siguiendo el procedimiento explicado en el capítulo 2.4. Los gases más abundantes encontrados en estos manantiales van desde la especie predominante hasta la que tiene menores concentraciones: N_2 , Ar, O_2 , CH_4 y CO_2 . El H_2 y el CO_2 se encontraron debajo del límite de detección (bdl) del equipo analítico.

Tabla 4. Composición química de los gases disueltos en las muestras de la falla San Miguel. A partir de la concentración de gases disueltos se calculó la presión parcial de equilibrio de los gases.

Falla geológica	Grupo	Sample	Gases disueltos								Presión total
			$^4\text{He}(\text{MS})$	H_2	N_2	O_2	CO	CH_4	CO_2	Ar	
San Miguel	1	RJG2B	2.38E-04	bdl	9.76E-01	4.71E-03	bdl	1.71E-03	1.24E-04	1.53E-02	1
		RAS	2.94E-04	bdl	9.75E-01	1.54E-02	bdl	3.26E-04	6.16E-05	8.93E-03	1

Los gases en las muestras analizadas tienen una composición dominada por nitrógeno, según se puede observar en la Figura 16, donde las concentraciones de CO₂ son muy bajas por lo que para poder visualizar las diferencias gráficas de las proporciones relativas de los gases el CO₂ fue multiplicado por 1000. Se colocó la composición química del aire (CO₂, N₂ y O₂; 3.50E-04, 7.80E-01 y 2.10E-01 atm) como referencia para observar si las muestras mostraban proporciones relativas de CO₂, N₂ y O₂ similares a las del aire.

Tabla 5. Composición química de los gases burbujeantes en las muestras de la falla San Miguel y Vallecitos

Gases burbujeantes											
Presiones parciales calculadas y reportadas a 1atm											
Falla geológica	Grupo	Sample	⁴ He(MS)	H ₂	N ₂	O ₂	CO	CH ₄	CO ₂	Ar	Presión total
San Miguel	1	RJG1-C	7.97E-04	bdl	9.83E-01	2.00E-04	4.00E-06	1.11E-03	4.79E-04	1.10E-02	1
		RJG01	8.28E-04	bdl	9.57E-01	1.26E-03	bdl	1.05E-03	1.20E-04	1.26E-02	1
		OJN02	6.38E-04	bdl	9.56E-01	8.80E-04	bdl	6.27E-04	1.20E-04	1.10E-02	1
Vallecitos	2	VG 102	2.51E-03	bdl	9.72E-01	2.92E-03	bdl	2.88E-03	1.30E-04	1.21E-02	1
		VG02	2.51E-03	bdl	9.69E-01	2.09E-03	bdl	2.74E-03	2.80E-04	1.27E-02	1

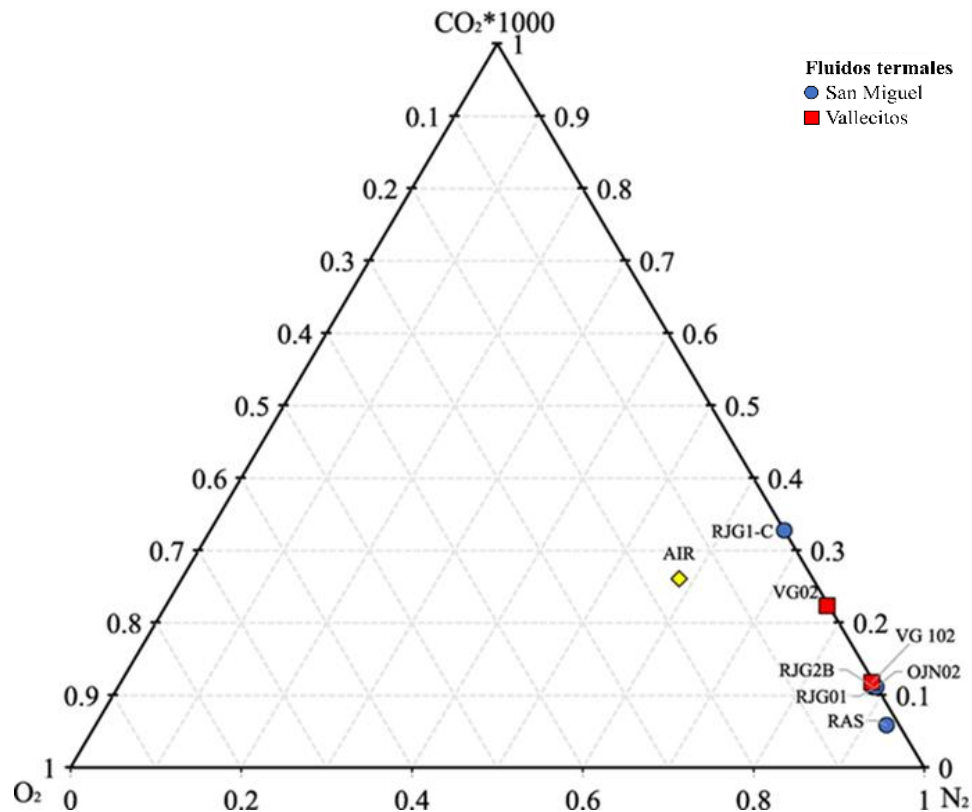


Figura 16. Composición química de gases disueltos y burbujeantes analizados en los manantiales termales del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Se puede observar que el gas que predomina en estos manantiales es el nitrógeno, se colocó la composición química del aire para identificar si alguna muestra tenía una composición similar.

3.4 Composición isotópica de He y relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$

La composición isotópica del He y la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ se muestra en la Tabla 6. La concentración de He es variable, los valores más altos, de hasta 2510.37 ppmV, se encuentran en los manantiales de la falla Vallecitos (VG02 y VG102) a diferencia de los puntos muestreados en la falla San Miguel que tiene contenidos variables que van desde 237.65 hasta 828.07 ppmV.

La composición isotópica del He y la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ se muestra en la Tabla 6. Las relaciones isotópicas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ tienen variaciones desde 0.12 hasta 0.52 Ra. Los manantiales del grupo 1 arrojan valores desde 0.05 hasta 0.30 Ra, mientras que los manantiales del grupo 2 tienen valores de 0.51 y 0.52 Ra. La relación isotópica de $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ varía desde 8.43 hasta 206.21, todas muestran valores mayores a la relación del aire (0.2882; Sano and Wakita, 1985).

Tabla 6. Composición isotópica de los gases muestreados en los manantiales termales. Las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ se expresan como R/Ra, donde R es la relación isotópica mencionada anteriormente normalizada por la relación isotópica del aire (1.39×10^{-6}). Los valores Rc/Ra están representando la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregido por el aire. El ^3He , ^4He y el ^{20}Ne están expresados en ppmV.

Falla geológica	Sample	Type	Grupo	R/Ra	Rc/Ra	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$	^3He	^4He	^{20}Ne
San Miguel	RJG01	Burbujeante	1	0.05	0.04	46.57	6.96E-08	5.76E-05	828.07	17.78
	RJG2B	Disuelto		0.12	0.09	8.43	1.62E-07	3.86E-05	237.65	28.19
	RAS	Disuelto		0.17	0.15	19.06	2.32E-07	6.82E-05	293.54	19.06
	OJN02	Burbujeante		0.30	0.29	38.51	4.13E-07	2.64E-04	638.39	16.58
Vallecitos	VG02	Burbujeante	2	0.51	0.51	201.99	7.06E-07	1.77E-03	2509.28	12.42
	VG102	Burbujeante		0.52	0.52	206.21	7.23E-07	1.82E-03	2510.37	12.17

3.5 Geología del área

Los manantiales termales estudiados se encuentran en la parte central del Cinturón Batolítico Peninsular. Las rocas que afloran en el área de estudio son ígneas intrusivas en su mayoría (Figura 17) y en general son granitoides.

De acuerdo con la clasificación tectonoestratigráfica de Gastil et al. (1975), los manantiales termales se localizan en rocas batolíticas (tonalitas, granodioritas, gabros, dioritas). En el campo se observaron las rocas cercanas al manantial que se encuentra en el Rancho Juan Gilbert (RJG01), esta manifestación termal está ubicada al sur de la falla San Miguel. También se hizo un reconocimiento macroscópico de las rocas localizadas en las cercanías de los manantiales VG02 y VG102 ubicados al norte de la falla San Miguel y al oeste de la falla Vallecitos, en el cañón Agua Caliente.

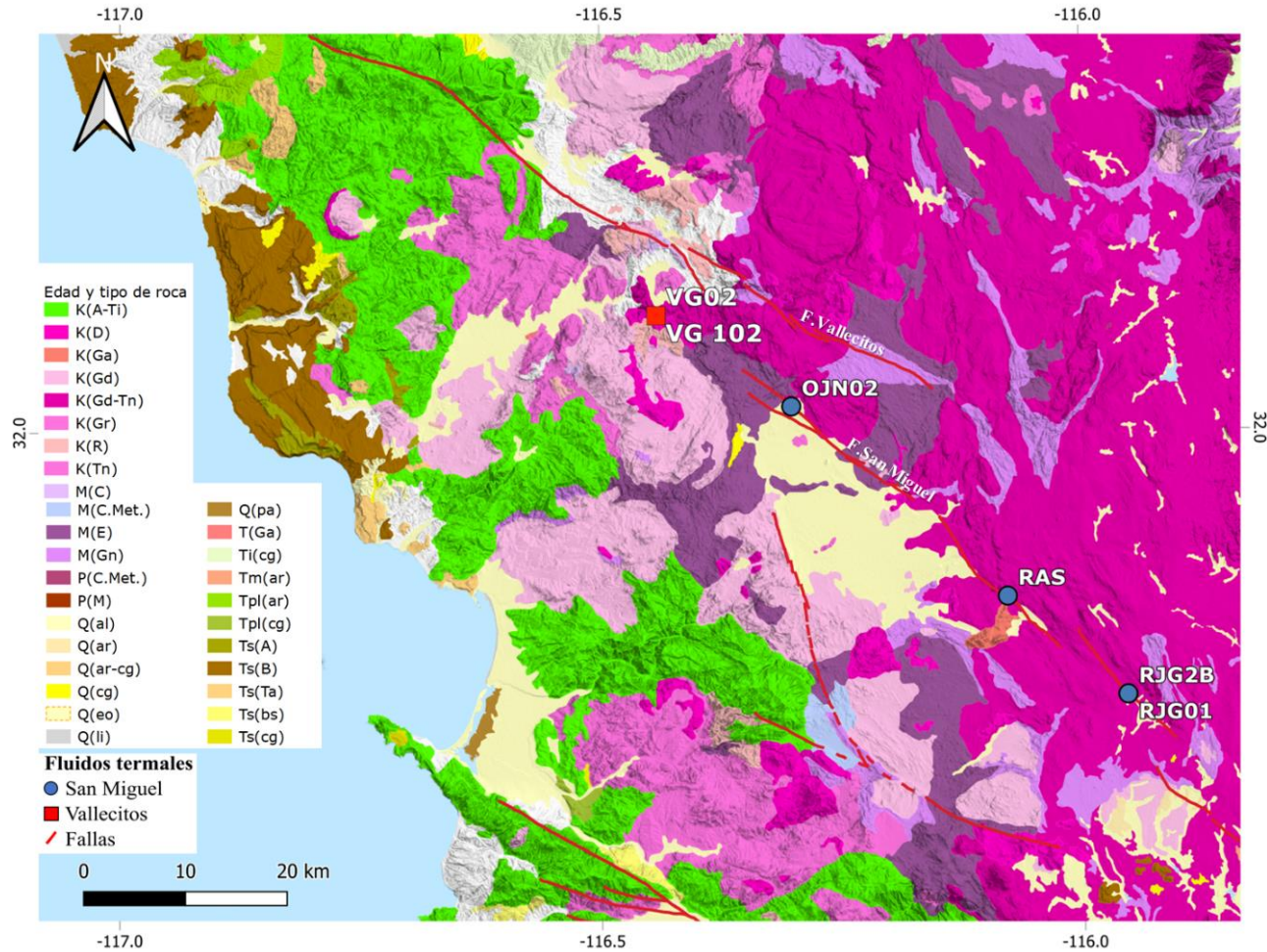


Figura 17. Geología de la parte noroeste de Baja California. Los colores representan el tipo de roca y los nombres en la leyenda hacen referencia a la edad y tipo de roca. El cuadro rojo y los círculos azules son los manantiales termales muestreados para este estudio. De acuerdo con este mapa, los manantiales se encuentran en zonas donde afloran rocas ígneas intrusivas de tipo granodiorita-tonalita, diorita, gabro del Cretácico (K-Gd-Tn; K-D, K-Ga), Modificado de Gámez (2015)

En la Figura 18 se muestran las rocas que vimos en el campo y pudimos identificar que las rocas en la zona del Rancho Juan Gilberto son tonalitas mientras que las rocas circundantes a los manantiales del cañón Agua Caliente son granitoides félsicos intrusionados por diques máficos.

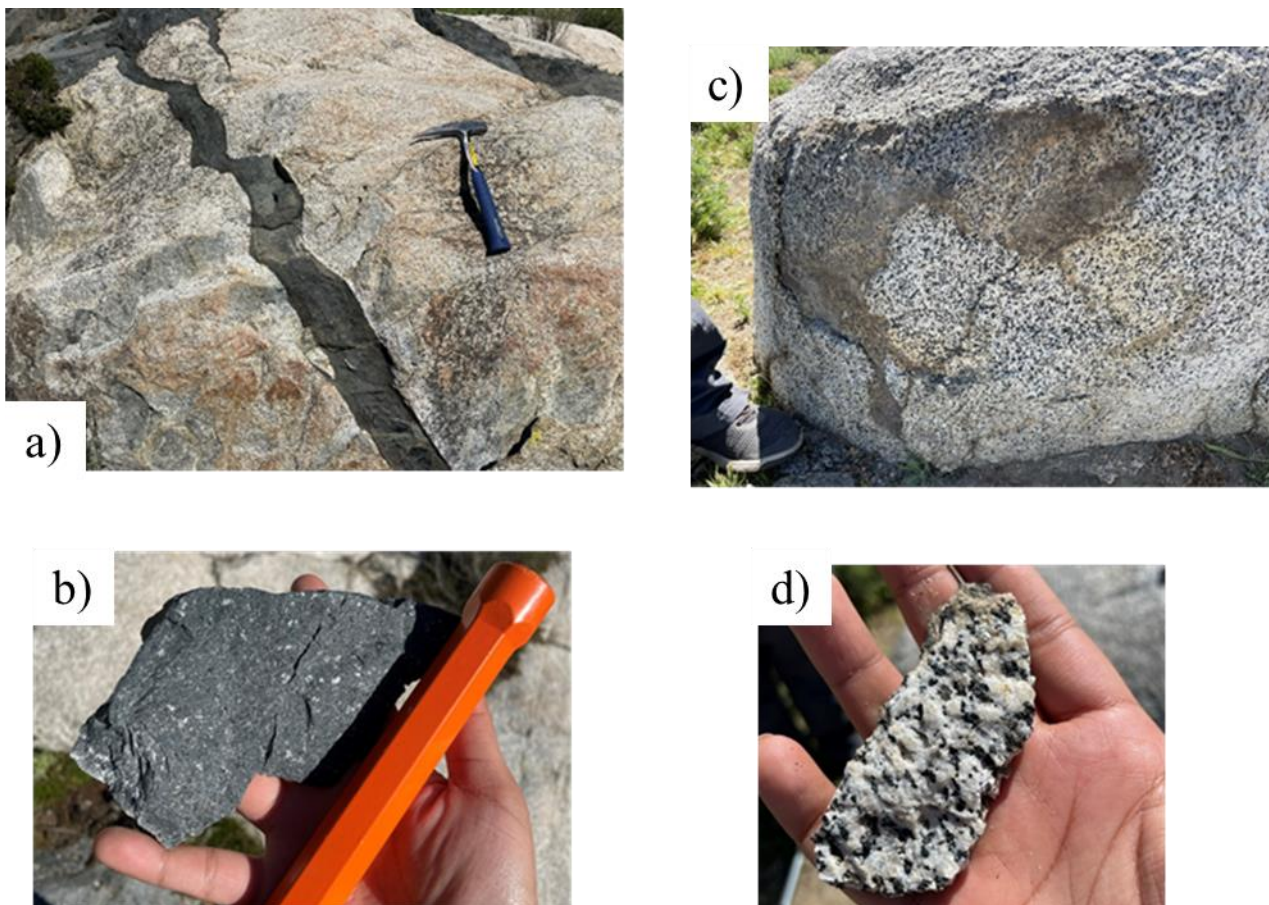


Figura 18 Rocas que afloran en el área circundante a los manantiales termales. Se observaron e identificaron macroscópicamente los siguientes tipos de rocas: a y b) Granitoides en el área de VG02 y VG102, en el cañón Agua Caliente. c y d) Tonalita en el rancho Juan Gilberto (RJG01) en la falla San Miguel.

Capítulo 4. Discusión

4.1 Composición química del agua

Las manifestaciones termales estudiadas a lo largo de la traza del sistema de falla San Miguel-Vallecitos, muestran a partir de los parámetros fisicoquímicos y la composición química de las aguas antes presentadas, que hay un patrón de evolución de las aguas de los manantiales desde el sur de la falla San Miguel hasta el norte de esta y al oeste de la falla Vallecitos. El manantial (RJG01) ubicado en la parte sur de la falla San Miguel, tiene los valores de temperatura y conductividad eléctrica más bajos de las aguas estudiadas (Figura 19). En el grupo 2 se encuentra la temperatura más alta (52.8°C) y la más alta conductividad eléctrica. De sur a norte del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos, las temperaturas aumentan al igual que la conductividad eléctrica (Tabla 2; Figura 19). El proceso que puede justificar el aumento de la conductividad eléctrica puede ser la disolución de las rocas que interactúan con el fluido durante su trayecto, ya que al tener más elementos disueltos en el fluido provocaría el aumento de la conductividad eléctrica en los manantiales del grupo 2 (VG01 y VG102).

Las aguas del grupo 1 se caracterizan por ser dominantes en Na y con proporciones similares de SO_4 , Cl y alcalinidad total, mientras las aguas del grupo 2 son dominantes en Na-Cl. Las aguas del grupo 2 se caracterizan por tener una proporción relativa de Ca mayor, respecto a las aguas del grupo 1. La relación molar Ca/SO_4 de VG02 es de 0.87, la cual se acerca a la relación molar de los minerales yeso/anhidrita. La posible interacción con estos minerales podría justificar esta relación molar de Ca/SO_4 encontrada en el Cañón Agua Caliente. Un aumento de la concentración del Ca podría ser también debido a la disolución de calizas, sin embargo, no se reporta en la literatura presencia de estos minerales en superficie. Cabe destacar que las muestras de la falla San Miguel tienen relaciones molares Ca/SO_4 diferentes con valores comprendidos entre 0.06 y 0.17 (Figura 20).

Se conocen los parámetros fisicoquímicos y la composición de los elementos mayores disueltos en 2 manantiales termales (BAJA-21 y BAJA-12) asociados a la falla Vallecitos por Barry et al. (2020), los cuales se graficaron en los diagramas ternarios de cationes y aniones (figuras 13 y 14) para poder compararlas con las muestras analizadas en este trabajo. El agua termal BAJA-21 fue muestreada en el 2015 y las aguas termales de VG02 y VG102 del presente estudio fueron muestreadas en el 2018 y deberían corresponder

al sitio BAJA-21. El pH de BAJA-21 es de 8.5 y la temperatura medida fue de 52°C, consistente con los valores medidos para este trabajo en VG02 y VG102.

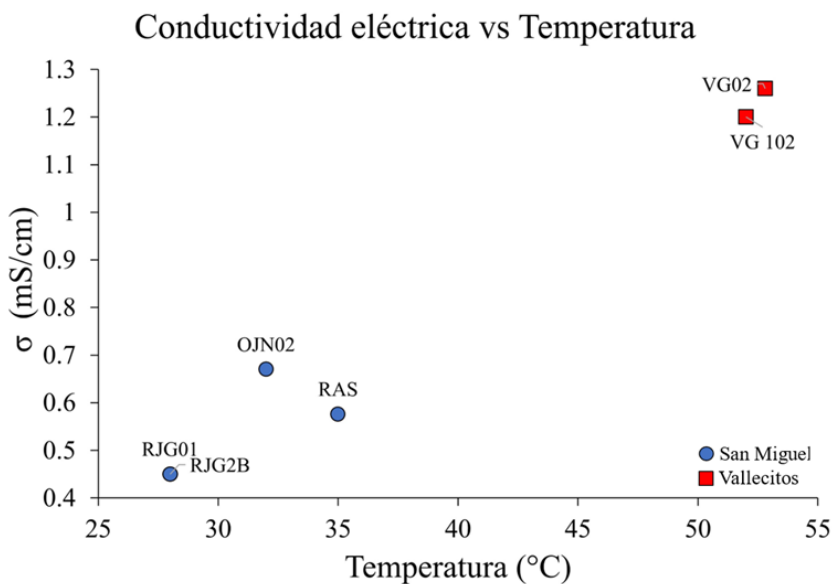


Figura 19. Conductividad eléctrica vs temperatura de los manantiales termales muestreados en el sistema de fallas San Miguel-Vallecitos. Se observa que el grupo 1 tiene las temperaturas más bajas que se midieron en campo y los valores de conductividad más bajos de todos los manantiales muestreados. El grupo 2, tiene las temperaturas más altas de todo el sistema y también le corresponden los valores más altos de conductividad.

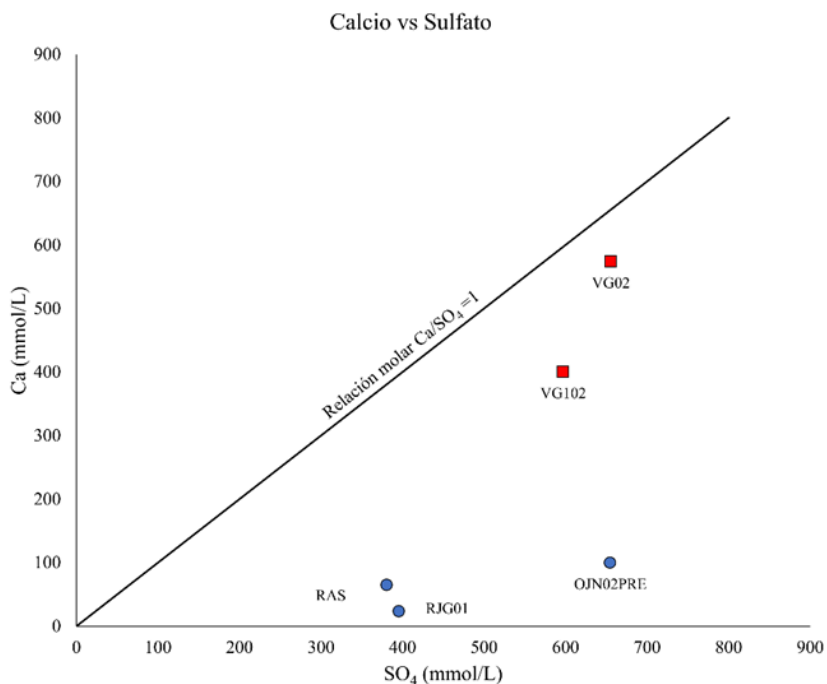


Figura 20. Relación molar calcio/sulfato. Las aguas del grupo 1 se encuentran más alejadas de esta relación molar mientras que las aguas del grupo 2 se acercan más a la línea de la relación molar calcio/sulfato lo que podría indicar una posible interacción con algún mineral que tenga esta composición, en este caso VG02 tiene una mayor concentración de Ca a comparación de todas las muestras por lo que la interacción podría deberse a una posible intrusión de calizas.

Los STD están en el orden de 0.64 g/L, similar a los que fueron calculados con nuestras muestras. Respecto a la composición química del agua, se observa que las proporciones relativas de los elementos graficados en las figuras 14 y 15 son semejantes a los que se presentan en este trabajo (VG02 y VG102), donde el catión dominante en el agua es el Na (204 mg/L) y el anión dominante es el Cl (278.0 mg/L). Diferentemente de la muestra BAJA-21 en la cual reportan concentraciones de $\text{Ca} < 0.1$ mg/L, en nuestro estudio las aguas del Cañón Agua Caliente tienen concentraciones de Ca hasta 22.98 mg/L.

En un periodo de 3 años la composición química y los parámetros fisicoquímicos no han sufrido variaciones grandes entre los manantiales VG02, VG102 y BAJA-21, consideramos que no ocurrieron nuevos procesos naturales que cambiaron la composición del agua (procesos de mezcla, precipitación/disolución de minerales). La temperatura sigue siendo la misma y se mantuvo constante durante un periodo de tres años.

En el caso de la muestra BAJA-12, la cual se ubica al sur de la falla Vallecitos, los valores de temperatura y el pH son ligeramente más altos (58°C y 9.3, respectivamente) respecto a los medidos en el Cañón Agua Caliente (VG02, VG102 y BAJA-21). BAJA-12 tiene menor STD (0.34 g/L), el cual nos indica que posiblemente el grado de interacción agua-roca es menor respecto a las aguas del Cañón Agua Caliente. Además, se diferencia por tener los aniones dominados por la alcalinidad total a pesar de ser dominante en Na como las otras muestras del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos.

4.2 Cálculo de la altitud promedio de la recarga

Utilizando los isótopos estables (O) del agua, se calculó la altitud promedio de la recarga de los manantiales, la cual se comparó con la altitud a la cual se encuentran los manantiales termales (Liotta et al., 2004; Inguaggiato et al., 2010; Kretzschmar and Frommen, 2013). El efecto de la altitud es considerado un factor importante que disminuye la relación isotópica al aumentar la altitud, provocando que los isótopos de ^{18}O se empobrezcan (Clark y Fritz, 1997). Gracias a esta comparación es posible determinar la diferencia de altitud entre la salida del manantial y la altitud de la recarga promedio que alimenta el manantial.

Utilizando la línea de altitud isotópica de Baja California (Kretzschmar and Frommen, 2013) se calculó la altitud promedio de recarga de cada manantial. Esta es una relación empírica desarrollada a partir de muestras de precipitación recolectadas en Baja California.

$$\delta^{18}O = (-0.25 * altitud) - 5 \quad (16)$$

El gradiente altitudinal de $\delta^{18}O$ esta descrito por una regresión lineal (ecuación 16), la cual implica un gradiente vertical de -0.25 ‰ cada 100 metros.

En la Figura 21 se observa la línea isotópica de Baja California que representa el gradiente del $\delta^{18}O$ en función de la temperatura (Kretzschmar and Frommen, 2013) y se graficaron los valores de $\delta^{18}O$ y la altitud de muestreo de los manantiales. Considerando que ninguna muestra se grafica lo largo de la recta, podemos observar que la recarga ocurrió a altitudes mayores a las medidas en el muestreo.

Las mayores diferencias entre la altitud calculada de recarga y la altitud del manantial se identificaron en los manantiales de OJN02 y los del Valle de Guadalupe (VG02 y VG102; Tabla 7) que por el cálculo realizado se estima que la recarga ocurrió alrededor de 550m más altos respecto a la elevación de los manantiales.

Los manantiales del Cañón Agua Caliente se ubican en un valle, por lo que la altitud medida en estos manantiales son las más bajas a comparación de RJG01 que fue muestreada en una zona más alta (1276 m.s.n.m). En el caso de los otros manantiales RAS y RJG01, la diferencia entre la elevación calculada de recarga y la del manantial es de 176 y 302 m.s.n.m., respectivamente. Se espera que la recarga ocurra en las zonas más altas y el agua emerja en las zonas donde haya permeabilidad en medio fracturado donde hay fallas principalmente.

Tabla 7. $\delta^{18}O$, elevación a la cual se encuentra el manantial muestreado, elevación promedio calculada de la recarga y diferencia entre elevaciones de muestreo y recarga del manantial.

Grupo	NOMBRE	Grupo	Muestra	δ^2H (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	Elevación (m.s.n.m)	Elevación calculada (m.s.n.m)	Diferencia entre elevaciones
SAN MIGUEL	Rancho Juan Gilbert	1	RJG01	-59.52	-8.92	1276	1578	302
	Rancho San Salvador		RAS	-55.00	-7.80	948	1124	176
	Ojos Negros		OJN02	-54.21	-8.14	702	1266	564
VALLECITOS	Cañón de Guadalupe	2	VG02	-49.38	-7.34	403	935	532
	Cañón de Guadalupe		VG 102	-48.99	-7.48	398	995	597

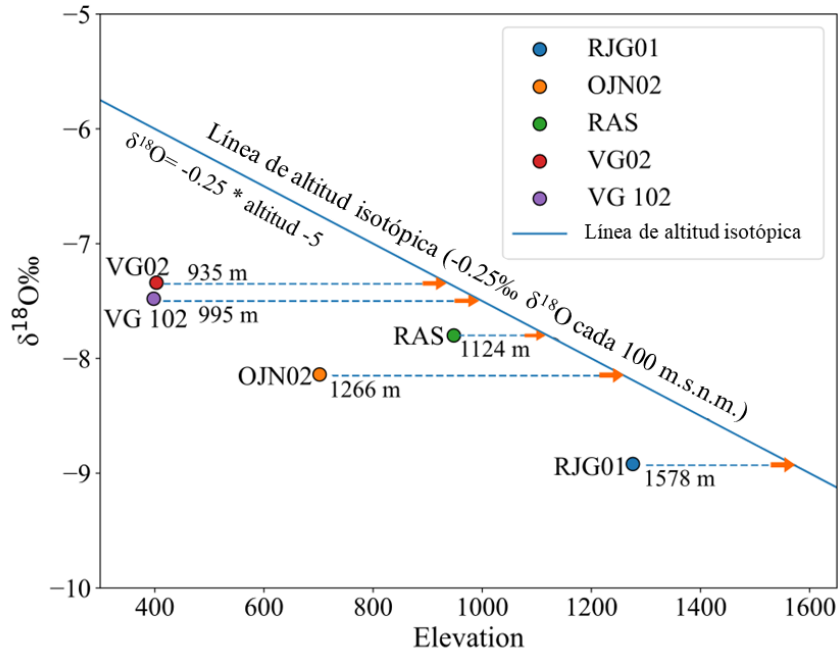


Figura 21. $\delta^{18}\text{O}$ vs elevación de los manantiales termales muestreados, se colocó la línea de altitud isotópica de Baja California (Kretzschmar y Frommen, 2013) para comparar y ver donde ocurrió la recarga de estos manantiales. Sobre las líneas punteadas se coloca la elevación promedio de la recarga calculada. Los manantiales del grupo 1 son los más empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y los que tienen una menor diferencia de elevación entre la medida y calculada. Los manantiales del grupo 2 son los menos empobrecidos en $\delta^{18}\text{O}$ y los que se recargaron a una elevación mucho mayor a los que fueron muestreados.

4.3 Geotermometría de solutos y multicomponente

La temperatura profunda de equilibrio de las aguas termales se calculó utilizando el método de la geotermometría multicomponente utilizando el código GeoT (Spycher et al., 2014) y el pre y post-procesado con el código PyGeoT (Olguín-Martínez et al., 2022) y también utilizando los geotermómetros “clásicos” Na/K, cuarzo y calcedonia (Fournier, 1977; Fournier y Potter, 1982; Giggenbach 1988).

Los geotermómetros clásicos han sido utilizados para la estimación de la temperatura profunda de reservorios de alta temperatura donde se asume que alcanzaron el equilibrio entre fluidos y minerales como albita o microclina, que participan en la reacción química en la que están basados los geotermómetros (Fournier, 1977; Giggenbach, 1988). En reservorios de baja temperatura (<100°C), el equilibrio entre los fluidos y los minerales ocurre de manera parcial o no sucede debido a que la interacción entre fluido-roca ocurre más lentamente que en los sistemas de alta temperatura (Fournier, 1977;

D'Amore y Panichi, 1985), por lo que la estimación de temperatura con estos geotermómetros puede no reflejar la temperatura profunda de los fluidos.

Otra de las situaciones que sucede con los geotermómetros clásicos es que fueron calibrados a diferentes temperaturas, por ejemplo, el geotermómetro de Na/K (Giggenbach, 1988) fue calibrado a temperaturas $>180^{\circ}\text{C}$ por lo que la estimación de temperatura en reservorios de baja temperatura puede no ser la correcta. Mientras que, los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calibrados a temperaturas $<330^{\circ}\text{C}$ y de $20\text{-}250^{\circ}\text{C}$, respectivamente (Fournier, 1977; Fournier y Potter, 1982).

Por otra parte, la geotermometría multicomponente aplicada con el código PyGeoT automatiza la elección de diferentes colecciones de minerales que posiblemente puedan encontrarse en el reservorio y con ellos, se estima la temperatura. Esta metodología fue comprobada con diferentes panoramas de aplicación (composiciones sintéticas de aguas, con una base de datos geotérmicos con muchas composiciones químicas de aguas, sistemas costeros), donde el PyGeoT fue capaz de resolver bien las temperaturas estimadas.

Olgúin-Martínez et al., 2022 evaluó la aplicación del código PyGeoT en sistemas de baja-mediana temperatura (Basin and Range, E.U.A.) donde se conocían las temperaturas del fondo de pozo y la mineralogía, resultando que las temperaturas estimadas por el PyGeoT coinciden o son muy cercanas a las medidas en el reservorio.

Se estimó la temperatura de equilibrio del fluido utilizando el código PyGeoT, ingresando la composición química de los manantiales termales (aH^+ , Na, K, Mg, Ca, Al Cl, SO_4 , A.T. y SiO_2). La estimación de la temperatura fue realizada también utilizando los geotermómetros Na/K y también los de cuarzo y calcedonia considerando en las ecuaciones solo la concentración de H_4SiO_4 para poder estimar correctamente la temperatura utilizando los geotermómetros de sílice, ya que nuestras muestras tienen un rango de pH que va de 8.6 a 9.8 y se presenta también la especie H_3SiO_4 (Cioni y Marini, 2020), que forma parte de la concentración total de SiO_2 .

Se debe remover la fracción de esta especie para el cálculo de los geotermómetros de sílice, para su correcta aplicación. Esto se llevó a cabo utilizando la especiación realizada por el código GeoT, utilizando la concentración de SiO_2 total analizada y restándole la especie H_3SiO_3 calculada por la especiación hecha por el software. También se realizó el cálculo considerando la concentración de SiO_2 (H_4SiO_4 y H_3SiO_3) en los geotermómetros de cuarzo y calcedonia para comparar las estimaciones de temperatura entre ellos.

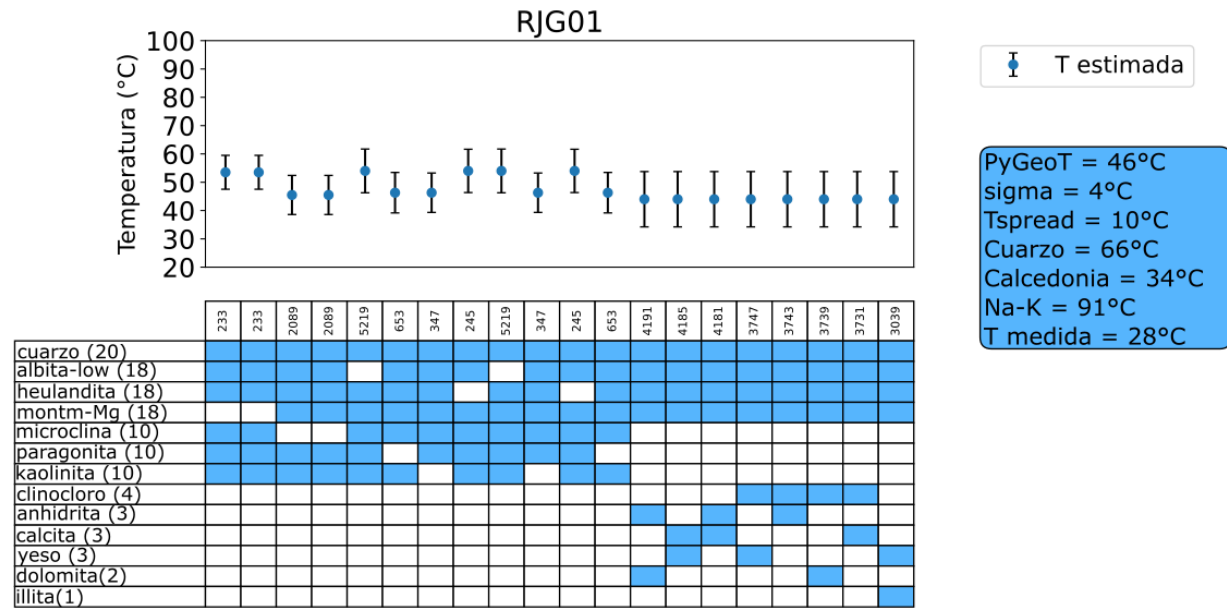


Figura 22. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial RJG01. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C.

En el manantial RJG01 la temperatura estimada por PyGeoT fue de 46°C y la temperatura medida de 28°C, en todas las colecciones de minerales el programa seleccionó al cuarzo como el polimorfo de sílice que alcanzó el equilibrio junto con los otros seleccionados (Figura 22). La temperatura del Na/K es de 91°C, muy alta comparada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia que estimaron temperaturas de 66° y 34°C, respectivamente. La estimación realizada con el geotermómetro de cuarzo y calcedonia toma en cuenta solo la concentración del H_4SiO_4 y se removió la fracción de la especie H_3SiO_4 ya que en esta muestra sí estaba presente por su pH (9.8). Se calcularon también las temperaturas de los geotermómetros de cuarzo y calcedonia utilizando la concentración de SiO_2 total, las cuales resultaron ser de 92 y 62°C, respectivamente.

En la Figura 23 se presentan los resultados de las estimaciones de temperatura del manantial RAS. La temperatura estimada con el PyGeoT es de 57°C, con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia las temperaturas estimadas fueron de 67 y 34°C, mientras que utilizando la concentración total de SiO₂ fueron de 80° y 48°C respectivamente. En el caso del geotermómetro de Na/K la temperatura estimada fue de 115°C. El cuarzo fue el polimorfo de sílice elegido en todas las colecciones de minerales.

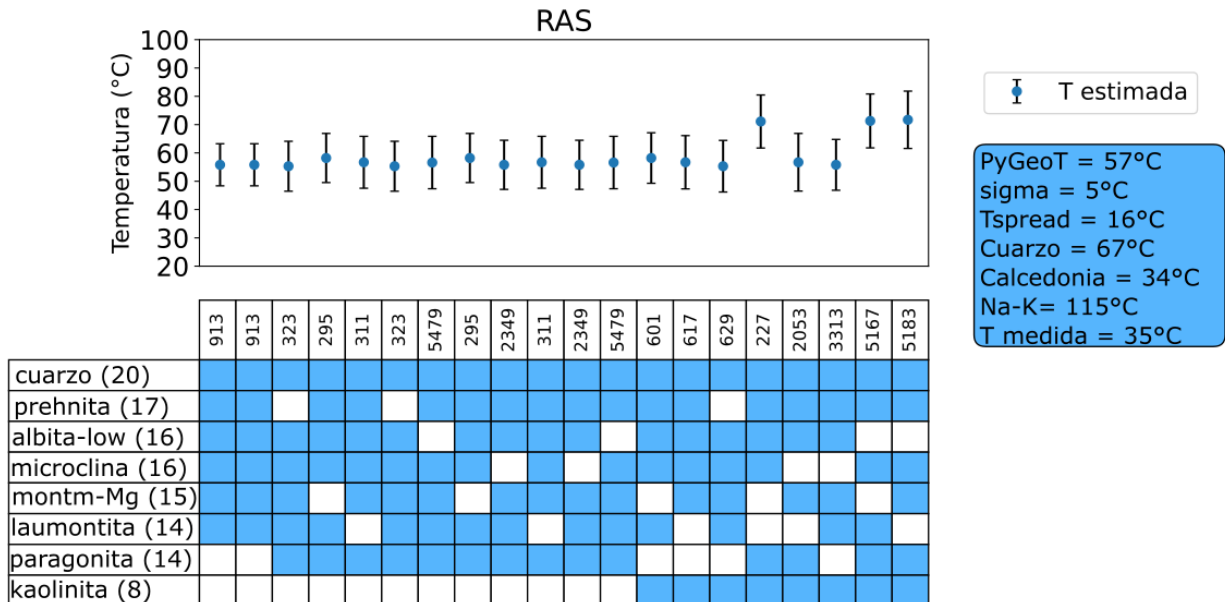


Figura 23. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial RAS. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H₄SiO₄. El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C.

La estimación de temperatura para el manantial OJN02 (Figura 24) por el PyGeoT fue de 53°C, con el geotermómetro de Na/K fue de 87°C, con el geotermómetro de cuarzo fue de 68°C. El geotermómetro de cuarzo solo difirió por 1°C entre las muestras RAS y OJN02, ya que las concentraciones de SiO₂ son muy similares por lo que se esperaba no tener diferencias significativas en estas estimaciones. En las dos

estimaciones de temperatura el PyGeoT también seleccionó al cuarzo como el polimorfo de sílice que se encuentra en equilibrio con el fluido. La temperatura del geotermómetro de cuarzo y calcedonia estimada con la concentración de SiO₂ total fue de 83° y 51°C, respectivamente.

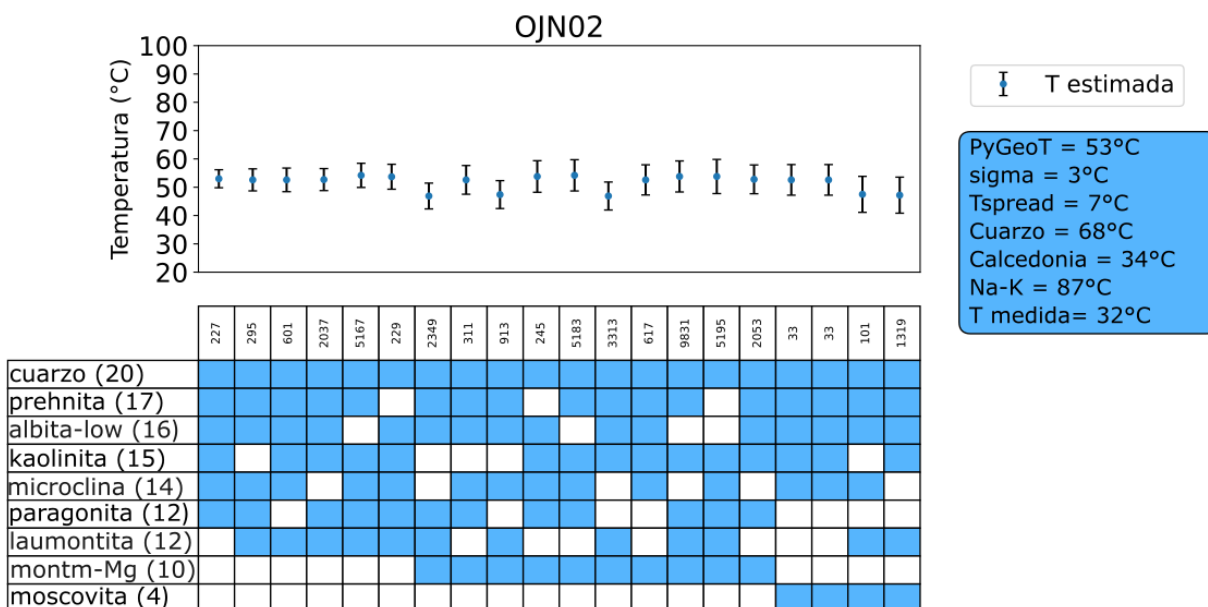


Figura 24 Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial OJN02. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H₄SiO₄. El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C.

En uno de los manantiales del cañón Agua Caliente (VG02; Figura 25), el pH es de 8.6 siendo el más bajo de todas las muestras. En el diagrama de especies de sílice en la Figura 11 se observa que a partir de pH 8 empieza a existir una fracción de la especie H₃SiO₄ por lo que se aplicó la corrección, pero la concentración no disminuyó en gran medida ya que la fracción de esta especie es aproximadamente el 10% de la concentración total de SiO_{2(aq)}.

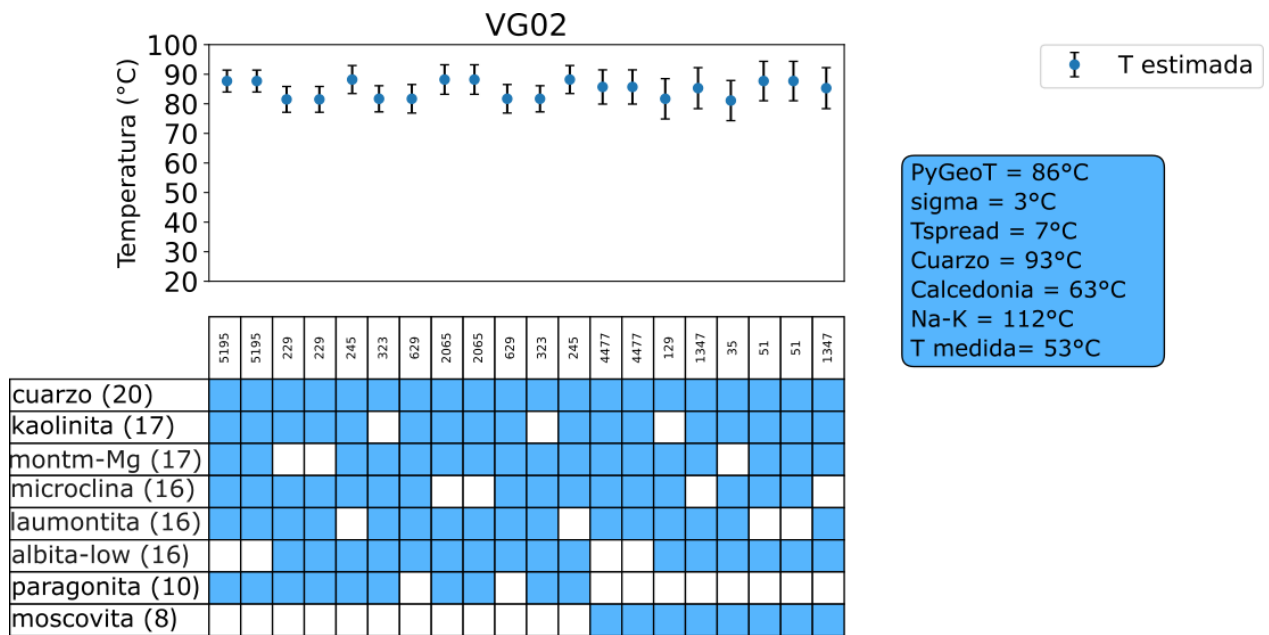


Figura 25. Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial OJN02. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 . El mineral albita-low (albita de baja temperatura) es perteneciente al grupo de los feldespatos y tiene un arreglo ordenado de la distribución de Al-Si en su estructura cristalina, es estable a temperaturas menores a 700°C.

La temperatura calculada por el geotermómetro de cuarzo es de 93°C, mientras la de la calcedonia es de solo 63°C. El cuarzo fue el polimorfo de sílice elegido en todas las colecciones de minerales por parte del PyGeoT, estimando una temperatura de 86°C, la más alta de todas las muestras. En este caso la temperatura estimada con el geotermómetro de cuarzo utilizando la concentración de SiO_2 total difiere en solo 7°C respecto al geotermómetro de cuarzo calculado, sin considerar la concentración de la especie H_3SiO_4 . El geotermómetro de Na/K estimó una temperatura de 112°C.

En el manantial VG102 (Figura 26) la temperatura estimada por el PyGeoT es la misma que se estimó con el geotermómetro de cuarzo (84°C). En todas las colecciones el programa eligió al cuarzo como el mineral de sílice que alcanzó el equilibrio con el fluido en el reservorio.

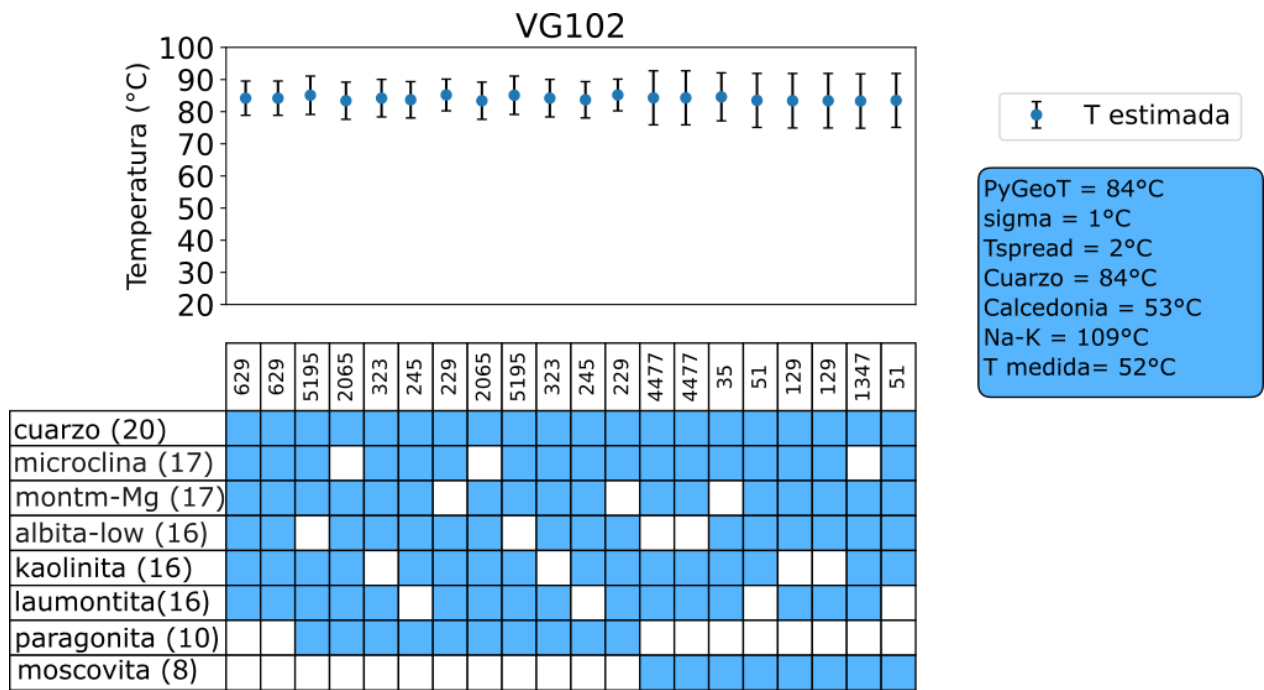


Figura 26 Estimación de temperatura realizada por la metodología de geotermometría multicomponente utilizando el programa PyGeoT. Muestra de agua del manantial VG102. Los círculos azules en el recuadro representan las temperaturas estimadas utilizando 20 conjuntos de 6 minerales que muestran el mejor agrupamiento de los IS, junto a ellos las barras de error representan los valores de la dispersión de temperatura (T-spread) calculados para cada colección. En la parte superior de la tabla están ubicados los números que identifican a cada colección de minerales y en la parte izquierda están los nombres de los minerales que forman a las colecciones. Junto a los nombres se encuentra un número que representa la cantidad de veces que fue seleccionado ese mineral en las colecciones elegidas por tener los mejores parámetros estadísticos. El recuadro azul sintetiza los resultados generados por el código PyGeoT y la temperatura estimada manualmente utilizando los geotermómetros clásicos. Primero la estimación de temperatura calculada por PyGeoT, seguido de la desviación estándar (sigma), la dispersión de temperatura (T-spread). Luego están los resultados de los geotermómetros clásicos calculados con los geotermómetros de cuarzo (Fournier y Potter 1982), calcedonia (Fournier 1977) y Na/K (Giggenbach 1988) y por último la temperatura medida en superficie. La temperatura estimada con los geotermómetros de cuarzo y calcedonia fueron calculados utilizando la concentración de H_4SiO_4 .

En este caso el pH del manantial es ligeramente más básico (9.1) respecto a VG02. La temperatura estimada con el geotermómetro de cuarzo y de calcedonia utilizando la concentración total de SiO_2 , es de 100° y 70°C respectivamente. El geotermómetro de Na/K estima una temperatura de 109°C.

Los manantiales que alcanzaron las temperaturas mayores de alrededor de 85°C son las que se asocian a la falla Vallecitos (VG02 y VG102). En la Tabla 8, se simplificaron los resultados de los geotermómetros de Na/K, de cuarzo y calcedonia con la concentración total de SiO_2 y con H_4SiO_4 y las temperaturas estimadas por el PyGeoT.

Tabla 8. Resultados de las estimaciones de temperatura con los geotermómetros clásicos y el PyGeoT.

Grupo	Muestra	T muestreo (°C)	T PyGeoT (°C)	T Na/K (°C)	pH	Estimación de temperatura con SiO ₂ total			Estimación de temperatura con H ₄ SiO ₄		
						SiO ₂ tot. (mg/L)	T Cuarzo (°C)	T Calcedonia (°C)	H ₄ SiO ₄ (mg/L)	T Cuarzo (°C)	T Calcedonia (°C)
San Miguel	RJG01	28	46	91	9.8	39.9	92	61	21.3	66	34
	RAS	35	57	115	9.3	29.7	80	48	21.7	67	34
	OJN02	32	53	87	9.4	32.0	83	51	22.6	68	36
Vallecitos	VG02	53	86	112	8.6	47.1	100	69	41.3	93	63
	VG102	52	84	109	9.1	47.9	100	70	33.4	84	53

La temperatura del Na/K en todas las muestras fue mayor que los otros geotermómetros, es importante resaltar que a bajas temperaturas las concentraciones de Na y K pueden estar influenciadas por otros minerales, como los aluminosilicatos y no solo ocurre el intercambio iónico en los feldespatos (Nicholson, 1993), también como se comentó antes, este geotermómetro es utilizado a temperatura > 180°C, por lo que la aplicación de este geotermómetro en sistemas de baja temperatura puede no ser correcta. Considerando que el PyGeoT resultó ser una herramienta capaz de seleccionar el polimorfo más apropiado entre cuarzo y calcedonia (Olguín-Martínez et al., 2022), se consideró como temperatura más confiable el geotermómetro de cuarzo. El grupo 1 tiene valores de pH más altos y desde 9.3, comparado con el grupo 2 que tiene pH de 8.6 y 9.1. Al aumentar del pH difiere siempre más la diferencia entre la temperatura calculada con el geotermómetro de cuarzo utilizando la concentración SiO₂ total y la concentración de H₄SiO₄, respectivamente. Esta diferencia es debida que, a pH mayores de 8, al aumentar del pH aumenta también la concentración de la especie H₃SiO₄ (Cioni e Marini, 2020). Lo correcto es considerar la concentración de H₄SiO₄ con el geotermómetro de SiO₂.

Se calculó la diferencia entre la temperatura estimada con el PyGeoT (T_{PyGeoT})_y y la temperatura del geotermómetro de cuarzo calculada al considerar la concentración de H₄SiO₄ (T_{Cuarzo}) utilizando la ecuación 17:

$$Dif\ de\ T\ (\%) = \frac{T_{Cuarzo} - T_{PyGeoT}}{T_{PyGeoT}} * 100 \quad (17)$$

La diferencia proporcional entre las dos temperaturas mencionada varía desde el 28.3% hasta el 0%, con la excepción de la muestra de RJG01 que tiene un porcentaje 43.4%. Las proporciones menores se calcularon por las temperaturas más altas de muestreo (Tabla 9).

Tabla 9. Diferencia proporcional de las estimaciones de temperatura con el geotermómetro de cuarzo y el PyGeoT.

Muestra	T muestreo (°C)	T Pygeot (°C)	T cuarzo (H ₄ SiO ₄ , °C)	Diferencia en % de las estimaciones de T
RJG01	28	46	66	43.5
RAS	35	57	67	17.5
OJN02	32	53	68	28.3
VG02	53	86	93	8.1
VG102	52	84	84	0

Es probable que en los manantiales VG02 y VG102 la geotermometría multicomponente y el geotermómetro de cuarzo hayan estimado la temperatura profunda del fluido y con poca diferencia entre ellos, ya que, recordando el fundamento principal de la geotermometría multicomponente que utiliza los índice de saturación de los minerales de alteración hidrotermal y elige aquellos que llegaron al equilibrio con el fluido, el polimorfo de SiO₂ seleccionado en todas las estimaciones de temperatura fue el cuarzo, por lo que podemos asumir que el geotermómetro de cuarzo está estimando de manera correcta estas temperaturas porque este mineral llegó al equilibrio con los fluidos del reservorio. Otro punto importante es que el cuarzo puede controlar concentración de sílice que se encuentra disuelta en el fluido a temperaturas <90°C (Fournier, 1985, Rimsdit, 1997)

4.4 Composición química de los gases e isótopos de He

La composición de los gases disueltos refleja la interacción de las aguas con gases que pueden derivar desde diferentes fuentes (aire, magma, etc.) La composición química de los gases disueltos y burbujeantes analizados en este trabajo muestra que el gas dominante es el nitrógeno (Figura 16). El origen probable del nitrógeno en fluidos hidrotermales puede venir de diferentes fuentes como la atmósfera, los sedimentos y los fluidos mantélicos (Inguaggiato et al., 2010). Un estudio sobre los isótopos de nitrógeno podría permitir evaluar el origen de este gas. En otros sistemas geotérmicos asociados a sistemas volcánico-hidrotermales, el gas dominante comúnmente es el CO₂, el cual puede también ser el dominante en ausencia de volcanismo, siempre y cuando exista una subida de fluidos magmáticos (Kennedy et al.,

1997; Caracausi et al., 2004). Por esta razón podemos excluir la presencia una fuente magmática que está interactuando con las aguas termales del sistema San Miguel-Vallecitos.

En la Figura 27 se graficó el He total analizado en las muestras de gases disueltos y burbujeantes y la temperatura. Se pueden observar dos grupos: 1) el grupo 1 que se caracteriza por tener concentraciones desde 237.65 hasta 828.1 ppmV y las temperaturas más bajas medidas en campo, desde 28 a 35°C, y 2) el grupo 2 que tiene las concentraciones de He total más altas de todas las muestras, desde 2509 hasta 2510 ppmV y las temperaturas más altas de alrededor de 52°C.

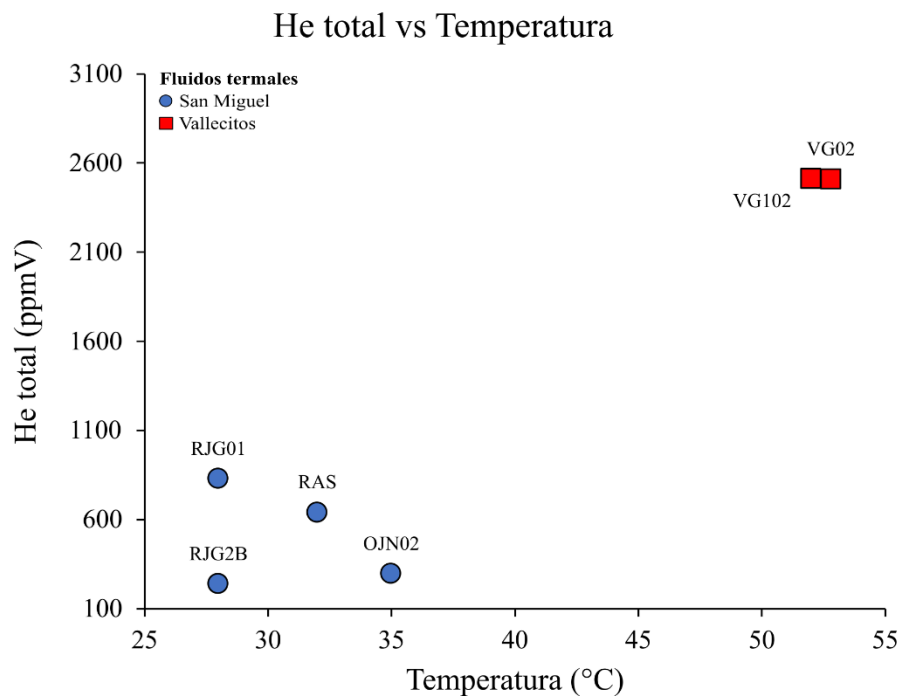
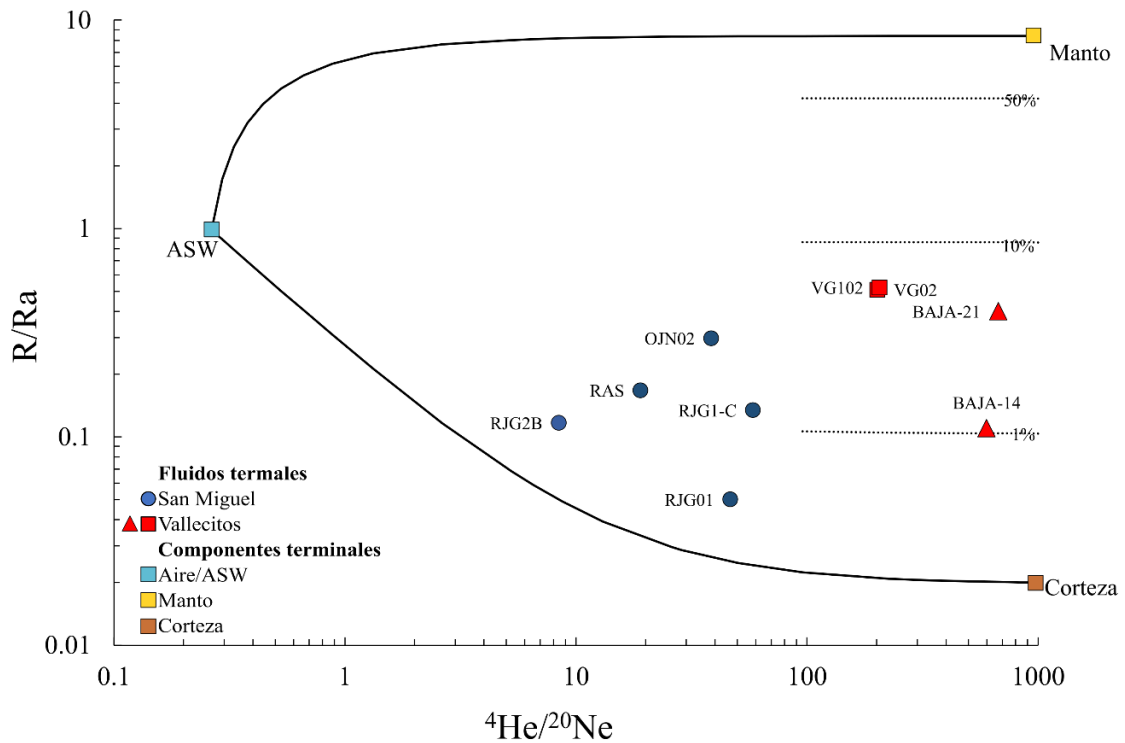


Figura 27. He total vs temperatura de muestreo de los manantiales del Sistema de fallas San Miguel-Vallecitos.

Los isótopos de He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) junto con la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ son indicadores útiles para identificar diferentes fuentes como el manto, la atmósfera o la corteza (Sano y Wakita, 1985). En la Figura 28, se colocaron tres miembros finales según se explicó en la sección 2.2.3 para poder identificar gráficamente el origen de estos isótopos.

Las muestras del grupo 1 tienen relaciones de $^3\text{He}/^4\text{He}$ que van desde 0.05 hasta 0.3 Ra lo que evidencia que casi no hay aporte magmático en estas muestras ya que la relación R/Ra del manto, tomada de referencia en este trabajo, es de 8.4 Ra (Castillo et al., 2002), pero tampoco hay un aporte cortical totalmente puro ya que el valor de la relación R/Ra tomada de referencia de la corteza es de 0.02. En las

muestras del grupo 2 las relaciones R/Ra son de 0.51 y 0.52 que, aunque no lleguen al valor del manto de referencia, tiene relaciones isotópicas más altas. Ya que en el área de estudio donde se encuentran las fuentes termales no hay actividad magmática, sino que este sistema geotérmico está regido por fallas regionales, las cuales pueden actuar como conductos permeables que transportan el fluido desde el subsuelo hasta la superficie (Kennedy y van Soest, 2006).



Componente terminal	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	R/Ra	$^3\text{He}/^4\text{He}$	Ra
ASW	0.265	0.983	1.37E-06	1.39E-06
Aire	0.2882	1	1.39E-06	1.39E-06
Corteza	1000	0.02	2.78E-08	1.39E-06
Manto	1000	8.4	1.17E-05	1.39E-06

Figura 28. R/Ra vs $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$. Los valores de las componentes terminales colocadas en la gráfica se encuentran en la parte de debajo de la figura. El aporte mantélico del grupo 1 va desde 1.25% en BAJA-14 (Barry et al., 2020) hasta 6.42% en los manantiales de cañón Agua Caliente. El aporte mantélico del grupo 2 que llega a ser muy bajo desde 0.42 hasta 3.45%.

En la Tabla 10 podemos observar el porcentaje de contribución del aire, el manto y la corteza, haciendo evidente que en las muestras del grupo 1, el aporte mantélico aumenta hasta un 6% con una relación R/Ra

de hasta 0.52 que es un valor bajo comparado con algunos sistemas geotérmicos que están asociados a actividad magmática (Kennedy y van Soest, 2006; Mazzini et al., 2011; Batista-Cruz et al., 2019; Pinti et al., 2019).

La excepción es la del punto más al sur de la falla Vallecitos (BAJA-14; Barry et al., 2020), el cual tiene una componente mayor de corteza (98.73%) y una temperatura mayor (58°C). En el grupo 1, se observa que el rango en el que hay un aporte del manto va de 0.33 hasta 3.45%, siendo este grupo el que tiene una muestra en donde la componente cortical llega hasta 99.02 (RJG01). Es evidente que en todas las muestras la componente de aire es casi cero, por lo que no hay una mezcla -.

Tabla 10. Relaciones isotópicas y porcentaje de aporte de las diferentes fuentes.

Muestra	Grupo	Tipo de gas	R/Ra	Rc/Ra	$^3\text{He}/^4\text{He}$	$^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	Aire %	Manto %	Corteza %
RJG2B	1	Disuelto	0.12	0.09	1.19E-07	8.43	3.74	0.48	95.78
RAS		Disuelto	0.17	0.15	2.15E-07	19.06	1.64	1.61	96.75
RJG1-C		Burbujeante	0.13	0.13	1.81E-07	58.37	0.51	1.44	98.04
RJG01		Burbujeante	0.05	0.04	6.05E-08	46.57	0.65	0.33	99.02
OJN02		Burbujeante	0.30	0.29	4.05E-07	38.51	0.79	3.45	95.76
VG02	2	Burbujeante	0.51	0.51	7.05E-07	201.99	0.13	6.26	93.61
VG102		Burbujeante	0.52	0.52	7.22E-07	206.21	0.12	6.42	93.45
BAJA-21		Burbujeante	0.40	0.40	5.56E-07	673.00	0.02	4.92	95.06
BAJA-14		Burbujeante	0.11	0.11	1.53E-07	600.00	0.02	1.25	98.73

4.5 Contribución mantélica y cortical del He

A partir de la Tabla 10- podemos identificar que las muestras no tienen He con componente significativo de aire, en todas es menor al 1%, con excepción de los gases disueltos, RJG2B y RAS, que tienen una componente de de aire de 3.74 1.64, respectivamente. Se calculó el porcentaje de contribución mantélica con la relación R_c/R_a que corrige la relación isotópica R/R_a de la contaminación del aire. Esta corrección está explicada con detalle en la sección 2.2.3.

El valor de R_c/R_a fue utilizado en la ecuación 18 para calcular el porcentaje de He de origen mantélico en cada manantial termal (Batista-Cruz et al., 2019).

$$Mc = \frac{\left[\frac{Rc}{Ra}\right]_s}{\left[\frac{Rc}{Ra}\right]_m} * 100 \quad (18)$$

El valor de $(Rc/Ra)_m$ representa la componente terminal mantélica. En este estudio se tomó como referencia el valor $Rc/Ra_m = 8.4$ de Castillo et al. (2002) medido en inclusiones fluidas de lavas de la cuenca Alarcón del Golfo de California, mismo que fue utilizado en el cálculo de la contribución mantélica de las manifestaciones termales estudiadas en la península de Baja California por Batista-Cruz et al. (2019).

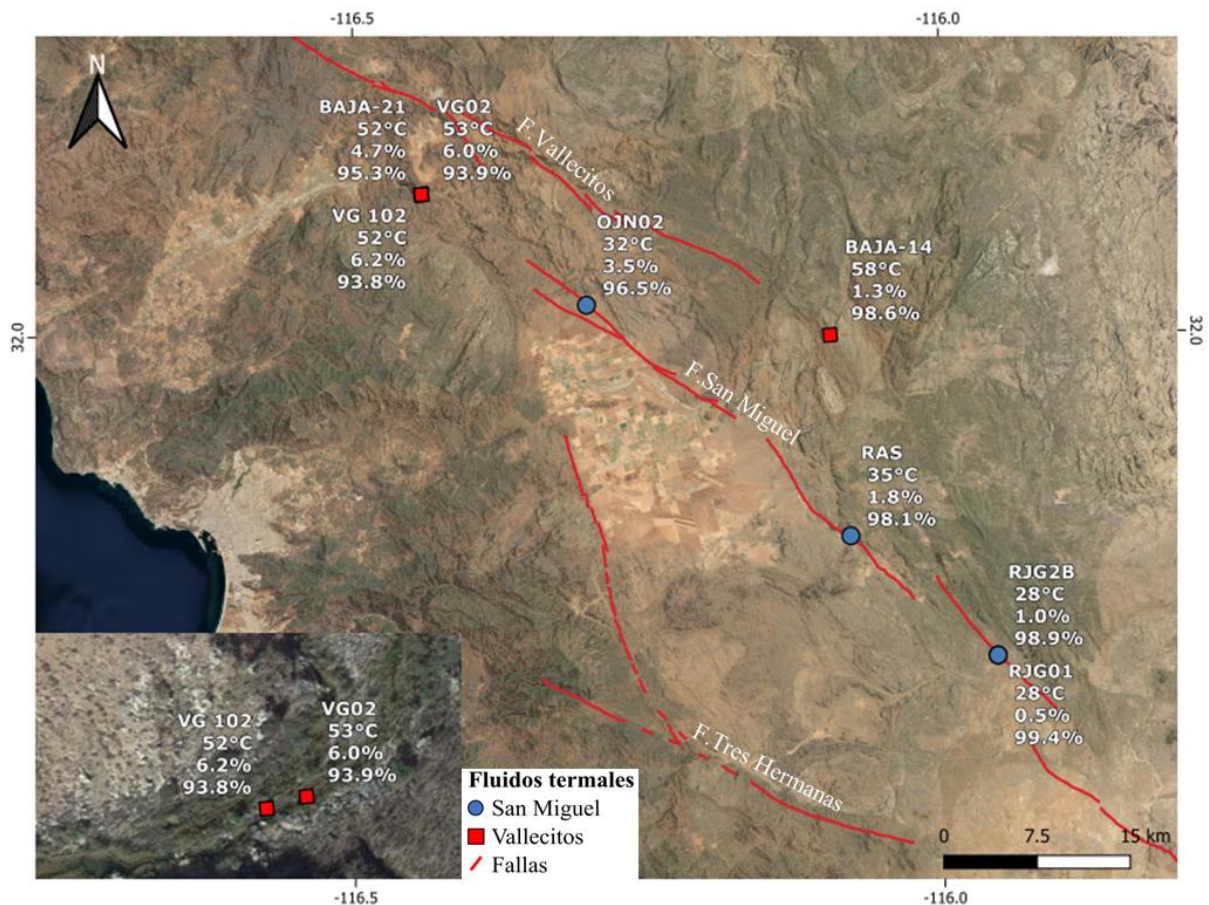


Figura 29 Mapa de los manantiales termales muestreados en este trabajo y los reportados por Barry et al. (2020); BAJA-21 y BAJA-14. El primer porcentaje indica la contribución mantélica y el segundo porcentaje la contribución cortical de He en cada manantial. En mapa ubicado en la esquina inferior izquierda se muestran los valores de las muestras analizadas en este trabajo siendo estas las que tienen una mayor temperatura, así como un porcentaje de contribución mantélica de ~6%.

En la Tabla 11 y la Figura 29, se puede identificar que hay un incremento de He de origen mantélico desde el sur hasta el norte del sistema de fallas desde 0.5 hasta 6.2% en los manantiales del cañón Agua Caliente. El punto BAJA-14 (Barry et al., 2020) es la excepción ya que el porcentaje de He mantélico es de 1.3%.

Por el contrario, el porcentaje de contribución de He cortical va aumentando desde los manantiales del cañón Agua Caliente (VG02, VG102 y BAJA-21) hasta Rancho Juan Gilbert (RJG) llegando hasta casi un 100% de aporte de He cortical.

Tabla 11. Porcentaje de He de origen mantélico y He de origen cortical en los manantiales termales de la falla San Miguel-Vallecitos. BAJA-21 y BAJA 14 fueron reportados por Barry et al. (2020).

Falla geológica	Grupo	Nombre	Muestra	T (°C)	He mantélico(%)	He cortical (%)
SAN MIGUEL	1	Rancho Juan Gilbert	RJG01	28	0.5	99.5
		Rancho Juan Gilbert	RJG2B	28	1.0	99.0
		Ojos Negros	OJN02	32	3.5	96.5
		Rancho San Salvador	RAS	35	2.0	98.0
VALLECITOS	2	Cañón de Guadalupe	VG02	53	6.0	94.0
		Cañón de Guadalupe	VG102	52	6.2	93.8
		Arroyo de Guadalupe*	BAJA-21	52	4.7	95.3
		Santa Minerva*	BAJA-14	58	1.3	98.7

Capítulo 5. Conclusiones

Los manantiales termales del sistema de fallas San Miguel-Vallecitos tienen parámetros fisicoquímicos y composiciones químicas diferentes que nos permitió estudiarlos como dos grupos de aguas. En el grupo 1 el valor del pH medido de los manantiales (RJG01, RAS y OJN02) se encuentra en el rango de 9.3 hasta 9.8. La temperatura de los manantiales termales va de 28 a 35°C aumentando de sur a norte en la falla San Miguel. En el grupo 2 (VG02 y VG102), el pH va desde 8.5 hasta 9.3, mientras que el valor promedio de la temperatura de los dos manantiales es de ~52°C. La conductividad aumenta en los puntos con mayor temperatura, y se asocia a una mayor disolución de la roca con la cual interactúa el fluido termal. La composición química de los manantiales termales indica que todos son dominantes en Na. RJG y OJN tienen proporciones relativas similares en los tres aniones (Cl, SO₄, A.T.), mientras que RAS, VG02 y VG102 son dominantes en Cl. La recarga promedio de los manantiales termales ocurre a una altitud mayor con respecto a la elevación de los manantiales muestreados. La diferencia mayor de altitud entre la recarga y la elevación de muestreo de alrededor de 550m se observa en las muestras más al sur del sistema de falla Vallecitos, específicamente VG02, VG102 y OJN02.

Los gases de los manantiales termales tienen una composición dominada por nitrógeno y la baja concentración de CO₂ nos permite considerar que las aguas termales probablemente no tienen una interacción con fluidos magmáticos. Esta afirmación está suportada desde la relación isotópica de He acoplada a la relación ⁴He/²⁰Ne. El origen del He es principalmente radiogénico con porcentajes que varían desde 93.45 hasta 99.02. Se observa un aumento de He mantélico alcanzando hasta 6% en los manantiales con mayor temperatura.

La geotermometría multicomponente se aplicó en las muestras utilizando el código PyGeoT y la temperatura estimada con esta metodología se comparó con la estimada con los geotermómetros Na/K, calcedonia y cuarzo. La temperatura máxima estimada con la geotermometría multicomponente y con el geotermómetro de cuarzo es de alrededor de 90°C en los manantiales termales ubicados en el cañón del Valle de Guadalupe, en la falla Vallecitos. La temperatura estimada con el geotermómetro Na/K, es más alta respecto a las estimadas con el geotermómetro de cuarzo y la geotermometría multicomponente. Esta diferencia de temperatura puede ser debida al hecho que el geotermómetros Na/K puede ser utilizado solo cuando la temperatura es > 180 °C

Literatura citada

- Andrews, J. N., y Lee, D. J. (1979). Inert gases in groundwater from the Bunter Sandstone of England as indicators of age and palaeoclimatic trends. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 233-252. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90064-7](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90064-7)
- Arango-Galván, C., Prol-Ledesma, R., & Torres-Vera, M. A. (2015). Geothermal prospects in the Baja California peninsula. *Geothermics*, 55, 39-57. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.01.005>
- Arnórrsson, S. (2000). Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. *International Atomic Energy Agency*, 109-111. [https://orkustofnun.is/gogn/Introductory Lectures 2009/Isotopic%20and%20chemical%20techniques.pdf](https://orkustofnun.is/gogn/Introductory_Lectures_2009/Isotopic%20and%20chemical%20techniques.pdf)
- Barry, P.H., Negrete-Aranda, R., Spelz, R.M., Seltzer, A.M., Bekaert, D.V., Virrueta, C., Kulongonski, J.T. (2020). Volatile sources, sinks and pathways: A helium-carbon isotope study of Baja California fluids and gases. *Chemical Geology*, 550. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119722>
- Batista Cruz, R.Y., Rizzo, A.L., Grassa, F., Bernard Romero, R., González Fernández, A., Kretzschmar, T.G., Gómez-Arias, E. (2019). Mantle degassing through continental crust triggered by active faults: the case of the Baja California Peninsula, Mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4), 1912-1936. <https://doi.org/10.1029/2018GC007987>
- Bennett, S. E., Darin, M. H., Dorsey, R. J., Skinner, L. A., Umhoefer, P. J., Oskin, M. E., Reynolds, R. E. (2016). Animated tectonic reconstruction of the Lower Colorado River region: Implications for Late Miocene to Present deformation. In *Going LOCO: Investigations along the Lower Colorado River: California State University Desert Studies Center 2016 Desert Symposium Field Guide and Proceedings* (73-86). [https://www.researchgate.net/profile/Scott-Bennett-8/publication/301554333 Animated Tectonic Reconstruction of the Lower Colorado River Region Implications for Late Miocene to Present Deformation/links/57198c4808aed8a339e70357/Animated-Tectonic-Reconstruction-of-the-Lower-Colorado-River-Region-Implications-for-Late-Miocene-to-Present-Deformation.pdf](https://www.researchgate.net/profile/Scott-Bennett-8/publication/301554333_Animated_Tectonic_Reconstruction_of_the_Lower_Colorado_River_Region_Implications_for_Late_Miocene_to_Present_Deformation/links/57198c4808aed8a339e70357/Animated-Tectonic-Reconstruction-of-the-Lower-Colorado-River-Region-Implications-for-Late-Miocene-to-Present-Deformation.pdf)
- Bouoïre, G., Rizzo, A. L., Arienzo, I., Di Muro, A. (2020). Paroxysmal eruptions tracked by variations of helium isotopes: inferences from Piton de la Fournaise (La Réunion island). *Scientific Reports*, 10(1), 1-16. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-66260-x>
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6, 229–250. <https://doi.org/10.1146/annurev.ea.06.050178.001305>
- Capasso, G., & Inguaggiato, S. (1998). A simple method for the determination of dissolved gases in natural waters. An application to thermal waters from Vulcano Island. *Applied Geochemistry*, 13(5), 631-642. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00109-1](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00109-1)

- Caracausi, A., Favara, R., Italiano, F., Nuccio, P. M., Paonita, A., Rizzo, A., & Wanty & Seal II. (2004). Evidence of mantle derived fluid contributions to the thermal basins of Western Sicily: geotectonic and geodynamic implications. *In Proceeding of the WRI-11 International Symposium; Wanty & Seal II*, (91-94).
<https://www.researchgate.net/publication/236142959> Evidence of mantle derived fluid contributions to the thermal basin of Western Sicily geotectonic and geodynamic implications
- Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Lonsdale, P. F., Hilton, D. R., Shaw, A. M., & Glascock, M. D. (2002). Petrology of Alarcon Rise lavas, Gulf of California: Nascent intracontinental ocean crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10). <https://doi.org/10.1029/2001JB000666>
- Cid-Villegas, C., Mendoza, C., Ferrari, L. (2017). Mexico Quaternary Fault Database. *Terra digitalis*, 1(1), 1-9. <https://doi.org/10.22201/igg.terradigitalis.2017.1.3>
- Cioni, R., y Marini, L. (2020). *A thermodynamic approach to water geothermometry*. Berlin/Heidelberg, Germany: Springer. <https://link.springer.com/content/pdf/10.1007/978-3-030-54318-1.pdf>
- Clark, I.D., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781482242911>
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.133.3465.1702kre>
- Craig, H., Lupton, J. E., & Horibe, Y. (1978). A mantle helium component in circum-Pacific volcanic gases: Hakone, the Marianas, and Mt. Lassen. *Terrestrial rare gases*, 3, 3-16. http://link.springer.com/10.1007/978-94-010-9828-1_1
- Cruz-Castillo, M. (2002). Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS, Unión Geofísica Mexicana*, 22(1), 37-42. <https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos02-1/Cruz-Castillo02-1.pdf>
- D'amore, F., y Panichi, C. (1985). Geochemistry in geothermal exploration. *International journal of energy research*, 9(3), 277-298. <https://doi.org/10.1002/er.4440090307>
- Espinoza-Peralta, A. (2017). Estadística multivariante y geotermometría multicomponente de las manifestaciones termales del área Pucón - Liquiñe, IX Región de La Araucanía y XIV Región de Los Ríos, Chile [tesis de pregrado, Universidad de Chile]. Repositorio académico de la Universidad de Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/147473>
- Fletcher, J. M., Teran, O. J., Rockwell, T. K., Oskin, M. E., Hudnut, K. W., Mueller, K. J., Spelz, R. M., Akciz, S. O., Masana, E., Faneros, G., Fielding, E. J., Leprince, S., Morelan, A. E., Stock, J., Lynch, D. K., Elliott, A. J., Gold, P., Liu-Zeng, J., González-Ortega, A., Hinojosa-Corona, A., González-García, J. (2014). Assembly of a large earthquake from a complex fault system: Surface rupture kinematics of the 4 April 2010 El Mayor-Cucapah (Mexico) Mw 7.2 earthquake. *Geosphere*, 10(4), 797-827. <https://doi.org/10.1130/GES00933.1>
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (11-12), 1313-1336. <https://doi.org/10.1130/B26067.1>

- Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4), 41–50. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4)
- Fournier, R. O. (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions en B. R. Berger, P. M. Bethke, *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Society of Economic Geologists. <https://doi.org/10.5382/Rev.02.03>
- Fournier, R. O. y Potter, R. W. (1982). Revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Bull., Geothermal Resources Council*, 11(10). <https://www.osti.gov/biblio/5703508>
- Fournier, R. O., White, D. E., & Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature: Part 1, basic assumptions. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 2(3), 259-262. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/70232438>
- Gamez Balmaceda, E. C. (2015). *Geología de Baja California zona 11*. ArcGIS Online CICESE. <https://cicese1.maps.arcgis.com/home/item.html?id=0538aac8183b408cb450280c49228b51>
- Gastil, R. G, Phillips, R. P., & Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geological Society of America Memoirs*, 140, 1–201. <https://doi.org/10.1130/MEM140-p1>
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et cosmochimica acta*, 52(12), 2749-2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Henley, R. W., y Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-science reviews*, 19(1), 1-50. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(83\)90075-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(83)90075-2)
- Hilton, D. R. (1996). The helium and carbon isotope systematics of a continental geothermal system: results from monitoring studies at Long Valley caldera (California, USA). *Chemical Geology*, 127(4), 269-295. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00134-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(95)00134-4)
- Inguaggiato, C., Censi, P., Alessandro, W., Zuddas, P. (2016). Geochemical characterization of gases along the dead sea rift: Evidence of mantle-CO₂ degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 320, 50–57. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.008>
- Inguaggiato, S., & Rizzo, A. (2004). Dissolved helium isotope ratios in ground-waters: a new technique based on gas-water re-equilibration and its application to Stromboli volcanic system. *Applied geochemistry*, 19(5), 665-673. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.10.009>
- Inguaggiato, S., Hidalgo, S., Beate, B., & Bourquin, J. (2010). Geochemical and isotopic characterization of volcanic and geothermal fluids discharged from the Ecuadorian volcanic arc. *Geofluids*, 10(4), 525-541. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2010.00315.x>
- Kang, J., Sun, W., Hu, Y., Gao, Z., Liu, R., Zhang, Q., Liu, H., Meng, X. (2017). The utilization of waste by-products for removing silicate from mineral processing wastewater via chemical precipitation. *Water research*, 125, 318-324. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2017.08.047>
- Kennedy, B. M., Kharaka, Y. K., Evans, W. C., Ellwood, A., DePaolo, D. J., Thordsen & Mariner, R. H. (1997). Mantle fluids in the San Andreas fault system, California. *Science*, 278(5341), 1278-1281. <https://www.science.org/doi/abs/10.1126/science.278.5341.1278>

- Kennedy, B. M., y van Soest, M. C. (2006). A helium isotope perspective on the Dixie Valley, Nevada, hydrothermal system. *Geothermics*, 35(1), 26–43. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2005.09.004>
- Kennedy, B. M., y van Soest, M. C. (2007). Flow of mantle fluids through the ductile lower crust: helium isotope trends. *Science*, 318(5855), 1433-1436. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.1147537>
- Kimbrough, D. L., Smith, D. P., Mahoney, J. B., Moore, T. E., Grove, M., Gastil, G.R., Ortega-Rivera, A. Fanning, M. C. (2001). Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, 26(6), 491-494. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0491:FBSRTR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0491:FBSRTR>2.0.CO;2)
- Kretzschmar, T. G., & Frommen, T. (2013). Stable isotope composition of surface and groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 451-454. <https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.194>
- Kulongoski, J. T., Hilton, D. R., Barry, P. H., Esser, B. K., Hillegonds, D., & Belitz, K. (2013). Volatile fluxes through the Big Bend section of the San Andreas Fault, California: Helium and carbon-dioxide systematics. *Chemical Geology*, 339, 92-102. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.007>
- Kulongoski, J. T., y Hilton, D. R. (2012). Applications of groundwater helium. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry: Vol I*, (pp. 285-304). https://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-642-10637-8_15
- Liotta, M., Brusca, L., Grassa, F., Inguaggiato, S., Longo, M., & Madonia, P. (2006). Geochemistry of rainfall at Stromboli volcano (Aeolian Islands): Isotopic composition and plume-rain interaction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7. <https://doi.org/10.1029/2006GC001288>
- Lizarralde, D., Axen, G., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J, Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J. (2007). Variations in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448, 466-469. <https://doi.org/10.1038/nature06035>
- Lund, J. W. (2008). Development and utilization of geothermal resources. In *Proceedings of ISES World Congress 2007 (Vol. I–Vol. V) Solar Energy and Human Settlement* (pp. 87-95). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-75997-3_13
- Mazzini, A., Svensen, H., Etiope, G., Onderdonk, N., & Banks, D. (2011). Fluid origin, gas fluxes and plumbing system in the sediment-hosted Salton Sea Geothermal System (California, USA). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 205(3-4), 67-83. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.05.008>
- Negrete-Aranda, R., Contreras, J., Spelz, R.M. (2013). Viscous dissipation, slab melting, and post-subduction volcanism in south-central Baja California, Mexico. *Geosphere*, 9(6), 1714-1728. <https://doi.org/10.1130/GES00901.1>
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids: Chemistry and Exploration Techniques*. Springer New York, 263. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77844-5>

- Olguín-Martínez, M. G., Peiffer, L., Dobson, P. F., Spycher, N., Inguaggiato, C., Wanner, C., Hoyos, A., Wurl, J., Makovsky, K., & Ruiz-Aguilar, D. (2022). PyGeoT: A tool to automate mineral selection for multicomponent geothermometry. *Geothermics*, 104, 102467. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102467>
- Peiffer, L., Wanner, C., Spycher, N., Sonnenthal, E. L., Kennedy, B. M., & Iovenitti, J. (2014). Optimized multicomponent vs. classical geothermometry: insights from modeling studies at the Dixie Valley geothermal area. *Geothermics*, 51, 154–169. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.12.002>
- Pinti, D. L., Castro, M. C., López-Hernández, A., Hernández, M. A. H., Richard, L., Hall, C. M., ... & Rodríguez-Rodríguez, M. H. (2019a). Cerro Prieto geothermal field (Baja California, Mexico)—a fossil system? Insights from a noble gas study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 371, 32-45. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.12.010>
- Pinti, D. L., Castro, M. C., López-Hernández, A., Hernández, M. A. H., Shouakar-Stash, O., Richard, L., Nuñez-Hernandez, A., Hall, C. M., & Ramírez-Montes, M. (2019b). Signature of ongoing brine reinjection on noble gas isotopes and fluid chemistry at Las Tres Vírgenes geothermal field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 377, 33-42. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.04.001>
- Polyak, B. G., Kononov, V. I., Fernandez, R., Kamenskiy, I. L., & Zinkevich, V. P. (1991). Helium isotopes in thermal fluids of Baja California and adjacent areas. *International Geology Review*, 33(12), 1218–1232. <https://doi.org/10.1080/00206819109465747>
- Reed, M., y Palandri, J. (2006). SOLTHERM. H06, a database of equilibrium constants for minerals and aqueous species. <https://doi.org/10.15121/1805737>
- Rimstidt, J. D. (1997). Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13), 2553-2558. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00103-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00103-8)
- Sano, Y., y Nakajima, J. (2008). Geographical distribution of $3\text{He}/4\text{He}$ ratios and seismic tomography in Japan. *Geochemical Journal*, 42(1), 51-60. <https://doi.org/10.2343/geochemj.42.51>
- Sano, Y., y Wakita, H. (1985). Helium isotopes and heat flow on the ocean floor. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 66(3-4), 217-226. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90043-1](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90043-1)
- Schmitt, K.A., Martín-Barajas, A., Weber, B., Stockli, F.D., Zou, H., Shen, C. (2013) Oceanic magmatism in sedimentary basins of the northern Gulf of California rift. *Geological Society of America Bulletin*, 124(11-12), 1833-1850. <https://doi.org/10.1130/B30787.1>
- Spycher, N., Finsterle, S., Dobson, P. (2016). New developments in multicomponent geothermometry. In *Proceedings of 41st Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California. <https://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2016/Spycher.pdf>
- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E. L., Saldi, G., Reed, M. H., Kennedy, B. M. (2014). Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics*, 51, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.10.012>
- Spycher, N., y Finsterle, S. (2016). *iGeoT v1. 0: Automatic Parameter Estimation for Multicomponent Geothermometry, User's Guide* (No. LBNL-1005841). Lawrence Berkeley National Lab. (LBNL), Berkeley, CA (United States). <https://doi.org/10.2172/1339970>

- Stefánsson, A., y Arnórsson, S. (2000). Feldspar saturation state in natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(15), 2567–2584. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00392-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00392-6)
- Suárez-Vidal, F. (1993). *Contribuciones a La Tectónica Del Occidente de México: Marco estructural de la Falla Agua Blanca, Baja California, México*. Unión Geofísica Mexicana. (pp. 24–39).
- Vidal, F. V., Welhan, J., Vidal, V. M. (1982). Stable isotopes of helium, nitrogen and carbon in a coastal submarine hydrothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12(1-2), 101–110. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90006-3](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90006-3)
- Vidal, V. M., Vidal, F. V., Isaacs, J. D. (1981). Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California: 2. Evolutionary history and isotope geochemistry. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B10), 9451-9468. <https://doi.org/10.1029/JB086iB10p09451>
- Wetmore, P.H., Malservisi, R., Fletcher, J.M., Alsleben, H., Wilson, J., Callihan, S., Springer, A., González-Yajimovich, O., Gold, P.O. (2018). Slip history and the role of the Agua Blanca fault in the tectonics of the North American–Pacific plate boundary of southern California, USA and Baja California, Mexico. *Geosphere*, 15(1), 1–27. <https://doi.org/10.1130/GES01670.1f>