

Consideraciones sobre el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato (México), desde un análisis de la alteración hidrotermal y las inclusiones fluidas

Carles Canet*, Augusto A. Rodríguez-Díaz, Indra Daniela Bernal, Teresa Pi, María M. Sánchez-Córdova, Fernando Núñez-Useche, Ruth Villanueva-Estrada, Gabriel Molina, Martin Reich, Berenice Peláez, Esteban Jiménez Salgado, Eduardo González-Partida, Fernando Sandoval Medina y Cinthya B. Carrillo-Sánchez

Received: November 13, 2018; accepted: March 06, 2019; published on line: July 01, 2019

Resumen

La zona geotérmica de San Bartolomé de los Baños, al SE del estado de Guanajuato (México), contiene alrededor de 150 manifestaciones termales, con temperaturas de descarga de hasta 92 °C y pH de 6.0–9.2. Los manantiales termales y las zonas de alteración hidrotermal asociadas se distribuyen a lo largo de la falla de San Bartolomé, de dirección N–S y ~100 m de desplazamiento. Esta falla corta una secuencia volcánica calcoalcalina del Mioceno superior, que consiste en una unidad piroclástica basal sobreyacida por lavas basálticas. Se identificaron tres tipos de alteración hidrotermal (en superficie): (a) silicificación; (b) argílica; y (c) argílica avanzada. Otros productos de la actividad hidrotermal son: (d) sínter silíceo; (e) geyserita rica en sílice y sulfatos; y (f) vetillas de cuarzo, calcita, fluorita y barita. Mediante microtermometría se analizaron inclusiones fluidas en las vetillas, obteniéndose temperaturas de homogenización (Th) entre

62 y 139 °C (moda: ~110 °C), y salinidades entre 2.4 y 10.4 % (en peso equivalente de NaCl). Los valores de Th y de salinidad muestran una correspondencia que sugiere un proceso de dilución del fluido hidrotermal con agua meteórica superficial, lo cual debe ocurrir a profundidades de hasta 50 m. Las alteraciones superficiales indican temperaturas del fluido de ~100 °C y pH moderadamente ácido, mientras que el sínter silíceo sugiere que la temperatura del reservorio debe ser >200 °C. La alteración hidrotermal y las manifestaciones geotérmicas están espacialmente confinadas al trazado de la falla de San Bartolomé; esto, aunado a la ausencia aparente de vulcanismo reciente, indica que el sistema geotérmico es de tipo convectivo controlado por fallas.

Palabras clave: Sistemas geotérmicos controlados por fallas; aguas calentadas por vapor; sínter silíceo; caolinita; microtermometría de inclusiones fluidas.

C. Canet*
Centro de Ciencias de la Atmósfera
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510
Ciudad de México, México
*Corresponding author: ccanet@atmosfera.unam.mx

C. Canet
A. A. Rodríguez-Díaz
I. Daniela Bernal
R. Villanueva-Estrada
Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México,
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510
Ciudad de México, México

I. Daniela Bernal
M. Reich
Department of Geology
Andean Geothermal Center of Excellence (CEGA)
and Millennium Nucleus for Metal Tracing Along
Subduction
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Universidad de Chile, Santiago
Plaza Ercilla 803, Chile

T. Pi
F. Núñez-Useche
Instituto de Geología & LANGEM
Universidad Nacional Autónoma de México

Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510
Ciudad de México, México

M. M. Sánchez-Córdova
B. Peláez
C. B. Carrillo-Sánchez
Posgrado en Ciencias de la Tierra
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, Ciudad de México, México

G. Molina
C. B. Carrillo-Sánchez
Facultad de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510
Ciudad de México, México

E. Jiménez Salgado
F. Sandoval Medina
Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos
Comisión Federal de Electricidad
Alejandro Volta 655, 58290 Morelia
Michoacán, México

E. González-Partida
Centro de Geociencias
Universidad Nacional Autónoma de México
Campus Juriquilla, 76230
Santiago de Querétaro, México

Abstract

San Bartolomé de los Baños is a geothermal zone located in the southeast of the Guanajuato state in Mexico, and hosts near 150 thermal surface manifestations (hot springs), with discharge temperatures up to 92 °C and pH of 6.0–9.2. These manifestations, as well as surface hydrothermal alteration patches, are distributed along the N–S San Bartolomé fault, which in the study area has a displacement of ~100 m. This fault crosscuts a calc-alkaline volcanic sequence of Upper Miocene age that consists of a basal pyroclastic unit overlaid by basaltic lavas. Three suites of hydrothermal alteration occur at the surface: (a) silicification; (b) argillic; and (c) advanced argillic. Other hydrothermally-derived mineral assemblages are: (d) silica sinter; (e) silica- and sulfate-rich geyserite; and (f) quartz-calcite-fluorite-barite veinlets. Fluid inclusion microthermometry analysis of the veinlets show homogenization

temperatures (T_h) between 62 and 139 °C (with modal value at ~110 °C), and salinity between 2.4 and 10.4 % (weight NaCl equivalent). A rough correspondence between T_h and salinity suggests that hydrothermal fluid mixed with meteoric surface water close to the discharge (at depths lesser than 50 m). Hydrothermal alteration assemblages indicate fluid temperature near the surface of ~100 °C and slightly alkaline pH, whereas silica sinter suggests a reservoir temperature >200 °C. Both hydrothermal alteration and hot springs are spatially restricted to the San Bartolomé fault, which, along with the apparent absence of modern volcanic activity, indicates that the geothermal system is non-magmatic and fault controlled (extensional domain type).

Key words: Fault-controlled geothermal system; steam-heated water; silica sinter; kaolinite; fluid inclusion microthermometry.

Introduction

Altamente dinámicos y complejos, los sistemas geotérmicos evolucionan a lo largo de periodos que van desde miles hasta millones de años, modificándose paulatina o bruscamente las propiedades físicas y químicas de los fluidos, la permeabilidad de las rocas e inclusive el régimen de transferencia de calor (e.g. Norton y Knight, 1977; Dalrymple *et al.*, 1999; Canet *et al.*, 2015a).

Las alteraciones minerales, como producto directo de los procesos de interacción agua-roca, constituyen la evidencia preservada de la evolución del sistema hidrotermal; de esta suerte, la mineralogía y distribución espacial de las alteraciones proveen información indirecta pero en ocasiones insustituible para conocer algunas de las características más importantes de los fluidos hidrotermales y su reservorio, tales como (a) temperatura y acidez, y (b) permeabilidad, respectivamente (e.g. Browne, 1970; Canet *et al.*, 2015b). Específicamente la mineralogía de las alteraciones constituye una herramienta muy poderosa en el proceso de evaluación inicial de zonas de interés geotérmico, dado que ayuda a delimitar las unidades geológicas productivas y permite determinar si la actividad hidrotermal se encuentra o no en una etapa de declive (e.g. Weissberg y Wodzicki, 1970).

Por otro lado, la microtermometría de inclusiones fluidas (IF) es una técnica ampliamente usada en la exploración de los sistemas hidrotermales, incluyendo los

sistemas activos —de interés geotérmico (e.g. Moore y Gunderson, 1995). Esta técnica permite lo siguiente (Camprubí, 2010): (a) estimar (paleo-) temperaturas de los fluidos hidrotermales; (b) identificar los solutos mayores y medir el contenido total de sales (salinidad) en los mismos; (c) conocer la variación espacial y evolución de la temperatura y la salinidad; y (d) detectar la ocurrencia de procesos como mezcla de fluidos y ebullición. Este último fenómeno, comúnmente relacionado con la descompresión del fluido durante su ascenso (Canet *et al.*, 2011), determina la razón líquido/vapor y las entalpías de descarga en los sistemas geotérmicos (Scott *et al.*, 2014).

En los alrededores de San Bartolomé de los Baños (SBB), entre los municipios de Apaseo el Grande y Apaseo el Alto, Guanajuato, México, la presencia de abundantes manantiales termales con temperaturas de descarga que superan los 90 °C (Hiriart Le Bert, 2011; Leal *et al.*, 1979) revela el interés geotérmico a la zona (Figuras. 1 y 2). La Comisión Federal de Electricidad (empresa productiva del Estado Mexicano), con el fin de determinar su potencial para la generación de energía geotérmica, ha promovido diversos estudios exploratorios en SBB (sondeos eléctricos verticales, magnetometría, termometría, potencial natural y gravimetría; López Hernández, 1996). De acuerdo con Hiriart Le Bert (2011), el potencial del sistema geotérmico de SBB es de 7 MW (desviación estándar = 3 MW) estimado con el método volumétrico-Montecarlo, o de hasta 9 MW con el método de descompresión gradual.

El presente artículo expone un estudio detallado de las alteraciones hidrotermales superficiales de la zona geotérmica de SBB, basado en la combinación de dos técnicas de caracterización mineral: (a) espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta, y (b) difracción de rayos X. La información paragenética que de esta manera se ha obtenido, complementada por datos microtermométricos de IF, permite obtener el patrón de distribución en superficie de las alteraciones y las temperaturas (que se asumen contemporáneas al proceso de interacción agua-roca) en SBB. Esta información contribuye a un mejor entendimiento del sistema geotérmico, su naturaleza y evolución, así como su tipología básica en relación con el marco geotectónico, lo cual, a su vez, deberá ser tomado en cuenta para una eventual perforación de exploración.

Descripción de la zona de estudio

Marco geológico

La zona geotérmica de SBB se encuentra al sureste del estado de Guanajuato, en la proximidad del límite estatal con Querétaro. Geológicamente se halla en el sector oriental

de la Faja Volcánica Transmexicana (de acuerdo con la división de Ferrari *et al.*, 2012), cerca del límite de ésta con la provincia fisiográfica de la Mesa Central (definida por Raisz, 1959).

Con una variación hipsométrica moderada, entre ~1750 y 2250 msnm, el relieve en SBB es poco accidentado, el propio de las mesetas volcánicas; se caracteriza por las planicies bordeadas por taludes de pendiente suave, e interrumpidas por conos y otras geoformas volcánicas, de escasa elevación y con un grado avanzado de erosión. Otro elemento distintivo del paisaje de la zona de estudio es una depresión endorreica ocupada por el lago de playa conocido como El Salitre (Figura 1).

Atravesando la zona de SBB de norte a sur, el escarpe de la falla de San Bartolomé, con desniveles de entre 50 y 100 m, constituye un rasgo conspicuo del relieve (Figura 1). La falla de San Bartolomé, de carácter normal, sigue un trazado N-S y se extiende por al menos 25 km (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005). Esta falla pertenece al sistema de fallas extensionales de San Miguel de Allende-Querétaro y su edad (5–7 Ma; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) está alrededor del límite entre el

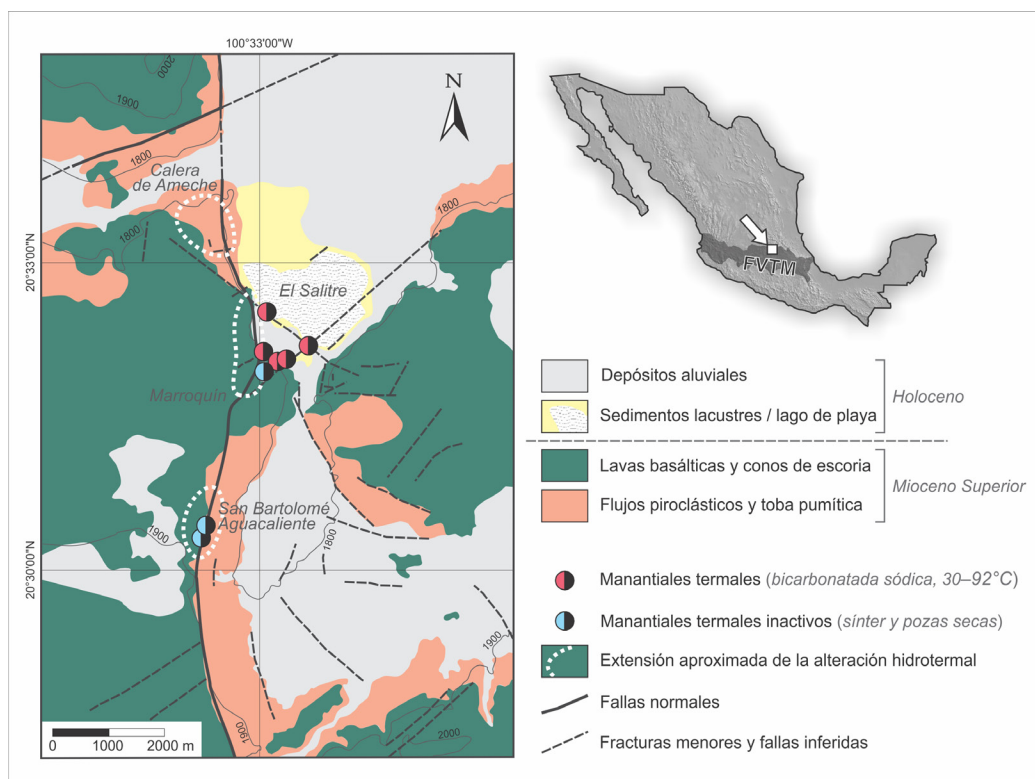


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños (modificado de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Se muestra la ubicación de las manifestaciones termales actuales y fósiles, así como la extensión aproximada de las zonas de alteración hidrotermal. FVTM, Faja Volcánica Transmexicana.

Mioceno y el Plioceno. En la región limítrofe entre Guanajuato y Querétaro hay, además, fallas normales de dirección ENE–OSO que son cortadas por las de dirección N–S y que se asocian al sistema de fallas de Chapala–Tula (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001); en la zona de SBB, la intersección entre ambos sistemas de fallas ocurre en las inmediaciones del poblado de Calera de Ameche (Figura 1).

Tanto en el bloque levantado (oeste) como en las zonas montañosas al este de la falla de San Bartolomé aflora una secuencia volcánica continental calcoalcalina, cuya edad va del Mioceno al Plioceno, y que consiste en dos unidades: (a) una unidad piroclástica basal, y (b) una unidad de lavas basálticas que sobreyace a la anterior (Figura 1). La primera, nombrada como «Volcaniclastico Querétaro» por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), se compone esencialmente por tobos y depósitos de tefra (ceniza y lapilli), con composiciones intermedias a ácidas; localmente, hay tobos riolíticos con pómez emplazadas en diques (N–S) que cortan estos depósitos piroclásticos (Figura 3B). Además, de acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), en la unidad piroclástica hay horizontes intercalados de sedimentos lacustres y aluviales, así como depósitos de lahar. Esta unidad tiene un espesor máximo de 100 m y se le atribuye una edad Mioceno superior (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La unidad sobreyacente, denominada «Basalto Querétaro» por López-Hernández (1996) y por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), había sido incluida por Pasquare *et al.* (1991) en la Secuencia Máfica de Querétaro, con la cual se correlaciona y, por ello, puede ser asignada al Mioceno superior (López-Hernández, 1996). El vulcanismo al que se asocia esta unidad produjo, además de derrames basálticos asociados a aparatos centrales de tipo escudo, vulcanismo fisural y monogenético; este último está representado por conos de escoria muy erosionados (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

Manifestaciones geotérmicas

Las manifestaciones geotérmicas de SBB son conocidas desde la antigüedad; muestra de ello son los vestigios del Antiguo Hospital de Baños Termales de San Bartolomé. Este hospital fue construido a finales del siglo XVIII, aunque el aprovechamiento balneológico data de inicios de la colonia (Arredondo, 2012). Desde el año 2000 los manantiales y pozas termales alrededor de estas edificaciones están secos (Cañada, 2015), quedando como única evidencia del hidrotermalismo algunos depósitos de sínter y geyserita, así como depresiones circulares de hasta 2 m de diámetro y 40 cm de

profundidad (Figura 2B). Las manifestaciones activas, conocidas localmente como los «Hervideros» (Figura 2A), se concentran en la orillas occidental y meridional de la laguna El Salitre (Figura 1), y son frecuentadas por visitantes de los alrededores. Sin embargo, no hay ninguna gestión ni ordenamiento de las actividades recreativas, por lo que el lugar está completamente descuidado y rodeado de basura.

Las pozas termales activas de SBB, 146 en total, se concentran en un área inferior a 20 ha. La temperatura del agua varía entre 30 y 92 °C (Hiriart Le Bert, 2011; Leal *et al.*, 1979), el pH es cercano al neutro a alcalino (6.0 a 9.2) y el tipo de agua descargada es sódica-bicarbonatada. Las alteraciones hidrotermales se encuentran en tres áreas principales de modesta extensión (de ~0.5 km² cada una), distribuidas sobre el trazado de la falla de San Bartolomé (Figura 1).

Métodos de estudio

Cartografía y muestreo

Previo al trabajo de campo, se descargaron imágenes satelitales de alta resolución de Google Earth Pro. A partir de ellas se trazó el mapa base de la zona de estudio, estableciéndose un polígono de ~15 km en latitud por ~10 km en longitud para planear el muestreo de alteraciones. Se usó el sistema de coordenadas WGS84. A partir del mapa base se hizo en gabinete una selección de puntos de interés, para su posterior muestreo y caracterización, cuya apariencia (elevada reflectancia, de manifiesto por las coloraciones más claras) sugiriera que afloran rocas con alteración hidrotermal. En campo se hizo el reconocimiento de 36 afloramientos rocosos; el total de muestras recolectadas en dichos sitios es de 39. Las claves y coordenadas de los sitios de muestreo (y sus correspondientes muestras) se hallan en la Tabla 1, mientras que en la Figura 2 se presentan fotografías de campo de algunos de los sitios más representativos de la zona geotérmica.

Caracterización mineralógica

Todas las muestras de roca fueron analizadas por el método de espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus iniciales en inglés), al cual, de aquí en adelante, nos referiremos como espectroscopia SWIR. Para ello se utilizó un equipo portátil LabSpec Pro Spectrophotometer (Analytical Spectral Devices, Inc.) ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de

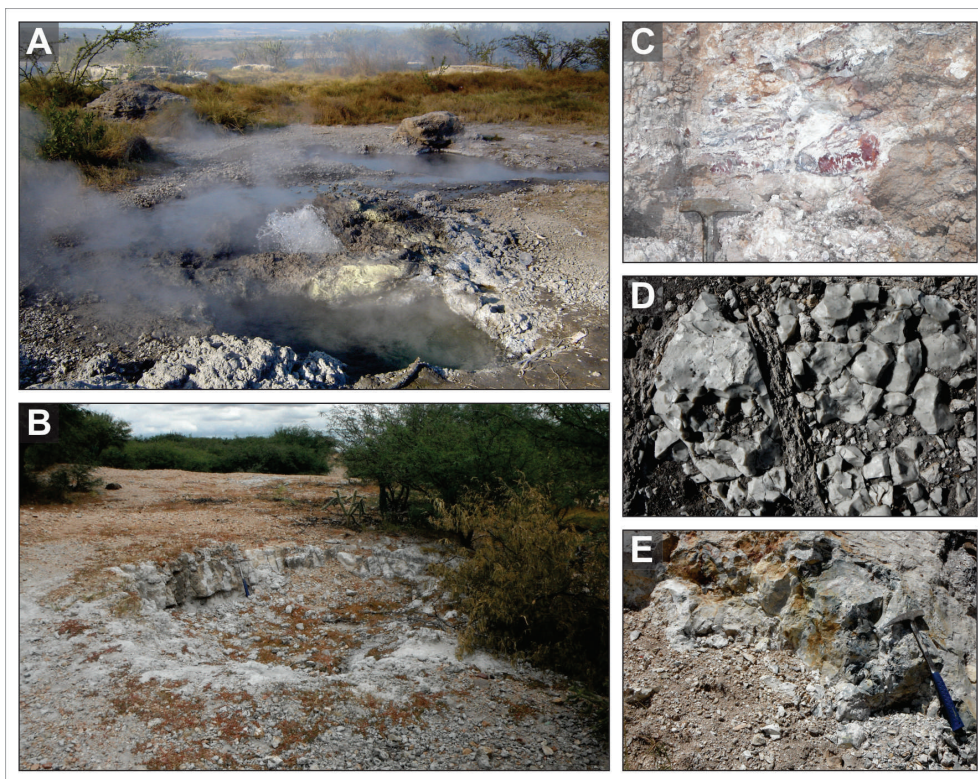


Figura 2. Manifestaciones superficiales de actividad hidrotermal actual y fósil en sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Manantial termal burbujeante de agua caliente (T : <92 °C) de tipo bicarbonatada sódica, en la zona conocida como «Los Hervideros», adyacente a la laguna del Salitre (ubicación en Fig. 1). (B) Poza termal inactiva de la zona de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (ubicación en Fig. 1). (C) Alteración argílica avanzada desarrollada de manera *pervasiva* en lavas, con caolinita y ópalo secundarios (APA-1a). (D) Ópalo lechoso producto de un proceso de silicificación *pervasiva* de una lava, con desarrollo de stockwork (APA-19). (E) Toba de lapilli y ceniza silicificada, con ópalo y cuarzo secundarios (APA-8). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.

Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Las muestras se analizaron en el laboratorio, sin someterlas a ningún tratamiento previo; únicamente se tuvo la precaución de medir la reflectancia sobre superficies totalmente secas y limpias de polvo o material del suelo. Los espectros de reflexión se adquirieron para un rango de longitudes de onda de 350 a 2500 nm, con un intervalo de muestreo de 2 nm cada 0.1 s por escaneo, y utilizando una fuente interna de radiación y un detector óptico. Para este estudio, sin embargo, se seleccionó un rango más restringido, de 1300 a 2500 nm, el cual corresponde a la región SWIR del espectro. El motivo es que la radiación SWIR es particularmente sensible a los enlaces de las moléculas de CO_3 , SO_4 , NH_4 , H_2O , OH (y OH-catión) (Thompson *et al.*, 1999). Muchos minerales que se forman por alteración hidrotermal, como aquellos pertenecientes a los filosilicatos, sulfatos y carbonatos, contienen dichas moléculas; por otro lado, los minerales que carecen de ellas, como el cuarzo,

no muestran rasgos claros de absorción en la zona SWIR del espectro y, por lo tanto, no se pueden detectar mediante esta técnica. La identificación de los minerales activos ante la radiación SWIR se realizó de forma manual, comparando la posición (en longitud de onda) y forma de los rasgos de absorción con librerías de espectros y tablas (Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab de Clark *et al.*, 2007), y siguiendo los criterios de Canet *et al.* (2010 y 2015b). En la Figura 4 se muestran los espectros de reflectancia SWIR más representativos de las paragénesis de alteración de SBB.

En función de los resultados de espectroscopia SWIR, así como de las observaciones realizadas en muestra de mano, se seleccionaron 12 muestras para su análisis por difracción de rayos X (DRX). La cantidad de muestra separada para el análisis por DRX osciló entre 0.5 y 1.0 g. Las muestras fueron molidas en un mortero de ágata,

Tabla 1. Composición mineral de las alteraciones y los depósitos hidrotermales (ambos superficiales) del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. Los análisis se realizaron mediante difracción de rayos X (DRX) y espectroscopia de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus siglas en inglés).

#	Muestra	Ubicación longitud	latitud	Descripción macroscópica	Minerales identificados SWIR	DRX	Tipo de alteración
1	APA-1a	100° 33.128'W	20° 32.007'N	Lava con alteración <i>pervasiva</i>	Cao, Op	Qz, Cao, Op, Tr, Esm	argílica avanzada
2	APA-1b	100° 33.121'W	20° 31.998'N	Toba de lapilli con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Esm?	<i>n.a.</i>	argílica
3	APA-2	100° 33.184'W	20° 31.912'N	Sínter silíceo	Op	Pl, Op, Tr, Cr (Esm?)	-
4	APA-3	100° 33.127'W	20° 31.926'N	Costra criptocristalina	Cc, Op	Cc	-
5	APA-4	100° 33.083'W	20° 31.944'N	Costra criptocristalina	Op, Cc	<i>n.a.</i>	-
6	APA-5	100° 33.058'W	20° 31.956'N	Costra criptocristalina	Op (Cc)	<i>n.a.</i>	-
7	APA-6	100° 33.071'W	20° 32.054'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op (Cao, Esm)	Q	silicificación
8	APA-7	100° 33.065'W	20° 32.068'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i> y porosidad secundaria	Op	<i>n.a.</i>	silicificación (vuggy)
9	APA-8	100° 33.063'W	20° 32.079'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Qz?	Q (Pl, S, Alu)	silicificación
10	APA-9	100° 33.070'W	20° 32.112'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op, Ys	<i>n.a.</i>	silicificación / intemperismo
11	APA-10	100° 33.085'W	20° 32.158'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i> / eflorescencias fibrosas	Op (Cao, Esm) / Ys	<i>n.a.</i>	silicificación / intemperismo
12	APA-11	100° 33.110'W	20° 32.220'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Cao (Op)	<i>n.a.</i>	argílica avanzada
13	APA-12	100° 33.120'W	20° 32.214'N	Toba de lapilli con alteración <i>pervasiva</i> , con oxihidróxidos de Fe	Op	Q (Alu, Cao?)	silicificación
14	APA-13	100° 33.116'W	20° 32.417'N	Lava basáltica sin alteración	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-
15	APA-14	100° 33.081'W	20° 32.566'N	Lava basáltica sin alteración	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	-
16	APA-15	100° 33.117'W	20° 32.659'N	Toba de lapilli y ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op	<i>n.a.</i>	silicificación
17	APA-16	100° 33.404'W	20° 33.116'N	Tefra de lapilli y ceniza	Op	FK, Cc, Op, Tr, Esm	argílica

18	APA-17	100° 33.439'W	20° 33.099'N	Cinerita	Op	n.a.	(desvitrificación)
19	APA-18	100° 33.658'W	20° 33.079'N	Toba de lapilli (con líticos) y ceniza, sin alteración	Op	n.a.	(desvitrificación)
20	APA-19	100° 33.509'W	20° 33.229'N	Ópalo lechoso	Op	n.a.	silificación
21	APA-20	100° 33.445'W	20° 33.299'N	Ópalo menilita	Op	n.a.	silificación
22	APA-21	100° 33.768'W	20° 36.249'N	Tefra lítica (lapilli) sin alteración	Op	n.a.	(desvitrificación)
23	APA-22	100° 33.479'W	20° 29.882'N	Toba de ceniza con alteración <i>pervasiva</i>	Op (Esm?)	Op, Tri, Zl, FK, Esm	argílica
24	APA-23	100° 33.486'W	20° 29.909'N	Eflorescencias de yeso fibroso	Ys	n.a.	-
25	APA-24	100° 33.496'W	20° 29.992'N	Sínter silíceo con restos de plantas vasculares	Op, Ys?	Op, Tri, Ys	-
26	APA-25	100° 33.513'W	20° 29.999'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
27	APA-26	100° 33.609'W	20° 30.011'N	Veta crustiforme	Op	Fl, Q, Esm, Brt	-
28	APA-27	100° 33.615'W	20° 30.015'N	Costra criptocristalina	Cc, Op	n.a.	-
29	APA-28	100° 33.644'W	20° 30.035'N	Toba riolítica de ceniza con lapilli (pómez)	Op	n.a.	(desvitrificación)
30	APA-29	100° 33.673'W	20° 35.470'N	Toba de lapilli con alteración selectiva	Op, Cao (Esm)	Q, Esm? (Alu)	argílica avanzada
31	APA-30	100° 33.557'W	20° 30.220'N	Lava con alteración <i>pervasiva</i>	Cao, Op	n.a.	argílica avanzada
32	APA-32	100° 33.554'W	20° 30.273'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
33	APA-33a	100° 33.506'W	20° 30.050'N	Sínter silíceo	Op	n.a.	-
34	APA-33b	100° 33.500'W	20° 30.054'N	Geyserita criptocristalina	Ys	Op, Tr	-
35	APA-33c	100° 33.500'W	20° 30.054'N	Geyserita criptocristalina	Op	n.a.	-
36	GS-5	100° 33.121'W	20° 31.998'N	Vetillas de cuarzo (10 vetillas)	n.a.	n.a.	-
39	GSBB-04100°	33.484'W	20° 29.910'N	Yeso selenítico	Ys	n.a.	-

Minerales (abreviaturas): Alu, alunita; Brt, barita; Cao, caolinita; Cc, calcita; Cr, cristobalita; Esm, esmectitas; FK, feldspatos potásicos; Fl, fluorita; Op, ópalo; Pl, plagioclasas; Qz, cuarzo; S, azufre nativo; Tr, tridimita; Ys, yeso; Zl, zeolitas.
 Clave: n.a. = no analizado; - = no es una alteración.

tamizadas a malla 200 ($<75 \mu\text{m}$) y montadas en un portamuestras de aluminio de doble carga. Los análisis se efectuaron mediante un difractómetro Shimadzu XRD-6000 equipado con un tubo con ánodo de Cu como fuente de rayos X, y direccionando el colimador de radiación $\text{CuK}\alpha_{1,2}$ (longitud de onda $\lambda=0.15405$) hacia una muestra orientada al azar, siguiendo el método del polvo cristalino. Los escaneos se registraron de 4° a 70° (2θ), con un tamaño de paso de 0.02° y un tiempo de integración de 2 s por paso. El equipo utilizado se localiza en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) de la UNAM. La identificación de las fases minerales se llevó a cabo con la base de datos PDF-2, mediante el programa de evaluación EVA de Shimadzu y el programa Highscore 4.5 de PANalytical. Una única muestra (APA-1a de la Tabla 1) fue analizada por el método de los agregados orientados, con el objetivo de caracterizar en detalle los minerales arcillosos (cf. Moore y Reynolds, 1997). Este análisis se realizó en la fracción arcilla ($<2 \mu\text{m}$), la cual se separó y preparó con el procedimiento que de manera resumida se describe a continuación. En primer lugar, la muestra original se disgregó

(sin triturar) suavemente utilizando un mortero de porcelana. El material disgregado se tamizó utilizando una malla de 1 mm de apertura y se introdujo en tubos de centrifuga con agua destilada para su agitación durante 24 horas, favoreciendo de esta forma la suspensión de la arcilla. En una segunda etapa y en base a los cálculos obtenidos al aplicar la ley de Stokes, las muestras se centrifugaron con una centrifuga Rotanta 46 a 600 rpm durante 5 minutos. Utilizando porta-muestras de vidrio se pipeteó la fracción en suspensión de la muestra centrifugada, depositándose en tres alícuotas, de las cuales una no recibió ningún tratamiento, otra se calentó a 550°C durante una hora, y la tercera se saturó con etilenglicol, de acuerdo con el procedimiento descrito en Moore y Reynolds (1997). Las tres alícuotas se midieron en el difractómetro Shimadzu XRD-6000 utilizando una rutina lenta ($1^\circ/\text{minuto}$) de escaneo continuo en un rango de 4° a 30° (2θ). La interpretación se basó en el diagrama de flujo de Poppe *et al.* (2001) para la identificación de minerales arcillosos. Los difractogramas interpretados se presentan la Figura 5.

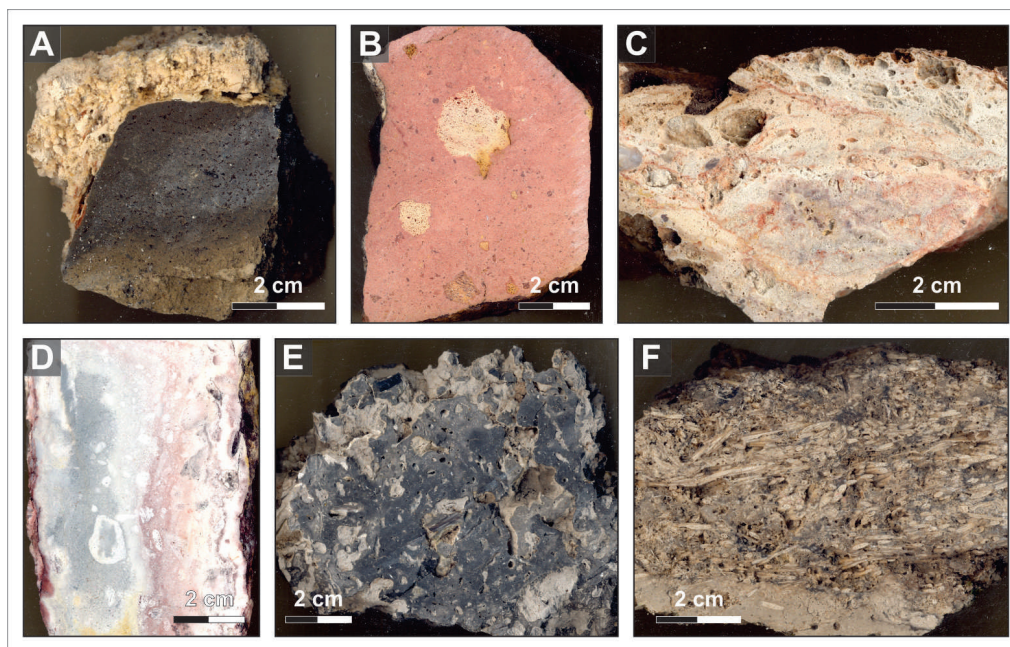


Figura 3. Fotografías representativas de muestras de roca del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Costra de ópalo y calcita criptocristalina, con textura laminar-botroidal, sobre una lava basáltica sin alteración (APA-4). (B) Toba riolítica de ceniza con lapilli (pómez), emplazada en un dique piroclástico; no presenta alteración hidrotermal (APA-28). (C) Toba de lapilli con silicificación *pervasiva* (ópalo, con cantidades subordinadas de esmectitas y caolinita) (APA-7). (D) Toba de ceniza afectada por alteración argílica avanzada, compuesta de caolinita y ópalo, con pirita disseminada (APA-11). (E) y (F) Sínter silíceo (ópalo y tridimita) con abundantes restos silicificados de plantas vasculares, y porosidad macroscópica recubierta por yeso (APA-24); procedentes de los manantiales termales activos de «Los Hervideros» (Figs. 1 y 2A). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.

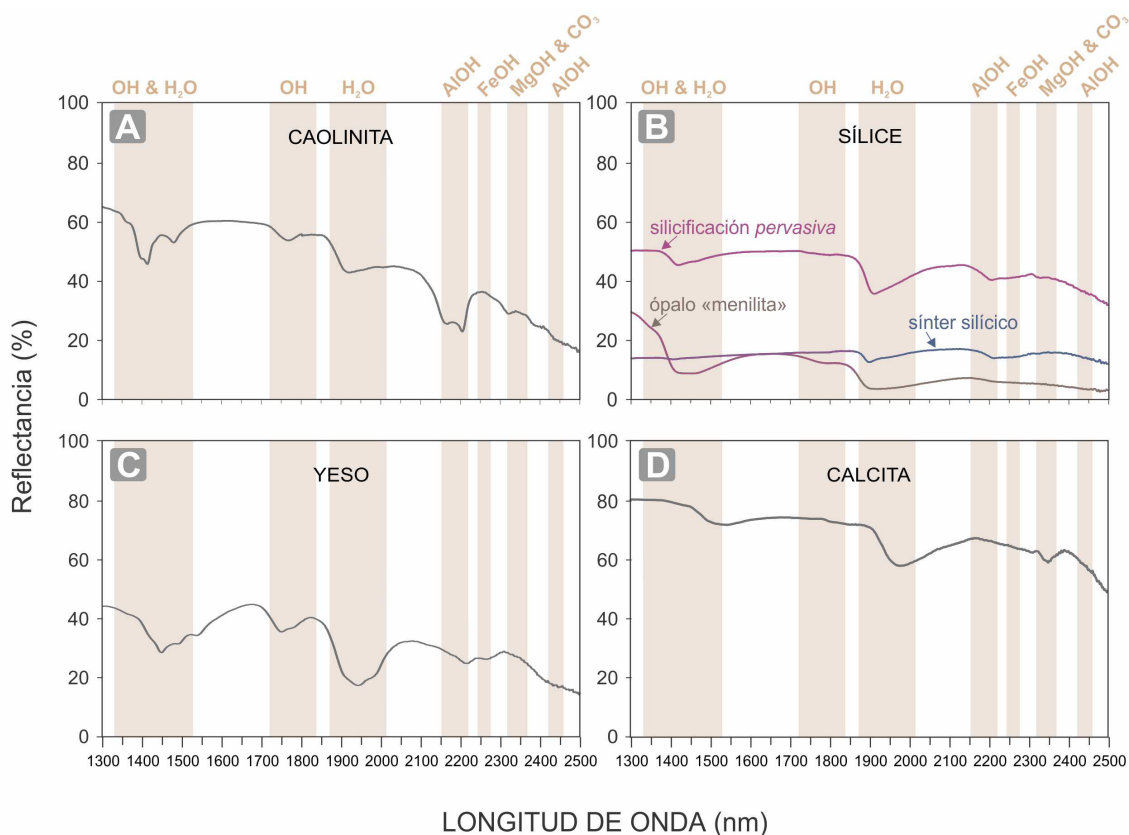


Figura 4. Espectros de reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR, por sus siglas en inglés), representativos de las paragénesis de alteración descritas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. Los rasgos de absorción usados para la identificación de las fases minerales (barras verticales) se obtuvieron de Spectral International Inc. (1994). (A) Caolinita, $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ (APA-11). (B) Fases del grupo de la sílice, SiO_2 (ópalo: APA-19; silicificación: APA-12; sínter: APA-32). (C) Yeso, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (APA-10, eflorescencias). (D) Calcita CaCO_3 (APA-3). La notación entre paréntesis corresponde a los números de muestra —y ubicaciones— indicados en la Tabla 1.

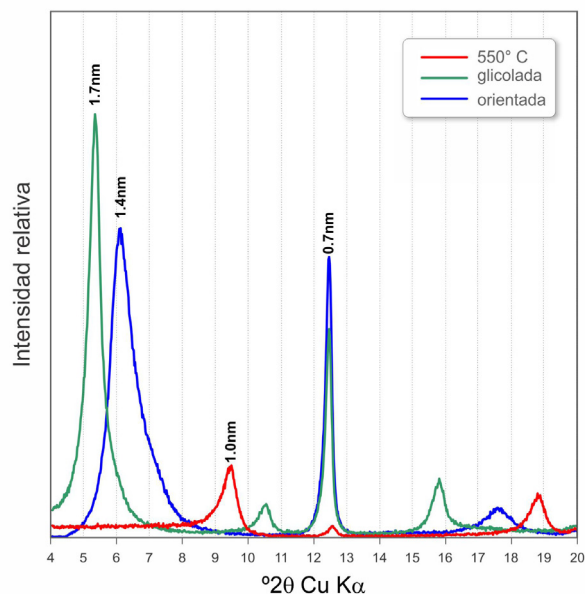


Figura 5. Análisis de agregados orientados por difracción de rayos X de la alteración argílica (muestra APA-1a, en la Tabla 1). Se muestran tres difractogramas obtenidos para la misma muestra pero bajo distintas condiciones (de arriba abajo): sin tratamiento, con etilenglicol, y calentada a 550°C. Se confirma la presencia de caolinita (Cao) y esmectita (Esm) como fases puras en la muestra, descartándose así la presencia de interestratificados.

Microtermometría de inclusiones fluidas

El estudio microtermométrico de IF se realizó en 9 muestras de vetillas, en particular en cristales de calcita, cuarzo, fluorita, barita y yeso. Las muestras se prepararon como secciones doblemente pulidas a un grosor de 100–150 μm , siguiendo los procedimientos descritos por Roedder (1984); también se analizaron algunas IF directamente en fragmentos de cristales obtenidos por exfoliación. Se analizaron exclusivamente aquellas IF que, de acuerdo con los criterios de Bodnar *et al.* (1985), Sander y Black (1988) y Van den Kerhof y Hein (2001), pudieron considerarse primarias, descartándose las secundarias o las que mostraban indicios de haber sido afectadas por procesos post-atrapamiento.

Las mediciones microtermométricas se realizaron por medio de la platina térmica Linkam THMSG 600, en el Centro de Geociencias de la UNAM, la cual está montada sobre un microscopio óptico Olympus con objetivos de hasta 100 \times . Dicha platina tiene la capacidad de enfriar las muestras hasta alrededor de $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$ y calentarlas hasta $\sim 600\text{ }^{\circ}\text{C}$. La reproducibilidad de las mediciones fue de $\pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ por debajo de los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (temperatura de fusión del hielo; T_m) y de $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ por encima de los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (temperatura de homogenización; T_h). La mayoría de las muestras fueron enfriadas a $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$, y, una vez descartada la presencia de CO_2 y CH_4 , se enfriaron las restantes a $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$. El cálculo de la salinidad se realizó a partir de T_m , mediante la ecuación propuesta por Bodnar (1993) para el sistema H_2O – NaCl :

$$\text{salinidad} = 0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$$

siendo θ el abatimiento del punto de congelación en grados Celsius. Dado que el sistema utilizado (H_2O – NaCl) es una simplificación razonable que permite modelar el comportamiento de las soluciones hidrotermales naturales (que contienen otros cationes como Ca y K), la salinidad así obtenida es de hecho una aproximación, que se expresa en términos de porcentaje en peso equivalente de NaCl (de aquí en adelante, simplemente: %).

Resultados

Clasificación y mapeo de las alteraciones

En la zona geotérmica de SBB se han reconocido tres tipos de alteración hidrotermal (a partir del muestreo en superficie): (a) silicificación, (b) argílica, y (c) argílica avanzada; además, se han encontrado y caracterizado otros productos de la actividad hidrotermal: (d) sínter silíceo, (e)

geyserita rica en sílice y sulfatos, y (f) vetillas de cuarzo, calcita, fluorita y barita. La Tabla 1 presenta las alteraciones y rocas mencionadas, junto con su caracterización mineralógica y descripción general; se incluyen, además, costras criptocristalinas de carbonato y sílice, así como rocas volcánicas sin alterar: lavas, y depósitos de tefra y cenizas (sin consolidar y con cierto grado de desvitrificación).

Los minerales detectados por espectroscopia SWIR son (Figura 4): ópalo ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), caolinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), calcita (CaCO_3) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Algunos espectros sugieren la presencia de esmectitas (Ca, Na) ($\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Zn}$) $_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$; esto fue confirmado mediante el análisis por DRX de agregados orientados, que a la vez descartó la presencia de filosilicatos interestratificados (Figura 5). Además, el método de polvo cristalino permitió detectar otros minerales: cuarzo, cristobalita y tridimita (SiO_2), plagioclasas (Na, Ca)(Si, Al) $_4\text{O}_8$, feldespato potásico (K, Na)(Si, Al) $_4\text{O}_8$, alunita ($\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), fluorita (CaF_2) y azufre nativo (S).

La alteración superficial más común en SBB es la silicificación, con nueve sitios en total (Tabla 1 y Figura 6). En muestra de mano esta alteración se observa como un reemplazamiento *pervasivo* de las rocas volcánicas por fases del grupo de la sílice (ópalo y cuarzo), con coloraciones variables de gris a beige y rosado. En algunos casos se presenta macroporosidad secundaria, indicando la disolución selectiva de componentes de la roca como clastos. En dos sitios (APA-19 y APA-20 en Tabla 1 y Figura 6) se ha hallado ópalo masivo en sus variedades lechosa y “menilita” (*i.e.* de color pardo y brillo mate) (Figura 2D). Además de ópalo y cuarzo, la silicificación puede contener alunita y azufre nativo en cantidades subordinadas, así como cristales relictos de feldespatos de la roca volcánica original.

La alteración argílica avanzada se ha encontrado en cuatro sitios de muestreo en SBB (Tabla 1 y Figura 6). Macroscópicamente se caracteriza por los tonos claros (blanco a beige), por su aspecto pulverulento y por el tacto sedoso. Sin embargo, estas características sólo se presentan en las muestras más ricas en caolinita (Figura 2C). El mineral más característico de este tipo de alteración en SBB es la caolinita, la cual puede estar mezclada (no interestratificada) con esmectitas (Figura 5). Una fase que en todos los casos se ha encontrado asociada a la caolinita es el ópalo, mientras que la alunita sólo se detectó —y en cantidades subordinadas— en una muestra (APA-29 en Tabla 1 y Figura 6).

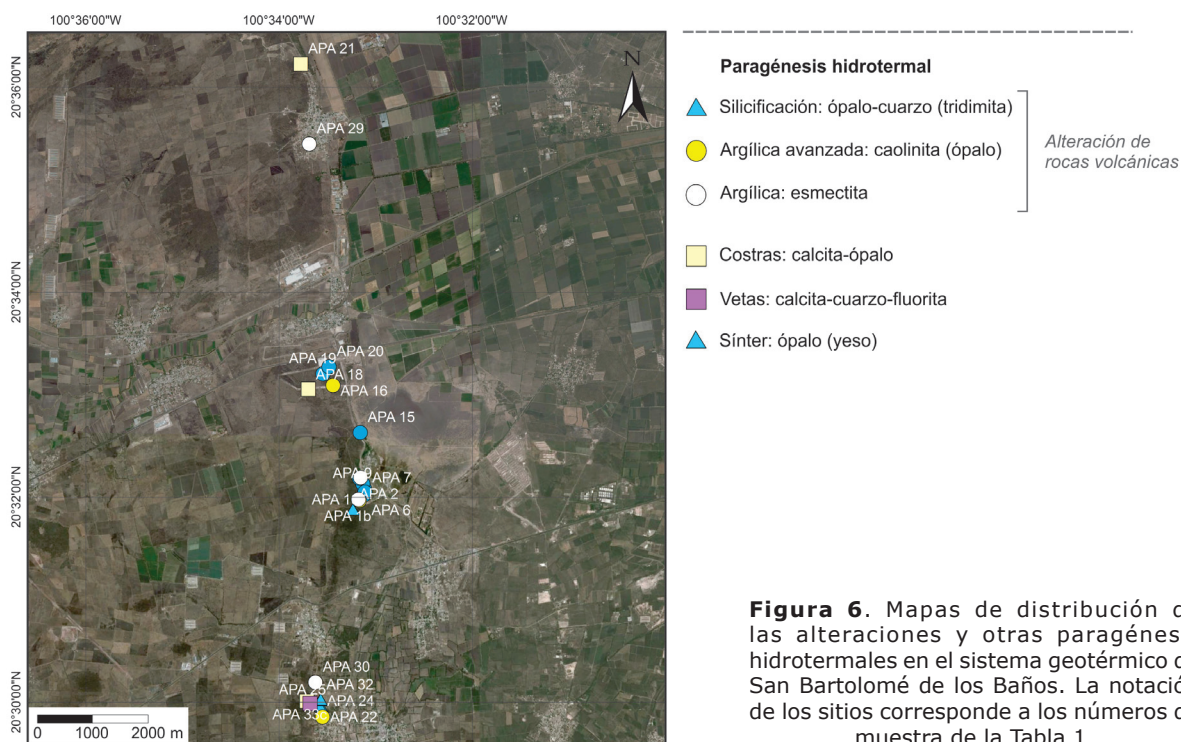


Figura 6. Mapas de distribución de las alteraciones y otras paragénesis hidrotermales en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. La notación de los sitios corresponde a los números de muestra de la Tabla 1.

La alteración argílica se ha encontrado en tres sitios de SBB (Tabla 1 y Figura 6), donde se identifica por la presencia de esmectitas y ausencia de caolinita. La determinación de este tipo de alteración resulta ambigua en algunos casos, pues las esmectitas pueden tener su origen tanto en procesos hidrotermales como supergénicos (intemperismo) (*cf.* Thompson, y Thompson, 1996). Además de esmectitas, esta asociación de alteración presenta ópalo y, en un caso, zeolitas (APA-22 en Tabla 1).

Los depósitos de sínter se localizan en dos zonas separadas de SBB, que distan 4 km entre sí (Figura 1): (a) alrededor de la laguna de El Salitre, donde hay numerosos manantiales termales activos «Hervideros» (Figura 2A), y (b) al sur del área de estudio, en torno a los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente, donde las manifestaciones geotérmicas están extintas pero quedan algunos vestigios de su aprovechamiento balneológico (Figura 2B). Macroscópicamente, el depósito de sínter muestra superficies irregulares y macroporosidad; su coloración es gris oscuro y en fractura muestran un brillo vítreo (Figuras 3E y F). Comúnmente las superficies (incluida la porosidad) están parcialmente tapizadas por costras claras de aspecto pulverulento (Figura 3E). El sínter contiene muchos fragmentos silicificados de plantas; en una muestra (APA-24

en Tabla 1) la proporción de dichos fragmentos es tan alta como en un travertino (Figura 3F). Los sínTERS de SBB están compuestos casi en su totalidad por ópalo, con cristobalita y tridimita asociadas; además, en cantidades subordinadas se ha identificado yeso (Tabla 1).

En los manantiales inactivos (antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente; Figura 1) se encuentra un material pulverulento gris que está compuesto básicamente por yeso, al que denominamos geyserita por no poder catalogarse como sínter (Tabla 1). En la misma zona existe una veta de dirección N-S y espesor de 10 cm, y vetillas <5 cm de espesor. La veta se compone de cuarzo, calcita, fluorita y barita, con una textura bandeada (APA-26 en Tabla 1).

La distribución espacial de las alteraciones se presenta en la Figura 6. Las rocas alteradas se distribuyen a lo largo de la Falla de San Bartolomé, una falla normal de dirección N-S y ~100 m de desplazamiento (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Hay tres zonas que concentran la mayor parte de alteraciones, de sur a norte (Figuras 1 y 6): (a) zona de manifestaciones extintas cercanas a los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente, (b) zona de manantiales activos «Hervideros» de la laguna El Salitre, y (c) zona inmediatamente al sur del

pueblo de Calera de Ameche. De estas zonas, únicamente la primera presenta todos los tipos de alteración, además de vetas hidrotermales y manifestaciones geotérmicas, aunque estas entraron en inactividad en épocas recientes.

Inclusiones fluidas

Todas las IF estudiadas pertenecen al sistema $H_2O-NaCl$, habiéndose observado el punto eutéctico entre -21 y -22 °C. En su mayoría las IF son monofásicas líquidas (menos frecuentemente bifásicas), concretamente L+V con predominio de la fase líquida ($\sim 80\%$ vol.). El tamaño de las IF varía entre ~ 5 y 25 μm (Figura 7). La Th varía en las muestras estudiadas entre 62 y 139 °C, con un intervalo modal en $100-110$ °C; por otro lado, el rango de salinidad va de 2.4 a 10.4% , mostrando una distribución bimodal con máximos alrededor de 3 y de 7% (Tabla 2 y Figura 8). En general, se observa una correspondencia entre ambos parámetros, tal que las IF con Th más elevada también presentan una mayor salinidad (Figura 8); éstas corresponden a cristales de

fluorita y barita (APA-26 en las tablas 1 y 2) de la veta N-S que aflora cerca de San Bartolomé Aguacaliente.

Mediante el método estadístico de clasificación natural de Jenks (1967) se establecieron tres categorías de Th, las cuales se representan cartográficamente en la Figura 9. La categoría de mayor temperatura (Th > 109 °C) únicamente se encuentra en San Bartolomé Aguacaliente.

Discusión

Consideraciones generales

Para la realización de este estudio en SBB, con una orientación hacia a la exploración geotérmica, se ha combinado la caracterización de las alteraciones hidrotermales con la microtermometría de IF. El tratamiento cartográfico de los resultados, presentado en las Figuras 6 y 9 sugiere, a primera vista, que hay una conexión entre la distribución de las alteraciones y los valores de Th. Un examen más detallado de la correspondencia geográfica observable entre ambos atributos permite inquirir la zona de estudio en cuanto a las propiedades y naturaleza de los fluidos, así como a las condiciones geológicas particulares del sistema geotérmico.

Las alteraciones hidrotermales caracterizadas en el presente estudio, así como las manifestaciones termales, tanto activas como inactivas, se asocian a la falla de San Bartolomé, distribuyéndose sobre el bloque hundido, adyacentes al trazado de la misma (Figura 1). Esta peculiaridad, aunada a la ausencia de evidencias de vulcanismo reciente (Cuaternario) cerca del área de estudio, permite clasificar a SBB como un sistema geotérmico convectivo controlado por fallas (*non-magmatic, extensional domain type*; de acuerdo con la clasificación de Moeck, 2014). Dentro de esta tipología se incluyen diversos sistemas geotérmicos de baja y mediana entalpía (según la clasificación de Lee, 2001) de la Faja Volcánica Transmexicana, por ejemplo, Atotonilco El Alto, Jalisco (Pérez-Martínez et al., 2018), y Amajac, en el Geoparque Comarca Minera, Hidalgo (Cruz Pérez et al., 2018). Según este modelo de sistema geotérmico, la energía es transportada hacia la superficie mediante fluidos que ascienden a través de fallas normales, esto en ausencia de una fuente magmática de calor; el movimiento de las fallas es lo que ocasiona que las alteraciones y zonas permeables queden expuestas (e.g. Kissling y Weir, 2005; Faulds y Hinz, 2009).

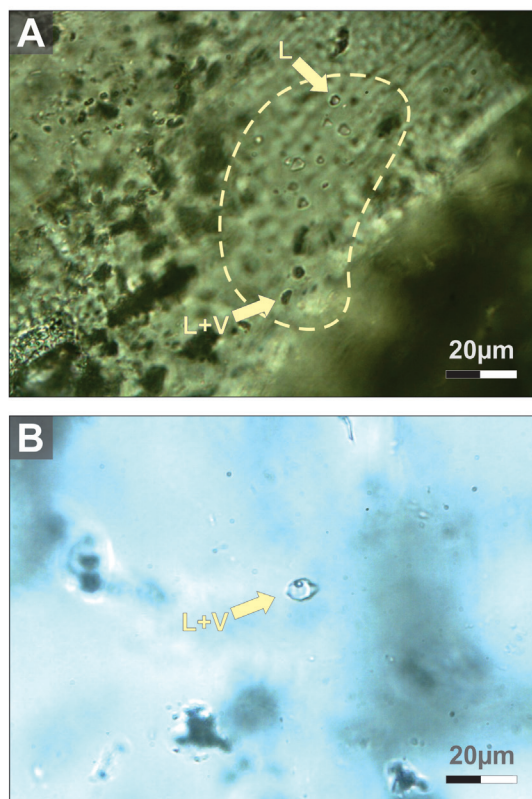


Figura 7. Fotomicrografías representativas de inclusiones fluidas primarias representativas, líquido-vapor (L+V) y líquido (L), hospedadas en (A) cuarzo, y (B) fluorita. Sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños.

Tabla 2. Resumen estadístico descriptivo de los resultados microtermométricos de inclusiones fluidas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tm (°C)			Salinidad (% en peso eq. de NaCl)		
			Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.	Mín.	Prom.	Máx.
GS-5-03	cuarzo	6	98	102	106	-1.7	-1.6	-1.4	2.4	2.7	2.9
GS-5-06	cuarzo	9	97	101	107	-1.8	-1.7	-1.5	2.6	2.9	3.1
GS-5-10	cuarzo	8	102	104	109	-1.9	-1.7	-1.5	2.6	2.8	3.2
APA-10	cuarzo	4	99	100	102	-1.8	-1.6	-1.5	2.6	2.8	3.1
APA-26	fluorita	15	97	118	136	-6.9	-4.6	-3.8	6.2	7.2	10.4
	barita	17	121	130	139	-4.9	-4.2	-3.7	6.0	6.8	7.7
GSBB-04	yeso	1	-	62*	-	-	-2.0*	-	-	3.4*	-

*Valor único.

Clave: Th = temperatura de homogenización; Tm = temperatura de fusión del hielo (abatimiento del punto de congelación); n = número de inclusiones analizadas; Mín. = valor mínimo; Prom. = media aritmética; Máx. = valor máximo.

Nota: La ubicación (coordenadas) de los sitios de muestreo se proporciona en la Tabla 1.

Modelo de alteración y naturaleza de los fluidos geotérmicos

Los depósitos de sínter en SBB se forman alrededor de los manantiales termales de la laguna El Salitre, cuya temperatura de descarga oscila entre 30 y 92 °C; además, se encuentran en la zona actualmente inactiva de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (Figura 6). La precipitación de ópalo (principal componente del sínter; Tabla 1) en las descargas sugiere que las temperaturas del reservorio están por encima de los 200 °C (e.g. Prol-Ledesma *et al.*, 2004), y se debe a una sobresaturación de sílice por enfriamiento del fluido (cf. Canet *et al.*, 2005). Destaca la presencia de yeso en los depósitos de manantial termal, en particular, tapizando las oquedades (macroporosidad) del sínter, lo cual indica la presencia de sulfato en el agua.

La silicificación (con cantidades accesorias de caolinita y alunita) de las rocas volcánicas está presente en las tres principales zonas de alteración (Figura 6), sugiriendo temperaturas de alrededor de 100 °C y condiciones de pH moderadamente ácidas (cf. White y Hedenquist, 1995; Corbett y Leach, 1998). En los sistemas geotérmicos generalmente la silicificación se desarrolla en formaciones permeables a escasa profundidad, justo por debajo de la zona de condensación de vapor (e.g. Thompson y Thompson, 1996; Canet *et al.*, 2015b); en SBB, la falla de San Bartolomé proporciona la permeabilidad necesaria para el desarrollo de la esta alteración.

La alteración característica de zonas de condensación de vapor en sistemas geotérmicos es la argílica avanzada (e.g. González-Partida *et al.*, 2005). Este tipo de alteración en SBB se localiza en las tres principales zonas de alteración de la falla de San Bartolomé (Figura 6), y se caracteriza por la paragénesis caolinita-cuarzo-ópalo±alunita (Figura 5; Tabla 1). La alteración argílica avanzada en sistemas geotérmicos se desarrolla por encima del nivel freático, debido a la disolución y oxidación del H₂S, el cual condensa como resultado de la interacción entre el vapor y el acuífero; las condiciones son un pH muy ácido (2–3) y temperaturas cercanas a los 100 °C (White y Hedenquist, 1995; Thompson y Thompson, 1996). Esta alteración puede tener un desarrollo lateral y ocurrir junto con una disolución parcial de la roca (Hedenquist y Taran, 2013). Por último, la alteración argílica, indicada en SBB por las esmectitas, podría estar indicando temperaturas inferiores a 100 °C y pH neutro (cf. Corbett y Leach, 1998).

Las Th medidas en las inclusiones fluidas oscilan entre 62 y 139 °C, con un máximo para la función de densidad de probabilidad en 113 °C (Figura 8A). Este valor es compatible con las condiciones indicadas por las asociaciones de alteración antes discutidas; además, es cercano al valor límite para la categoría más alta (109 °C; para tres clases) al aplicar el método estadístico de clasificación natural (Figura 9). Los valores de Th dentro de la categoría más alta (por arriba de 109 °C) se obtuvieron exclusivamente en cristales

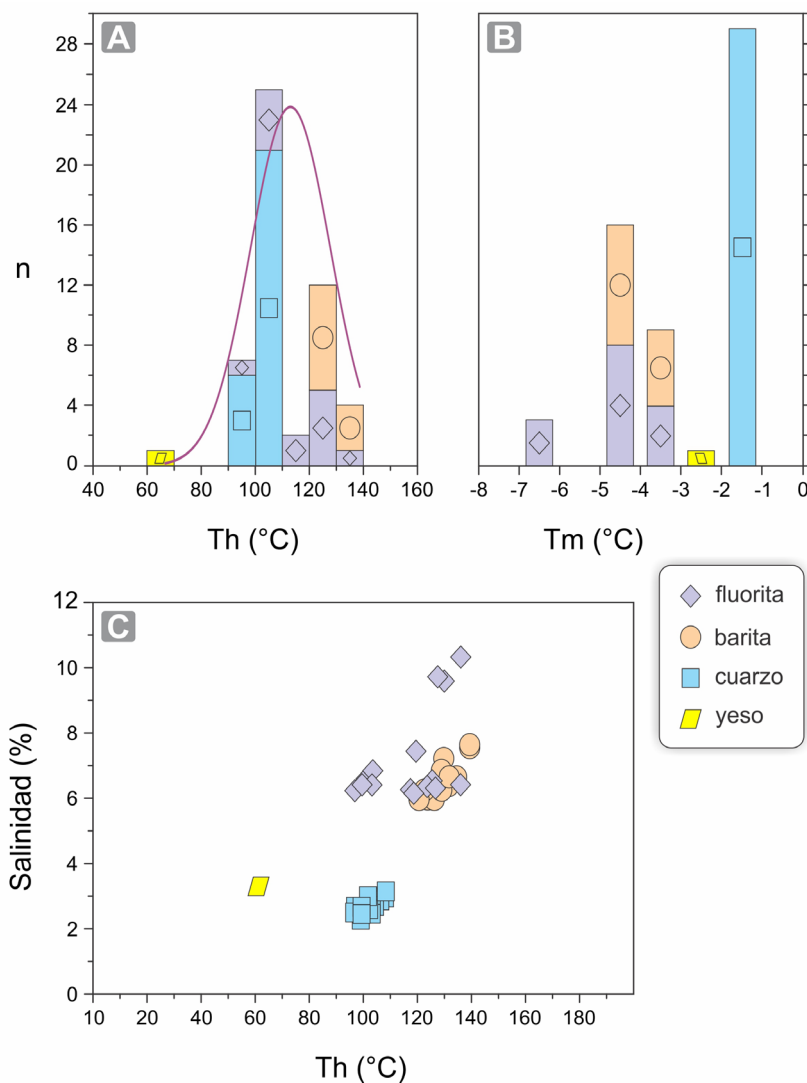


Figura 8. Representación gráfica de los resultados de microtermometría de inclusiones fluidas del sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. (A) Histograma de distribución de valores de temperatura de homogenización (Th); la curva representa la función de densidad de probabilidad (moda = 113). (B) Histograma de distribución de valores de temperatura de fusión del hielo (Tm, por sus siglas en inglés) —o abatimiento del punto de congelación—. (C) Diagrama de dispersión, con la Th y la salinidad (en porcentaje en peso equivalente de NaCl) como variables.

de barita y de fluorita de una veta localizada en zona de manifestaciones inactivas de los antiguos baños de San Bartolomé Aguacaliente (Tabla 2).

La Th promedio por muestra más elevada es de 130 °C; se obtuvo en un cristal de barita y le corresponde una salinidad promedio de 6.8% (APA-26 en Tabla 2). Utilizando el modelo de ebullición de salinidad variable de Cruz-Pérez *et al.* (2016), esta muestra se debió haber formado al menos ~50 m por debajo del nivel freático. Esta profundidad es similar al salto de la falla de San Bartolomé estimado a partir

del desnivel del talud, siendo dicha fractura, por lo tanto, la causante de su exposición a la superficie.

La correspondencia entre Th y salinidad (Figura 8C), con una correlación positiva baja ($R^2 = 0.58$), podría reflejar un proceso de dilución —del fluido hidrotermal (de circulación profunda, con temperatura y salinidad elevadas) con agua meteórica superficial (fría y pobre en sales); este proceso debe suceder a escasa profundidad, por arriba del nivel de ebullición antes estimado.

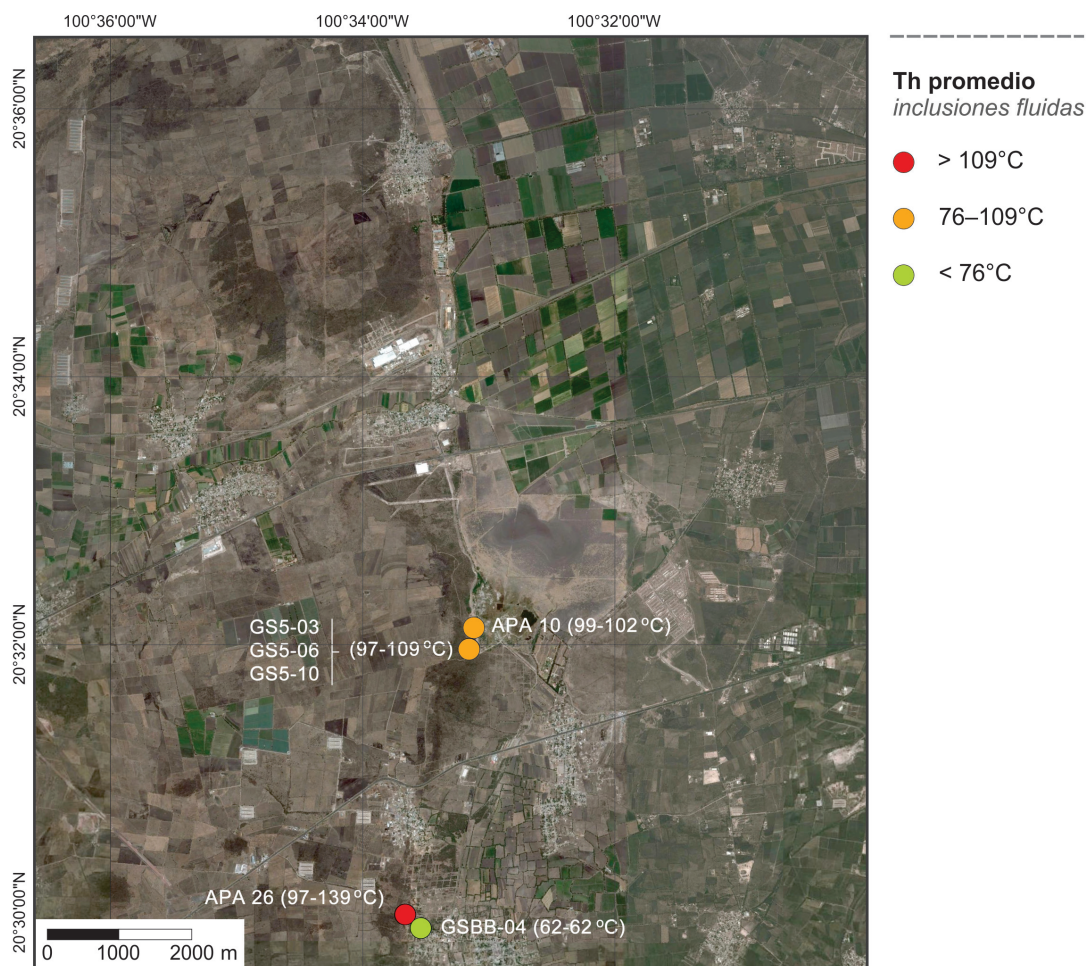


Figura 9. Mapa de distribución de la temperatura de homogenización (T_H) de inclusiones fluidas en el sistema geotérmico de San Bartolomé de los Baños. La notación de los sitios corresponde a las claves de las muestras en la Tabla 1.

La presencia de la veta bandeada de cuarzo-fluorita-barita y los depósitos de sínter con diagénesis de fases de sílice (e.g. transformación de ópalo-A a tridimita; Lynne y Campbell, 2003) sugieren una actividad hidrotermal longeva, relacionada con la falla de San Bartolomé, cuya actividad extensional se remonta al límite entre Mioceno-Plioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). La longevidad y diversidad de pulsos hidrotermales de sistemas geotérmicos ha sido observada en otros sistemas extensionales, donde la actividad de estructuras extensionales regula la actividad hidrotermal (e.g. graben de Bahía Concepción, en la Península de Baja California; Rodríguez-Díaz *et al.*, 2018).

Conclusiones

En SBB tanto la alteración hidrotermal como la actividad geotérmica actual y reciente

están restringidas al trazado de la falla de San Bartolomé, de tipo normal y dirección N-S; esto, aunado a la ausencia de vulcanismo reciente, indica que el sistema geotérmico es de tipo convectivo controlado por fallas, característico de un régimen tectónico extensional.

Los depósitos silíceos superficiales (sínter) formados alrededor de los manantiales termales sugieren que la temperatura de reservorio está por arriba de 200 °C.

Las alteraciones predominantes en la superficie son (a) sílica y (b) argílica avanzada, indicando temperaturas de los fluidos de alrededor de 100 °C y pH moderadamente ácido. Las mediciones microtermométricas de IF arrojan temperaturas acordes, con un valor central de T_H cercano a 110°C. La ocurrencia de una veta de cuarzo, fluorita y barita, así como la diagénesis incipiente del ópalo en el

sínter sugieren que el sistema hidrotermal es de vida larga, pudiendo haber iniciado a finales del Mioceno con temperaturas ligeramente más elevadas que las actuales (hasta ~140 °C).

La distribución de los valores de Th y salinidad medidos en las IF sugiere un proceso de dilución del fluido hidrotermal con agua meteórica superficial, el cual debe suceder a escasa profundidad (hasta 50 m), mientras que a más profundidad el fluido eventualmente puede experimentar procesos de ebullición.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por la Comisión Federal de Electricidad (Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos), a través del proyecto titulado «Estudio geocientífico para el desarrollo geotérmico de las zonas de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato y San Agustín del Maíz, Michoacán» firmado por dicha agencia gubernamental y el Instituto de Geofísica de la UNAM. Expresamos un agradecimiento especial a los doctores Vala Hjörleifsdóttir, Denis Xavier François Legrand y José Luis Macías Vázquez, del Instituto de Geofísica de la UNAM, quienes mediante sus gestiones y labor académica lograron la obtención y consecución exitosa del proyecto. Los autores agradecemos la revisión y los comentarios realizados por la Dra. Rosa María Barragán Reyes y por un árbitro anónimo; asimismo, este trabajo se ha beneficiado del trabajo y apoyo editorial del Dr. Mahendra P. Verma y de la Mtra. Andrea Rostan Robledo.

References

- Aguirre-Díaz G.J., Nieto-Obregón J., Zúniga F.R., 2005, Seismogenic basin and range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, México. *Geological Journal*, 40, 215–243.
- Alaniz-Álvarez S.A., Nieto-Samaniego A.F., Reyes-Zaragoza M.A., Orozco-Esquivel M.T., Ojeda-García A.C., Vasallo-Morales L.F., 2001, Estratigrafía y deformación de la región San Miguel de Allende-Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129–148.
- Arredondo B., 2012, Los antiguos baños de San Bartolomé Aguas Calientes. Apaseo el Alto, Guanajuato, <http://vamonosalbale.blogspot.com/2012/03/los-antiguos-banos-de-san-bartolome.html> (consultado en octubre de 2018).
- Bodnar R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O–NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683–684.
- Bodnar R.J., Reynolds T.J., Kuehn C.A., 1985, Fluid inclusion systematics in epithermal systems, en Berger B.R., Bethke P.M. (eds.), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*, Reviews in Economic Geology, 2, pp. 73–97.
- Browne P.R.L., 1970, Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields. *Geothermics*, 2, 564–570.
- Camprubí, A., 2010, Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 62, 25–42.
- Canet C., Prol-Ledesma R.M., Torres-Alvarado I., Gilg H.A., Villanueva R.E., Lozano-Santa Cruz R., 2005, Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 174, 97–113.
- Canet C., Arana L., González-Partida E., Pi T., Prol-Ledesma R.M., Franco S.I., Villanueva-Estrada R.E., Camprubí A., Ramírez-Silva G., López-Hernández A., 2010, A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geochem. Explor.*, 105, 1–10.
- Canet C., Franco S.I., Prol-Ledesma R.M., González-Partida E., Villanueva-Estrada R.E., 2011, A model of boiling for fluid inclusion studies: application to the Bolaños Ag-Au-Pb-Zn epithermal deposit, Western Mexico. *J. Geochem. Explor.*, 110, 118–125.
- Canet C., Trillaud F., Prol-Ledesma R.M., González-Hernández G., Peláez B., Hernández-Cruz B., Sánchez-Córdova M.M., 2015a, Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56–62.
- Canet C., Hernández-Cruz B., Jiménez-Franco A., Pi T., Peláez B., Villanueva-Estrada R.E., Alfonso P., González-Partida E., Salinas S., 2015b, Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a

- model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*, 53, 154–165.
- Cañada B., 2015, Agoniza San Bartolomé Aguas Calientes. Periódico Correo, <https://periodicocorreo.com.mx/agoniza-san-bartolome-aguas-calientes/> (consultado en octubre de 2018).
- Clark R.N., Swayze G.A., Wise R.A., Livo K.E., Hoefen T.M., Kokaly R.F., Sutley S.J., 2007, USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series, 231, <http://speclab.cr.usgs.gov> (consultado en octubre de 2018).
- Corbett G.J., Leach T.M., 1998, Southwest Pacific rim gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. *Economic Geology*, Special Publication, 6, 238 pp.
- Cruz-Pérez M.A., Canet C., Franco S.I., Camprubí A., González-Partida E., Rajabi A., 2016, Boiling and depth calculations in active and fossil hydrothermal systems: A comparative approach based on fluid inclusion case studies from Mexico. *Ore Geology Reviews*, 72, 603–611.
- Cruz Pérez M.A., Canet Miquel C., Salgado Martínez E., Morelos-Rodríguez L., García Alonso E., 2018, Geositios, en Canet Miquel C. (coord.), Guía de campo del Geoparque de la Comarca Minera, 1ª edición, Instituto de Geofísica-Secretaría de Desarrollo Institucional, UNAM, pp. 150–221.
- Dalrymple G.B., Grove M., Lovera O.M., Harrison T.M., Hulen J.B., Lanphere M.A., 1999, Age and thermal history of the Geysers plutonic complex (felsite unit), Geysers geothermal field, California: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173, 285–298.
- Faulds J.E., Bouchot V., Moeck I., Oguz K., 2009, Structural controls of geothermal systems in Western Turkey: A preliminary report. *GRC Transactions*, 33, 375–383.
- Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Manea V., Manea M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.
- González-Partida E., Carrillo-Chávez A., Levresse G., Tello-Hinojosa E., Venegas-Salgado S., Ramirez-Silva G., Pal-Verma M., Tritlla J., Camprubi A., 2005, Hydrogeochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. *Appl. Geochem.*, 20, 23–29.
- Hedenquist J.W., Taran Y.A., 2013, Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 108, 1523–1540.
- Hiriart Le Bert G., 2011, Evaluación de la energía geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, 164 pp.
- Jenks G.F., 1967, The data model concept in statistical mapping. *Int. Yearb. Cartogr.*, 7, 186–190.
- Kissling W.M., Weir G.J., 2005, The spatial distribution of the geothermal fields in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 145, 136–150.
- Lee K.C., 2001, Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics*, 30, 431–42.
- Leal H.R., López H.A., Herrera L., 1979, Estudio geológico de la región de San Bartolomé de los Baños, Guanajuato. Comisión Federal de Electricidad.
- López-Hernández A., 1996, Modelo geológico de un sistema hidrotermal no volcánico; San Bartolomé de los Baños, Gto., México. *Geotermia*, 12, 19–32.
- Lynne B.Y., Campbell K.A., 2003, Diagenetic transformations (opal-A to quartz) of low- and mid-temperature microbial textures in siliceous hot-spring deposits, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 1679–1696.
- Moeck I.S., 2014, Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882.
- Moore J.N., Gunderson R.P., 1995, Fluid inclusion and isotopic systematics of an evolving magmatic-hydrothermal system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3887–3907.
- Moore D.M., Reynolds R.C. Jr., 1997, X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford, 378 pp.

- Norton D., Knight J., 1977, Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons. *Am. J. Sci.*, 277, 937–981.
- Pasquarè G., Ferrari L., Garduño V.H., Tibaldi A., Vezzoli L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic belt, States of Guanajuato and Michoacán. Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 map and text, 22 pp.
- Pérez-Martínez I., Villanueva-Estrada R.E., Cardona-Benavides A., Rodríguez-Díaz A.A., Rodríguez-Salazar M.T., Guadalupe J. (2018) Preliminary reconnaissance of geothermal play in the northeastern Chapala graben in the state of Jalisco, Mexico. *Geothermics. Acepado*.
- Poppe L.J., Paskevich V.F., Hathaway J.C., Blackwood D.S., 2001, A laboratory manual for X-ray powder diffraction. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-041A.
- Prol-Ledesma R.M., Canet C., Torres-Vera M.A., Forrest M.J., Armienta M.A., 2004, Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 137, 311–28.
- Raisz E., 1959, Landforms of Mexico, scale ca. 1:3,000,000: Cambridge, Massachussetts, U.S. Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Rodríguez-Díaz A.A., Canet C., Villanueva-Estrada R.E., Chacón E., Gervilla F., Velasco-Tapia F., Cruz-Gómez E.M., González-Partida E., Casas-García R., Linares-López C., Pérez-Zárate, D., 2018, Recent Mn-Ag deposits in coastal hydrothermal springs in the Baja California Peninsula, Mexico. *Min. Deposita*, 1–18.
- Roedder E., 1984, Fluid inclusions, en Ribbe P.H. (ed.), Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, vol. 12, 644 pp.
- Sander M.V., Black J.E., 1988, Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems—implications for fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 83, 1052–1060.
- Scott S., Gunnarsson I., Arnórsson S., Stefánsson A., 2014, Gas chemistry, boiling and phase segregation in a geothermal system, Hellisheidi, Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 124, 170–189.
- Spectral International Inc., 1994, SWIR spectral mineral identification system and spectral database SPECMINTM, vol. II. Integrated Spectronics, CO, USA.
- Thompson A.J.B., Thompson F.J.H., 1996, Atlas of Alteration: A Field and Petrographic Guide to Hydrothermal Alteration Minerals. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, 120 pp.
- Thompson A.J.B., Hauff P.L., Robitaille A.J., 1999, Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol. Newsl.*, 39, 16–27.
- Van den Kerkhof A.M., Hein U.F., 2001, Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27–47.
- Weissberg B.G., Wodzicki A., 1970, Geochemistry of hydrothermal alteration at the Tui Mine, Te Aroha, New Zealand. *N. Z. J. Sci.*, 13, 36–60.
- White N.C., Hedenquist J.W., 1995, Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Soc. Econ. Geol. Newsl.*, 23, 9–13.