



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GÉNESIS DE TRAVERTINOS EN BAÑOS COLINA Y BAÑOS MORALES, CAJÓN DEL MAIPO,
REGIÓN METROPOLITANA.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ALDO NICOLÁS ANSELMO MIRANDA

PROFESOR GUÍA:

DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

LINDA DANIELE

MARTIN REICH MORALES

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA).
Proyecto FONDAP CONICYT 15090013.

SANTIAGO DE CHILE

2017

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Aldo Nicolás Anselmo Miranda
FECHA: 10 de mayo del 2017
PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes

GÉNESIS DE TRAVERTINOS EN BAÑOS COLINA Y BAÑOS MORALES, CAJÓN DEL MAIPO, REGIÓN METROPOLITANA.

La presente investigación tiene por objetivo establecer un modelo genético para los travertinos que se encuentran en Baños Morales y en el Valle de Colina en el Cajón del Maipo, Chile.

Para esto se caracterizó la morfología, petrografía y mineralogía de los depósitos con el fin de determinar las condiciones en las cuales se formaron, cuáles fueron los factores principales que controlaron este proceso y una posible relación con la presencia de sistemas geotermales. Se plantea un modelo de formación para los distintos depósitos.

El trabajo consistió en tres campañas de terreno para la descripción morfológica de los cuerpos, obtención de precipitado actual y muestras de roca, a las cuales posteriormente se les realizó cortes transparentes, difracción de rayos X y se observaron en el microscopio electrónico de barrido, para determinar las texturas y mineralogía presentes.

Se describieron siete cuerpos de travertinos (1) Morales Poniente y (2) Morales Oriente que corresponden a laderas cubiertas por carbonatos, (3) Cascada Baños Morales, que es un depósito activo bajo las termas del mismo nombre, en el Valle de Colina se estudiaron las (4) Terrazas Baños Colina, atracción turística de la zona debido a sus termas, los *fissure ridge* (5) El Domo, (6) Domo Menor y finalmente (7) La Grieta, un canal autoconstruido de rumbo N40W formado por travertinos bandeados.

La mineralogía de los cuerpos varía entre aragonito y calcita según la morfología. Para los travertinos en capas de los *fissure ridge* se obtuvo mayoritariamente calcita (>90%), mientras que para las Terrazas Colina y La Grieta el porcentaje de aragonito era mayor con un 64% y 90% respectivamente. En los depósitos consolidados de Baños Morales nuevamente se tiene calcita como polimorfo dominante y solo en el precipitado actual ambos minerales presentan un porcentaje similar y se le atribuye a un control por actividad orgánica.

En Baños Colina la formación de los depósitos está controlada por la infiltración de aguas meteóricas a través de fallas que facilitan el transporte de fluidos hacia zonas profundas aumentando su temperatura y que ayuda también en el ascenso rápido, por lo tanto, se propone que estos son travertinos termometeógenos precipitados debido a la exsolución de dióxido de carbono desde los fluidos formadores y evidencian un sistema geotermal tectónico ubicado en la zona de estudio. Los travertinos de Baños Morales también de carácter termometeógeno, que han sido formados por aguas meteóricas que al infiltrar calizas y evaporitas obtienen parte de los componentes necesarios para la formación de carbonatos y luego al aflorar estas aguas subterráneas precipitan, pero que a diferencia de Baños Colina los fluidos no logran mantener altas temperaturas (>40°C) al momento de aflorar. No se encontró evidencia en los travertinos de un control estructural para estos depósitos, sin embargo, no se descarta que estén presentes estos factores también.

Agradecimientos

En primer lugar, quisiera agradecer a las personas que me guiaron durante esta investigación. Al Profesor Diego Morata por haberme dado la oportunidad de trabajar y conocer un tema tan fascinante como son los travertinos, además de su constante guía durante este trabajo. A los miembros de la comisión la Profesora Linda Daniele y el Profesor Martin Reich por sus consejos y correcciones en la realización de este trabajo. Al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (proyecto FONDAP – CONICYT 15090013) por haber financiado esta investigación. A las personas que me ayudaron durante este trabajo, a Camilo Sánchez por su guía y ayuda en los primeros meses de este trabajo y en las campañas de terreno, a Andrés Ibáñez por su colaboración con los análisis de XRD, a Santiago Maza por su ayuda en la interpretación de los difractogramas y también, a los académicos, funcionarios y estudiantes del Departamento de Geología por su buena disposición durante todo este tiempo.

Agradezco también a mis amigos y amigas que me acompañaron durante la carrera Javier, Clau, Pablito, Mila, Guaton, Vale y Aileen, ya que, gracias a su ayuda y compañía el paso por la facultad se facilitó bastante, alegrando los momentos de estrés, las tardes de estudio, las salidas a terreno y el día a día de esta etapa.

Finalmente agradecer a las personas que me han acompañado durante toda mi vida, mi familia. Mis padres Aldo y Karella por su apoyo incondicional, confianza y permitirme seguir mi vocación siempre. A mis abuelos Tito y Patricia por la motivación y cariño constante. A mis hermanas y cuñado, Sofía, Catalina y Cesar por estar siempre que fue necesario. A mis amigos de toda la vida Pipe, Joaco, Roberto, Josefina, Consu y Belén, por su amistad, preocupación y apoyo. A mi polola, María Ignacia, por alegrarme, por su infinito apoyo, motivación, ayuda, todo lo que ya he dicho y repito, junto con su compañía durante estos últimos 10 años. Y a tantas personas, compañeros, tíos, primos, que faltan por nombrar.

¡Muchas Gracias!

Tabla de Contenido

CAPÍTULO 1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del problema	1
1.1.1	Antecedentes generales	1
1.1.2	Travertinos del Cajón del Maipo.....	3
1.2	Objetivos	4
1.2.1	Objetivo general	4
1.2.2	Objetivos específicos.....	4
1.3	Hipótesis de trabajo.....	4
CAPÍTULO 2.	GEOLOGÍA Y UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
2.1	Ubicación y vías de acceso.....	5
2.2	Marco geológico regional.....	7
2.3	Marco geológico local.....	9
2.3.1	Generalidades	9
2.3.2	Estratigrafía	9
2.3.3	Estructuras.....	14
2.3.4	Complejo Volcánico San José-La Engorda.....	15
2.3.5	Hidrogeología.....	17
CAPÍTULO 3.	FORMACIÓN Y TIPOS DE DEPÓSITOS DE TRAVERTINOS	20
3.1	Formación de travertinos.....	20
3.2	Morfologías de travertinos	21
3.3	Travertinos y sistemas geotermales.....	26
CAPÍTULO 4.	METODOLOGÍA	28
4.1	Trabajo de campo	28
4.2	Métodos analíticos.....	29
4.2.1	Difracción de rayos X por el método de polvo policristalino (XRD).....	29
4.2.2	Microscopía Óptica	31
4.2.3	Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) y Espectrometría de Dispersión de Energía de rayos X (EDS)	31
CAPÍTULO 5.	RESULTADOS	32
5.1	Morfologías de travertinos en Baños Colina y Baños Morales.....	32
5.1.1	Morfologías en Baños Morales	32
5.1.2	Travertinos de Baños Colina.....	38
5.2	Mesofábrica.....	47
5.3	Microfábrica.....	50

5.4	Mineralogía y quimismo	54
5.5	Tasa de precipitación.....	56
CAPÍTULO 6.	DISCUSIONES	58
6.1	Origen de los componentes	58
6.2	Origen de los depósitos y sus morfologías.....	61
CAPÍTULO 7.	CONCLUSIONES	67
BIBLIOGRAFÍA	68
ANEXOS	76

Tabla de figuras

Figura 1.1.1.1: Travertinos termógenos y meteógenos alrededor del mundo.	3
Figura 2.1.1: Ubicación y vías de acceso a Baños morales y Baños Colina. Tomado de Cartas Camineras 2013, MOP.	6
Figura 2.2.1: (a) Mapa simplificado del orogeno Andino entre los 33° y 34°S. (b) Sección balanceada desde la costa hasta el antepaís. (c) Acercamiento al recuadro (c) de la figura (b). Tomado de Giambiagi et al. (2015).	8
Figura 2.3.2.1: Mapa geológico de la zona de estudio.	13
Figura 2.3.4.1: Esquema del complejo volcánico San José-La Engorda y zona de descarga de avalanchas, a lo largo de los ríos Volcán y Maipo. (Modificado de González, 1995)	16
Figura 2.3.5.1: Mapa de fuentes termales catastradas en la subcuenca de Maipo Alto, Región Metropolitana. Modificado de Pincetti (2016).	18
Figura 2.3.5.2: Datos de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno para muestras de Termas del Plomo (TP-M1), Baños Morales (BM-M2) y Baños Colina (BC-M2). Tomado de Daniele et al. (2016)	19
Figura 3.2.1: Cascada de progradación del travertino Reotier, Francia. Tomado de Pentecost (2005).	22
Figura 3.2.2: Depósito de relleno lacustre en las cercanías de Guidonia. Tomado de Chafetz y Folk (1984).	22
Figura 3.2.3: Características morfológicas de represas de travertinos. IDD (Inter Dam Distance). Modificado de Pentecost (2005).	23
Figura 3.2.4: Esquema tridimensional de un fissure ridge. Modificado de De Filippis et al. (2013(b)).	24
Figura 3.2.5: Canal autoconstruido de 10 m de alto ubicado al este de Cukurbag. Tomado de Pentecost (2005).	25
Figura 3.3.1: Sistema geotermal asociado a volcanismo activo.	27
Figura 3.3.2: Sistema geotermal no magmático activo.	27
Figura 4.1.1: Placas de vidrio instaladas en depósito de travertino.	28
Figura 4.2.1.1: Herramientas para preparación de muestras de XRD. A) Muestra de travertino en capas, se delimita con línea punteada la capa que se analizó, B) taladro dremel, C) gancho para extraer capas más finas y D) mortero.	30
Figura 5.1.1.1: Ubicación de los depósitos de travertinos (Celeste) de Baños Morales.	32
Figura 5.1.1.2: Travertinos en termas de Baños Morales.	33
Figura 5.1.1.3: Travertinos en termas de Baños Morales. Se observan raíces y clastos cubiertos por el carbonato.	33
Figura 5.1.1.4: Morales Oriente, vista al norte desde ribera sur del Río Volcán.	34
Figura 5.1.1.5: Cascada Baños Morales.	35
Figura 5.1.1.6: Surgencia superior y ladera de Morales Poniente, vista desde el norte.	36
Figura 5.1.1.7: Precipitación activa de travertinos en el manantial inferior de Morales Poniente.	37
Figura 5.1.1.8 Perfil de cascada de Morales Poniente, se observan texturas botroidales en cavidades y minipresas en superficie de precipitación.	37
Figura 5.1.2.1: Ubicación de los depósitos de travertinos (celeste) de Baños Colina.	38
Figura 5.1.2.2: Terrazas Termas de Colina. (a) Vista desde el sur (abril del 2015). (b) Vista desde el norte (noviembre 2016).	39
Figura 5.1.2.3: Terrazas en Termas de Colina.	40
Figura 5.1.2.4: Fissure ridge El Domo, vista desde el SW.	42
Figura 5.1.2.5: Fotografías del fissure ridge El Domo.	43

Figura 5.1.2.6: (a) Sección transversal al depósito La Grieta. (b) Acercamiento a los travertinos bandeados.	44
Figura 5.1.2.7: La Grieta y depósitos de remoción cementados con carbonatos sobre los travertinos.	45
Figura 5.1.2.8: Fissure ridge Domo Menor, adyacente a Falla La Grieta, a la derecha se observa en detalle lentes de carbonatos plegados en la cresta del depósito.	46
Figura 5.2.1: Poros deformados en capas de laminación hojosa plegadas en El Domo.	47
Figura 5.2.2: Capa de travertino bandeado en El Domo.	48
Figura 5.2.3: Columna estratigráfica de la base del flanco oeste del fissure ridge El Domo.	48
Figura 5.2.4: Minipresas y textura botroidal en travertinos de Morales Oriente.	49
Figura 5.3.1: Imágenes obtenidas en microscopio petrográfico a nicoles cruzados. (a) Calcita esparítica de travertino en capas, muestra de la base de El Domo. (b) Micritización de calcita esparítica, la muestra corresponde a laminaciones del techo del fissure ridge El Domo. (c) Dendritas de aragonito y calcita micrítica en lentes plegados de El Domo. (d) Calcita micrítica y porosidad móldica en travertino en capas.	50
Figura 5.3.2: Imágenes obtenidas en microscopio petrográfico a nicoles cruzados. (a) Crecimiento radial de calcita en travertinos bandeados, al extremo izquierdo se observa micritización de los cristales. (b) Aragonito con habito acicular radial presente en el fissure ridge Menor.	51
Figura 5.3.3: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Crecimiento radial de cristales de calcita en muestras de travertinos en capas porosos de El Domo(SEM-SE). (b) Cavidad rellena por cristales de calcita en muestras de travertinos en capas porosos de El Domo(SEM-SE).	51
Figura 5.3.4: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Cristales de calcita en placa precipitada (P4) de Morales Poniente. (imagen generada en bajo vacío). (b) Diatomeas en precipitado (P4) de Morales Poniente (imagen generada en bajo vacío).	52
Figura 5.3.5: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Cristales alargados de aragonitos con disposición radial en muestra perteneciente a La Grieta. (b) Aumento de la imagen (a) se observan en detalle los cristales aciculares de aragonito con cristales anhedrales de carbonatos de calcio también de menor tamaño.	52
Figura 5.3.6: Imagen generada por detector de electrones secundarios en microscopio electrónico de barrido (SEM). Se observan cristales aciculares de aragonito y cristales subhedrales de calcita. Corresponde a un lente plegado del fissure ridge El Domo (muestra TBC-8).	53
Figura 5.4.1: Comparación de difractogramas pertenecientes a muestras de El Domo.	54
Figura 5.5.1: Placas con precipitado en la surgencia superior de Morales Poniente. Imagen tomada después de 91 días entre los meses de enero y abril.	57
Figura 6.1.1: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio versus sulfato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranja) y Baños Colina (azul).	58
Figura 6.1.2: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio versus bicarbonato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranja) y Baños Colina (azul).	59
Figura 6.1.3: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio y magnesio versus sulfato y bicarbonato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranja) y Baños Colina (azul).	59
Figura 6.2.1: Modelo esquemático tridimensional (no a escala) de la formación de los depósitos en Baños Colina.	62
Figura 6.2.2: Modelo propuesto para la formación de La Grieta y El Domo.	63

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

1.1.1 Antecedentes generales

La palabra travertino tiene su origen etimológico en la denominación *Lapis Travertinus*, nombre que se le daba a depósitos de manantiales volcánicos en la zona de Bagni di Tivoli en Italia. Hoy en día el nombre ya no es solo para esta localidad en específico, sino que se ha asignado a un tipo de roca, aunque aún no existe una única definición. En general las definiciones se centran en la temperatura, procesos formadores y/o en las condiciones hidrogeológicas, por ejemplo:

“Son un tipo de tufa calcárea depositadas por algunas fuentes termales carbonatadas debido a la elevada temperatura en conjunto con los materiales disueltos en esta (Riding, 1991)”.¹

o

“Rocas formadas por evaporaciones en manantiales o ríos (Whitten & Brooks, 1972)”.¹

No obstante, la mayoría de las definiciones son poco precisas o solo cumplen para el travertino de interés en cada estudio. Para lograr describir de manera más apropiada estas rocas es necesario abarcar los distintos posibles procesos, ambientes y variables de formación involucradas como es la propuesta por Pentecost (2005):

“Precipitado químico de calizas continentales formado alrededor de filtraciones, manantiales y a lo largo de corrientes y ríos, ocasionalmente en lagos. Consiste en calcita y aragonito, con porosidad intercrystalina baja a moderada y comúnmente con una alta porosidad de moldes dentro de un ambiente freático superficial. La precipitación ocurre principalmente por la transferencia (evasión o invasión) de dióxido de carbono desde o hacia una fuente de agua subterránea sobresaturándose en carbonatos de calcio, con nucleación y crecimiento cristalino ocurriendo sobre una superficie sumergida”.¹

Sumada a esta definición Pentecost (2005) plantea una clasificación basada en la procedencia del dióxido de carbono. Por un lado, están los travertinos meteógenos que son aquellos en que el CO₂ proviene de la atmósfera y del suelo. Por otra parte, se encuentran los travertinos de carácter termógeno en los que el aporte de carbono está dado por procesos que ocurren en profundidad dentro o bajo de la corteza. Así se incluyen las denominadas tufas calcáreas como un tipo de travertino y la definición es independiente de la temperatura. Es importante mencionar que un error común es pensar que los caracteres meteógenos o termógenos de los depósitos son exclusivos de aguas “frías” o termales respectivamente, cuando en la realidad se han registrado casos de travertinos meteógenos formados en aguas termales por el

¹ Traducción propia.

transporte de fluidos de recarga meteórica a través de fallas, en cuyo caso se les ha asignado la clasificación de termometeógenos (Pentecost, 1995).

Los primeros acercamientos conocidos al estudio de los travertinos se dan en el primer siglo a.C. con Strabo que describe las “aguas petrificadoras” de fuentes termales en Hierapolis, Turquía; del mismo modo en Europa durante el siglo XVI existía gran curiosidad por este tipo de fuentes o también en China, donde, durante el siglo XVII Yao Yuan-Chih menciona que no solo pedazos de madera pueden ser convertidos en piedra, sino que también hierbas asociando la precipitación de carbonatos a una supuesta petrificación de distintos materiales. En general se otorgaba un mayor interés a las aguas formadoras más que al precipitado (Pentecost, 2005).

Recién a fines del siglo XIX y principios del siglo XX se tienen los conocimientos básicos termodinámicos o cinéticos que permiten la comprensión y predicción de procesos en soluciones como son la precipitación y disolución, incorporando los conceptos de saturación o equilibrio. Posterior a esto ha ocurrido un crecimiento exponencial en los conocimientos e investigaciones de travertinos.

Actualmente las implicancias del estudio de estas rocas abarcan el conocimiento de paleoclimas a través de análisis de isótopos estables (Schwarcz & Harmon, 1976; Liu et al., 2006; Prado et al., 2013), desarrollo de modelos para sistemas geotermales (Hancock, 1998; Hancock et al., 1999; Hochstein y Sudarman, 2008; Faulds et al. 2010; De Filippis et al., 2013 (a); Brogui et al., 2016) o incluso estimación de peligro geológico asociado a liberación de CO₂ (D'Allesandro et al., 2007).

Conjuntamente, se tiene registro de su presencia de travertinos en todo el mundo (Figura 1.1.1.1) y en diversas zonas de interés geológico y geotérmico como el Valle del Rift en Kenya, áreas volcánicas en Islandia, sistemas geotermales en Italia, Estados Unidos o Nueva Zelanda (Ford y Pedley, 1996) lo que ha llevado que el estudio de los travertinos haya tomado una mayor relevancia en las últimas décadas. Ejemplo de esto, son investigaciones en depósitos de travertinos que han sido utilizados en exploraciones geotérmicas superficiales, ya que pueden permitir el hallazgo de sistemas geotermales “ciegos” (Faulds et al., 2010). Además, se puede obtener información relevante como edad de formación, condiciones del fluido formador o controles estructurales locales a través de dataciones U/Th, análisis de isótopos estables, fluorescencia de rayos X, análisis mineralógicos y estudios estructurales en terreno (Delvaux et al., 2010).



Figura 1.1.1.1: Travertinos termógenos y meteógenos alrededor del mundo. Basado en Pedley (1980); Pentecost (1990); Pentecost (1995); Freydet y Plet (1996); Winsborough et al. (1996); Crombie et al. (1997); Drysdale y Gillieson (1997); Jones et al. (1997); Valero-Garcés et al. (1999); Valero-Garcés (2001); Lu et al. (2000); Owen et al. (2008); Whitton et al. (2009); Okumura et al. (2011); Pentecost (2011); Bundschuh et al. (2012); Okumura et al. (2012); Renaut et al. (2012); Rodríguez-Berriguete et al. (2012); Prado et al. (2013); Sotolian y Ranjbaran (2014); Talbot y Kelts (2015)

La presencia de travertinos a lo largo de la Cordillera de los Andes ha sido descrita en distintos trabajos (Alonso et al., 1991; Valero-Garcés et al., 1999; Valero-Garcés, 2001; Gibert et al., 2009; Acosta y Prat, 2011; Pincetti, 2016, entre otros). Gibert et al. (2009) plantea una directa relación entre la formación de travertinos y un sistema geotermal andino, específicamente en el Altiplano Argentino. Donde el CO₂ que formo los carbonatos estaba relacionado a procesos ígneos y a un posterior ascenso por fallas profundas. A través del estudio de isótopos estables como ¹⁸O, ¹⁶O, ¹⁴C o ¹³C, Valero-Garcés et al. (2001) propone que la formación de travertinos en lagos andinos en Argentina se debe a la evasión de CO₂ volcánico y geotermal, de aguas termales subterráneas que alimentan los lagos. Pincetti (2016) menciona la presencia de depósitos presentes en Baños Morales y Baños Colina en los Andes en Chile Central asociados a fuentes de aguas termales.

Aún queda mucho por desarrollar, ejemplo de esto es la inexistencia de investigaciones en detalle de travertinos en Chile. Esta investigación es el primer trabajo y acercamiento a este tipo de depósitos en el país y se centrara en los cuerpos de carbonatos presentes en el Cajón del Maipo en la Cordillera de los Andes.

1.1.2 Travertinos del Cajón del Maipo

El Cajón del Maipo ha sido un sitio de interés para una amplia cantidad de estudios geológicos ya sean regionales, estructurales, petrológicos, hidrogeológicos, etc., sin embargo, los depósitos de travertinos aquí presentes, solo habían sido mencionados por algunos autores, pero nunca habían sido el centro de ningún trabajo de investigación. El valor que se le otorgó a estas rocas era por un atractivo turístico asociado a las termas o como un material de construcción u ornamental.

Tanto los travertinos como paleotravertinos de Baños Morales y Baños Colina se encuentran en las cercanías de termas y, por lo tanto, se piensa que han precipitado directamente a partir de las aguas termales. Sin embargo, no existen estudios que permitan conocer los procesos genéticos de estos cuerpos, si existe una relación con algún sistema geotermal, y cuáles son los factores que controlan su formación, morfologías, mineralogía y química. Este trabajo busca dar un primer acercamiento al conocimiento de estos depósitos y la información que se puede obtener de ellos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es establecer un modelo genético para los travertinos de Baños Morales y del Valle de Colina en el Cajón del Maipo a través de estudios estratigráficos, estructurales, petrográficos, mineralógicos y geoquímicos.

Objetivos específicos

1.2.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos son:

1. Establecer las distintas facies existentes en los depósitos incluyendo meso y microfábrica de las rocas.
2. Identificar la mineralogía y geoquímica de los travertinos.
3. Proponer un modelo termodinámico para la generación de los travertinos.

1.3 Hipótesis de trabajo

Los travertinos presentes en Baños Colina y Baños Morales se han formado por precipitación directa desde surgencias termales que ascienden a la superficie a través de fallas. Asociadas a sistemas geotermales de convección. La recarga principal de estos fluidos es meteórica y en menor medida de aportes profundos, por lo tanto, estos depósitos tienen un carácter termógeno y meteógeno.

CAPÍTULO 2. GEOLOGÍA Y UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se ubica entre los 33°47' S y los 33°52' S y entre los 70°05' W y los 69°56' W a 65 km al SE de Santiago aproximadamente.

Desde Santiago se debe dirigir por avenida La Florida hacia el sur, ésta se convierte en la avenida Camilo Henríquez que conecta con el camino Al Volcán (Ruta G-25) hasta Baños Morales, pasando por las localidades de San Alfonso, San José de Maipo y San Gabriel. Si se viene desde el Sur se debe ingresar por la autopista Acceso Sur hasta la salida de Alto Jahuel, luego virar en Padre Hurtado (Ruta G-45) con dirección a Santiago hasta la avenida Virginia Subercaseaux, esta avenida luego se convierte en el camino El Toyo, que corresponde a un camino paralelo al camino El Volcán, pero por la ribera sur del río Maipo y que si se sigue por éste se conecta a la ruta ya mencionada como se observa en la Figura 2.1.1.

Para llegar a las termas de Baños Colina se debe seguir por el camino Al Volcán por casi 6 km, el tramo final no se encuentra pavimentado y se inunda por flujos provenientes del río dificultando el acceso. Además, esta zona es privada, por lo que se debe pedir permiso con anterioridad para acceder o se debe cancelar una entrada.

Debido a factores climáticos o por derrumbes en la vía, la ruta mencionada se puede encontrar cerrada. Por esto es recomendable verificar con Carabineros o la Municipalidad de San José antes de ir. Sin embargo, durante el periodo estival no debiesen existir mayores inconvenientes.

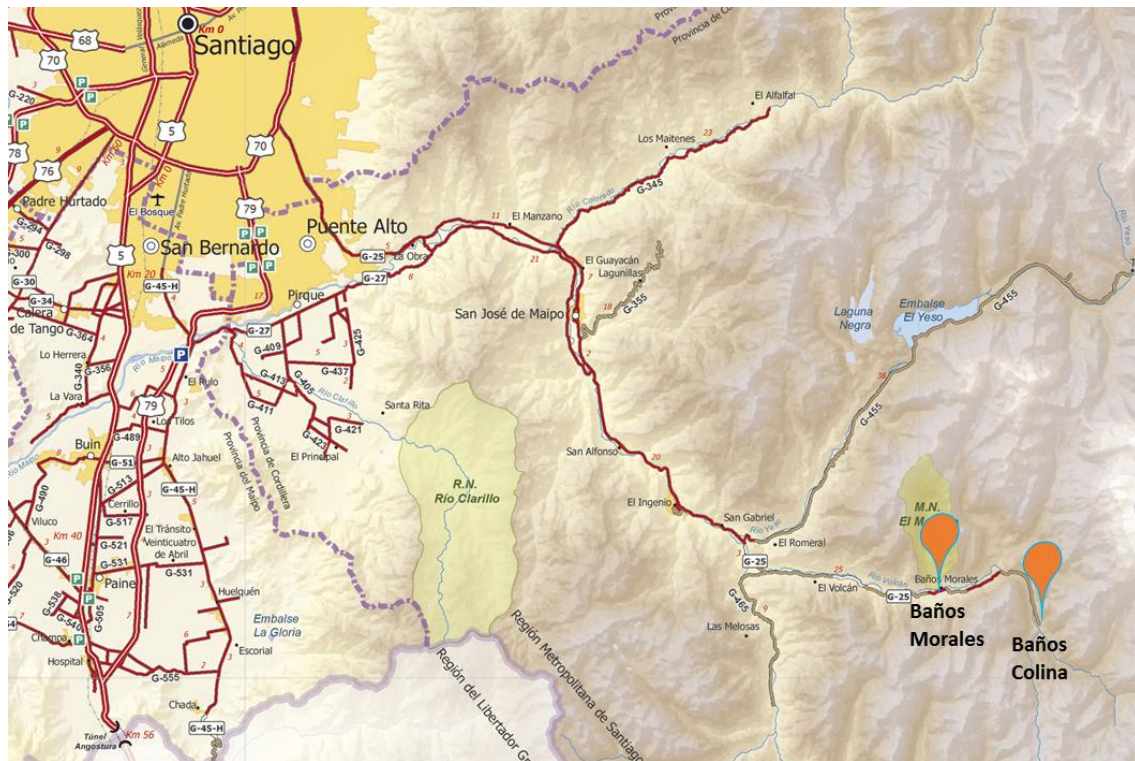


Figura 2.1.1: Ubicación y vías de acceso a Baños morales y Baños Colina. Tomado de Cartas Camineras 2013, MOP.

2.2 Marco geológico regional

La Cordillera de los Andes en Chile Central se encuentra actualmente en un margen tectónico convergente en el que la Placa oceánica de Nazca subduce bajo la placa continental Sudamericana. Según el tipo de convergencia entre ambas variará el volcanismo, la sismicidad y estructuras de la cadena montañosa.

Distintos autores han planteado la existencia de cambios en la convergencia en el margen occidental chileno (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983) que limitan tres segmentos: 1) desde los 15°S hasta los 27°S de subducción normal (ángulo de subducción entre los 25°-30°), 2) entre los 27°S y 33°S de subducción plana (ángulo de subducción cercano a los 10°) y finalmente 3) al sur de los 33°S nuevamente con subducción normal (Barazangi & Isacks, 1976).

La subducción da lugar a la formación de un arco volcánico continental, segmentado en 4 zonas volcánicas: norte, central, sur y austral. Esta división ha sido asociada por diversos autores al cambio en el ángulo de subducción ya mencionado, es decir, el cambio de la disposición de la zona de Wadati-Benioff (Barazangi e Isacks, 1976), presentando una zona de transición importante en la zona de estudio, entre los 33°S y 34°S, desde una subducción subhorizontal al norte de los 33°S y subducción normal al sur de los 34°S (Barazangi e Isacks, 1976; Giambiagi, 2000; Yañez, 2001, Tassara, 2006). En este segmento se distinguen seis unidades morfoestructurales que son Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal Occidental, Cordillera Principal Oriental, Cordillera Frontal y Antepaís como se distingue en la Figura 2.2.1.

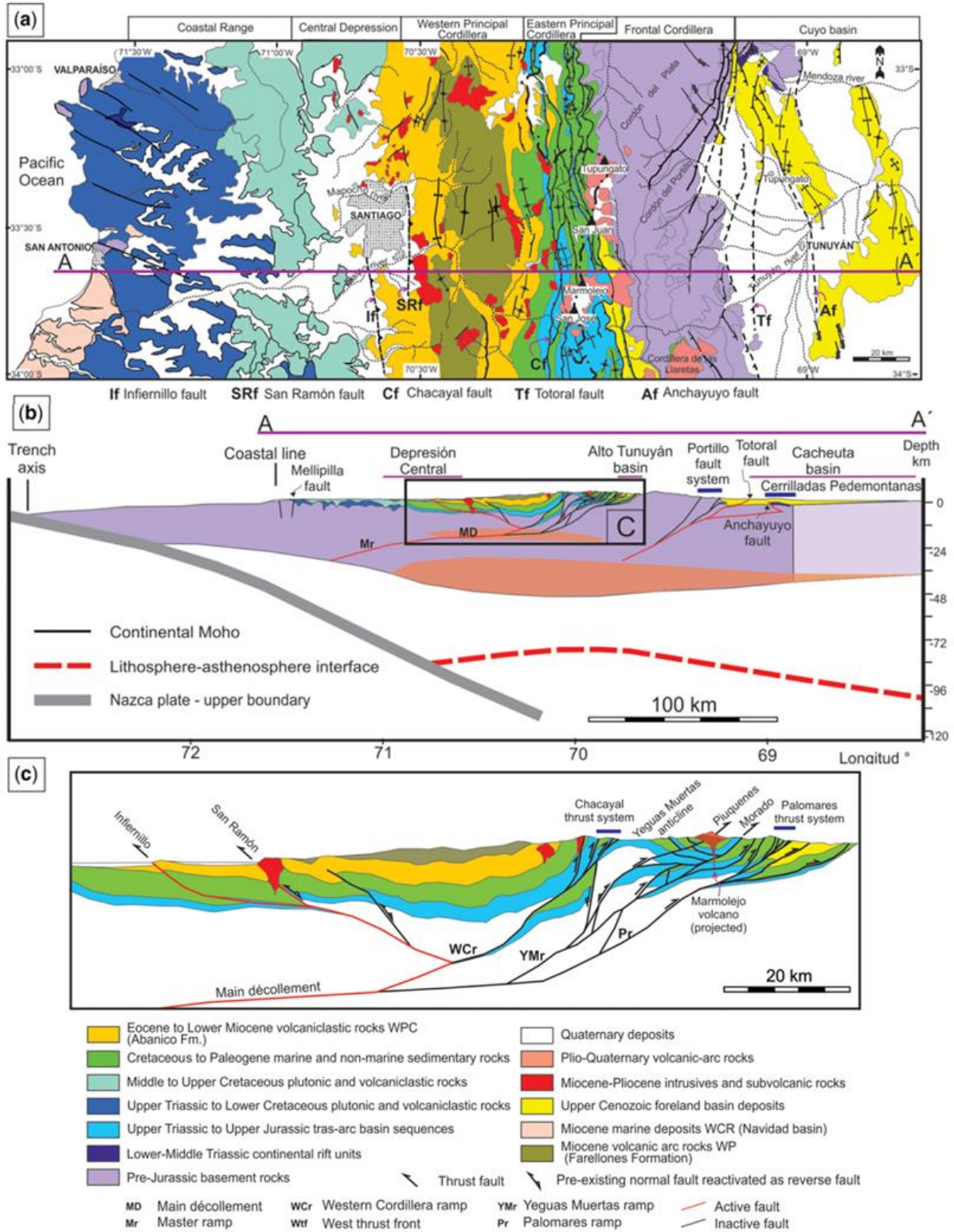


Figura 2.2.1: (a) Mapa simplificado del orogeno Andino entre los 33° y 34°S. (b) Sección balanceada desde la costa hasta el antepaís. (c) Acercamiento al recuadro (c) de la figura (b). Tomado de Giambiagi et al. (2015).

2.3 Marco geológico local

2.3.1 Generalidades

En el área de estudio afloran principalmente rocas volcánicas y sedimentarias, tanto continentales como marinas, con presencia de intrusivos y estructuras volcánicas que atraviesan las formaciones.

2.3.2 Estratigrafía

Unidades estratificadas

Formación Río Colina (Jurásico)

Corresponde a sedimentitas clásticas marinas, fosilíferas, con intercalaciones de potentes lentes de evaporitas de yeso (González, 1963); su base es desconocida y subyace de manera concordante a la Formación Río Damas. Las sedimentitas corresponden a una secuencia de calizas y lutitas calcáreas, lutitas fisibles, areniscas y conglomerados finos; además de intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas y la presencia de yeso en forma de lentes o diapiros que intruyen y cortan la serie. Su sección tipo se encuentra en el valle del Río Colina (González, 1963).

Formación Río Damas (Jurásico)

Fue definida por Klohn (1960) como un complejo de sedimentos clásticos, finos y gruesos, y de esporádicos sedimentos químicos, formados esencialmente en un ambiente terrestre, subaéreo y lacustre. Sobreyace concordantemente a la Formación Río Colina y su techo corresponde a la Formación Lo Valdés. Representa una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores rojizos y verdosos, con intercalaciones potentes de areniscas y limolitas, de colores púrpura a marrón; se intercalan también niveles de rocas volcánicas andesíticas y se reconocen también pequeños lentes de yeso (Thiele, 1980).

Formación Lo Valdés (Cretácico inferior)

Conjunto sedimentario fosilífero, constituido por tres miembros de los cuales el intermedio se compone de sedimentos clásticos (González, 1963). Su base y techo son concordante con la Formación Río Damas y la Formación Colimapu respectivamente (Thiele, 1980). La secuencia se compone de calizas en estratos compactos de espesor regular, calcilutitas finamente laminadas, lutitas y areniscas calcáreas, intercalaciones volcánicas, conglomerados y brechas, además de pequeñas capas lenticulares de yeso.

Formación Colimapu (Cretácico inferior)

Conjunto sedimentario de origen terrestre (Klohn, 1960) formado por una secuencia de areniscas y lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, lutitas rojas con niveles de rocas piroclásticas aéreas y algunas lavas andesíticas y calizas, en capas lateralmente discontinuas (Thiele, 1980). Edades U-Pb obtenidas de muestras pertenecientes al techo de la formación entregan una edad máxima de $73,8 \pm 4,2\text{Ma}$ (Tapia, 2015).

Unidades Volcánicas

Formación Abanico

Secuencia de vulcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo grisáceo (Aguirre, 1960). En detalle la secuencia se conforma por tobas y brechas volcánicas, con presencia de clastos de 5 a 15 cm y en ocasiones de hasta 60 cm de andesitas porfíricas y afaníticas, presentando intercalaciones de lavas, andesitas y riolitas, y sedimentitas clásticas, principalmente en la parte superior, incluyendo areniscas de grano medio a fino, lutitas y limos finamente estratificados con restos carbonosos y flora fósil, estos niveles sedimentarios se asocian a un ambiente lacustre (Thiele, 1980). Sobreyace a la Formación Colimapu de manera concordante y su techo se define por una discordancia angular con la Formación Farellones. Thiele (1980) propone una edad Cretácico superior para esta formación, sin embargo, dataciones radiométricas $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ más recientes entregaron edades Oligoceno-Mioceno para plagioclasas en los flujos de lavas, aunque es necesario tener en cuenta que las rocas presentan un metamorfismo de bajo grado que pudo haber afectado la edad obtenida (Muñoz et al., 2006).

Formación Farellones (Mioceno)

Klohn (1960) la define como una potente unidad constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas. Las lavas predominan sobre las brechas y tobas, además intercalaciones de rocas volcanoclásticas más finas producen una marcada estratificación que permite una fácil diferenciación con la Formación Abanico (Thiele, 1980).

Se encuentra sobre la Formación Abanico con una discordancia angular y subyace a la Formación Colorado-La Parva de manera discordante o en algunas partes corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980).

Unidad Volcánica Antigua (Pleistoceno)

Se conforma por coladas andesíticas y traquiandesíticas, de colores rojizos y amarillentos (Thiele y Katsui, 1969) que son productos de volcanes extinguidos y se distribuyen en las zonas más altas de la Cordillera Principal (Thiele, 1980). La unidad no se ve afectada por fallas de carácter regional, pero si por algunas menores; además, se encuentra erosionada de manera considerable debido a acción glacial que existió en la zona.

Unidad Volcánica Nueva (Holoceno)

Se designan en esta unidad a los volcanes que tienen registro histórico de actividad y que se encuentran sobrepuestos a la unidad volcánica antigua, como son el Volcán San José o el Volcán Tupungatito (Thiele y Katsui, 1969; Thiele, 1980). En el capítulo 2.3.4 se describe con mayor detalle parte de esta unidad.

Rocas Intrusivas

Thiele (1980) interpreta un proceso continuo, durante un periodo prolongado de tiempo, que da lugar al plutonismo que forma a los intrusivos en la zona de estudio. En cuanto a su edad se tiene que existen intrusivos inmediatamente posterior a la Formación Abanico, otros sincrónicos y posteriores a la Formación Farellones y por último otros posteriores a la Unidad I. Además, se observa una polaridad relativa de oeste a este de las edades de enfriamiento de los distintos plutones, de más antiguo a más joven respectivamente.

Unidad Intrusiva I

De oeste a este incluye los intrusivos La Obra, Disputada, San Gabriel, La Gloria y Colina; con litologías variando entre granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera.

Thiele (1980) les asocia una edad miocena debido a mediciones radiométricas K/Ar, además, de sus relaciones de contacto donde todos los cuerpos, excepto el batolito La Obra, cortan a la Formación Farellones, lo que hace suponer que son contemporáneas y posiblemente estos intrusivos representen las raíces de la cadena volcánica que dio lugar a la Formación Farellones. Dataciones más recientes han sido realizadas acotando las edades de los intrusivos. A través del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Kurtz et al. (1997) obtienen una edad de $19,6 \pm 0,5$ Ma para el Plutón La Obra. Dataciones U/Pb indican una edad de $10,3 \pm 0,2$ Ma para el plutón La Gloria (Deckart et al., 2010)

Unidad Intrusiva II

Formada por intrusivos de menor tamaño que los de la Unidad Intrusiva I, incluyendo principalmente stocks, lacolitos, filones-manto y diques que cortan hasta la Formación Farellones, además, de algunas chimeneas volcánicas asociadas (Thiele, 1980).

Consiste en micro-granodioritas, pórfidos dioríticos, dacitas y andesitas con variaciones texturales desde porfídicas a afaníticas.

Depósitos no consolidados

Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales

Se caracterizan por material de variado calibre, con clastos variando entre grava, bloques, arenas, limos y arcillas, de petrografía asociada a alguna de las unidades litológicas que se encuentran en la zona. Sobre los 1500 m sobre el nivel del mar, donde se encuentra el área de estudio, los depósitos fluviales gradan a fluvioglaciales, pero mantienen sus características esenciales (Thiele, 1980).

Depósitos lacustres

Presentan dimensiones reducidas y son producto de lagos formados por morrenas frontales o por desmoronamiento en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso. Principalmente se trata de depósitos de limos y arcillas, finamente laminados, o por ceniza volcánica de las erupciones que dieron lugar a la Unidad Volcánica Nueva, que luego fue transporta por posible acción eólica (Thiele, 1980).

Depósitos gravitacionales

Se encuentran presentes en prácticamente toda el área. Se le asigna una mayor importancia a productos de reptación del suelo y talud, que generan acumulaciones detríticas en la base de las pendientes, teniendo una predominancia los de talud a medida que se asciende por los valles, debido a las altas pendientes ahí presentes (Thiele, 1980).

Depósitos glaciales

Se observan en casi todos los nacimientos de esteros y ríos de la zona sobre los 2.500 m.s.n.m. Mayoritariamente son morrenas marginales y acumulaciones de detritos que provienen de glaciares de roca que se ubican en circos en las altas cumbres. Además, se cuenta con morrenas terminales y de retroceso en los valles de los ríos Colorado, Yeso, Volcán, y esteros afluentes. Se infiere que estos depósitos se relacionan con el último periodo de glaciación ocurrido entre 12.000 y 15.000 años atrás.

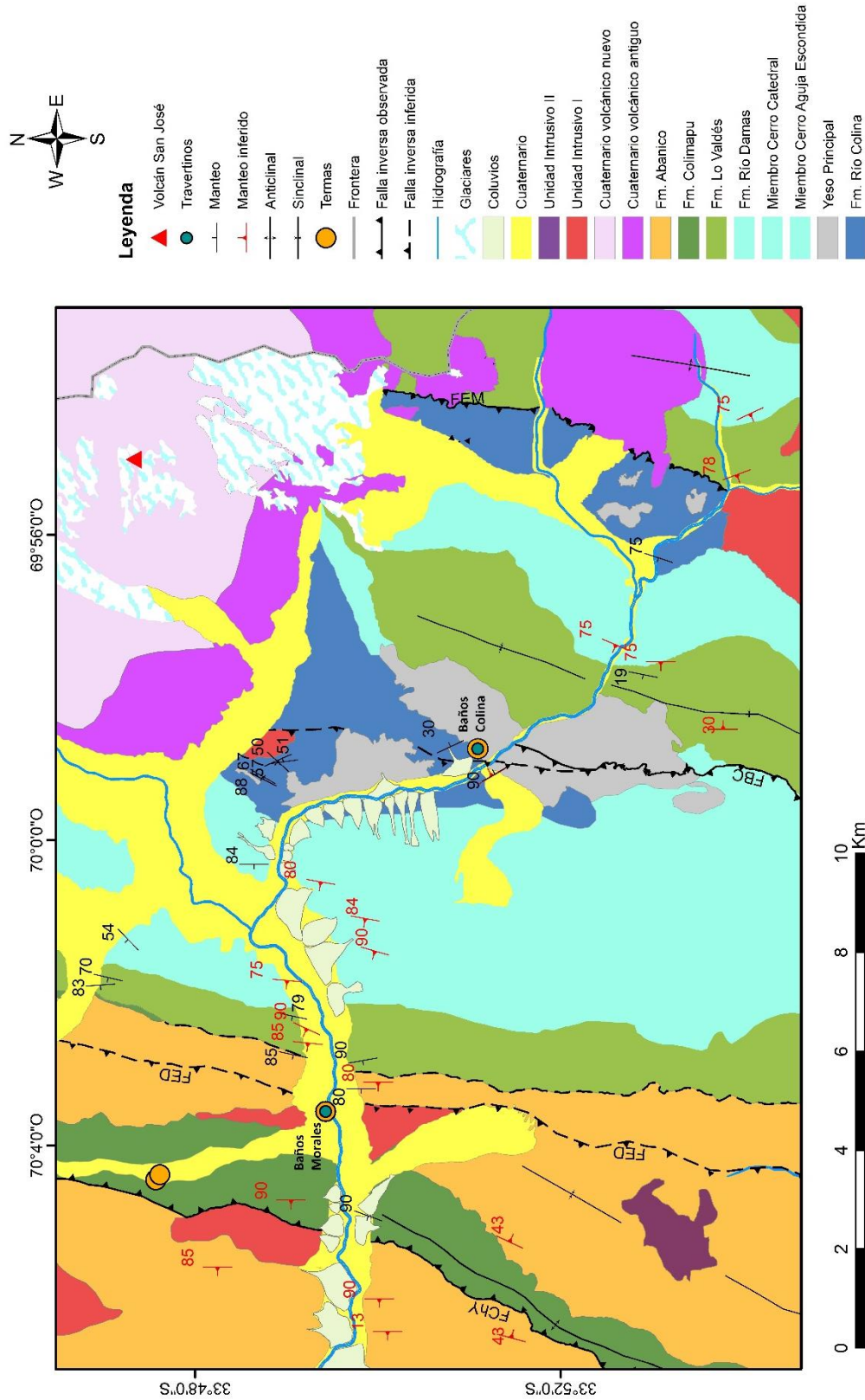


Figura 2.3.2.1: Mapa geológico de la zona de estudio. Basado en Thiele (1980) y Mardones (2016). FChY= Falla Chacayes Yesillo, FED= Falla el Diablo, FBC= Falla Baños Colina, IChY=Intrusivo Chacayes Yesillo, FEM= Falla Estero las Minas.

2.3.3 Estructuras

La zona de estudio presenta una deformación contralada mayoritariamente por sistemas de fallas inversas de alto ángulo, algunas producto de un régimen de inversión de fallas extensionales (Giambiagi et al., 2013), de orientación NS a NNW con vergencia este y retrocorrimientos al oeste, que dan lugar al alzamiento de la cordillera y representan el comienzo a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.

Presenta un estilo de deformación híbrido, de piel gruesa en su parte interna, involucrando bloques de basamento pre-Jurásico y de piel fina en su zona externa donde el desplazamiento es transferido a la cobertura sedimentaria (Giambiagi y Ramos, 2002;). Además, cabe mencionar la presencia de niveles evaporíticos de baja competencia, que han sido asociados a niveles de despegue utilizados durante la deformación en distintas zonas de los Andes (Branquet et al., 2002; Rubilar, 2015). Las principales estructuras que se encuentran en la zona de estudio de oeste a este son: (1) la falla Chacayes-Yesillo, (2) falla El Diablo y (3) falla Baños Colina.

Falla Chacayes-Yesillo

Corresponde a una falla inversa de alto ángulo de vergencia oeste con un rumbo aproximado de N20°E (Charrier et al., 2002; Fock, 2005). Se extiende a lo largo de la quebrada Morales y sigue hacia el sur por la quebrada Yesillo, poniendo en contacto a la Formación Colimapu con la parte inferior de la Formación Abanico.

Falla El Diablo

Es una falla inferida inversa, de rumbo NNE-SSW y con vergencia al este. Corta unidades de la Formación Abanico (Fock, 2005). Se extiende por la Quebrada Morales hacia el norte y hacia el sur continua hasta la cabecera de la remoción Las Amarillas (Mardones, 2016).

Falla Baños Colina

Corresponde a una falla inferida ubicada en el Valle del Río Colina, descrita por Mardones (2016). Es una falla inversa con vergencia al este, de rumbo NNE-SSW y manteo subvertical. Además, provoca una repetición de las formaciones Lo Valdés, Río Damas y Río Colina.

2.3.4 Complejo Volcánico San José-La Engorda

El Complejo Volcánico San José-La Engorda conformado de norte a sur por los volcanes Plantat, La Engorda y San José, representa la actividad volcánica más cercana a la zona de estudio a aproximadamente 10 km del sector de Baños Colina y poco más de 15 km de Baños Morales, justo en el borde norte de la Zona Volcánica Sur que se extiende entre los 33°S y los 46°S (Stern, 2004).

El Volcán Plantat de edad Holoceno Reciente, presenta dos centros eruptivos controlados por una fractura de rumbo N20°W de escala local, de los cuales no se tiene registro de actividad histórica; está compuesto por lavas andesíticas y conos de piroclastos andesíticos (González, 1995).

El Volcán La Engorda es un estrato volcán compuesto por un doble cono central ligados también a la estructura de rumbo N20°W, existen evidencia de fases eruptivas, como flujos de lava y piroclastos de andesita basáltica, de edades estimadas desde Pleistocena a Holocena y no se tiene registro de actividad histórica (González, 1995).

El Volcán San José de edad Pleistoceno-Holoceno Reciente, se encuentra en el borde sureste del cordón eruptivo controlado por la fractura de orientación N20°W, con un área basal de 16 km² y depositado sobre un basamento a aproximadamente 4300 m sobre el nivel del mar llega a alcanzar hasta 5880 m. Está compuesto por cuatro cráteres traslapados que forman una depresión de 2 km de largo por 0,5 km de ancho, zona en la cual se encuentra el cráter activo con la presencia de un domo y fumarolas en su interior, además de flujos de lava y piroclastos calco-alcalinos de andesitas (González, 1995).

En cuanto a la actividad reciente del San José, según datos del SERNAGEOMIN, es el único de estos volcanes que presenta registros de actividad histórica con la última erupción mayor entre los años 1932 y 1933, con reactivaciones menores como actividad fumarólica posterior.

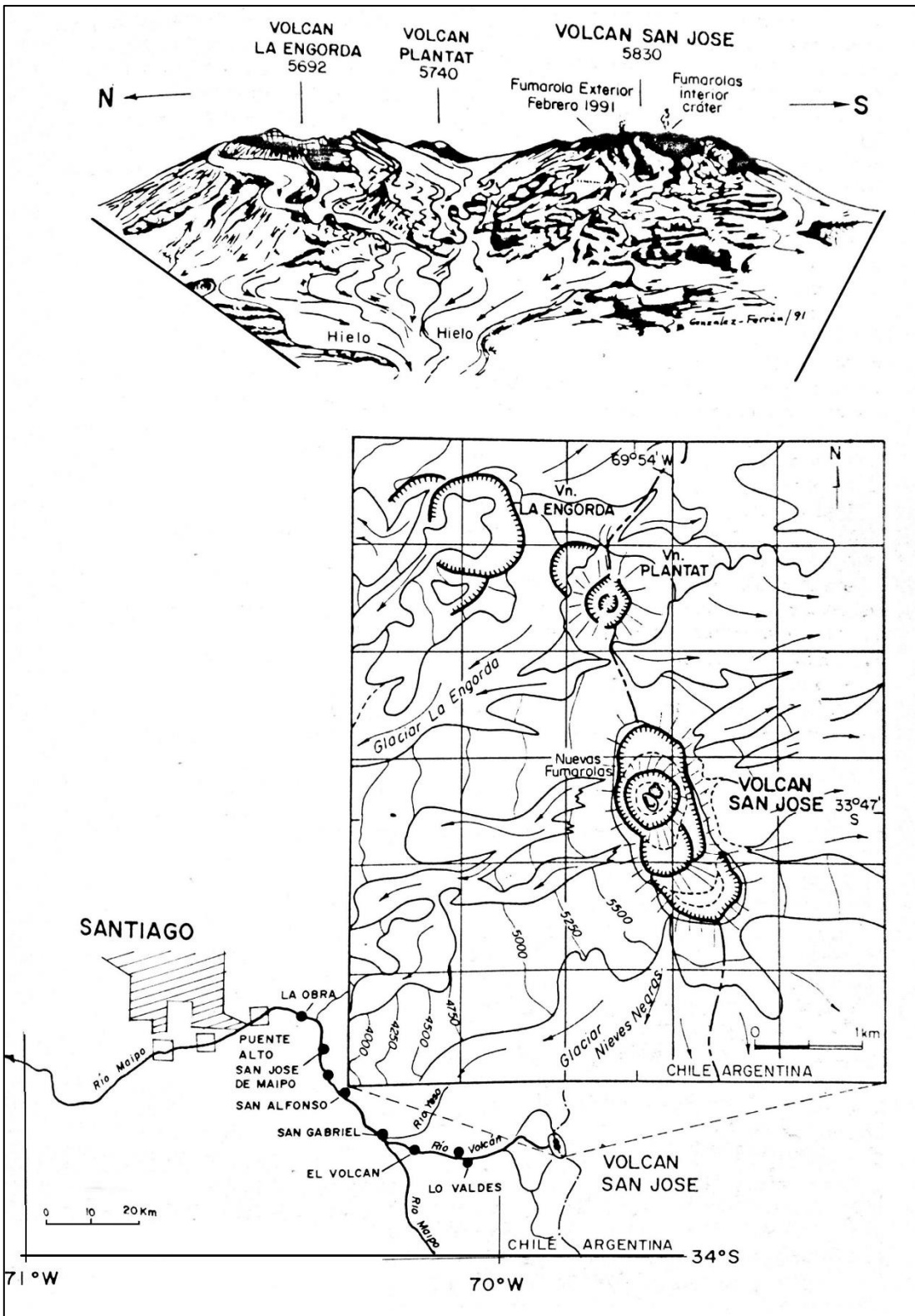


Figura 2.3.4.1: Esquema del complejo volcánico San José-La Engorda y zona de descarga de avalanchas, a lo largo de los ríos Volcán y Maipo. (Modificado de González, 1995)

2.3.5 Hidrogeología

Diversos autores han realizado estudios sobre aguas termales y minerales en Chile. En general centrándose en la composición química de las aguas, los procesos geológicos que pudiesen influir en sus características y su posible relación con sistemas geotermales (Lahsen, 1988; Hauser, 1997; Risacher y Hauser, 2008; Martini, 2008; Bustamante et al., 2010; Benavente, 2015; Benavente et al., 2016; Pincetti, 2016; Daniele et al., 2016, entre otros).

Hauser (1997) realizó un estudio general a nivel nacional del cual concluyó que las fuentes termales se encuentran asociadas a sistemas de fallas regionales y a centros volcánicos, aumentando su temperatura a medida que se acercan a éstos últimos. Además, establece que la recarga principal proviene de aportes meteóricos y derretimiento de nieves y hielos. En cuanto a la composición indica que mayoritariamente se tienen aguas cloruradas o sulfatadas sódicas, luego sulfatadas y/o clorurada-cálcica-magnésica y finalmente aguas bicarbonatadas-cálcicas-magnésicas. Posteriormente Risacher y Hauser (2008) actualizan la información y realizan un catastro de las principales fuentes termales en Chile a lo largo de la Cordillera de los Andes durante los años 2006 y 2007. En este trabajo, que incluye información para 132 aguas termales, los autores concluyen que existen dos grupos principales de las aguas en Chile: (1) las que tienen una composición controlada por la redisolución de evaporitas o mezcla de salmueras profundas, que se encuentran desde el extremo norte hasta el centro sur (VII región) y las que deben su composición a alteración hidrotermal, ubicadas en el sur del país (IX-X regiones).

Investigaciones hidrogeológicas más recientes se han llevado a cabo en la zona de interés y en los valles adyacentes. Puntualmente Benavente et al. (2016) realizó un estudio de las características químicas e isotópicas de fuentes frías y termales de la zona volcánica sur entre los 32,5°S y los 36°S. El autor propone una división en dos dominios según su temperatura y total de sólidos disueltos (TDS), (1) los que se encuentran en la Cordillera Principal Oriental (CPE) y (2) los de la Cordillera Principal Occidental (CPO). Para ambos casos concluye que los sistemas hidrotermales tienen, mayoritariamente, una recarga meteórica. Sin embargo, si presentan diferencias en su química. Baños Morales y Colina se encuentran en el dominio de la CPE, donde la interacción con calizas y yesos pertenecientes a formaciones de la secuencia Mesozoica sumada a la incorporación de gases ricos en CO₂ determinan en parte la composición de las aguas. También, para esta zona se infiere, a partir de la gran cantidad de fuentes termales del tipo cloruradas sódicas con alto TDS, reservorios hidrotermales maduros de temperaturas mayores a 200°C, ubicados en un régimen transtensional que favorece el ascenso de calor y fluidos.

Para la CPO en cambio, los fluidos transitan gracias a la permeabilidad generada por fallas como Infiernillo, San Ramón o Pocuro; e interactúan con secuencias Cenozoicas de rocas volcánicas andesíticas-basálticas de baja solubilidad, dando como resultado aguas de menor temperatura y TDS, que las de la CPE.

Las fuentes de aguas termales se distribuyen en una franja NS y cercanas a las trazas de estructuras paralelas a esta franja, como se observa en la Figura 2.3.5.1.

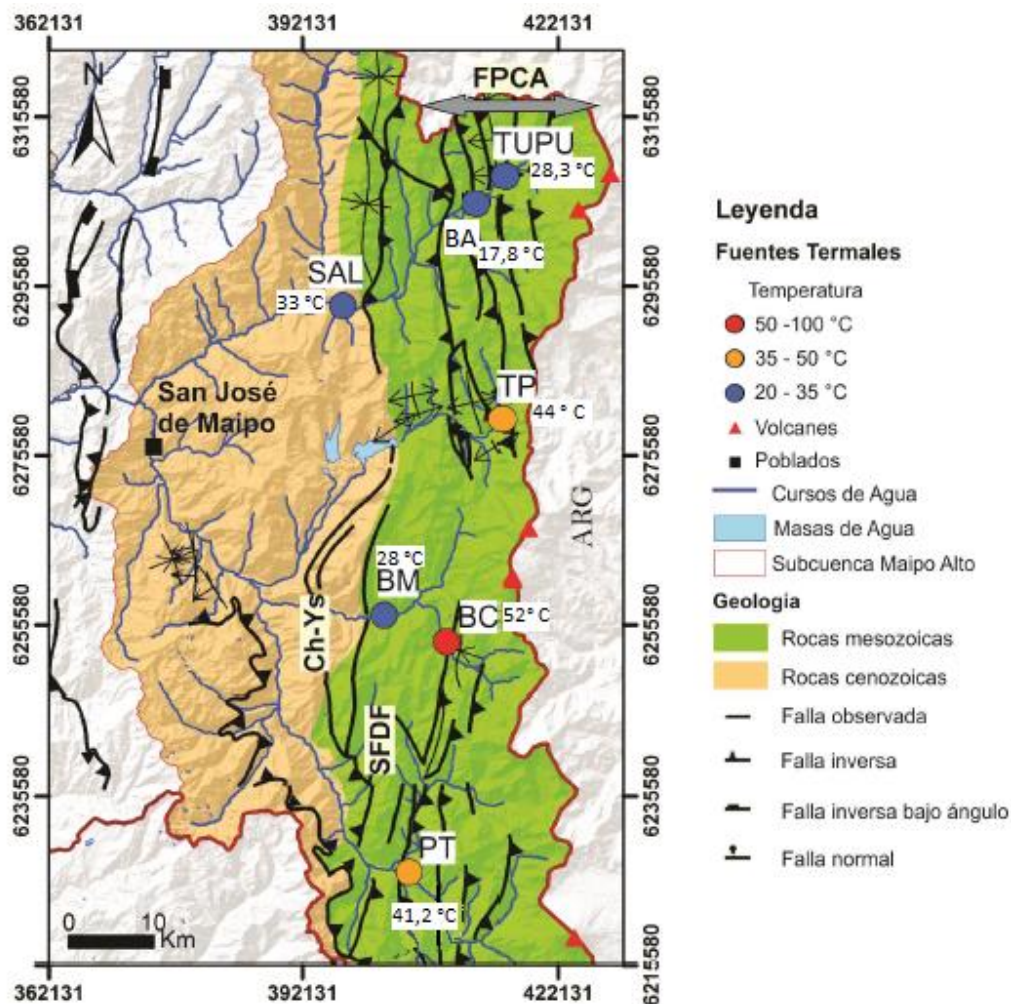


Figura 2.3.5.1: Mapa de fuentes termales catastradas en la subcuenca de Maipo Alto, Región Metropolitana. Modificado de Pincetti (2016).

También en la zona de estudio, Pincetti (2016) realizó un estudio sobre la hidrogeoquímica e hidrodinámica de las distintas fuentes termales que allí se encuentran. En su memoria, Pincetti (2016) concluye que todas las muestras de aguas termales presentan un pH neutro a levemente ácido (6,5 a 7,1) y se consideran salinas de tipo Cl-Na con influencia de disolución de evaporitas como son depósitos de halita o yeso. Destaca, además, que las aguas de Baños Morales presentan una alta concentración de HCO_3^- , un exceso de Ca(Mg) con respecto al modelo de disolución que plantea y enriquecimiento en As, Fe y Mn, mientras que las aguas de Baños Colina contienen un mayor contenido de todos los iones medidos, a excepción del As, Fe y Mn, lo que, junto al hecho de no poder modelar estas concentraciones, hacen suponer un posible aporte de fluidos de origen profundo. Además, establece a partir de estudio de isótopos estables en agua, un origen meteórico de las aguas con aportes de fluidos profundos en baja cantidad, sin evidencias de influencia de actividad volcánica como podría ser la del Complejo Volcánico San José.

Tabla 2.3.5.1: Listado de manifestaciones termales de la cuenca de Maipo Alto. Modificada de Pincetti (2016). Las coordenadas se encuentran en datum WGS 1984, huso 19S. (1) Temperatura tomada de Hauser (1997), (2) temperatura tomada de Risacher y Hauser (2008), (3) temperatura tomada de Benavente (2016), S/I: Sin información.

Nombre	Código	Cota [m]	T [°C]	Tipo de Agua	Travertinos
Tupungato ⁽²⁾	TUPU	2983	28,3	Sulf-calc	S/I
Baños Azules ⁽³⁾	BA	2500	17,8	S/I	Si
Salinillas ⁽¹⁾	SAL	1611	33,0	Clorurada	S/I
Termas del Plomo ⁽²⁾	TP	2929	44,0	Clorurada	No
Baños Morales ⁽¹⁾	BM	2374	28,0	Clorurada	Si
Baños de Colina ⁽²⁾	BC	2525	52,0	Clorurada	Si
Puente de Tierra ⁽²⁾	PT	2185	41,2	Clorurada	S/I

Daniele et al. (2016) propone que el alto contenido de HCO_3 de las muestras en Baños Morales y Colina, comparado con las de Termas del Plomo se puede interpretar como una diferencia en la intensidad de los procesos vinculados a su origen y agrega que las concentraciones de Ca y Mg, de algunas muestras de estas fuentes, no se pueden explicar solamente por la disolución de yeso y carbonatos, por lo que debe existir otro proceso como podría ser el aporte profundo de CO_2 . Además, menciona que, si bien la presencia de aguas cloruradas sódicas se relaciona a zonas distales de sistemas geotermales volcánicos, este caso podría deberse a la disolución de secuencias evaporíticas.

En cuanto a la recarga distintos autores (Benavente et al., 2016; Daniele et al., 2016) han coincidido en que es principalmente de origen meteórico, esto basado en datos de isotopos estables de hidrógeno y oxígeno.

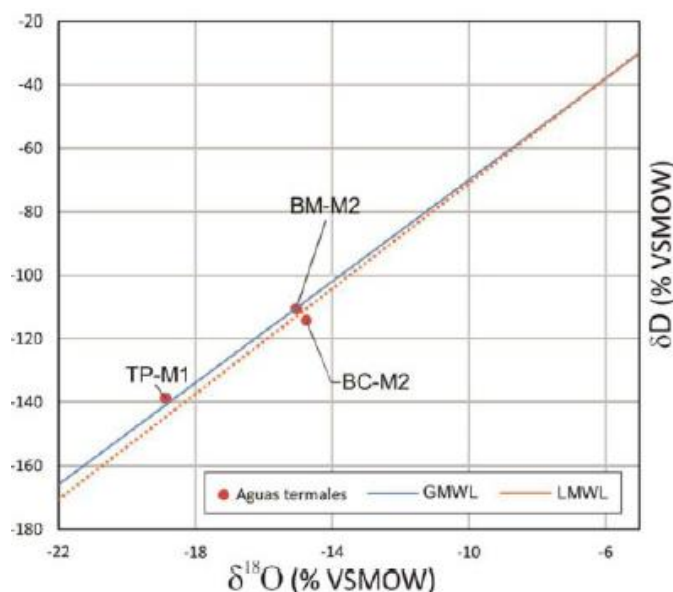


Figura 2.3.5.2: Datos de isotopos estables de hidrógeno y oxígeno para muestras de Termas del Plomo (TP-M1), Baños Morales (BM-M2) y Baños Colina (BC-M2). Tomado de Daniele et al. (2016)

CAPÍTULO 3. FORMACIÓN Y TIPOS DE DEPÓSITOS DE TRAVERTINOS

3.1 Formación de travertinos

La precipitación de depósitos de travertinos ha sido asociada a cuatro procesos químicos principalmente: (1) desgasificación de aguas subterráneas ricas en CO₂ al aflorar, (2) reacción entre aguas subterráneas hiperalcalinas y el CO₂ de la atmosfera, (3) mezcla de aguas subterráneas ricas en Ca con aguas superficiales alcalinas y (4) el efecto ion común, por ejemplo, en aguas subterráneas que infiltran evaporitas (Pentecost, 2005).

Es gracias a la existencia actual de fuentes o manantiales formadores activos que se conocen estos procesos, del mismo modo entregan información para poder relacionar la temperatura del agua o la pCO₂ con la mineralogía, conocer los factores que controlan el desarrollo y orden cristalino, el posible rol de organismos en la precipitación o procesos biogénicos que pueden modificar a la roca (Jones y Renault, 2010).

En la actualidad la mayoría de los depósitos son formados debido a la desgasificación de CO₂ (Pentecost, 2005) y la reacción que controla este proceso es



El proceso ocurre cuando el fluido llega a superficie y entra en contacto con la atmósfera se comienza a exsolver el CO₂ debido a la menor concentración de este compuesto en el aire y disminución de la presión, como se observa en la reacción 3.1. Esto va a provocar que los cationes de calcio comiencen a reaccionar con el bicarbonato para así mantener las concentraciones de equilibrio formando a su vez carbonato de calcio, como calcita o aragonito. La reacción inversa corresponde entonces al proceso de disolución de carbonatos debido al CO₂ en aguas subterráneas.

Debido a la importancia en el proceso de formación, Pentecost (2005) usó la procedencia del dióxido de carbono para clasificación entre travertinos meteógenos o termógenos. En el primer caso, el carbono viene del existente en el suelo y la atmosfera; para el segundo, en cambio, proviene de procesos ya sea en la corteza o bajo ésta. Esta clasificación se aplica de mejor manera que otras como, por ejemplo, la basada en temperatura del fluido formador, que, si bien es información de fácil acceso en fuentes actuales, presenta complicaciones como la inexistencia de protocolos de medición o límites claros para diferenciar aguas frías de termales (Pentecost et al., 2003).

3.2 Morfologías de travertinos

La formación de travertinos es un proceso capaz de dar lugar a una amplia variedad de morfologías constructivas, que variarán según las condiciones en las cuales precipita el carbonato. Estos depósitos se forman en un corto periodo de tiempo y del mismo modo pueden ser erosionados rápidamente, por lo tanto, son de corta duración geológica (Pentecost, 2005) y de preservarse cuentan con un gran potencial de obtener información sobre su génesis.

Al igual que la mineralogía o las texturas, son múltiples los factores que controlan las morfologías que se forman por el depósito de travertinos, como pueden ser la topografía de la superficie, nivel de sobresaturación y caudal del fluido formador, configuración tectónica o incluso oscilaciones en el clima (Pentecost, 2005; De Filippis et al., 2013 (a)).

Diversos autores han propuesto clasificaciones para las morfologías de tufas y travertinos en base a sus casos de estudios que no logran abarcar todos los casos existentes, sin embargo, Chafetz y Folk (1984) describe cinco formas básicas en travertinos termógenos: 1) cascadas, 2) relleno lacustre, 3) depósitos de ladera, 4) terrazas y 5) *fissure ridge*. Posteriormente estas morfologías se han reconocido y validado en distintos depósitos. A continuación, se describen y ejemplifican algunas de éstas a partir de distintos estudios.

Cascadas

Se forman en caídas de aguas debido a un rápido depósito de carbonatos. Esta alta tasa de sedimentación provoca que todo el material orgánico presente o fragmentos transportados por el río queden incrustados en la roca y cubiertos de travertino, por lo que es habitual la presencia de algas, plantas, ramas o fragmentos líticos (Golubic, 1969; Chafetz y Folk, 1984). El travertino que se forma en estas condiciones es masivo, con textura y estructura irregular, poroso y no presenta laminación.

Se distinguen dos tipos de cascadas, 1) formadas por erosión y 2) formadas por acreción. En el primer caso tienen un perfil parabólico con presencia de canales que son controlados por la trayectoria del torrente y el cizalle provocado por el agua. En general se da en corrientes con descargas elevadas, de hasta $150 \frac{L}{s}$, en rocas con resistencia a la erosión. Para el caso de acreción, en cambio, se da en zonas donde el depósito supera a la erosión, con flujos bajos por lo que el cizalle generado por el agua es despreciable, lo que genera depósitos irregulares con progradaciones (Pentecost, 2005).

Estas morfologías se han reconocido ampliamente en diferentes depósitos de travertinos y tufas, por ejemplo, en Tivoli en Italia, Falls Creek en Idaho, Sitting Bull Falls en Nuevo Mexico, Arbuckle Mountains, Oklahoma (Chafetz y Folk, 1984), Urach en Alemania, Gaotang en China, en el Río Durance, Francia o en el Río Salitre en Brasil (Pentecost, 2005).



Figura 3.2.1: Cascada de progradación del travertino Reotier, Francia. Tomado de Pentecost (2005).

Relleno lacustre

Son depósitos masivos y estratificados, con cientos de metros de ancho y decenas de largo, poseen continuidad lateral y repeticiones en la vertical con presencia de laminaciones del orden de los 10 cm. Si bien se erosionan fácilmente, los casos que se preservan y afloran, suelen ser explotados en canteras (Chafetz y Folk, 1984).

Esta morfología evidencia la precipitación de carbonatos facilitada por procesos de fotosíntesis en algas y la evaporación de aguas someras (Pentecost, 2005).



Figura 3.2.2: Depósito de relleno lacustre en las cercanías de Guidonia. Tomado de Chafetz y Folk (1984).

Represas o Terrazas

Se forman por acreción vertical de material que genera una represa y piscinas o charcas que se separan una de otra. En general se da una secuencia de intercalaciones entre piscina-presas a lo largo de un flujo de agua y puede ocurrir en un amplio rango de tamaño teniendo casos con distancias entre presas (IDD por sus siglas en inglés, Inter-Dam Distance) de algunos centímetros hasta más de un kilómetro y del mismo modo profundidades en las piscinas desde algunos milímetros hasta varios metros (Pentecost, 2005).

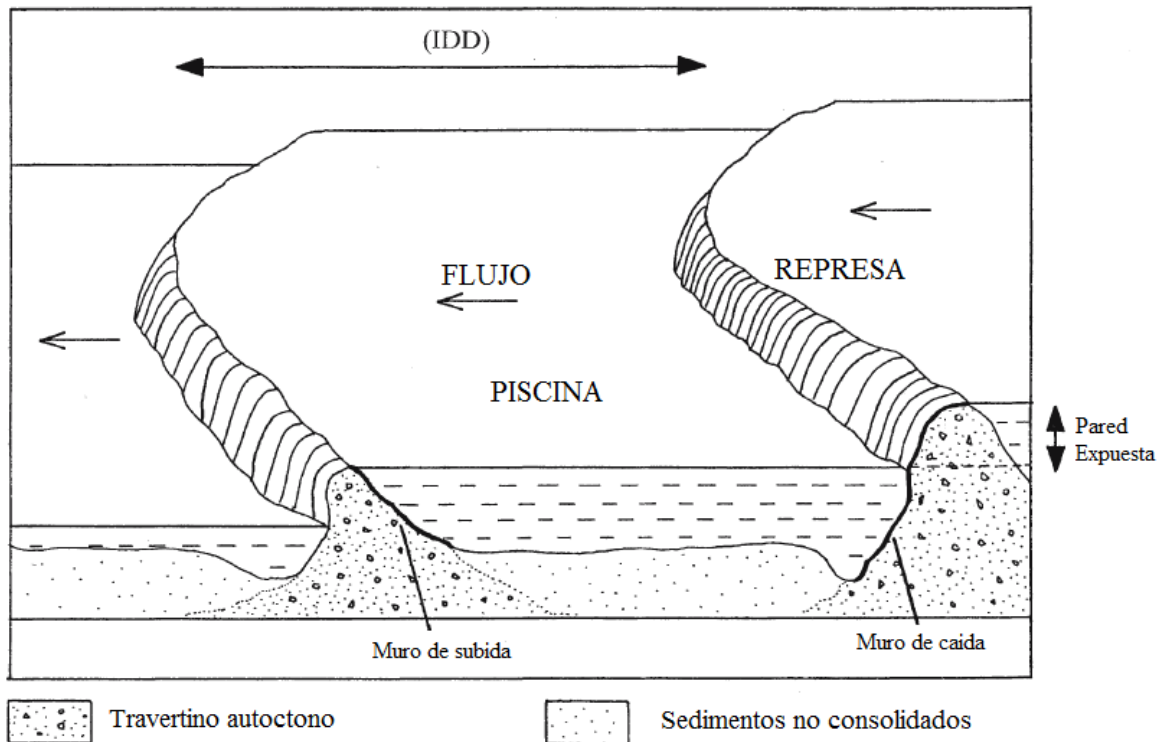


Figura 3.2.3: Características morfológicas de represas de travertinos. IDD (Inter Dam Distance). Modificado de Pentecost (2005).

Travertinos de Cresta de Fisura (*Fissure Ridge*)

Se caracterizan por presentar una forma de monte (*mound*) alargado, ya sean rectos, curvos o bifurcados, que sobresale a la topografía de la zona donde se emplazan, con una fisura central en su parte superior (Chafetz y Folk, 1984), además de fisuras secundarias subparalelas de menor magnitud. En general estos depósitos van de 1 a 15 m de alto, con algunos casos excepcionales de hasta 30 m (De Filippis et al., 2012), y pueden superar los 500 m de largo (Pentecost, 2005). A pesar de esto no suelen representar grandes volúmenes de carbonatos en comparación a otras morfologías como los *plateau* o rellenos de lago.

El ascenso de aguas calientes por la fisura provoca precipitación en los flancos y dentro de espacios en la fisura o fracturas lo que genera capas de algunos centímetros de espesor de travertinos porosos y estratificados, paralelos a la superficie de depósito y travertinos bandeados, no siempre visibles, que son depósitos esparíticos con baja porosidad respectivamente (De Filippis y Billi, 2012). Además, en la superficie más externa se observan

texturas corrugadas y sinuosas similares a terrazas, pero en una escala de centímetros (Chafetz y Folk, 1984).

Su formación ocurre cuando una fisura alcanza la superficie y el fluido formador utiliza esto como canal aflorando en superficie lo que da lugar al depósito progresivo de capas, de modo que las más jóvenes sobreyacen a las más antiguas (Hancock et al., 1999).

Ejemplos de *fissure ridge* se han encontrado y descrito en Turquía en la cuenca Denizli (De Filippis et al., 2013 (a)), en Italia en Rapolano (Chafetz y Folk, 1984; Guo y Riding, 1999; Brogi, 2009) y Tivoli (De Filippis et al., 2013 (b)) o en Estados Unidos en Mammoth Hot Springs y California (De Filippis et al., 2012).

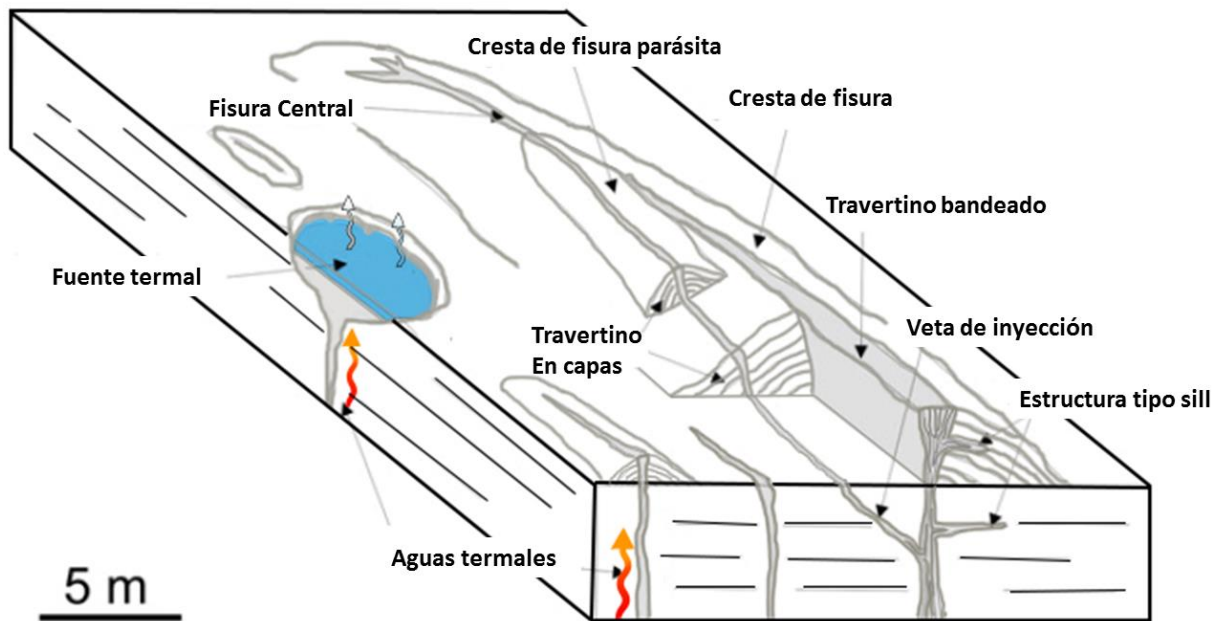


Figura 3.2.4: Esquema tridimensional de un *fissure ridge*. Modificado de De Filippis et al. (2013(b)).

Canales autoconstruidos (*Self built channels*)

Los canales autoconstruidos son estructuras, en forma de muro que llegan a alcanzar los 10 m de alto, a pesar de un bajo ancho, por lo que su razón alto/ancho puede ser mayor a 12 (Pentecost, 2005). En su sección transversal se evidencian capas de travertinos porosos, depositados con una alta tasa de precipitación. En vista de planta se observan como líneas sinuosas y se pueden encontrar de manera discontinua producto de sismos. Estas morfologías se forman producto de un encauzamiento de caudales ya sea de manera natural o por acción humana (Altunel, 1993).



Figura 3.2.5: Canal autoconstruido de 10 m de alto ubicado al este de Cukurbag. Tomado de Pentecost (2005).

3.3 Travertinos y sistemas geotermales

Al igual que para los travertinos, existen una amplia variedad de intentos por crear una clasificación para sistemas geotermales basados en temperatura, profundidad o propiedades termodinámicas. Un problema que se repite entre éstas es que no entregan la información suficiente para fines prácticos o dentro de un mismo tipo podían presentarse dos sistemas con la mayoría de sus características completamente distintas.

La clasificación que se considera para este trabajo corresponde a la planteada por Moeck (2014), quien presenta una clasificación basada en los efectos de las características geológicas que presentan los sistemas geotermales, incluyendo disposición de las placas tectónicas, flujos de calor, régimen hidrogeológico, dinámica y química de fluidos, fallas y fracturas, tipo de estrés y secuencias litológicas. Con esta clasificación se busca abarcar todos los factores que afectan al momento de definir una campaña de exploración o explotación y así poder realizar comparaciones razonables entre distintos sistemas.

Existe entonces una primera división de los sistemas, según el mecanismo de transferencia de calor, en 1) dominados por convección o 2) dominados por conducción. Dentro del primer grupo se encuentran los *Magmatic geothermal plays*, es decir, los con presencia de volcanismo o plutonismo, por otra parte, existen los *Non-magmatic geothermal plays* que ocurren en zonas de extensión. Dentro de los dominados por conducción se encuentran los *Igneous geothermal plays* relacionados al basamento y los sistemas no magmáticos asociados a cratones y cinturones orogénicos.

Los travertinos se encuentran en zonas distales de algunos de estos sistemas, donde los fluidos transportados afloran en superficie en condiciones de pH cercanas al neutro que permiten su formación, como puede ser una zona de *outflow* en un sistema geotermal plutónico o volcánico como se muestra en la Figura 3.3.1. A pesar de las temperaturas que alcanzan los manantiales (40-100°C), esto no indica la presencia de un reservorio a altas temperaturas, más bien esta zona de fuentes y travertinos puede ser evidencia de un reservorio secundario, donde el gradiente geotermal es alto en niveles someros, pero disminuye en profundidad y una vez se atraviesa la zona de *outflow* (Moeck, 2014).

Para sistemas no magmáticos dominados por convección, los depósitos de travertinos también son indicadores útiles al momento de la exploración y pueden indicar reservorios de interés en profundidad, ya que son producto directo de los fluidos transportados por fallas. En la Figura 3.3.2 se muestra ejemplos de dos reservorios distintos en sistemas no magmáticos, en las zonas de *hot springs* y *mud pots* se podrían presentar depósitos de travertinos.

La estrecha relación entre travertinos termógenos y sistemas geotermales, así como lo sensible de estos depósitos a cambios en el estrés de deformación, condiciones climáticas o de los fluidos formadores, permiten un registro en detalle de información relevante a partir de la cual se pueden entender controles estructurales, evolución de los fluidos formadores, como su transporte y cambios composicionales y/o reconstruir la historia sismológica reciente de una zona de estudio. Por lo que distintos autores también hacen referencia al estudio de travertinos como una herramienta para exploraciones geotérmicas en superficie (Hancock, 1988; Hancock et al., 1999; Hochstein y Sudarman, 2008; Faulds et al., 2010; De Filippis et al., 2013 (a); Brogui et al., 2016).

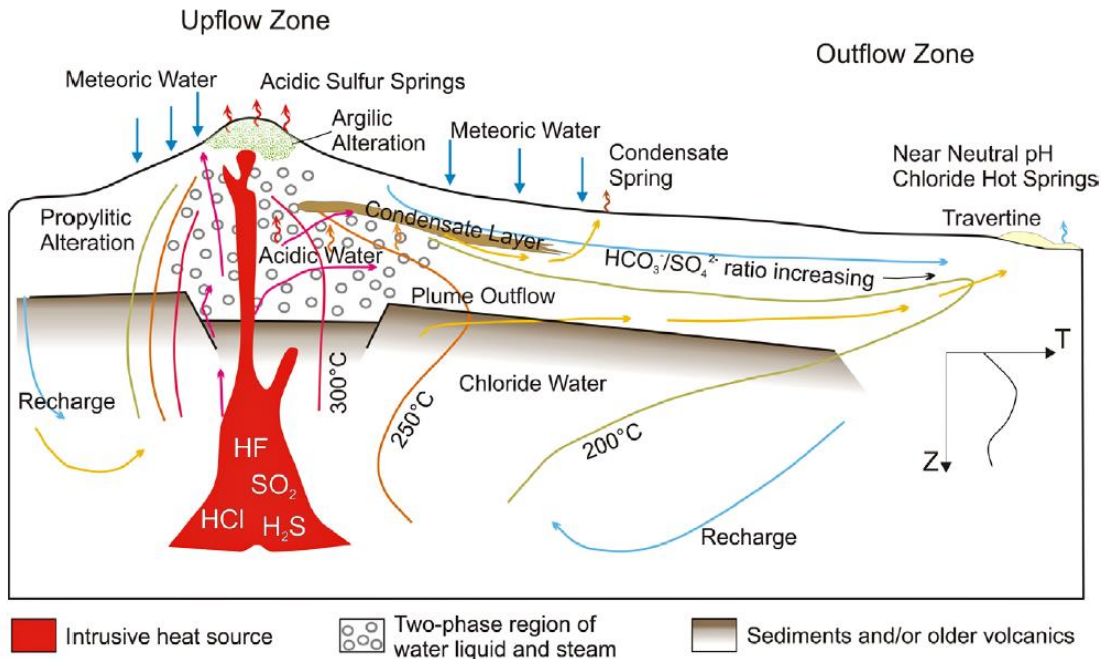


Figura 3.3.1: Sistema geotermal asociado a volcanismo activo, típico en arcos volcánicos sobre márgenes de subducción. A la derecha se muestra un gráfico profundidad versus temperatura para mostrar las variaciones en el gradiente geotermal. Tomado de Moeck (2014).

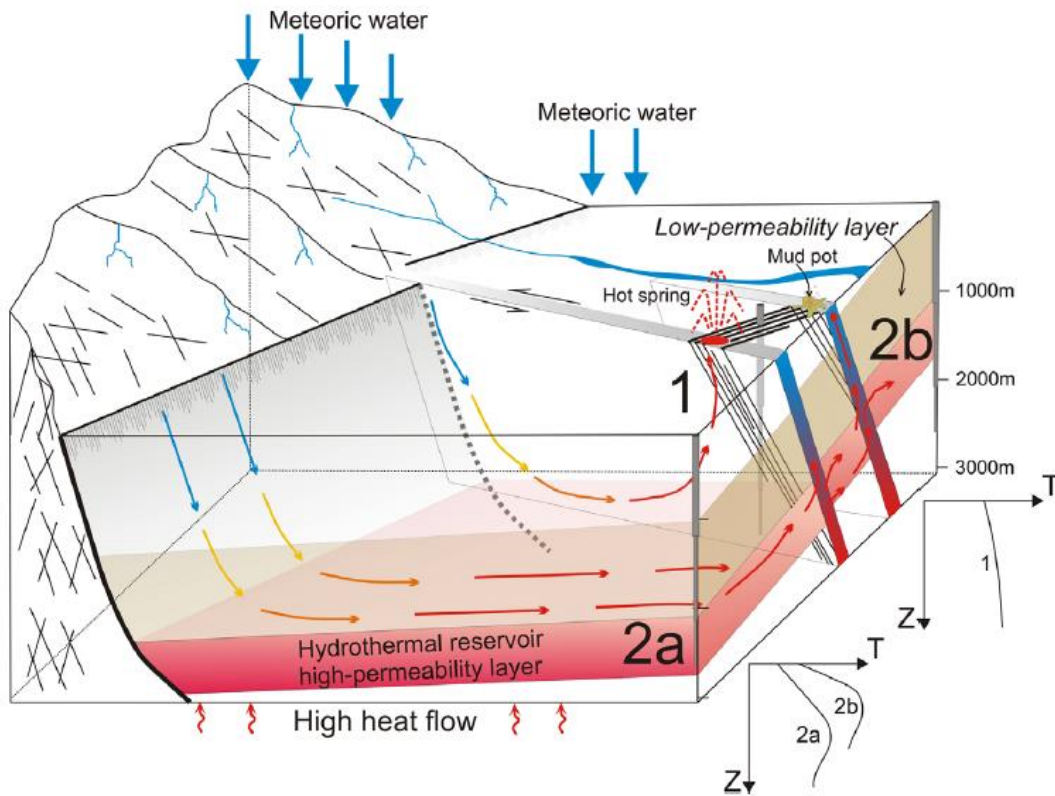


Figura 3.3.2: Sistema geotermal no magmático o controlado por fallas. Dos reservorios distintos que son 1) celda convectiva por infiltración que descarga en una falla y 2) escape de fluidos controlados por fallas. En las zonas de hot springs y mud pots se podrían presentar depósitos de travertinos. A la derecha se muestran gráficos profundidad versus temperatura para mostrar las variaciones en los gradientes geotermales. Tomado de Moeck (2014).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 Trabajo de campo

El trabajo de campo consistió en cuatro salidas a terreno, una durante el mes de enero, luego en los meses de abril, noviembre y finalmente una en diciembre del 2016.

La primera salida se centró en la identificación de las zonas de interés, delimitando los distintos travertinos y ubicando las termas o fuentes de agua. Se tomaron muestras de rocas en cada morfología distinta y de las diversas fábricas presentes. Se realizó también un experimento en terreno basado en trabajos similares llevados a cabo en sínter silíceos (Mountain et al., 2003; Nicolau et al., 2014), en el cual se instalaron placas de vidrio, previamente pesadas, en las termas o afluencias de agua como se muestra en la Figura 4.1.1. Con esto se buscaba conocer la mineralogía tanto de sistemas fósiles como de los activos. Además, de estimar una tasa de precipitación actual al pesar el carbonato formado en las placas de vidrios.

La instalación de los vidrios se hizo en zonas donde el sedimento no estaba consolidado y, por lo tanto, era posible enterrarlos lo suficiente como para sostenerse. En zonas de flujo se dispuso siempre de parejas, una ubicada de manera paralela al flujo y otra transversal, para ver si existe alguna diferencia en las tasas de precipitación.



Figura 4.1.1: Placas de vidrio instaladas en depósito de travertino.

El objetivo de la segunda campaña fue la recolección de las placas precipitadas instaladas durante la primera salida. Solo se logró obtener las placas de Baños Morales ya que producto de remociones en masa, las piscinas de Baños Colina fueron cubiertas por sedimentos

tapando también morfologías importantes como terrazas o represas. Además, durante este terreno se instalaron nuevas placas, previamente pesadas, en Morales Poniente para obtener precipitado durante los meses de invierno y así poder estimar una tasa de precipitación de estos depósitos.

Para preservar todo el material depositado en las placas, cada una fue guardada en papel de aluminio y en un recipiente o bolsa de manera independiente. Posterior a esto se retiraron del papel aluminio y secaron a temperatura ambiente para finalmente pesarlas nuevamente.

La visita del mes de noviembre consistió principalmente en la realización de un análisis estructural, para lo cual se tomó medidas de rumbo y manteo de las fracturas presente en el *fissure ridge* El Domo, en el sector de Baños Colina, para realizar un esquema en detalle de éstas y ver cómo se relacionan con fallas o fisuras mayores. Nuevamente se retiraron e instalaron placas de vidrio, las cuales fueron recogidas en la última salida en el mes de diciembre.

4.2 Métodos analíticos

Para la caracterización y descripción de los travertinos se realizó en primer lugar la identificación mineral y química de las muestras. Los equipos utilizados para estos análisis fueron los pertenecientes al CEGA que se encuentran ubicados en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con excepción de la DRX que se llevó a cabo en el Laboratorio de Cristalografía y Difracción de rayos X del Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

4.2.1 Difracción de rayos X por el método de polvo policristalino (XRD)

La técnica de difracción de rayos en polvo policristalino corresponde a un método físico que permite la identificación de la fase mineral presente en la muestra al observar el comportamiento que presentan los rayos X al difractarse cuando cruzan los cristales. Consiste en obtener los ángulos θ de reflexiones, que dependen del espaciado entre las capas, medir la intensidad reflejada y finalmente calcular mediante la ley de Bragg (ecuación 4.2.2.1), los espaciados reticulares.

$$n\lambda = 2dsen(\theta) \quad (4.2.2.1)$$

La preparación de las muestras consiste en molerlas con un mortero lo más fino posible, para obtener una gran cantidad de cristales a los cuales se les hará incidir los rayos X. Para las muestras de los flancos de *fissure ridge* se seleccionó una sola capa por cada una, para esto se usó una sierra eléctrica y un taladro de dimensiones menores a estas capas para evitar una mayor contaminación con material de otras capas o líticos. Por otra parte, para los travertinos bandeados se tomó fragmentos representativos de las muestras y se molió. Para evitar contaminación, se lavó y limpió con un compresor de aire las herramientas y la zona de trabajo entre cada muestra.

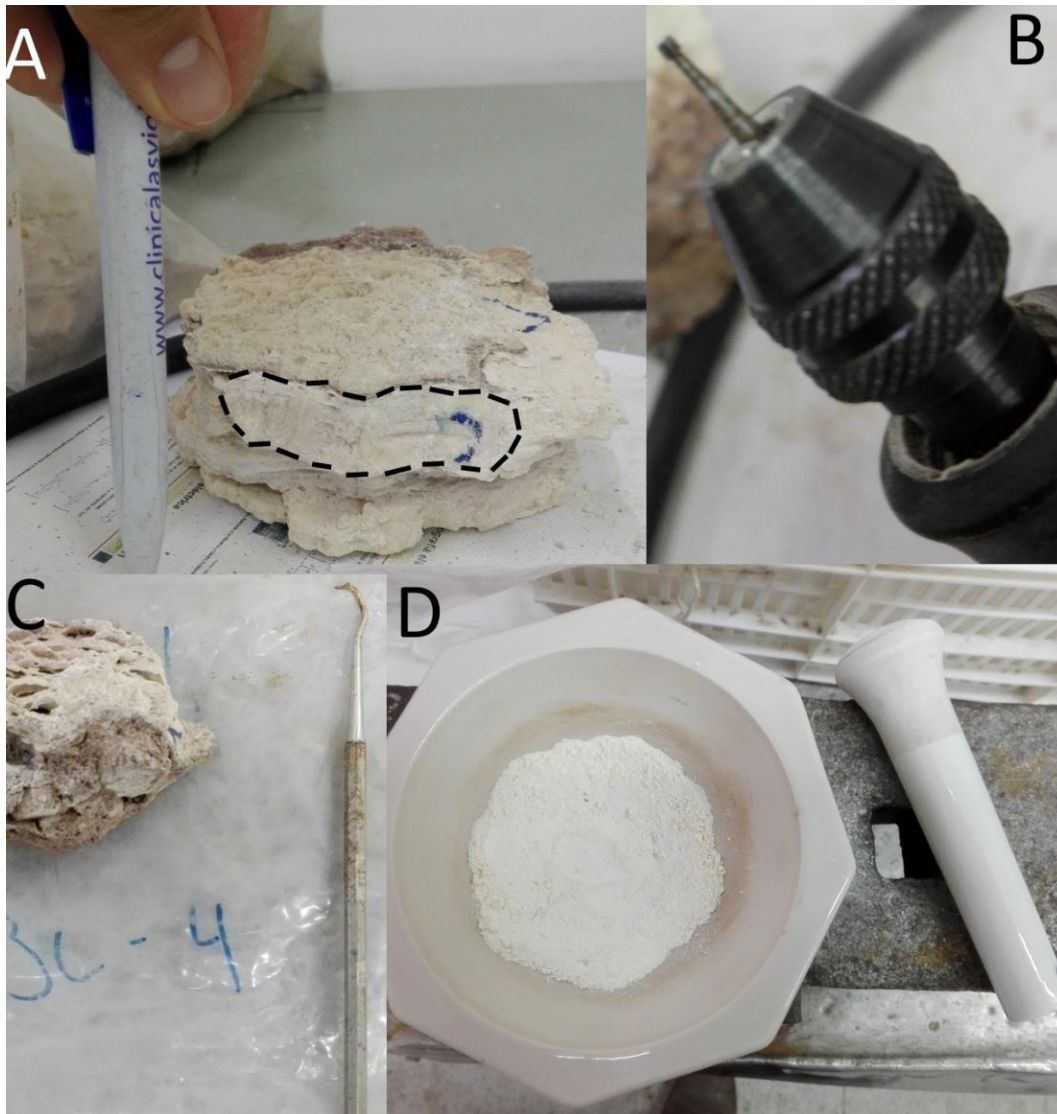


Figura 4.2.1.1: Herramientas para preparación de muestras de XRD. A) Muestra de travertino en capas, se delimita con línea punteada la capa que se analizó, B) taladro dremel, C) gancho para extraer capas más finas y D) mortero.

Los datos obtenidos se proyectan en un difractograma el cual grafica la cantidad de cuentas versus el espaciado reticular d o el ángulo 2θ . Finalmente, con el uso del programa X Powder, se comparan estos gráficos con bases de datos de difractogramas característicos para cada mineral, lo que permitió obtener la mineralogía de las muestras y un porcentaje aproximado de cada mineral.

Para este análisis el equipo utilizado fue un difractómetro de rayos-X de polvo, marca Bruker, modelo D8 Advance. Con un tubo de cobre, cuya radiación tiene una longitud de onda de 1,5604 Angstroms y un tiempo de barrido de 0,2 segundos.

4.2.2 Microscopía Óptica

Para la identificación mineralógica y de la microfábrica en cortes transparentes se utilizó el microscopio petrográfico de luz polarizada. La preparación de las muestras consistió en realizar cortes transparentes pulidos de 30 micrones. Para las muestras bandeadas y en capas el corte se realizó transversal a la laminación, de manera que fuese posible observar variaciones en la microfábrica y mineralógicas.

4.2.3 Microscopía Electrónica de Barrido (SEM) y Espectrometría de Dispersión de Energía de rayos X (EDS)

Se empleó el microscopio electrónico de barrido (SEM), para poder observar microfábricas con mayor detalle. La preparación de las muestras consistió obtener fragmentos de no más de 2 cm de ancho, 2 cm de largo por 1 cm de alto y luego realizar un metalizado con oro de éstas. Para las muestras más porosas, como la de los travertinos en capas pertenecientes a los *fissure ridge*, fue necesario disminuir el volumen de la muestra al mínimo posible, esto debido a que por la alta porosidad se dificultaba demasiado el generar vacío. No se realizaron cortes para este caso, ya que el objetivo de este análisis era observar microfábricas a través del detector de electrones secundarios. Para esto se hace incidir un haz de electrones, luego la cantidad de electrones secundarios que se producen varían con el ángulo de incidencia, por lo que las variaciones de tonos de la imagen que se produce representan las variaciones en el relieve.

El equipo utilizado corresponde a un modelo Quanta 250, marca FEI, perteneciente al CEGA. Las muestras de travertinos bien consolidados pertenecientes a La Grieta y El Domo se observaron en condiciones de alto vacío, en cambio para las muestras de precipitado se utilizaron condiciones de bajo vacío. Debido a la alta porosidad de algunas muestras bien consolidadas, las condiciones de bajo vacío también pueden ser necesarias.

También se utilizó los detectores EDS de este equipo para verificar la composición química de las distintas muestras.

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

5.1 Morfologías de travertinos en Baños Colina y Baños Morales

El estudio se centró en siete depósitos de travertinos, de los cuales tres se encuentran en el sector de Baños Morales y cuatro en las cercanías de las Termas de Colina, con presencia de *mounds*, *fissure ridges*, laderas, cascadas y terrazas.

5.1.1 Morfologías en Baños Morales

En Baños Morales se tienen tres depósitos alineados con una orientación aproximada N70°E, todos ubicados en la ribera del Río Volcán. De este a oeste se definen Morales Oriente, Cascada Baños Morales y Morales Poniente. Existe también un depósito en el interior del recinto de las Termas (Pincetti, 2016) como se observa en la Figura 5.1.1.2 que al parecer correspondería a parte de un depósito de cascada y que se extiende por todo el borde de las piscinas ac, sin embargo, durante las visitas a terreno de esta investigación no se obtuvo acceso al recinto.



Figura 5.1.1.1: Ubicación de los depósitos de travertinos (Celeste) de Baños Morales.



Figura 5.1.1.2: Travertinos en termas de Baños Morales.



Figura 5.1.1.3: Travertinos en termas de Baños Morales. Se observan raíces y clastos cubiertos por el carbonato.

Morales Oriente

Consiste en una ladera cubierta por travertinos, actualmente inactivos, alcanzando un ancho de 25 m y un largo de 30 m aproximadamente, con variaciones texturales en su superficie a medida que se acerca al río. Su borde sur presenta parte de una morfología de cascada de acreción, que alcanza los 2 m de alto. En la parte alta de la ladera se distinguen al menos 3 posibles antiguos centros de emisión, que se identifican por ser relieves subhorizontales y siguen la pendiente de la superficie (Figura 5.1.1.4).

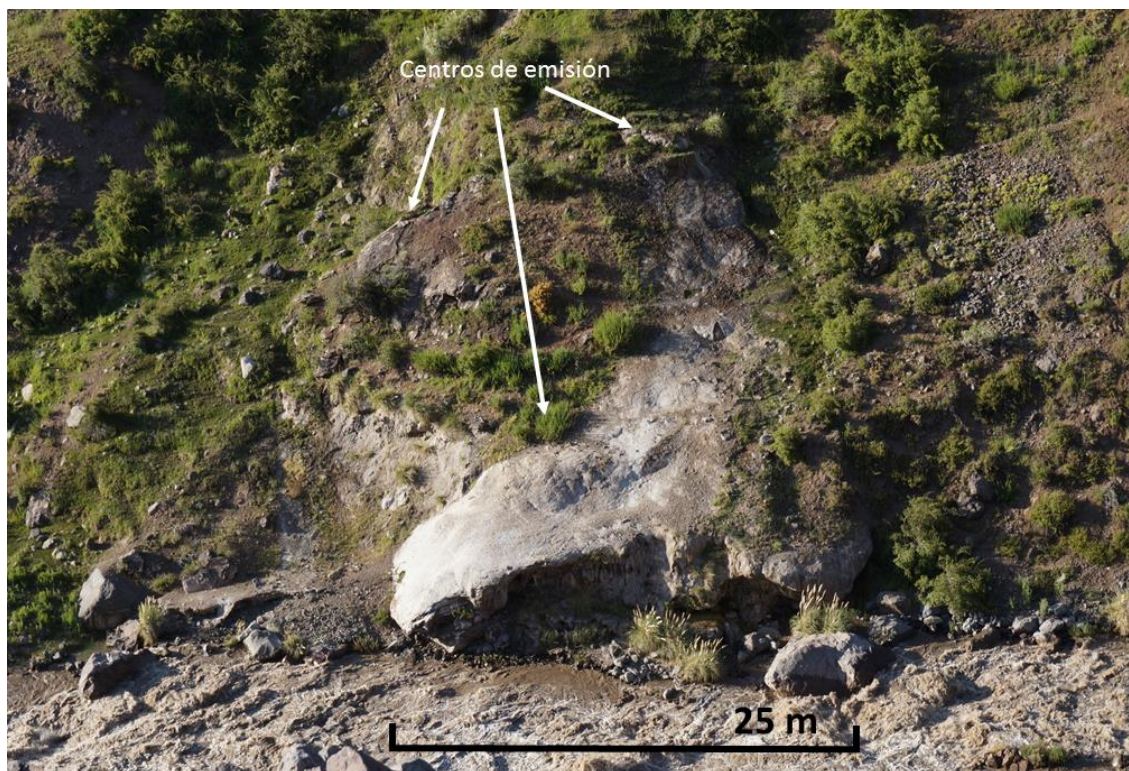


Figura 5.1.1.4: Morales Oriente, vista al norte desde ribera sur del Río Volcán.

Cascada Baños Morales

Es un depósito activo que precipita a partir de descargas de las termas de Baños Morales, un recinto turístico, por lo tanto, se encuentra modificado por acción antropogénica. Estos cuerpos se ubican justo bajo el desagüe de la piscina termal. Se depositan en un muro de aproximadamente 4 m, de manera vertical formando una cascada de acreción con espeleotemas como estalactitas y estalagmitas de 20-50 cm de largo, se distingue por la gran cantidad de material orgánico como ramas, hojas o insectos que han sido cubierto por carbonatos (Figura 5.1.1.5).

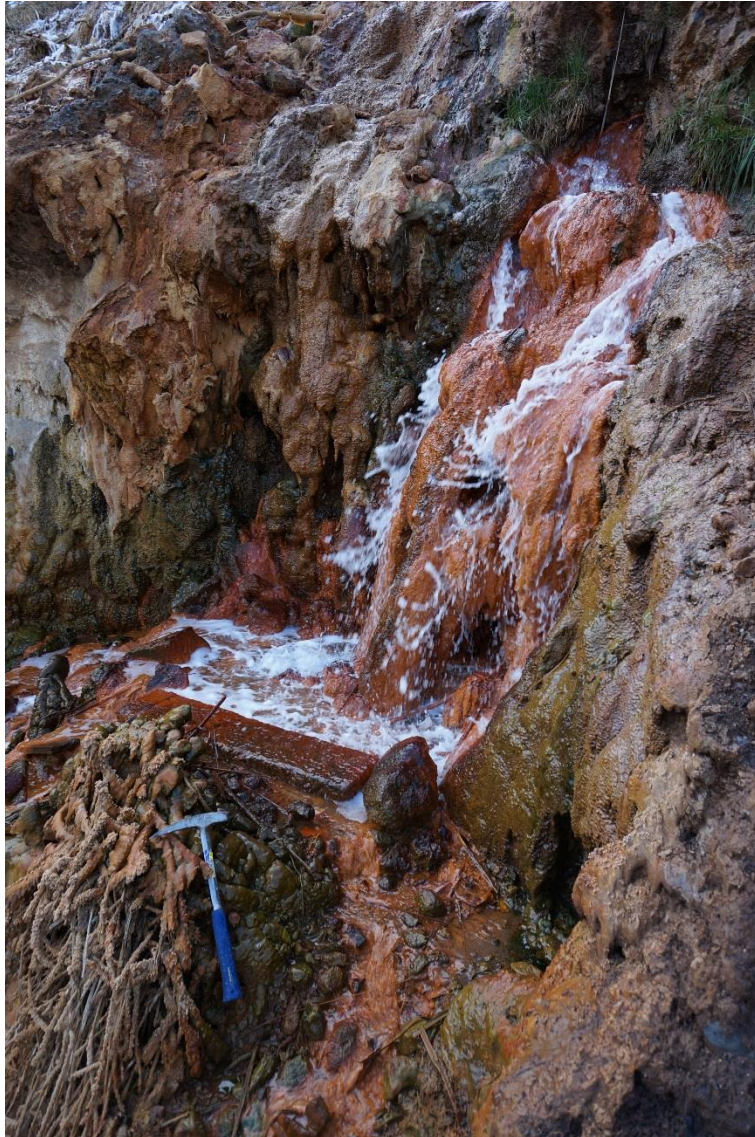


Figura 5.1.1.5: Cascada Baños Morales.

Morales Poniente

Finalmente, el último depósito río abajo corresponde a una ladera de travertinos, de 40 m de largo por 20 m de ancho, que termina en una cascada de acreción, de aproximadamente 5 m de alto, en la ribera norte del Río el Volcán.

La precipitación de carbonatos es activa y actualmente ocurre a partir de fluidos provenientes de dos fuentes de agua fría de algunos centímetros de diámetro, cuyas temperaturas variaban entre 15 y 16 °C en el mes de abril del año 2016. Durante la primera campaña de terreno sólo la surgencia que se encuentra en la cumbre del depósito se encontraba activa, pero a partir de la segunda visita ambos manantiales aportaban un caudal similar. Los flujos bajan por la ladera como una capa de agua con un espesor menor a 1 cm, cubriendo franjas de aproximadamente 1 m de ancho. En las distintas salidas a terreno se observó la migración de este por distintas franjas de la ladera, que se nota en las figuras 5.1.1.6 y 5.1.1.7, donde el material más reciente presenta tonos marrones rojizos que cambian tonos pardos amarillentos a medida que se aleja del flujo, mientras que los más antiguos presentan colores grises más pálidos.



Figura 5.1.1.6: Surgencia superior y ladera de Morales Poniente, vista desde el norte.



Figura 5.1.1.7: Precipitación activa de travertinos en el manantial inferior de Morales Poniente, a la izquierda de color marrón rojizo se ve el deposito formado entre abril y noviembre, a la derecha de tonos amarillentos actual zona de precipitación y en el fondo de color gris las rocas ya inactivas.



Figura 5.1.1.8 Perfil de cascada de Morales Poniente, se observan texturas botroidales en cavidades y minipresas en superficie de precipitación.

5.1.2 Travertinos de Baños Colina

Terrazas Baños Colina

Las Termas Valle de Colina corresponden a un recinto turístico, conformado por una serie de terrazas de travertinos con una morfología similar a lo observado en Pamukkale, Turquía (Simsek, 2000), pero en una menor escala, con un largo de 50 m y ancho de 40 m aproximadamente.

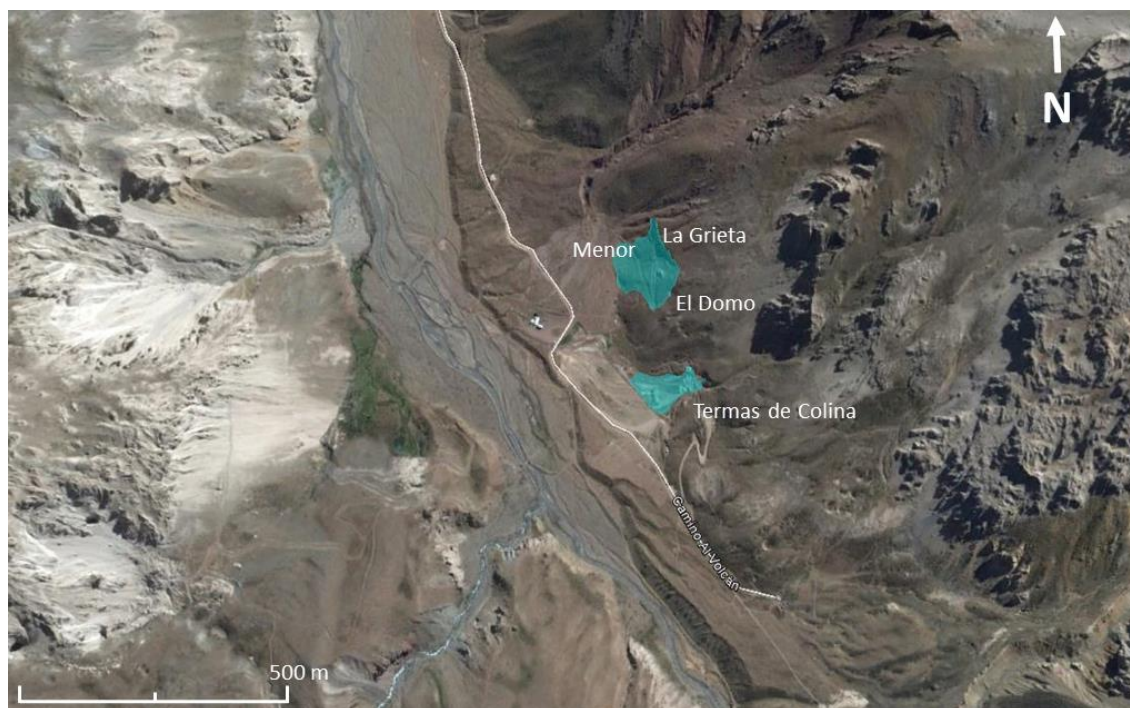


Figura 5.1.2.1: Ubicación de los depósitos de travertinos (celestes) de Baños Colina.

Las piscinas son la principal atracción para los visitantes y es por esto que se trabaja constantemente para mantenerlas lo suficientemente profundas para bañarse en ellas. Por lo tanto, la forma de estos depósitos está considerablemente modificada y es un punto a considerar al estudiarlos. De todos modos, estos carbonatos son unos de los más activos de la zona y evidencia la existencia de un sistema geotermal activo debido a las temperaturas de hasta 52°C que alcanzan las aguas formadoras.

De Sur a Norte se observan en primer lugar las terrazas ya mencionadas, con tonos blancos grisáceos y agua de un color celeste grisáceo (Figura 5.1.2.3) que se acumula en 6 o 7 piscinas y se libera bajo éstas a una ladera donde no se tienen depósitos mayores de travertinos, lo que hace suponer que la precipitación se da en los primeros metros debido a un caudal bajo de los fluidos formadores. Cabe resaltar que durante los meses de invierno que se realizó este trabajo de memoria, parte de este depósito fue cubierto por remociones en masa provenientes directamente de la ladera superior como se observa en la Figura 5.1.2.2, por lo que esta zona en particular se encuentra bajo modificaciones constantes.

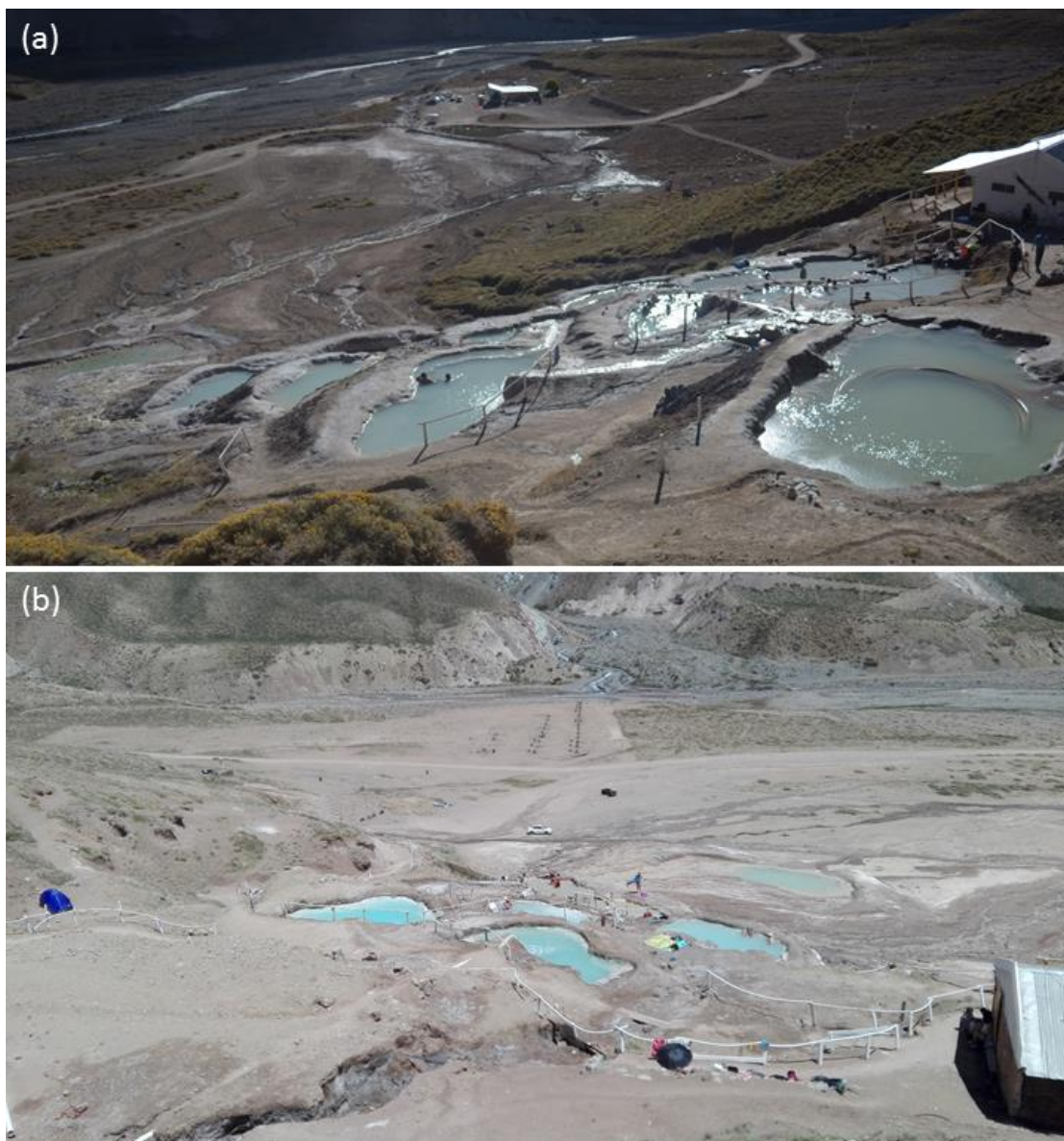


Figura 5.1.2.2: Terrazas Termas de Colina. (a) Vista desde el sur (abril del 2015). (b) Vista desde el norte (noviembre 2016).

A partir del drenaje de la piscina superior, hoy cubierta, se formaban piscinas y represas de menor tamaño que las utilizadas para el baño. El depósito abarcaba 3 m de largo y un ancho que variaba entre 1 y 3 m de ancho entre la cabecera y la base respectivamente. El espaciado entre represas variaba entre 10 y 30 cm y paredes expuestas entre 5 y 10 cm (Figura 5.1.2.3). El flujo cubría todo el depósito por el desborde de las piscinas, pero el mayor caudal se encontraba en un canal central artificial. Las piscinas presentaban un relleno no consolidado de barro carbonático y no se encontró restos de material orgánico o fragmentos líticos.



Figura 5.1.2.3: Terrazas en Termas de Colina. (a) Foto desde la parte inferior de las represas y piscinas, se observa el canal central y piscinas menores. (b) Cabecera del canal central, formada a partir del desagüe de la piscina superior, las rocas que se utilizaron para formar la piscina superior se encuentra cubiertas completamente por un barro micrítico. (c) Vista superior de las piscinas menores se marca el espaciado entre represas (IDD) que varía entre 10 y 30 cm. (d) Perfil de las terrazas, se indica la dirección del flujo en el canal central y las represas con paredes expuestas que variaban entre los 5 y 10 cm de altura.

El Domo

Siguiendo la misma cota por la ladera hacia el norte se llega al Domo (Figura 5.1.2.4), un *fissure ridge* con forma de abanico con una base de 27 m de largo por 10 de ancho y 12 m de alto aproximadamente. En su cresta se observa una fisura de 10 m de largo y de rumbo N47°W que cambia en un punto de inflexión a N64°W (Figura 5.1.2.5), con un espesor que varía entre 4 y 10 cm en el primer segmento y entre 2 y 5 centímetros en el segundo (Tabla 5.1.2.1).

Tabla 5.1.2.1: Espesores medidos en la fisura central del depósito El Domo.

Espesor de la fisura [cm]	Rumbo del segmento
5	N64°W
2	N64°W
2	N64°W
3	N64°W
2	N64°W
4	Punto de inflexión
5	N47°W
10	N47°W
8	N47°W
9	N47°W
8	N47°W

El flanco oeste se encuentra expuesto y evidencia los cambios entre las distintas capas que conforman el cuerpo, los colores varían entre pardo, amarillo, verde pálido y distintos tonos blanquecinos, mientras que las texturas y disposición de los cristales también dependen de cada lámina.

Si bien la laminación y la mayoría del depósito de travertino ocurre paralela a la superficie, existen fracturas sinuosas subverticales perpendiculares a la laminación, cuyos rumbos varían a lo largo del corte. Todas cubiertas por una capa de algunos centímetros de carbonatos bandeados y botroidales, más consolidados y menos porosos que los de las capas como se observa en la Figura 5.1.2.5.



Figura 5.1.2.4: Fissure ridge El Domo, vista desde el SW.

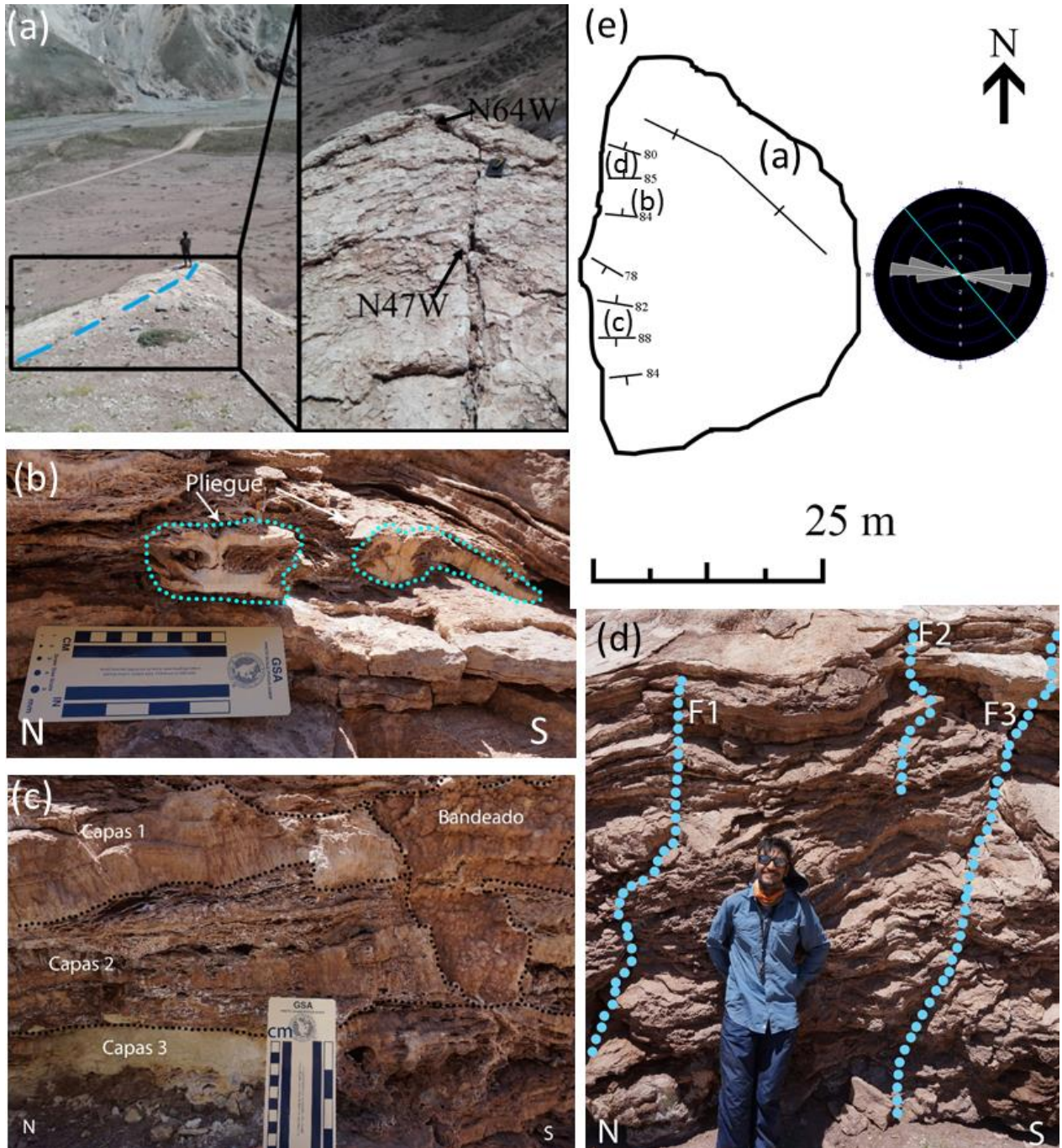


Figura 5.1.2.5: Fotografías del fissure ridge El Domo. (a) Fisura en la cresta del depósito El Domo, se observa el cambio de rumbo en la estructura. (b) Esquema y diagrama de roseta con fracturas presente el fissure ridge El Domo, en celeste se indica el rumbo de la fisura central. (c) –Distintas fabricas de travertino en capas y fractura rellenas de travertino bandeado. (d) Fracturas a lo largo del flanco oeste de El Domo. (e) Esquema en planta de fracturas y fisura central del fissure ridge El Domo, además, esquema de roseta de las fracturas, en celeste se marca el rumbo del depósito La Grieta.

La Grieta

Inmediatamente al norte se encuentra La Grieta, una falla de orientación N40W, rellena con depósitos de travertinos bandeados, con baja porosidad y bien consolidados. Producto de que fue explotada de manera artesanal en el pasado es posible observar una sección transversal de los carbonatos como se observa en la Figura 5.1.2.6.



Figura 5.1.2.6: (a) Sección transversal al depósito La Grieta. (b) Acercamiento a los travertinos bandeados.

En sus segmentos más amplios alcanza los 3 m de ancho y supera los 10 m de alto. Hacia el norte vuelve a aflorar con lo que es posible prolongar su traza, aunque en gran parte del depósito se encuentra cubierto por abanicos aluviales. Los conglomerados adyacentes a los muros del depósito tienen cemento de carbonatos y estratificación (Figura 5.1.2.7) a diferencia del resto de las remociones presentes en la zona.



Figura 5.1.2.7: La Grieta y depósitos de remoción cementados con carbonatos sobre los travertinos.

Domo Menor

Por último, más hacia al norte y adyacente a una estructura rellena de carbonatos bandeados, subparalela a La Grieta, se encuentra el *fissure ridge* Domo Menor. Corresponde otro cuerpo con esta morfología, pero con una fisura de menor extensión y, por lo tanto, una razón entre largo y ancho cercana a la unidad. Del mismo modo que en El Domo, se identifican las distintas capas sucesivas y sus respectivas texturas, además de lentes de carbonatos no porosos plegados como se observa en la Figura 5.1.2.8. Los flancos se disponen de manera radial a diferencia de otros casos donde es más bien axial.

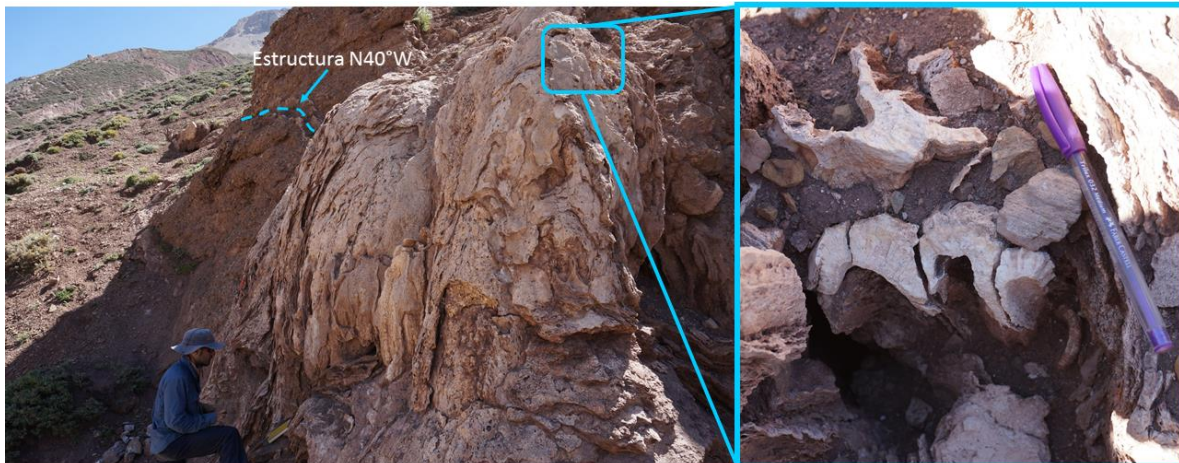


Figura 5.1.2.8: Fissure ridge Domo Menor, adyacente a Falla La Grieta, a la derecha se observa en detalle lentes de carbonatos plegados en la cresta del depósito.

5.2 Mesofábrica

En esta sección se mencionan todas las características observables en muestras de mano y afloramiento, incluyendo laminaciones, porosidad y texturas.

El Domo es el depósito con mayor variación en sus características físicas y, debido al corte presente en el flanco oeste, es posible observar cada cambio que ocurre entre sus capas como se esquematiza en la columna estratigráfica de la Figura 5.2.3. La base corresponde a una brecha polimítica clastosoportado de mala selección con cemento carbonatado, con presencia de fragmentos líticos y lentes de carbonatos; en los que se distinguen carbonatos de calcio y yeso en menor medida. Hacia arriba se encuentra travertino más puro con baja cantidad de fragmentos líticos, con intercalaciones de capas finas de 1-2 cm con cristales fibrosos alargados de manera perpendicular a la laminación. Siguiendo en la columna hacia el techo se encuentra una capa de 14 cm con mayor presencia de guijarros que subyace a otra capa donde domina un hábito hojoso con alta porosidad del tipo fenestral o móldica que abarca unos 30 cm. Es en esta capa donde aparecen lentes plegadas y donde también los poros, que alcanzan algunos centímetros de largo, presentan una deformación similar a la de los pliegues como se observan en la Figura 5.1.2.5 (C) o en la Figura 5.2.1. Luego el hábito cambia a masivo con algunas intercalaciones hojosas y un filón de travertino bandeado botroidal como se observan en la Figura 5.2.2. Finalmente, en el techo del depósito se encuentran laminaciones claras y oscuras intercaladas de 3 y 1 cm respectivamente.

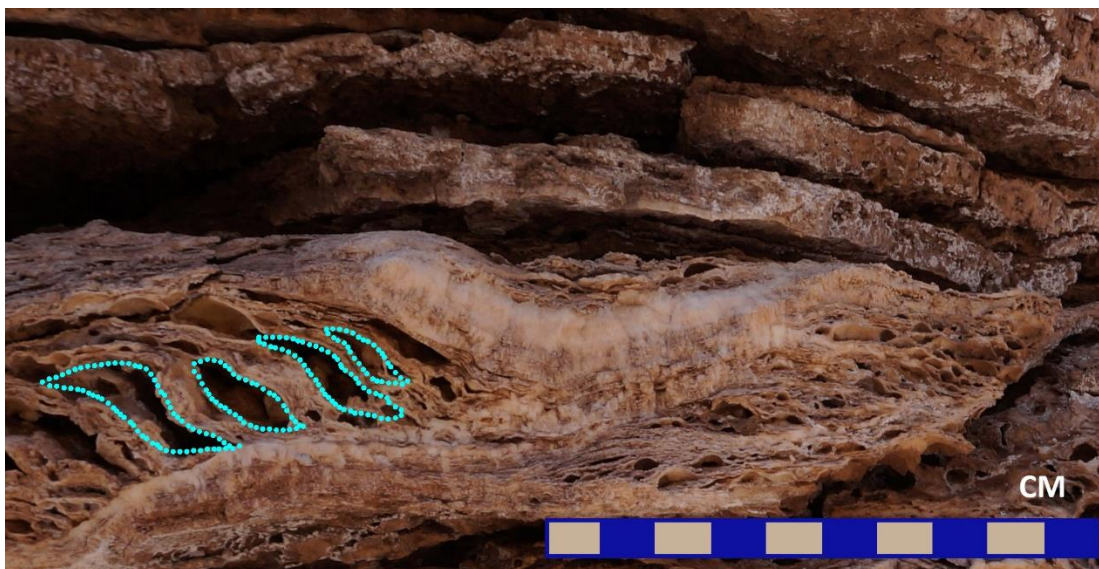


Figura 5.2.1: Poros deformados en capas de laminación hojosa plegadas en El Domo.



Figura 5.2.2: Capa de travertino bandeado en El Domo.

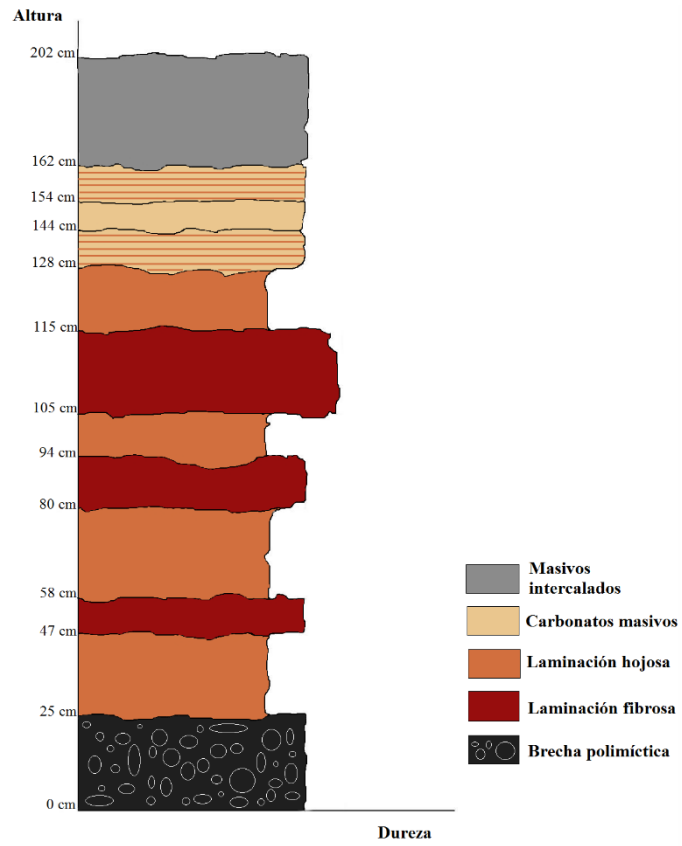


Figura 5.2.3: Columna estratigráfica de la base del flanco oeste del fissure ridge El Domo.

En el depósito La Grieta se presentan solo travertinos bandeados de baja porosidad y mayor dureza que los en capas, similares a los presentes en las fracturas de los *fissure ridge*. Estos depósitos compactos se ordenan en bandas paralelas a la fractura, con espesores que van desde 1 mm hasta 5 cm. Los colores varían entre blanco con tonos verdes o pardos, pardo y marrón. En general las capas más blancas presentan cristales alargados perpendiculares a la fractura, en ocasiones de manera radial desde las paredes al centro. Las capas pardas expuestas a la superficie presentan una porosidad mayor que las demás, pero aún menor que la de los travertinos en capas. Mientras que en las bandas marrones no se distingue una disposición cristalina en muestra de mano.

Los depósitos de ladera Morales Oriente y Morales Poniente presentan texturas similares en la superficie y no muestran laminaciones, sin embargo, se diferencian por sus colores grises y anaranjados respectivamente.

La superficie de Morales Oriente está formada por minipresas que gradan a texturas botroidales de carbonatos hacia la ribera del Río Volcán como se observa en la figura 5.2.3. De manera similar Morales Poniente presenta principalmente minipresas y líticos cubiertos por carbonatos de tonos naranjos, pardo y amarillo.

En la Cascada Morales las minipresas y precipitación de botroides se repiten sobre los espeleotemas y en cavidades, pero en una menor escala. También, se observan texturas botroidales en cavidades formadas por la precipitación y erosión del depósito.



Figura 5.2.4: Minipresas y textura botroidal en travertinos de Morales Oriente.

5.3 Microfábrica

Se realizaron cortes transparentes a siete muestras provenientes del *fissure ridge* El Domo, de La Grieta y la ladera Morales Poniente. Todas las muestras se forman principalmente por polimorfos de carbonato de calcio, calcita y aragonito, variando en su porcentaje relativo, lo que es consistente con los datos obtenidos por difracción de rayos X.

Los travertinos en capas están formados principalmente por esparita y micrita y, en general, cada capa está dominada por una de estas dos. Cristales de calcita con textura en drusa, rómbica y dendrítica ocurren con frecuencia. Se registraron también casos de micritización de la esparita formando zonas de transición entre estas microfábricas. En muestras porosas se tiene mayoritariamente micrita con pocos parches de microesparita, además, se observan poros de molde alargados, al igual que en muestra de mano.

En el travertino bandeado se tienen secuencias de calcita fibrosa radial y se identifican líneas de crecimiento. Nuevamente se evidencia el proceso diagénético de micritización de la esparita.

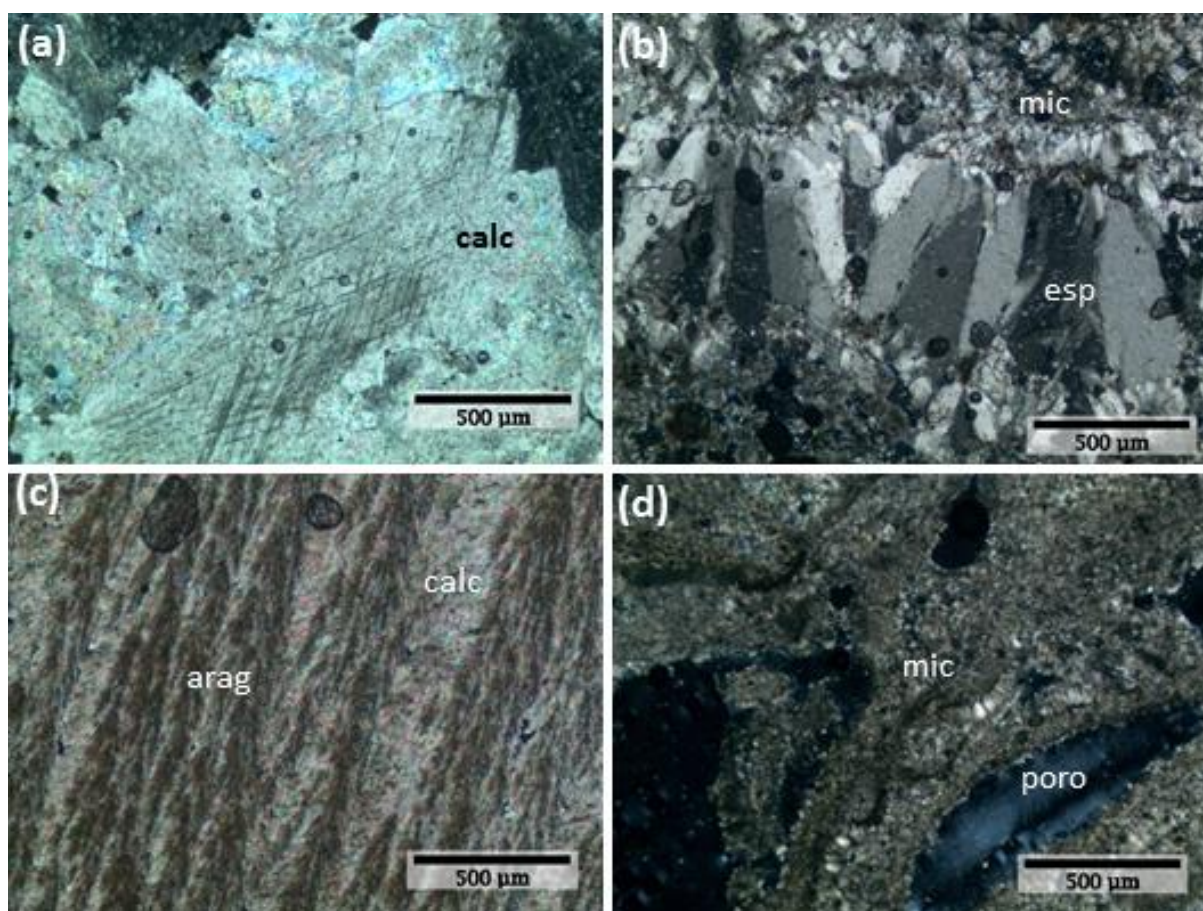


Figura 5.3.1: Imágenes obtenidas en microscopio petrográfico a nicoles cruzados. (a) Calcita esparítica de travertino en capas, muestra de la base de El Domo. (b) Micritización de calcita esparítica, la muestra corresponde a laminaciones del techo del *fissure ridge* El Domo. (c) Dendritas de aragonito y calcita micrítica en lentes plegados de El Domo. (d) Calcita micrítica y porosidad móldica en travertino en capas.

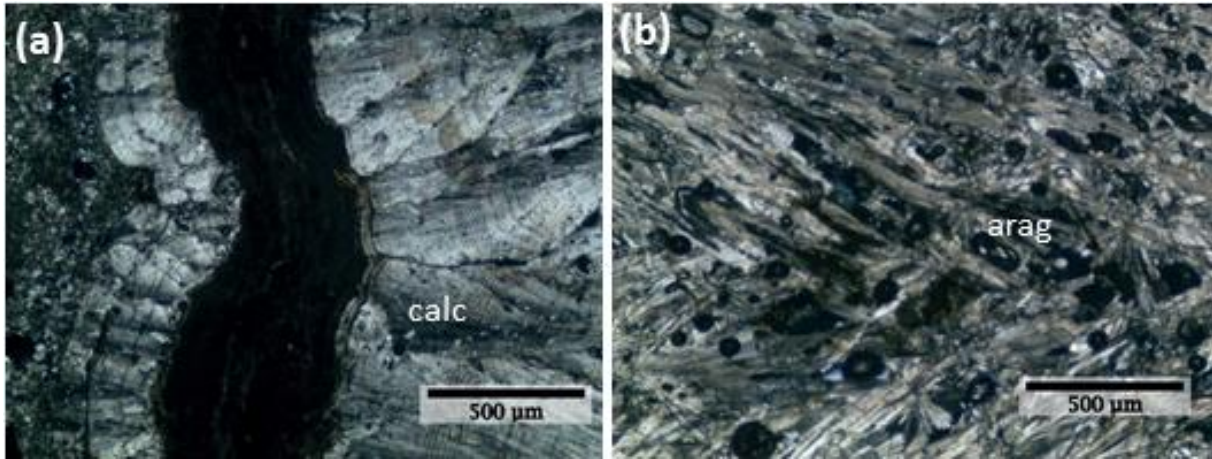


Figura 5.3.2: Imágenes obtenidas en microscopio petrográfico a nicoles cruzados. (a) Crecimiento radial de calcita en travertinos bandeados, al extremo izquierdo se observa micritización de los cristales. (b) Aragonito con habito acicular radial presente en el fissure ridge Menor.

A través del detector de electrones secundarios en el microscopio electrónico de barrido, se observaron tres fragmentos de travertino en capas porosas pertenecientes al *fissure ridge* El Domo. Éstos estaban compuestos de cristales de calcita de aproximadamente 20 micras de largo, ordenados en una textura radial junto a micrita anhedral rellenando los espacios intercristalinos cubriendo caras de cristales. Además, se observó precipitado de la placa P4, instalada en Morales Poniente entre los meses de enero y abril. El material depositado está constituido por cristales subhedrales de calcita con textura rómbica y diatomeas, además de sedimentos amorfo y cristales criptocristalinos (Figura 5.3.3 y Figura 5.3.4).

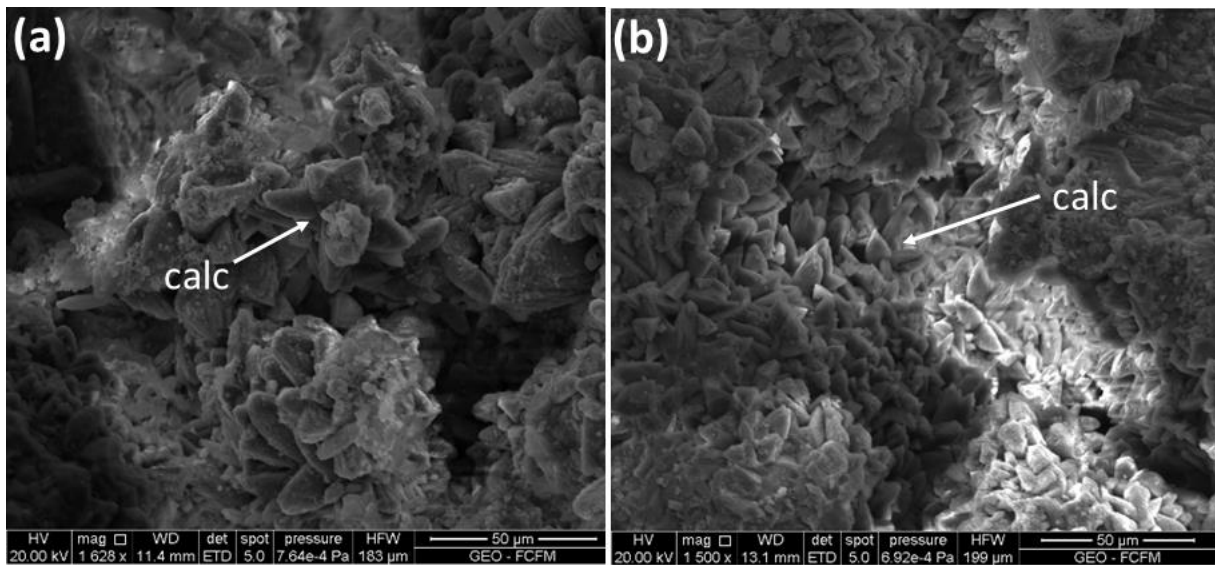


Figura 5.3.3: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Crecimiento radial de cristales de calcita en muestras de travertinos en capas porosas de El Domo(SEM-SE). (b) Cavidad rellena por cristales de calcita en muestras de travertinos en capas porosas de El Domo(SEM-SE).

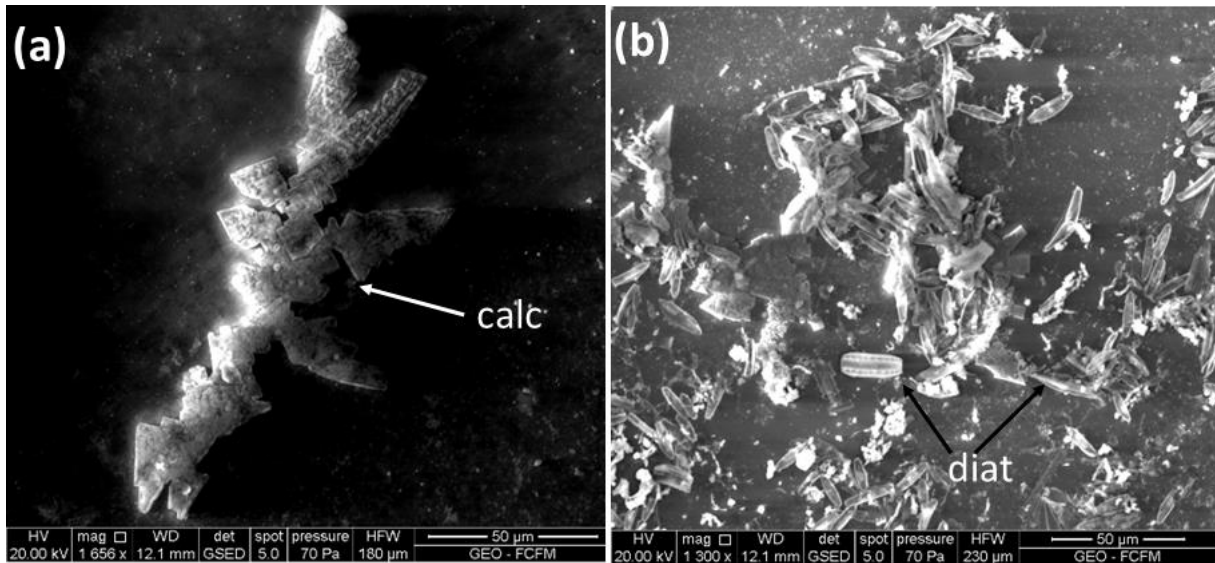


Figura 5.3.4: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Cristales de calcita en placa precipitada (P4) de Morales Poniente. (imagen generada en bajo vacío). (b) Diatomeas en precipitado (P4) de Morales Poniente (imagen generada en bajo vacío).

Para las muestras pertenecientes a La Grieta se observó principalmente aragonito (Figura 5.3.5), corroborando la información que se obtuvo por el XRD. También se registró presencia de aragonito en la muestra TBC-8 que corresponde a un lente plegado de carbonatos. Sin embargo, se presenta en un porcentaje menor. No se registró presencia de yeso a través de esta metodología, como si lo fue en el XRD.

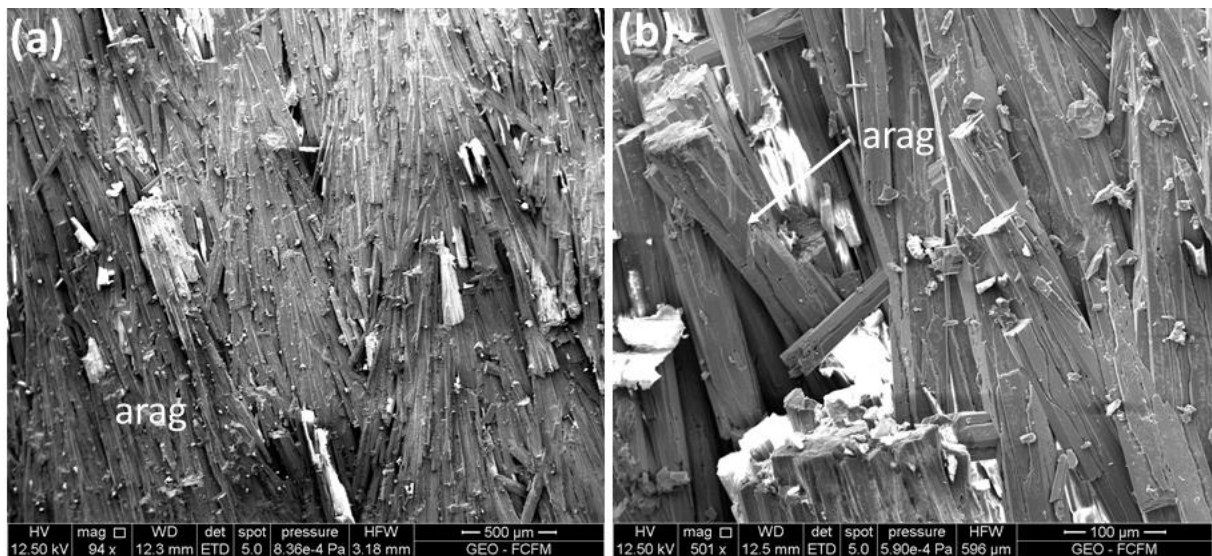


Figura 5.3.5: Imágenes generadas en microscopio electrónico de barrido (SEM). (a) Cristales alargados de aragonitos con disposición radial en muestra perteneciente a La Grieta. (b) Aumento de la imagen (a) se observan en detalle los cristales aciculares de aragonito con cristales anhedrales de carbonatos de calcio también de menor tamaño.

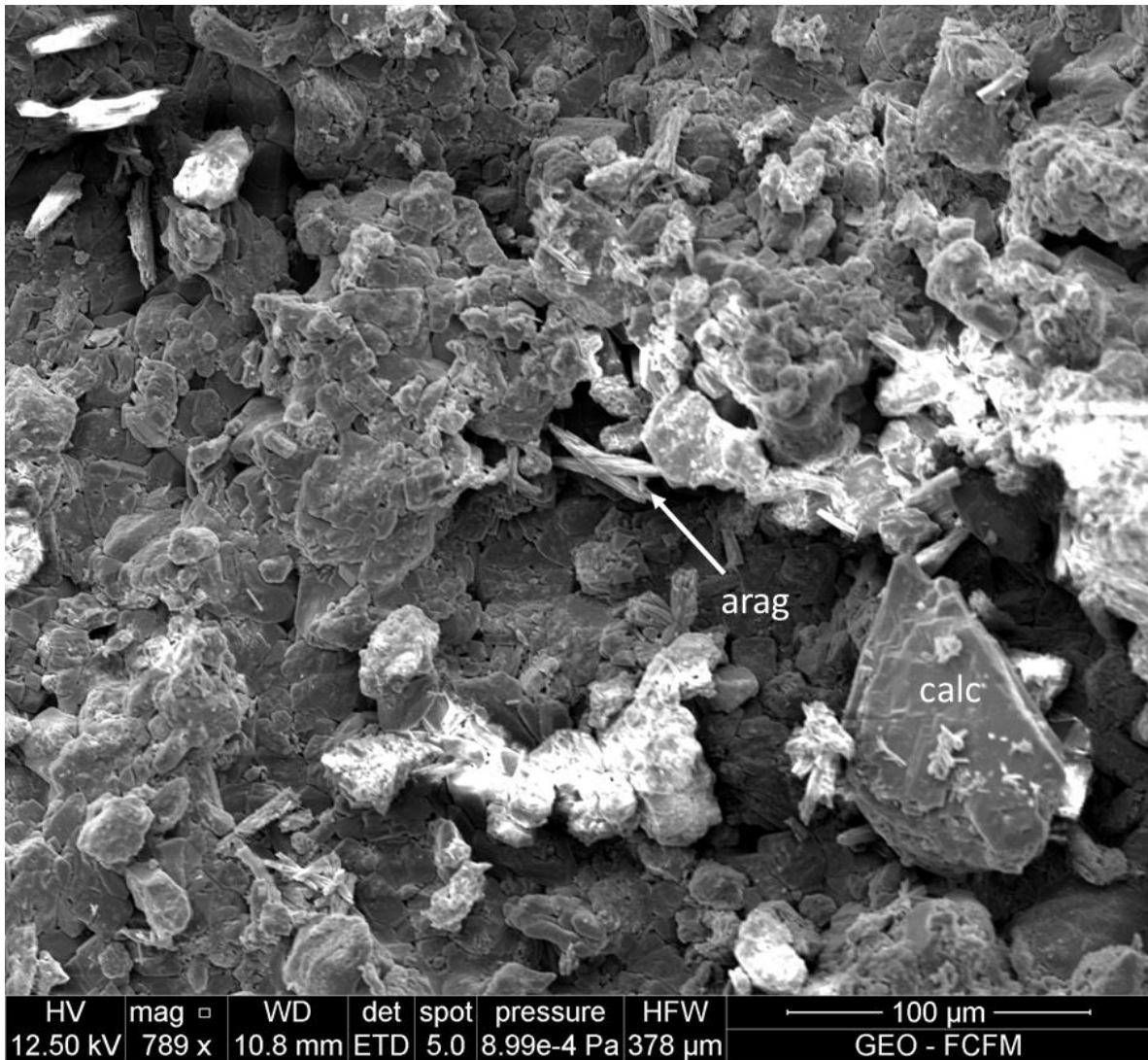


Figura 5.3.6: Imágen generada por detector de electrones secundarios en microscopio electrónico de barrido (SEM). Se observan cristales aciculares de aragonito y cristales subhedrales de calcita. Corresponde a un lente plegado del fissure ridge El Domo (muestra TBC-8).

5.4 Mineralogía y quimismo

Se realizó un análisis de difracción de rayos X a 14 muestras, pertenecientes a diferentes depósitos de travertinos, obteniendo calcita y aragonito en distintas proporciones como mineralogía principal de los cuerpos, como se muestra en la Tabla 5.4.1. Lo que indica también una composición mayoritaria de carbonato de calcio.

De las muestras pertenecientes al *fissure ridge* El Domo se obtiene que los travertinos en capas que lo conforman corresponden mayoritariamente a calcita (>90 % en peso) sin considerar la muestra TBC-8 que corresponde a un lente plegado con mayor porcentaje de aragonito y presencia de yeso. Además, es importante mencionar que las muestras TBC-2A, 2B, 2C, 3, 4, 7, 9 y 10, se encuentran en distintas capas ordenadas desde la base al techo, por lo que en la Figura 5.4.1 se observan los distintos difractogramas a lo largo de la columna.

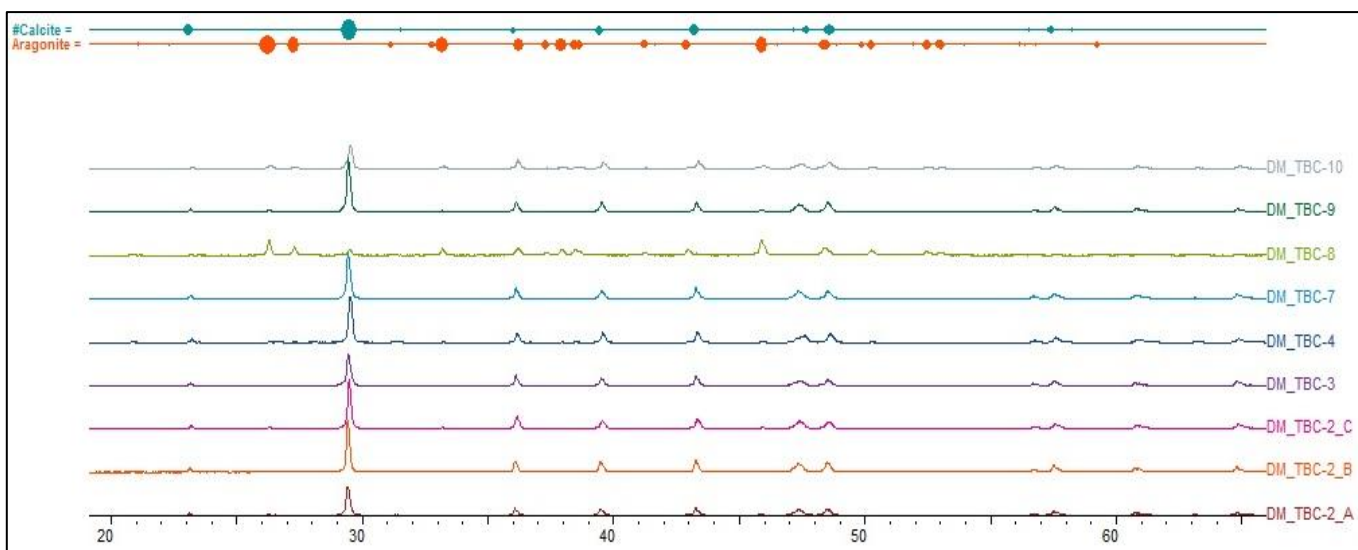


Figura 5.4.1: Comparación de difractogramas pertenecientes a muestras de El Domo, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

Para las otras morfologías de Baños Colina los análisis indicaron un mayor porcentaje de aragonito que de calcita, llegando a alcanzar un 90% en los travertinos bandeados de la grieta. Por último, en Morales Poniente la mineralogía de la ladera correspondía a un 95% de calcita y un 5% de aragonito, sin embargo, la difracción en el precipitado actual indicó un porcentaje similar entre ambos minerales junto a sedimentos amorfos.

Tabla 5.4.1: Mineralogía y porcentajes en peso aproximados obtenidos a través de análisis de difractogramas.

Muestra	Calcita [%]	Aragonito [%]	Yeso [%]	Ubicación
TBC-2A	97	3	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-2B	98	2	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-2C	97	3	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-3	100	0	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-4	97	3	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-6	70	30	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-7	100	0	0	Capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-8	24	71	5	Lente plegado en <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-9	97	3	0	Travertino en capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-10	90	10	0	Travertino en capas del <i>fissure ridge</i> El Domo
TBC-14	36	64	0	Terrazas en Termas de Colina
TBC-16	10	90	0	La Grieta
TBC-22	95	5	0	Ladera Baños Morales Poniente
PBM-01	58	42	0	Precipitado actual en surgencia de Baños Morales Poniente

5.5 Tasa de precipitación

De las placas instaladas durante las salidas a terreno, las de Morales Poniente fueron las únicas en conservarse. En la primera visita se instalaron 15 placas, de las cuales todas fueron recuperadas. En este caso no se pesaron previamente las placas, por lo que no se tienen datos de cuanto precipitó, solo se utilizó para obtener la mineralogía del material carbonático. El travertino depositado variaba entre un barro marrón rojizo, en las zonas más cercanas al agua, a pequeños cristales blanquecinos en la parte superior de las placas. No se observó una diferencia considerable de las características del material entre los distintos lugares que se dejaron. Solo en dos casos que se encontraba en las zonas de menor flujo ocurrió una formación de material mucho mayor que las demás, quedando cubiertas casi por completo.

De las placas instaladas en la segunda visita (21 de abril del 2016) se recuperaron 17 de las 20 en la tercera visita (03 de noviembre del 2016). A partir del precipitado que se obtuvo aquí se estimó una tasa de precipitación para cada placa (Tabla 5.5.1). La tasa estimada varió entre 0,925 y 3,480 [$\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}$], con un promedio de 1,755 [$\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}$] que equivale a 0,0048 [$\frac{\text{Kg}}{\text{día}\cdot\text{m}^2}$]. Asumiendo esta tasa de precipitación constante en el tiempo y con un volumen aproximado del depósito, se estima que la formación de Morales Poniente tardó 1.500 años aproximadamente, tema que se desarrollara en detalle en el capítulo de discusiones.

Tabla 5.5.1: Datos de precipitado en placas dejadas durante el periodo entre el 21 de abril al 3 de noviembre.

Placa	Masa inicial [gr]	Masa final [gr]	Área de precipitación [cm ²]	Tasa de precipitación [$\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}$]
P2-1	4.832	6.62	21.84	1.522708765
P2-2	4.831	6.77	39	0.925707611
P2-3	4.830	6.75	17.16	2.082948358
P2-4	4.829	7.94	16.64	3.480712874
P2-5	4.830	7.26	25.48	1.776340549
P2-6	4.831	6.42	22.88	1.294279706
P2-7	4.829	6.95	15.08	2.617669255
P2-8	4.827	7.09	28.08	1.500645947
P2-9	4.828	6.58	27.56	1.181283198
P2-10	4.828	7.60	26	1.985970874
P2-11	4.830	6.90	30.16	1.278942593
P2-13	4.832	6.72	18.2	1.926699627
P2-15	4.832	6.82	19.76	1.874101419
P2-16	4.830	6.70	29.64	1.175727066
P2-17	4.827	6.68	32.76	1.051038572
P2-18	4.829	6.27	14.04	1.914623615
P2-20	4.826	6.97	17.68	2.255782327



Figura 5.5.1: Placas con precipitado en la surgencia superior de Morales Poniente. Imagen tomada después de 91 días entre los meses de enero y abril.

CAPÍTULO 6. DISCUSIONES

6.1 Origen de los componentes

Para explicar la presencia de los depósitos de travertinos en Baños Morales y Baños Colina, es necesario saber qué características las diferencian de otras termas que provocan esta precipitación. En primer lugar, de dónde se obtienen los componentes esenciales para la formación de estos carbonatos, en particular el Ca^{2+} y el CO_2 .

A partir de datos de las aguas termales de distintos trabajos (Risacher y Hauser, 2008; Benavente, 2016; Pincetti, 2016) se realizaron gráficos de concentraciones meq/litro de los cationes bivalentes calcio y magnesio, y de los aniones bicarbonato y sulfato (Figura 6.1.1, 6.1.2 y 6.1.3). Esto para simplificar el análisis de la relación entre estos componentes, de interés debido a la presencia de capas potentes de yeso y de calizas en la zona de estudio. Un punto a considerar son las fechas de muestreo. Las muestras tomadas por Benavente (2016) se obtuvieron durante el mes de enero de los años 2011 y 2013, en cambio las de Pincetti (2016) fueron durante el mes de abril del año 2015, es decir, en periodo estival y otoñal respectivamente.

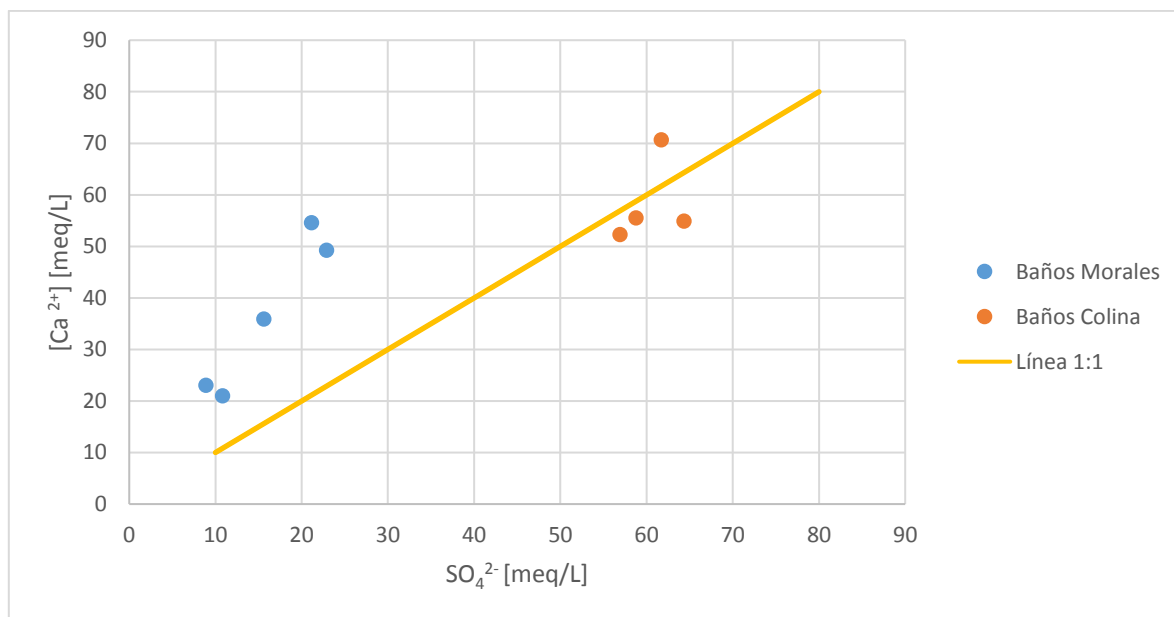


Figura 6.1.1: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio versus sulfato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranja) y Baños Colina (azul). Los datos fueron tomados de Risacher y Hauser (2008), Benavente (2016) y Pincetti (2016).

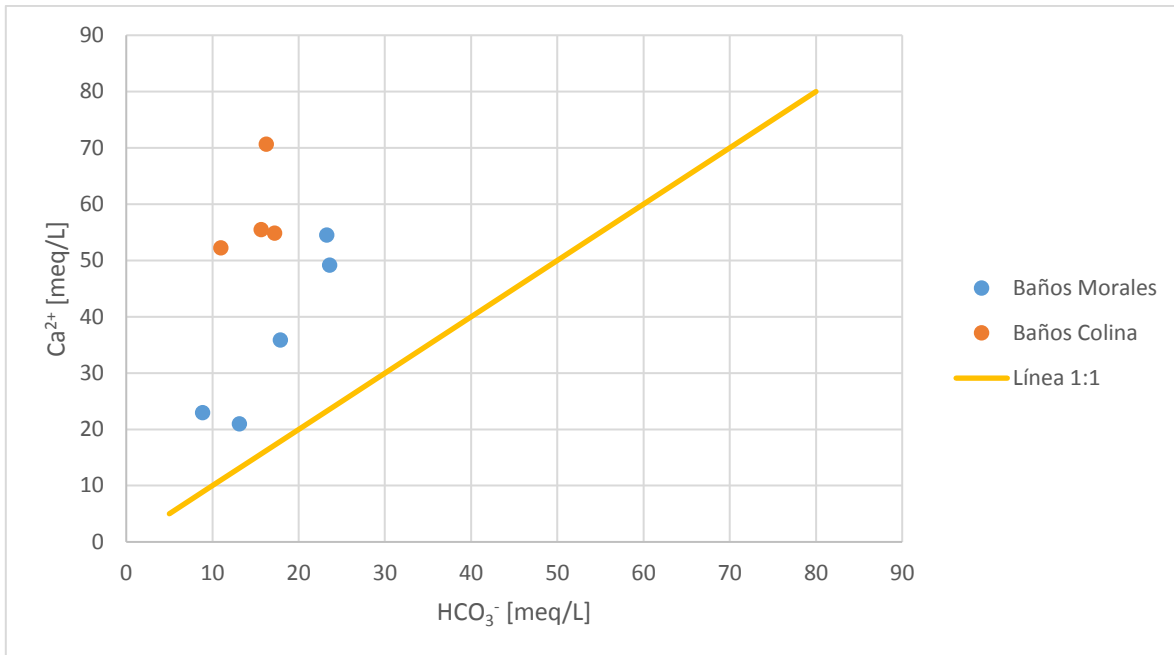


Figura 6.1.2: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio versus bicarbonato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranjo) y Baños Colina (azul). Los datos fueron tomados de Risacher y Hauser (2008), Benavente (2016) y Pincetti (2016).

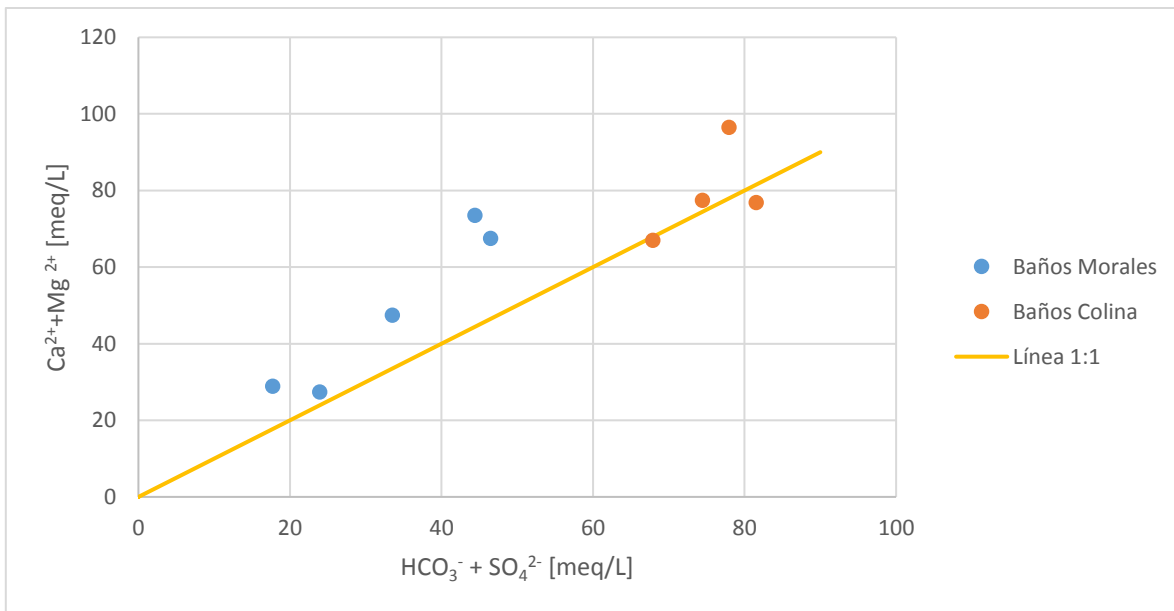


Figura 6.1.3: Gráfico de concentraciones meq/litro de calcio y magnesio versus sulfato y bicarbonato, para muestras de aguas pertenecientes a Baños Morales (Naranjo) y Baños Colina (azul). Los datos fueron tomados de Risacher y Hauser (2008), Benavente (2016) y Pincetti (2016).

Las muestras de Baños Colina presentan un comportamiento similar, a excepción de la tomada por Benavente et al. (2016) que se escapa de las demás debido a la alta concentración del catión de calcio, esta diferencia puede ser explicada por la fecha de muestreo, ya que periodos más lluviosos pueden provocar que se diluyan las aguas de los manantiales, disminuyendo la concentración de los cationes, como podría ser el caso de las muestras tomadas por Pincetti (2016) en el mes de abril. En general tienen un ajuste cercano a la línea de razón 1:1 entre el Ca^{2+} y el SO_4^{2-} . Se infiere entonces, que el aporte del calcio este determinado principalmente por el transporte del fluido a través de capas de evaporitas, compuestas principalmente por yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) que es disuelto entregando estos iones a la solución. Por otra parte, en el caso de Baños Morales, ni la disolución de yeso ni la de carbonatos son suficientes por si solas para explicar las altas concentraciones de calcio. Por lo tanto, es un aporte en conjunto de ambas litologías, que se evidencia al observar la Figura 6.1.3. Así los fluidos termales de esta zona están removiendo calcio a partir de las evaporitas y de calizas probablemente pertenecientes a la Formación Lo Valdés. De todos modos, para ambas zonas de estudio existen muestras en las que, a pesar de considerar ambas disoluciones, se tiene un excedente de cationes. Esta diferencia puede ser explicada por otro proceso como puede ser el aporte de fluidos de origen profundo, aportando CO_2 y otros elementos como puede ser el Ca.

El otro componente de importancia para la precipitación de travertinos es el dióxido de carbono, ya que la exsolución de este gas es una de las principales causas que gatilla este proceso (Ecuación 3.1) (Pentecost, 2005). Los datos de isotopos estables de hidrógeno y oxígeno indican que la recarga principal para ambas zonas es por infiltración de aguas meteóricas (Benavente et al., 2016; Daniele et al., 2016) por lo tanto un porcentaje del CO_2 proviene de la atmósfera o el suelo, lo que le otorga el componente meteógeno a los depósitos. Sin embargo, registro de concentraciones de He del manto en las zonas de descargas (Benavente et al., 2016) así como también el exceso de cationes en las aguas sugieren un aporte de CO_2 profundo entregando así también un carácter termógeno. Queda la incógnita de si las concentraciones y tasa de exsolución de CO_2 serán suficientes para la formación de los travertinos presente. La estimación de la tasa de exsolución de dióxido de carbono en los fluidos presentes es compleja debido a la característica de los depósitos donde los flujos no recorren grandes distancias (<10 m) y el tipo de flujo puede variar entre laminar y turbulento. Una posibilidad para estimar la tasa de exsolución, es la medición de la concentración de dióxido de carbono en las distintas piscinas en Baños Colina o en los manantiales de Morales Poniente, ya que es posible considerar que se encuentran estáticos y entonces se podría estimar un valor que dependa netamente de la difusión por diferencias de concentraciones. Mediciones realizadas en distintos travertinos de Europa muestra diferencias considerables en los valores de las tasas para meteógenos y termógenos con rangos entre los $5\text{-}30 \frac{\mu\text{M}}{\text{m}^2\text{s}}$ y $800\text{-}1170 \frac{\mu\text{M}}{\text{m}^2\text{s}}$ respectivamente (Pentecost, 2005). Por lo tanto, esta información podría aportar también a inferir a qué tipo de travertinos corresponden los ubicados en el Cajón del Maipo.

Las estructuras que pudiesen existir en Baños Colina favorecen el transporte de fluidos hacia y desde zonas más profundas, lo que explicaría las altas temperaturas con las que aflora el agua a diferencia de Baños Morales donde los fluidos a temperaturas cercanas a la ambiental, probablemente debido a que no alcanzan tan altas profundidades.

6.2 Origen de los depósitos y sus morfologías

Al revisar las características de los depósitos El Domo y Domo Menor, no cabe duda que corresponden a morfologías de *fissure ridges*, ya descritas por diversos autores (Guo y Riding, 1999; Hancock et al., 1999; Brogui y Capezzuoli, 2009; De Fillipis y Billi, 2012, De Fillipis et al., 2013(a)). En general existe un consenso en cuanto al proceso de formación que da lugar a estas formas, éste consiste en el ascenso de fluidos hidrotermales a través de estructuras que facilitan el transporte y que debido a una despresurización se provoca la exsolución de CO₂ y, por lo tanto, la precipitación de carbonatos. Este mecanismo es el que se plantea para los paleotravertinos de Baños Colina. Las estructuras presentes en el Valle de Colina como son las fisuras principales de los *fissure ridge*, la fractura que da lugar a La Grieta y el set subparalelo de fisuras menores de rumbo aproximado N40W, evidencian un régimen local extensional. Este conjunto de elementos actuó como canales de alta permeabilidad para fluidos calentados en profundidad que debido a un ascenso rápido afloran con temperaturas elevadas. Para el caso de La Grieta, en primer lugar, se infirió que la traza de ésta se extiende más hacia el norte de lo que aflora. Esto se basa en la presencia de depósitos de abanicos aluviales con cemento carbonático con una orientación similar a la estructura, probablemente debido a filtración por sus paredes de parte del fluido transportado. Si bien, el relleno de esta estructura es similar al travertino bandeado de un *fissure ridge*, se descarta la hipótesis de que sea la fisura central de una de estas morfologías, ya que no se encontró restos de travertinos en capas que, de ser este caso, debió haber formado en sus flancos. En base a su dimensión, vista en planta y alta razón alto/ancho, se propone que esta estructura es algo similar a un canal autoconstruido, que atravesó depósitos cuaternarios y transportó fluidos hidrotermales. Como se esquematiza en las Figura 6.2.1 y 6.2.2.

Debido a todas las similitudes entre Morales Poniente y Oriente se propone que la formación de ambos depósitos fue por el mismo proceso. Tal y como se observa en Morales Poniente actualmente, la formación de travertinos en esta zona ocurre a partir de pequeñas surgencias de fluido en una ladera. El flujo baja en franjas formando calcita y/o aragonito con lo que cubre todo el material presente, dando lugar a minipresas que a su vez forman piscinas de unos cuantos centímetros. Una vez se cubre la ladera, el fluido formador alcanza mayores distancias con los componentes necesarios para precipitar con lo que comienza la formación de la cascada en la zona donde la pendiente cambia abruptamente de <40° a subvertical.

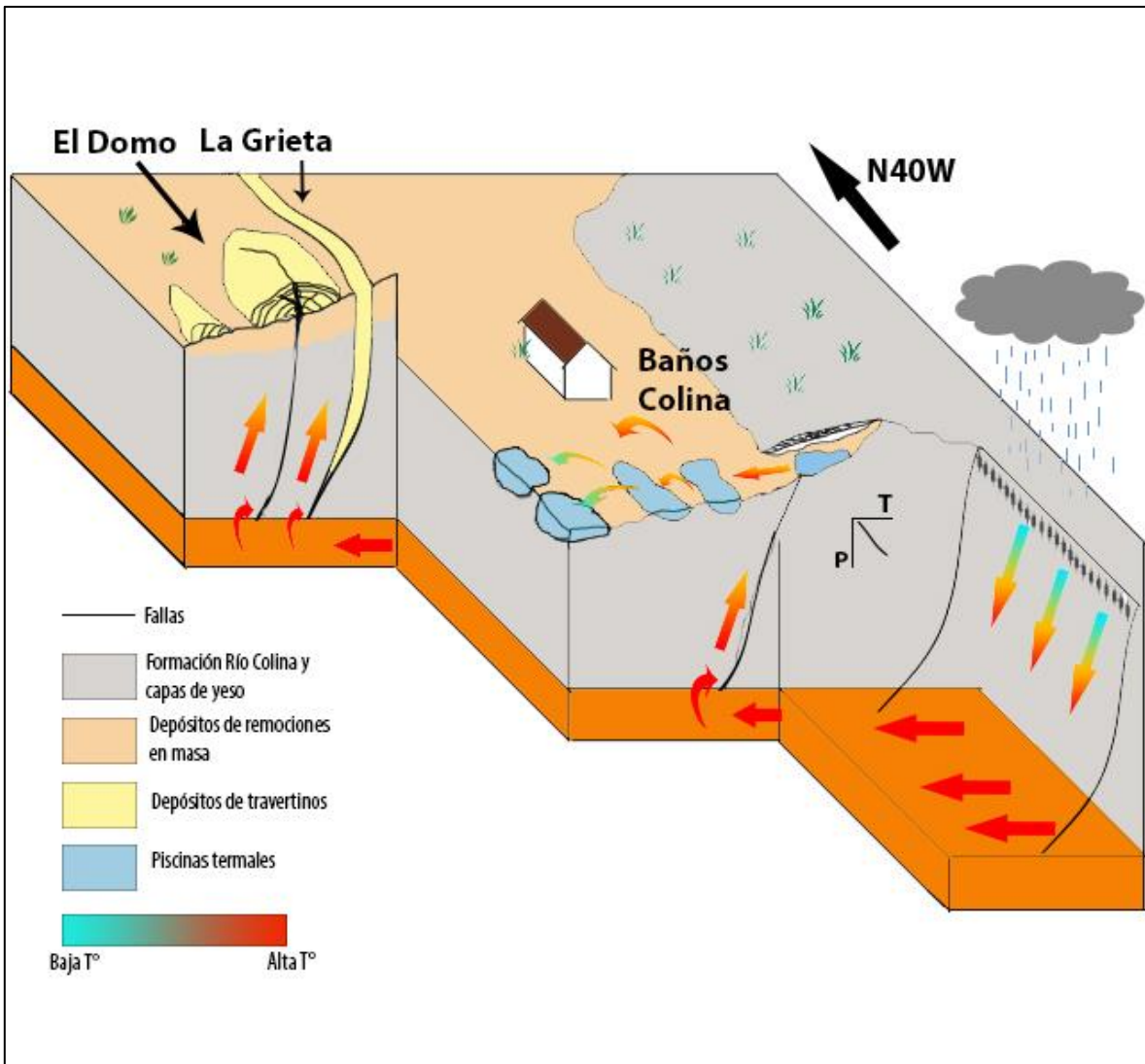


Figura 6.2.1: Modelo esquemático tridimensional (no a escala) de la formación de los depósitos en Baños Colina. La recarga principalmente meteórica es transportada a través de fallas a zonas profundas de mayor temperatura y facilitan un ascenso rápido a superficie donde aflora como manantiales termales. En perfil se muestra el gradiente geotermal asumido en un diagrama Profundidad (P)-Temperatura (T).

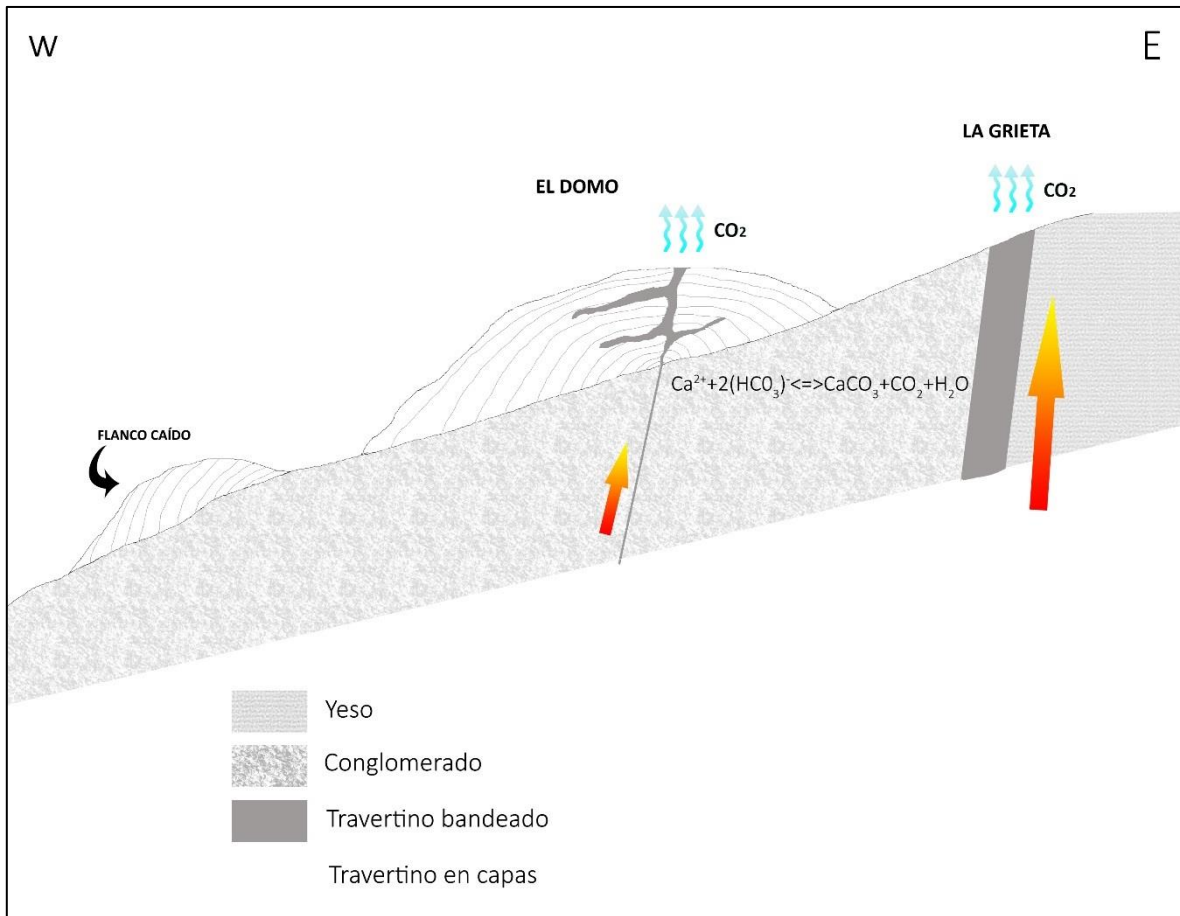


Figura 6.2.2: Modelo propuesto para la formación de La Grieta y El Domo. Las flechas rojas representan el ascenso de fluidos calientes a superficie, mientras que las flechas celestes muestran la exsolución del CO_2 al momento de aflorar en superficie.

Determinar cuáles fueron los factores controladores de la mineralogía es un tema aún en discusión y para resolverlos es necesario tener precipitación activa de carbonatos. Que factor es el predominante en general varía según el depósito e incluso dentro de un mismo flujo pueden existir cambios. Recientemente Jones (2017) recopiló información de distintas investigaciones sobre la relación aragonito-calcita, y concluyó que la formación de aragonito se da según las siguientes condiciones: (1) El aragonito coprecipitara con calcita en manantiales con alto contenido de CO_2 y rápida exsolución de este componente, sin necesidad de una alta razón Mg/Ca, (2) en fluidos con baja exsolución de CO_2 , pero con una alta razón Mg/Ca (entre 1 y 2) se favorecerá la formación de aragonito debido a la inhibición de la precipitación de calcita y (3) ambos polimorfos se pueden dar en microdominios controlados por *biofilms*, es decir, por la presencia de actividad orgánica. La coprecipitación ocurrirá siempre y cuando los fluidos se encuentren sobresaturados con respecto a ambos polimorfos, por lo que la mineralogía también dependerá de todos los otros factores que controlen esta condición directa o indirectamente como puede ser la temperatura, composición, la presión o el tipo de flujo.

En Baños Colina, el travertino en capas consiste en calcita (>90%) y aragonito (<10%) y no varía mayormente a lo largo del flanco, lo que podría atribuirse a que las condiciones del fluido, como temperatura, composición, saturación de CO_2 y actividad orgánica presente; se

mantuvieron relativamente constante durante la formación. Travertinos compuestos principalmente de calcita han sido registrados en Nueva Zelanda (Jones et al., 2000), Canadá (Jones y Renaut, 2008), Islandia (Jones et al., 2005), China (Jones y Peng, 2012), entre otros. Sin embargo, la evidencia de procesos diagénéticos observada al microscopio, como la micritización, indican que parte de la calcita actual es secundaria, formada a partir de aragonito o disolución y reprecipitación de otros cristales de calcita. La presencia de dendritas de calcita indica una precipitación en fluidos con una rápida exsolución de dióxido de carbono (Jones et al., 2005, Jones y Renaut, 2008) lo que también podría haber favorecido la precipitación de aragonito. Cabe resaltar que la única muestra de este depósito que presenta aragonito como la fase principal es la TBC-8 que corresponde a uno de los lentes plegados observados. Debido al tipo de depósito se infiere que estos pliegues corresponden al travertino bandeado característico de los travertinos de cresta de fisura, y que, en este caso, afloran solamente en zonas puntuales debido a que el flanco transversal a estas vetas se encuentra cubierto.

A pesar de la cercanía con El Domo, según los análisis de XRD y lo observado en el SEM, La Grieta es mayoritariamente aragonito (~90%), similar a la mineralogía de los lentes plegados del *fissure ridge* que podrían representar el travertino bandeado de este cuerpo. La mineralogía de estas rocas probablemente estuvo controlada por una alta tasa de exsolución de CO₂ y la temperatura, ya que al estar en constante movimiento y bajo la superficie, la actividad orgánica es baja. El dominio de aragonito en los travertinos bandeados se adjudica a que la formación de esta facies ocurre a mayor temperatura que la de los travertinos en capas, ya que los fluidos no afloran ni recorren tramos en la superficie, sino que la precipitación ocurre al interior de las fracturas. Además, esta diferencia de mineralogía se puede deber a procesos posdeposicionales en los travertinos en capas, que por su alta porosidad y exposición son más susceptibles a meteorización y procesos de reequilibrio, cambiando el aragonito que pudieron haber tenido en calcita que es el polimorfo estable en condiciones ambientales. Las intercalaciones entre esparita y micrita o laminaciones de aragonito y calcita es común en travertinos. Estas texturas han sido observadas al microscopio en muestras de travertinos en capa y evidencian cambios constantes en las condiciones que se pueden deber a fluctuaciones diarias, estacionales o anuales, ya sea por actividad orgánica o factores climáticos, como ha sido registrado por diversos autores (Guo y Riding, 1992; Jones y Renaut, 2008; Okumura et al., 2011; Okumura et al., 2013; Jones y Peng, 2014), por lo que se descarta por completo la idea de condiciones constantes en la formación de los *fissure ridge*.

Para determinar que factor predomina sobre el otro en travertinos inactivos primero es necesario plantear un modelo genético y en el caso de los depósitos actuales requiere un estudio a largo plazo y detallado de los cambios en los fluidos formadores; de todos modos, para los de Baños Morales es razonable adjudicar predominancia de algunos factores bajo observaciones actuales. En el caso de Morales Poniente, se facilita el análisis de cuáles son los factores que controlan la mineralogía ya que están activos en la actualidad. La mineralogía actual presenta calcita y aragonito con un porcentaje similar (58% calcita y 42% aragonito). Para entender que variable controla la formación de cada polimorfo es necesario revisar las características del flujo. En este caso el bajo caudal de agua y una baja agitación del fluido, implica que la exsolución de CO₂ no se ve favorecida. La temperatura que ha sido considerada como un factor de primer orden en distintos depósitos favorece la formación de calcita, ya que el aragonito se asocia a altas temperaturas y en esta fuente se tienen

temperaturas menores a 20°C, Kitano (1962) establece que el aragonito precipita de manera dominante a temperaturas >60°C y Folk (1994) también plantea que el aragonito se forma a temperaturas por sobre los 40°C. Otro factor importante es la presencia de inhibidores de crecimiento como puede ser la presencia de magnesio, Folk (1994) establece que si la razón Mg/Ca es mayor a 1 entonces la temperatura pasa a ser un factor secundario y la fase que precipita es el aragonito, según los datos de Benavente et al. (2016) para Baños Morales esta razón está entre 0,15 y 0,2. Bajo estas condiciones la precipitación de calcita se ve favorecida y no se explica que ambos polimorfos se encuentren en proporciones similares. Sin embargo, la alta presencia de musgos y algas en las fuentes hace pensar que la mineralogía está determinada por la actividad orgánica, con procesos como fotosíntesis y respiración que afectan las tasas de exsolución de CO₂ o presencia de microbios en intersticios cristalinos favoreciendo la formación de aragonito, como se ha propuesto para otros casos (Buczynski y Chafetz, 1991; Guo y Riding, 1992; Folk, 1994; Takashima y Kano, 2008, Okumura, 2011, Jones, 2017). De este modo la formación del precipitado actual en Morales Poniente puede darse como intervalos entre calcita y aragonito, determinados según la actividad orgánica. Como ya se mencionó, para confirmar y entender mejor el proceso es necesario un estudio continuo durante un periodo de tiempo y ver en tiempo real que fase se está formando y como varían los factores controladores. Por otra parte, se tiene que los carbonatos ya consolidado de la ladera Morales Poniente se conforman de calcita mayoritariamente (~95%), el cambio en la mineralogía en pocos metros se puede deber a que la muestra ubicada ladera abajo precipito a partir del flujo que rebalsaba de la surgencia superior, y no en agua estancada donde se favorece el crecimiento de algas, por lo que este factor pierde importancia inhibiendo la formación de aragonito. Cambios en la mineralogía a lo largo de un flujo han sido registrado en distintos travertinos debido a los cambios de las condiciones fisicoquímicas de los fluidos y al transporte de cristales desde las zonas donde se forman a otras más distales (Fouke et al., 2000). Sumado a esto los depósitos ya consolidados pueden haber sufrido procesos de reequilibrio a las condiciones ambientales y de disolución-reprecipitación debido a factores climáticos como lluvias o derretimiento de nieves.

La profundidad y temperatura que alcanzan los fluidos es aún incierta, Pincetti (2016) aplicó diversos geotermómetros para las muestras de aguas, con lo que obtuvo temperaturas de reservorio en rangos desde 75°C a 155°C para Baños Morales y 68°C a 165°C para Baños Colina. A causa de las litologías presentes como yeso y calizas que son muy solubles, las aguas termales que forman los travertinos difícilmente están en equilibrio con el reservorio y por ende los geotermómetros de cationes utilizados no son del todo aplicables, entregando temperaturas referenciales solamente. Diversos autores plantean que las fallas representan posibles vías de transporte de fluidos en la zona frágil de la corteza, conformado por un centro de salbanda impermeable rodeado por roca fracturada de alta permeabilidad (Caine et al., 1996, Caine y Forster, 1999 Rawling et al., 2001). Asumiendo que los fluidos se han calentado solo por el transporte a profundidad a través de fallas y no por la presencia de actividad volcánica y que los valores obtenidos por geotermómetros si representan los rangos de temperatura de reservorio y considerando un gradiente geotermal promedio de ~30°C (Nicholson, 1995) para ambos casos, los fluidos debiesen haber alcanzado por lo menos 2,5 km de profundidad o hasta 5 km. Probablemente la profundidad real alcanzada se encuentre más cercana a la cota inferior, ya que a 5 km la presión litostática (~1,5 kbar) provoca una disminución considerable de la permeabilidad (Morrow et al., 1981) por lo que el transporte de los fluidos se vería dificultado. Esta sobreestimación se debe probablemente al uso poco

confiable de geotermómetros catiónicos, aunque también se pueden adjudicar a que el gradiente geotermal real de la zona podría ser mayor al promedio utilizado.

Con la tasa de precipitación, las medidas del depósito y considerando una densidad ponderada entre la de la calcita (95%) y el aragonito (5%) para el travertino se estima el tiempo de formación para Morales Poniente que ronda los 1.500 años. Se propone entonces una edad Holoceno para estos depósitos. Cabe resaltar que esta edad se obtiene bajo supuestos y simplificaciones que son: (1) Se supone una tasa de precipitación constante a través del tiempo, (2) la densidad del depósito no ha sido medida y se aproxima a partir de la mineralogía presente según datos de difracción y (3) no se considera la erosión y disolución que puede ocurrir en el cuerpo. El rango de tasas de precipitación medido entre 0,925 y 3,480 $[\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}]$ es similar al de otros travertino meteógenos, asociados a cianobacterias o asociados a briofitas que presentan valores promedios de 5,86, 2,72 y 5,89 $[\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}]$ respectivamente, superando por dos órdenes de magnitud a las tasas promedio en espeleotemas (0,073 $[\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}]$) y menor en dos órdenes de magnitud que las de travertinos termógenos (254 $[\frac{\text{mmol}}{\text{año}\cdot\text{cm}^2}]$) (Pentecost, 2005). Es importante considerar también que pudieron haber existido interrupciones en la precipitación durante los meses del experimento, ya sea debido a factores climáticos como nieve cubriendo la zona, lo que podría provocar una subsaturación de carbonatos en los fluidos o por pausas en el flujo de los manantiales. Ambos casos sugieren que la tasa de precipitación está subestimada. Sin embargo, si se considera un escenario extremo en el cual ocurre una detención en la precipitación completa durante los meses invernales, esto implicaría que la tasa se duplicaría con lo cual aún se encuentra en los rangos de precipitación de travertinos meteógenos, siendo entonces este dato otro argumento que favorece este carácter. Para los depósitos de Baños Colina lamentablemente no se pudo estimar una tasa de precipitación ya que producto de remociones en masa, las zonas donde se llevaba a cabo el experimento quedaron cubiertas. Otras alternativas utilizadas para estimar las tasas de precipitación son: (1) la datación de capas a través del sistema U-Th (Dorale et al., 1992), (2) a través de medidores de micro-erosión (Drysdale y Gillieson, 1997), (3) a través de balances de masa, basado en las diferencias de concentración de iones disueltos de los fluidos formadores a lo largo de un flujo (Emeis et al, 1987; Herman y Lorah, 1988)

Tanto para los travertinos en Morales como en Colina se infiere edad Holoceno, debido a que todos los depósitos sobreyacen a remociones reciente como abanicos aluviales o deslizamientos que no evidencian erosión glacial, considerando que durante el último periodo de glaciación esta zona estaba cubierta por el Sistema Glacial de La Engorda que tiene una edad mínima en torno a los 10 ka (Herrera-Ossandón et al., 2012). Entonces los depósitos de travertinos del Valle de Colina y Baños Morales tendrían una edad máxima de 10 ka.

CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES

Los travertinos de Baños Colina y Baños Morales presentan diferencias morfológicas, mineralógicas y texturales. Además, los depósitos activos de ambas áreas se forman a partir de fluidos con diferencias químicas, como la concentración de distintas componentes, y físicas, como la temperatura. No se registró ninguna evidencia que indique un origen en común, por lo que se considera que cada grupo fue formado por sistemas independientes.

La presencia de *fissure ridges* en el Valle de Colina y la actividad presente en las termas con aguas que superan los 50°C son argumento para establecer que estos carbonatos corresponden a travertinos con un componente termal considerable, formados por el ascenso de fluidos profundos a través de fallas debido a un régimen local extensional. Aun así, el factor meteógeno es el dominante como indican estudios hidrogeológicos, ya que la recarga principal es la infiltración de aguas meteóricas. Este mecanismo entrega parte de los componentes principales para la formación de los depósitos que son el CO₂ y el Ca²⁺ proveniente de la disolución del yeso y secuencias carbonáticas. Se infiere también, que existe un aporte de estos componentes por procesos profundos lo que le entrega un carácter termógeno a estos depósitos, por lo que se establece que los carbonatos del Valle de Colina corresponden a travertinos termometeógenos. Debido a procesos diagénéticos y postdeposicionales, no es posible inferir características para los fluidos, ni condiciones ambientales al momento de precipitación de los depósitos inactivos. La lineación norte sur de los cuerpos y una orientación N40°W para las fisuras y La Grieta hace suponer que estas morfologías están controladas por un mismo control estructural y que se asocian a un sistema geotermal no mágmático. La magnitud real que alcanzo la actividad hidrotermal en el Valle de Colina, no se puede conocer con certeza, y queda la pregunta de si la presencia de depósitos activos e inactivos se debe a que los fluidos han migrado con el tiempo o si en un momento las termas abarcaban una mayor extensión y luego al sellarse las estructuras la descarga se concentró en las terrazas actuales. Debido a la disposición de los cuerpos que sobreyacen a remociones en masa posglacial, se deduce una edad máxima de 10.000 años y al no tener datos de la tasa de precipitación para ninguno de estas morfologías no se pudo estimar un tiempo de formación. Estudios en detalle de inclusiones fluidas, isótopos estables de C y O en los travertinos o dataciones a través del sistema U/Th, podrían ayudar a aclarar estas incógnitas.

Por otra parte, para las laderas de carbonatos y termas en Baños Morales se infiere que el componente geotermal de los manantiales no alcanza la misma relevancia que en Baños Colina, aun así, es probable que exista un aporte de CO₂ profundo y se considera que corresponden a travertinos termometeógenos formados recientemente, debido a que el nivel freático aflora. La precipitación está controlada por el bajo caudal de los manantiales, temperaturas bajo los 25°C, una alta concentración de bicarbonato en las aguas e importante actividad orgánica, que, además, controlan la mineralogía lo que explica el mayor porcentaje de aragonito en el precipitado actual. Esto no implica necesariamente que haya un menor gradiente geotermal en la zona o que no exista un sistema geotermal asociado a estos depósitos, sino que los fluidos que afloran y forman estos travertinos no alcanzan a llegar a las profundidades para adquirir mayores temperaturas, debido la ausencia de estructuras de gran escala que faciliten el transporte. Se estimó un tiempo de formación cercano a los 1.500 años y una edad Holoceno como máxima, basándose en los mismos argumentos de Baños Colina.

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, R., & Prat, N. (2011). Trophic Ecology of *Hyalella* sp. (Crustacea: Amphipoda) in a high Andes headwater river with travertine deposits. *International Review of Hydrobiology*, 96(3), 274-285.
- Aguirre, L. (1960). Geología de los Andes de Chile Central, Provincia de Aconcagua. *Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile)*, 9.
- Alonso, R., Jorda, T., Tabbutt, K., & Vandervoort, D. (1991). Giant evaporite belts of the Neogene central Andes. *Geology*, 19, 401-404.
- Altunel, E., & Hancock, P. (1993). Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal*, 28, 335-346.
- Barazangi, B., & Isacks, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F. C., Gutiérrez, F., Vaselli, O., & Rizzo, A. (2016). Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: Insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chemical Geology*, 420, 97-113.
- Branquet, Y., Cheilletz, P., Cobbold, P., Laumonier, B., & Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *South American Earth Sciences*, 15, 391-407.
- Brogui, A., & Capezzuoli, E. (2009). Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S.Giovanni, Rapolano Terme (Italy). *International Journal of Earth Sciences*, 98, 931-947.
- Brogui, A., Alçiçek, M., Yalçiner, C., Capezzuoli, E., Liotta, D., Meccheri, M., Rimondi, V., Ruggieri, G., Gandin, A., Boschi, C., Büyüksaraç, A., Alçiçek, H., Bülbül, A., Baykara, M., Shen, C. (2016). Hydrothermal fluids circulation and travertine deposition in an active tectonic setting: Insights from Kamara geothermal area (western Anatolia, Turkey). *Tectonophysics*, 680, 211-232.
- Buczynski, C., & Chafetz, H. (1991). Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61, 221-233.
- Bundschuh, J., Birkle, P., Finch, R., Day, M., Romero, J., Paniagua, S., Alvarado, G., Bhattacharya, P., Tippmann, K., Chaves, D. (2012). Geology-related tourism for sustainable development. En J. Bundschuh, & G. Alvarado, *Central America: Geology, Resources and Hazards* (págs. 1015-1098). Taylor and Francis group.
- Bustamante, M., Silva, C., Vivallos, J., Cortés, R., Pincheira, W., Ortiz, M., Cáceres, D., Wall, R. (2010). *Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: Área Termas del Plomo, Región Metropolitana de Santiago*. Servicio Nacional de Geología y Minería.

- Caine, J., & Forster, C. (1999). Fault Zone Architecture and Fluid Flow: Insights From Field Data and Numerical Modeling. En *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* (págs. 101-127).
- Caine, J., Evans, J., & Forster, C. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, *24*, 1025-1028.
- Chafetz, H., & Folk, R. (1984). Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, *54*(1), 289-316.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A., Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonics inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *South American Earth Sciences*, *15*, 117-139.
- Crombie, M., Arvidson, R., Sturchio, N., El Alfy, Z., & Abu Zeid, K. (1997). Age and isotopic constraints on Pleistocene pluvial episodes in the Western Desert, Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *130*, 337-355.
- D'Allesandro, W., Giammanco, S., Bellomo, S., & Parello, F. (2007). Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): Relationships with past volcanic and degassing activity. *165*, 64-70.
- Daniele, L., Pincetti, G., Morata, D., & Reich, M. (2016). Hidrogeoquímica de los manantiales termales del Cajón del Maipo (Cordillera de los Andes, Santiago, Chile). *IX Congreso Argentino de Hidrogeología*, (págs. 328-335). Catamarca.
- De Filippis, L., & Billi, A. (2012). Morphotectonics of fissure ridge travertines from geothermal areas of Mammoth Hot Springs (Wyoming) and Bridgeport (California). *Tectonophysics*, *548-549*, 34-48.
- De Filippis, L., Anzalone, E., Billi, A., Faccena, C., Poncia, P., & Sella, P. (2013 (a)). The origin and growth of a recently-active fissure ridge travertine over a seismic fault, Tivoli, Italy. *Geomorphology*, *195*, 13-26.
- De Filippis, L., Faccena, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Soligo, M., & Tuccimei, P. (2013 (b)). Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: Interactions and feedbacks between fluid discharge, paleoclimate, and tectonics. *Earth-Science Reviews*, *123*, 35-52.
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the Central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, *37*(1), 1-31.
- Delvaux, D., Kraml, M., Sierralta, M., Wittenberg, A., Mayalla, J., Kabaka, K., & Makene, C. (2010). Surface Exploration of a Viable Geothermal Resource in Mbeya area, SW Tanzania. *International Geothermal Association. World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia.
- Dorale, J., González, L., Reagan, M., Pickett, D., Murrell, M., & Baker, R. (1992). A High-Resolution Record of Holocene Climate Change in Speleothem Calcite from Cold Water Cave, Northeast Iowa. *Science*, *258*, 1626-1630.

- Drysdale, R., & David, G. (1997). Micro-erosion meter measurements of travertine deposition rates: A case study from Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 1037-1051.
- Emeis, K., Richnow, H., & Kempe, S. (1987). Travertine formation in Plitvice National Park, Yugoslavia: chemical versus biological control. *Sedimentology*, 34, 595-609.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F., Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and Surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29, 1-22.
- Faulds, J., Coolbaugh, M., Bouchot, V., Moek, I., & Oguz, K. (2010). Characterizing Structural Controls of Geothermal Reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing Successful Exploration Strategies in Extended Terranes. *International Geothermal Association. World Geothermal Congress 2010*. Bali, Indonesia.
- Fock, A. (2005). *Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34° S*. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Folk, R. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 43, 1-38.
- Folk, R. (1994). Interaction between bacteria, nanobacteria and mineral precipitation in hot springs of central Italy. *Géographie Physique et Quaternaire*, 48, 233-246.
- Ford, T., & Pedley, H. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Review*, 41, 117-175.
- Fouke, B., Farmer, J., Des Marais, D., Pratt, L., Sturchio, N., Burns, P., & Discipulo, M. (2000). Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park). *Journal of Sedimentary Research*, 70(3), 565-585.
- Freytet, P., & Plet, A. (1996). Modern Freshwater Microbial Carbonates: The Phormodium Stromatolites (Tufa-Travertine) of Southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies*, 34, 219-238.
- Giambiagi, L. (2000). *Estudio de la evolución tectónica de la Cordillera Principal de Mendoza, en el sector comprendido entre los 33°30' y los 33°45' S*. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires.
- Giambiagi, L., & Ramos, V. (2002). Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'), Argentina and Chile. *South American Earth Sciences*, 15, 101-116.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., Godoy, E., & Ramos, V. (2003). The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369, 1-19.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P., Godoy, E., Hoke, G., Pinto, L., Spagnotto, S., Porras, H., Tapia, F., Jara, P., Bechis, F., García, V., Suriano, J., Moreira, S., Pagano, S. (2015). Evolution of shallow and Deep structures along the

- Maipo-Tunuyán transect (33°40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland. Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. *Geological Society, London Special Publications*, 399, 63-82.
- Gibert, R., Tarbener, C., Sáez, A., Giralt, S., Alonso, R., Edwards, L., & Pueyo, J. (2009). Igneous origin of CO₂ in ancient and recent hot-spring waters and travertines from the northern argentinean Andes. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 554-567.
- Golubic, S. (1969). Cyclic and non-cyclic mechanisms in the formation of travertine. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie*, 399, 956-961.
- González, O. (1963). Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Minerales*, 18(81), 20-61.
- González, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar.
- Guo, L., & Riding, R. (1992). Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 39, 1067-1079.
- Guo, L., & Riding, R. (1999). Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 46, 1067-1079.
- Hancock, P., Chalmers, R., Altunel, E., & Çakir, Z. (1999). Travitronics: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, 21, 903-916.
- Hauser, A. (1997). *Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Hauser, A. (1997). *Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile (No. 50)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.
- Herman, J., & Lorah, M. (1988). Calcite precipitation rates in the field: Measurement and prediction for a travertine-depositing stream. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2347-2355.
- Herrera-Ossandón, M. J., Sepúlveda, S., & Vargas, G. (2012). Cronología del último máximo glacial y registro del Younger Dryas en los Andes en Santiago. *Congreso Geológico Chileno*, (págs. 683-685). Antofagasta.
- Hochstein, M., & Sudarman, S. (2008). History of geothermal exploration in Indonesia from 1970 to 2000. *Geothermics*, 37, 220-266.
- Jones, B. (2017). Review of calcium carbonate polymorph precipitation in spring systems. *Sedimentary Geology*, 353, 64-75.
- Jones, B., & Peng, X. (2012). Intrinsic versus extrinsic controls on the development of calcite dendrite bushes, Shuzhishi Spring, Rehai geothermal area, Tengchong, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology*, 45-62.
- Jones, B., & Peng, X. (2014). Hot spring deposits on a cliff face: a case study from Jifei, Yunnan Province, China. *Sedimentary Geology*, 302, 1-28.
- Jones, B., & Renaut, R. (2008). Cyclic development of large, complex, calcite dendrite crystals in the Clinton travertine, Interior British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology*, 17-35.

- Jones, B., & Renaut, R. (2010). Calcareous Spring Deposits in Continental Settings. *Developments in Sedimentology*, 61, 177-224.
- Jones, B., & Renaut, R. R. (2000). Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 586-603.
- Jones, B., Renaut, R., & Rosen, M. (1997). Biogenicity of silica precipitation around geysers and hot-springs vents, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, 88-104.
- Jones, B., Renaut, R., Owen, R., & Torfasonss, H. (2005). Growth patterns and implications of complex dendrites in calcite travertines from Lýsuhó ll, Snæfellsnes, Iceland. *Sedimentology*, 52, 1277-1301.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., & Ando, C. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of American Bulletin*, 94, 341-361.
- Kitano, Y. (1962). A study of the polymorphic formation of calcium carbonate in thermal springs with emphasis on the effect of temperature. *Bulletin of the Chemical Society of Japan*, 35, 1980-1985.
- Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile)*, 8.
- Kurtz, A., Kay, S., Charrier, R., & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1), 75-90.
- Lahsen, A. (1988). Chilean geothermal resources and their possible utilization. *Geothermics*, 17(2/3), 401-410.
- Liu, Z., Hognchun, L., Chengfeng, Y., Naijung, W., & Hailong, S. (2006). Thickness and stable isotopic characteristics of modern seasonal climate-controlled sub-annual travertine laminae in a travertine-depositing stream at Baishuitai, SW China: implications for paleoclimate reconstruction. *Environmental Geology*, 51, 257-265.
- Lu, G., Zheng, C., Donahoe, R., & Berry, W. (2000). Controlling processes in CaCO₃ precipitating stream in Huanglong Natural Scenic District, Sichuan, China. *Journal of Hydrology*, 230, 34-54.
- Mardones, V. (2016). *Análisis estructural de los depósitos mesozoicos y cenozoicos en la cordillera principal oriental, en el valle del Río Volcán, Región Metropolitana, Chile (33°46' - 33°56'S)*. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Martini, S. (2008). *Sistemas estructurales y recursos geotermales en la Cordillera Principal de Chile Central: 32° 30' - 34° 00' de Latitud Sur*. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago.
- McCaig, A. (1988). Deep fluid circulation in fault zones. *Geology*, 16, 867-870.

- Melgarejo, J., Proenza, J., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 1-23.
- Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.
- Morrow, C., Shi, L., & Byerlee, J. (1981). Permeability and strength of San Andreas fault gouge under high pressure. *Geophysical Research Letters*, 8, 325-328.
- Mountain, B., Benning, L., & Boerema, J. (2003). Experimental studies on New Zealand hot spring sinters: rates of growth and textural development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40, 1643-1667.
- Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Olov, J., Féraud, G., & Demant, A. (2006). Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). *Revista Geológica de Chile*, 33(1), 109-140.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag.
- Nicolau, C., Reich, M., & Lynne, B. (2014). Physico-chemical and environmental controls on siliceous sinter formation at the high-altitude El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 60-76.
- Okumura, T., Takashima, C., & Kano, A. (2013). Textures and processes of laminated travertines formed by unicellular cyanobacteria in Myoken hot spring, southwestern Japan. *Island Arc*, 22, 410-426.
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraishi, F., Akmaluddin, & Kano, A. (2012). Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 195-209.
- Okumura, T., Takashima, C., Shiraishi, F., Nishida, S., Yukimura, K., Naganuma, T., . . . Kano, A. (2011). Microbial Processes Forming Daily Lamination in an Aragonite Travertine, Nagano-yu Hot Spring, Southwest Japan. *Geomicrobiology Journal*, 135-148.
- Owen, R., Renaut, R., & Jones, B. (2008). Geothermal diatoms: a comparative study of floras in hot spring systems of Iceland, New Zealand, and Kenya. *Hydrobiologia*, 175-192.
- Pedley, H. (1980). The occurrence and sedimentology of a Pleistocene travertine in the Fiddien Valley, Malta. *Malta. Proc. Geol. Ass.*, 91, 195-202.
- Pentecost, A. (1990). The formation of travertine shrubs: Mammoth Hot Springs, Wyoming. *Geological Magazine*, 127, 159-168.
- Pentecost, A. (1995). The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, 14, 1005-1028.
- Pentecost, A. (1995). The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. *Quaternary Science Reviews*, 14, 1005-1028.
- Pentecost, A. (2005). *Travertine*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

- Pentecost, A. (2011). Some observations on travertine algae from Stjáni hot spring, Lýsuhóll, Iceland. *Nordic Journal of Botany*, 741-745.
- Pentecost, A., Jones, B., & Renaut, R. (2003). What is a hot spring? *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 889-909.
- Pincetti, G. (2016). *Hidrogeoquímica e hidrodinámica de las fuentes termales del Río Yeso y Río Volcán, Cordillera de los Andes, Región Metropolitana*. Memoria para optar al título de geólogo, Universidad de Chile, Departamento de geología.
- Prado, A., Delgado, A., Crespo, M., Sánchez, M., & Pérez, L. (2013). Late Pleistocene and Holocene mid-latitude palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstruction: an approach based on the isotopic record from a travertine formation in the Guadix-Baza basin, Spain. *Geological Magazine*, 150(4), 602-625.
- Rawling, G., Goodwin, L., & Wilson, J. (2001). Internal architecture, permeability structure, and hydrologic significance of contrasting fault-zone types. *Geology*, 29, 43-46.
- Renaut, R., Owen, R., Jones, B., Tiercelin, J., Rits, C., Ego, J., & Konhauser, K. (2012). Impact of lake-level changes on the formation of thermogene travertine in continental rifts: Evidence from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Sedimentology*, 1-41.
- Riding, R. (1991). *Classification of Microbial Carbonates*. Springer Berlin Heidelberg.
- Risacher, F., & Hauser, A. (2008). *Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile*. SERNAGEOMIN.
- Risacher, F., & Hauser, A. (2008). *Catastro de las principales fuentes de aguas termales de Chile*. Informe Inédito, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Rodríguez-Berriguete, A., Alonso-Zarza, A., Cabrera, M., & Rodríguez-Gonzalez. (2012). The Azuaje travertine: an example of aragonite deposition in a recent volcanic setting, N Gran Canaria Island, Spain. *Sedimentary Geology*, 61-71.
- Rowland, J., & Sibson, R. (2004). Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*, 4, 259-283.
- Rubilar, J. (2015). *Arquitectura interna y desarrollo oligoceno-neogeno de la cuenca del Salar de Atacama, Andes Centrales del norte de Chile*. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención geología, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Schwarcz, H., & Harmon, R. (1976). Stable isotope studies of fluid inclusions in speleothems and their paleoclimatic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 657-665.
- Simsek, S., Günay, G., Elhatip, H., & Ekmekçi, M. (2000). Environmental protection of geothermal waters and travertines at Pamukkale, Turkey. *Geothermics*, 29, 557-572.
- Sotohan, F., & Ranjbaran, M. (2014). Depositional system and facies analysis of travertine deposits: Badab-e Surt Spring Mazandaran, Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8, 4939-4947.
- Stern, C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica Chilena*, 31(2), 161-206.

- Takashima, C., & Kano, A. (2008). Microbial processes forming daily lamination in a stromatolitic travertine. *Sedimentary Geology*, 208, 114-119.
- Talbot, M., & Kelts, K. (1986). Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana. *Geology*, 14, 912-916.
- Tassara, A., & Yañez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica Chilena*, 30(2), 159-186.
- Tassara, A., Götze, H., Schmidt, S., & Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Thiele, R. (1980). *Hoja Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile N°39*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Thiele, R., & Katsui, Y. (1969). *Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile*. (U. d. Chile, Ed.) Santiago.
- Valero-Garcés, B., Antonio, D.-H., Ratto, N., & Navas, A. (1999). Large ^{13}C enrichment in primary carbonates from Andean Altiplano lakes, northwest Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 253-266.
- Valero-Garcés, B., Arenas, C., & Delgado-Huertas, A. (2001). Depositional environments of Quaternary lacustrine travertines and stromatolites from high altitude Andean lakes, northwestern Argentina. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38(8), 1263-1283.
- Whitten, D., & Brooks, J. (1972). *The Penguin Dictionary of Geology*. Penguin Books.
- Whitton, B., Ellwood, N., & Kawecka, B. (2009). Biology of the freshwater diatom *Didymosphenia*: a review. *Hydrobiologia*, 1-37.
- Winsborough, B., Caran, C., Neely, J., & Valastro, S. (1996). Calcified Microbial Mats Date Prehistoric Canals-Radiocarbon Assay of Organic Extracts from Travertine. *Geoarchaeology: An International Journal*, 11, 37-50.
- Yañez, G., Ranero, C., & Von Heune, R. D. (2001). Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research*, 106(B4), 6325-6345.

ANEXOS

ANEXO A: DIFRACTOGRAMAS

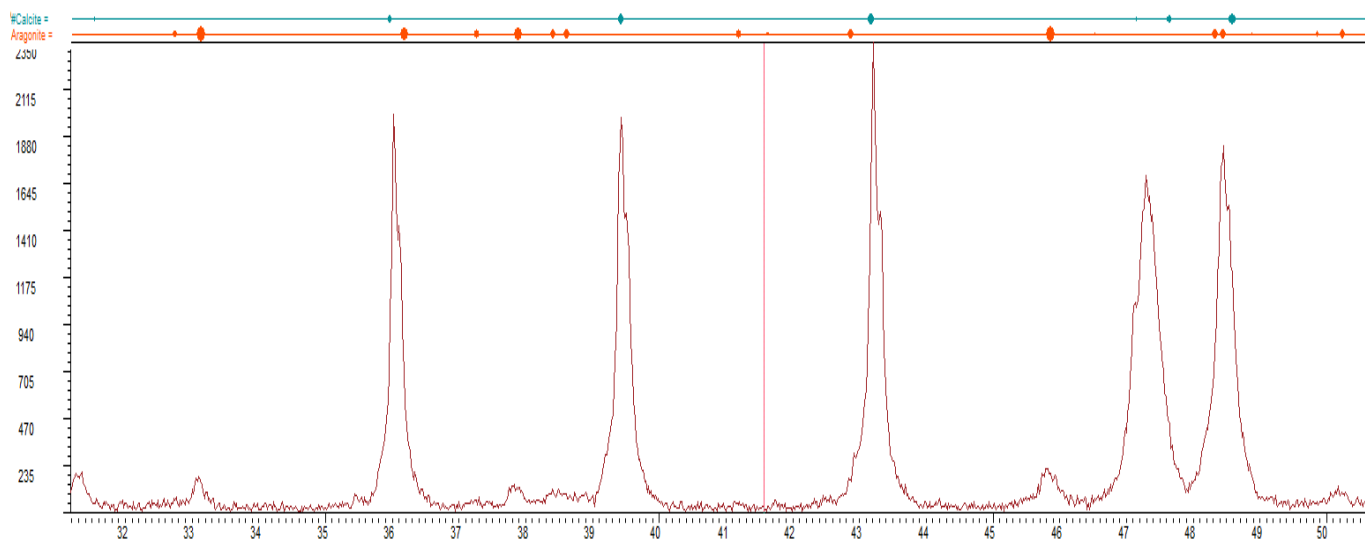


Figura A. 1: Difractograma de la muestra TBC-2A, el eje y corresponde a la cantidad de cuentas y el eje x el Angulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

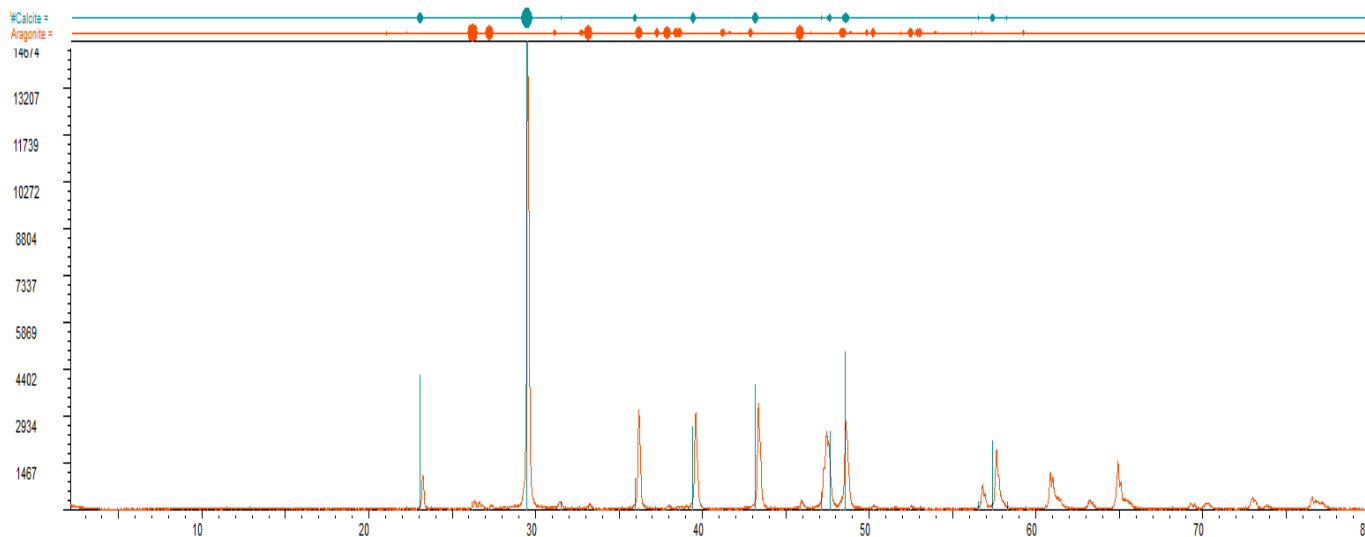


Figura A. 2: Difractograma de la muestra TBC-2B, el eje y corresponde a la cantidad de cuentas y el eje x el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

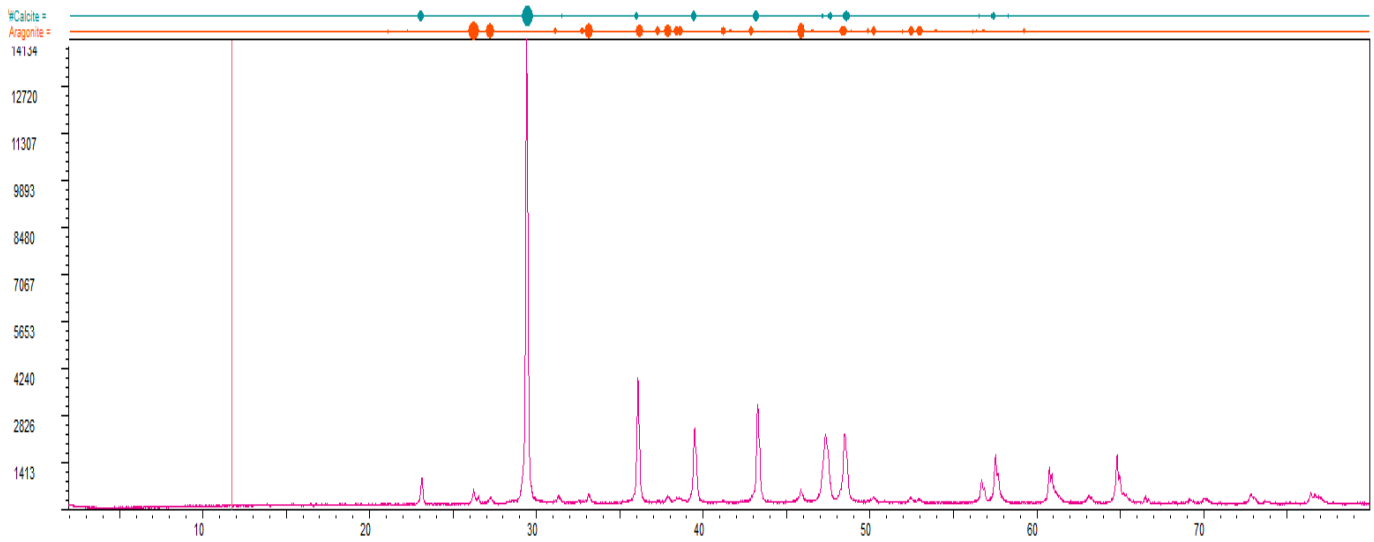


Figura A. 3: Difractograma de la muestra TBC-2C, el eje y corresponde a la cantidad de cuentas y el eje x el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

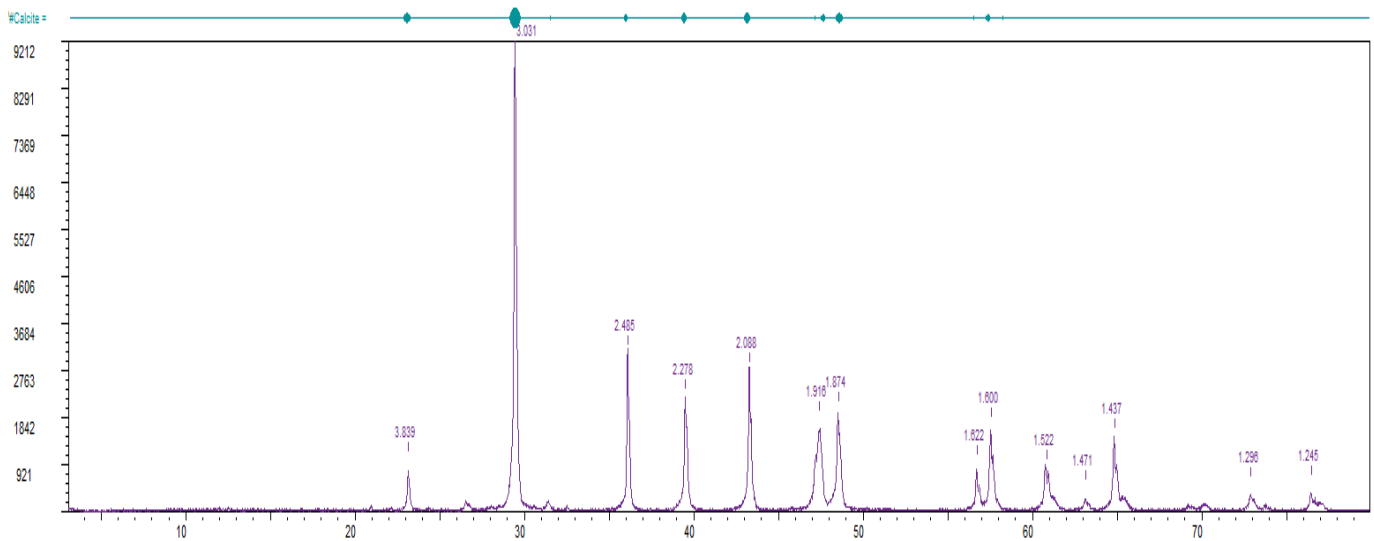


Figura A. 4: Difractograma de la muestra TBC-3, el eje y corresponde a la cantidad de cuentas y el eje x el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste), el radio es proporcional a la intensidad.

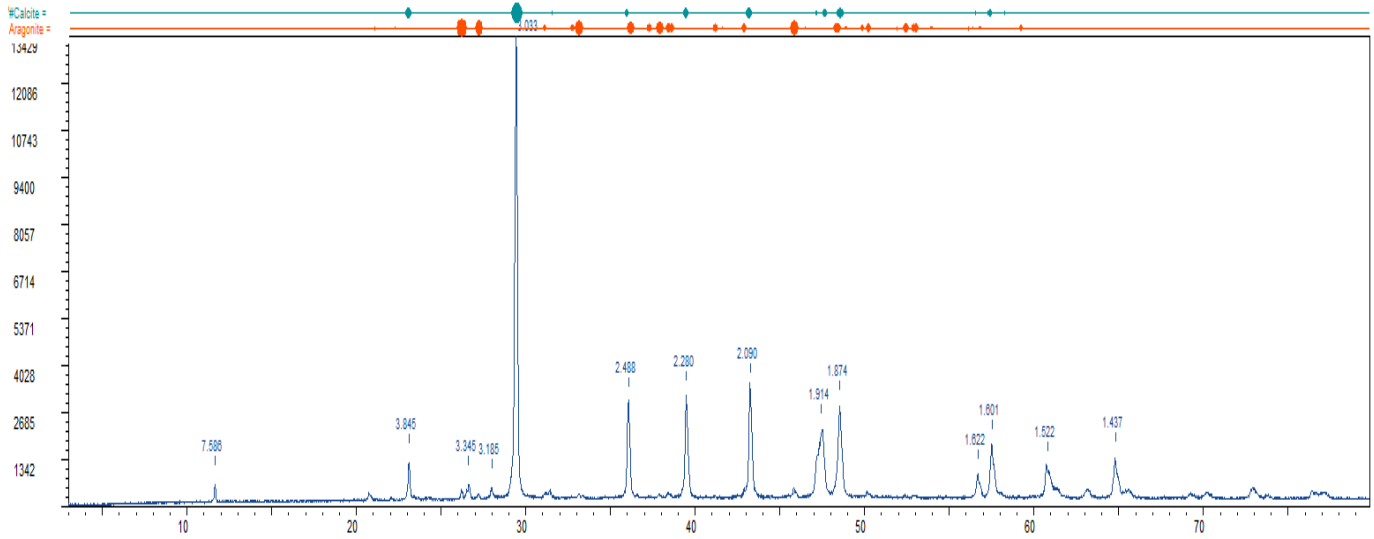


Figura A. 5: Difractograma de la muestra TBC-4, el eje y corresponde a la cantidad de cuentas y el eje x el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonite (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

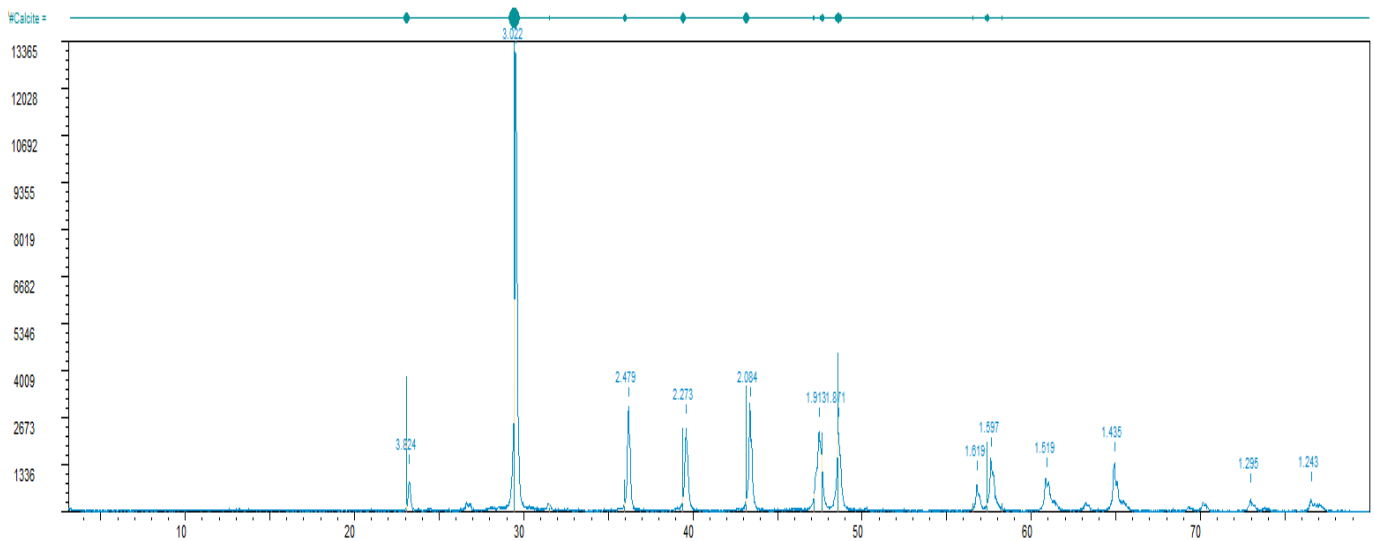


Figura A. 6: Difractograma de la muestra TBC-7, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste), el radio es proporcional a la intensidad.

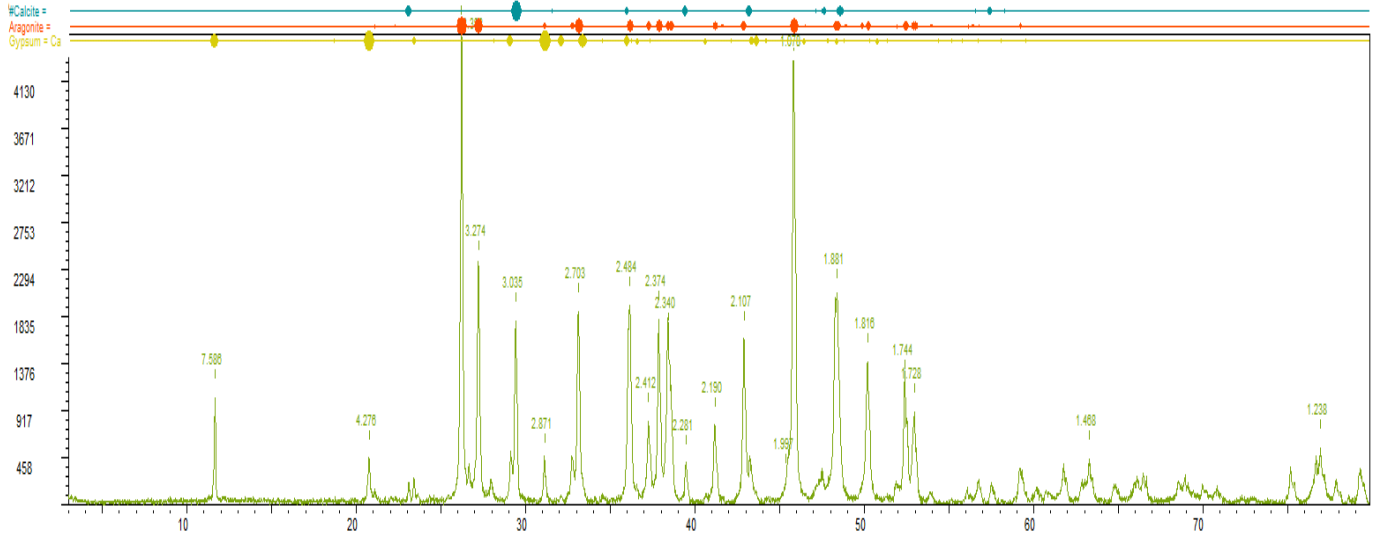


Figura A. 7: Difractograma de la muestra TBC-8, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste), aragonito (naranja) y yeso (amarillo), el radio es proporcional a la intensidad.

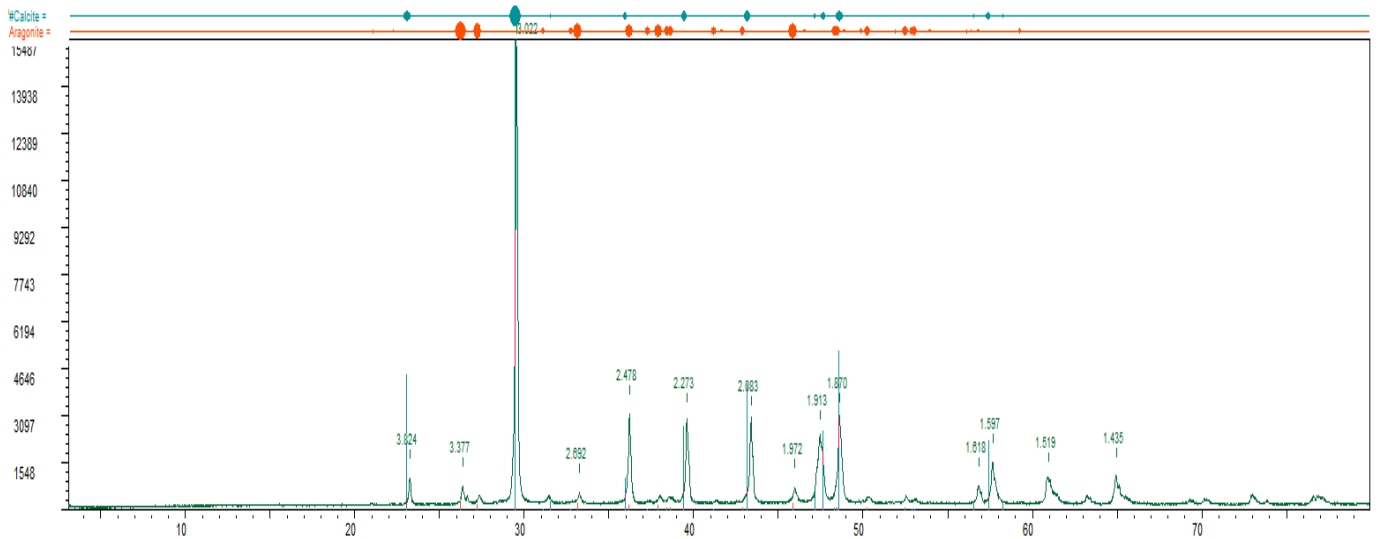


Figura A. 8: Difractograma de la muestra TBC-9, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

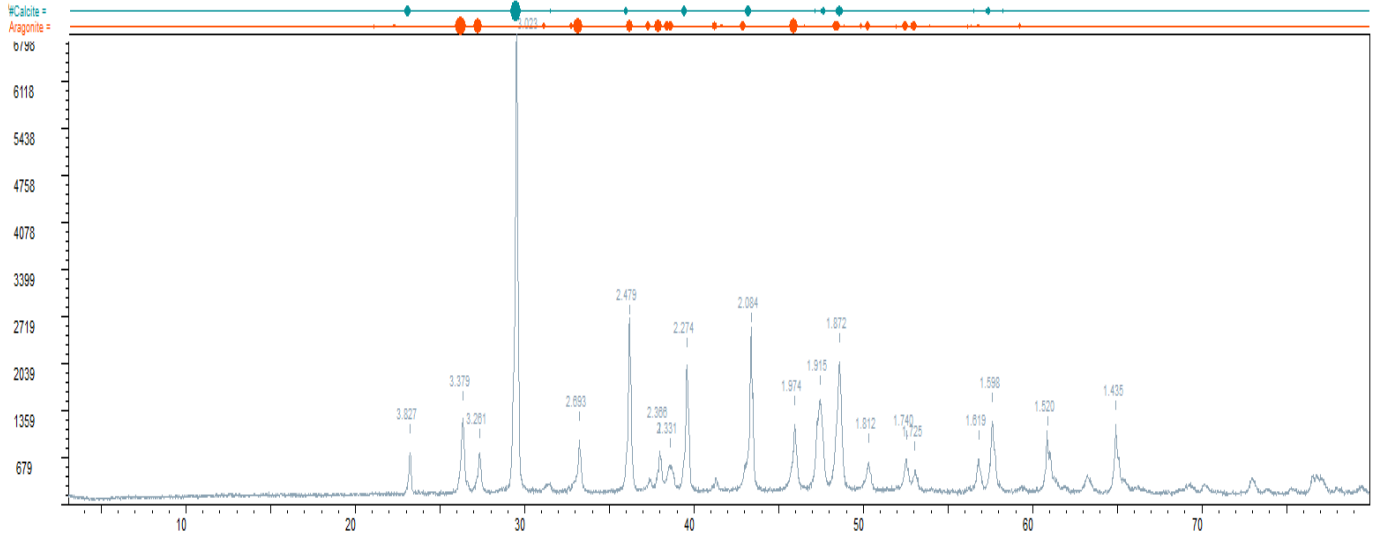


Figura A. 9: Difractograma de la muestra TBC-10, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

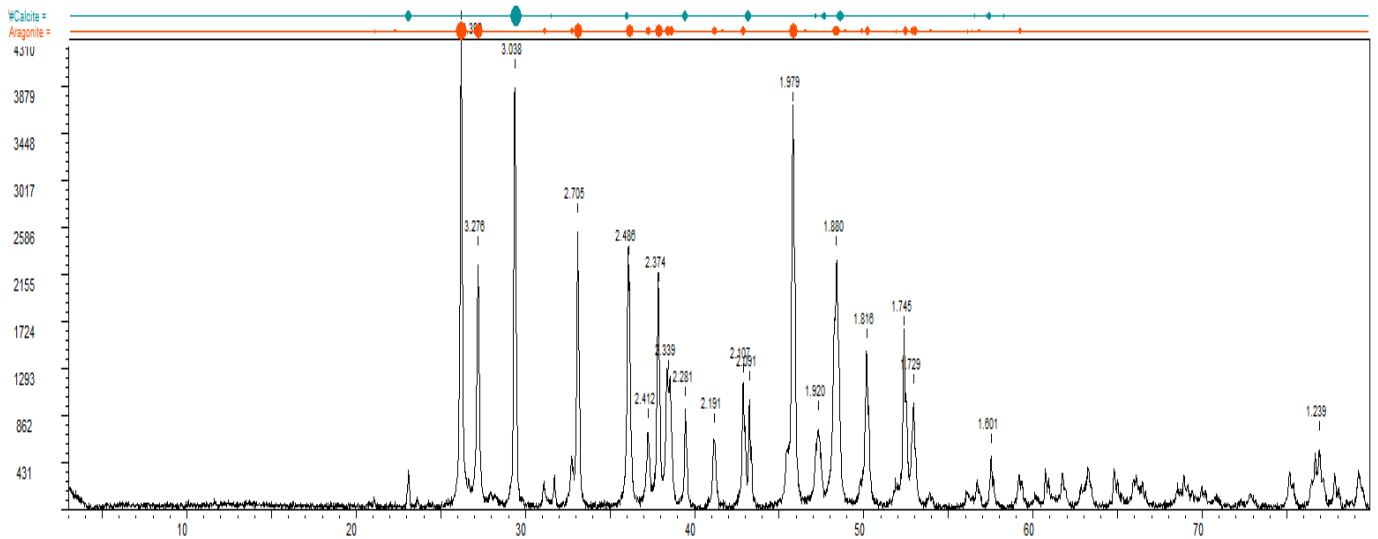


Figura A. 10: Difractograma de la muestra TBC-14, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

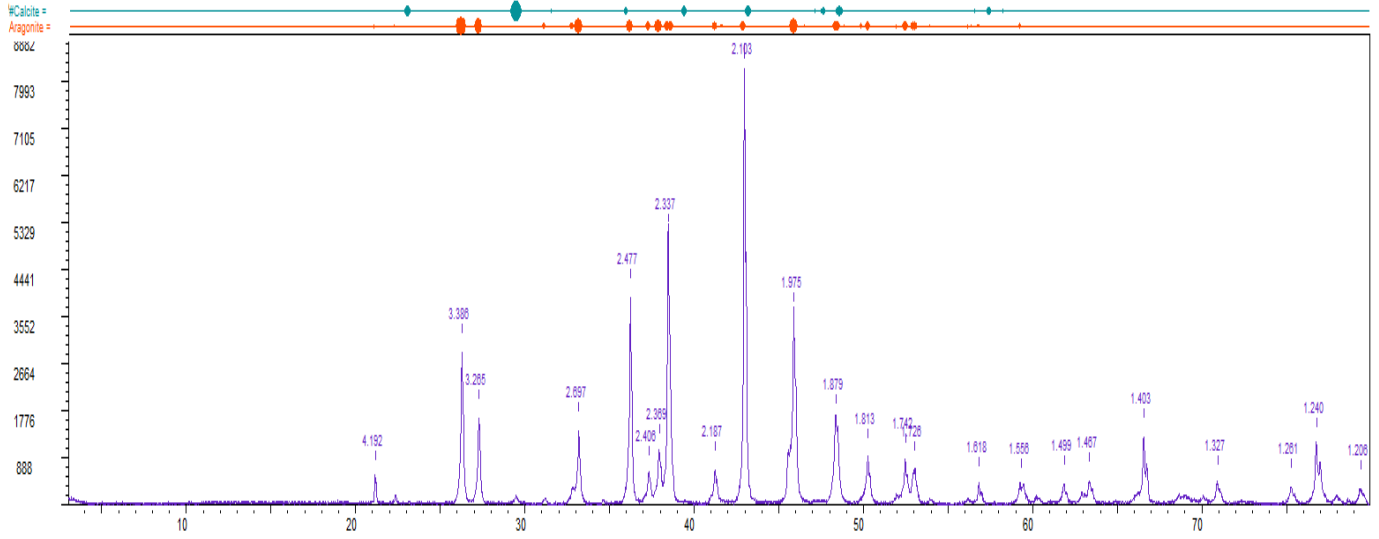


Figura A. 11: Difractograma de la muestra TBC-16, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.

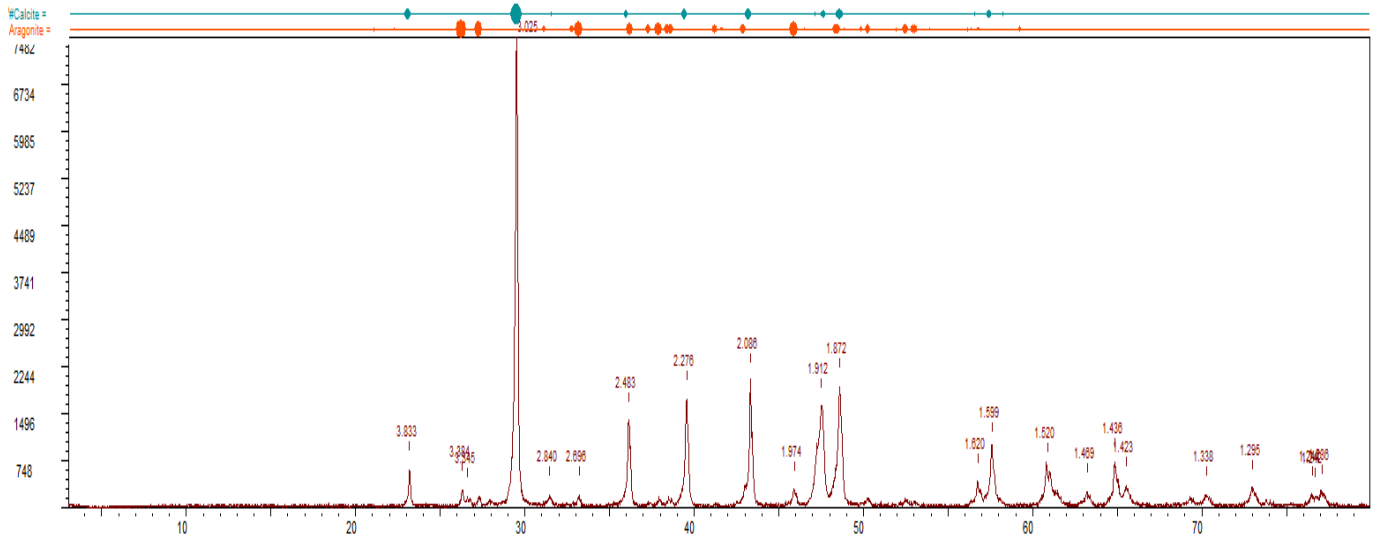


Figura A. 12: Difractograma de la muestra TBC-22, el eje vertical corresponde a la cantidad de cuentas y el eje horizontal el ángulo 2θ . En la zona superior los círculos marcan los valores 2θ para los peaks de la calcita (celeste) y aragonito (naranja), el radio es proporcional a la intensidad.