



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

ESTUDIO DEL AMBIENTE DE FORMACIÓN DE SÍNTERES SILÍCEOS EN LOS
GÉISERES DE ALPEHUE, VOLCÁN SOLLIPULLI, SUR DE CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAROLINA ANDREA SOLEDAD PÉREZ NÚÑEZ

PROFESOR GUÍA:
MARTIN REICH MORALES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
CAROLINA MUÑOZ SAEZ
DIEGO MORATA CÉSPEDES

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes
(FONDAP 15090013)

SANTIAGO DE CHILE
2019

**Resumen de la memoria para optar al
título de: Geóloga
Por: Carolina Pérez Núñez
Fecha: Noviembre 2019
Profesor guía: Martin Reich**

**“Estudio del ambiente de formación de sínteres silíceos en los géiseres de Alpehue,
Volcán Sollipulli, Sur de Chile”**

Los sínteres silíceos son depósitos sedimentarios ricos en sílice de origen hidrotermal, los cuales se generan por la disolución de sílice proveniente de la roca en profundidad y su posterior precipitación en superficie debido al rápido enfriamiento de los fluidos hidrotermales alcalinos clorurados de pH neutro. Estos depósitos se encuentran fuertemente influenciados por las condiciones ambientales de la zona donde precipitan y en Chile, los estudios acerca del sinter silíceo se han enfocado principalmente en la zona norte del país, en particular en el Altiplano (4200-4300 m.s.n.m). Por otra parte, al sur del país en la ladera occidental del volcán Sollipulli (IX Región) se ubican los géiseres de Alpehue, los cuales brindan oportunidades únicas de exploración para las distintas áreas de la geología y en particular para el estudio de los depósitos de sinter debido a sus condiciones climáticas.

En esta investigación se presentan las observaciones de terreno e imágenes obtenidas mediante el uso de un dron, junto con análisis de difracción de rayos – X, microscopía electrónica de barrido, las descripciones mineralógicas y texturales para las muestras de sinter de los géiseres de Alpehue y las características geoquímicas de las aguas termales a partir de las que se forman.

Este estudio permitió la identificación de 11 fuentes de emisión termal, entre las cuales se encuentran géiseres, perpetual spouters, piscinas burbujeantes y piscinas de barro. En general los depósitos de sinter asociados a las fuentes termales se propagan de forma dendrítica entre 10 a 40 metros y se ven fuertemente influenciados por la pendiente de la zona.

En los géiseres de Alpehue se reconoce únicamente la fase silícica de ópalo-A con bandas anchas y valores del Full Width at Half Maximum (FWHM) variables entre $7.6-8.9^{\circ}2\theta$. El ópalo-A exhibe morfologías formadas tanto por microesferas, superficies lisas y microorganismos silicificados. Las principales texturas encontradas en la zona fueron las geiseritas en ambiente proximal, incluyendo las texturas nodular, columnar y espicular, por otro lado, la textura de terrazas se observó tanto en ambiente proximal, medio y distal, caracterizándose por ser de pequeño tamaño atribuido a la pendiente pronunciada que posee la zona. Junto con esto se identificaron seis texturas a nivel macroscópico, que se cree no han sido reportadas previamente.

Este estudio incluyó además la geoquímica de los fluidos termales a partir de los cuales se forma el sinter. Los cuales corresponden a aguas cloruradas sódicas, de pH neutro alcalino (entre 7-8) y temperaturas de ebullición $> 90^{\circ}\text{C}$. Estas presentaban un alto contenido en sílice (369-412 mg/L) y las estimaciones geotermométricas realizadas indican temperaturas de equilibrio parcial de 200°C .

Los factores ambientales como la temperatura, el viento, la precipitación (lluvia, nieve) y la duración de la luz solar influyen en la tasa de evaporación, enfriamiento del agua, y también en el desarrollo estacional de los microorganismos, y su impacto se ve potencialmente incrementado en la zona durante los meses de invierno debido a una baja en la solubilidad por enfriamiento rápido.

AGRADECIMIENTOS

Llegando al final de esta etapa que fue mi paso por la Universidad no me queda más que agradecer a todas aquellas personas que formaron parte de este bonito proceso y que directa e indirectamente contribuyeron a la realización y conclusión de este trabajo.

En primer lugar, agradecer el apoyo del proyecto FONDAP 15090013 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)” por haber financiado el desarrollo completo de esta investigación, junto con el Núcleo Milenio Trazadores de Metales (NMTM), por acogerme y contribuir en este proyecto. Agradezco a mi profesor guía Dr. Martin Reich por siempre tener la disposición de recibirme, brindarme material, junto con sus comentarios y correcciones. A mi co-guía Dra. Carolina Muñoz por su buena voluntad, su apoyo, su experiencia y por guiarme dentro del mundo del sínter. También al Dr. Diego Morata por su buena disposición y ayuda.

En segundo lugar, agradezco a mis padres Milagro y Luis por todo el amor, comprensión y apoyo que me han dado durante toda mi vida, gracias por ser mi motor y mi inspiración en tiempos difíciles, junto con darme la libertad y herramientas para desenvolverme como ser humano. También a mis tías: Mónica, Golly, Kuky y Rosa, las que junto con sus respectivas familias me han entregado mucho cariño y amor en los buenos y malos momentos.

No quiero dejar de lado, por supuesto, a todos los amigos que me han acompañado desde la infancia. En orden cronológico, a mis amigas del Colegio Santa Elena: Javi y Cata por todos los años y las experiencias compartidas. A mis amigas del Liceo 1, las crazy girls: Fani, Catawi, Javiera, Dani, Karin, Gorda y Cata, gracias por estar tan locas como yo y por hacerme disfrutar cada segundo junto a ustedes. A los amigos que conocí en plan común: Guille, Edu, Mati, Muri, Checho, Raúl, Claudio, Cami, Agustín, Ibieta y Pelao por todo el apañe que tuvimos y por toda la ayuda que me ofrecieron. A mis amigos de Geo: Marisol, Pedro, Mario, Gabriel, Nacho, Jesi, Nine, Agustín, Vicho, Nano, Rodri, Leo y Pancho García gracias por toda la buena onda, las risas, los terrenos y la pera compartida. A mi grupo de amigos de industrias: Coky, Sofi, Pablo, Nanda, Joaco, Nico, Fab, Fran, Nacho y Plaza por todos los momentos vividos, las distracciones y los viajes a la Serena. También agradecer a los del núcleo: Indra, Andre, Richi, Ernes, Kevin, Pipe, Diego, Lorrana, Gilla y Rurik por la buena acogida y la simpatía de cada día.

Agradezco a quienes formaron parte del equipo en terreno de esta memoria: Sebastián Martini, Caroli, Alonso, Benja, Charlie y Agustín por todo el trabajo realizado con el dron, la toma de muestras, además, del apoyo y seguridad que me dieron en el campo. Finalmente agradecer a Rodrigo Cariolao por ser nuestro guía y traernos de vuelta sanos y salvos.

Gracias a los integrantes del Departamento de Geología, a Blanca, Rosita y Mariela. También a los encargados de laboratorios como Cristián, Verónica y Andrés por siempre tener la disposición de ayudarme ante mis dudas. Gracias a todos aquellos profesores que formaron parte de mi formación académica como Fernando Barra, Rodrigo Fernández y Valentina Flores.

Agradecer también a todos aquellos héroes anónimos que me ayudaron tanto para la realización de esta tesis como para enfrentar mis días en la Universidad. Gracias a mis compañeras y compañeros de árabe, zumba, natación y montañismo. Finalmente, gracias a Dios por ponerlos en mi camino y por darme la oportunidad de compartir con cada uno de ustedes, los quiero mucho.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1.- ESTRUCTURA DE LA MEMORIA	1
1.2.- MOTIVACIÓN Y ALCANCE.....	1
1.3.- HIPÓTESIS	3
1.4.- OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS	3
1.4.1- Objetivos específicos	3
CAPÍTULO 2: ÁREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLÓGICO	4
2.1.- CLIMA E HIDROGRAFÍA	7
CAPÍTULO 3: ANTECEDENTES GENERALES DE DEPÓSITOS DE SÍNTER	9
3.1.- MANIFESTACIONES TERMALES Y SÍNTER SILÍCEO.....	9
3.2.- LITOFACIES DE DEPÓSITOS DE SÍNTER	10
3.3.- FASES CRISTALINAS Y MICRO-MORFOLOGÍAS DEL SÍNTER SILÍCEO.....	15
3.4.- DEPÓSITOS DE SÍNTER EN CHILE	18
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	19
4.1.- MAPEO Y MUESTREO EN TERRENO	19
4.2.- OBTENCIÓN DE IMÁGENES AÉREAS CON DRON.....	19
4.3.- OBSERVACIONES MINERALÓGICAS Y TEXTURALES	20
4.4.- MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (SEM)	20
4.5.- DIFRACCIÓN DE RAYOS X (XRD)	20
4.6.- ANÁLISIS DE LAS MUESTRAS DE AGUA.....	21
CAPÍTULO 5: RESULTADOS.....	22
5.1.- IMÁGENES AÉREAS, MAPA Y SITIOS DE ESTUDIO.....	22
5.2.- DESCRIPCIÓN DE AMBIENTES SEGÚN MUESTRAS DE SÍNTER	31
5.2.1.- Ambiente proximal	32
5.2.2.- Ambiente medio.....	36
5.2.3.- Ambiente distal	39
5.3.- MICRO-ESTRUCTURA Y COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL SÍNTER	41
5.4.- ANÁLISIS DE XRD	44

5.5.- GEOQUÍMICA DE AGUAS TERMALES	46
5.5.1.- Clasificación de las aguas	47
5.5.2.- Geotermometría	49
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN	51
6.1.- ORIGEN DE LOS FLUIDOS Y FUENTE DE LA SÍLICE	51
6.2.- FACIES Y TEXTURAS EN SÍNTER SILÍCEO	54
6.3.- MINERALOGÍA DE LA SÍLICE.....	59
6.4.- CONDICIONES AMBIENTALES PARA LA FORMACIÓN DE LOS SÍNTER EN ALPEHUE.....	63
6.5.- COMPARACIÓN CON SÍNTER SILÍCEO EN EL NORTE DE CHILE	64
6.6.- PRESENCIA DE GÉISERES EN ALPEHUE	65
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....	67
BIBLIOGRAFÍA	69
ANEXOS	76

INDICE DE FIGURAS

- Figura 1: Mapa de acceso hacia la zona de estudio. La ruta en tono burdeo indica el recorrido en auto, desde Temuco hasta un poco más allá de Melipeuco, mientras que la ruta roja representa la caminata a través del río. Al norte se ubica el volcán Villarrica y al Sur el Volcán Sollipulli. 4
- Figura 2: Mapa de la ubicación del volcán Sollipulli que muestra los ríos de descarga principales, la ciudad de Melipeuco, el cráter de Alpehue y los volcanes Redondo y Chufquén. Modificado de Gilbert et al (1996). 5
- Figura 3: (A) Mapa geológico regional de la Zona Volcánica Sur que muestra los sistemas de fallas LOFS y ALFS/ATF, tomado de Sánchez et al., 2013. (B) Mapa geológico del volcán Sollipulli, tomado de la base geológica escala 1:1.000.000 SERNAGEOMIN..... 6
- Figura 4: Mapa Región de la Araucanía con curvas isoyetas de precipitaciones anuales promedio (mm) para el año 2016. La zona de estudio coincide con la isoyeta de 2200 mm anuales. Modificado de “Estudio hidrogeológico, Región de la Araucanía” ARCADIS CHILE S.A 8
- Figura 5: Tipo de sistema geotermal asociado a un arco volcánico en una zona de subducción. Modificado de Moek (2014)..... 10
- Figura 6: Sección transversal esquemática que ilustra las litofacies de fuentes termales. Desde la zona de ebullición (VENT), y continuando lateralmente por el ambiente proximal (proximal slope), ambiente medial (mid apron pools) y ambiente distal (distal apron). Tomada de Cady y Farmer (1996) 10
- Figura 7: Morfología de los distintos tipos de geiseritas descritos. (A) Espicular (S), (B) Columnar (C) y nodular (N), (C) Nodular (N), pseudocolumnar (PC) y espicular (S). (D) Nodular (N) vista en planta. Modificado de Lynne et al 2012, Campbell et al 2015, Hamilton et al. (2019) 12
- Figura 8: Texturas de sínter de alta temperatura. (A-B) Textura de sínter digitada (BD). (C-D) Textura de lily-pad (lp). Tomado de Lynne 2012. 12
- Figura 9: Texturas de ambiente medio. (A) Textura de canales paralela a la dirección del flujo. (B) Textura estromatolítica. (C) Textura de red. (D) Textura de oncoides. Tomado de Lynne (2012), Hamilton et al. (2019)..... 13
- Figura 10: Texturas ambiente distal. (A) Textura terrazas. (B) Textura palisade. Tomado de Lynne et al., 2012 y Hamilton et al., 2019..... 14
- Figura 11: Cambios morfológicos y mineralógicos que ocurren en la diagénesis de la sílice en depósitos de sínter. Tomado de Lynne (2005). 16
- Figura 12: Diagrama que muestra los resultados del difractograma de XRD para cada fase silícea (derecha) acompañado de su morfología vista en SEM (izquierda). (A) Ópalo-A. (B) Ópalo A/CT. (C) Ópalo CT + cuarzo. (D) Ópalo C + cuarzo. (E) Cuarzo. 17
- Figura 13: Diagrama que ilustra la forma manual de calcular el FWHM, según Rodgers (2004).21

Figura 14: (A) Mosaico construido con una colección de imágenes aéreas capturadas con el dron, para mayor resolución ver sección de anexos, apéndice I. (B) Vista aérea al sitio de estudio 1. (C) Vista aérea del sitio 5 y 6 donde se observa la cobertura vegetal. 22

Figura 15: (A) Mapa zona de estudio, con las direcciones de flujo de los depósitos, las estrellas amarillas indican donde se realizó muestreo de agua, mientras que la azul el punto donde se tomó la muestra de sínter proveniente de la ladera del río. (B) Fotografía aérea de los sitios 1, 2, 3 y 4. (C) Fotografía aérea de los sitios 5 y 6. 23

Figura 16: Sitio 1. (A) Vent del Perpetual Spouter. (B) Imagen aérea del sitio 1 capturada con el dron. (C) Textura fungi ambiente medio. (D) Fotografía 8 metros más abajo del vent, donde se aprecia la longitud del depósito. (E) Acercamiento a la textura de terraza del sitio 1. 24

Figura 17: Sitio 2 de estudio. A) Fotografía aérea con dron. B) Vent del géiser del sitio 2. C) Zona de Splash con extensión de 3.40 metros. D) Acercamiento a las geiseritas de la zona de splash. E) Canal por donde fluye el fluido hidrotermal desde el vent..... 25

Figura 18: Fotografías del sitio 3. A) Foto aérea tomada por el dron donde se puede ver como los depósitos caen por la ladera hacia el río. B) Estalactitas silicificadas producto de la presencia de plantas y la escorrentía del fluido hidrotermal. C) Vent o punto de surgencia del sitio 3. D) Vista transversal de la imagen A) donde se puede ver como cae hacia el río. E) Depósito activo con canales anaranjados producto de los microorganismos. 26

Figura 19: Fotografías sitio 4 de estudio. (A) Fotografía aérea tomada con el dron. (B) Acercamiento a la zona del vent y la descarga principal. (C) Vent de géiser del sitio 4. (D) División del canal de descarga principal. (E) Acercamiento a un canal donde se encontró la nueva textura azucarada. 26

Figura 20: (A) Sitio de estudio 5. (B) Perpetual spouter 2 del sitio 5. (C) Piscina de lodo. (D) Piscina burbujeante. (E) Géiser del sitio 5. (F) Perpetual spouter 1. 27

Figura 21: (A) Perpetual spouter 1. (B) Textura de agujeros en ambiente proximal. (C) Textura columnar y nodular hacia la parte superior. (D) Muestra de sínter que exhibe textura de agujeros. (E) Muestra de sínter textura columnar. 28

Figura 22: Sitio de estudio 6. (A) Vent del sitio 6. (B) Fotografía aérea del dron. (C) Depósito del sitio 6 proximal- medio. (D) Depósito del sitio 6 distal. (E) Acercamiento a textura de terrazas ambiente medio. 29

Figura 23: Sitio de estudio 7. (A) Vent y depósito abandonado. (B) Fotografía del vent y depósito del sitio 7. (C) Vent abandonado (parte superior) y activo. (D) Acercamiento al vent abandonado de (A), donde se puede observar azufre. (E) Vent activo sitio 7..... 30

Figura 24: Fotografías del sitio 8. (A) Pared casi vertical ladera oriental con depósitos de sínter en ella. (B) Microorganismos que habitan en las paredes de la ladera producto de la alta temperatura. (C) Pared casi vertical ladera occidental. (D) Acercamiento de los depósitos de (A). (E) Muestra de sínter tomada de la pared oriental. 31

Figura 25: (A) Fotografía sitio 7, área del vent. (B) Fotografía térmica tomada con accesorio Flir one del mismo lugar.	32
Figura 26: Texturas proximales de los géiseres de Alpehue. (A) Textura nodular del sitio 4. (B) Textura nodular del sitio 2. (C) Textura botroidal del sitio 5 perpetual spouter 2. (D) Textura de terrazas y de geiserita en contacto en sitio 1. (E) Acercamiento a al contacto anterior. (F) Textura columnar sitio 5 perpetual spouter 1.....	33
Figura 27: Fotomicrografías de las muestras de sínter en el SEM. (A) nano y microsferas de ópalo-A. (B) Estructuras ovaladas formadas por filamentos de bacterias. (C) Diatomea y microorganismos filamentosos con ópalo-A. (D) Presencia vegetal (tipo ramitas) con microsferas de ópalo-A. (E) Altos topográficos presentes en algunas muestras cubiertos con superficie suavizada de ópalo-A. (F) Grietas de desecación con ópalo-A en los intersticios.	33
Figura 28: Textura en flor situada en el géiser del sitio 5. (A) Ubicación proximal de la muestra con respecto al vent (flecha). (B) Acercamiento a las rocas con textura en flor, donde se observa que tienen una interacción subaérea y subacuática. (C) Vista en planta de la muestra obtenida. (D) Vista transversal, donde se observan los distintas laminaciones y colores.	34
Figura 29: Textura agujeros de ambiente proximal. (A) Ubicación (cuadros blancos) alrededor del vent del perpetual spouter 1 del sitio 5. (B)(C)(D) Muestras de sínter que exhiben la textura de agujeros en su superficie. (E) Fotomicrografía de la textura de agujeros en SEM a 1mm. (F) Fotomicrografía de 1 agujero, escala 300 um.	35
Figura 30: (A) En el cuadro se registra el lugar próximo al vent del sitio 6 donde se encontraba esta textura de nódulos en terraza. (B) Acercamiento de la imagen en C correspondiente a los nódulos en terraza para el sitio 5. (C) Perpetual spouter 2 del Sitio 5 con textura de nódulos en terraza en el ambiente proximal. (D) Acercamiento de la textura en el sitio 6. (E) Muestra de mano de sínter silíceo con la textura nódulos en terrazas. (F) Acercamiento a la fotografía anterior para distinguir los nódulos < 3mm de diámetro. (G) Corte transversal realizado a la muestra donde se aprecian las capas milimétricas de distintas tonalidades de sínter. (H)(I)(J) Fotomicrografías obtenidas mediante el uso del SEM para los nódulos.	36
Figura 31: Texturas encontradas en el ambiente medio. (A) Textura de terraza sitio 1. (B) Textura de streamer (canales) sitio 7. (C) Textura terrazas sitio 5 perpetual spouter 2. (D) Terrazas pequeñas del sitio 6. (E) Terrazas sitio 7. (F) Filamentos de microorganismos en muestra de sínter vista en el SEM. (G) Filamentos del migroorganismos recubiertos con sílice homogénea. (H) Fragmentos vegetales en SEM.	37
Figura 32: (A)Textura fungi ubicada en lo que aparentaba ser un antiguo canal de descarga del sitio 1. (B) Muestra de sínter obtenida del depósito. (C) Acercamiento a los "hongos" presentes en la textura. (D) Fotomicrografía de la parte externa de la muestra, donde se observa la morfología de estos "hongos" en el SEM, la cual presentaba una superficie homogénea de sínter en la parte superior y hacia la parte inferior colonias de microorganismos. (E) Acercamiento a la capa homogénea donde se pueden observar que esta recubre a los microorganismos. (F) Fotomicrografía	

de la parte interna de la muestra de sínter, donde se observa una capa homogénea de sínter y grietas o cuevas donde se exhiben microorganismos (G) y microesferas de ópalo-A (H). 38

Figura 33: (A) Canal de descarga del sitio 4 donde se encontraba la textura azucarada. (B) Parte del canal de descarga donde no se observan las esteras anaranjadas de microorganismos. (C), (D) y(E) Corresponden a las muestras de sínter obtenidas para la textura azucarada. (F) El reverso de la muestra en (C). (G) Fotomicrografía de los altos topográficos correspondientes a 1mm. (H) Acercamiento a uno de estos altos, que presentaba superficie suavizada y homogénea en la cima y bajo esta se observan microorganismos y microesferas de ópalo-A. (I) Acercamiento a los filamentos de microorganismos y las microesferas de ópalo- A. 39

Figura 34: Texturas ambiente distal. (A) Depósitos distales con textura de terraza. (B) Estalactitas producto de la pendiente y la vegetación baja en la zona. (C) Depósitos distales del sitio 6, caracterizados por nódulos en terrazas y sínter desecado. (D) Acercamiento de la textura nódulos en terraza para el sitio 6. 40

Figura 35:(A) Gotita de estalactita con textura de terraza en todo su alrededor. (B) Corte transversal a la muestra (A) donde se observan las capas de sínter. (C) Microorganismos filamentosos observados en el SEM, las capas no eran distinguibles. (D) Muestra de sínter silíceo obtenida de la pared vertical en contacto con las aguas del río, se distingue una pequeña capa milimétrica < 2mm que la recubre. (E) Diatomeas presentes en la muestra. (F) microorganismos con textura similar a una red. 41

Figura 36: Dominio granulados. (A) Microesferas de ópalo-A con una leve cobertura suavizada. (B) Microesferas de ópalo-A. (C) Microesferas de ópalo-A en textura agujeros, donde se observa que estas se acumulan en zonas protegidas. (D) Microesferas de ópalo-A. (E) Clusters de ópalo-A. (F) Ópalo- A en superficies protegidas como cuevas. 42

Figura 37: Dominado por superficies homogéneas. (A) Superficie homogénea afectada por grietas de desecación. (B) Superficie homogénea recubriendo ópalo-A. (C) Superficie homogénea cubriendo zonas altas topográficas de sínter. (D) Superficie homogénea cubriendo microesferas de ópalo-A con microorganismos silicificados. (E) Superficie homogénea cubriendo todo un alto topográfico. (F) Superficies homogéneas en zonas altas. 42

Figura 38: Dominado por microorganismos. (A) filamentos pequeños cercanos al 1um de largo. (B) Filamentos de microorganismos que general una superficie con cavidades. (C) Acercamiento de una cavidad anteriormente mencionada en B. (D) Diatomeas presentes en muestra de río. (E) Microorganismos silicificados donde se observan los anillos constituyentes de la colonia. (F) Microorganismos en zonas protegidas (bajo superficies suavizadas). 43

Figura 39: Gráficos ilustrativos sobre la abundancia de los elementos en las muestras, en general dominaba Si, O, C, Na, Al y K. 44

Figura 40: Pirita dodecaédrica. (A) Se observa claramente el grano de pirita. (B) Composición semi- cualitativa de la pirita. 44

Figura 41: Difractogramas para las muestras ALP_01M1, ALP_01M4 y ALP_07M2, donde las muestras restantes siguen un comportamiento muy similar a ALP_01M1. A) C) y E) Corresponden al cálculo manual realizado para obtener los valores de amplitud y del FWHM. B) D) y F) Obtención de minerales mediante el uso del software EVA, donde en B) se observan peaks que coinciden para albita y anortita. D) no presenta ningún peak	45
Figura 42: Diagrama Piper para las muestras de aguas recolectadas durante la campaña de terreno en el campo geotermal géiseres de Alpehue.....	47
Figura 43: Diagrama ternario HCO ₃ - SO ₄ - Cl, donde las muestras termales caen en el campo de muestras maduras.	48
Figura 44: Diagrama ternario Cl-Li-B.....	48
Figura 45: Diagrama Na-K-Mg de Giggenbach (1988).	50
Figura 46: Diagrama ternario Cl- Li- B, donde se muestran los 2 dominios reconocidos por Sánchez et al. (2013), y se muestran donde caen las muestras de Alpehue. Modificado de Sánchez et al. (2013).	52
Figura 47: Diagrama ternario de aniones mayores, para las 30 muestras estudiadas en la ZVS por Wrage et al (2017) más la incorporación del promedio de muestras de Alpehue. Modificado de Wrage et al (2017).	53
Figura 48: Puntos, pendientes y distancias entre piscinas (IDD) calculadas para pequeñas terrazas por Pentecost (2005).....	54
Figura 49: (A): Vent del sitio 6 situado a menos de un metro de textura de terrazas. (B) Acercamiento a la textura de terrazas. (C) Vent activo del sitio 7 donde se observó sobre él la textura de terrazas relacionadas al depósito de sínter más antiguo. (D) Acercamiento a las terrazas superiores.....	55
Figura 50: Perfil transversal que representaría los depósitos tipo de los géiseres de Alpehue.	57
Figura 51: Comparación de imágenes observadas mediante SEM. (A)- (B) Observaciones realizadas por Handley et al. (2005). (C)- (D) Observaciones realizadas en este trabajo.	58
Figura 52: Fotomicrografías de Grietas de desecación en sínter silíceo. (A)-(B) Corresponden a los resultados de las simulaciones reportadas por Orange et al (2013) en presencia de NaCl y nanopartículas de sílice. (C) Grietas de desecación presentes en el depósito del sitio 7.....	60
Figura 53: Cortes transversales realizados a las muestras de Alpehue. (A) Muestra de sínter ALP_05M6, la cual posee capas blancas de mayor espesor que las oscuras. (B) Muestra de sínter ALP_03M2 correspondiente a la punta de una estalactita, donde se observa mayor grosor en capas claras que en oscuras. (C) Muestra de sínter ALP_01M6 con mayor espesor de capas oscuras. (D) Muestra de sínter ALP_05M7 también posee mayor cantidad de capas oscuras. (E) Muestra sínter ALP_05M1 la cual no presenta una preferencia en las capas.	62

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Resumen de los sitios analizados durante la campaña de terreno. Donde la T y pH es la temperatura y pH de las aguas termales (1-7) y agua del río (9). La extensión es del depósito de sínter asociado en metros y las muestras de sínter obtenidas se detallan según el ambiente como P (proximal), M (medio) y D (distal).....	31
Tabla 2: Resumen de los valores de amplitud y FWHM y las fases minerales presentes.....	45
Tabla 3: Datos geoquímicos para cationes mayores.....	46
Tabla 4: Datos geoquímicos para aniones.....	46
Tabla 5: Resultados de bicarbonato, carbonato y sílice.....	46
Tabla 6: Valores obtenidos aplicando las 3 ecuaciones mencionadas anteriormente para cada muestra.	49
Tabla 7: Valores para razón Na/K en las muestras termales de Alpehue.....	49
Tabla 8: Temperaturas estimadas para cada muestra con la razón Na/K.	50
Tabla 9: Comparativa de los valores de sílice (mg/L) para distintos campos geotermales a lo largo del mundo.	53
Tabla 10: Dominios según la morfología observada en el SEM vs el modo de precipitación del ópalo-A.....	59

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1.- Estructura de la Memoria

Esta investigación se centra en el estudio de las características mineralógicas, texturales y estructurales a la macro y microescala de muestras de sínter asociadas a las manifestaciones superficiales activas del sistema geotermal géiseres de Alpehue, ubicado en la Región de la Araucanía, sur de Chile. Junto con esto, se describieron las principales características de los depósitos de sínter, detallando esta información en un mapa geológico 1:2000 elaborado utilizando una combinación de observaciones de terreno e imágenes obtenidas mediante el uso de un vehículo aéreo no tripulado (dron), y también, se analizó la composición de los fluidos termales presentes en el sistema.

La estructura de esta Memoria de Título se detalla a continuación, a modo de introducción. El presente capítulo describe la motivación y el valor científico del estudio, seguido de los objetivos generales y específicos, y la hipótesis de la investigación realizada. El Capítulo 2 presenta las principales características geológicas del área de estudio, identificando los factores de relevancia para el desarrollo del campo de géiseres de Alpehue. En el Capítulo 3, por otra parte, se presentan antecedentes generales respecto de los mecanismos fisicoquímicos y ambientes de formación de los depósitos de sínter silíceo a nivel global. A continuación, en los Capítulos 4 y 5 se describen las metodologías del trabajo realizado en terreno y laboratorio, y los resultados del estudio, respectivamente, seguidas por una discusión de éstos en el contexto de los sistemas geotermales andinos (Capítulo 6). Finalmente, en el Capítulo 7 se exponen las principales conclusiones de esta investigación.

1.2.- Motivación y Alcance

Chile forma parte del cinturón de Fuego del Pacífico y se enmarca en un ambiente de subducción de las placas oceánicas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana, lo que genera el arco volcánico andino que se extiende desde los 5°N hasta los 55°S (Charrier et al., 2007). Este arco se divide en cuatro segmentos conocidos como Zona Volcánica Norte (ZVN), Central (ZVC), Sur (ZVS) y Austral (SVA), los cuales presentan diferencias en el carácter del volcanismo (Stern, 2004).

Es en este tipo de ambiente, caracterizado por una tectónica y volcanismo activo, donde se desarrollan sistemas geotermales en los niveles más someros de la corteza superior. Estos se forman debido a la circulación de fluidos de origen predominantemente meteórico que circulan por efecto de aportes de calor magmático. Las aguas termales, fumarolas y géiseres constituyen una evidencia o expresión superficial de los sistemas geotermales en profundidad (Jones y Renaut, 2011).

Si bien los sistemas geotermales tienen amplia ocurrencia en zonas tectónicamente activas, y particularmente a lo largo de zonas de subducción (Henley, 1985), existen menos de 1000 géiseres documentados en todo el mundo. Su rareza refleja las condiciones especiales que se necesitan para su formación, las cuales están definidas por una fuente de calor, la disponibilidad de agua y una

subsuperficie que tenga la geometría correcta con fracturas y cavidades para permitir las descargas episódicas (Hurwitz y Manga, 2017).

Los géiseres, al igual que otras manifestaciones termales en superficie generan depósitos de sílice (SiO_2), también conocidos como “sínter silíceo” o “sínter”. Éstos corresponden a depósitos sedimentarios silíceos de carácter químico y formados por procesos de precipitación resultantes del enfriamiento abrupto en superficie de fluidos hidrotermales alcalinos clorurados, ricos en sílice y de pH neutro (Fournier y Rowe, 1966; Fernández-Turiel et al., 2005).

Walter (1976a, 1976b) y Cady y Farmer (1996) sugirieron que los depósitos de sínter podrían subdividirse en una serie de ambientes y/o morfologías, las que estarían controladas principalmente por el gradiente de temperatura (asociada a la distancia desde el punto de surgencia del agua), la dinámica de las descargas hidrotermales en superficie y eventualmente el crecimiento de poblaciones microbianas termofílicas. Los depósitos de sínter son de interés geológico, ya que son indicativos de fuentes hidrotermales en profundidad y temperaturas del reservorio $<175^\circ\text{C}$ (Fournier y Rowe, 1966), demarcando así la posición de la zona del outflow. Esta información es útil tanto para la prospección de recursos geotermales de alta y mediana entalpía, como también para exploración de recursos minerales, como, por ejemplo, depósitos epitermales de Au-Ag de baja a intermedia sulfuración (Sillitoe, 2015). Por otra parte, los depósitos de sínter registran las condiciones hidrológicas y ambientales del momento de su formación debido a que pueden contener fragmentos vegetales, granos de polen, material detrítico y microorganismos silicificados; estos últimos, en particular, corresponden a aquellas poblaciones extremófilas que proliferan en las aguas termales, y que han sido estudiados con el fin de proporcionar información acerca de ambientes asociados a la emergencia de la vida temprana en la Tierra y el Sistema Solar (Campbell et al., 2015; Ruff y Farmer, 2016).

En Chile, los estudios acerca de depósitos de sínter silíceo se han enfocado principalmente en la zona norte del país, en particular en el Altiplano Chileno en la Zona Volcánica Central (ZVC) (4200-4300 m.s.n.m). En El Tatio, el tercer campo de géiseres más extenso a nivel mundial, estudios como los de Jones y Renaut (1997), Fernández-Turiel et al. (2005), Nicolau et al. (2014) Muñoz-Sáez et al. (2016) y Slagter et al. (2019) se han orientado en mineralogía, petrografía, texturas, composición y edad de los depósitos de sínter. Más al norte, en el campo geotérmico de Puchuldiza, los trabajos se han enfocado en la concentración anómala de elementos traza en los sínter, en particular oro, plata y cobre (e.j. Sánchez-Yáñez et al., 2016). En ambos campos geotermales se ha concluido que las condiciones ambientales ejercen un rol fundamental tanto en la precipitación de sílice como en la precipitación de metales y metaloides en los depósitos de sínter, debido principalmente al ambiente extremo del altiplano, el cual presenta una alta oscilación térmica diaria (hasta 35°C) y altas tasas de evaporación.

En la zona sur del país, los depósitos de sínter silíceo no han sido descritos ni caracterizados pero si han sido identificados en zonas cercanas a Puyehue-Cordón Caulle (Sepúlveda et al., 2005), y al volcán Tolhuaca (Melosh et al., 2012). Debido a esto, el presente trabajo tiene por motivación proporcionar nuevos antecedentes geológicos, mineralógicos y geoquímicos de los depósitos de sínter de los géiseres de Alpehue, asociados al sistema geotermal activo del volcán Sollipulli, el cual tiene una altura de 2.240 m.s.n.m y se encuentra en la Cordillera de los Andes de la IX Región de la Araucanía. La zona geotermal ha sido escasamente documentada en la literatura, por lo que mediante este estudio se pretende realizar una primera caracterización de sus depósitos de sínter, los cuales se encuentran a una elevación de 1350 m.s.n.m. En este estudio se realizó una

investigación exploratoria de los depósitos de sínter en los géiseres de Alpehue, caracterizando sus ambientes de formación considerando la distribución, texturas, facies y mineralogía de estos depósitos de sínter en la ZVC, en particular de Puchuldiza y El Tatio en el Altiplano chileno de las Regiones I y II respectivamente.

1.3.- Hipótesis

Las texturas, mineralogías y facies de los depósitos de sínter silíceo dependen de distintos ambientes de formación según la composición, pH y temperatura del agua termal. Otros factores preponderantes en su formación se refieren a las condiciones ambientales y climáticas, y la presencia de comunidades de microorganismos en las aguas termales, las cuales pueden influenciar significativamente las tasas de precipitación y las texturas resultantes. Se plantea entonces que los depósitos de sínter en la zona de estudio, ubicados en la Cordillera de los Andes del sur de Chile, poseen diferencias significativas respecto de sus homólogos en el Altiplano del norte de Chile (ej. El Tatio y Puchuldiza) al estar desarrollados en un ambiente de menor elevación y mayor precipitación. Se propone que estas diferencias en el ambiente de formación se deberían ver reflejadas en las distintas características mineralógicas, texturales y geoquímicas de los sínteres de Alpehue comparado con los del norte de Chile.

1.4.- Objetivos generales y específicos

El objetivo de esta investigación es identificar las condiciones ambientales de formación de los sínteres silíceos relacionados a los géiseres de Alpehue, y, a la vez, determinar su impacto en la precipitación de sílice, comparando estos depósitos con aquellos encontrados en el Altiplano del norte de Chile (El Tatio, Puchuldiza).

1.4.1- Objetivos específicos

1. Realizar un mapa geológico con énfasis en las características morfológicas y de facies de los depósitos de sínter de Alpehue, utilizando métodos de mapeo de campo con apoyo de un vehículo aéreo no tripulado (dron).
2. Identificar las morfologías y texturas presentes en las muestras de sínter, tanto a escala macroscópica como microscópica mediante la microscopía electrónica de barrido (SEM).
3. Definir el grado de cristalinidad de las muestras de sínter, utilizando técnicas de difracción de rayos X (XRD).
4. Determinar la composición química de cationes y aniones mayores y menores de las aguas termales de los géiseres de Alpehue y clasificarlas según sus parámetros fisicoquímicos (T°, pH, conductividad) y características hidrogeoquímicas.
5. Estimar la temperatura en profundidad mediante el uso de geotermómetros como Na/K, Na-Ca-Mg y sílice.
6. Elaborar un modelo conceptual de la formación de los depósitos de sínter de los géiseres de Alpehue, y realizar una comparación con depósitos de sínter de otras regiones en Chile.

CAPÍTULO 2: ÁREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLÓGICO

Los géiseres de Alpehue es un pequeño sistema geotermal ubicado en el flanco occidental de la caldera del volcán Sollipulli ($38^{\circ}59'S - 71^{\circ}30'W$), en el denominado Cajón de Alpehue, por donde circula el río Allipén (también conocido como Alpehue o Queipúe). Se sitúa a una altura promedio de 1350 msnm, donde la temperatura de ebullición a esta elevación geográfica corresponde a $95.5^{\circ}C$. En la superficie es posible evidenciar la actividad geotermal del sistema debido a la presencia de depósitos de sínter, fumarolas y fuentes termales incluyéndose géiseres, manantiales en ebullición, piscinas burbujeantes y piscinas de lodo. Actualmente corresponde al geositio N°15 del primer geoparque chileno “Kutralkura” (<http://geachile.sernageomin.cl/>).

El acceso principal desde la ciudad de Temuco es por la ruta S-51 hacia el este y luego la ruta S-61 hasta llegar a Melipeuco. Desde esta localidad se toma la ruta S-563 por aproximadamente 23 km en dirección sureste para posteriormente continuar con una caminata a través del río Allipén de 6 km hacia los géiseres (Figura 1).

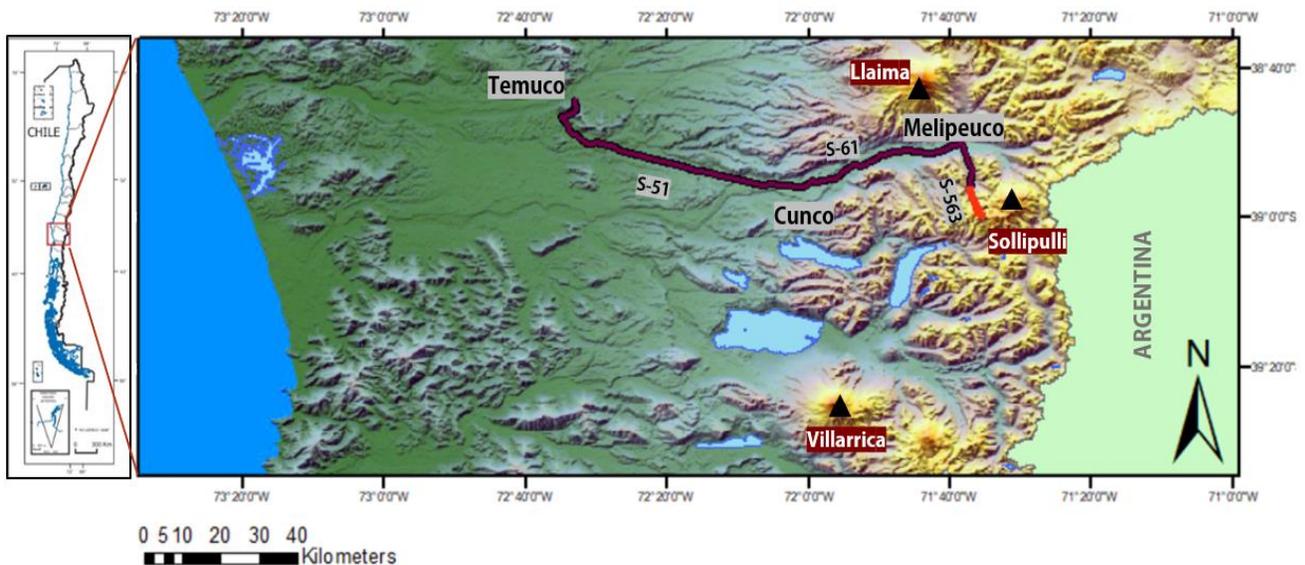


Figura 1: Mapa de acceso hacia la zona de estudio. La ruta en tono burdeo indica el recorrido en auto, desde Temuco hasta un poco más allá de Melipeuco, mientras que la ruta roja representa la caminata a través del río. Al norte se ubica el volcán Villarrica y al Sur el Volcán Sollipulli.

El volcán Sollipulli es un estratovolcán del Pleistoceno- Holoceno, ubicado casi al límite con Argentina en la Cordillera Principal del sur de Chile. Forma parte de la ZVS y se encuentra entre dos de los volcanes más activos de Sudamérica: el volcán Llaima hacia el norte y el volcán Villarrica hacia el sur. El Sollipulli consiste en una caldera de casi 4km de diámetro anidada en una más antigua y erosionada. Está rodeado por cráteres y conos de piroclastos; siendo los más importantes el cráter de Alpehue y los conos Redondo y Chufquén (Figura 2). Se estima que el volcán tiene un área basal de $250km^2$, un volumen de $85km^3$ y que su última erupción fue hace 700 años (Naranjo et al., 1993).

Según los trabajos de Naranjo et al. (1993) y Gilbert et al. (1996), los flancos del volcán tienen una morfología empinada e irregular debido al paso de numerosos flujos de lava. Por una parte, estos flujos han sido erosionados por los glaciares cercanos al borde de la caldera, y también, por la red de drenaje que se distribuye desde el glaciar anidado en el Sollipulli (Figura 2). Esto ha resultado en la formación de valles anchos en forma de U que se canalizan en valles estrechos con forma de

V, con paredes laterales abruptas y de morfología inmadura, como, por ejemplo, el Cajón de Alpehue.

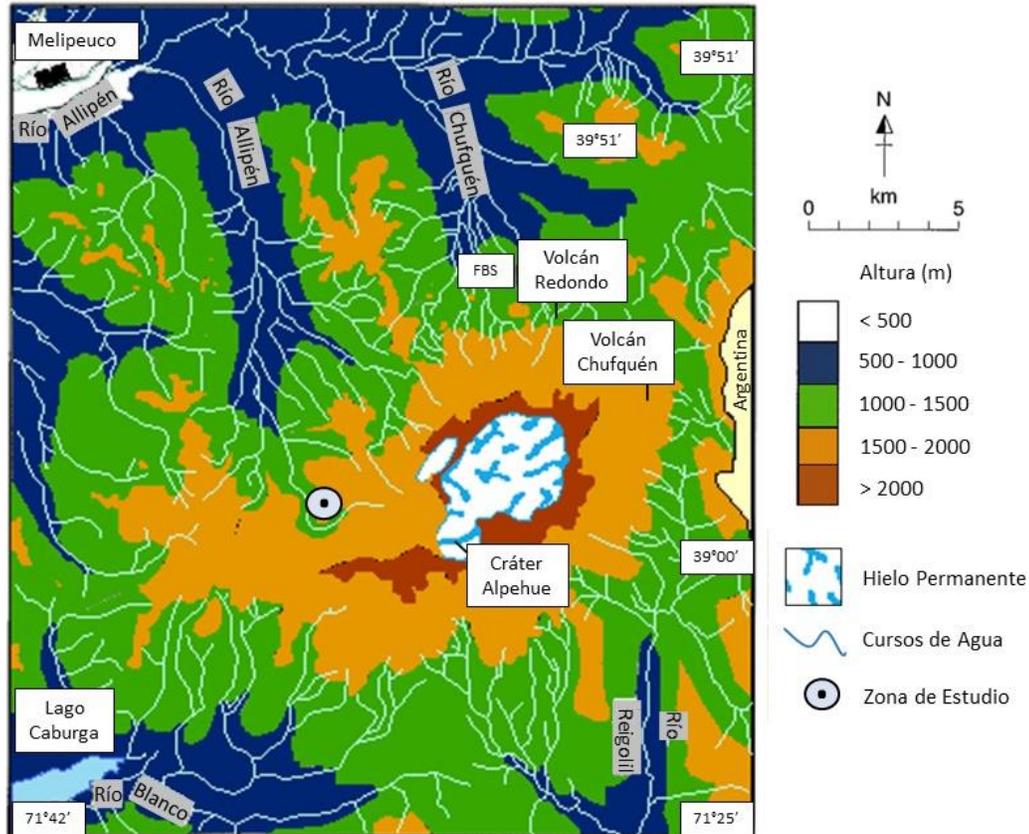


Figura 2: Mapa de la ubicación del volcán Sollipulli que muestra los ríos de descarga principales, la ciudad de Melipeuco, el cráter de Alpehue y los volcanes Redondo y Chufquén. Modificado de Gilbert et al (1996).

Regionalmente destacan dos sistemas de fallas en la ZVS (Figura 3A): el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (LOFS en inglés) y el Sistema de Fallas de Larga Vida Oblicuo al Arco (ALFS en inglés), también conocido como Fallas Transversales de Los Andes (ATS) (Cembrano y Lara, 2009; Sánchez et al., 2013; Pérez-Flores et al., 2016; Santibáñez et al., 2019). Estos sistemas de fallas habrían controlado el emplazamiento del conjunto de volcanes de la Cordillera Principal en la ZVS (Suárez y Emparán, 1997).

- **LOFS:** es un sistema de intra-arco activo que domina la ZVS entre los 38°S y los 47°S con 1200 km de largo (Pérez-Flores et al., 2016). Tiene un rumbo NS a NNE en sus trazas maestras y NE en sus trazas subsidiarias. Este sistema acomoda el esfuerzo mediante movimientos de cizalle dextral y dextral-normal principalmente desarrollado en los últimos 6 Ma (Cembrano y Lara, 2009).
- **ALFS/ATS:** es un sistema de fallas de rumbo NW oblicuas a Los Andes actuales, interpretadas como fallas antiguas del basamento reactivadas recientemente (Melnick et al., 2009) el cual convive espacialmente con el LOFS (Sánchez et al., 2013).

A nivel local, el Volcán Sollipulli se ubica entre dos zonas de fallas de dirección NS-N10E, paralelas. La más occidental corresponde a la traza de la zona de falla Liquiñe-Ofqui; y la más oriental a una de sus ramas denominada falla Reigolil-Curarrehue asociada al valle del río Reigolil (Figura 3B). Entre ambas se encuentra además un juego de fisuras que afectan al volcán de

dirección N70E (Naranjo et al., 1993).

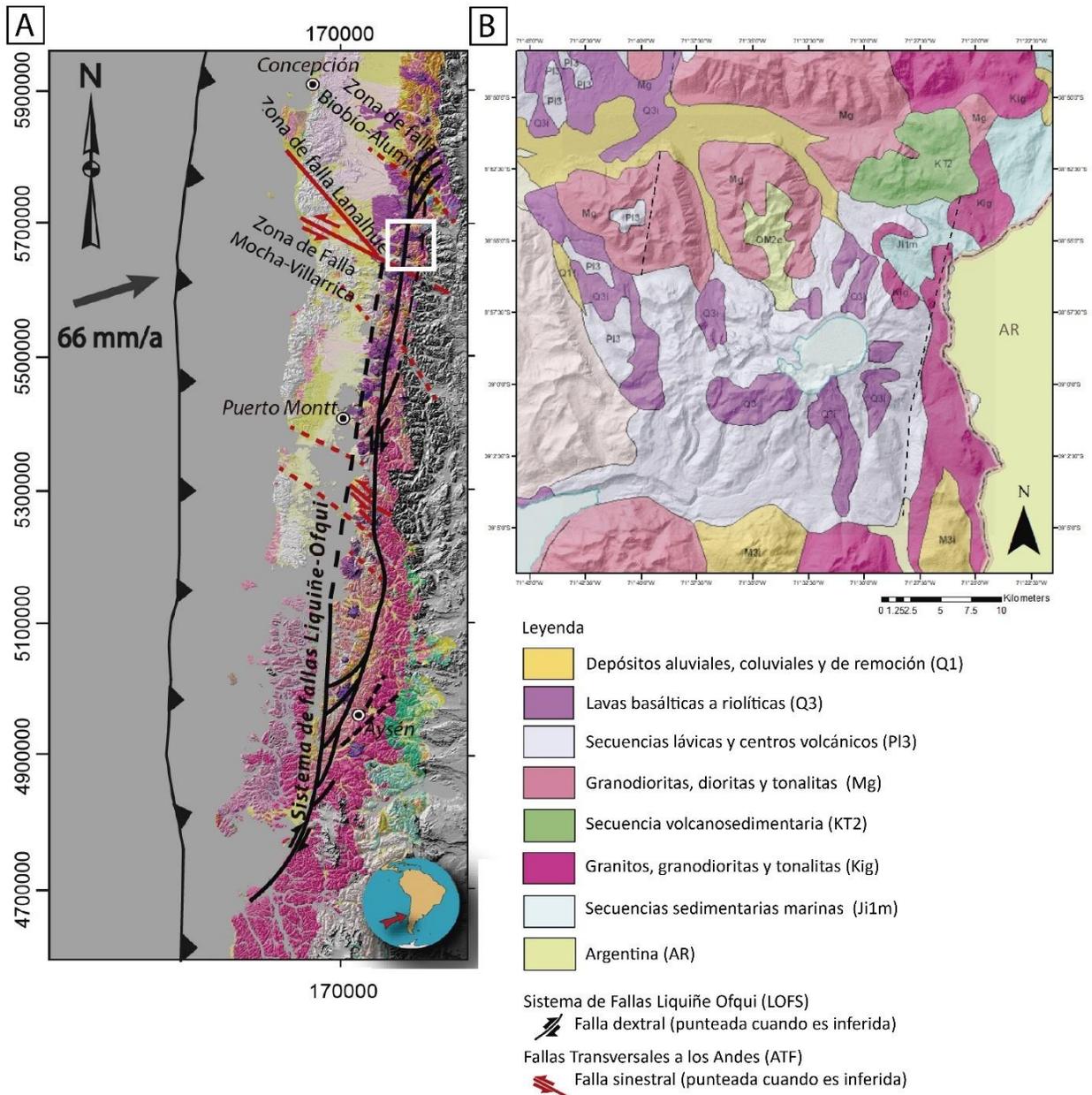


Figura 3: (A) Mapa geológico regional de la Zona Volcánica Sur que muestra los sistemas de fallas LOFS y ALFS/ATF, tomado de Sánchez et al., 2013. (B) Mapa geológico del volcán Solipulli, tomado de la base geológica escala 1:1.000.000 SERNAGEOMIN.

En esta zona existe, además, un cambio marcado del basamento del arco volcánico: entre los 33°S y los 37°S este está compuesto por rocas volcano-sedimentarias del Mezo-Cenozoico, intruídas localmente por plutones Mio-Pliocenos (Charrier et al., 2002), mientras que, al sur de los 38°S, los volcanes se construyeron directamente sobre las rocas plutónicas Meso-Cenozoicas del Batolito de la Patagonia (Folguera et al., 2003; Cembrano y Lara, 2009).

Las unidades litológicas que afloran en el área de estudio se detallan a continuación, de más antiguas a más jóvenes. Estas fueron descritas por Naranjo et al. (1993), Suárez y Emparán (1997) y Moreno y Lara (2008) y se muestran a grandes rasgos en el mapa de la Figura 3B.

Fm. Nacientes del Biobio (Ji1m): secuencia sedimentaria y volcánico- marina: el miembro Icalma compuesto por lavas almohadillas y brechas volcánicas con intercalaciones de lutitas, areniscas (turbiditas) y tobas, con horizontes fosilíferos. Por su parte el miembro Lolén Pacunto corresponde a limonitas, areniscas (turbiditas), tobas y horizontes fosilíferos. (Jurásico inferior- medio)

Grupo plutónico Gualletué (Kig): tonalitas, granodioritas, monzogranitos y dioritas cuarcíferas. Localmente presentan cataclasis (Jurásico superior- Cretácico superior)

Granitoides Reigolil (Kig): granitos, dioritas y granodioritas subordinadas. Esta unidad tendría continuidad con parte del Grupo plutónico Galletué.

Grupo plutónico Melipeuco (Mg): monzogranitos y granodioritas, con dioritas cuarcíferas y tonalitas subordinadas, donde localmente presentan cataclasis (Mioceno)

Fm. Malleco (P13): consiste en una secuencia volcánica continental, donde el miembro (a) se constituye por basaltos de olivino y andesitas basálticas. (Plioceno- Pleistoceno inferior).

Conjunto de volcanes de la cordillera principal (Q3): Pleistoceno inferior – Holoceno. Estos depósitos fueron descritos como:

- **Unidad Nevados de Sollipulli 1, 2, 3 y 4:** rodean los flancos del volcán y corresponden principalmente a lavas, brechas y tobas de distintos ciclos eruptivos.
- **Unidad Sollipulli 4:** ignimbrita Alpehue (2900 años) cubre un área de a lo menos 40km², de espesores variables entre pocos metros hasta 30m, la cual aflora en los valles de Alpehue (noroeste), Blanco (suroeste) y Sollipulli (sureste).
- **Conos de piroclastos:** centros de emisión más antiguos.

Las lavas del volcán Sollipulli se caracterizan por un amplio rango de composiciones que varían de basálticas a traquidacíticas (Lachowycz et al., 2015). Petrográficamente, corresponden a rocas porfídicas (<20% de fenocristales) con una masa fundamental (> 80%) de vidrio y microlitos de plagioclasa. El contenido de SiO₂ varía entre 53.5 y 67.5% en peso (Suárez y Emparán, 1997).

2.1.- Clima e hidrografía

De acuerdo con la clasificación de Koeppen y Geiger (1936) la zona de estudio se caracteriza por dos tipos de climas: el templado cálido, de menos de 4 meses secos y el de hielo por efecto de la altura. El primero se ve representado en los meses de verano donde la temperatura tiene un promedio de 20°C, llegando incluso hasta los 30°C, con lluvias ocasionales. Mientras que el segundo se representa en los meses de invierno, debido principalmente al efecto de la altura, donde las precipitaciones en forma de nieve comienzan a permanecer desde mayo en adelante, logrando su máxima acumulación entre agosto y octubre. En efecto, la isoterma cero se sitúa alrededor de la cota 1000 durante la estación invernal y las temperaturas pueden llegar hasta los - 20°C (Moreno y Lara., 2008).

En la zona existe una gran cantidad de precipitaciones que ocurren durante el año, estimándose un promedio anual de 2077 mm/año para el período 1989- 2016. Las cuales se concentran en los meses de invierno (abril- septiembre) estimándose 251,34 mm/mensuales para el mismo período (Datos de estación Tricauco, DGA), en particular, para el año 2016, la isoyeta representante del área de

estudio correspondía a 2200 mm anuales (Figura 4). Debido a estos valores la lluvia en la zona se clasifica como de alta intensidad.

Por otra parte, la red de drenaje presente en el área de estudio se genera debido a los deshielos del glaciar de 2km³ (Naranjo et al., 1993) albergado en la caldera del volcán Sollipuli (Gilbert et al., 1996) y es representada por los ríos Chufquén y Allipén (Figura 2).

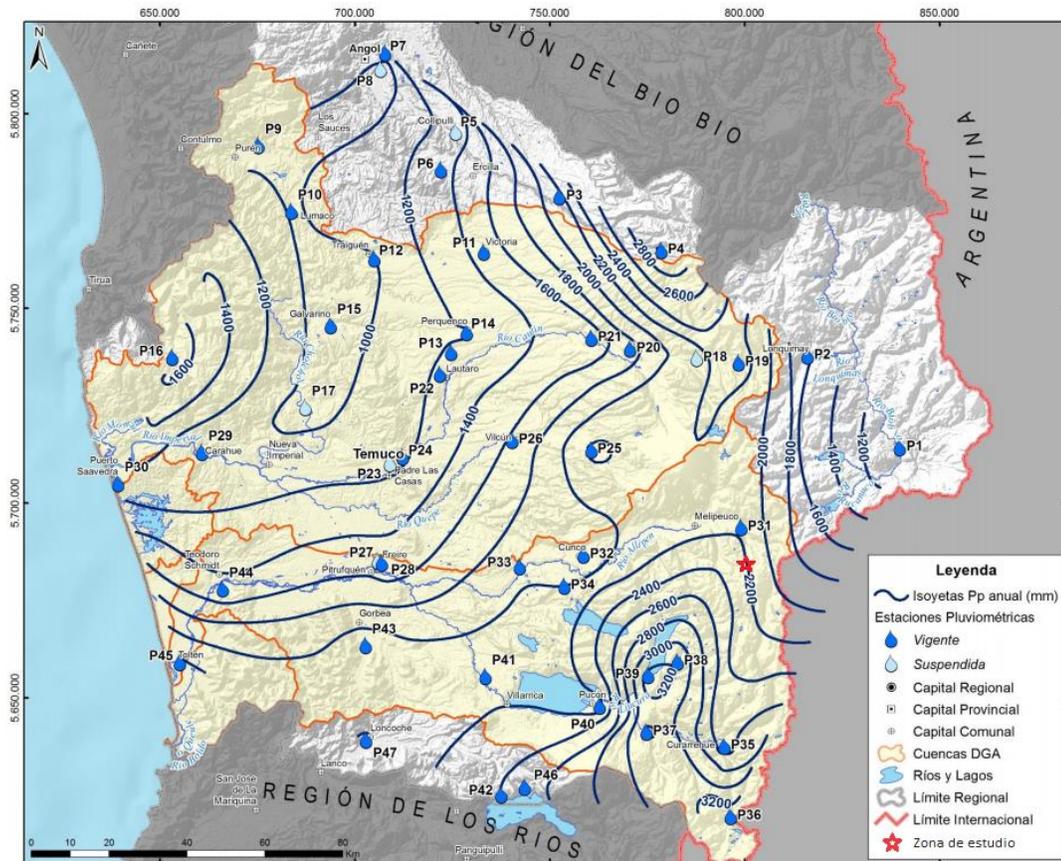


Figura 4: Mapa Región de la Araucanía con curvas isoyetas de precipitaciones anuales promedio (mm) para el año 2016. La zona de estudio coincide con la isoyeta de 2200 mm anuales. Modificado de “Estudio hidrogeológico, Región de la Araucanía” ARCADIS CHILE S.A

CAPÍTULO 3: ANTECEDENTES GENERALES DE DEPÓSITOS DE SÍNTER

3.1.- Manifestaciones termales y sínter silíceo

En sitios tectónicamente activos y de volcanismo reciente se generan sistemas geotermales dinámicos, convectivos y de alta temperatura (entalpía), donde el calor magmático conduce a la circulación de aguas meteóricas y su interacción agua-roca (Renaut y Jones, 2011). Los fluidos geotermales circulan a pocos kilómetros de profundidad mediante fallas, fracturas y horizontes permeables, y al reaccionar con la roca huésped adquieren los solutos de ésta (Renaut y Jones, 2011). Las aguas geotermales se clasifican entonces, según el anión dominante, en aguas cloruradas, sulfatadas y bicarbonatadas las cuales generan distintos tipos de depósitos como sínter silíceo, salinos, de azufre nativo, de sulfatos y travertino (Nicholson, 1993).

En particular, los depósitos de sínter silíceo se forman por la descarga de aguas cloruradas alcalinas de las fuentes termales, las cuales al alcanzar la superficie se enfrían y evaporan precipitando la sílice transportada en solución generando así el sínter.

Los depósitos de sínter son la evidencia en superficie de un reservorio geotermal a más de 175°C en profundidad (Fournier y Rowe, 1966) debido principalmente a que demarcan la posición del outflow del sistema (Figura 5) (Jones y Renaut, 2011). Además, éstos son de interés económico debido a que pueden concentrar metales preciosos como Au, Ag y Cu, según la abundancia de estos en los fluidos termales que los generan (Sánchez-Yáñez et al., 2016). Los depósitos de sínter gracias a sus características texturales permiten generar un mapeo según los distintos gradientes de temperaturas (Lynne, 2012) y así los sínteres activos e históricos se pueden usar como trazadores para identificar sistemas geotermales de alta temperatura o sistemas epitermales de baja sulfuración, y con esto, generar blancos para tecnologías de exploración más avanzadas como métodos geofísicos (Lynne, 2012; Sillitoe, 2015).

Es importante mencionar que las fuentes termales también pueden variar en tamaño, profundidad, forma y tipo de descarga (Renaut y Jones, 2011) lo que influye en las propiedades hidrodinámicas del agua y en las morfologías de sínter presente (Braunstein y Lowe, 2001). En este trabajo se considerarán las siguientes manifestaciones termales superficiales:

- Manantiales termales: son las fuentes termales más comunes, con temperaturas por sobre el agua meteórica local, y que no presentan ebullición.
- Géiseres: fuentes termales caracterizadas por la descarga intermitente de agua, la cual es expulsada en forma de chorros y acompañada por una fase vapor, puede ser de tipo fuente o tipo cono (White, 1967)
- Perpetual spouter: corresponden a *jets* o chorros de agua y vapor expulsados constantemente, sin la periodicidad de los géiseres, su acción es continua en el tiempo (Campbell et al., 2015).
- Piscinas burbujeantes: fuentes termales que se desbordan periódicamente pero no suelen generar erupciones (Bryan, 2008).
- Piscinas o pozas de barro: son características de aguas termales ácidas sulfatadas, donde la alteración de la roca superficial forma minerales arcillosos en suspensión. (Allen y Day, 1935)

- “Vent o surgencia” se usará en este trabajo para describir el punto de emanación de las aguas termales.

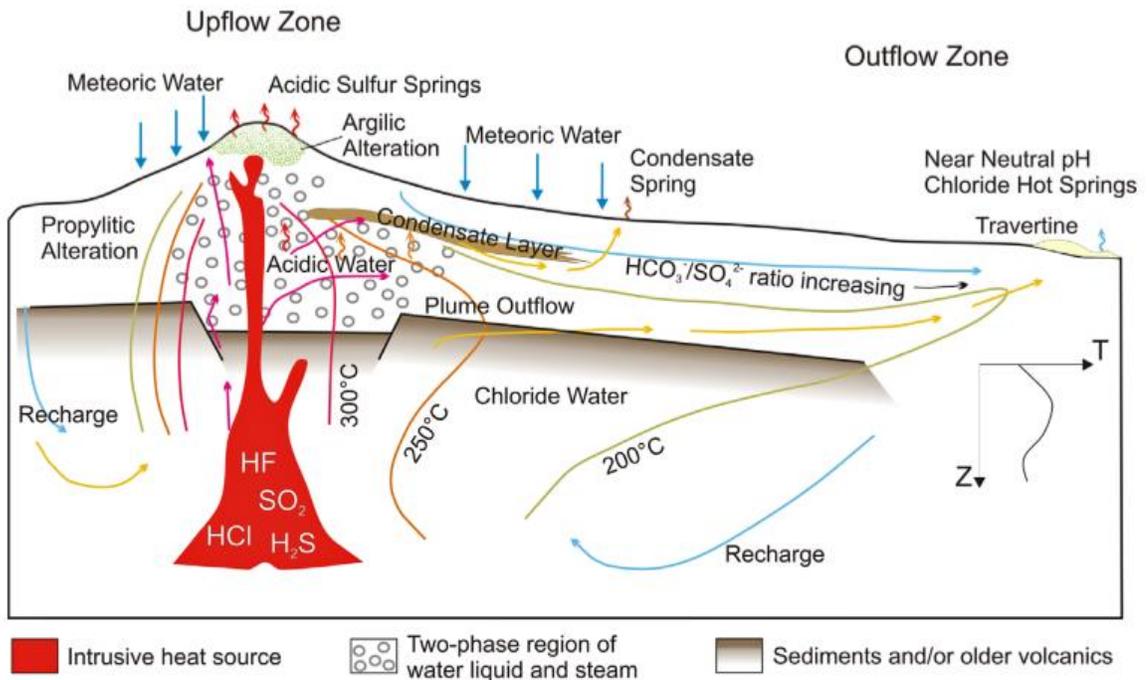


Figura 5: Tipo de sistema geotermal asociado a un arco volcánico en una zona de subducción. Modificado de Moek (2014)

3.2.- Litofacies de depósitos de sínter

Cady y Farmer (1996) presentaron un modelo transversal de las litofacies de sínter presentes en fuentes termales según los estudios realizados por Walter (1976a, 1976b). Este modelo divide las litofacies de sínter en tres según el gradiente de temperatura (Figura 6): (1) Ambiente proximal cercano al vent, con altas temperaturas (>60°C), (2) ambiente medio con temperatura moderada (60-35°C), y (3) ambiente distal con bajas temperaturas (<35°C). Cada una de estas litofacies está asociada a condiciones ambientales y texturas específicas, siendo controladas por diversos factores como la temperatura, el pH y composición del fluido, la hidrodinámica del agua, la topografía, la estación del año, el crecimiento bacteriano, etc. (Walter, 1976a, 1976b; Cady y Farmer, 1996; Braunstein y Lowe, 2001).

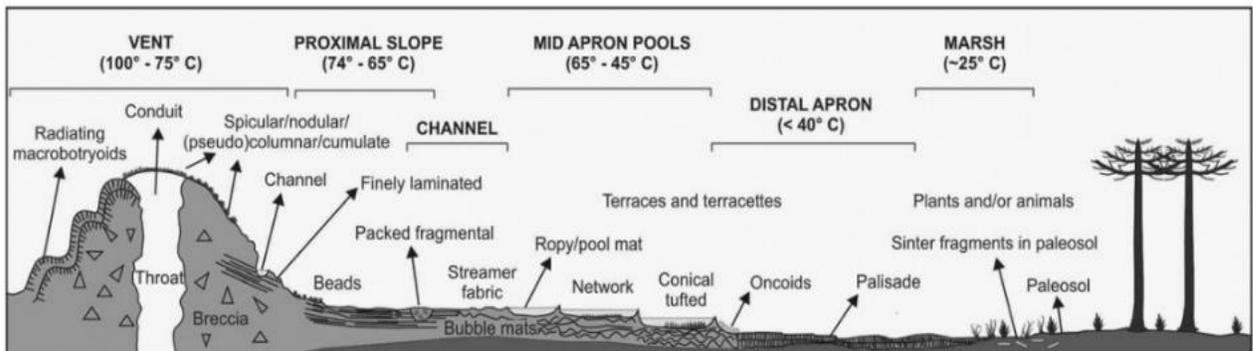


Figura 6: Sección transversal esquemática que ilustra las litofacies de fuentes termales. Desde la zona de ebullición (VENT), y continuando lateralmente por el ambiente proximal (proximal slope), ambiente medial (mid apron pools) y ambiente distal (distal apron). Tomada de Cady y Farmer (1996)

Ambiente Proximal/ Geiseritas

Es el ambiente de mayor temperatura ($>60^{\circ}\text{C}$) y la litofacies más común encontrada es la geiserita (White et al., 1964). Luego en transición lateral es posible observar texturas finamente laminadas en canales de desborde y piscinas someras (Lynne, 2012), las cuales dependen de la dinámica de las aguas. La litofacies geiserita es la de mayor interés para el desarrollo de este estudio y se ubica en las zonas humedecidas intermitentemente chapoteo de agua hirviendo (“zona de splash”) producto de la cercanía del vent. Se pueden producir geiseritas de forma subárea debido al rápido enfriamiento y evaporación del agua, o de forma subacuática debido a la polimerización de la sílice disuelta y su posterior precipitación (Walter, 1976a). La temperatura límite para la precipitación de geiserita fue definida por Walter (1976b) como la isoterma de 73°C , la cual coincide con la temperatura límite superior para las bacterias fotosintéticas, y puede ser usada como una guía en prospección geotérmica o de yacimientos epitermales de Au -Ag.

Las principales texturas presentes en geiseritas son espiculares, columnares, y nodulares (Braunstein y Lowe, 2001; Lynne, 2012; Campbell et al., 2015). Las distintas formas que pueden adquirir las geiseritas entregan información sobre su génesis. Walter (1976a) describe que las geiseritas columnares y espiculares son exclusivamente subaéreas mientras que las geiseritas oolíticas y pisolíticas ocurren en aguas turbulentas y permanecen en un ambiente principalmente subacuoso.

A continuación se describen las distintas morfologías y texturas características, dependiendo principalmente de las condiciones hidrodinámicas del agua (Walter, 1976a):

1) Texturas de zona de splash: las texturas subaéreas dependerán de la dinámica de las gotas eyectadas debido a la ebullición:

- Textura espicular (Figura 7A): son espículas muy finas de hasta varios milímetros de ancho y alto formadas en las zonas donde caen las gotas de agua más finas (Lowe y Braunstein., 2003).
- Textura columnar (Figura 7B, C): es similar a la anterior, excepto que puede alcanzar 10mm de alto y ancho y puede estar orientada de manera vertical o subvertical. La cima de la columna posee una superficie redondeada y lisa (Lynne, 2012).
- Textura nodular (Figura 7B, C, D): se observa principalmente en planta, puesto que transversalmente corresponde a la textura columnar. Esta consiste principalmente en pequeños nódulos agrupados y redondeados (<1 cm diámetro), se forman en zonas más secas, sometidas a menos salpicaduras, pero aun así a altas temperaturas (Walter, 1976a; Campbell et al., 2015; Hamilton et al., 2019).

2) Texturas de sinter digitada (Figura 8A, B): en una dinámica de desborde intermitente de agua se genera la textura de sinter digitada (*digitate sinter rim* en inglés). Esta se forma alrededor de piscinas y/o canales de descarga y consiste en una textura de aspecto irregular con crestas suavizadas, las cuales son separadas por grietas u horizontes laminares discontinuos (Lynne, 2012)

3) Texturas lily-pad (Figura 8C, D): finalmente alrededor de fuentes termales donde el agua no se desborda, se generan texturas de *lily-pad*, llamadas así por su similitud a las flores ninfeáceas. Estas presentan formas irregulares y una baja amplitud. Se forman debido al movimiento capilar del agua, donde alcanzan y humedecen el sinter aéreo, previamente formado (Renaut et al., 1996; Lynne, 2012).

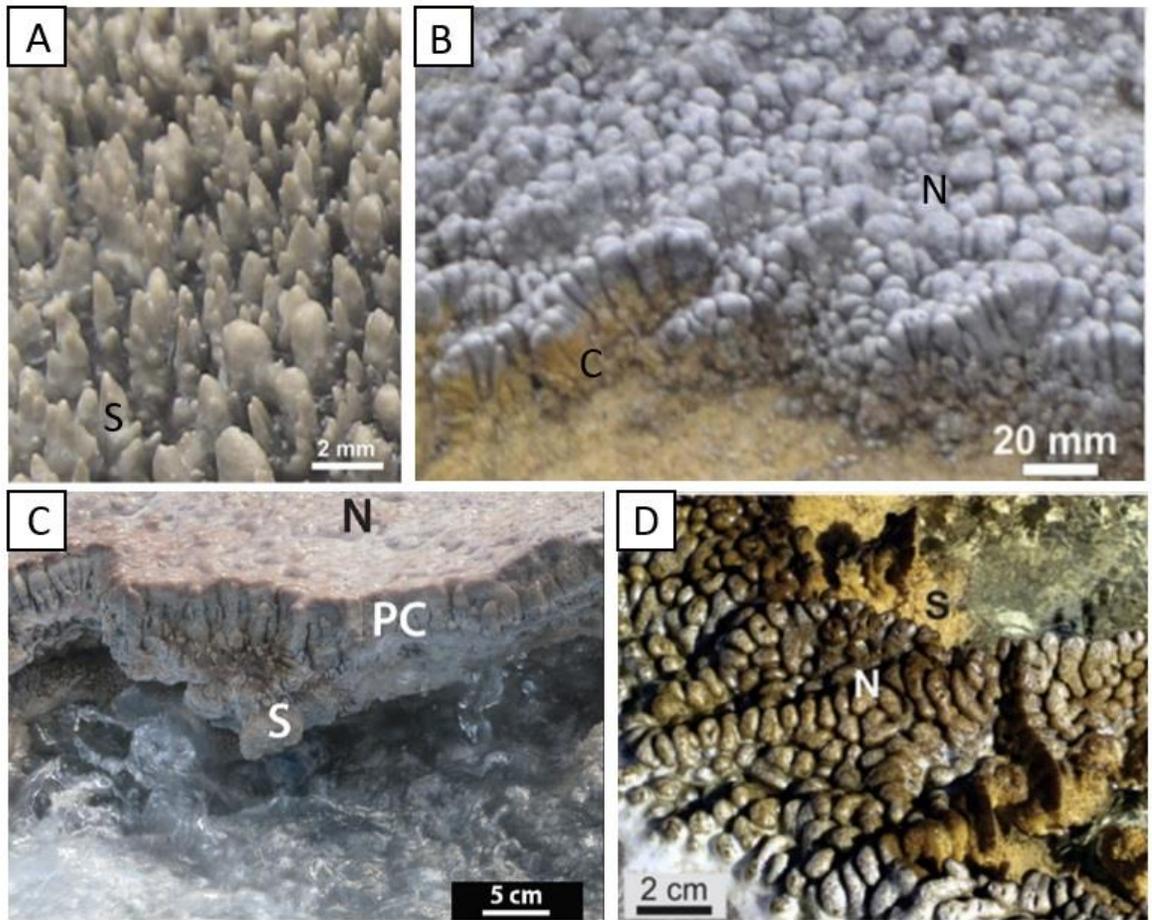


Figura 7: Morfología de los distintos tipos de geiseritas descritos. (A) Espicular (S), (B) Columnar (C) y nodular (N), (C) Nodular (N), pseudocolumnar (PC) y espicular (S). (D) Nodular (N) vista en planta. Modificado de Lynne et al 2012, Campbell et al 2015, Hamilton et al. (2019)

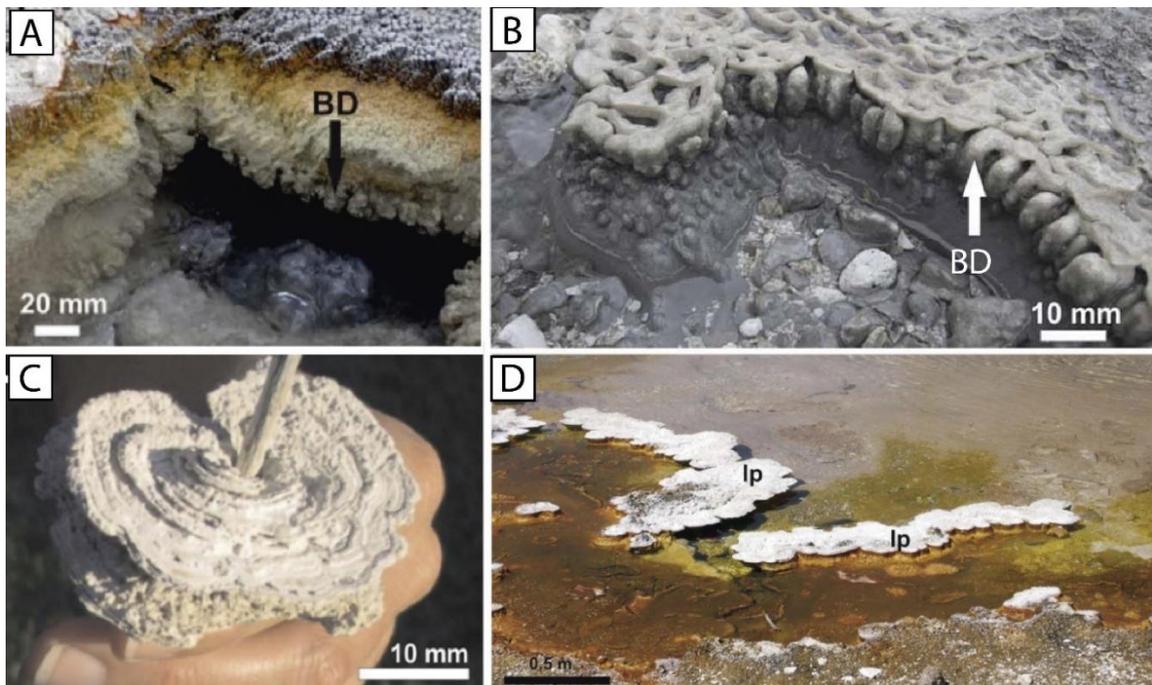


Figura 8: Texturas de sínter de alta temperatura. (A-B) Textura de sínter digitada (BD). (C-D) Textura de lily-pad (lp). Tomado de Lynne 2012.

Ambiente Medio

Siguiendo un perfil lateral según el gradiente de temperatura se tiene el ambiente medial (Figura 6), que por lo general son áreas de pendiente media y temperatura entre 35 y 60°C, destacan principalmente los canales de descarga los cuales poseen tonos anaranjados debido a la alta presencia de bacterias (Lynne, 2015). Este ambiente es muy diverso en términos de texturas debido a que éstas registran la silicificación de la estera microbiana en particular de las bacterias fotosintéticas que viven a estas temperaturas (Hamilton et al., 2019). Por ende, las texturas son principalmente controladas por esta comunidad en relación con la profundidad, el volumen y el caudal del fluido de descarga (Cady y Farmer, 1996) y también, la tasa de precipitación vs el crecimiento microbiano (Lynne, 2015).

- Textura de streamer (canales) (Figura 9A): se forma en canales de descarga subacuáticos con rápidas corrientes de agua, donde el paso de ésta genera que las comunidades microbianas formen hebras o filamentos. Por ende, cuando se cubren con sílice generan esta textura paralela a la dirección del flujo (Hamilton et al., 2019).
- Textura estromatolítica (Figura 9B): crecen hacia arriba desde el fondo de piscinas relativamente profundas con forma curva convexa y comprenden finas laminaciones onduladas (<5 mm) que se acumulan (Drake et al., 2014; Hamilton et al., 2019).
- Textura de red (Figura 9C): es una característica de la superficie donde se acumulan hilos irregulares de sílice (< 1mm) siguiendo un patrón de malla desigual. Se encuentra alrededor de los márgenes de secado de piscinas de temperaturas moderadas donde las cianobacterias se silicifican y se asemejan a una red (Guido y Campbell., 2011)
- Textura de Oncoides (Figura 9D): son esferas irregulares (<2 cm de diámetro) que consisten en laminaciones concéntricas de sílice (<1 mm) que son influidas por microorganismos, y se acumulan en áreas de flujo laminar intermitente (Renaut et al., 1996).

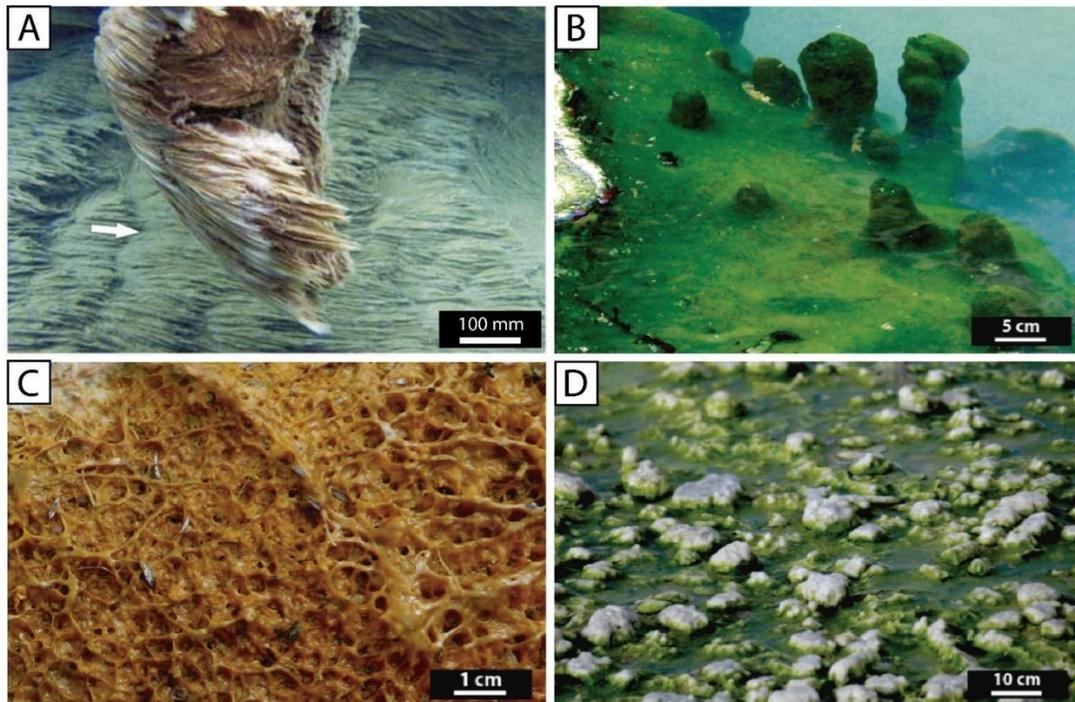


Figura 9: Texturas de ambiente medio. (A) Textura de canales paralela a la dirección del flujo. (B) Textura estromatolítica. (C) Textura de red. (D) Textura de oncoides. Tomado de Lynne (2012), Hamilton et al. (2019).

Ambiente Distal

Finalmente, en la zona de menor temperatura se encuentra el ambiente distal, que está representado por sínter enriquecido en materia orgánica, en áreas con temperaturas tibias y cálidas del agua (<35°C) donde los canales inundan plantas pequeñas (Campbell et al., 2004).

- Textura de terrazas (Figura 10A): de morfología escalonada con espesores variados desde cm hasta 1km de diámetro, se producen por la precipitación de sínter en un ambiente con flujo laminar. Las terrazas poseen bordes elevados (como una presa) y piscinas embalsadas poco profundas (<10cm) (Guidry y Chafetz, 2002; Campbell et al., 2015). Se cree, además, que son las estructuras que tienen la mejor conservación a largo plazo (Guidry y Chafetz, 2002). En general son de ambiente medio- distal pero para efectos de este trabajo se considerarán distal.
- Texturas de palisade (Figura 10B): consisten en laminaciones gruesas a horizontes delgados (desde mm a 2cm de grosor) de microorganismos filamentosos alineados de forma perpendicular a la laminación. Se producen principalmente por la silicificación de las cianobacterias *Calothrix* expuestas a las bajas temperaturas de este ambiente (Hamilton et al., 2019).

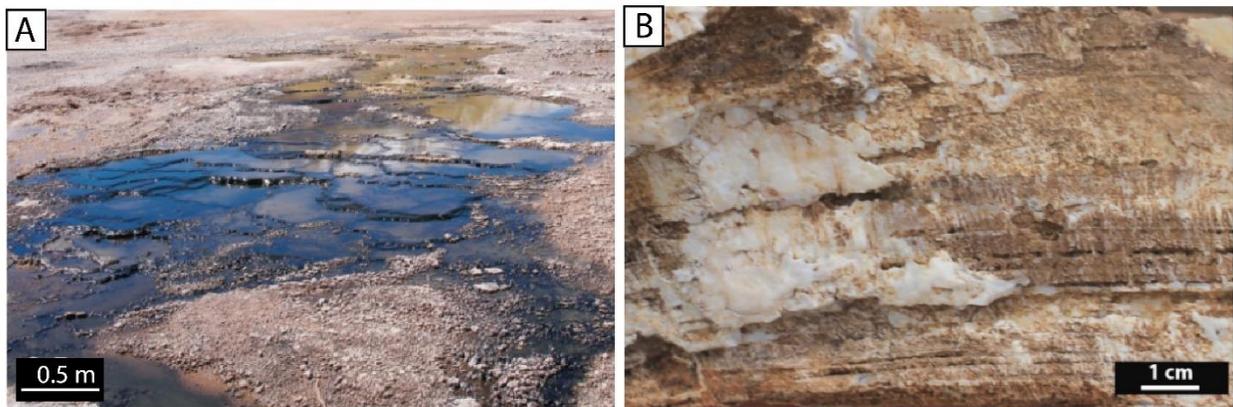


Figura 10: Texturas ambiente distal. (A) Textura terrazas. (B) Textura palisade. Tomado de Lynne et al., 2012 y Hamilton et al., 2019

Las fuentes termales actuales constituyen ambientes extremos para la vida, ya que albergan organismos completamente adaptadas a las altas temperaturas (Reysenbach y Cady, 2001). Por esto, se plantea que los sistemas hidrotermales deben haber jugado un rol fundamental en la evolución temprana y en la síntesis endógena de componentes orgánicos prebióticos los cuales fueron las bases para la vida (Farmer, 2000). Los organismos extremófilos que habitan estos ambientes incluyen los termófilos y termoacidófilos, los cuales tienen implicancias para entender el origen de la vida en la Tierra y su potencial presencia en otros planetas (Jones y Renault, 2011).

Los depósitos de sínter silíceo que precipitan alrededor de fuentes hidrotermales son capaces de registrar las condiciones ambientales e hidrológicas al tiempo de su formación y, también, las características de la población biológica que prolifera en estas aguas termales (Walter, 1976b). Esto debido a que mientras precipita la sílice las esteras microbianas se recubren con ópalo-A, y cuando la tasa de precipitación de la sílice supera la tasa del crecimiento microbiano, los microbios son sepultados y silicificados (Lynne, 2012).

La distribución de los microorganismos alrededor de las fuentes termales es controlada principalmente por la temperatura, pH y química del agua (Jones y Renault, 2011). A temperaturas

sobre 73°C dominan las arqueas y las bacterias (con diámetros <1µm) (Farmer, 1999), posteriormente, entre los 73°C- 40°C se desarrollan las bacterias fotosintéticas o cianobacterias (Cady y Farmer, 1996; Farmer, 2000), las que generan una gran variedad de colores en las esteras (verde, naranja, marrón) y por lo general se localizan en lugares permanentemente humedecidos por el flujo del agua térmica (Renaut y Jones, 2011) y, finalmente, a temperaturas <40°C continúan las cianobacterias y comienzan a aparecer las plantas (Cady y Farmer, 1996). La Figura 6 resume lo descrito anteriormente.

La silicificación de todos los componentes bióticos y abióticos (microorganismos, polen, plantas y depósitos de sínter más antiguos) resulta en la preservación de una variedad textural, en donde cada una refleja condiciones ambientales específicas, como la temperatura del agua y/o la dirección del flujo (ej. Cady y Farmer, 1996; Guidry y Chafetz, 2003). Gracias a esto, los depósitos de sínter proveen registros valiosos de las condiciones paleo-biológicas, paleo-hidrológicas y paleo-ambientales en ambientes hidrotermales (Lynne, 2012).

Los sistemas hidrotermales terrestres, por ende, son escenarios análogos para estudiar el surgimiento y proliferación de la vida temprana en la Tierra y en Marte (Squyres et al., 2008). Los depósitos de sínter en Marte han sido comparados con los de El Tatio, en el norte de Chile (Ruff y Farmer, 2016), debido a las condiciones ambientales extremas en la zona (escasa lluvia, alta tasa de evaporación, alta radiación y oscilación térmica).

3.3.- Fases cristalinas y micro-morfologías del sínter silíceo

Con el enfriamiento, la separación del vapor y la evaporación, el agua termal se vuelve supersaturada en sílice y precipita en primer lugar como fases hidratadas de la sílice formando así los depósitos de sínter opalino (Fournier, 1985).

Herdianita et al. (2000a) propuso un modelo de maduración o diagénesis del sínter silíceo en el cual se depositaría en primer lugar principalmente ópalo-A no cristalino, una fase amorfa de la sílice hidratada, y progresivamente éste se transformaría en las fases paracristalinas de ópalo-CT y ópalo-C para finalizar en la fase microcristalina de cuarzo (Figura 11).

Además de los cambios mineralógicos, existirían también una serie de cambios texturales:

En la primera fase, la morfología del ópalo-A consistiría principalmente en esferas no cristalinas, con un diámetro entre 1-8 µm. Posteriormente estas esferas se transformarían en nanoesferas de ópalo-A/CT con diámetros entre 200-400 µm. Al seguir aumentando el grado de maduración, se formarían partículas esféricas compuestas por cristales afilados o lepiesferas de ópalo-CT y/u ópalo-C, las cuales se juntan en agregados microbotroidales de 10-30 µm de diámetro. La fase final transforma las lepiesferas de ópalo-C en microcristales de cuarzo (Herdianita et al., 2000; Lynne et al., 2005). Estos cambios morfológicos se pueden estudiar a través del microscopio electrónico de barrido (SEM).

Mediante la técnica de difracción de rayos-X (XRD) se puede determinar el grado de cristalinidad de la sílice, calculando el valor del ancho medio del peak de difracción (Full Width at Half Maximum -FWHM). Este parámetro ha sido definido como una guía para el grado de orden o desorden relativo de la estructura de la sílice o el grado de maduración dentro de cada fase de ésta (Herdianita et al., 2000). El ordenamiento estructural aumenta según el grado de maduración de la sílice, y esto se ve reflejado en el FWHM: el ópalo-A y el ópalo A/CT produce patrones de XRD con bandas anchas características y valores entre 8-6° 2θ mientras que el ópalo-CT, el ópalo-C y el cuarzo producen señales cada vez más puntiagudas y estrechas con valores 6-3.5° 2θ, 2.5-1° 2θ

y 0.4-0.1° 2θ respectivamente (Lynne et al., 2005). La Figura 12 ilustra los patrones característicos de difracción para cada fase de sílice acompañado de la morfología típica que se esperaba observar en el SEM.

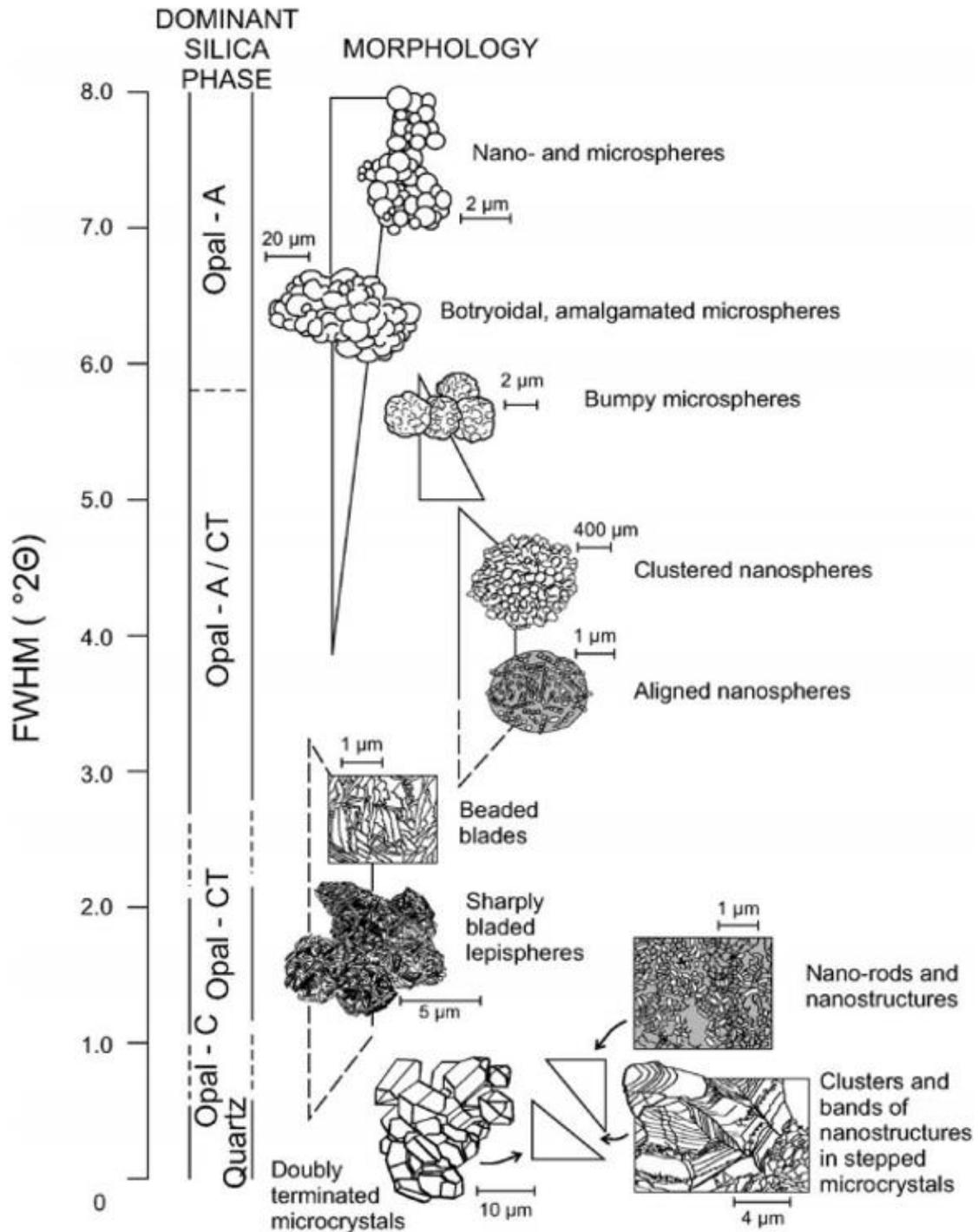


Figura 11: Cambios morfológicos y mineralógicos que ocurren en la diagénesis de la sílice en depósitos de síntesis. Tomado de Lynne (2005).

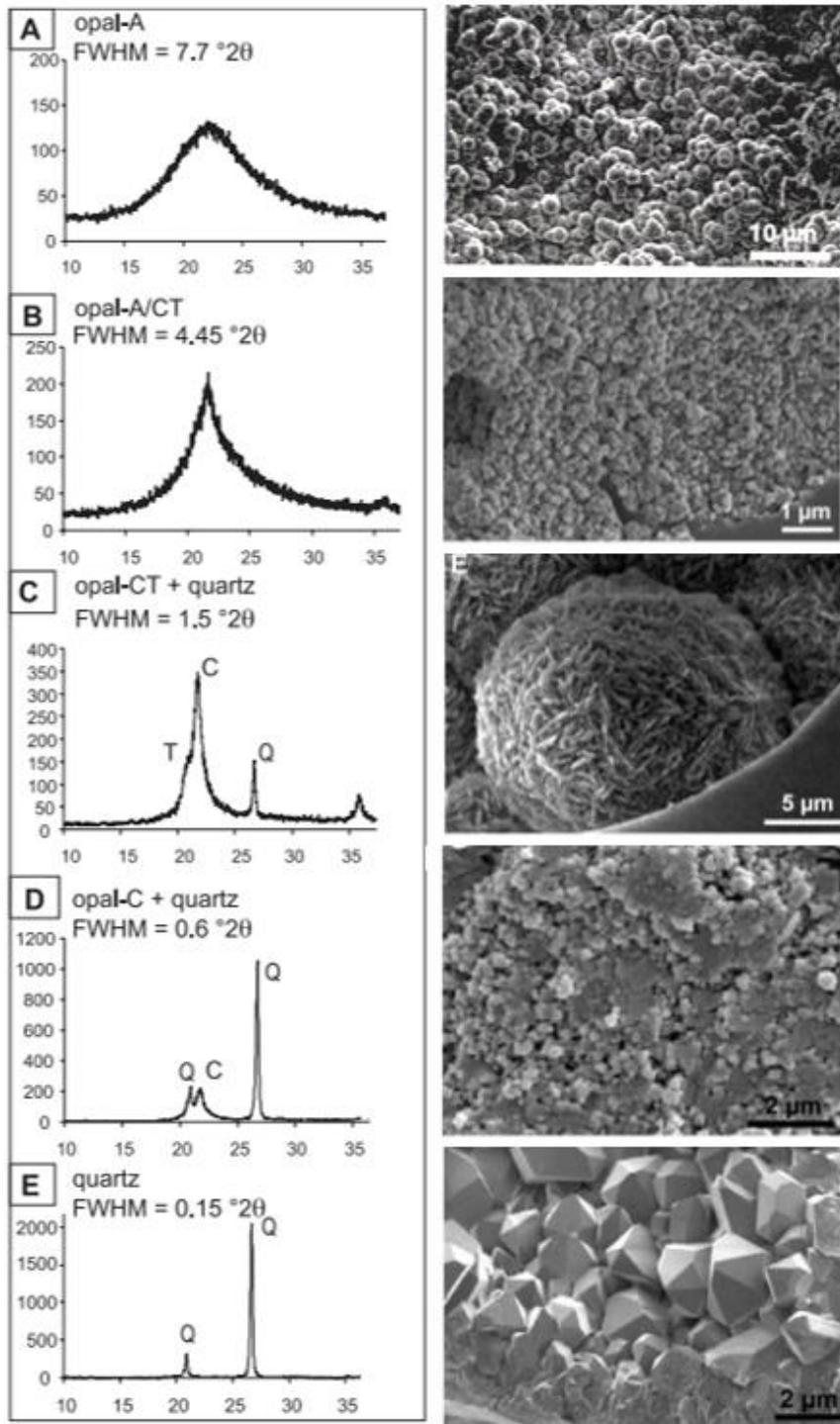


Figura 12: Diagrama que muestra los resultados del difractograma de XRD para cada fase silícea (derecha) acompañado de su morfología vista en SEM (izquierda). (A) Ópalo-A. (B) Ópalo A/CT. (C) Ópalo CT + cuarzo. (D) Ópalo C + cuarzo. (E) Cuarzo.

Durante estas modificaciones las partículas de sílice aumentan y disminuyen su tamaño un gran número de veces, desde micro a nano partículas mediante los procesos de diagénesis, disolución, reprecipitación y recristalización (Lynne et al., 2005).

Estos cambios o transiciones estructurales han sido interpretados como dependientes del tiempo

(Herdianita et al., 2000). Sin embargo, estudios más recientes han demostrado que los cambios diagenéticos pueden ser episódicos en tiempo y también en el espacio (Lynne et al., 2005). Esto implicaría que las condiciones post depositacionales afectarían las tasas de diagénesis acelerando o retrasando la diagénesis (Lynne et al., 2006).

3.4.- Depósitos de sínter en Chile

En Chile, los estudios realizados en depósitos de sínter silíceo han sido enfocados principalmente a la zona norte en la I y II región del país (Fernandez-Turiel et al., 2005; Tassi et al., 2010; Nicolau et al., 2014; Muñoz-Sáez et al., 2016; Sánchez-Yáñez et al., 2017; Slagter et al., 2019), donde de norte a sur los sistemas geotermales más reconocidos son: Surire, Puchuldiza- Tuja, Pampa Lirima, y El Tatio, mientras que depósitos en el sur del país han sido escasamente descritos (Sepúlveda et al., 2005; Melosh et al., 2012)

A continuación, se detallan las principales características que tienen los campos geotermales de El Tatio y Puchuldiza debido a que son los que poseen depósitos de sínter de mayor extensión y los más estudiados en la literatura.

Ambos campos forman parte de la zona volcánica central (ZVC), ubicados en el altiplano chileno a una latitud de 19°S (Puchuldiza) y 22°S (El Tatio) y se encuentran a una altura > 4200 msnm, lo que genera un bajo punto de ebullición del agua ~86°C, y lo que resulta además, en una alta radiación UV-A y UV-B (Férrnandez-Turiel et al., 2005). En general poseen bajas tasas de precipitación (<100mm/año), con lluvias concentradas entre Noviembre y Marzo (Zhou y Lau, 1998), y también se caracterizan por una gran oscilación térmica que puede alcanzar hasta los 35°C (Férrnandez-Turiel et al., 2005). Las aguas poseen un pH entre 6 – 8 y una alta conductividad eléctrica (Ortiz et al., 2008; Muñoz-Sáez et al., 2016)

Puchuldiza se ubica en la I Región de Tarapacá a 150km de la ciudad de Iquique. Este campo tiene una extensión de 1km² y la descarga de sus fluidos está principalmente controlada por las fallas Churicollo, Puchuldiza y Tuja (Tassi et al., 2010). En sus depósitos de sínter han sido descritas todas las fases de cristalinidad de la sílice: ópalo-A, ópalo-A/CT, ópalo-CT/C y ópalo C/cuarzo y, además, se ha caracterizado como un depósito con concentraciones anómalas de especies metálicas en superficies (Sánchez-Yáñez et al., 2017).

Por otro lado, El Tatio se ubica en la II Región de Antofagasta a ~ 100km al NE de la ciudad de Calama. Se estima que cubre un área aproximada de 10km², en donde se han documentado 80 géiseres activos, repartidos en 3 cuencas distintas (Glennon y Pfaff, 2003). Es el campo geotermal más grande del hemisferio sur y el tercero más grande del mundo después de Yellowstone en Estados Unidos, y El Valle de los Géiseres en Kamchatka, Rusia (Hurwitz y Manga, 2017). El patrón estructural que domina en la zona es un sistema de horst y graben de orientación NE (Muñoz-Sáez et al., 2016). La dirección del viento es predominantemente del oeste con velocidades entre 3.7 y 7.5 m/s, mientras que el promedio anual de la tasa de evaporación en El Tatio es 131.9 mm/mes, alcanzando el máximo durante diciembre (183.2 mm/mes) y el mínimo durante junio (72,8 mm/mes) (Nicolau et al., 2014). Por otra parte, se estima una tasa de precipitación in-situ de 0.84 -2.92kg/m² al año (Nicolau et al., 2014; Slagter et al., 2019). A diferencia de Puchuldiza en El Tatio ha sido observada como fase dominante el ópalo-A y escaso ópalo-CT en zonas distales (Jones y Renaut, 1997; Glennon y Pfaff, 2003; Férrnandez-Turiel et al., 2005; Nicolau et al., 2014). Las edades de paleosínter obtenidas por Slagter et al. (2019) mediante radiocarbono comprenden un intervalo entre 10,840 ± 30 yrBP y 230 ± 35 yrBP.

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

4.1.- Mapeo y muestreo en terreno

Ocho fueron los sitios de muestreo estudiados en los géiseres de Alpehue. En cada uno de ellos se reconocieron uno o más geiseres y/o manantiales en ebullición activos. En total se recolectaron 23 muestras de sínter silíceo, las cuales se eligieron en base a su representatividad del depósito correspondiente a cada manifestación superficial. Para la identificación de los distintos tipos de ambiente se realizó una estimación preliminar de temperatura utilizando fotografías captadas con una cámara termal Flir one, cámara infrarroja portable que se puede conectar a un teléfono celular smartphone, en el que crea una imagen con una escala de color-temperatura entre los 98°C y 25°C, el grado de incerteza de la medición está entre $\pm 3^{\circ}\text{C}$ o $\pm 5\%$, dependiendo de las condiciones ambientales.

Por otra parte, se recolectaron 5 muestras de agua para análisis de cationes y aniones mayores, menores y trazas. En cada sitio de muestreo se midieron las respectivas condiciones de pH y temperatura de las aguas termales utilizando un ph-imetro y termómetro portátiles. La ubicación de los sitios de muestreo de roca corresponde a la ladera este del cajón de Alpehue, 7 ubicados sobre esta y uno en contacto con las aguas del río. Mientras que, para las muestras de agua, 4 corresponden a aguas termales mientras que la quinta es agua de deshielo proveniente aguas arriba donde no tuviera influencia por la acción del campo geotermal.

4.2.- Obtención de imágenes aéreas con dron

Para la obtención de imágenes aéreas se utilizó el dron DJI Mavic Pro, el cual está equipado con una cámara con sensor 1/2.3" (CMOS) de 12.71 megapíxeles. El tamaño de las imágenes capturadas es de 4000x3000 píxeles. Las imágenes están asociadas al sistema de posicionamiento satelital GPS/GLONASS. Soporta tarjetas microSD de hasta 128GB y tiene un tiempo de vuelo máximo de 27 minutos aproximadamente por batería, por lo que fue necesario el uso de 4 baterías. Para controlar el dron en terreno, se utilizaron dos aplicaciones de Smartphone: DJI Go 4 y DroneDeploy. En la primera se controló el dron de forma manual, y realizó una serie de vuelos automáticos inteligentes (punto de interés, waypoints, sígueme, entre otros). Con la segunda aplicación, DroneDeploy, se realizó un plan de vuelo automático, en donde el dron siguió una grilla sobre un área predeterminada, la cual fue previamente importada desde Google Earth debido a que en la zona de estudio no hay señal de teléfono móvil. Para mejorar la georreferencia del modelo al momento de procesar las imágenes, se tomaron 13 puntos de control en terreno en lugares que fueran claramente distinguibles de su entorno con su respectiva ubicación GPS.

Las imágenes obtenidas durante la campaña de terreno fueron trabajadas mediante el software Agisoft Metashape Professional, el cual permite la generación de una imagen georreferenciada organizada como mosaico a partir de una colección de imágenes (ortomosaico), un modelo 3D, un modelo de elevación digital (DEM). El computador utilizado fue un Asus Strix GL502VT, con procesador Intel Core I7-6700HQ, memoria RAM de 16GB, sistema operativo de 64 bits y tarjeta gráfica NVIDIA GeForce GTX 1070.

4.3.- Observaciones mineralógicas y texturales

Las distintas muestras de sínter obtenidas del área de estudio fueron identificadas y descritas según lo reportado previamente en la literatura, en base a sus principales características texturales y morfológicas. Adicionalmente, muestras seleccionadas fueron cortadas de forma transversal para observar superficies frescas, utilizando una sierra de corte con un disco de diamantina de 14 pulgadas.

Las texturas de las 23 muestras de sínter estudiadas fueron descritas de acuerdo a las terminologías de White et al, (1964); Walter (1976a, 1976b); Renaut et al, (1996); Braunstein y Lowe, (2001); Guidry (2002); Lowe y Braunstein (2003); Guido y Campbell (2011); Drake et al., (2014); Campbell et al, (2015); Hamilton et al, (2019). Estas involucran los distintos ambientes de formación y sus litofacies, y se describen con mayor detalle en el Capítulo 3, en la sección 3.2.

4.4.- Microscopio electrónico de barrido (SEM)

La observación microscópica de las muestras de sínter fue realizada mediante un microscopio electrónico de barrido (SEM) FEI Quanta 250, ubicado en el Centro de Excelencia de los Andes (CEGA), Departamento de Geología de la Universidad de Chile (FCFM). La preparación de las muestras para observación mediante SEM consistió en primer lugar, reducir su tamaño a aproximadamente 1cm^3 mediante el uso de martillo y/o uso de la sierra de corte, la cual tiene un disco diamantado de borde continuo de 14 pulgadas. No se realizó metalización de ningún tipo y las muestras se observaron en condiciones de alto vacío, a una distancia de trabajo de 10mm y bajo un voltaje de haz de 15 a 20 kV. Las micromorfologías de sínter se analizaban mediante electrones secundarios (SE), mientras que para la composición química principal (cualitativa) de las fases minerales se utilizó espectrometría de rayos – X de energía dispersiva (EDS).

4.5.- Difracción de rayos X (XRD)

La identificación de fases de sílice en las muestras de sínter estudiadas se realizó mediante difracción de rayos X (XRD), utilizando un difractómetro Bruker modelo D8 Advance, localizado en el Departamento de Física de la Universidad de Chile (FCFM). Se utilizó el software EVA Solutions para interpretar los datos. Previo al análisis, las muestras de sínter fueron secadas y trituradas con un mortero de ágata, hasta tener un tamaño de aproximadamente $75\ \mu\text{m}$, y posteriormente se montaron en un portamuestras estándar de acrílico. Para el análisis mediante XRD, las muestras fueron escaneadas entre $2\text{-}80^\circ\ 2\theta$, a una tasa de $0,02^\circ$ en un tiempo de 0,2 segundos; las condiciones de operación del difractómetro fueron 40kV y 30mA, usando una radiación $\text{CuK}\alpha=1,5604\ \text{Å}$.

Los difractogramas obtenidos mediante XRD de muestras que contienen ópalo generan un ancho de peak centrado cerca de $4\text{Å} \sim 22.2^\circ 2\theta$ mientras que el cuarzo muestra peaks estrechos en $4.257\text{Å} \sim 20.85^\circ 2\theta$ (Lynne et al., 2007). Para determinar la fase de sílice presente en la muestra se debe calcular el valor del ancho medio del peak de difracción (Full Width at Half Maximum -FWHM), el cual funciona como una guía para el grado de orden o desorden relativo de la red o el grado de maduración dentro de cada fase de sílice (Herdianita et al., 2000).

Para cada muestra el cálculo del FWHM se realizó de forma manual ajustando la línea base y la curva (Figura 13), de acuerdo con la metodología de Rodgers et al. (2004).

XRD Para identificación de la fase sílicea

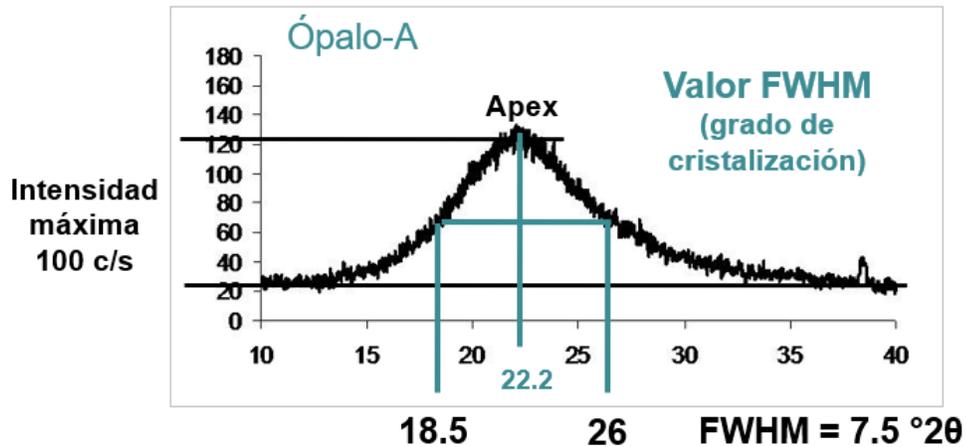


Figura 13: Diagrama que ilustra la forma manual de calcular el FWHM, según Rodgers (2004).

4.6.- Análisis de las muestras de agua

El análisis de las muestras de agua incluyó la medición de T° , pH y conductividad, los cuales fueron obtenidos in situ mediante un termómetro infrarrojo, un ph-imetro y conductímetro portátiles respectivamente. Por otra parte, la composición del agua según sus elementos mayores, menores y traza se realizó en el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del CEGA, Departamento de Geología de la Universidad de Chile (FCFM), utilizando la siguiente instrumentación: 1) Para carbonatos y bicarbonatos se utilizó el método de Giggenbach y Goguel (1989), con un titulador automático Hanna HI-902C con electrodo de vidrio combinado y sensor de temperatura; 2) El análisis de aniones se utilizó un cromatógrafo iónico (IC), donde el equipo usado fue el IC 861 Advanced Compact- Metrohm; 3) El análisis de cationes mayores se realizó con un espectrofotómetro de absorción atómica con llama, modelo Perkin Elmer PinAAcle 900F, con nebulizador estándar; 4) El análisis de elementos traza se realizó con espectrometría de masas cuadrupolo con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) y celda de colisión en un iCAP-Q de Thermo Scientific.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1.- Imágenes aéreas, mapa y sitios de estudio

En los géiseres de Alpehue las fuentes termales se encuentran situadas sobre sedimentos no consolidados presentes en ambas laderas del río Allipén. Estas laderas presentan una alta pendiente (50-60°) y se encuentran a una altura variable entre 8 y 15 metros de altura con respecto al nivel del río. Debido a la dificultad del acceso hacia la ladera occidental, en el presente apartado se describen los depósitos de sínter de mayor tamaño asociados a las surgencias termales de la ladera oriental.

La existencia del sistema geotermal en la zona limita de forma muy marcada la presencia de árboles de gran tamaño, como se observa en la Figura 14.B, mientras que, por otra parte, la vegetación baja se ubica por todo el sector, incluso próxima a los vents. Esta diferencia en la flora permite caracterizar de mejor forma las dimensiones del sistema. De esta forma, y mediante el uso de imágenes aéreas (dron) y satelitales (Google Earth) se pudo estimar una superficie de 400 x 400 m², el equivalente a 16 hectáreas para el sistema.

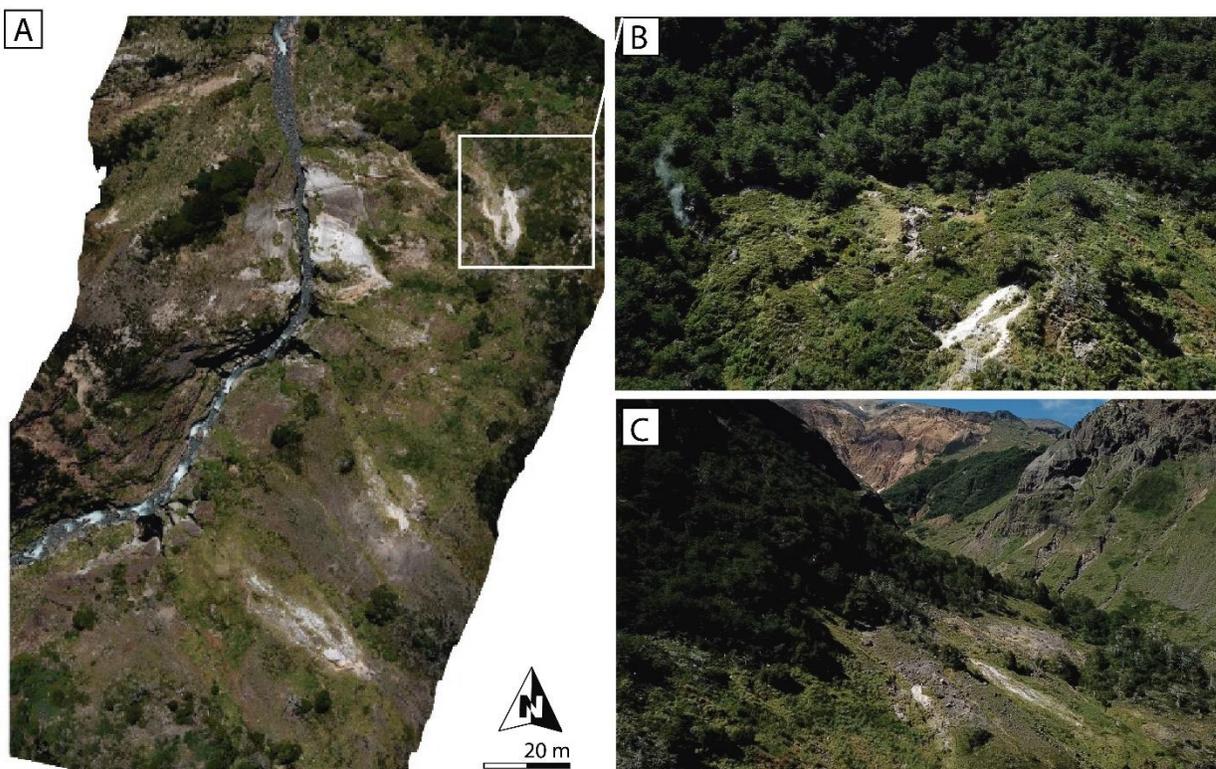


Figura 14: (A) Mosaico construido con una colección de imágenes aéreas capturadas con el dron, para mayor resolución ver sección de anexos, apéndice I. (B) Vista aérea al sitio de estudio 1. (C) Vista aérea del sitio 5 y 6 donde se observa la cobertura vegetal.

Estas imágenes, en conjunto con las observaciones realizadas en terreno permitieron la generación de un mapa 1:2000 del sistema geotermal (Figura 15), en el cual se exhiben los 8 sitios de estudio, la dirección de flujo actual de los fluidos termales y sus respectivos depósitos de sínter asociados.

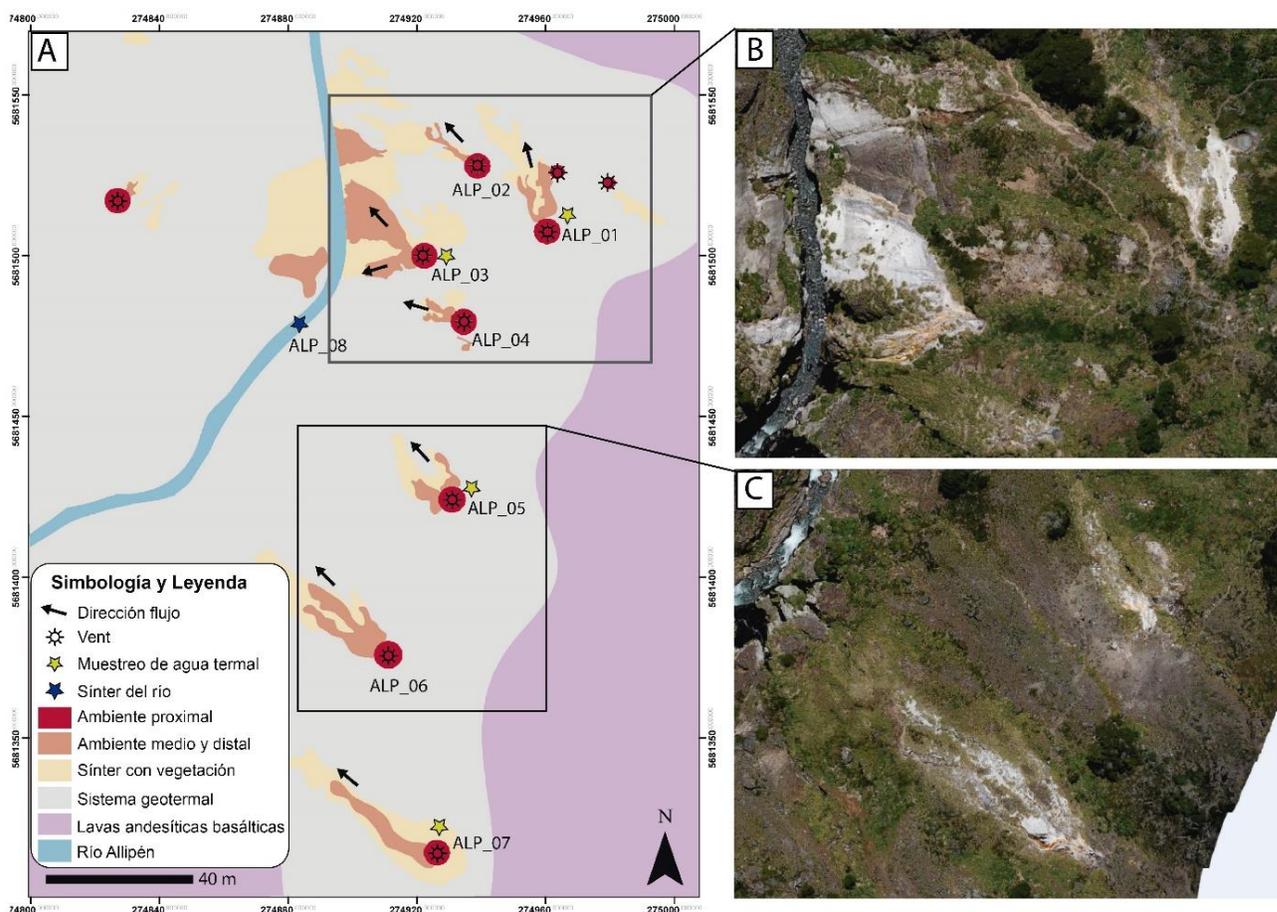


Figura 15: (A) Mapa zona de estudio, con las direcciones de flujo de los depósitos, las estrellas amarillas indican donde se realizó muestreo de agua, mientras que la azul el punto donde se tomó la muestra de sínter proveniente de la ladera del río. (B) Fotografía aérea de los sitios 1, 2, 3 y 4. (C) Fotografía aérea de los sitios 5 y 6.

En general, las fuentes termales observadas en la ladera oriental siguen una orientación NS- NE. Estas son de tipo géiser y perpetual spouter y exhiben descargas de fluidos en fase líquida y emisión de flujo gaseoso, con temperaturas de ebullición entre 87 – 98°C y con un pH neutro a alcalino (7.2 – 8.6). Por otro lado, sus respectivos depósitos se propagan por la ladera de forma dendrítica entre 10 a 40 metros y se ven fuertemente influenciados por la pendiente de la zona, además, la mayoría de estos presentan canales de flujo de color anaranjados debido a la presencia de esteras microbianas termofílicas.

A continuación, se describen los sitios estudiados según sus características físicas (forma y tamaño) termales (temperatura y pH) y sus depósitos de sínter relacionados (extensión y texturas).

Sitio 1 (UTM 274967/5681514)

Corresponde a un perpetual spouter con tres puntos de surgencia los cuales se agrupan en un polígono de 2x1 m² y poseen temperaturas cercanas a ebullición (88- 97°C). El depósito de sínter silíceo se extiende de manera dendrítica por 16,2 metros con dirección N30W (Figura 16.B). Desde el vent (Figura 16A) hasta los primeros dos metros del depósito se tienen texturas de splash (nodulares- botroidales) y en los siguientes 14 metros se presenta, principalmente, la textura de terraza (Figura 16E), llegando a un ambiente distal donde destacan colores anaranjados por la presencia de microorganismos. Distintivamente se encontraron texturas de splash y de terraza en contacto (a dos metros del vent), y también una textura no descrita en la literatura que fue

denominada “fungi” (Figura 16C). Se realizó la toma de 6 muestras, de ambiente proximal (3), medio (2) y distal (1), junto con un muestreo del agua termal, la cual presentó un pH de 7.15 y una conductividad de 1846 $\mu\text{s}/\text{cm}$ a 75°C.

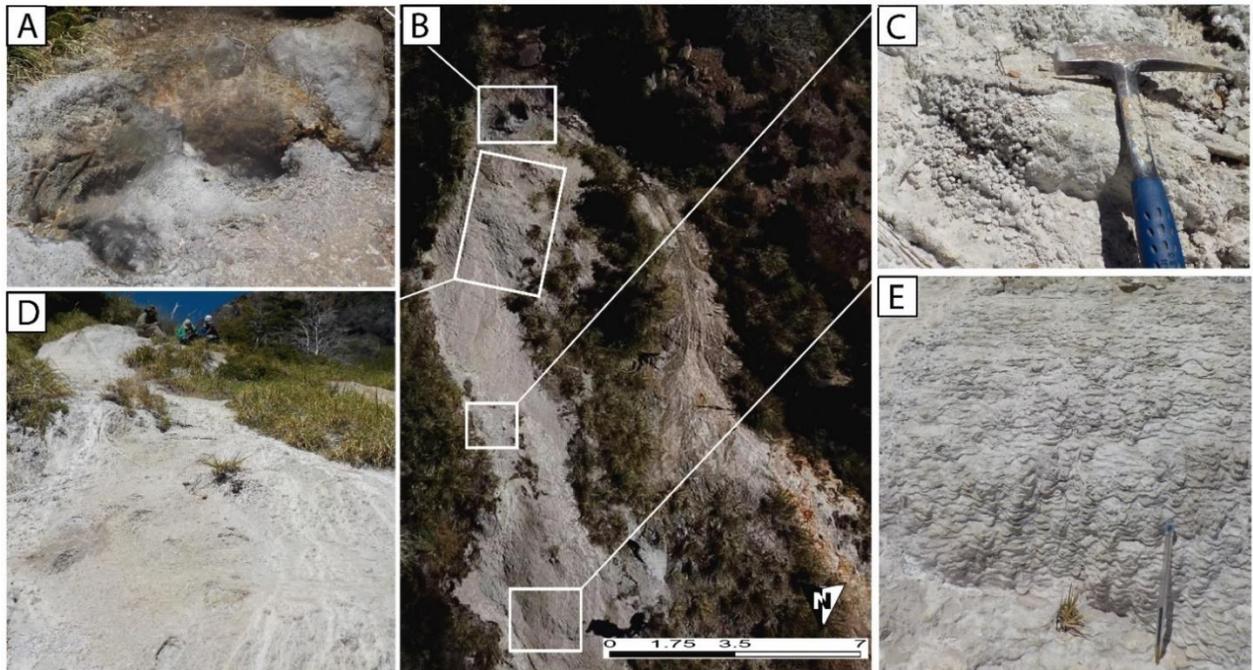


Figura 16: Sitio 1. (A) Vent del Perpetual Spouter. (B) Imagen aérea del sitio 1 capturada con el dron. (C) Textura fungi ambiente medio. (D) Fotografía 8 metros más abajo del vent, donde se aprecia la longitud del depósito. (E) Acercamiento a la textura de terraza del sitio 1.

Sitio 2 (UTM 274934/5681533)

Corresponde a un géiser de 40x35 cm² de extensión aproximada, con temperaturas cercanas a ebullición (87°C). Su ciclo de recurrencia consiste en un período de actividad de 40 segundos. En esta fase expulsa un chorro de agua que alcanza hasta los dos metros de altura, seguido por un período de reposo de 30 minutos. El depósito de sínter silíceo relacionado se extiende de manera dendrítica por 16 metros con dirección N50W (Figura 17A). La zona de splash se extiende desde el vent hasta los 3.40 metros (Figura 17C) y posterior a esta zona se extienden grandes terrazas (de 1 metro aprox.) que contienen, a su vez, terrazas más pequeñas (de 1- 2cm) hasta el final del depósito. La Figura 17D ilustra el lugar donde se realizó la toma de muestra en ambiente proximal.

Sitio 3 (UTM 274922/5681515)

En el sitio 3 se reconoce un perpetual spouter con un vent de 50cm de diámetro (Figura 18C), este posee alta emisión de vapor y moderada emanación de agua, y temperaturas de ebullición (96°C). El depósito de sínter silíceo presenta 2 direcciones de flujo (Figura 18A), uno de dirección N10°W de color blanco y con poca circulación de agua, que se extiende por 10 metros desde el vent para, posteriormente, caer por la ladera hacia el río; y el otro de dirección N115°W con mucho mayor flujo de agua y tonalidades anaranjadas debido a la presencia de microorganismos, el cual se extiende por 7 metros y cae de igual forma hacia el río (Figura 18D). Se tomó de muestra de ambiente proximal y distal. La muestra de agua obtenida presentó un pH de 8.33 y una conductividad de 2066 $\mu\text{s}/\text{cm}$ a 65°C.

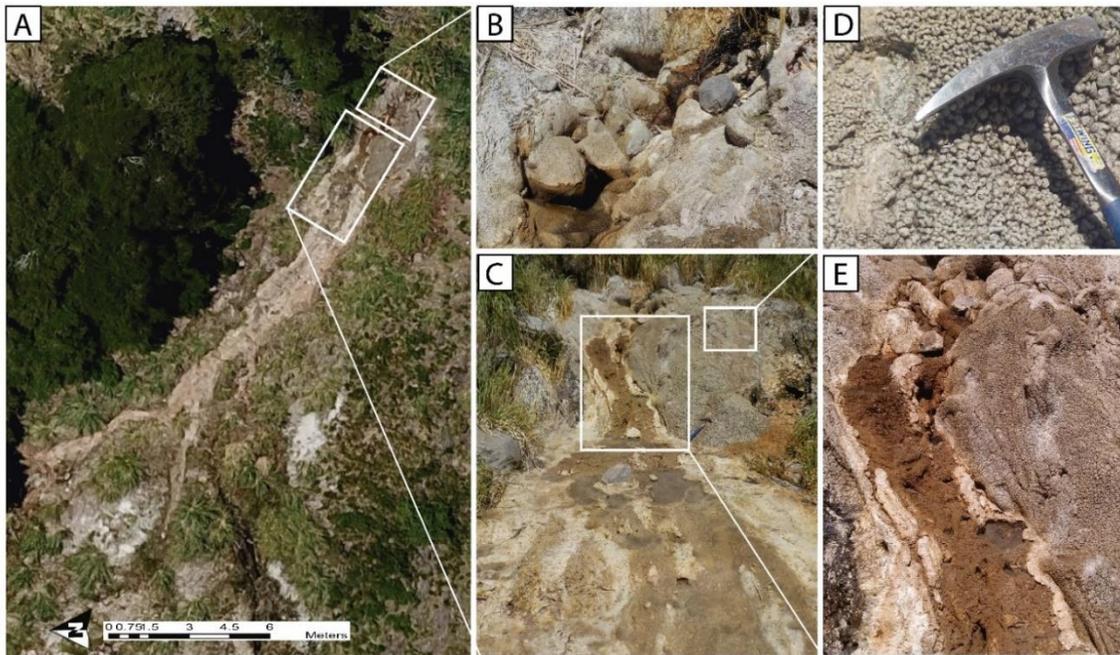


Figura 17: Sitio 2 de estudio. A) Fotografía aérea con dron. B) Vent del géiser del sitio 2. C) Zona de Splash con extensión de 3.40 metros. D) Acercamiento a las geiseritas de la zona de splash. E) Canal por donde fluye el fluido hidrotermal desde el vent.

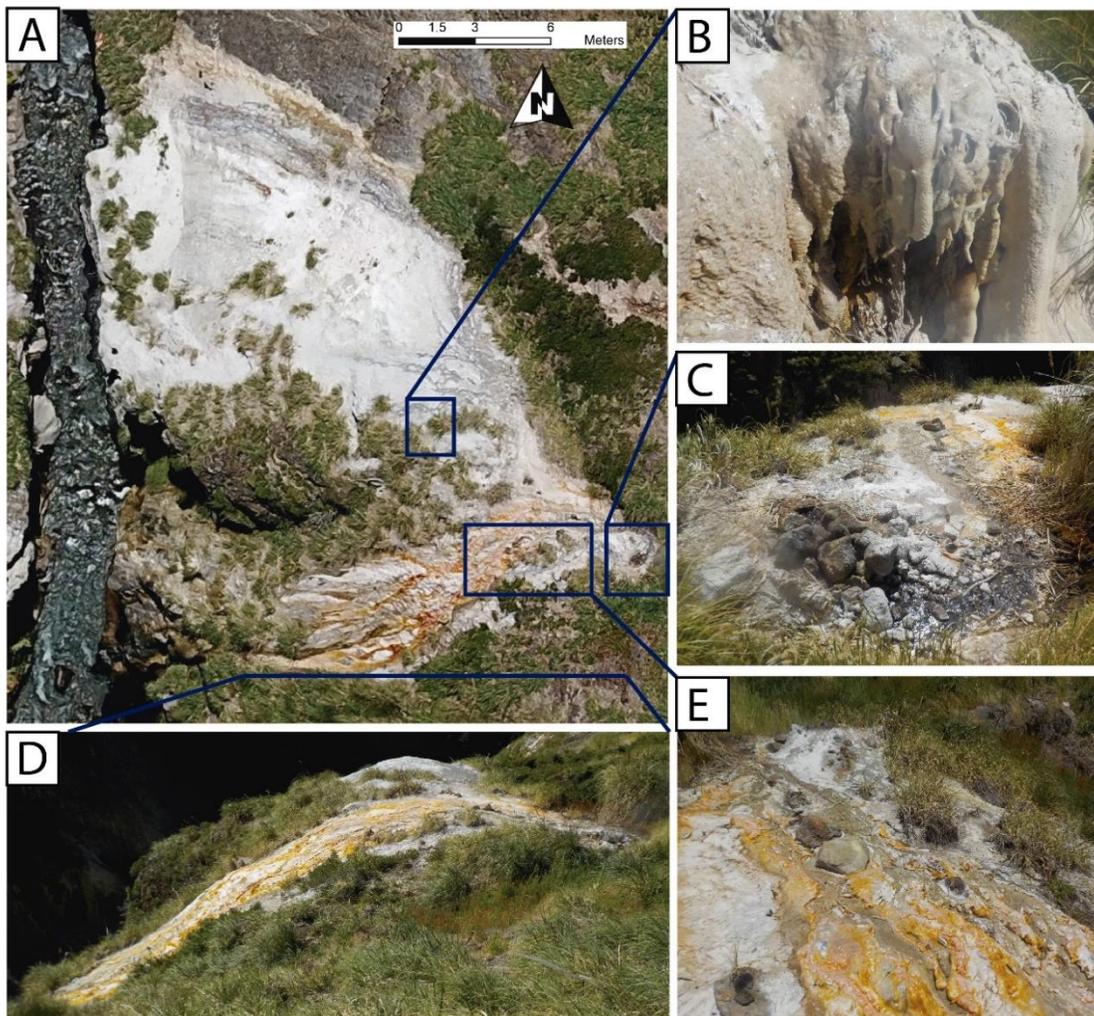


Figura 18: Fotografías del sitio 3. A) Foto aérea tomada por el dron donde se puede ver como los depósitos caen por la ladera hacia el río. B) Estalactitas silicificadas producto de la presencia de plantas y la escorrentía del fluido hidrotermal. C) Vent o punto de surgencia del sitio 3. D) Vista transversal de la imagen A) donde se puede ver como cae hacia el río. E) Depósito activo con canales anaranjados producto de los microorganismos.

Sitio 4 (UTM 274936/5681482)

Corresponde a un géiser con temperaturas de ebullición (94°C) y relativamente baja emanación de vapor. Su vent tiene un diámetro aproximado de 60cm (Figura 19C) y alrededor de él se encuentran texturas de geiseritas principalmente botroidal y nodular. Su ciclo de recurrencia es regular y consiste en un período de actividad de 1.30min. y un período de reposo de 3 minutos. El depósito de sínter relacionado se extiende por 2 canales principales alrededor de 8 metros (Figura 19D). Ambos canales poseen coloración anaranjada debido a la presencia de microorganismos. Se detectó una posible nueva textura denominada “azucarada” (Figura 19E) y se realizó toma de muestra ambiente proximal y medio.

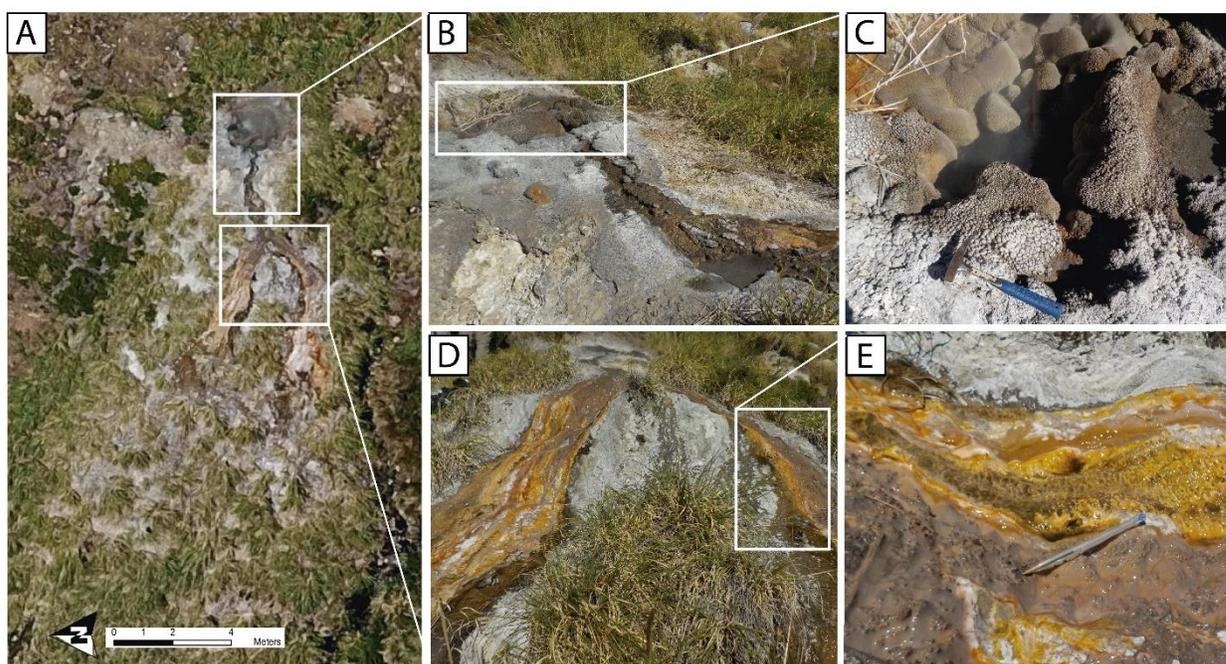


Figura 19: Fotografías sitio 4 de estudio. (A) Fotografía aérea tomada con el dron. (B) Acercamiento a la zona del vent y la descarga principal. (C) Vent de géiser del sitio 4. (D) División del canal de descarga principal. (E) Acercamiento a un canal donde se encontró la nueva textura azucarada.

Sitio 5 (UTM 274933/5681429)

En este sitio se observaron cinco tipos de emanaciones (Figura 20.A): un géiser, dos perpetual spouters, una piscina burbujeante y una piscina de barro:

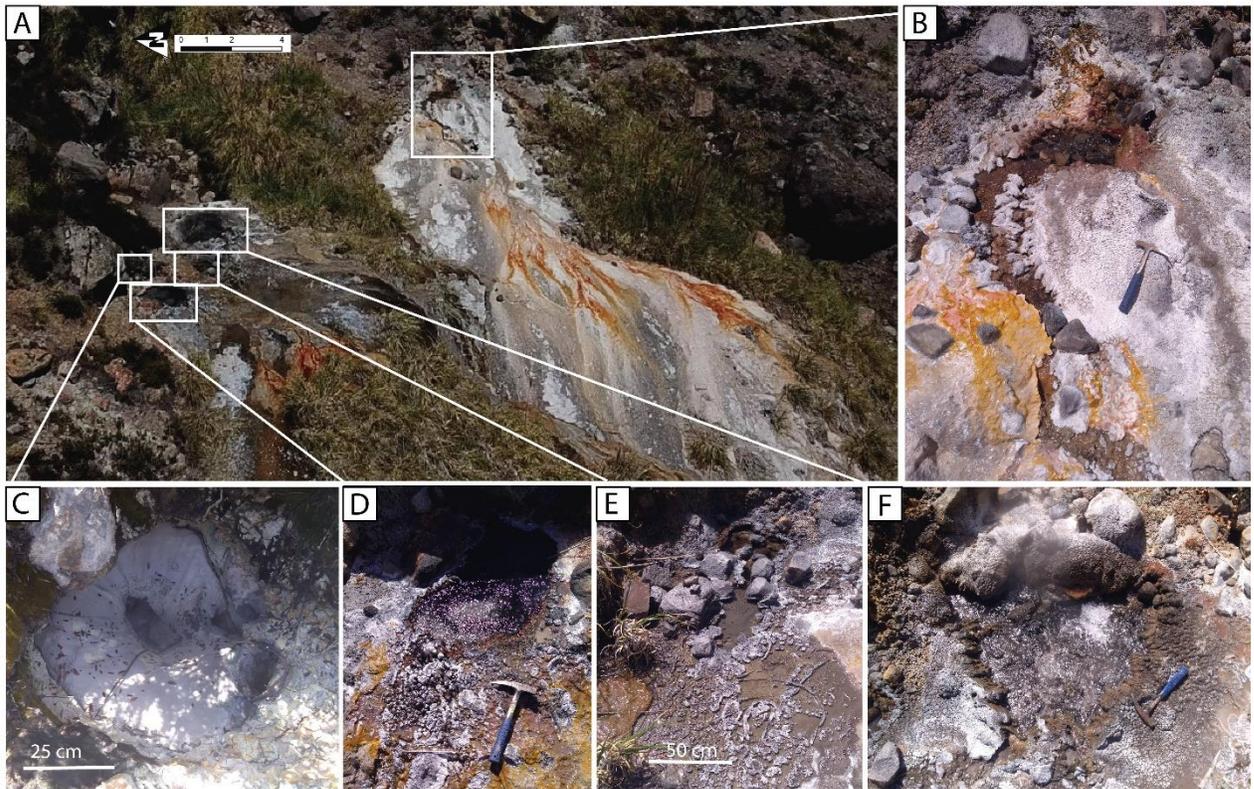


Figura 20: (A) Sitio de estudio 5. (B) Perpetual spouter 2 del sitio 5. (C) Piscina de lodo. (D) Piscina burbujeante. (E) Géiser del sitio 5. (F) Perpetual spouter 1.

- Géiser (Figura 20E): 80x40 cm² de dimensiones, con una temperatura de 75°C. Su ciclo de recurrencia es regular y consiste en un período de actividad de 30 segundos y un periodo de reposo de 40 minutos aproximadamente. A su alrededor se reconoció una nueva posible textura denominada “en flor”. El agua fluía por un canal hacia el oeste generando pequeñas terrazas. Se realizó toma de muestra de mano del ambiente proximal.
- Perpetual Spouter 1 (Figura 20F): ovalado de 70x55cm², con temperaturas de ebullición (98°C), se observaron además numerosas texturas alrededor del vent resumidas en la Figura 21, entre ellas destacan nodular, botroidal, columnar, pequeñas laminaciones, terrazas, etc. Se tomaron tres muestras de mano del ambiente proximal, donde se detectó una nueva textura denominada “agujeros”. También se realizó muestreo de agua donde el pH era de 7.76 y tenía una conductividad de 1832 $\mu\text{s}/\text{cm}$ a 59°C.
- Perpetual Spouter 2 (Figura 20B): ovalado de extensión 90x40 cm², con temperaturas de ebullición (93- 95°C). El depósito asociado se extiende por 25 metros con una dirección de flujo N45W, donde los primeros 14 metros corresponden a un depósito continuo y los siguientes 11 metros se entremezcla de manera intermitente con vegetación. Las principales texturas alrededor del vent son botroidales y de terrazas, las cuales indicaban una dirección de proveniencia desde un posible vent antiguo ubicado más arriba. Además, se distinguió una textura de nódulos en terrazas la cual se extendía desde los 40 cm del vent hasta los 120 cm. Se tomaron 3 muestras de mano, 2 correspondientes a ambiente proximal y una a distal.

- Piscina burbujeante (Figura 20D): ovalada de extensión 40x70cm², posee una temperatura de 92°C, y alrededor se observan texturas de geiseritas principalmente botroidal. También se observa la nueva textura anterior “cavidades” y pequeñas terrazas a una distancia aproximada de 20cm desde el vent. El agua se canalizaba y fluía en 3 direcciones: N100W, N55W y N15W.
- Piscina de barro (Figura 20C): Sus dimensiones son de 50x40cm², presenta poca actividad y posee una temperatura de 89°C.

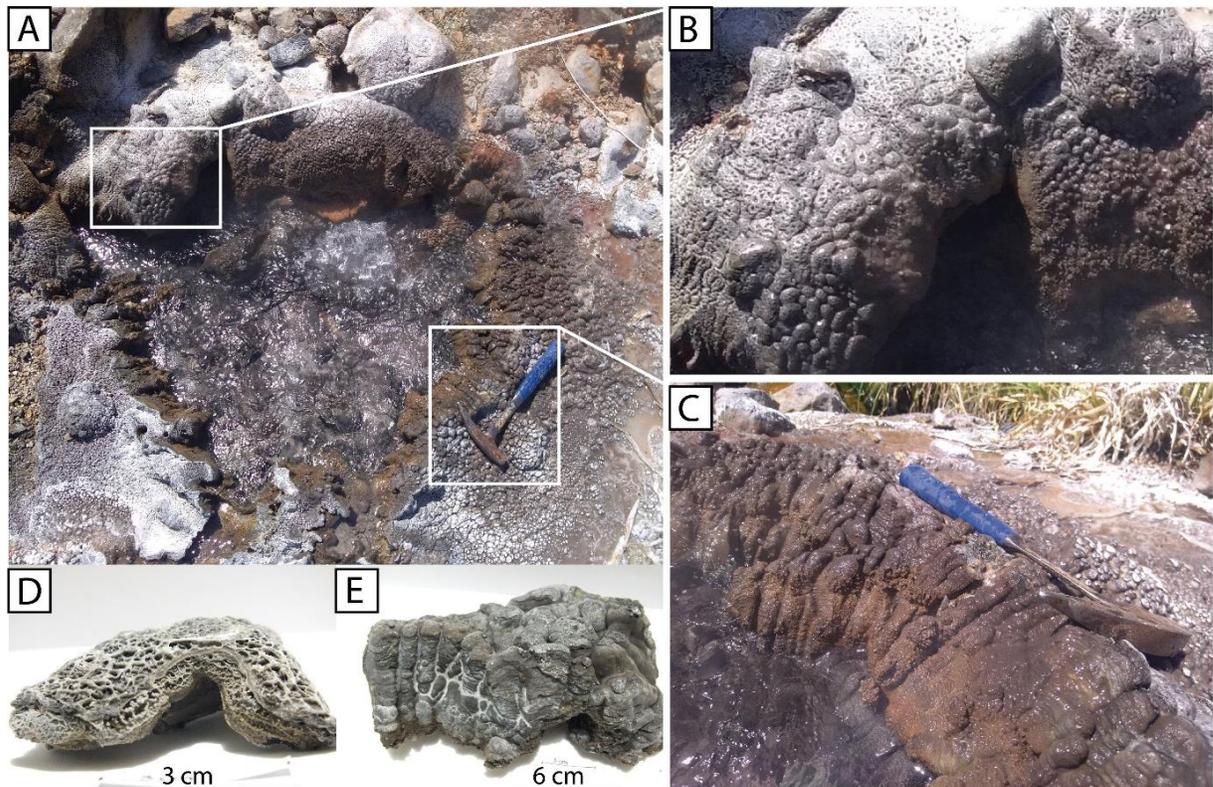


Figura 21: (A) Perpetual spouter 1. (B) Textura de agujeros en ambiente proximal. (C) Textura columnar y nodular hacia la parte superior. (D) Muestra de sínter que exhibe textura de agujeros. (E) Muestra de sínter textura columnar.

Sitio 6 (UTM 274920/5681375)

Perpetual spouter con vent ovalado de 120x70cm² y temperaturas de ebullición (97.5°C). Alrededor del vent se observan texturas de geiserita (nodular principalmente) textura de agujeros y también de nódulos en terrazas. El depósito generado fluye hacia el oeste por 45 metros, el cual sería el más extenso en el área. Hacia el final del depósito se tienen sínter descascarándose y muy entremezclado con vegetación. Se realizó una toma de muestra en ambiente distal.



Figura 22: Sitio de estudio 6. (A) Vent del sitio 6. (B) Fotografía aérea del dron. (C) Depósito del sitio 6 proximal- medio. (D) Depósito del sitio 6 distal. (E) Acercamiento a textura de terrazas ambiente medio.

Sitio 7 (UTM 274940/5681326)

Perpetual spouter con vent ovalado de 50x40cm² de extensión, el cual se encuentra en una zona de alta pendiente con texturas de terraza en todo su alrededor. Junto con esto en las proximidades fueron observados vestigios de puntos de surgencia más antiguos (al menos 3), los cuales presentaban depósitos de sínter ligados a ellos encontrándose muy alterados a minerales de arcilla y azufre. El más grande de estos vestigios se encontraba a 1 metro hacia el este del vent actual y sus dimensiones eran de 70x70cm². Si bien no se observaba actividad en la superficie de estos vents, se registraron temperaturas de 71.9°C por el termómetro infrarrojo. Por otro lado, los depósitos de sínter del vent activo correspondían principalmente a geiseritas espiculares.

El flujo actual sigue una dirección N140°W desde el vent y se prolonga por aproximadamente 5.30 metros para luego cambiar de dirección a N70°W, extendiéndose por un total de 38 metros. Sin embargo, desde los 10 metros del cambio de dirección de flujo se empieza a entremezclar con vegetación y, si bien se siguen encontrando depósitos de sílica sínter, no se logran distinguir en las imágenes aéreas. Se realizaron dos tomas de muestra de mano de ambiente proximal, una que serían los vestigios del antiguo vent y otra del vent activo actualmente. La muestra de agua tomada presentó un pH de 8.6 y una conductividad de 2100 μs/cm a 54°C.

Sitio 8

Esta parada fue realizada en el cajón de Alpehue, específicamente en el cajón del río Allipén. Aquí se observó y se obtuvo una muestra de mano del sínter ubicado en las paredes casi verticales del cajón (Figura 24A- C). Estos depósitos se ubican a ambos lados del río y provienen tanto de las fuentes termales ubicadas sobre las laderas del cajón como de posibles horizontes permeables de las rocas que conformaban estas. El sínter presente se caracteriza por distintos colores, entre blanco, rosado, anaranjado y verdoso, estos últimos indicaban la gran estera microbiana que habita las paredes, entre algas, hongos y bacterias. Se observaron dos tipos de texturas principales, por un lado, masivo y/o en pátina (Figura 24D) y por otro, una textura similar a la nodular con irregularidades y superficies suavizadas (< 1 cm).

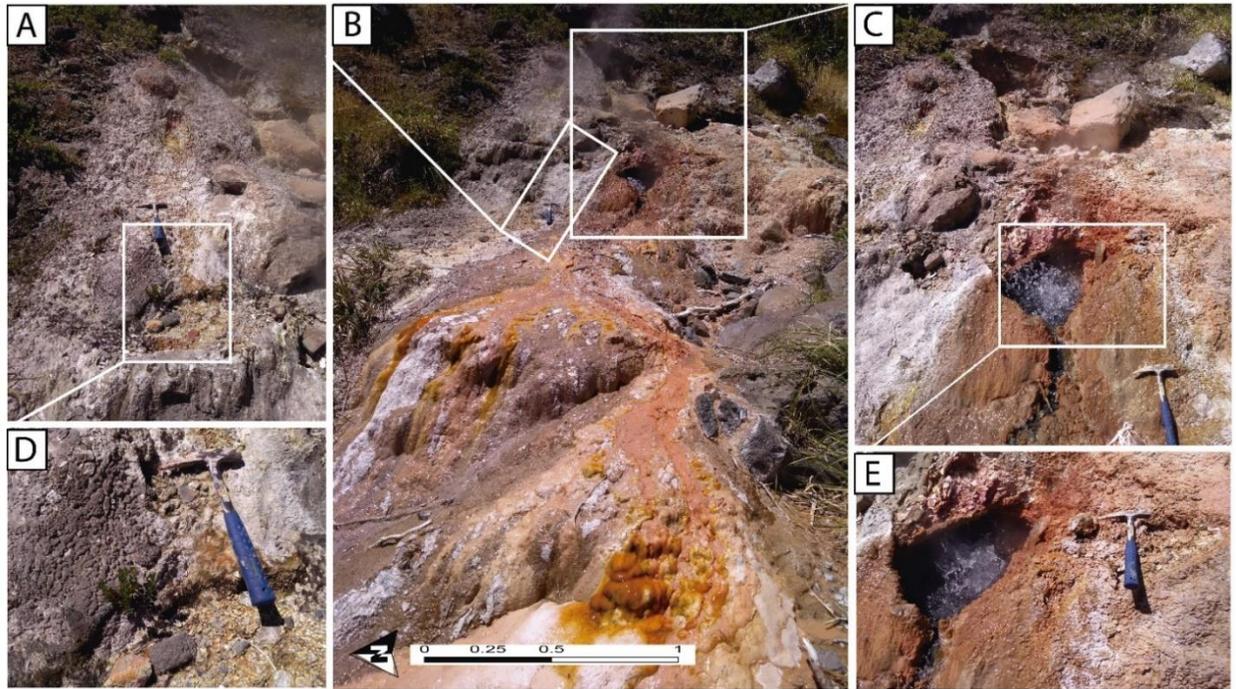


Figura 23: Sitio de estudio 7. (A) Vent y depósito abandonado. (B) Fotografía del vent y depósito del sitio 7. (C) Vent abandonado (parte superior) y activo. (D) Acercamiento al vent abandonado de (A), donde se puede observar azufre. (E) Vent activo sitio 7.

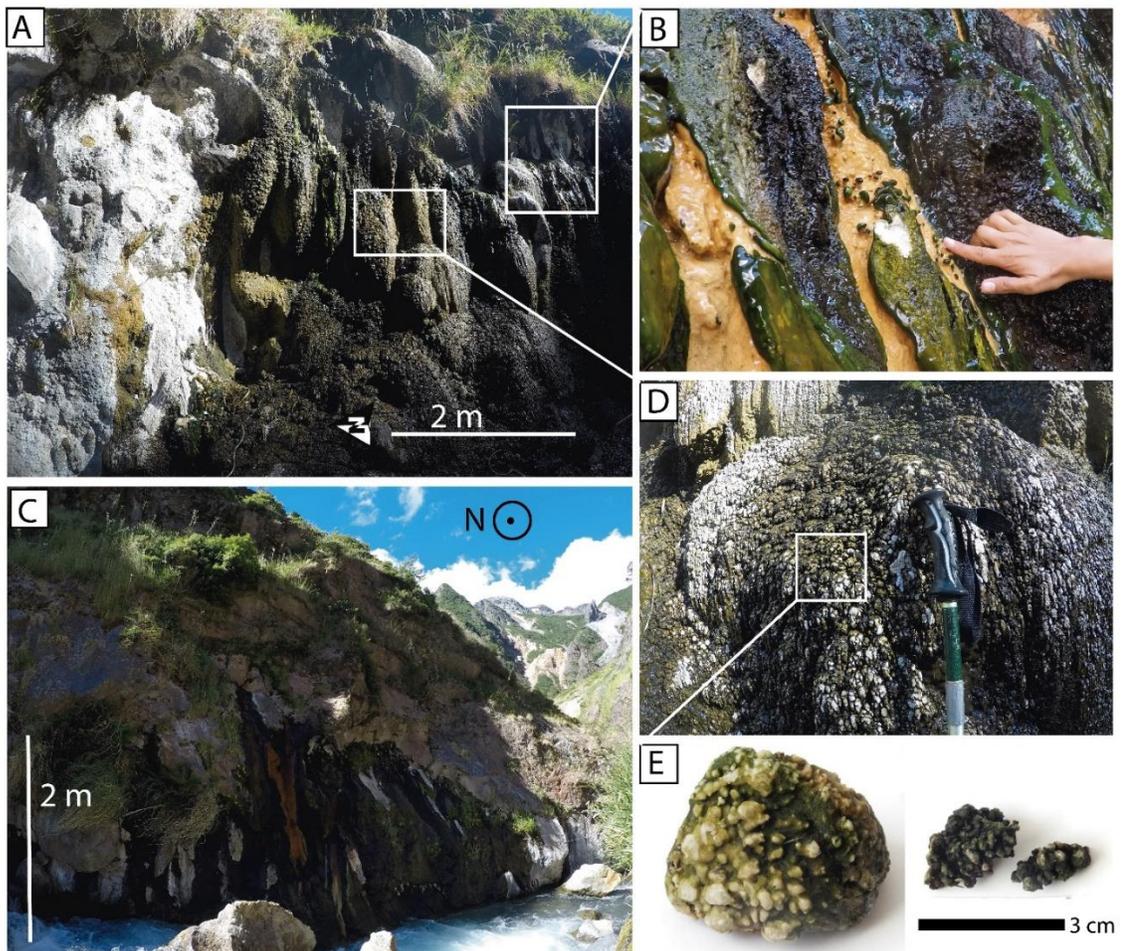


Figura 24: Fotografías del sitio 8. (A) Pared casi vertical ladera oriental con depósitos de sínter en ella. (B) Microorganismos que habitan en las paredes de la ladera producto de la alta temperatura. (C) Pared casi vertical ladera occidental. (D) Acercamiento de los depósitos de (A). (E) Muestra de sínter tomada de la pared oriental.

Sitio 9 (UTM 274750/5681235)

En este sitio se obtuvo la quinta muestra de agua, considerada como agua de deshielos debido a que se ubicaba aguas arriba del sistema geotermal estudiado. El agua presentó un pH de 8.4 y una temperatura de 8.4°C, con 94 $\mu\text{s/cm}$ de sólidos disueltos.

La Tabla 1 que se describe a continuación resume lo descrito anteriormente:

Sitio	Coordenadas UTM 19H	Tipo fuente termal	T (C°)	pH	Conductividad $\mu\text{s/cm}$	Extensión (m)	Dirección del flujo	Muestras de mano
1	274967/ 5681514	Perpetual Spouters	88- 97	7.2	1846 a 75°C	16,2	N30°W	3P, 2M y 1D
2	274934/ 5681533	Géiser	87	-	-	12	N50°W	2P
3	274922/ 5681515	Perpetual Spouter	96	8.3	2066 a 65°C	10 y 7	N50°W y N115°W	1P y 1D
4	274936/ 5681482	Géiser	94	-	-	8	N80°W	1P y 1M
5	274933/ 5681429	piscinas, géiser y 2 perpetual spouter	98	7.8	1832 a 59°C	25	N40°W	6P y 1D
6	274920/ 5681375	Perpetual spouter	97.5	-	-	45	W	1D
7	274940/ 5681326	Perpetual Spouter	96	8.6	2100 a 54°C	43	N140°W	2P
8	-	-	-	-	-	8- 10	vertical	1D
9	274750/ 5681235	Agua río	8.4	8.4	94 a 8°C	-	-	-

Tabla 1: Resumen de los sitios analizados durante la campaña de terreno. Donde la T y pH es la temperatura y pH de las aguas termales (1-7) y agua del río (9). La extensión es del depósito de sínter asociado en metros y las muestras de sínter obtenidas se detallan según el ambiente como P (proximal), M (medio) y D (distal).

5.2.- Descripción de ambientes según muestras de sínter

Mediante el uso de las fotografías obtenidas con la cámara infrarroja Flir one se realizó una estimación de la temperatura de cada sitio y su respectiva proyección lateral. De esta forma se observó la existencia de un gradiente de temperatura simétrico a ambos lados del canal de descarga principal (Figura 25.B), evidenciando así, temperaturas más altas en el centro que en los bordes del canal. Por lo tanto, y siguiendo un perfil transversal, se estimó que el ambiente proximal se daba entre los primeros dos metros desde vent, mientras que el ambiente medio se prolongaba los siguientes cuatro metros y los restantes corresponderían al ambiente distal. En base a estas proyecciones las 23 muestras de sínter silíceo obtenidas fueron clasificadas como: 15 de ambiente proximal, 3 de ambiente medio y 5 de ambiente distal. Las respectivas descripciones texturales y

físicas de cada muestra se encuentran detalladas en la sección de anexos, Apéndice 1.

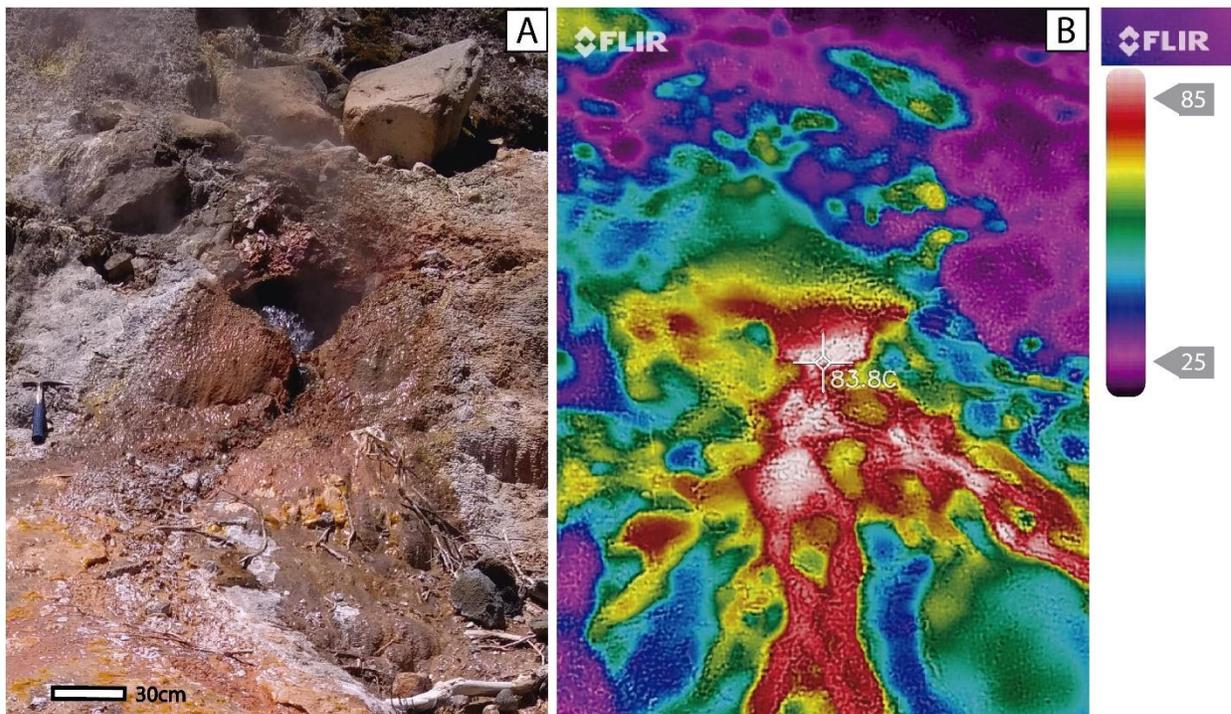


Figura 25: (A) Fotografía sitio 7, área del vent. (B) Fotografía térmica tomada con accesorio Flir one del mismo lugar.

5.2.1.- Ambiente proximal

La textura característica observada en este ambiente de alta temperatura ($> 60^{\circ}\text{C}$) fue la de geiserita, predominando la espicular, nodular y columnar (Figura 26). En general la textura espicular fue reconocida por la presencia de espículas pequeñas $< 3\text{mm}$ de altura y se sitúan en la parte inferior de las muestras, mientras que hacia la parte superior dominaba la textura columnar y nodular, las que usualmente se daban en conjunto, con diámetros entre los 0,5 y 2cm. Asimismo, la textura de terraza también fue observada en diversos depósitos cercanos a los puntos de surgencia, incluso en contacto con la textura de geiserita (Figura 26D-26E). Estas en general destacan por tener pequeñas piscinas que no superan los $3\times 3\text{cm}^2$ y algunas exhibían pequeños nódulos $< 1\text{mm}$ en su interior. A nivel macroscópico se identificaron tres texturas en este ambiente que no han sido reportadas previamente en la literatura, las cuales fueron denominadas en flor, agujeros y nódulos en terrazas.

Las morfologías observadas en el SEM para las muestras de ambiente proximal consisten principalmente en nano y microesferas de ópalo-A, por lo general agrupadas en clusters ($5\text{-}20\ \mu\text{m}$) y recubiertas con una capa de sílice más fina (Figura 27A). La mayoría de las muestras exhibe la presencia de microorganismos silicificados, los cuales se caracterizaban por ser filamentosos y de distintos tamaños, desde $20\ \mu\text{m}$ a $> 100\ \mu\text{m}$ de largo. Una de las muestras presentó microorganismos, dispuestos manera tal que generaban estructuras ovaladas (Figura 27), mientras que en dos muestras se observaron diatomeas. Por otra parte, se observaron fragmentos vegetales (Figura 27D) y superficies suavizadas principalmente en las morfologías más altas de las muestras (Figura 27E). Finalmente, los depósitos más antiguos del sitio 7, ubicados a no más de un metro del actual vent, corresponden a depósitos proximales del vent abandonado. Estos a diferencia de todas las muestras de sínter presentaron grietas de desecación con pequeñas microesferas de ópalo-A entre sus intersticios (Figura 27F).

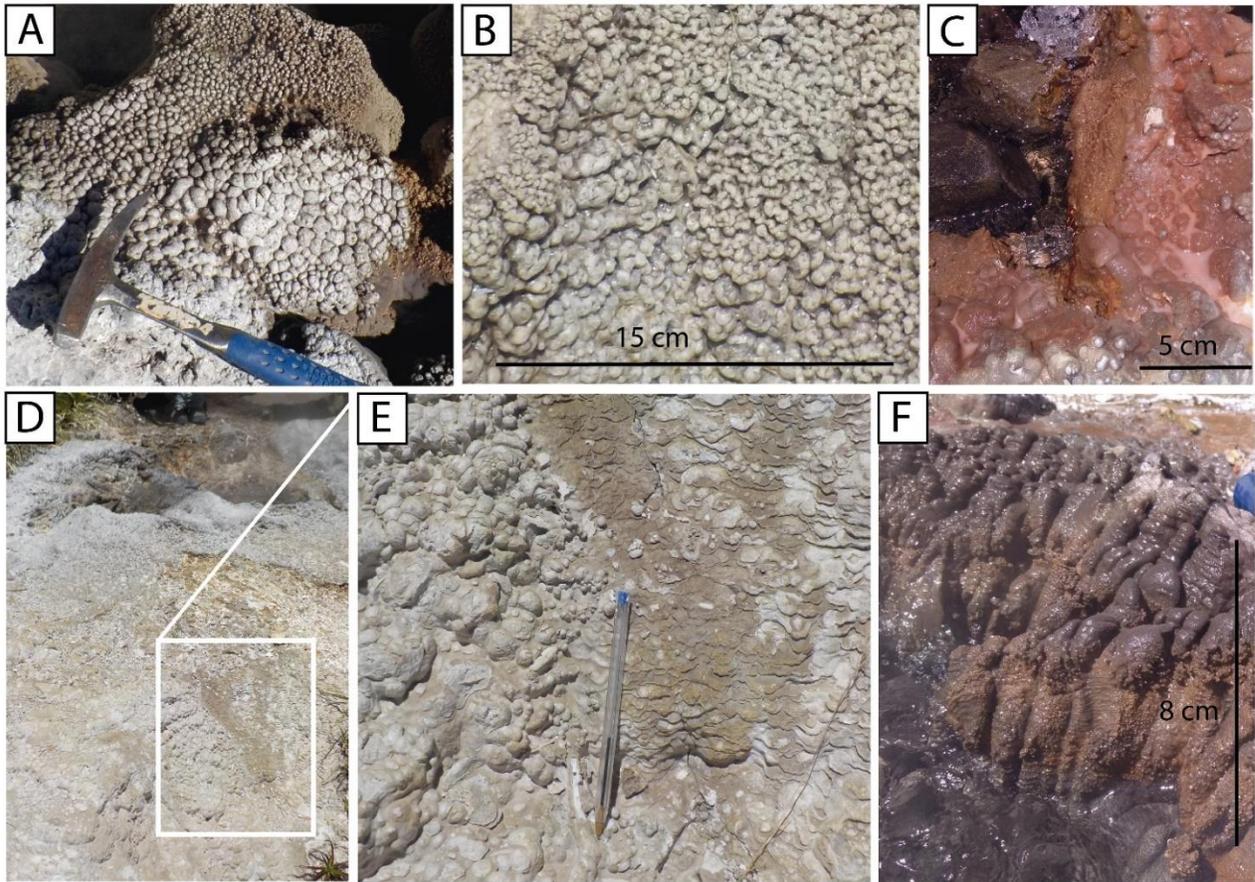


Figura 26: Texturas proximales de los géiseres de Alpehuc. (A) Textura nodular del sitio 4. (B) Textura nodular del sitio 2. (C) Textura botroidal del sitio 5 perpetual spouter 2. (D) Textura de terrazas y de geiserita en contacto en sitio 1. (E) Acercamiento a al contacto anterior. (F) Textura columnar sitio 5 perpetual spouter 1.

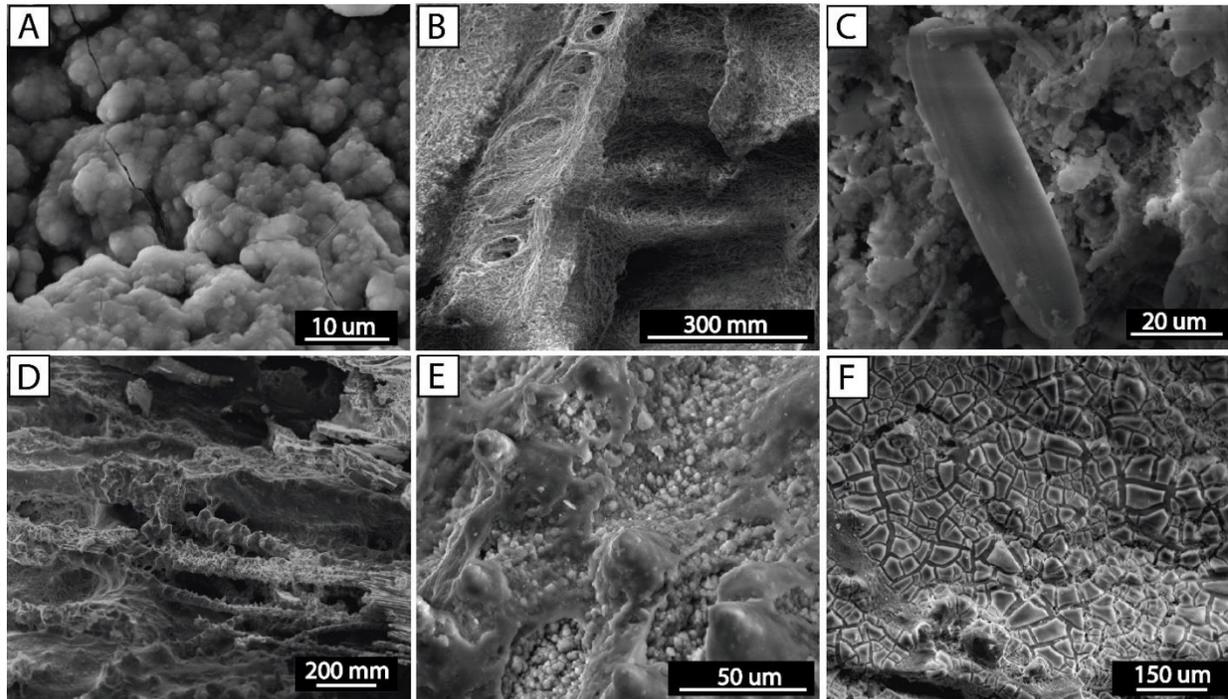


Figura 27: Fotomicrografías de las muestras de síntesis en el SEM. (A) nano y microesferas de ópalo-A. (B) Estructuras ovaladas formadas por filamentos de bacterias. (C) Diatomea y microorganismos filamentosos con ópalo-A. (D) Presencia vegetal (tipo)

ramitas) con microesferas de ópalo-A. (E) Altos topográficos presentes en algunas muestras cubiertos con superficie suavizada de ópalo-A. (F) Grietas de desecación con ópalo-A en los intersticios.

Textura en flor: fue observada solo alrededor del géiser del sitio 5 (Figura 28A) expandiéndose desde el punto de surgencia hasta 1-1.5 metros. La superficie subaérea de estas rocas silíceas no supera 1 cm, y la parte inferior permanecía en un constante estado subacuático (Figura 28B). La muestra de mano obtenida mide 4.5x5cm², es de color gris oscuro, de base ancha y hacia la cima continua de igual grosor. En vista en planta se pueden observar pequeñas espículas (<1 mm), las cuales pareciesen unirse en las cimas, generando un aspecto de borde (Figura 28C). Por otra parte, en un corte transversal se observan pequeñas laminaciones paralelas y convolutas de distintos tonos de grises (Figura 28D).

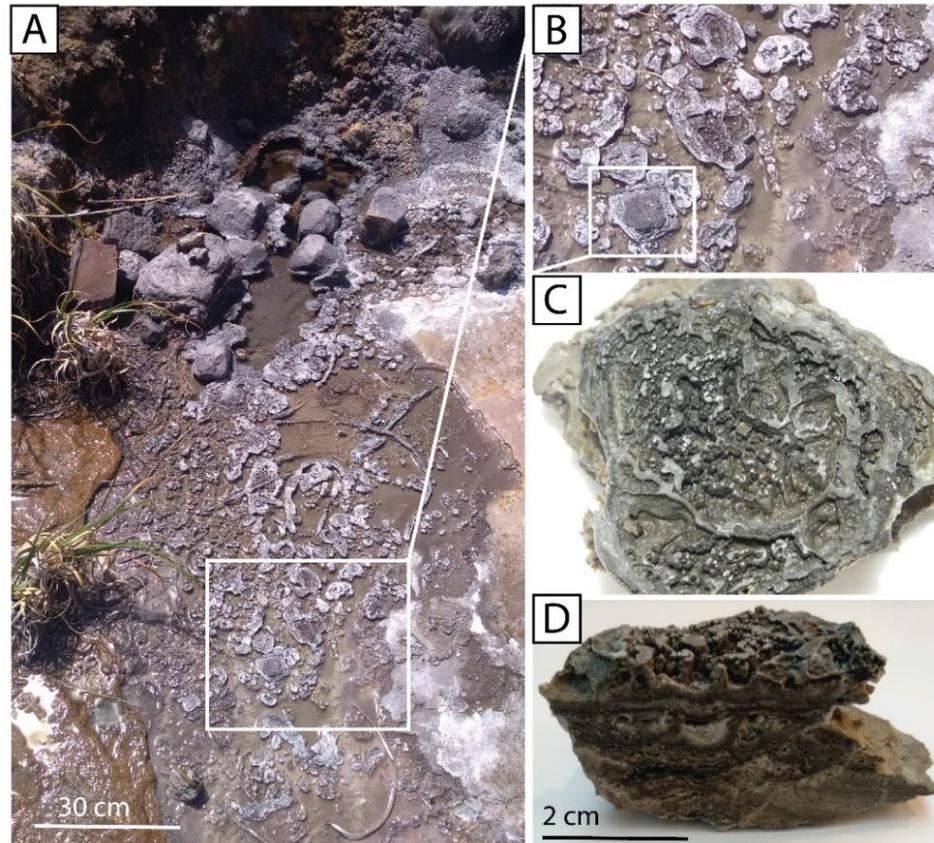


Figura 28: Textura en flor situada en el géiser del sitio 5. (A) Ubicación proximal de la muestra con respecto al vent (flecha). (B) Acercamiento a las rocas con textura en flor, donde se observa que tienen una interacción subaérea y subacuática. (C) Vista en planta de la muestra obtenida. (D) Vista transversal, donde se observan los distintas laminaciones y colores.

Textura en agujeros: fue observada en los sitios 5 (perpetual spouter 1) y 6, extendiéndose desde el vent a no más de 50 cm de distancia y presentándose en un ambiente subaéreo. Se obtuvieron 3 muestras de mano (Figura 29B, C, D) de 5x5cm², de color gris blanquecino y distintas formas, pero todas mostrando la textura de agujeros en su superficie. En la parte inferior, por otra parte, se observó la textura espicular. Los agujeros o cavidades son pequeños, ovalados y regulares midiendo entre 0.5 y 3mm otorgándole una aspecto de red a la superficie de la roca.

En el SEM se realizó un acercamiento al interior de los agujeros, los cuales presentan superficies suavizadas en todo el contorno interior evidenciando la fusión de partículas de ópalo-A, mientras que en el fondo del agujero se observaron nano y microesferas de ópalo-A agrupadas en clusters de entre 5 a 10 μm . En general, se observó una baja presencia de microorganismos, los cuales no

superan los 5 μm de tamaño.

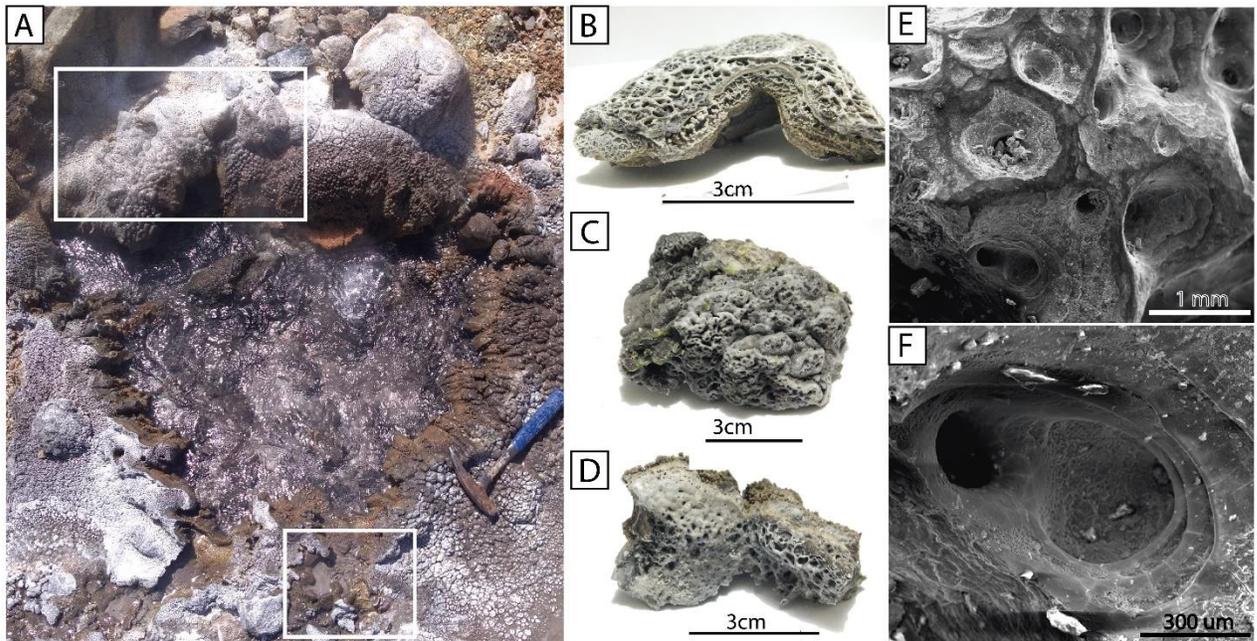


Figura 29: Textura agujeros de ambiente proximal. (A) Ubicación (cuadros blancos) alrededor del vent del perpetual spouter 1 del sitio 5. (B)(C)(D) Muestras de sínter que exhiben la textura de agujeros en su superficie. (E) Fotomicrografía de la textura de agujeros en SEM a 1mm. (F) Fotomicrografía de 1 agujero, escala 300 μm .

Textura de nódulos en terrazas: fue observada en los sitios 5 (perpetual spouter 2) y 6, extendiéndose desde los 30 cm del vent hasta los 2 metros y generadas en un ambiente subaéreo. Se obtuvo una muestra de mano (Figura 30 E, F, G) de 13x12 cm y color gris blanquecino. En vista en planta las piscinas de las terrazas median de borde a borde $2 \times 2 \text{cm}^2$ aproximadamente y pueden encontrarse rellenas por pequeños nódulos de $< 3 \text{mm}$ de diámetro y no más de 1mm de alto. Por otra parte, en vista transversal se aprecian distintas tonalidades de grises en capas laminares de sílice.

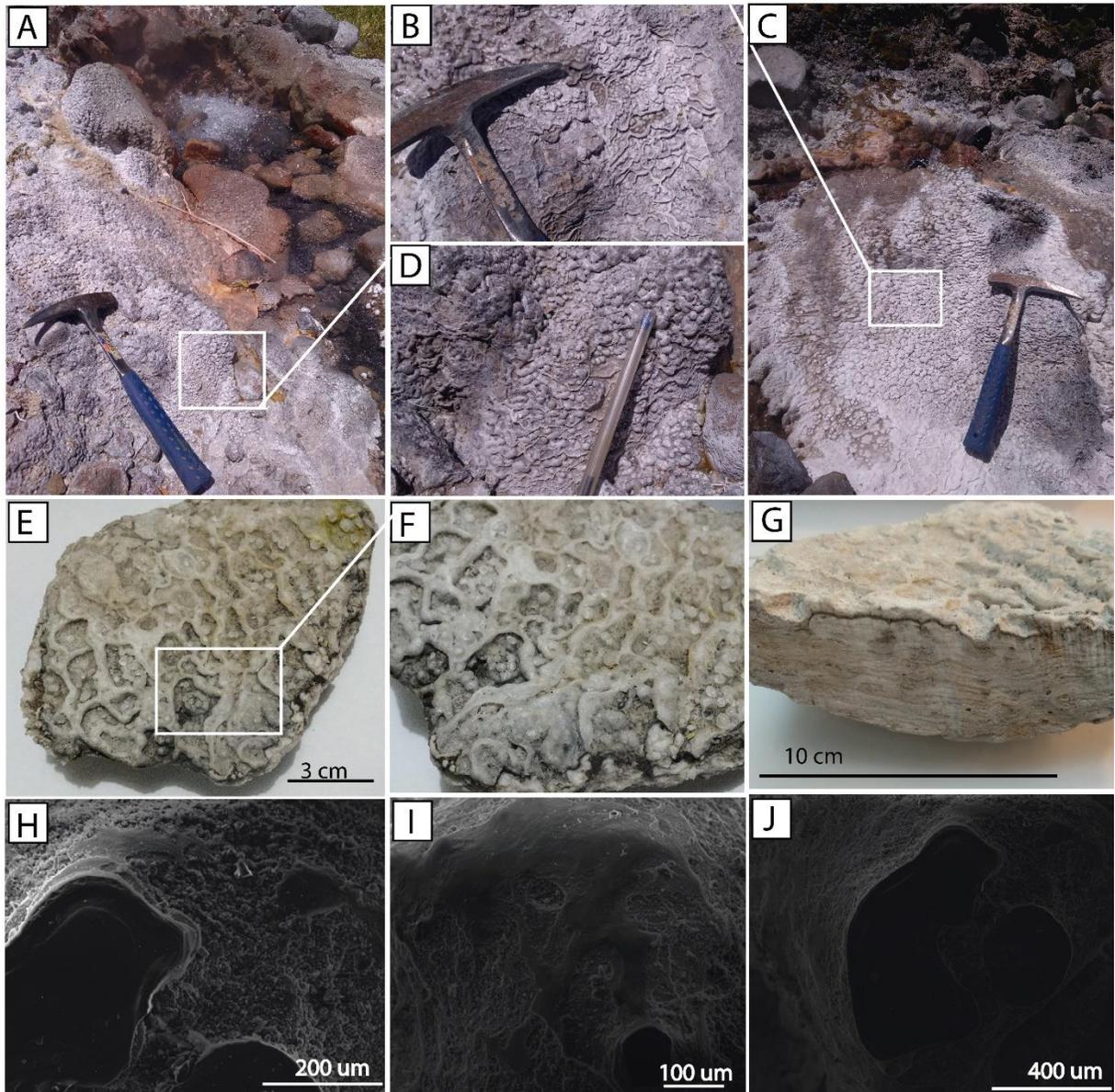


Figura 30: (A) En el cuadro se registra el lugar próximo al vent del sitio 6 donde se encontraba esta textura de nódulos en terraza. (B) Acercamiento de la imagen en C correspondiente a los nódulos en terraza para el sitio 5. (C) Perpetual spouter 2 del Sitio 5 con textura de nódulos en terraza en el ambiente proximal. (D) Acercamiento de la textura en el sitio 6. (E) Muestra de mano de sínter sílice con la textura nódulos en terrazas. (F) Acercamiento a la fotografía anterior para distinguir los nódulos < 3mm de diámetro. (G) Corte transversal realizado a la muestra donde se aprecian las capas milimétricas de distintas tonalidades de sínter. (H)(I)(J) Fotomicrografías obtenidas mediante el uso del SEM para los nódulos.

5.2.2.- Ambiente medio

El ambiente de temperatura media (60-35°C), se caracteriza principalmente por el paso de canales de descarga. La textura predominante observada en estas zonas fue la de terraza (Figura 31A, C, D y E) de tamaño pequeño < 3cm, la cual constituía gran parte (>60%) de todos los depósitos. Junto con esta se observó solo en un depósito la textura de streamer (Figura 31B), y, además, dos nuevas texturas, denominadas fungi y azucarada (Figura 32 y 33).

De las observaciones realizadas en el SEM, se destaca una densa cantidad de microorganismos filamentosos > 100 μm, los cuales en algunas zonas son recubiertos por superficies suavizadas de sílice. En general existe una baja presencia de microesferas de ópalo-A, las cuales se encuentran

asociadas a los microorganismos. Además, se observaron vestigios vegetales (Figura 31H).

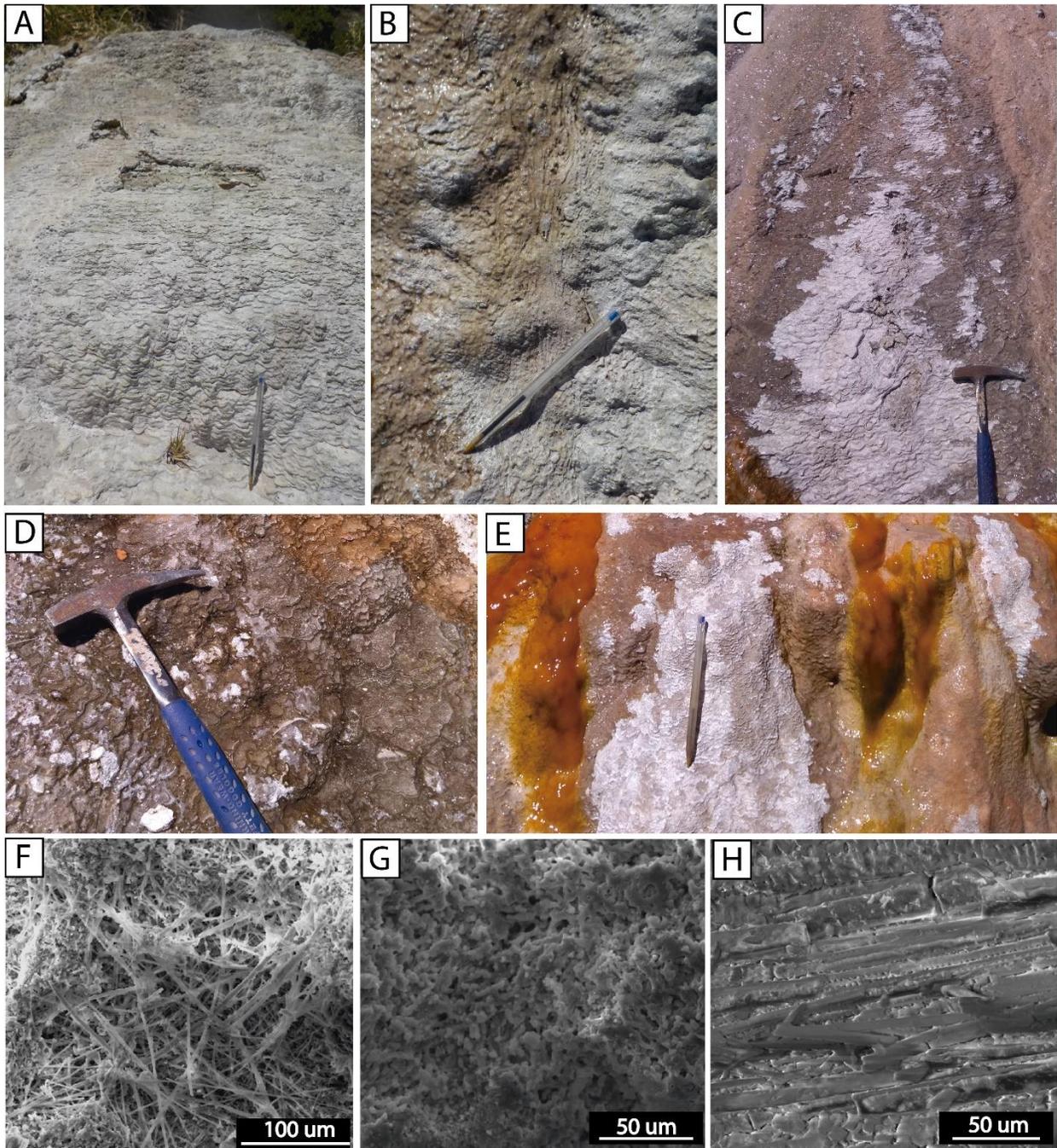


Figura 31: Texturas encontradas en el ambiente medio. (A) Textura de terraza sitio 1. (B) Textura de streamer (canales) sitio 7. (C) Textura terrazas sitio 5 perpetual spouter 2. (D) Terrazas pequeñas del sitio 6. (E) Terrazas sitio 7. (F) Filamentos de microorganismos en muestra de sínter vista en el SEM. (G) Filamentos del microorganismos recubiertos con sílice homogénea. (H) Fragmentos vegetales en SEM.

Textura fungi: fue observada en el sitio 1, en lo que aparentaba ser un antiguo canal de descarga, a una distancia aproximada de 6 metros del actual vent. La muestra de mano obtenida mide 19x7 cm² y es de color grisáceo. Los aparentes “hongos” que exhibe miden entre 1mm y 1.5 cm de diámetro, con una altura < 3mm y entre ellos se ve la presencia de vida orgánica (algas o bacterias).

En el SEM se observó tanto la parte interna como externa (convexa hacia arriba) de la muestra. La

parte interna mostró una capa homogénea compuesta por microesferas de ópalo-A de entre 1- 3 μ m, las cuales se agrupan en clusters de 6 a 15 μ m y se presentan principalmente en cuevas o lugares protegidos que no habían sido recubiertos por una capa suavizada de sílice. Estas microesferas se encuentran acompañadas de colonias de microorganismos filamentosos (Figura 32G).

La parte externa de la muestra exhibe una alta cantidad de microorganismos filamentosos de tamaños > 300 μ m, distintos a los observados en la parte interna. Las microesferas de ópalo-A se encuentran asociadas a los microorganismos.

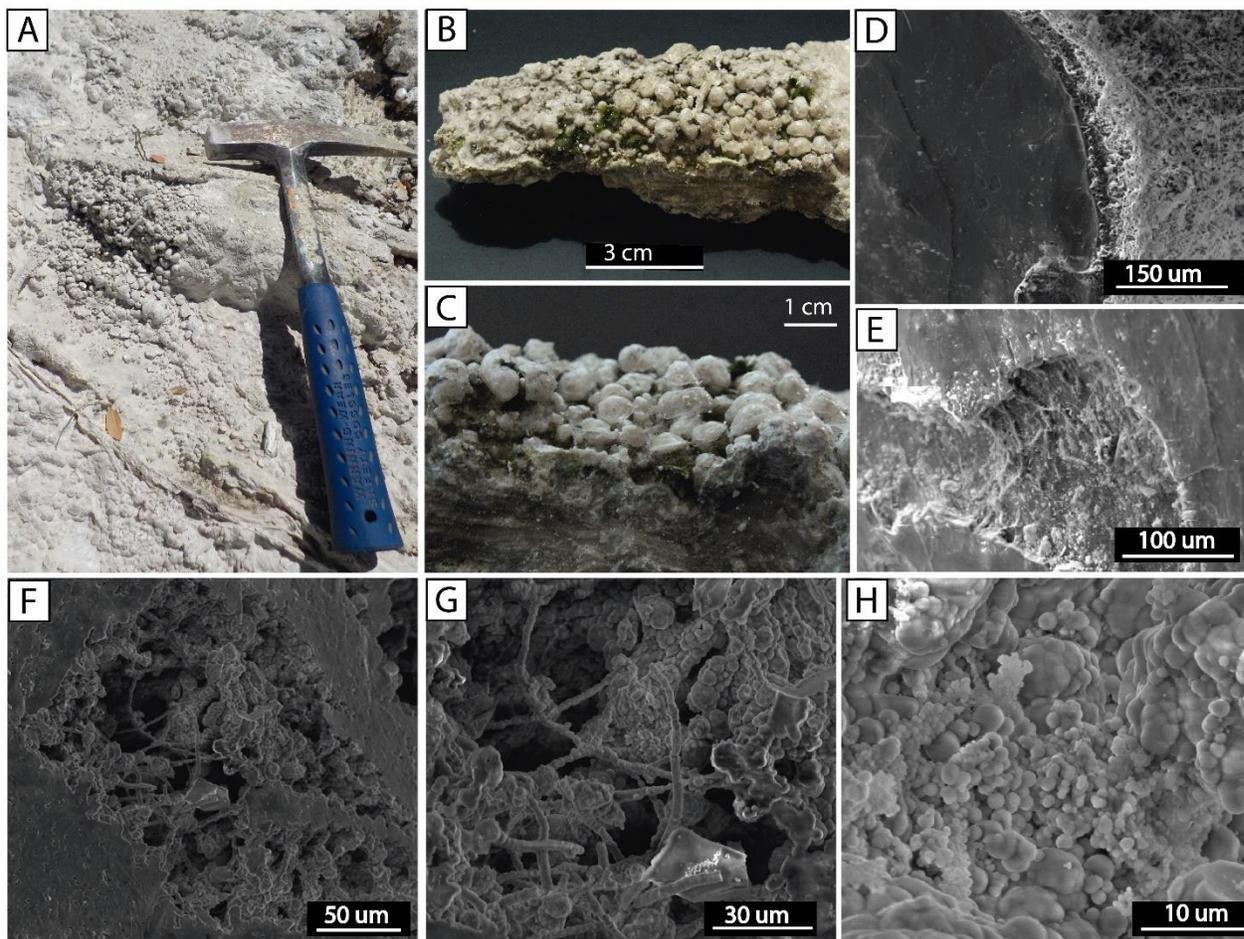


Figura 32: (A) Textura fungi ubicada en lo que aparentaba ser un antiguo canal de descarga del sitio 1. (B) Muestra de sínter obtenida del depósito. (C) Acercamiento a los "hongos" presentes en la textura. (D) Fotomicrografía de la parte externa de la muestra, donde se observa la morfología de estos "hongos" en el SEM, la cual presentaba una superficie homogénea de sínter en la parte superior y hacia la parte inferior colonias de microorganismos. (E) Acercamiento a la capa homogénea donde se pueden observar que esta recubre a los microorganismos. (F) Fotomicrografía de la parte interna de la muestra de sínter, donde se observa una capa homogénea de sínter y grietas o cuevas donde se exhiben microorganismos (G) y microesferas de ópalo-A (H).

Textura azucarada: se observó relacionada al géiser del sitio 4, a una distancia aproximada de 5 metros del vent, en el canal de descarga activo, siendo expuesta a un ambiente subaéreo y subacuático (Figura 33A -33B). Las 3 muestras de mano obtenidas son pequeñas, no superando los 3x2 cm, de color grisáceo. En la superficie de éstas, se pueden observar pequeños montículos (< 1mm) los que terminan hacia arriba de una forma más aplanada, incluso algunos pareciesen estar unidos a otros. En el reverso de las muestras (Figura 33F) se pueden observar estos mismos montículos, pero mucho más achatados, apenas sobresaliendo de la superficie.

En el SEM se observaron agregados de microesferas de ópalo-A asociados a distintos tipos de microorganismos, distinguiéndose un mínimo de cuatro variedades diferentes. Si bien todos eran filamentosos, estos varían en tamaño (de 5 hasta 100 μ m de largo) y en coloración (algunos negros,

otros blancos y otros translucidos). En algunas zonas de la muestra se presentan variaciones micro topográficas, las cuales en la cima pueden presentar una capa de sílice suavizada. En algunas de estas áreas donde la capa homogénea no cubre el total de la cima, se pueden distinguir las microesferas de ópalo-A y la presencia de microorganismos (Figura 33H- 33I)

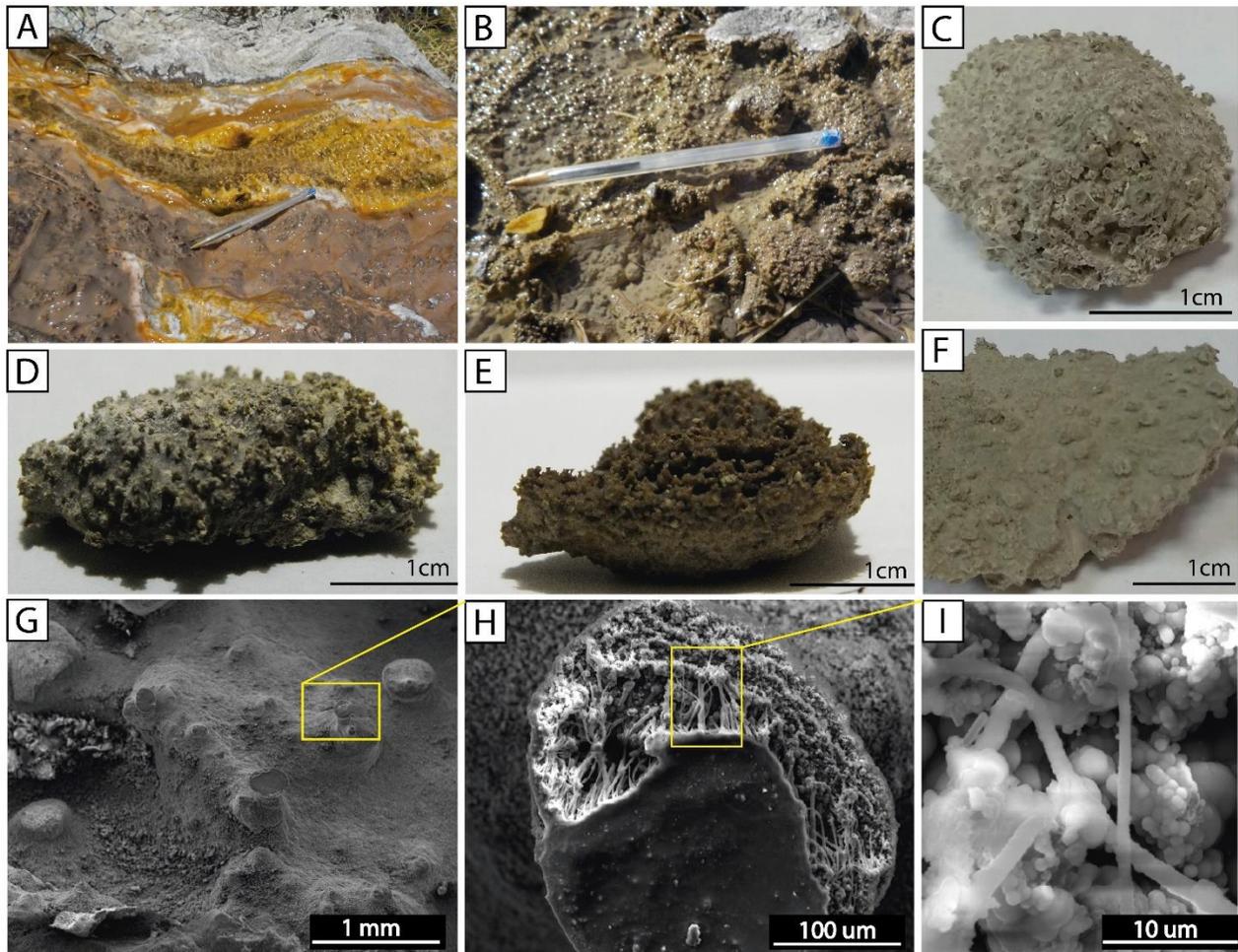


Figura 33: (A) Canal de descarga del sitio 4 donde se encontraba la textura azucarada. (B) Parte del canal de descarga donde no se observan las esteras anaranjadas de microorganismos. (C), (D) y (E) Corresponden a las muestras de sínter obtenidas para la textura azucarada. (F) El reverso de la muestra en (C). (G) Fotomicrografía de los altos topográficos correspondientes a 1mm. (H) Acercamiento a uno de estos altos, que presentaba superficie suavizada y homogénea en la cima y bajo esta se observan microorganismos y microesferas de ópalo-A. (I) Acercamiento a los filamentos de microorganismos y las microesferas de ópalo-A.

5.2.3.- Ambiente distal

El ambiente de menor temperatura (<math><35^{\circ}\text{C}</math>) se caracteriza por presentar la textura de terraza, en las cuales al igual que en los ambientes anteriores, las piscinas no superan los

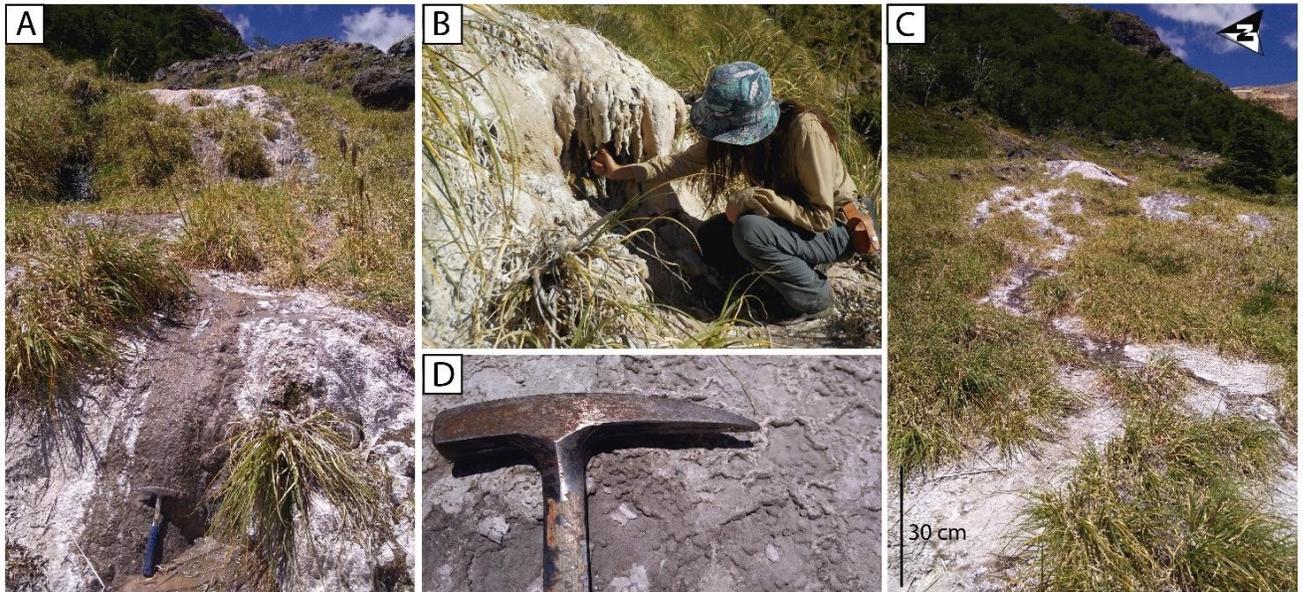


Figura 34: Texturas ambiente distal. (A) Depósitos distales con textura de terraza. (B) Estalactitas producto de la pendiente y la vegetación baja en la zona. (C) Depósitos distales del sitio 6, caracterizados por nódulos en terrazas y sínter desecado. (D) Acercamiento de la textura nódulos en terraza para el sitio 6.

Para el ambiente distal, se observaron en el SEM las muestras con textura de terraza, en conjunto con las puntas de las estalactitas y las muestras obtenidas de la pared casi vertical aledaña al río. A escala de muestras de mano, las estalactitas presentan textura de terraza en todo su alrededor (Figura 35A); a éstas se les realizó un corte transversal y en su interior se observaron distintas capas de recubrimiento de sílice (Figura 35B). Sin embargo, bajo observación SEM estas muestras solo mostraron una muy alta concentración de microorganismos filamentosos ($> 50 \mu\text{m}$ de largo), no pudiéndose identificar las distintas capas observadas de forma macroscópica. Las muestras del río, por otra parte, fueron las que presentaron la mayor cantidad de diatomeas (Figura 35E) y probablemente el mayor número de microorganismos. Destacan, en particular, microorganismos no-filamentosos (Figura 35F). Estas muestras tampoco presentaron la superficie suavizada de sílice, ni gran abundancia de nano y microesferas de ópalo-A. En un corte transversal se evidenció que la capa de sínter presente en la muestra es menor a 1 mm de espesor, y que el sustrato sobre la que se deposita corresponde a una obsidiana (Figura 35D).

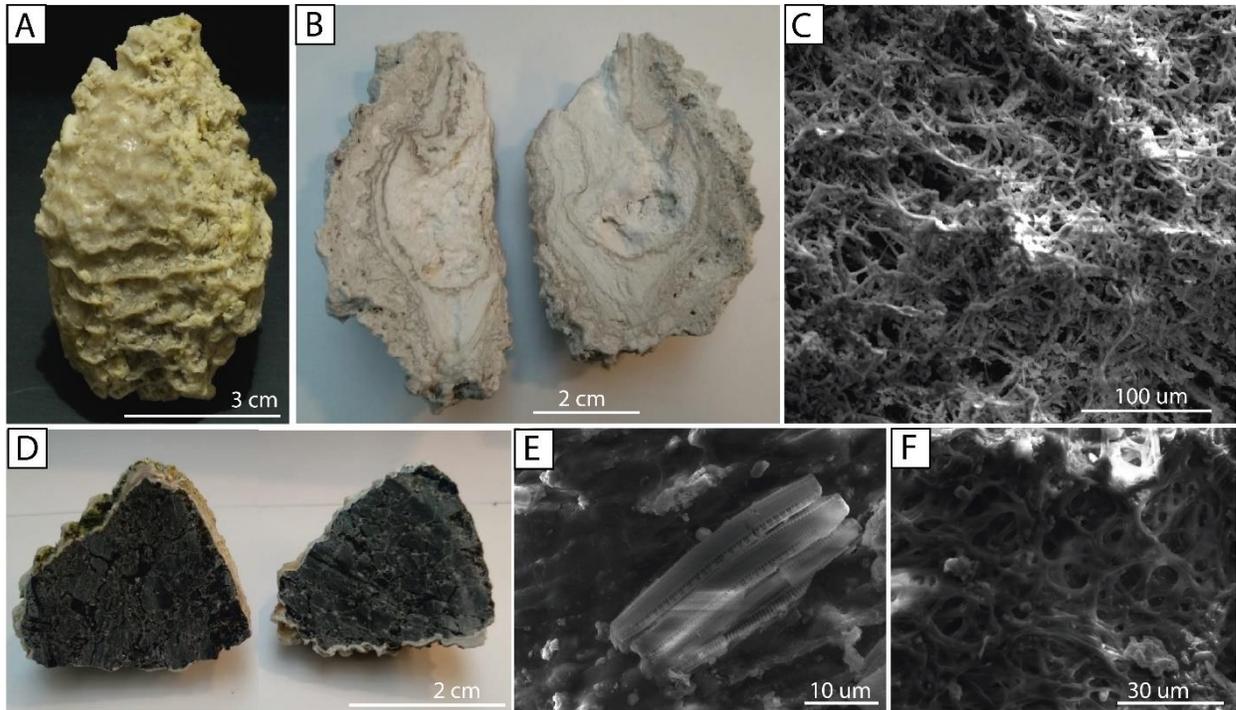


Figura 35:(A) Gotita de estalactita con textura de terraza en todo su alrededor. (B) Corte transversal a la muestra (A) donde se observan las capas de sínter. (C) Microorganismos filamentosos observados en el SEM, las capas no eran distinguibles. (D) Muestra de sínter silíceo obtenida de la pared vertical en contacto con las aguas del río, se distingue una pequeña capa milimétrica < 2mm que la recubre. (E) Diatomeas presentes en la muestra. (F) microorganismos con textura similar a una red.

5.3.- Micro-estructura y composición química del sínter

Como se evidenció en la sección anterior, mediante el uso del SEM se pudieron distinguir nano y micro-esferas de ópalo-A en el sínter. Esta corresponde, morfológicamente, a la única fase de sílice observada en las muestras de sínter estudiadas. En particular, se destacan tres dominios morfológicos en las muestras, los cuales están presentes tanto en el ambiente proximal, como medio y distal. Estos dominios han sido previamente descritos por Handley et al. (2005) en los depósitos de sínter de Champagne Pool, Waiotapu, Nueva Zelanda. A continuación, se describen las morfologías identificadas en las muestras estudiadas:

- **Dominio de gránulos:**
La morfología dominante son las esferas y subsferas de ópalo-A, las cuales muestran superficies lisas en un amplio rango de tamaños, por lo general < 10 μm, acomodándose unas encima de otras llegando a formar clusters de mayor tamaño. Estas se pueden encontrar en la superficie expuesta de la muestra, o rellenando espacios protegidos como pequeñas cuevas (Figura 36).

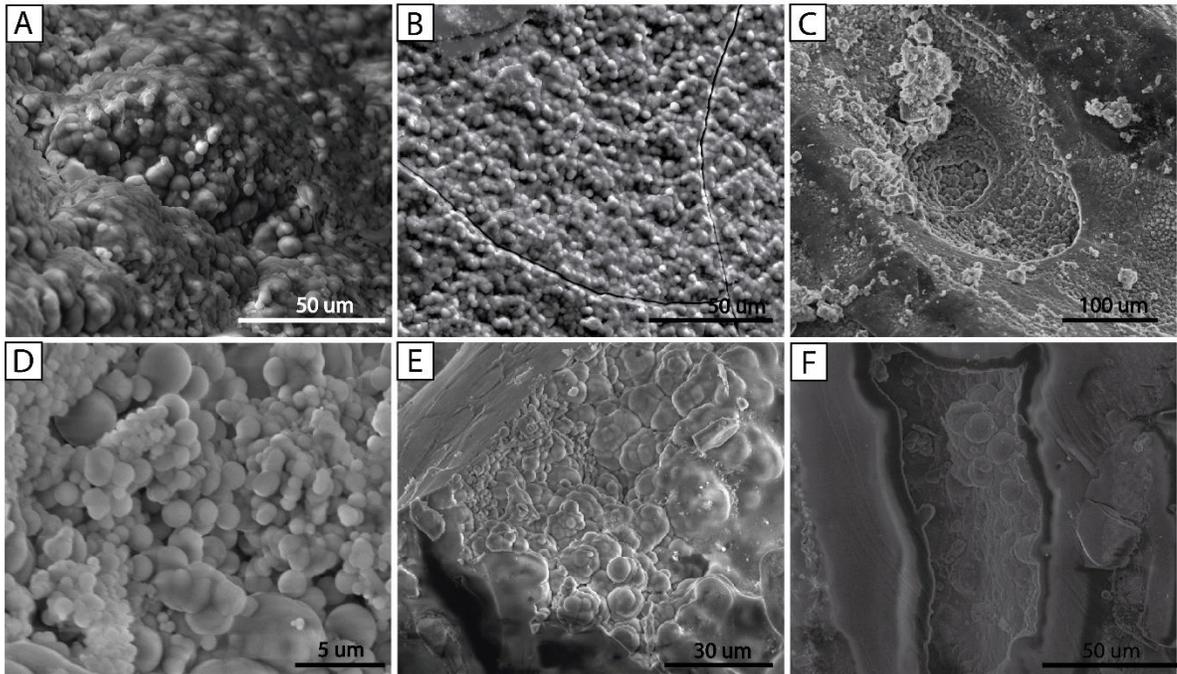


Figura 36: Dominio granulados. (A) Microesferas de ópalo-A con una leve cobertura suavizada. (B) Microesferas de ópalo-A. (C) Microesferas de ópalo-A en textura agujeros, donde se observa que estas se acumulan en zonas protegidas. (D) Microesferas de ópalo-A. (E) Clusters de ópalo-A. (F) Ópalo-A en superficies protegidas como cuevas.

- **Dominio de superficies homogéneas:**

Como el nombre lo indica, se distinguen por ser capas de ópalo-A masivo, las cuales presentan grosores pequeños $< 1 \mu\text{m}$ y se extienden lateralmente desde 30 hasta más de 100 μm , mostrando límites nítidos. Estas capas por lo general se encuentran en las zonas más elevadas dentro de la morfología de cada muestra como se observa en la Figura 37.

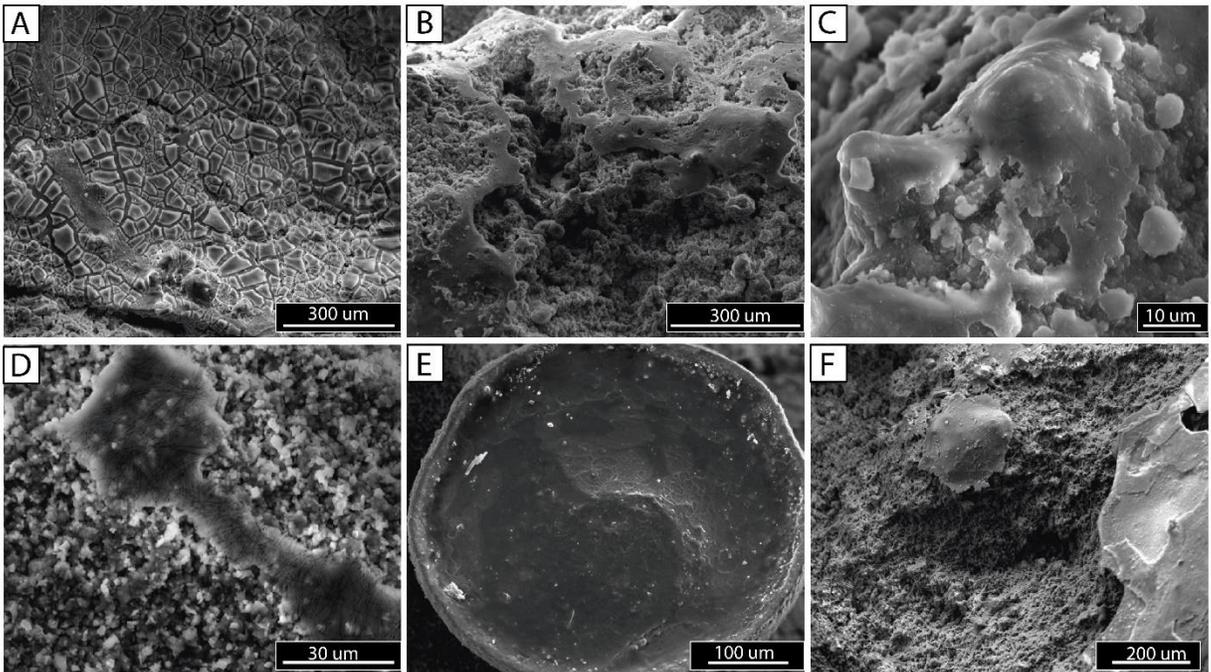


Figura 37: Dominado por superficies homogéneas. (A) Superficie homogénea afectada por grietas de desecación. (B) Superficie homogénea recubriendo ópalo-A. (C) Superficie homogénea cubriendo zonas altas topográficas de sintér. (D)

Superficie homogénea cubriendo microesferas de ópalo-A con microorganismos silicificados. (E) Superficie homogénea cubriendo todo un alto topográfico. (F) Superficies homogéneas en zonas altas.

- Dominio de microorganismos:

En general se observó una gran diversidad de esteras microbianas termofílicas. Estas varían de tamaño (desde 5 μm hasta $> 100 \mu\text{m}$), aunque usualmente corresponden a filamentos alargados y de distintos colores (blancos, translúcidos, negros, etc). La identificación en términos taxonómicos es difícil, sobre todo a través de este tipo de imágenes, y debido a que numerosos organismos pueden formar filamentos.

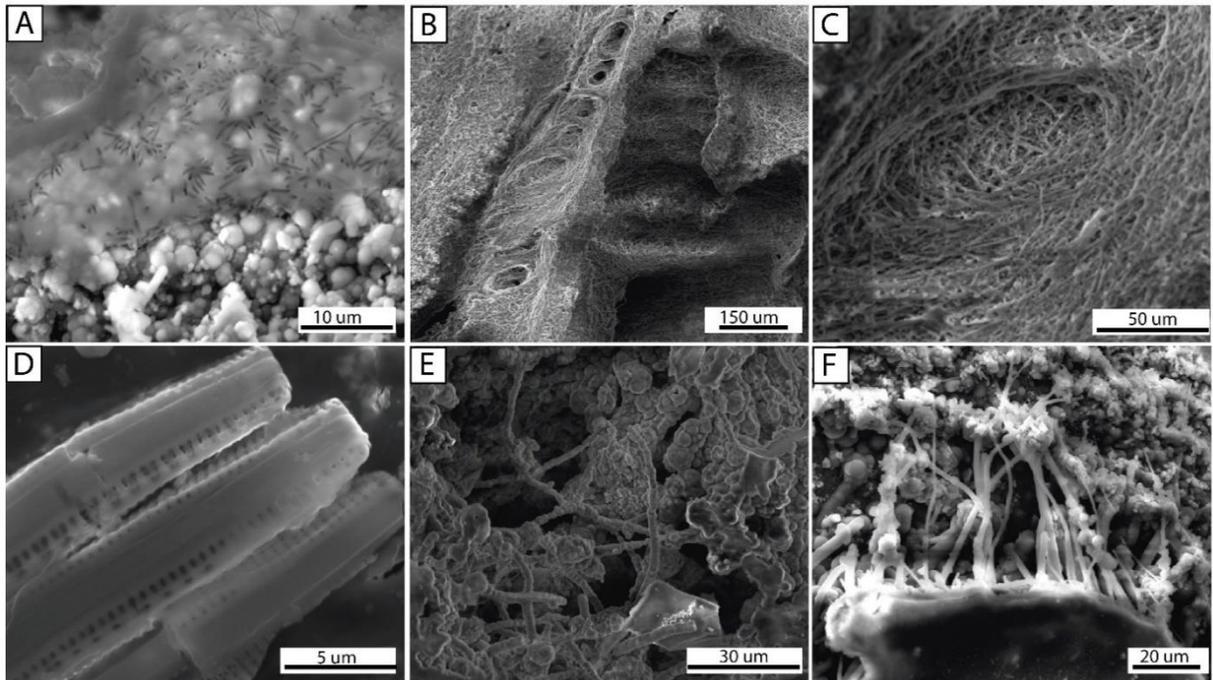


Figura 38: Dominado por microorganismos. (A) filamentos pequeños cercanos al 1 μm de largo. (B) Filamentos de microorganismos que general una superficie con cavidades. (C) Acercamiento de una cavidad anteriormente mencionada en B. (D) Diatomeas presentes en muestra de río. (E) Microorganismos silicificados donde se observan los anillos constituyentes de la colonia. (F) Microorganismos en zonas protegidas (bajo superficies suavizadas).

Junto con analizar las morfologías en el SEM, se realizó también un análisis semi-cualitativo para evaluar la presencia de posibles minerales accesorios. En general análisis arrojan mayoritariamente concentraciones de Si y O, aunque también se detectaron concentraciones menores de Na, Ca, C, Al y K. Solo una muestra presentó elementos como Fe y S, en lo que aparenta ser una piritita dodecaédrica (Figura 40). Los resultados analíticos obtenidos se resumen en las Figuras 39 y 40.

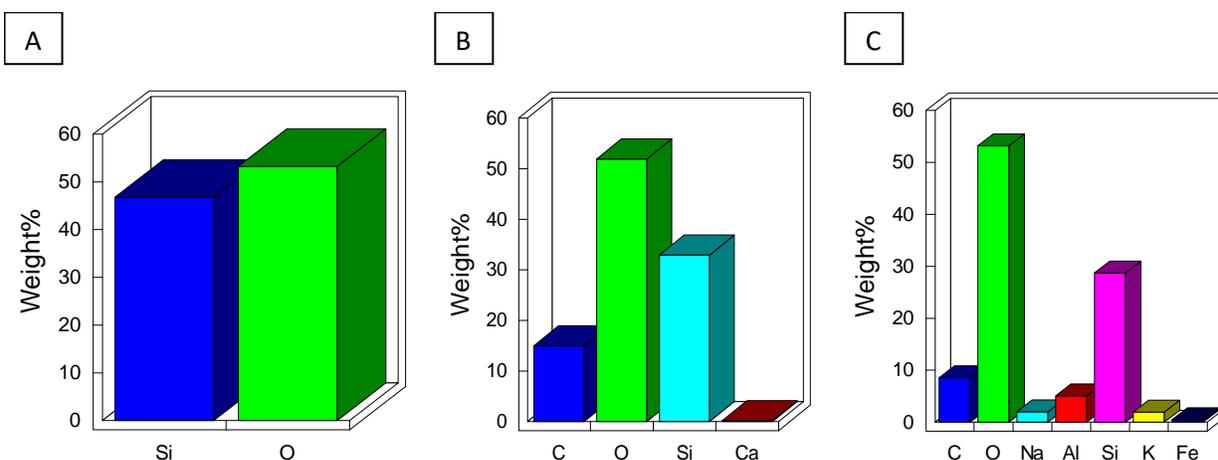


Figura 39: Gráficos ilustrativos sobre la abundancia de los elementos en las muestras, en general dominaba Si, O, C, Na, Al y K.

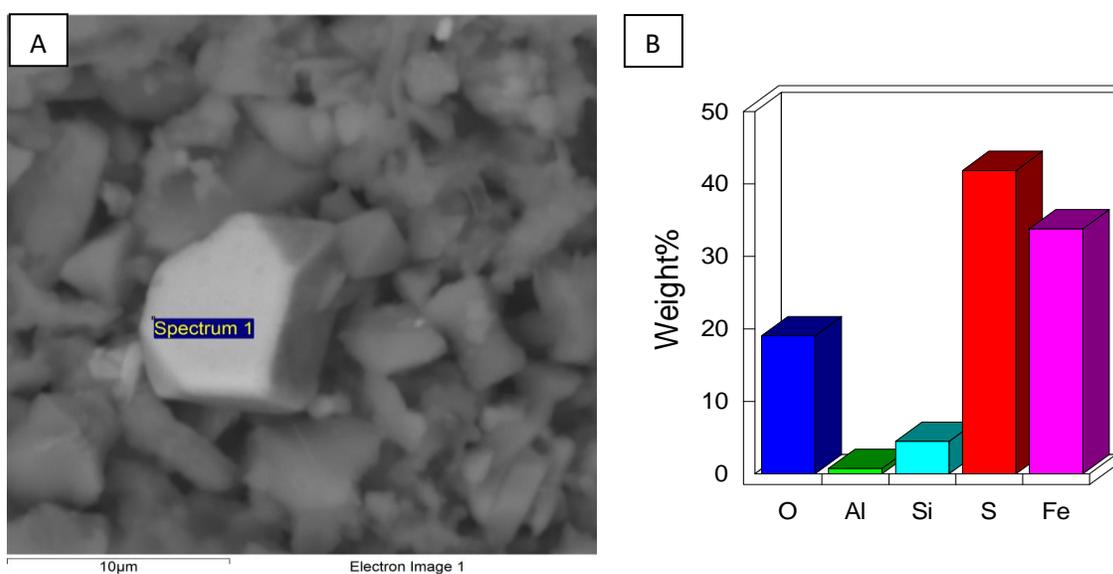


Figura 40: Pirita dodecaédrica. (A) Se observa claramente el grano de pirita. (B) Composición semi- cualitativa de la pirita.

5.4.- Análisis de XRD

Mediante el análisis de difracción de rayos-X de 11 muestras de síntesis, se identificaron las fases presentes y se determinaron los valores de ancho del peak (FWHM), calculando de forma manual el ajuste de la línea base y la curva del espectro. El detalle de cada muestra según sus fases minerales presentes se especifica en la Tabla 2. Por otra parte, el cálculo de la amplitud y el FWHM, junto con el análisis mineral, para tres muestras se puede observar en la Figura 41. El resto de los análisis se reporta en la sección de anexos, en el Apéndice 2.

Los resultados muestran bandas anchas centradas entre el 23.2 y el 24.1 °2θ, con valores del ancho medio FWHM entre 7.6 y 8.9 °2θ. Estos resultados, junto con la forma del espectro confirmarían que la fase de sílice presente en todas las muestras es el ópalo-A, en concordancia con las observaciones realizadas en el SEM. Además de la presencia mayoritaria de ópalo A, se distinguieron algunos peaks en el difractograma, que fueron identificados como plagioclasas sódicas (albita, labradorita, anortita sódica, andesina). Solo una muestra registró un peak de cristobalita, y una muestra no registró ningún otro peak siendo completamente amorfa.

Muestra	Amplitud °2θ	FWHM °2θ	Fase sílice	Otros minerales
ALP_01M1	23.7	8.6	Ópalo - A	Albita – Anortita
ALP_01M4	23.2	7.9	Ópalo - A	-
ALP_01M5	23.8	8.4	Ópalo - A	Andesina- Anortita - Labradorita
ALP_01M6	24.1	8.8	Ópalo - A	Andesina – Anortita
ALP_02M1	23.55	8.5	Ópalo - A	Albita – Andesina
ALP_05M1	24	8.9	Ópalo - A	Andesina – Albita
ALP_05M2	24.25	8.9	Ópalo - A	Albita – Labradorita - Anortita
ALP_05M3	24.3	8.9	Ópalo - A	Anortita - Andesina
ALP_05M6	23.35	7.7	Ópalo - A	Albita – Labradorita
ALP_06M1	23.8	8.2	Ópalo - A	Andesina – Anortita – Labradorita
ALP_07M2	23.2	7.6	Ópalo - A	Cristobalita

Tabla 2: Resumen de los valores de amplitud y FWHM y las fases minerales presentes

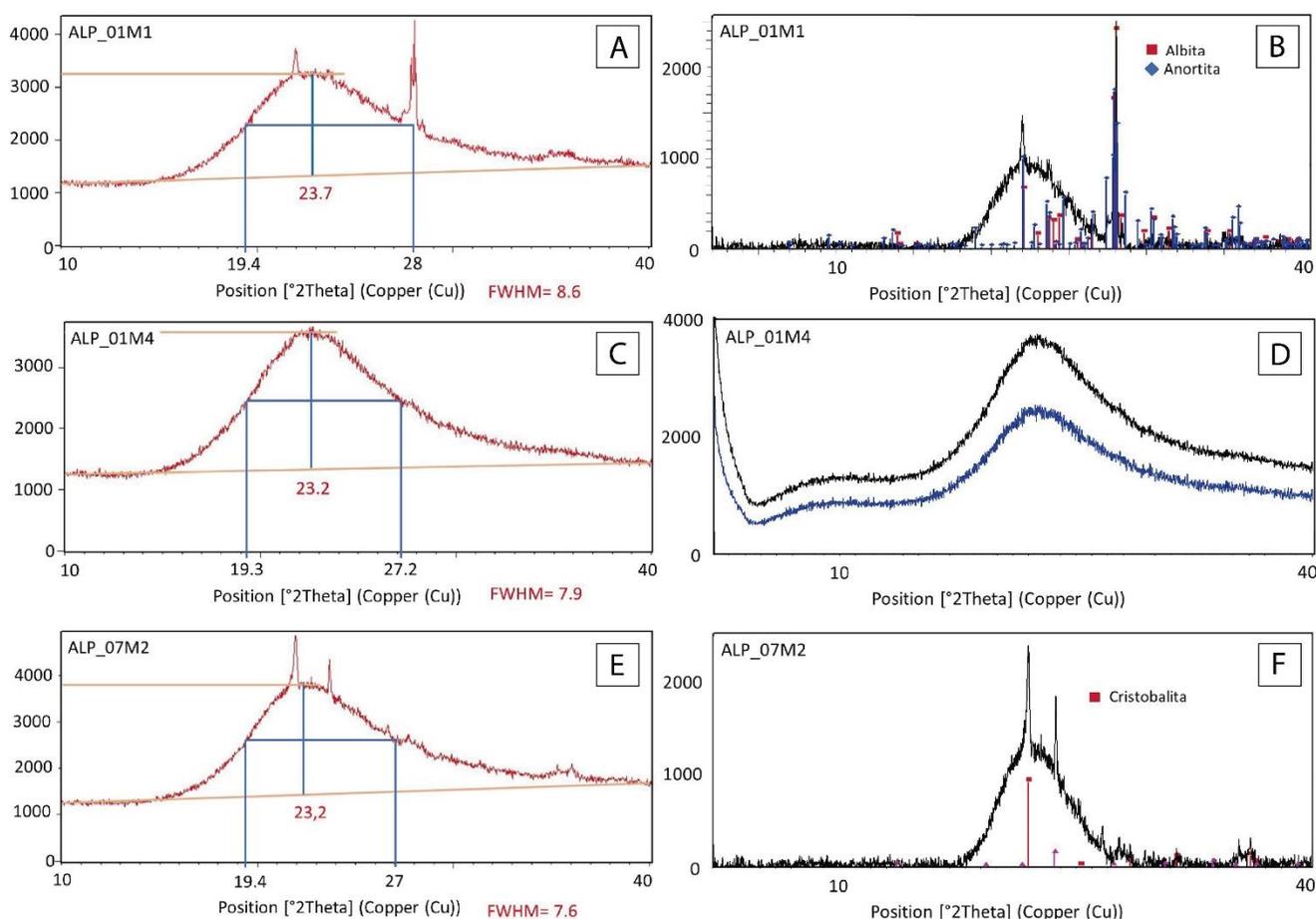


Figura 41: Difractogramas para las muestras ALP_01M1, ALP_01M4 y ALP_07M2, donde las muestras restantes siguen un comportamiento muy similar a ALP_01M1. A) C) y E) Corresponden al cálculo manual realizado para obtener los valores de amplitud y del FWHM. B) D) y F) Obtención de minerales mediante el uso del software EVA, donde en B) se observan peaks que coinciden para albita y anortita. D) no presenta ningún peak mineral y F) Presenta un peak muy marcado de cristobalita.

5.5.- Geoquímica de aguas termales

Las muestras de agua provenientes de las fuentes termales de Alpehue (ALP-01, ALP-03, ALP-05, ALP-07) mostraron un pH neutro alcalino (7.2- 8.6) y temperaturas de descarga entre 88°-98°C. Por otra parte, la muestra de agua del río Allipén (ALP-09), tomada afuera del sector de las emanaciones geotermales y considerada como agua de deshielo presenta un pH de 8.4 y una temperatura de ~8,4°C.

Los resultados analíticos de la geoquímica de las fuentes termales y del río se presentan en las Tablas 4 y 5, correspondientes a cationes mayores y aniones respectivamente. Además, se presentan las concentraciones de bicarbonato, carbonato y sílice de las aguas en la Tabla 6.

Muestra	Na (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)
ALP-01	396,00	27,51	2,14	<0,07
ALP-03	423,50	27,51	1,88	<0,07
ALP-05	390,50	23,21	2,73	<0,07
ALP-07	372,00	23,15	1,43	<0,07
ALP-09	12,40	1,40	3,63	1,24

Tabla 3: Datos geoquímicos para cationes mayores.

Muestra	Fluoruro (mg/L)	Cloruro (mg/L)	Sulfato (mg/L)	Bromuro (mg/L)	Nitrato (mg/L)	Fosfato (mg/L)
ALP-01	2,80	429,98	77,22	1,04	<0,10	<0,20
ALP-03	2,63	416,73	75,79	1,07	<0,10	<0,20
ALP-05	3,73	395,18	87,54	0,98	<0,10	<0,20
ALP-07	3,99	385,19	83,90	0,95	<0,10	<0,20
ALP-09	0,16	8,46	7,52	<0,05	<0,10	<0,20

Tabla 4: Datos geoquímicos para aniones.

Muestra	Bicarbonato (mg/L)	Carbonato (mg/L)	Sílice (mg/L)
ALP-01	179,0	5,5	392,2
ALP-03	101,9	12,6	412,7
ALP-05	99,2	5,2	369,3
ALP-07	110,1	11,4	372,9
ALP-09	27,0	nd	-

Tabla 5: Resultados de bicarbonato, carbonato y sílice.

La química de las aguas termales está caracterizada por una alta concentración de SiO₂ (369 -412 mg/L), Na (372- 423 mg/L) y Cl (385-429 mg/L). Con respecto a los cationes traza, en general éstos presentaron un alto contenido en promedio de Li (1,5 mg/L), B (14,8 mg/L) y As (1,1 mg/L). A pesar del limitado número de muestras de agua, en general no se observa una variación significativa entre las concentraciones de cationes y aniones entre una fuente termal y otra. El resto de los datos químicos de las fuentes termales estudiadas en Alpehue se presenta en el Apéndice 3 de la sección de anexos.

5.5.1.- Clasificación de las aguas

La composición química del agua permite la identificación de la naturaleza de las manifestaciones termales de la zona de estudio. Para esto se utilizó el diagrama Piper (Figura 42) en el cual, los datos correspondientes a las aguas termales se ubican en el dominio de las aguas cloruradas sódicas, mientras que el dato correspondiente al agua recolectada en el río se consideraría bicarbonatada sódica. Esta caracterización coincide con los resultados analíticos de los fluidos, obtenidos anteriormente en las Tablas 4, 5 y 6, los cuales mostraron aguas termales con alto contenido en promedio de Na, Cl y SiO₂ mientras que el agua del río tendría una naturaleza más bicarbonatada debido al bajo contenido en carbonato y sílice.

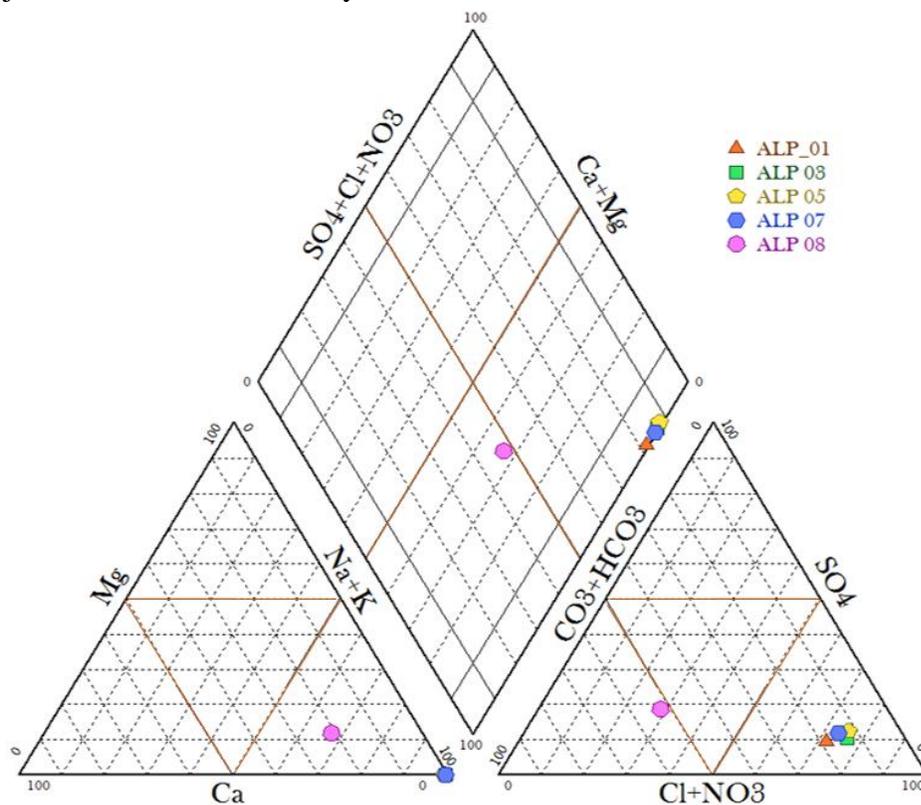


Figura 42: Diagrama Piper para las muestras de aguas recolectadas durante la campaña de terreno en el campo geotermal géiseres de Alpehue.

En el diagrama ternario HCO₃- SO₄-Cl, propuesto por Giggenbach (1988) y en el cual se clasifican las aguas termales según sus aniones mayores, se puede observar que los datos correspondientes a las muestras de aguas termales de Alpehue se ubican en el dominio de las aguas maduras mientras que la muestra con agua proveniente del río se encuentra en el dominio de aguas periféricas.

Considerando que las aguas termales muestreadas se encuentran muy cerca de la zona de aguas maduras, se puede aplicar el uso de geotermómetros (ej., Na, K, Mg, Ca y SiO₂) con suficiente confianza (Giggenbach, 1991) (ver sección 5.5.2)

También se realizó el diagrama ternario Li-B-Cl (Figura 43). El cual se utiliza para dilucidar el posible origen de las aguas termales. Elementos como el Cl, Li y B son considerados conservativos dentro de un fluido geotermal. De éstos el menos propenso a sufrir modificaciones por procesos secundarios es el Li, el cual sirve como “trazador” para los procesos iniciales de disolución a profundidad y como una referencia para evaluar el posible origen de otros dos elementos conservativos importantes como lo son Cl y B (Giggenbach, 1991). Este diagrama sugiere que las

aguas termales de Alpehue tendrían una interacción agua- roca con rocas de composición intermedia.

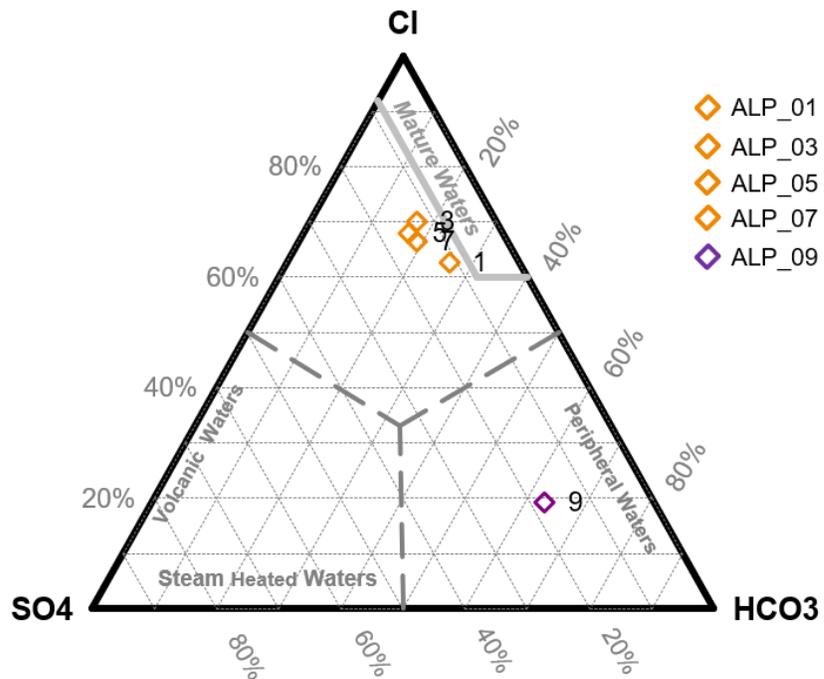


Figura 43: Diagrama ternario HCO3 - SO4 - Cl, donde las muestras termales caen en el campo de muestras maduras.

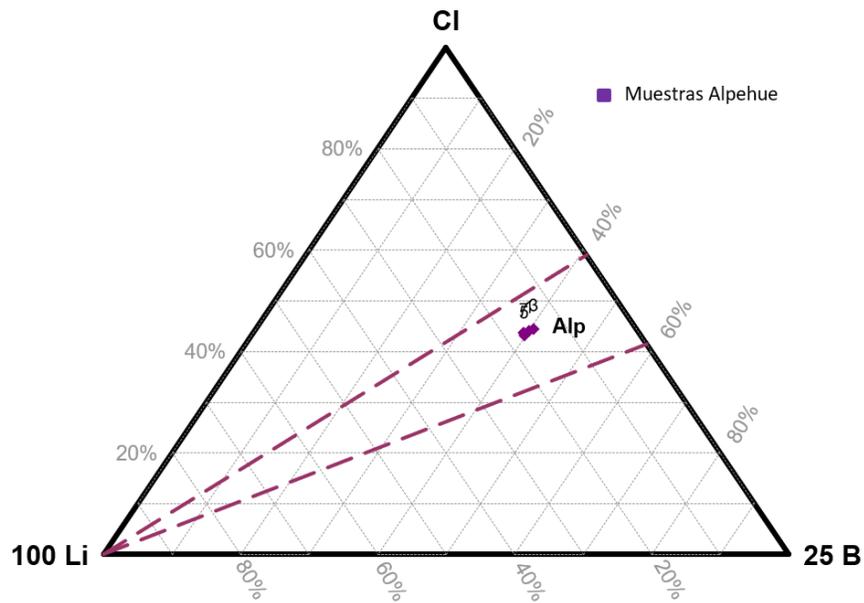


Figura 44: Diagrama ternario Cl-Li-B.

5.5.2.- Geotermometría

Geotermómetro de la sílice

Este geotermómetro es importante ya que indica la última temperatura de equilibrio, debido a que la solubilidad de los minerales silíceos está controlada por la temperatura (Fournier, 1991). Se basa en la reacción de disolución del ácido silícico:



Fournier (1985) propone 3 ecuaciones para definir la temperatura del reservorio/equilibrio, y estableció que sobre los 180°C la solubilidad de la sílice estará controlada por el cuarzo, luego entre 120°C-180°C por la calcedonia y bajo los 120°C la sílice amorfa.

- Cuarzo sin pérdida de vapor $T = \frac{1309}{5.19 - \log(S)} - 273,15$
- Cuarzo con máxima pérdida de vapor a 100°C $T = \frac{1522}{5.75 - \log(S)} - 273,15$
- Calcedonia $T = \frac{1032}{4.69 - \log(S)} - 273,15$

En la Tabla 8 se resumen los valores obtenidos para cada muestra utilizando cada ecuación, el desarrollo se encuentra en el Apéndice 4 de la sección de anexos.

Muestra	ALP 01	ALP 03	ALP 05	ALP 07
Qz sin pérdida de vapor (°C)	230	235	226	227
Qz con máx pérdida de vapor 100°C (°C)	209	212	205	206
Calcedonia (°C)	219	224	213	214

Tabla 6: Valores obtenidos aplicando las 3 ecuaciones mencionadas anteriormente para cada muestra.

Geotermómetro Na/K

Henley et al. (1984) propone que bajas razones de Na/K (<15) están relacionadas a ascenso rápido de los fluidos termales a la superficie, por lo tanto, se asociarían a estructuras que permitan el ascenso a zonas permeables. Esto permite estimar temperaturas del reservorio geotermal, en particular para aquellos de alta temperatura. Razones altas, por otra parte, indicarían flujo lateral, reacciones de interacción agua- roca que ocurren cerca de la superficie y/o enfriamiento por conducción (Nicholson, 1993). Las razones obtenidas para cada muestra se detallan en la Tabla 6:

Muestra	ALP 01	ALP 03	ALP 05	ALP 07
Na/K	14,39	15,39	16,82	16,06

Tabla 7: Valores para razón Na/K en las muestras termales de Alpehue.

En general, los valores de las razones Na/K obtenidas fueron muy cercanos al límite planteado por Nicholson (1993), por lo que se incorporaron a la fórmula propuesta por Giggenbach (1988) para el geotermómetro de Na/K:

$$t(^{\circ}C) = \frac{1390}{\left[\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1,750\right]} - 273$$

Los resultados para cada muestra se resumen en la Tabla 7:

Muestra	ALP 01	ALP 03	ALP 05	ALP 07
Temperatura °C	205	200	192	194

Tabla 8: Temperaturas estimadas para cada muestra con la razón Na/K.

Estos valores indican que es un sistema geotermal de alta temperatura (>150°C). El desarrollo para cada muestra se puede encontrar en el apéndice 4 de la sección de Anexos.

Geotermómetro Na-K-Mg

Este geotermómetro de cationes propuesto por Giggenbach (1988), es utilizado en general para estimar una temperatura del reservorio geotermal, y es válido siempre y cuando exista un equilibrio parcial o total entre el fluido hidrotermal y las rocas en profundidad. Las muestras de fuentes termales de Alpehue recaen en el campo de equilibrio parcial y sugieren una temperatura de 200°C (Figura 45), mientras que la muestra proveniente del río, y de carácter de deshielo, se ubica en el vértice del Mg, dentro del campo de las aguas inmaduras.

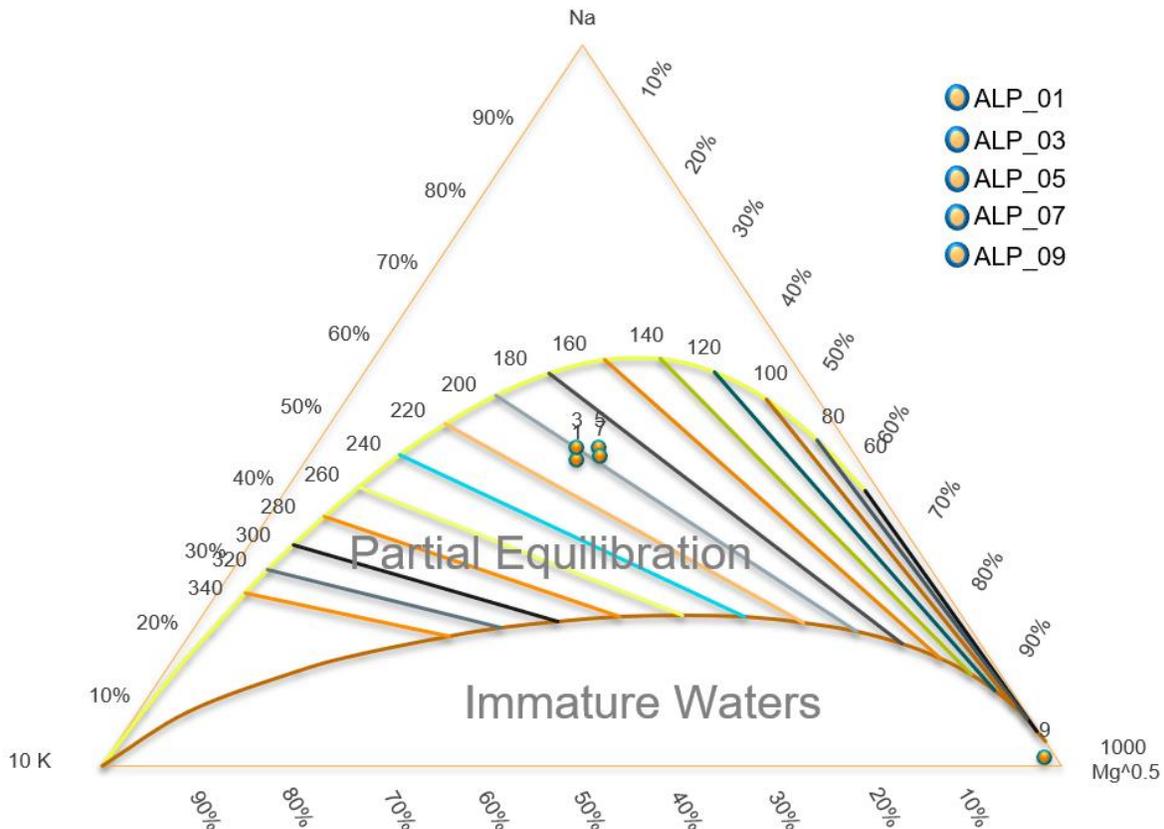


Figura 45: Diagrama Na-K-Mg de Giggenbach (1988).

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

En este capítulo se discuten las observaciones de terreno realizadas en el área junto con los resultados obtenidos analíticamente. Con el propósito de determinar el origen y formación de los depósitos de sílice de Alpehue, se analizan los distintos factores como la fuente de sílice, la permeabilidad de las rocas, las características químicas de las aguas termales, las texturas macroscópicas y microscópicas de los depósitos y las fases de sílice presente en éstos. Los resultados de este estudio se comparan con trabajos anteriores en campos geotermales en Chile y el mundo, para así constreñir el impacto de las condiciones ambientales y climáticas en la precipitación de sílice.

6.1.- Origen de los fluidos y fuente de la sílice

Autores como Cembrano y Lara (2009), Sánchez et al. (2013), Tardani et al. (2016) y Wrage et al. (2017) han reportado que los dos factores de primer orden que controlan la composición química de los fluidos hidrotermales y reservorios de la ZVS son el basamento y las estructuras que controlan la permeabilidad. Al sur de los 38°S, las fallas pueden alcanzar directamente la superficie, limitando así la permeabilidad del basamento cristalino según geometría de la red de fallas presentes (Cembrano y Lara, 2009). De este modo, pueden actuar como conductos de alta permeabilidad o también como barreras impermeables al flujo, dependiendo de factores como: el desplazamiento de la falla en la roca huésped, la litología de esta última, la precipitación de minerales hidrotermales en vetas/vetillas y su relación con el ciclo sísmico (Sibson, 1994; Wibberley et al., 2008; Sanchez-Alfaro et al., 2016a, 2016b).

En el sector de estudio, el volcán Sollipulli se encuentra entre dos zonas de fallas paralelas, correspondientes a una rama del Sistema de Fallas Liquiñe- Ofqui y a uno de sus lineamientos (Falla Reigolil-Curarrehue) ambas de dirección NS-N10°E. Por otra parte, durante el trabajo en terreno fue posible observar que la ocurrencia de las fuentes termales en superficie podría sugerir la existencia de un lineamiento con la misma orientación NS-NE (Figura 15, sección 5.1), esta orientación NS también se observa en el cajón del río Alpehue (Figura 15B), por lo que sería esperable la existencia de estructuras menores que pudieran controlar la permeabilidad de las rocas y la circulación de fluidos termales en la zona.

Además de un control estructural por fallas, la presencia de depósitos glaciares de deslizamiento y/o hialoclastitas, como las facies subglaciales descritas por Gilbert et al. (1996) en la zona, podrían proporcionar además una red de fracturas óptima necesaria para la ocurrencia de los géiseres naturales en Alpehue (White, 1967; Belousov et al., 2013; Hurwitz y Manga, 2017).

Para definir la evolución química de los fluidos y el mecanismo calórico Sánchez et al. (2013) identificó la ocurrencia de dos dominios geotermales aplicables en toda la ZVS: el Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (LOFS) y el Sistema de Falla de Larga Vida Oblicuo al Arco (ALFS), los cuales se basan en la naturaleza y cinemática de los sistemas de las fallas principales, la actividad volcánica y los tipos de rocas.

- El dominio del LOFS se relacionaría a la red de fallas y fracturas NE, donde los fluidos termales serían de origen meteórico con una signatura de baja razón B/Cl y alto pH, donde estos se descargan en superficie desde el basamento cristalino fracturado. La fuente de calor sería la conducción desde la roca circundante debido al alto flujo de calor del intra-arco.
- El dominio del ALFS se relaciona con las fallas WNW, las cuales promueven el desarrollo de reservorios magmáticos. Esto resulta en una signatura de alta razón B/Cl y pH neutro

alcalino comparado con los del dominio LOFS.

Considerando los dominios de Sánchez et al. (2013) en el diagrama Cl-Li-B de la Figura 46, el sistema geotermal géiseres de Alpehue se encontraría en un punto intermedio, lo que sería consistente debido a que comparte características de ambos dominios. Por una parte, tiene una baja razón B/Cl 0.036 (Apéndice 5 de anexos), por lo que se asocia al dominio del LOFS, pero no presenta el pH ácido característico de este, siendo más congruente con los fluidos de pH neutro alcalino asociados al dominio del ALFS. Por otro lado, el volcán Sollipulli es un volcán activo, lo que sugiere que la fuente de calor del sistema es magmática, no obstante, se encuentra en una zona de confluencia de dos sistemas de fallas, por lo que una parte del calor podría estar relacionado a conducción desde el basamento.

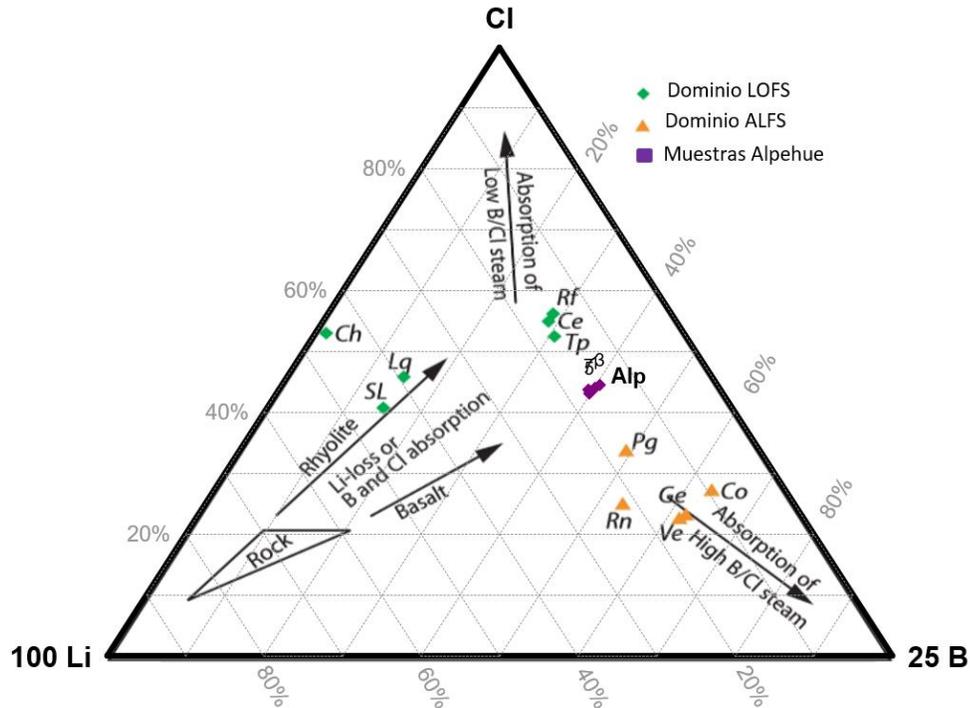


Figura 46: Diagrama ternario Cl- Li- B, donde se muestran los 2 dominios reconocidos por Sánchez et al. (2013), y se muestran donde caen las muestras de Alpehue. Modificado de Sánchez et al. (2013).

Según la Figura 46, los fluidos termales de Alpehue tendrían una interacción agua- roca con rocas de composición intermedia generando entre ambas un equilibrio parcial según lo indica la Figura 45. Esto se relacionaría, además, con las litologías presentes en el área de estudio (detalladas en el apartado 2), de esta forma, la fuente de sílice del sistema podría ser (1) los plutones del Meso-Cenozoico (Batolito Patagónico) correspondientes al grupo plutónico Galletué y su continuación hacia el sur, el grupo plutónico Reigolil, o (2) el Grupo plutónico Melipeuco del Mioceno.

En términos de concentraciones de SiO_2 , al comparar los niveles promedio de sílice disuelta en los fluidos de Alpehue con respecto de los aquellos medidos en los campos geotermales de Yellowstone (USA), Kamchatka (Rusia), El Tatio (Chile), Geysir (Islandia) y Waiotapu (Nueva Zelanda) (Giggenbach et al., 1994; Pasvanoglu et al., 1998; Tassi et al., 2010; Hurwitz y Manga, 2017), no se observan diferencias significativas entre los valores, e incluso los del Alpehue son muy similares al contenido de sílice en Yellowstone (Tabla 9)

Lugar	Alpehue	Yellowstone	Kamchatka	El Tatio	Geysir	Waiotapu
Sílice mg/L	386.7	336	257.7	233	421	301

Tabla 9: Comparativa de los valores de sílice (mg/L) para distintos campos geotermales a lo largo del mundo.

Además de las altas concentraciones de sílice en las aguas, estas también se clasificaron según el diagrama Piper (sección 5.5.1) como aguas cloruradas sódicas, en donde las altas concentraciones de Cl^- indicaría que las manifestaciones termales estarían siendo alimentadas desde una fuente profunda (Nicholson, 1993), mientras que las altas concentraciones de Na^+ indicaría que este elemento se encontraba en un alto grado en la roca huésped (conforme a rocas intermedias).

Por otra parte, el diagrama ternario $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ indicó que los fluidos termales de los géiseres de Alpehue tienen una tipología muy cercana a la de aguas maduras. Estos valores se incorporaron al diagrama de aniones mayores realizado por Wrage et al. (2017), donde se estudiaron treinta manifestaciones termales provenientes de distintos sistemas geotermales en la ZVS, entre los 36° y 41°S . El resultado sugiere que las aguas termales de Alpehue mostrarían uno de los mayores grados de madurez para la ZVS (Figura 47), junto a las aguas termales de Trapa Trapa (TT), Termas de Pemehue (PE) y Termas Balboa (BB).

Esta química más madura se debería a una prolongada interacción agua-roca, la cual promovería el equilibrio químico (o al menos de forma parcial) entre las soluciones termales y las fases minerales presentes en la roca (Gunnarsson y Arnorsson, 2000). La tectónica regional o local puede además favorecer los tiempos de residencia de los fluidos hidrotermales en la corteza según la geometría de las fallas y grietas subhorizontales, lo que podría permitir el almacenamiento de éstos por largos periodos de tiempo (Roquer et al., 2017).

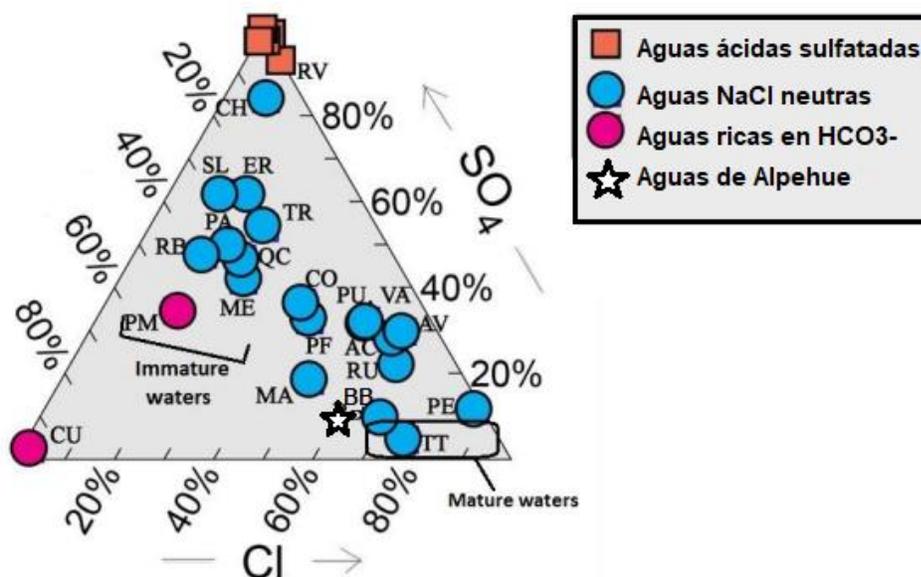


Figura 47: Diagrama ternario de aniones mayores, para las 30 muestras estudiadas en la ZVS por Wrage et al (2017) más la incorporación del promedio de muestras de Alpehue. Modificado de Wrage et al (2017).

Las aguas maduras son una característica común entre fuentes termales provenientes de reservorios geotérmicos (Tassi et al., 2010) y, además, sugieren que los geotermómetros de cationes y sílice (Na , K , Mg , Ca y SiO_2) se pueden aplicar con suficiente confianza (Giggenbach, 1991).

Los resultados de geotermometría resultantes de este estudio mostraron resultados similares (sección 5.5.2), sugiriendo temperaturas de equilibrio en torno a los 200°C , sugiriendo, además, la potencial presencia de un sistema geotermal de alta entalpía asociado al volcán Sollipulli.

Respecto al origen de las aguas presentes en la zona, si bien no se realizaron estudios isotópicos para las muestras de agua termal en Alpehue, sería esperable que los valores de δD fueran muy similares a los de la composición meteórica local, y que los valores de $\delta^{18}O$ mostraran un desplazamiento isotópico positivo respecto de las aguas meteóricas locales (Craig, 1963), indicando procesos de mezcla de fluidos y/o procesos asociados al sistema geotermal y volcánico.

6.2.- Facies y texturas en sínter silíceo

La principal característica de los géiseres de Alpehue y sus respectivos depósitos de sínter es que se encuentran en una ladera de alta pendiente ($50-60^\circ$) comparado con otros campos de géiseres, como El Tatio y Yellowstone, los cuales se depositan principalmente en cuencas de drenaje o en valles bien delimitados (ej. White, 1967; Munoz-Saez et al., 2016). Esta diferencia se ve claramente reflejada en las texturas de terraza (de ambiente medio a distal) encontradas en todos los depósitos de sínter de la zona, las cuales se caracterizan por ser pequeñas ($< 3 \times 3 \text{cm}^2$), mientras que en otros campos geotermales con topografía menos abrupta (cuencas) las terrazas pueden llegar a medir hasta varios metros de diámetro, como por ejemplo, la Primrose Terrace en Waitaopu que mide aproximadamente 225 metros de largo y entre 5-100 metros de ancho (Jones et al., 1999).

La gran pendiente de la zona de Alpehue no permitiría la formación de terrazas más extensas principalmente debido a que la altura de éstas permanece casi siempre constante, del orden de 4-6 mm sin importar lo escarpado de la zona (Hammer et al., 2010). Pentecost, (2005) generó una ecuación en la cual, considerando una altura constante h , y una distancia mínima de la piscina k , se puede predecir geoméricamente la distancia total de la piscina (Inter Dam Distance - IDD) en función de la pendiente α , como sigue:

$$IDD = \frac{h}{\tan \alpha} + k$$

De esta forma se producirán piscinas de mayor tamaño mientras más pequeña sea la pendiente y viceversa como se indica en el gráfico de la Figura 48.

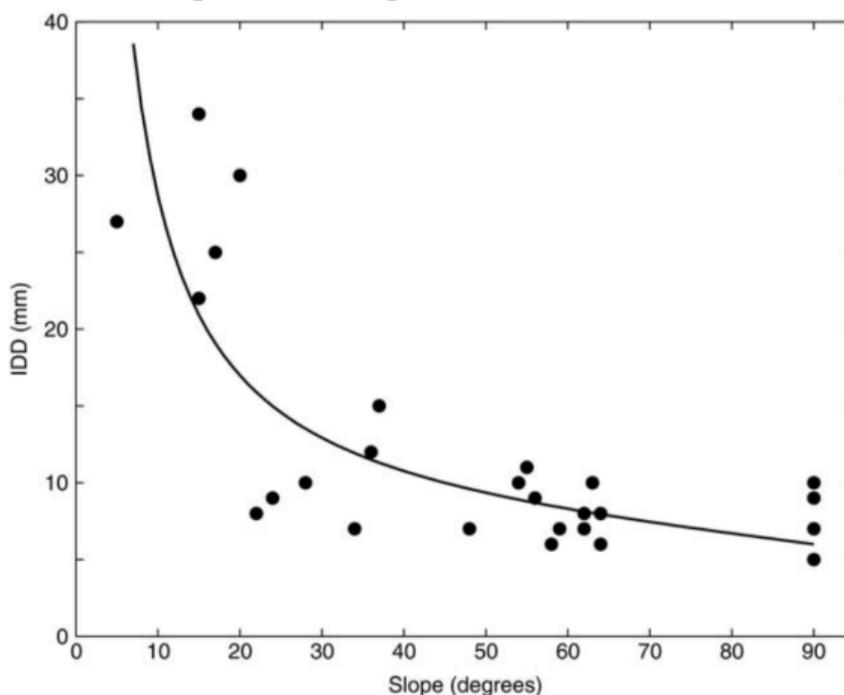


Figura 48: Puntos, pendientes y distancias entre piscinas (IDD) calculadas para pequeñas terrazas por Pentecost (2005)

De acuerdo con la clasificación de ambientes descrita en el apartado 5.2, se reconocieron dos texturas de sínter principales en la zona, la de geiserita y la de terrazas. La primera se forma alrededor de las fuentes termales en las zonas con extensa agitación superficial debido a presencia de olas y sus respectivas salpicaduras, correspondiendo en su mayoría a las texturas nodular, columnar y espicular, mientras que en menor medida a la textura laminar. Estas texturas comenzarían en el borde de las fuentes termales, el cual estaría dominado por la textura espicular en su cara interna y columnar hacia la cara externa, donde esta última estaría a su vez compuesta por capas apiladas de laminaciones convexas hacia arriba, las que terminarían en la textura nodular (Walter, 1976a ; Braunstein y Lowe, 2001; Campbell et al., 2015). Por otra parte, la textura de terraza domina en cantidad y si bien corresponde a una textura de ambiente medio- distal, en los géiseres de Alpehue esta textura fue observada alrededor de la fuente de surgencia, sobre y bajo ésta (a una distancia < 60 cm), como lo indican los depósitos de la Figura 49, correspondientes al sitio 6 y 7 respectivamente.

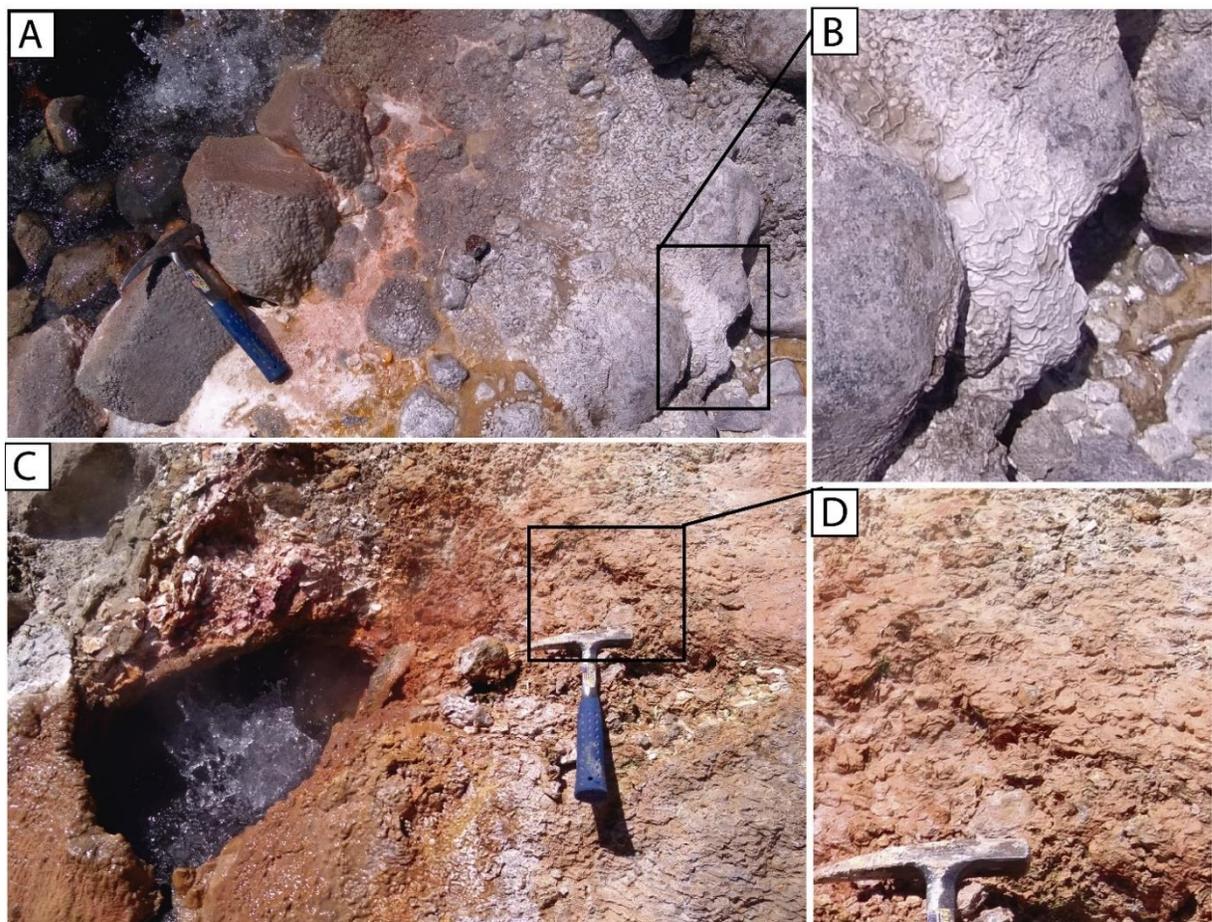


Figura 49: (A): Vent del sitio 6 situado a menos de un metro de textura de terrazas. (B) Acercamiento a la textura de terrazas. (C) Vent activo del sitio 7 donde se observó sobre él la textura de terrazas relacionadas al depósito de sínter más antiguo. (D) Acercamiento a las terrazas superiores.

La formación de textura de terrazas en el ambiente proximal podría tener dos posibles explicaciones. La primera sugiere que corresponderían a depósitos de sínter más antiguos asociados a fuentes termales extintas, no relacionadas al comportamiento hidrodinámico actual del vent, lo que podría indicar una migración de fluidos en el tiempo. Por otra parte, una segunda explicación se relacionaría a la alta pendiente relacionada a cada depósito y el movimiento de los fluidos termales por gravedad, como se muestra en la Figura 49A.

En general, los géiseres y anomalías termales son de corta vida (Bryan, 2005), siendo en extremo sensibles a condicionantes externas como sismos/terremotos, mareas, e incluso a la actividad de la industria geotérmica. En la zona de estudio, los antiguos vents pudieron haber cesado su dinámica producto de dos factores principales:

1. Sellamiento del conducto por precipitación, donde la precipitación de minerales hidrotermales sella tanto la permeabilidad intrínseca como las redes de fracturas presentes en la zona. Bajo esta premisa, el fluido hidrotermal buscará nuevas formas de alcanzar la superficie, usualmente a través de otras fracturas y/o debilidades estructurales.
2. Movimientos sísmicos que permiten el rejuvenecimiento en la permeabilidad de la zona, sellando, abandonando o incluso creando nuevos conductos de circulación de fluidos. Específicamente la cinemática actual del arco volcánico ha sido evidenciada por varios terremotos corticales superficiales que han sido registrados en los últimos 30 años (Cembrano y Lara, 2009). Además, Santibáñez et al. (2019) estimó un potencial sísmico para las fallas relacionadas al dominio de los arcos volcánicos, con magnitudes menores a 6.7 en la escala de Richter y con tiempos de recurrencia de entre cientos a miles de años. Los terremotos por subducción presentes en el país podrían afectar la permeabilidad de la zona de manera análoga a lo que ocurre en las fuentes termales de Geysir, Islandia (Pasvanoglu et al., 1998). Al norte de la zona de estudio, Sánchez-Alfaro et al. (2016a, 2016b) indicaron como la sísmica del volcán Tolhuaca se relacionaría con la precipitación de oro en ambientes epitermales, en donde bajo las condiciones óptimas un sismo de pequeña magnitud $M_w < 2$ puede generar una pérdida de presión del sistema y la precipitación del oro disuelto.

Las terrazas bajo el vent activo actualmente corresponderían a aquellas formadas bajo las condiciones actuales de flujo de las aguas termales, y se encuentran constantemente siendo humedecidas por estar en un canal de descarga tranquila.

A modo de resumen se presenta a continuación un perfil transversal que representaría los tipos de fuentes termales presentes en los géiseres de Alpehue y su respectivo depósito de sínter asociado. Comenzando con las geiseritas en la zona cercana al vent, las cuales por lo general se encontraban rodeadas de vegetación, posteriormente le siguen las terrazas del ambiente proximal, medio y distal, las que al precipitar sobre vegetación baja generan estalactitas. Finalmente, los fluidos se desplazan por el canal de descarga hasta encontrarse con el río (Figura 50).

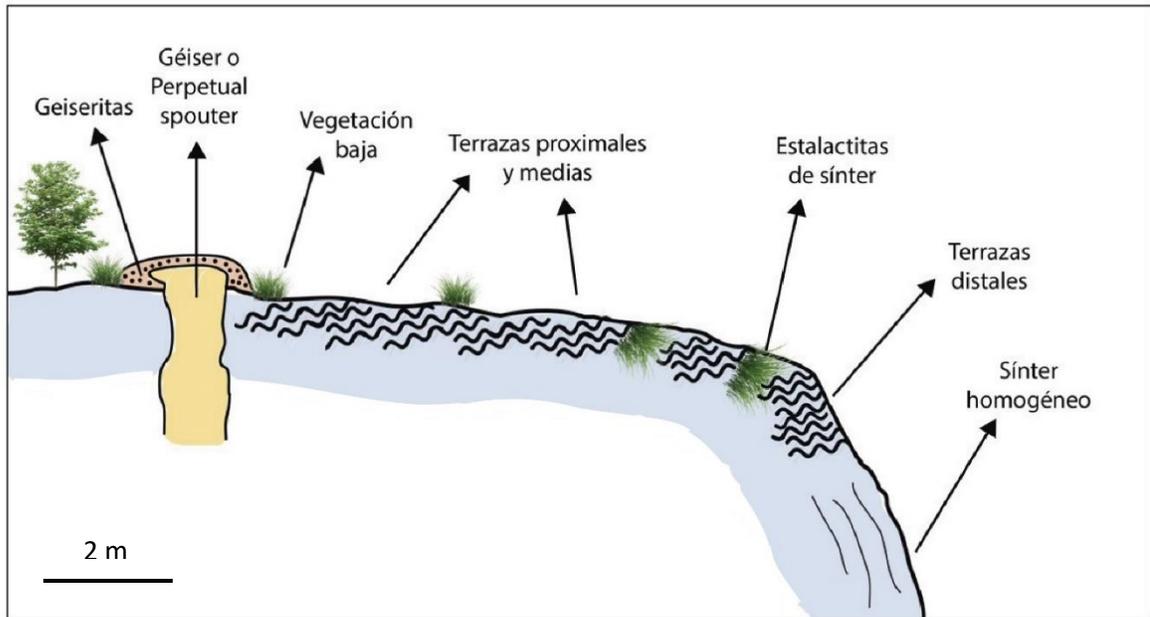


Figura 50: Perfil transversal que representaría los depósitos tipo de los géiseres de Alpehue.

Por otro lado, la alta temperatura en la fuente de surgencia extinta del sitio 7 (72°C), junto con la presencia de azufre precipitando en las antiguas rocas silíceas indicarían la existencia de vapores o fluidos sulfatados que se estarían acumulando bajo la superficie. Esto sería concordante además con la presencia de las piscinas de barro observadas (como la descrita en el sitio 5, apartado 5.1) las cuales son características de aguas ácidas sulfatadas (Allen y Day, 1935).

Si bien durante el desarrollo de este trabajo se clasificaron las texturas presentes en la zona siguiendo tres ambientes: proximal, medial y distal, en base a un perfil transversal desde el vent como el punto de partida, en general es difícil clasificar las texturas según distancias relativas ya que estudios como el de Braunstein y Lowe, (2001) exponen que “donde la temperatura de una piscina es $>85^{\circ}\text{C}$, las temperaturas $>73^{\circ}\text{C}$ pueden persistir entre 5-15 metros aguas abajo por el canal de descarga” lo que implicaría que texturas de alta temperatura se puedan encontrar en un ambiente no tan cercano al vent ($> 5\text{m}$) y que va a variar de depósito en depósito. Para un análisis más detallado de cada sitio deberían considerarse entonces otros factores como por ejemplo la velocidad de los fluidos en los canales de descarga, la pendiente del lugar y el enfriamiento según variaciones climáticas y/o ambientales.

En la zona, además, se identificaron seis texturas a nivel macroscópico, que se cree no han sido reportadas previamente. A continuación, se proponen algunas explicaciones para la formación de estas seis nuevas texturas encontradas (sección 5.2)

- **Flor:** el corte transversal realizado a esta muestra involucra diversas texturas relacionadas a la dinámica de las aguas. En primer lugar, se habrían desarrollado las laminaciones paralelas y convolutas en un ambiente subacuático con una alta cantidad de material particulado en suspensión. El géiser donde se desarrolla muestra un comportamiento muy tranquilo durante su periodo de inactividad, lo que explicaría las laminaciones paralelas, mientras que las convolutas provendrían del escape del agua que saturaba los poros del sedimento. El aporte de material particulado de distintos colores que posteriormente rellena espacios hacia arriba podría provenir por ejemplo de las erupciones de volcanes como el

Sollipulli, Llaima y/o Villarrica, los cuales serían trasladados mediante la acción del viento del este, sin embargo, en caso de ser así este material particulado debería encontrarse al hacer un corte transversal en las muestras. La actual textura que muestra existió en un tiempo anterior y fue rellenada, por lo que podría tener relación con algún proceso cíclico en la dinámica del agua.

- Fungi: esta textura solo fue observada en el depósito de sílice del sitio 1. En donde se encontraba asociada a un canal de descarga actualmente inactivo, por lo que no fue posible apreciar la dinámica de las aguas relacionadas a éste. Por ende, no se posee suficiente evidencia para plantear un mecanismo de formación para esta textura,
- Azucarada: se plantea que esta textura presente en el canal de descarga podría haber comenzado en un ambiente subacuático, producto de la acción de esteras microbianas acuáticas, análogo a la formación de la textura estromatolítica, pero a menor escala. Sin embargo, esta última se crea en ambientes tranquilos y relativamente profundos, mientras que en el canal de descarga se tiene periódicamente el paso de un fluido laminar. Este último factor limita además a pensar que no pudieron ser pequeños detritos los que posteriormente fueron cubiertos por sílice, debido a que generalmente el fondo en un canal de descarga es suave y sin presencia de detritos (Braunstein y Lowe, 2001). Por otra parte, podrían ser pequeñas espículas formadas en áreas donde el agua termal fluye de manera intermitente, es decir, áreas esporádicamente expuestas a la atmósfera (White, 1967), conforme a la dinámica del géiser del sitio 4. Estas espículas se podrían generar debido a la presencia de microorganismos, como los observados por Handley et al. (2005) en Champagne Pool, Waiotapu, en donde los grupos de colonias exhibirían una morfología cónica, la cual posteriormente sería cubierta por una capa de sílice homogénea (Figura 51). Si bien los grupos de colonias de la Figura 51A- B son de pequeñas dimensiones < 50µm de alto y ancho, Handley et al. (2005) comenta que también se observaron > 100µm.

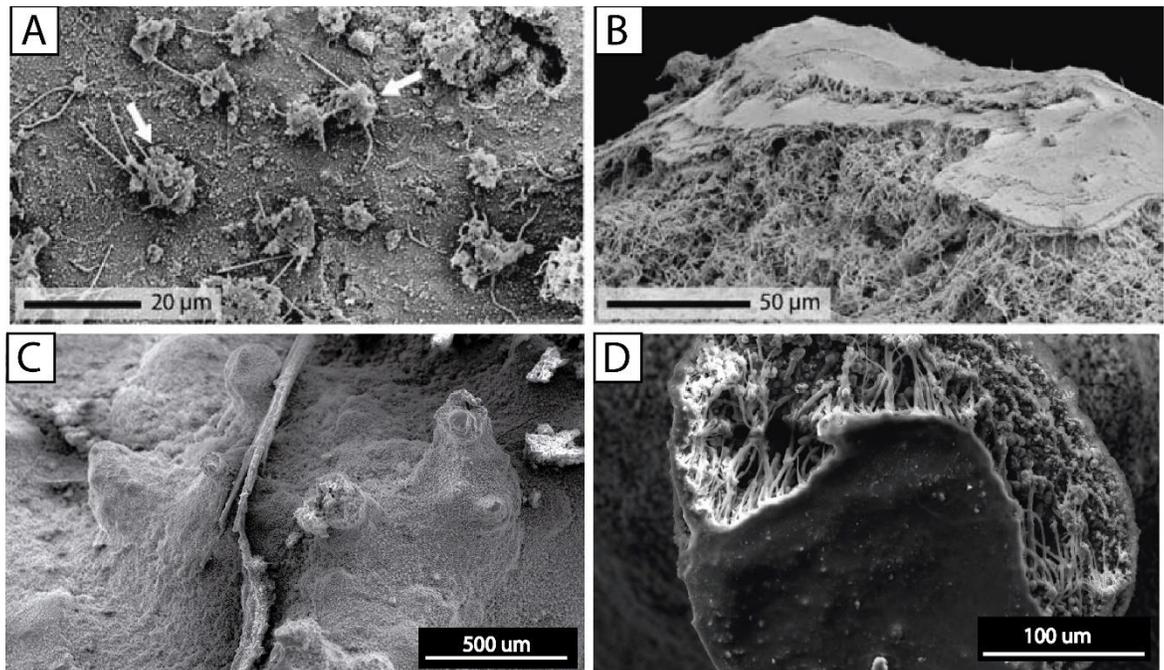


Figura 51: Comparación de imágenes observadas mediante SEM. (A)- (B) Observaciones realizadas por Handley et al. (2005). (C)- (D) Observaciones realizadas en este trabajo.

- Agujeros: se presume que es una textura de alta temperatura, pues solo se observó en zonas alrededor del vent. La formación de ésta comenzaría en primer lugar con el desarrollo de espículas las cuales posteriormente se unirían mediante cementación a otras puntas de espículas y los espacios entre ellas se irían rellenando de a poco, generando agujeros de distintos tamaños, donde la fase final correspondería a una textura completamente homogénea. La ramificación y fusión de espículas ya ha sido reportada en otros trabajos como Jones y Renault, (2003), mientras que Walter, (1976a) reporta la textura pseudocolumnar como una superficie continua, formada por la unión de columnas, mediante un “puente” de sínter.
- Nódulos en terraza: podría explicarse de dos mecanismos: (1) Primero debido a una superposición de ambientes: donde en una zona previamente cubierta por textura de terrazas se manifiesta una nueva fuente termal, la cual comienza a precipitar geiseritas a su alrededor, generando los pequeños nódulos dentro de las terrazas producto de la nueva zona de splash superpuesta a la antigua zona media-distal. Sin embargo, este mecanismo no explicaría como se podrían presentar estos nódulos en zonas más distales del actual vent, como, por ejemplo, las presentes en el sitio 6. (2) Segundo, debido a la acción del viento que facilitaría el transporte de partículas pequeñas, las cuales se depositarían dentro de las terrazas y crearían superficies donde se puede comenzar a depositar la sílice (nucleación heterogénea), lo que podría explicar la diferencia en la cantidad de nódulos presentes en cada piscina y también, la distribución aleatoria de éstos.
- Río: las muestras presentan una costra de no más de 1mm de grosor, la cual se encuentra finamente laminada. Estos depósitos se presumen podrían corresponder al trabajo en conjunto de agentes biológicos debido principalmente a la presencia del río y al aumento de la humedad, esto generaría una mayor cantidad de diversidad biológica, la cual a su vez podría verse involucrada o no en el desarrollo de la textura. Mientras que, por otra parte, podría deberse a la acción de componentes abióticos, donde se vería involucrada la alta pendiente de las laderas en la zona, la cual generaría un área de un posible segundo splash con aguas a relativa menor temperatura.

6.3.- Mineralogía de la sílice

Los dominios descritos por Handley et al. (2005) en Champagne Pool, Waiotapu, Nueva Zelanda, se pueden correlacionar con los tres modos de precipitación de ópalo-A descritos por Jones y Renault, (2011) del siguiente modo:

<i>Dominio</i>	<i>Granulado</i>	<i>Superficie homogénea</i>	<i>Microorganismos</i>
<i>Modo precipitación</i>	Acumulación	Cementación	Reemplazo

Tabla 10: Dominios según la morfología observada en el SEM vs el modo de precipitación del ópalo-A

En primer lugar, el dominio de los granulados debe su morfología a la acumulación de esferas de ópalo-A que precipitan principalmente en un ambiente subacuático donde se favorece la nucleación homogénea (Jones y Renault, 2010). Por otra parte, la morfología suavizada se generaría producto de la cementación de las esferas de ópalo-A, producto de un agua sobresaturada en SiO₂ y de la nucleación heterogénea (Jones y Renault, 2010). Este proceso puede conservar o no rastros de ellas, dependiendo del grado de fusión que posean las esferas (Handley et al., 2005). Finalmente, en el

último dominio precipitaría el ópalo-A mediante el reemplazo, en donde los organismos termofílicos que habitan las aguas serían silicificados. Esta forma de precipitación va a depender principalmente de la cantidad de microorganismos presentes y del ambiente de formación, debido a que estos generan una mayor preservación en ambientes subaéreos que subacuáticos (Mountain et al., 2003).

Estos dominios indican, además, la tasa de precipitación de la sílice (Handley et al., 2005), en donde a bajas tasas se tendría un dominio de microorganismos silicificados, mientras que a altas tasas se formaría el sínter granular o la estructura masiva. Sin embargo, la precipitación de sínter silíceo relaciona procesos bióticos y abióticos, como la participación de microorganismos, el enfriamiento rápido, la tasa de evaporación, y cambios de pH, entre otros factores (Jones y Renaut, 2010).

Asimismo, las observaciones morfológicas realizadas en el SEM dan indicios de los procesos y factores a los que pudieron estar expuestas las rocas:

Las grietas de desecación exhibidas en las muestras del sitio 7, fueron reportadas previamente por Orange et al. (2013) en experimentos de tasa de evaporación. Sus resultados indican que estas grietas se generarían producto de la evaporación total desde una solución sobresaturada de sílice (> 300 ppm). Esto se correlacionaría con la sobresaturación de SiO₂ (estimada en 386,7 ppm promedio para los fluidos termales de Alpehue) y además sería concordante con el cese de la circulación los fluidos sobre el depósito, generando de esta forma la evaporación total de los fluidos éstos y la formación de grietas de desecación a nivel micrométrico (Figura 52).

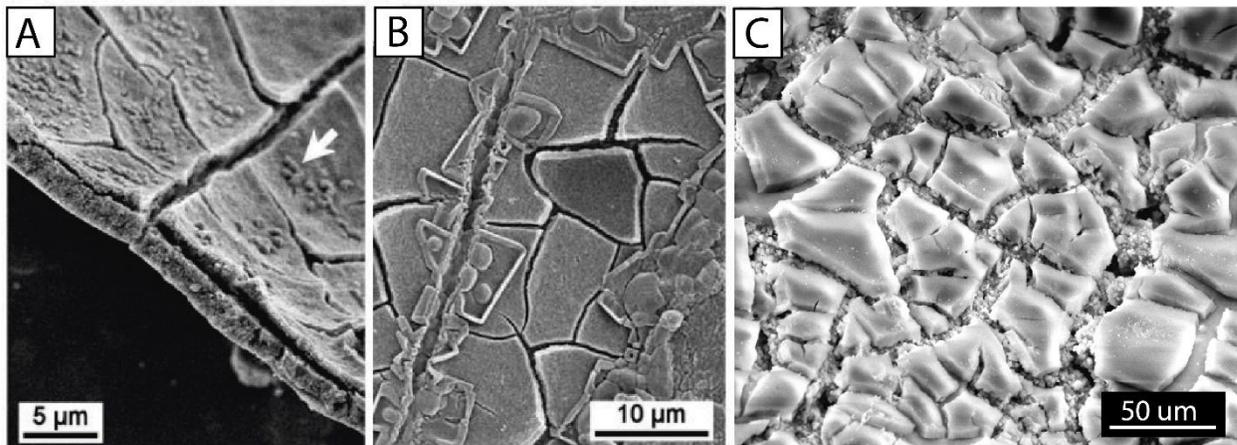


Figura 52: Fotomicrografías de Grietas de desecación en sínter silíceo. (A)-(B) Corresponden a los resultados de las simulaciones reportadas por Orange et al (2013) en presencia de NaCl y nanopartículas de sílice. (C) Grietas de desecación presentes en el depósito del sitio 7.

Se observó, además, que la mayoría de las muestras presentaba una alta presencia de microorganismos silicificados, no distinguiendo alguna relación específica con respecto al tipo de ambiente donde se encontraban las muestras de sínter. En general estos microorganismos presentan diferencias significativas en sus respectivos tamaños y coloraciones, destacando las diatomeas por sus morfologías características. Sin embargo, para los ambientes proximales de alta temperatura (> 73°C) es probable que los microorganismos filamentosos sean *Synechococcus -Chloroflexus*, debido a que son las que se encuentran a mayor temperatura (Walter, 1976a) y presentan una coloración anaranjada en sus esteras (Jones y Renaut, 2010).

De las quince muestras que se observaron mediante SEM, ninguna presentó evidencia de texturas

ni morfologías relacionadas a congelación o sínter criogénico (COA, del inglés). Éste se forma producto de la precipitación de ópalo-A en los espacios disponibles entre los cristales de hielo y era esperable en los depósitos de la zona producto de las bajas temperaturas y las nevadas que cubren el área durante gran parte del año (ver apartado 2.1). El sínter criogénico ha sido reportado en Yellowstone y Geysir por Channing et al., (2004, 2007) en lugares que presentan temperaturas bajo el punto de congelación, por lo general en invierno. Por otra parte, Jones y Renaut, (2010) realizaron un diagrama esquemático de la precipitación de sínter criogénico en la localidad de Geysir, indicando que una vez se funde el hielo, los granos de COA se establecen en el fondo de las piscinas o forman parte del canal de sedimentos que se transporta por canales de descarga, los cuales finalmente son los que controlan su dispersión y modo de depósito. En la zona de Alpehue, las fuentes termales se ubican en laderas de alta pendiente, en donde, la mayor parte de los canales descargan por gravedad hacia el río, en el cual finalmente se vierten los fluidos termales y su respectiva carga de sedimentos. Esto explicaría entonces la posible falta de sínter criogénico en la zona de estudio.

Las muestras de sínter (ALP_01M6, ALP_03M2, ALP_05M1, ALP_05M6 y ALP_05M7) fueron cortadas de manera transversal para observar sus respectivas caras frescas a nivel macroscópico mostraron un gran número de capas síliceas de distintas coloraciones (Figura 53). Este tipo de texturas fueron reconocidas por Lowe y Braunstein, (2003) e interpretadas como laminación cíclica, donde las capas translúcidas blanquecinas representarían la precipitación durante el invierno y las capas marrones durante el verano.

Sin embargo, los resultados obtenidos para las muestras de Alpehue, presentan distintas características. Por ejemplo, las muestras ALP_03M2 y ALP_05M6 muestran mayor espesor en las capas blanquecinas que en las más oscuras (Figura 53A-B), indicando que la mayor precipitación sílicea ocurriría en durante el invierno, como menciona Hinman y Lindstrom, (1996). Sin embargo, las muestras ALP_01M6 y ALP_05M7 (Figura 53C-D) presentan mayor espesor en las capas oscuras, mientras que la muestra ALP_05M1 (Figura 53E) no mostró diferencias distinguibles.

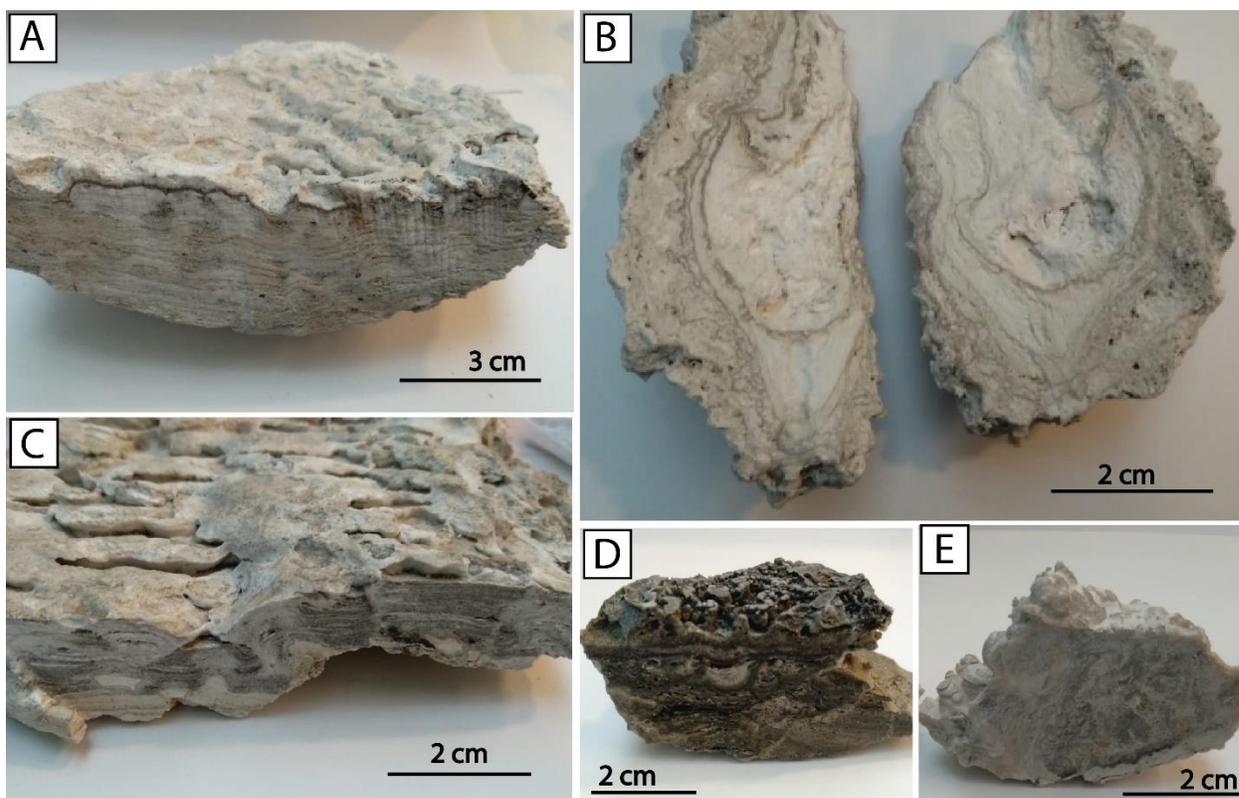


Figura 53: Cortes transversales realizados a las muestras de Alpehue. (A) Muestra de sínter ALP_05M6, la cual posee capas blancas de mayor espesor que las oscuras. (B) Muestra de sínter ALP_03M2 correspondiente a la punta de una estalactita, donde se observa mayor grosor en capas claras que en oscuras. (C) Muestra de sínter ALP_01M6 con mayor espesor de capas oscuras. (D) Muestra de sínter ALP_05M7 también posee mayor cantidad de capas oscuras. (E) Muestra sínter ALP_05M1 la cual no presenta una preferencia en las capas.

La presencia mayoritaria de ópalo-A fue observada en todas las muestras estudiadas en Alpehue mediante SEM (apartado 5.3) es consistente con los resultados obtenidos mediante la difracción de rayos-X. Los valores calculados para el FWHM se encuentran en el rango $7.6 - 8.9^\circ 2\theta$, con bandas centradas entre 23.2 y el $24.1^\circ 2\theta$ (ver apartado 5.4), mientras que el rango asignado por Lynne et al., (2005) para el ancho medio del peak es entre $6-8^\circ 2\theta$, con bandas centradas en el $22.2^\circ 2\theta$. Estudios en sínter de El Tatio reportados por Nicolau et al, (2014) poseen un rango entre 7.8 y $12.5^\circ 2\theta$ para la fase de ópalo-A, donde el incremento en el valor del FWHM fue atribuido a la posible relación entre la química del sínter y su grado de desorden, esto debido a los análisis de EDS en el SEM que mostraron niveles de % en peso de Ca y Na en las microesferas de ópalo-A. Para Alpehue los análisis de EDS también mostraron la presencia de minerales como C, Na, Al y K, por lo que su existencia podría generar este aumento del FWHM (Handley et al., 2005; Nicolau et al., 2014), sin embargo, cabe mencionar que los resultados se pudieron ver afectados debido principalmente a que el cálculo de los factores, el cual fue realizado de forma manual.

Los resultados obtenidos mediante el análisis de difracción de rayos – X sugieren que, en nueve de las once muestras, los minerales presentes corresponden principalmente a plagioclasas sódicas, lo que indicaría que la roca donde se depositó el sínter tendría la presencia de ellas. Esto sería consistente, además, con las observaciones realizadas en terreno, ya que los sedimentos no consolidados en general corresponderían a lavas intermedias – básicas. La muestra que no registró un peak en el espectro de XRD (ALP_01M4) indicaría que está completamente constituida por ópalo A. La muestra que presentó cristobalita (ALP_07M2), por otra parte, podría representar un nivel mayor de diagénesis del sínter, lo que sería consistente ya que esta muestra formaría parte del

antiguo depósito asociado al sitio 7, y si bien se ha demostrado que la diagénesis no es dependiente del tiempo (Lynne et al., 2005, 2006), un mayor tiempo de formación implicaría una mayor maduración. Junto con esto, la presencia de azufre en el depósito podría indicar una recirculación de fluidos ácidos, debido a lo cual la maduración de la sílice se vería acelerada (Lynne et al., 2006).

6.4.- Condiciones ambientales para la formación de los sínter en Alpehue

Los factores climáticos como la temperatura del aire, la precipitación (lluvia, nieve), el viento y la duración de la luz solar pueden impactar la precipitación de la sílice presente en los fluidos termales, debido a la influencia en la tasa de evaporación, enfriamiento del agua, y también el desarrollo estacional de comunidades microbianas (Jones y Renaut, 2010). A continuación, se discuten las características climáticas y ambientales de la zona de Alpehue y se analizan cuáles serían sus posibles efectos en la precipitación de sínter, según lo reportado previamente en la literatura para otros sistemas geotermales.

- Temperatura del aire: en general existe una baja oscilación térmica anual (~8-10°C, Suárez y Emparán, 1997), donde las bajas temperaturas reportadas de invierno (-20, Suárez y Emparán, 1997) podrían generar un aumento en la condensación de vapor proveniente de las fuentes termales, humedeciendo la zona de los vents, y fomentando la precipitación de sílice (Handley et al., 2005). Adicionalmente, las bajas temperaturas ambientales fomentarían el enfriamiento de las aguas termales lo que disminuiría la solubilidad de la sílice, promoviendo la sobresaturación de sílice, principalmente en canales de descarga.
- Precipitaciones (lluvia/nieve): en la zona de estudio, las precipitaciones se caracterizan por ser de alta intensidad con un promedio entre 2000-2500 mm/año (Datos de estación Tricauco, DGA). La abundante precipitación generaría los siguientes efectos: (1) Dilución del agua termal al agregar más solvente, lo que disminuiría la polimerización y precipitación de sílice debido a un aumento en la solubilidad; (2) Enfriamiento del agua termal por mezcla con agua de precipitación, lo que reduciría la solubilidad de la solución, generando un aumento en la precipitación de sílice; (3) Cambios en el pH, aunque este efecto se considera menor al ser las aguas termales de carácter neutro a ligeramente alcalino.
- Viento: dependerá de su dirección y velocidad por lo que afectará zonas o depósitos con los que tenga una interacción directa, no perturbando aquellos que se encuentren más protegidos. Son tres los principales factores generados (1) Aumento en la tasa de evaporación; (2) Aumento de las olas en las piscinas termales, humedeciendo las zonas aledañas a estas; (3) Disminución de la sensación térmica, permitiendo un mayor enfriamiento en los canales de descarga. Estos tres factores incidirían en un aumento en la tasa de precipitación de sílice.
- Luz solar: Esta varía durante el año, generando días más largos en verano que invierno, y permitiendo mayores temperaturas durante el periodo estival permitiendo la proliferación y el crecimiento de las esteras de cianobacterias. Si bien aún no está claro qué tan activa es la participación de los microorganismos en la precipitación de la sílice (Konhauser et al., 2004), existen consenso que éstos contribuyen a generar superficies para la posterior nucleación heterogénea de ópalo-A.

Evaluar el efecto de los factores anteriores por separado es difícil puesto que trabajan en conjunto y se relacionan unos con otros. Según lo expuesto anteriormente, el impacto de los factores climáticos en la formación de sínter se vería potencialmente incrementado en invierno debido al viento y las bajas temperaturas, lo que generaría un aumento (comparado con el verano) en la tasa de precipitación de la sílice debido a una baja en la solubilidad por enfriamiento rápido.

El efecto de las precipitaciones (nieve/lluvia) es más difícil analizar. Según lo reportado por Hinman y Lindstrom, (1996) en la localidad de Octopus Spring, Yellowstone, no se observan cambios en la composición química de las aguas entre las estaciones de invierno y verano, por lo que el aumento en la precipitación de la sílice durante el invierno fue atribuido a la dinámica del flujo y la temperatura del aire. Por otra parte, Campbell et al., (2002) concluye que la lluvia probablemente inhiba la precipitación de sílice en las superficies de sínter debido a la dilución o enjuague de la capa subaérea de agua rica en sílice; sin embargo, esto no sería un factor relevante en la tasa de precipitación de sínter.

Estudios como Hinman y Lindstrom, (1996) y Lowe y Braunstein, (2003) han tenido resultados concluyentes respecto a que la precipitación de sílice es más rápida durante el invierno que durante el verano.

Por otro lado, y como se mencionó anteriormente, en los géiseres de Alpehue no se observó ningún registro de sínter criogénico, pese a que las nieves son abundantes en la zona desde otoño hasta finales de la primavera. En base a esto se cree firmemente que estos sínteres son removidos una vez el hielo es fundido y son vertidos por los canales de descarga en el río Allipén. Jones y Renaut, (2010) se percataron que al mes de julio (verano hemisferio norte) algunos granos de COA aún formaban parte del lecho de carga, pero no se encontraban suspensión. El terreno desarrollado en la zona de Alpehue fue durante el mes de enero (verano hemisferio sur), donde no se obtuvo ningún registro de sínter criogénico, por lo que se cree que la abundante lluvia durante los meses siguientes al invierno, en conjunto con la alta pendiente de la zona, serían las encargadas de desplazar este sínter.

6.5.- Comparación con sínter silíceo en el norte de Chile

El sistema geotermal géiseres de Alpehue, comparado con los campos geotermales de El Tatio y Puchuldiza en el norte de Chile, difiere principalmente en las condiciones ambientales de su formación, y esto se ve reflejado en el tipo de manifestaciones termales y en las texturas de sínter presentes. El primer factor diferenciante entre ambos ambientes es la altura, ya que los campos geotermales del norte del país se encuentran en el Altiplano sobre los 4200 m.s.n.m, con una tasa baja de precipitaciones anuales en la zona (~100 mm) y una alta oscilación térmica entre el día y la noche (~35°C). En contraste, el sistema geotermal de Alpehue se ubica a una altura de 1350 m.s.n.m con una alta tasa de precipitaciones anuales (>2000 mm) y una oscilación térmica media (~8-10°C). Estas variaciones climáticas generan, además, una diferencia en la preservación de ambos ambientes. Por una parte, las condiciones del altiplano (alto flujo de viento, alta oscilación térmica, bajas precipitaciones) favorecerían a la erosión eólica y la meteorización mecánica, las cuales permitirían preservar los depósitos de sínter de una manera más eficiente que aquellos del sur, sumado a que los del norte poseen una elevada tasa de precipitación del sínter (0,14 a 2,57 kg/yr/m², Slagter et al., 2019) debido a la alta evaporación y enfriamiento de la zona, lo que a su vez permitiría la construcción y preservación de estos depósitos. Mientras que en Alpehue dominaría la erosión hídrica junto con la meteorización química y orgánica debido a las altas lluvias y la alta cantidad de vegetación en el área respectivamente.

En segundo lugar, los rasgos topográficos de ambos ambientes son diferentes: El Tatio y

Puchuldiza en el norte se ubican en cuencas cerradas, mientras que Alpehue se localiza en una ladera empinada. A pesar de estas diferencias, todas las fuentes termales mencionadas se caracterizan por el desarrollo de depósitos de sínter de extensión variable y fluidos de pH neutro alcalino y temperaturas de ebullición (sobre 93°C para Alpehue y sobre 86°C El Tatio y Puchuldiza).

En el sistema geotermal de Alpehue dominan los perpetual spouters y en menor medida los géiseres tipo fuente, difiriendo así del tipo de géiseres predominantes, por ejemplo, en El Tatio destacan géiseres de tipo fuente y cono. Como se mencionó anteriormente, la zona de Alpehue presenta una morfología abrupta, por lo que la ocurrencia de las manifestaciones termales y las texturas de los depósitos de sínter están netamente condicionadas por la topografía de la zona. La presencia, de pendientes pronunciadas no permitiría el desarrollo de texturas de terraza de gran tamaño, y, además, debido a que los puntos de surgencia son principalmente perpetual spouters, los cuales no generan chorros de ebullición, el área cercana al vent (con texturas proximal o geyséritas) es relativamente pequeña comparada con, por ejemplo, sistemas como El Tatio. Este último presenta abundante variedad de texturas de sínter y minerales precipitados no observados en Alpehue, destacando las texturas de lily-pad, sínter con borde digital, oncoides y pisoides (e.j Glennon y Pfaff, 2003; Fernandez-Turiel et al., 2005; Lynne et al., 2012), y minerales tales como halita, silvita, yeso, cahnita y rejalgar (García-Valles et al., 2008; Nicolau et al., 2014).

Cabe destacar que si bien El Tatio y Puchuldiza se encuentran expuestos a los mismos factores externos en superficie aun así existen diferencias entre ellos: En Puchuldiza han sido encontradas las 5 fases de sílice presente en las rocas, mientras que El Tatio solo ha presentado las fases de ópalo-A y A/CT. Aquí habría una similitud con Alpehue donde también la fase presente es el ópalo-A, con altos valores del FWHM ($7.8-12.5^{\circ}2\theta$ para El Tatio y $7.6-8.9^{\circ}2\theta$ para Alpehue) los que podrían ser atribuidos a los niveles en % en peso de elementos como Ca y Na para El Tatio y C, Na, Al y K para Alpehue, los cuales podrían ser los encargados de aumentar el grado de desorden. Por otra parte, las observaciones realizadas con el SEM a las muestras de Alpehue destacan por la gran cantidad de microorganismos silicificados presentes, debido en parte a la abundante vegetación de la zona, en contraste con los campos áridos del norte.

Finalmente, las edades de paleosínter obtenidas por Slagter et al. (2019) para los depósitos de El Tatio comprenden un intervalo entre $10,840 \pm 30$ yrBP y 230 ± 35 yrBP, indicando que el sistema ha tenido una descarga activa y continua en el tiempo, lo que resultaría en la formación de extensos depósitos de sínter (10 km^2), mientras que Alpehue es de pequeñas dimensiones (16 hectáreas), lo que indicaría a priori que es un sistema más joven, o también, que el sistema podría estar siendo constantemente interrumpido por distintos factores como: la actividad volcánica del Sollipulli, posibles deslizamientos de tierra o incluso la erosión gravitacional de la zona, sumado a la posible pérdida de la sílice en solución debido a que algunos canales de descarga vierten su contenido al río Allipén.

6.6.- Presencia de géiseres en Alpehue

Si bien las fuentes termales son frecuentes a lo largo de toda la zona volcánica centro-sur de los Andes Chilenos (encontrándose más de 200 áreas geotermales, con aguas termales del tipo ácidas sulfatadas, bicarbonatadas y/o cloruradas, Lahsen 2010), Alpehue es el único lugar del sur del país donde se ha reportado la presencia de géiseres y perpetual spouters. Pese a que estas manifestaciones termales son distintas y, por consiguiente, se asocian a arquitecturas diferentes, en general no se evidenció una distribución específica de estos en la zona, sino que se encontraban incluso unos al lado de otros (Ej. Sitio 5, sección 5.1).

Hurwitz y Manga (2017) señalaron que la mayoría de los campos de géiseres alrededor del mundo comparten características geológicas similares: ocurren en áreas de magmatismo activo o reciente, donde el suministro de calor es abundante, también se deben localizar en una zona con altas tasas de precipitación y finalmente se deben encontrar asociados a depósitos glaciares, los cuales a su vez se ubican sobre ignimbritas o flujos riolíticos. Sumado a esto, White (1967) propuso un modelo para la formación de los géiseres en Yellowstone, el cual consistía en una cuenca compuesta por gravas, la cual se encontraba sobre una zona de roca cristalina fracturada.

Incorporando estos antecedentes, los géiseres de Alpehue se encuentran en una zona de magmatismo activo (Volcán Sollipulli), con altas tasas de precipitación (> 2000mm/anuales, DGA) y en su superficie se observan depósitos no consolidados de lavas andesíticas a basálticas. Junto con esto, Gilbert et al. (1996) describió en la zona depósitos glaciares del tipo hialoclastita, los cuales se ubicarían sobre las rocas plutónicas Meso-Cenozoicas del Batolito de la Patagonia (Cembrano y Lara, 2009). Teniendo, bajo una perspectiva global, una mayor similitud con Geysir (Islandia) debido a que este último desarrolla su actividad geotermal sobre flujos de lavas y hialoclastitas basálticas, con una fuente de sílice asociada a un domo riolítico presente en el área (Pasvanoglu et al., 1998).

Respecto a la zona sur del país, la principal diferencia que podría existir entre los géiseres y perpetual spouters versus las aguas termales, radicaría tanto en la subsuperficie que se podría encontrar bajo la zona de Alpehue, generando un sistema de cavidades “tuberías” que determinaría la periodicidad de la erupción (Hurwitz y Manga, 2017), como también en el nivel freático del agua, el cual al ubicarse en una ladera debería ser variable. Este nivel se ve altamente influenciado a lo largo de las estaciones del año, por un lado, durante la estación seca su nivel de agua desciende y no muestra fluctuaciones debido a la evaporación y escasez de las lluvias. En cambio, en la estación lluviosa, el nivel freático aumenta y presenta variaciones debido a la abundancia de precipitaciones.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

El estudio del sistema termal de Alpehue, ubicado en la ladera occidental del volcán Sollipulli en la IX Región, permitió la identificación de 11 fuentes de emisión termal, entre las cuales se encuentran géiseres, perpetual spouters, piscinas burbujeantes y piscinas de barro. La geoquímica de los fluidos indicó que corresponden a aguas cloruradas sódicas, de pH neutro alcalino (entre 7-8) y temperaturas de ebullición $> 90^{\circ}\text{C}$.

En general los depósitos de sínter asociados a las fuentes termales se propagan por la ladera de forma dendrítica entre 10 a 40 metros y se ven fuertemente influenciados por la pendiente de la zona, además, la mayoría de estos presentan canales de descarga de color anaranjado debido a la presencia de esteras microbianas termofílicas. Los depósitos de sínter silíceo alrededor de los géiseres de Alpehue se encuentran caracterizados por presentar la fase silícica de ópalo-A y por exhibir dos texturas principales: geiseritas y terrazas. La primera agrupa las texturas nodular, columnar y espicular, las cuales se propagan hasta < 2 metros desde el vent. Mientras que, por otra parte, la textura de terraza domina en cantidad caracterizándose por ser de pequeño tamaño $< 3 \times 3 \text{cm}^2$, debido principalmente a la pendiente pronunciada que posee la zona, además, esta fue observada en los 3 tipos de ambiente (proximal, medio y distal). Junto con esto se identificaron seis texturas a nivel macroscópico, que se cree no han sido reportadas previamente, tres correspondientes al ambiente proximal, dos al medio y una al distal, estas texturas pudieron haber sido influenciadas por factores como la temperatura, el viento, la precipitación (lluvia, nieve) y la duración de la luz solar. Estos factores influyen en la tasa de evaporación, enfriamiento del agua, y también en el desarrollo estacional de los microorganismos. El impacto de estos factores se vería potencialmente incrementado en invierno debido a una baja en la solubilidad por enfriamiento rápido.

La fuente de la sílice en Alpehue estaría asociada a procesos de interacción agua-roca de los fluidos termales y la migración de éstos hacia la superficie estaría controlada por fallas o estructuras menores que controlarían la permeabilidad del sistema. Las estimaciones geotermométricas realizadas indican temperaturas de equilibrio parcial de 200°C , las que se podrían considerar como una primera aproximación a determinar las características de un fluido geotermal profundo el cual podría indicar la presencia de un sistema geotérmico de alta entalpía.

Comparando estos depósitos con los del norte del país (El Tatio, Puchuldiza) se encontraron diferencias a gran y pequeña escala. Partiendo por las dimensiones de los sistemas geotermales, siendo los del norte muy extensos (1-10km²) comparados con el del sur (16 hectáreas). Junto con esto, el dominio topográfico de ambos es distinto, ya que los campos del norte se ubican en cuencas cerradas mientras que Alpehue se ubica en una ladera de gran pendiente, lo que a su vez influye en las texturas presentes dominando las terrazas de pequeño tamaño. La gran cantidad de vegetación en el sur puede influir además en la abundancia de microorganismos silicificados que se observan en el SEM a diferencia de El Tatio. Mineralógicamente destacan en el norte minerales evaporíticos asociados a la aridez presente en la zona, este clima fomenta a la vez la preservación de los depósitos del norte versus las altas lluvias del sur que generan mayor erosión y meteorización.

Por otra parte, las principales similitudes con El Tatio radican en la fase de sílice presente correspondiente a ópalo-A, y el alto valor del FWHM asociado a la presencia de otros elementos en la química del sínter. Además, de las texturas de geiseritas y terrazas que son comunes en ambos sistemas, pero de distintas dimensiones.

El desarrollo de este trabajo aporta información relevante para el conocimiento de los depósitos de sínter en ambientes del sur de Chile, considerando que esta información solo se manejaba para los

depósitos del norte del país. El sistema geotermal géiseres de Alpehue se encuentra a la fecha subestudiado, y a pesar de la información exploratoria entregada en este estudio, se requieren estudios adicionales. A pesar del difícil acceso y la espesa cobertura vegetal la zona brinda oportunidades únicas de estudio para las distintas áreas de la geología y la biología, entre las que se incluyen la hidrogeología, la geología estructural, la geotermia y la microbiología, respectivamente.

En base a esto se proponen una serie de estudios para continuar con las investigaciones en la zona:

- Realizar caracterización geológica detallada del área, con énfasis en la litología, estratigrafía y geología estructural.
- Realizar un estudio hidrogeoquímico de detalle de las fuentes termales, involucrando una mayor cantidad de muestras, y análisis de elementos traza y de isótopos estables (H, O, C).
- Realizar estudios de mayor detalle y resolución de las micro-texturas de sínter, y también estudios de precipitación in-situ de sílice, con el propósito de constreñir las tasas de precipitación actuales.
- Realizar dataciones con radiocarbono (C-14) en los depósitos de sínter, lo que permitiría constreñir la edad de éstos, realizar una estimación aproximada de las tasas de precipitación pasadas, y la relación de la formación de sínter con la actividad eruptiva del volcán Sollipulli.
- Realizar un estudio microbiológico en la zona, considerando la abundancia de microorganismos encontrados.
- Finalmente se sugiere realizar distintas estimaciones de las condiciones ambientales e hidrodinámicas del sistema, como:
 - Estimar T° , velocidad y dirección del viento, mediante una estación meteorológica.
 - Estimar el volumen de fluidos termales descargados al río Allipén.
 - Estimar la velocidad del flujo de los distintos depósitos.
 - Estimar el aumento de la solubilidad por dilución versus su disminución por descensos de temperatura para evaluar la precipitación o no de sínter y a que tasa.
 - Estimar tasas de evaporación en la zona en invierno y verano.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, F. (2008). *Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la zona volcánica central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S*.
- Allen, E. T. and Day, A. L. (1935). *Hot Springs of the Yellowstone National Park*, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.
- Belousov, A., Belousova, M., & Nechayev, A. (2013). Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for the geyser mechanism. *Geology*, 41(4), 387–390. <https://doi.org/10.1130/G33366.1>
- Braunstein, D., & Lowe, D. R. (2001). Relationship between Spring and Geyser Activity and the Deposition and Morphology of High Temperature (> 73 C) Siliceous Sinter, Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5), 747–763. <https://doi.org/10.1306/2dc40965-0e47-11d7-8643000102c1865d>
- Bryan, T. (2008). *The Geysers of Yellowstone*. University Press of Colorado, 4th ed.
- Bryan, T. S. (2005). *Geysers: What they Are and How They Work*. Mountain Press Pub, 2nd ed.
- Cady, S. ., & Farmer, J. . (1996). Fossilization processes in siliceous thermal springs: trends in preservation along the thermal gradient. In *Evolution of hydrothermal ecosystems on Earth (and Mars?)* (pp. 150–170).
- Campbell, K. A., Buddle, T. F., Browne, P. R. L., Campbell, K. A., Buddle, T. F., & Browne, P. R. L. (2004). Late Pleistocene siliceous sinter associated with fluvial , lacustrine , volcanoclastic and landslide deposits at Tahunaatara , Taupo Volcanic Zone , New Zealand Late Pleistocene siliceous sinter associated with fluvial , lacustrine , volcanoclastic and l. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 485–501. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000833>
- Campbell, K. A., Guido, D. M., Gautret, P., Foucher, F., Ramboz, C., & Westall, F. (2015). *Geyserite in hot-spring siliceous sinter : Window on Earth's hottest terrestrial (paleo) environment and its extreme life*. *Earth- Science Reviews*, 148, 44–64.
- Campbell, K. A., Rodgers, K. A., Brotheridge, J. M. A., & Browne, P. R. L. (2002). An unusual modern silica-carbonate sinter from Pavlova spring, Ngatamariki, New Zealand. *Sedimentology*, 49(4), 835–854. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00473.x>
- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). Tectonophysics The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes : A review. *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Channing, A., & Butler, I. B. (2007). Cryogenic opal-A deposition from Yellowstone hot springs. *Earth and Planetary Science Letters*, 257(1–2), 121–131. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.026>
- Channing, A., Edwards, D., & Sturtevant, S. (2004). A geothermally influenced wetland containing unconsolidated geochemical sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41(7), 809–827. <https://doi.org/10.1139/E04-034>
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. ., Gans, P., Kay, S., ... Zurita, E. (2002). Evidence for extensional basin development and tectonic inversion in the southern central Andes, Chile (33°–36°S). *Journal of South American Sciences*, 15(1), 117–139.

- Charrier, R., Pinto, L., & Rodriguez, M. . (2007). *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. The Geology of Chile (pp. 21-114). (Geological Society Special Publication).
- Craig, H. (1963). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, 17–53.
- Drake, B. ., Campbell, K. ., Rowland, J. V., Guido, D. M., Browne P, R, L., & Rae, A. (2014). Evolution of a dynamic paleo-hydrothermal system at Mangatete, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 19–35.
- Farmer, J. . (1999). Taphonomic modes in microbial fossilization. Size Limits of Very Small Microorganisms: Proceedings of a Workshop. *Washington National Academy Press*.
- Farmer, J. D. (2000). Hydrothermal Systems: Doorways To Early Biosphere Evolution. In *GSA TODAY*. Vol. 10, No, 7., pp 1-6.
- Fernández-Turiel, J. L., Garcia-Valles, M., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., & Martinez-Manent, S. (2005). The hot spring and geyser sinters of El Tatio, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 180(3–4), 125–147. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.005>
- Folguera, A., Ramos, V. A., Scientific, N., Scientific, N., & Melnick, D. (2003). *Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (1), 3–19.
- Fournier, R.O., y Rowe, J. J. (1966). *Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells*. (pp. 685–697). pp. 685–697. *American Journal of Science*, Vol. 264.
- Fournier, R. O. (1985). The behaviour of silica in hydrothermal solutions. In *Reviews in Economic Geology* 2 (pp. 45–62).
- Fournier, R. O. (1991). The transition from hydrostatic to greater than hydrostatic fluid pressure in presently active continental hydrothermal systems in crystalline rock. *Geophysical Research Letters*, 18, 955–958.
- Garcia-Valles, M., Fernandez-Turiel, J. L., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., & Martinez-Manent, S. (2008). Mineralogical characterization of silica sinters from the El Tatio geothermal field, Chile. *American Mineralogist*, 93(8–9), 1373–1383. <https://doi.org/10.2138/am.2008.2583>
- Giggenbach, W. . (1991). *Chemical techniques in geothermal exploration* (Applicatio).
- Giggenbach, W. ., & Goguel, R. . (1989). *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. Petone, N.Z: Chemistry Division, Dept. of Scientific and Industrial Research.
- Giggenbach, W. F. (1988). *Geothermal solute equilibrium, derivation of the Na–K–Mg Geoinicator.pdf*.
- Giggenbach, W., Sheppard, D., Robinson, B., Stewart, M., & Lyon, G. (1994). Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 23(5–6), 599–644. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(94)90022-1)
- Gilbert, J. S., Stasiuk, M. V., Lane, S. J., Sparks, R. S. J., Adam, C. R., Murphy, M. D., & Naranjo, J. A. (1996). Non-explosive, constructional evolution of the ice-filled caldera at Volcan Sollipulli. *Bulletin of Volcanology*, 58(1), 67–83.
- Glennon, J. A., & Pfaff, R. M. (2003). The extraordinary thermal activity of El Tatio Geyser Field, Antofagasta Region, Chile. *The GOSA Transaction*, 8, 31–78.

- Guido, D. M., & Campbell, K. A. (2011). Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203(1–2), 35–47. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.04.001>
- Guidry, S. A., & Chafetz, H. S. (2002). Anatomy of siliceous hot springs: Examples from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Sedimentary Geology*, 157(1–2), 71–106. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00195-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00195-1)
- Guidry, S. A., & Chafetz, H. S. (2003). Depositional facies and diagenetic alteration in a relict siliceous hot-spring accumulation: Examples from Yellowstone National Park, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*.
- Gunnarsson, I., & Arnorsson, S. (2000). Science Institute, University of Iceland, Dunhagi 3. 107 Reykjavik, Iceland (Received October 8, 1998: accepted in revised form December 1, 1999) Abstract—The solubility of amorphous silica was determined in the temperature range 8 to 310 C at 1 bar below. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(13), 2295.
- Hamilton, A. R., Campbell, K. A., & Guido, D. . (2019). Atlas of Siliceous Hot Spring Deposits (Sinter) and other Silicified Surface Manifestations in Epithermal Environments. In *Lower Hutt (NZ): GNS Science*. 56 p. <https://doi.org/10.5382/econgeo.114.3.br01>
- Hammer, Ø., Dysthe, D. K., & Jamtveit, B. (2010). Travertine terracing: Patterns and mechanisms. *Geological Society Special Publication*, 336, 345–355. <https://doi.org/10.1144/SP336.18>
- Handley, K. ., Campbell, K. ., Mountain, B. ., & Browne, P. R. . (2005). Abiotic-biotic controls on the origin and development of spicular sinter: In situ growth experiments, Champagne Pool, Waiotapu, New Zealand. *Geobiology*, 3(2), 93–114. <https://doi.org/10.1111/j.1472-4669.2005.00046.x>
- Hedenquist, J. W., & Gulson, B. L. (1992). Intrusive and basement rock sources of lead in hydrothermal systems of the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7), 2821–2829. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90361-L](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90361-L)
- Henley, R. . (1985). The geothermal framework of epithermal deposits. In *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Society of Economic Geologist, Reviews in Economic Geology* (p. Volume 2, 1–24).
- Henley, R. ., Truesdell, A. ., & Barton, P. . (1984). Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology 1, Society of Economic Geologists*, 267.
- Herdianita, N. R., Browne, P. R. L., Rodgers, K. A., & Campbell, K. A. (2000). Mineralogical and textural changes accompanying ageing of silica sinter. *Mineralium Deposita*, 35(1), 48–62. <https://doi.org/10.1007/s001260050005>
- Hinman, N. W., & Lindstrom, R. F. (1996). Seasonal changes in silica deposition in hot spring systems. *Chemical Geology*, 132(1–4 SPEC. ISS.), 237–246.
- Hurwitz, S., & Manga, M. (2017). The Fascinating and Complex Dynamics of Geyser Eruptions. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 45(1), 31–59. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-063016-015605>
- Jones, B., & Renault, R. W. (2003). Hot spring and geyser sinters: The integrated product of precipitation, replacement, and deposition. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(11), 1549–1569. <https://doi.org/10.1139/e03-078>
- Jones, B., & Renault, R. W. (1997). Formation of silica oncoids around geysers and hot springs at El Tatio,

- northern Chile. *Sedimentology*, *44*, 287–304.
- Jones, B., & Renaut, R. W. (2010). Impact of Seasonal Changes on the Formation and Accumulation of Soft Siliceous Sediments on the Discharge Apron of Geysir, Iceland. *Journal of Sedimentary Research*, *80*(1), 17–35. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.008>
- Jones, B., & Renaut, R. W. (2011). Hydrothermal Environments, Terrestrial. In *Encyclopedia of Geobiology* (pp. 467–478).
- Jones, B., Renaut, R. W., & Rosen, M. R. (1999). Role of Fungi in the Formation of Siliceous Coated Grains, Waiotapu Geothermal Area, North Island, New Zealand. *Palaios*, *14*(5), 475. <https://doi.org/10.2307/3515398>
- Kiryukhin, A. V., & Yampolsky, V. A. (2004). Modeling study of the Pauzhetsky geothermal field, Kamchatka, Russia. *Geothermics*, *33*(4), 421–442. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2003.09.010>
- Koepfen, W., & Geiger, R. (1936). *Das geographische System der Klimate*.
- Konhäuser, K. O., Jones, B., Phoenix, V. R., Ferris, G., & Renaut, R. W. (2004). The microbial role in hot spring silicification. *Ambio*, *33*(8), 552–558. <https://doi.org/10.1579/0044-7447-33.8.552>
- Lachowycz, S. M., Pyle, D. M., Gilbert, J. S., Mather, T. A., Mee, K., Naranjo, J. A., & Hobbs, L. K. (2015). Glaciovolcanism at Volcán Sollipulli, southern Chile: Lithofacies analysis and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *303*, 59–78. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.021>
- Lowe, D. R., & Braunstein, D. (2003). *Microstructure of high-temperature (> 73°C) siliceous sinter deposited around hot springs and geysers, Yellowstone National Park : the role of biological and abiological processes in sedimentation*. 1642, 1611–1642. <https://doi.org/10.1139/E03-066>
- Lynne, B. Y. (2012). Mapping vent to distal-apron hot spring paleo-flow pathways using siliceous sinter architecture. *Geothermics*, *43*, 3–24. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2012.01.004>
- Lynne, B. Y. (2015). Impact of three common post-depositional environmental settings on siliceous sinter diagenesis: An eight year experiment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *292*, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.01.007>
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., James, B. J., Browne, P. R. L., & Moore, J. (2007). *TRACKING CRYSTALLINITY IN SILICEOUS HOT-SPRING DEPOSITS*. *307*, 612–641. <https://doi.org/10.2475/03.2007.03>
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Moore, J. N., & Browne, P. R. L. (2005). Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, *179*(3–4), 249–278. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.05.012>
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Randall, S. P., P.R.L, B., & J.N., M. (2006). *Acceleration of sinter diagenesis in an active fumarole , Taupo volcanic zone , New Zealand*. (September). <https://doi.org/10.1130/G22523.1>
- Lynne, B. Y., Morata, D., & Reich, M. (2012). High versus low altitude hot spring settings and associated sinter textures from El Tatio, Chile, and the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Transactions - Geothermal Resources Council*, *36* 2(1).
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M. ., & Echtler, H. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from forearc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco Peninsula. *Journal of Geophysical Research*, *114*.

- Melosh, G., Moore, J., Stacey, R., Energy, G., & Rosa, S. (2012). Natural reservoir evolution in the Tolhuaca Geothermal Field, Southern Chile. *High Temperature*.
- Moreno, H., & Lara, L. (2008). *Geología del Área Pucón-Curarrehue, Regiones de La Araucanía y de Los Ríos*.
- Mountain, B. W., Benning, L. G., & Boerema, J. A. (2003). Experimental studies on New Zealand hot spring sinters: Rates of growth and textural development. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(11), 1643–1667. <https://doi.org/10.1139/e03-068>
- Munoz-Saez, C., Saltiel, S., Manga, M., Nguyen, C., & Gonnermann, H. (2016). Physical and hydraulic properties of modern sinter deposits: El Tatio, Atacama. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 325, 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.026>
- Naranjo, J. A., Moreno, H., Emparan, C., & Murphy, M. (1993). Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli, Andes del Sur (39° S). *Revista Geológica de Chile*, 20(2), 167–191.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids Chemistry and Exploration Techniques*.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.06.012>
- Orange, F., Lalonde, S. V., & Konhauser, K. O. (2013). Experimental simulation of evaporation-driven silica sinter formation and microbial silicification in hot spring systems. *Astrobiology*, 13(2), 163–176. <https://doi.org/10.1089/ast.2012.0887>
- Ortiz, M., Achurra, L., Cortés, R., Fonseca, A., Silva, C., & Vivallos, J. (2008). *Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica. Estudio Geológico, Geofísico e Hidroquímico del Sector Puchuldiza Sur. Santiago, Chile*.
- Pasvanoglu, S., Kristmannsdóttir, H., Björnsson, S., & Torfason, H. (1998). Geochemical study of the Geysir geothermal field in Haukadalur, S-Iceland. *World Geothermal Congress*, 675–680. Retrieved from <http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2000/R0623.PDF>
- Pentecost, A. (2005). *Travertine*.
- Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Veloso, E., Arancibia, G., & Roquer, T. (2016). Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*, 680, 192–210. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.05.016>
- Renaut, R. W., Jones, B., & Rosen, M. R. (1996). Primary Silica Oncoids from Orakeikorako Hot Springs, North Island, New Zealand. *Palaios*, 11(5), 446. <https://doi.org/10.2307/3515212>
- Reysenbach, A. L., & Cady, S. L. (2001). Microbiology of ancient and modern hydrothermal systems. *Trends in Microbiology*, 9(2), 79–86. [https://doi.org/10.1016/S0966-842X\(00\)01921-1](https://doi.org/10.1016/S0966-842X(00)01921-1)
- Rodgers, K. A., Browne, P. R. L., Buddle, T. F., Cook, K. L., Greatrex, R. A., Hampton, W. A., ... Teece, C. I. A. (2004). Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth-Science Reviews*, 66(1–2), 1–61. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.001>
- Roquer, T., Arancibia, G., Rowland, J., Iturrieta, P., Morata, D., & Cembrano, J. (2017). Fault-controlled development of shallow hydrothermal systems: Structural and mineralogical insights from the Southern Andes. *Geothermics*, 66, 156–173. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.12.003>

- Ruff, S. W., & Farmer, J. D. (2016). Silica deposits on Mars with features resembling hot spring biosignatures at El Tatio in Chile. *Nature Communications*, 7, 1–10. <https://doi.org/10.1038/ncomms13554>
- Sanchez-Alfaro, P., Reich, M., Arancibia, G., Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Driesner, T., ... Campos, E. (2016). Physical, chemical and mineralogical evolution of the Tolhuaca geothermal system, southern Andes, Chile: Insights into the interplay between hydrothermal alteration and brittle deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.05.009>
- Sanchez-Alfaro, P., Reich, M., Driesner, T., Cembrano, J., Arancibia, G., Pérez-Flores, P., ... Campos, E. (2016). The optimal windows for seismically-enhanced gold precipitation in the epithermal environment. *Ore Geology Reviews*, 79, 463–473. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.005>
- Sánchez-Yáñez, C., Reich, M., Leisen, M., Morata, D., & Barra, F. (2016). Geochemistry of metal and metalloids in siliceous sinter deposits: Implications for elemental partitioning into silica phases. *Applied Geochemistry*, 80, 112–133.
- Sánchez, P., Pérez-flores, P., Arancibia, G., Cembrano, J., & Reich, M. (2013). Crustal deformation effects on the chemical evolution of geothermal systems : the intra-arc Liquiñe – Ofqui fault system , Southern Andes. *International Geology Review*, (June), 37–41. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.775731>
- Santibáñez, I., Cembrano, J., García-pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., ... González, G. (2019). *Crustal faults in the Chilean Andes : geological constraints and seismic potential*. 46(1), 32–65. <https://doi.org/10.5027/andgeoV46n1-3067>
- Sepúlveda, F., Lahsen, A., Dorsch, K., Palacios, C., & Bender, S. (2005). Geothermal Exploration in the Cordón Caulle Region , Southern Chile. *World Geothermal Congress 2005*, (April), 24–29.
- Sibson, R. H. (1994). Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society Special Publication*, 78, 69–84. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1994.078.01.07>
- Sillitoe, R. H. (2015). Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50(7), 767–793. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0614-z>
- Slagter, S., Reich, M., Munoz-saez, C., Southon, J., Morata, D., Barra, F., ... Skok, J. R. (2019). *Environmental controls on silica sinter formation revealed by radiocarbon dating*. 47(4), 1–5. <https://doi.org/10.1130/G45859.1/4655124/g45859.pdf>
- Squyres, S. ., Arvidson, R. ., Ruff, S., Gellert, R., Morris, R. ., & Ming, D. (2008). Detection of Silica-Rich Deposits on Mars. *Science*, 320(5879), 1063–1067.
- Stern, C. R. (2004). *Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting*.
- Suárez, M.,; Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, No. 71, 105p., 1 mapa 1:250.000 (realizado por C. Emparán, M. Suárez y J. Muñoz, 1992). (n.d.). *Texto Hoja Curacautin_cropped.pdf*.
- Tardani, D., Reich, M., Roulleau, E., Takahata, N., Sano, Y., Pérez-Flores, P., ... Arancibia, G. (2016). Exploring the structural controls on helium, nitrogen and carbon isotope signatures in hydrothermal fluids along an intra-arc fault system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184, 193–211. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.04.031>
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R. J., & Delgado Huertas, A. (2010).

- Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(1–2), 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.02.006>
- Walter, M. R. (1976a). Chapter 3.3 Geysers of Yellowstone National Park: An Example of Abiogenic “Stromatolites.” *Developments in Sedimentology*, 20(C), 87–112. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)71131-2](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)71131-2)
- Walter, M. R. (1976b). Chapter 8.8 Hot-Spring sediments in Yellowstone National Park. *Developments in Sedimentology*, 489–498.
- White, D. E. (1967). Some principles of geyser activity, mainly from steamboat springs, Nevada. *American Journal of Science*, 265, 641–684.
- White, D. E., Thompson, G. A., & Sandberg, C. H. (1964). Rocks, structure, and geologic history of Steamboat Springs thermal area, Washoe County, Nevada. *Professional Paper*. <https://doi.org/Report>
- Wibberley, C. A. J., Yielding, G., & Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: A review. *Geological Society Special Publication*, 299, 5–33. <https://doi.org/10.1144/SP299.2>
- Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., ... Pérez-Moreno, R. (2017). Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile – Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*, 466, 545–561. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.07.004>
- Zhou, J., & Lau, K. M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11(5), 1020–1040. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<1020:DAMCEO>2.0.CO;2)

ANEXOS

Apéndice I: Sitios de muestreo y caracterización de muestras

Sitio 1

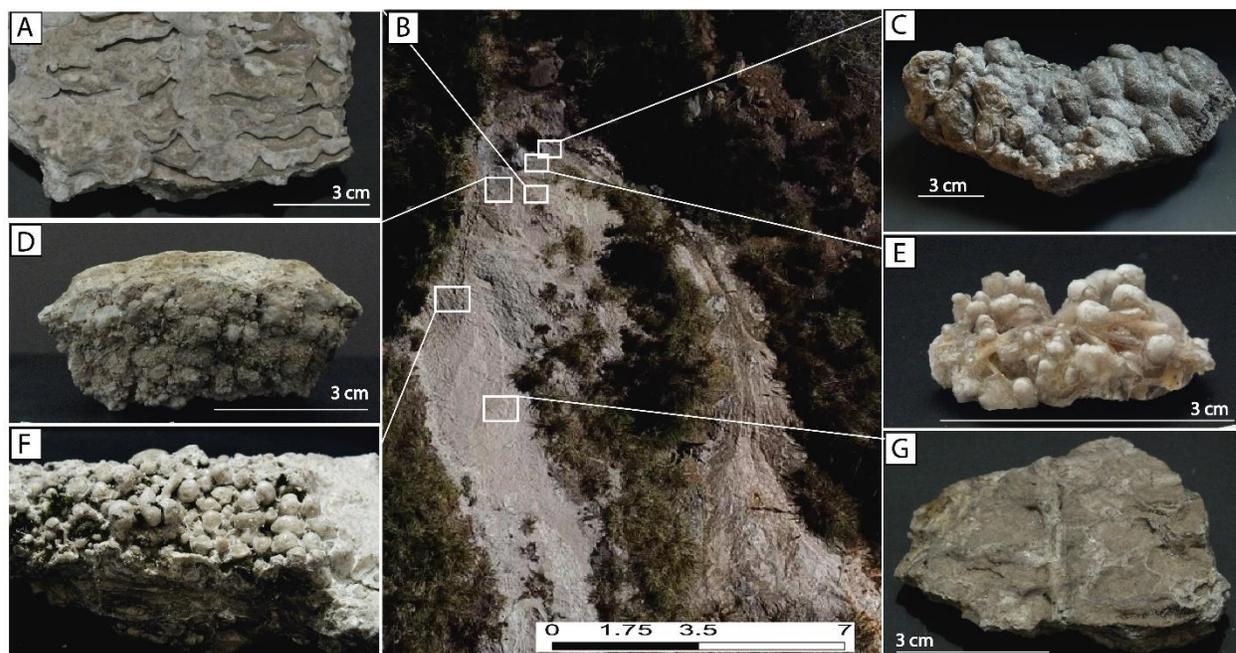


Figura I.1: Sitio de estudio N°1 con la respectiva localización de cada muestra de sínter obtenida. (A) Textura de terrazas. (B) Foto aérea del sitio 1. (C) Textura de geiserita. (D) Textura de geiserita. (E) Textura espicular. (F) Textura fungi. (G) Textura de terraza.

Muestra ALP-01-M1 (Figura I.1C)

Descripción macroscópica: corresponde a un sínter de ambiente proximal ubicado a una distancia ~ 30cm del vent, mide 15x8cm y exhibe textura columnar convexa con diámetros entre 1 y 2 cm, hacia abajo presenta pequeñas espículas < 1mm. Su coloración es grisácea y por el reverso presenta materia orgánica de coloración verde.

Muestra ALP-01-M2 (Figura I.1D)

Descripción macroscópica: corresponde a un sínter ubicado en una surgencia abandonada por lo que se considera de ambiente proximal, pese a ubicarse a 1.5 metros del vent actual, mide 7.5x 5cm y exhibe textura nodular en su parte superior, mientras que en la parte inferior presenta espículas muy pequeñas < 1mm, las cuales se unen formando espículas de mayor tamaño entre 1 y 4mm de diámetro, algunas exhiben cristalinidad en su cima. Su coloración es entre amarillo y beige.

Muestra ALP-01-M3 (Figura I.1E)

Descripción macroscópica: corresponde a un sínter de ambiente proximal, ubicado a no más de 10cm del vent, mide 3x2cm y presenta textura espicular. Las espículas no superan los 3mm de alto y su diámetro varía entre 1 y 4 mm. Presenta una coloración blanquecina y por el reverso se observan conductos de entre 3mm hasta 1 cm.

Muestra ALP-01-M4 (Figura I.1F)

Descripción macroscópica: corresponde a un sínter de ambiente medio, a una distancia de 6 metros del vent actual. Mide 19x7cm y presenta una textura nueva denominada fungi, debido a que presenta una forma convexa hacia la parte superior, asemejándose a un hongo. Los cuales tienen

entre 1 y 15 mm de diámetro, con una altura < 3mm, y presentan un color grisáceo. Por el reverso es posible apreciar la presencia de una raíz silicificada y se pueden observar claramente las capas milimétricas de sílice que la recubren variando en coloración entre gris y gris oscuro.

Muestra ALP-01-M5 (Figura I.1G)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente distal ubicada a una distancia ~ 7 metros desde el vent. Mide 5x5 cm, y presenta textura de terrazas, el borde de las terrazas podía alcanzar hasta 1,4 cm de extremo a extremo, mientras que la distancia de la piscina era entre 0,5 y 1 cm de diámetro. Presenta una coloración grisáceo marrón y se observa una rama entre las terrazas.

Muestra ALP-01-M6 (Figura I.1A)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente medio, situada a 2 metros del vent. Mide 14x15cm, exhibe una textura de terrazas y es de color blanquecino. El borde de la terraza medía entre 1 y 2.5 de extremo a extremo, mientras que la piscina medía entre 1 y 1.8 cm. Se le realizó un corte transversal y se pudo observar una alternancia de colores entre unos más blancos y otros más grises.

Sitio 2

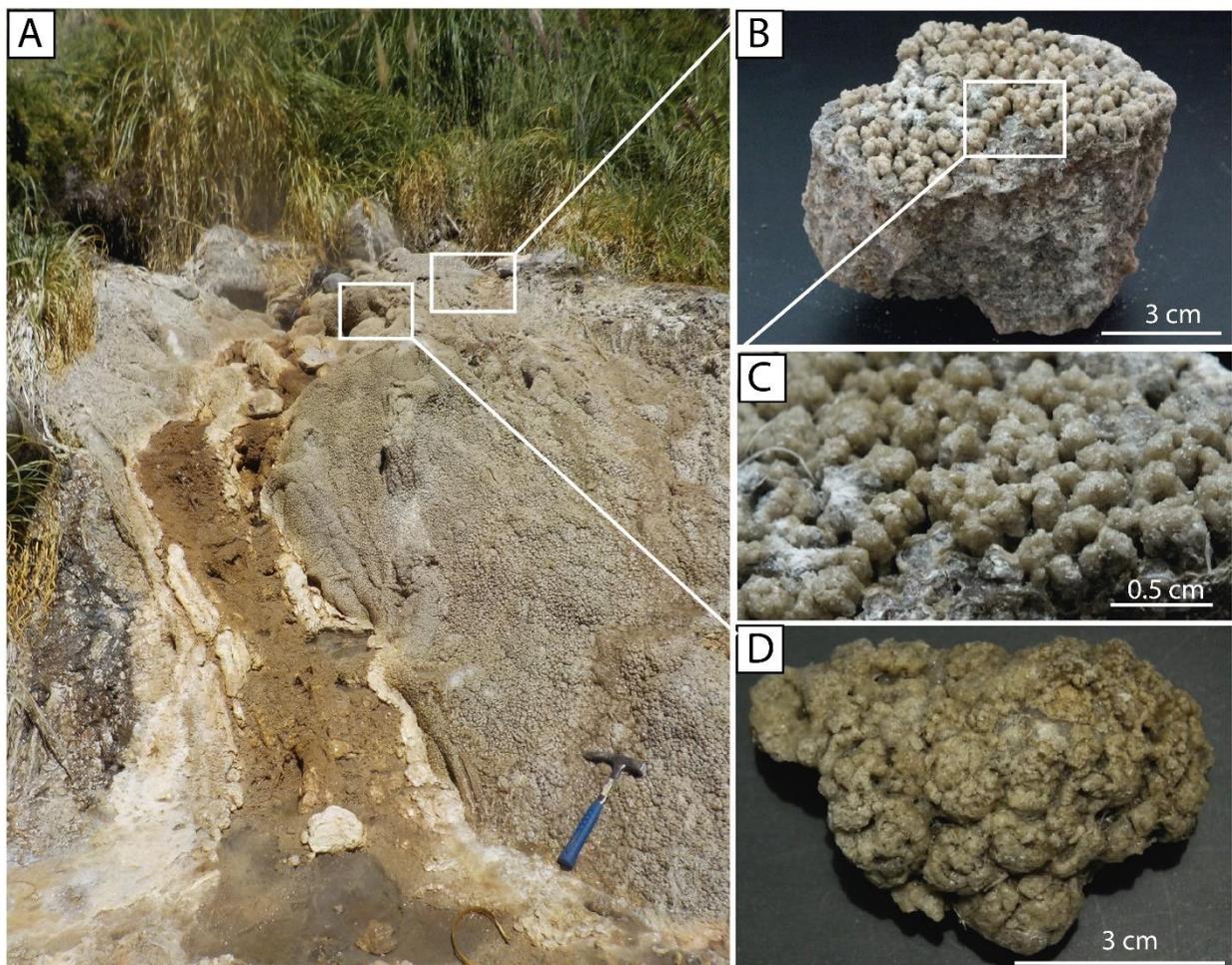


Figura I.2: Sitio de estudio N°2 con la respectiva localización de cada muestra de sínter obtenida. (A) Foto zona de splash sitio 2. (B) Muestra de sínter con textura de geiserita (C) Acercamiento a la muestra anterior (D) Muestra de sínter con text. de geiserita.

Muestra ALP-02-M1 (Figura I.2VB)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, situada a < 1 metro del vent. Mide 5x8.5x7cm³, exhibe una textura espicular con espículas redondeadas, las cuales se agrupan en clusters que no superan los 0,5 cm de diámetro. Al reverso de la muestra se observan los conductos, los cuales van desde 1-5mm de diámetro. Es de color marrón amarillento.

Muestra ALP-02-M2 (Figura I.2D)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, que al igual que la anterior se sitúa < 1 metro del vent. Mide 6.5x4 cm², es de color marrón claro y exhibe las mismas espículas reagrupadas en clusters de entre 0,5-1 cm de diámetro. Por el reverso se observa un vestigio vegetal silicificado y coloración verde producto de materia orgánica.

Sitio 3

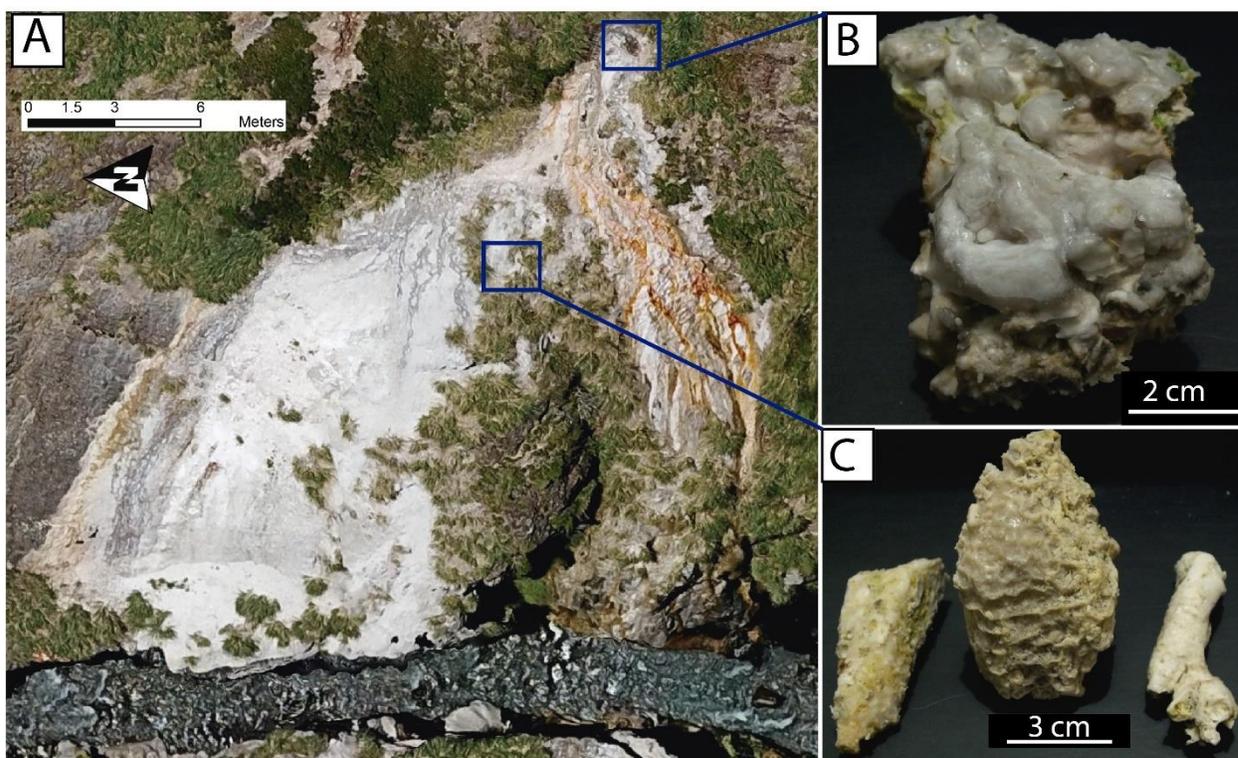


Figura I.3: Sitio de estudio N°3 con la respectiva localización de las dos muestras de sínter obtenidas. (A) Foto aérea del sitio 3 (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de ambiente distal, correspondiente a puntas de estalactitas.

Muestra ALP-03-M1 (Figura I.3B)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a <10 cm del vent. Mide 8x5 cm y exhibe una textura pseudocolumnar, es de color blanquecino y en algunas zonas verdoso producto probablemente de microorganismos. También se observa parte del sínter cubriendo trozos de plantas (pequeños palitos de entre 1- 3cm).

Muestra ALP-03-M2 (Figura I.3C)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente distal, ubicada a una distancia aproximada de 7 metros del vent. Representa la punta de una estalactita producida por la silicificación de la vegetación baja del lugar. Mide 7x4 cm y presenta textura de terrazas, al realizarle un corte transversal exhibe capas de sílice de distintos colores entre grises y blancos.

Sitio 4

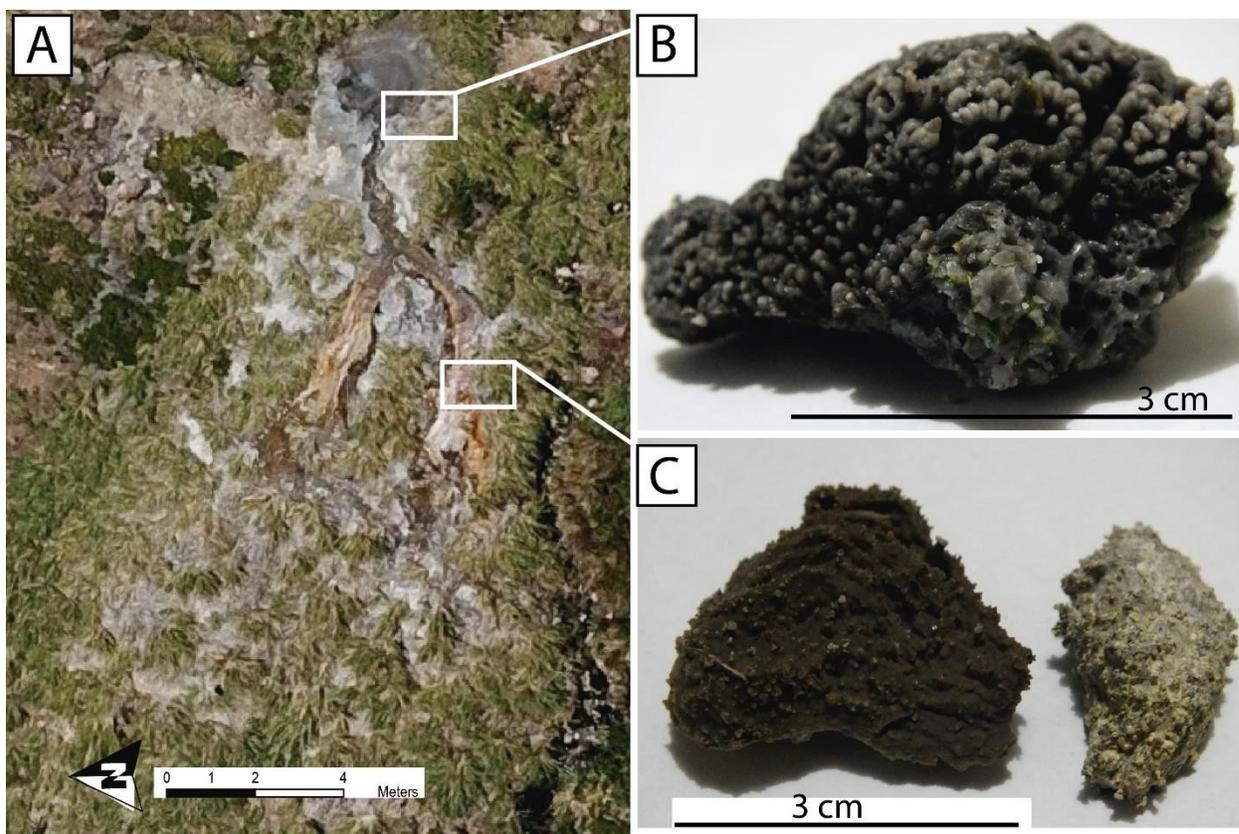


Figura I.4: Sitio de estudio N°4 con la respectiva localización de las muestras de sínter obtenidas. (A) Foto aérea del sitio 4 (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de ambiente medio, textura azucarada.

Muestra ALP-04-M1 (Figura I.4C)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente medio, ubicada a una distancia de 5 metros desde el vent. Mide 3x2cm y presenta una textura no descrita anteriormente, denominada azucarada. Esta textura presenta una similitud con la textura espicular, pero la punta de las espículas es redondeada (convexa hacia arriba), éstas se encuentran por ambos lados de la muestra, solo que las de la cara inferior se encuentran más aplanadas.

Muestra ALP-04-M2 (Figura I.4B)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a 50 cm del vent. Mide 5.5x2.5 cm² y exhibe textura espicular con espículas que no superan los 2 mm de alto. Estas se agrupan en clusters los que poseen una forma de pequeñas argollas de no más de 2 mm de diámetro. La muestra es de color grisáceo oscuro y presenta tonalidades verdes debido a la presencia de materia orgánica.

Sitio 5

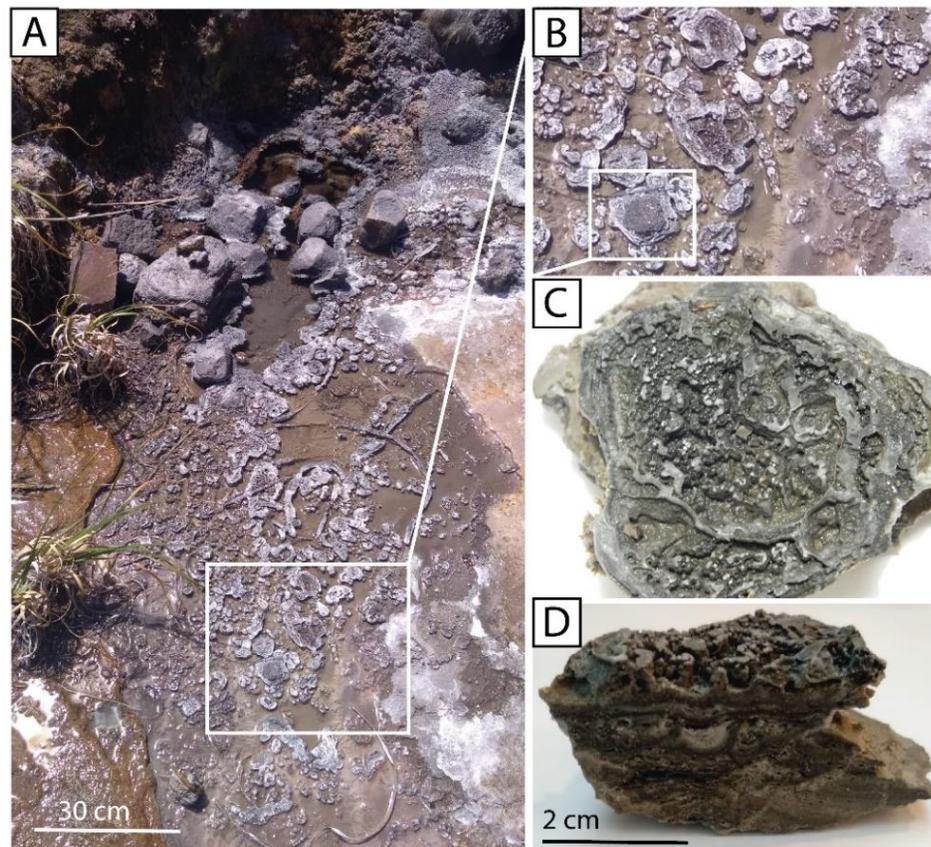


Figura I.5: Géiser sitio 5. (A) Ubicación de muestras en ambiente proximal. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter vista en planta (D) Muestra de sínter en vista transversal.

Muestra ALP-05-M1 (Figura I.5C)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a una distancia < 10cm del vent. Mide 5x4.5cm, presenta una coloración grisácea oscura, exhibe una textura no descrita anteriormente, denominada en flor, de base ancha y mantiene su grosor hacia arriba. En un corte transversal muestra distintas capas de colores grises claros y oscuros que representan, además, las distintas dinámicas del agua. Hacia la cima se observan unas pequeñas espículas < 3mm las cuales se unen en sus puntas.

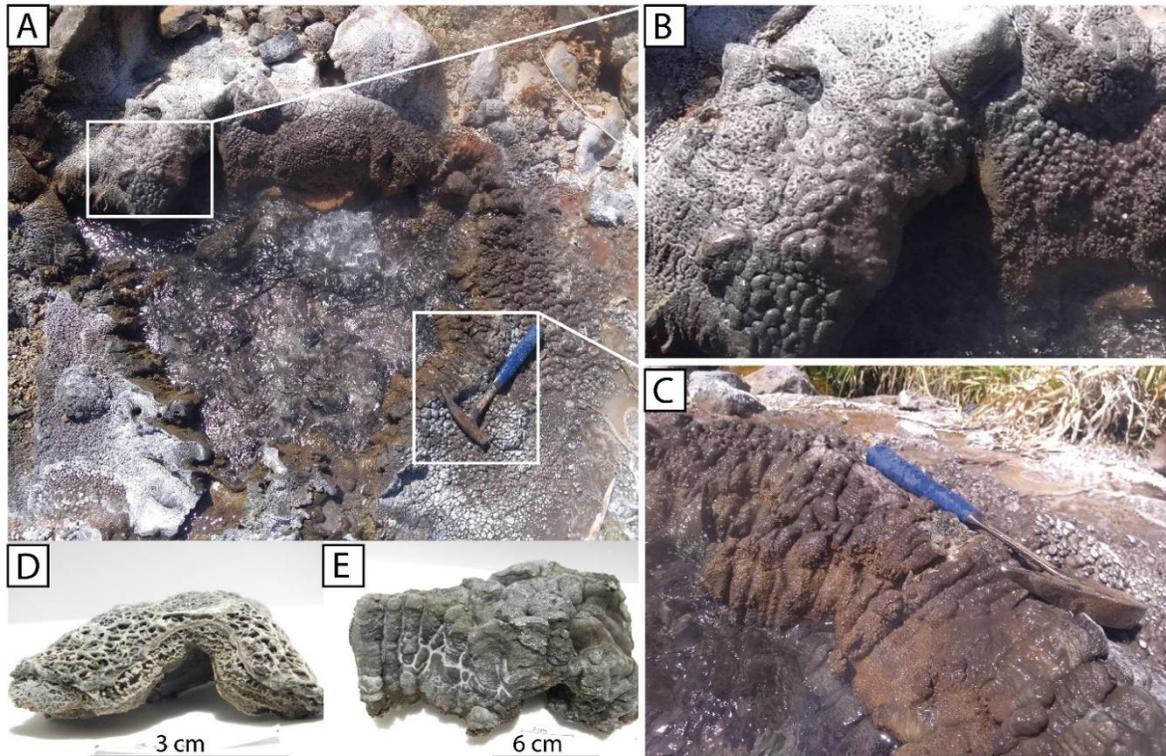


Figura I.6: Perpetual spouter 1 sitio 5 (A) Vent del perpetual spouter (B) Ubicación de la textura agujeros (C) Borde de la piscina del perpetual spouter (D) Muestra de sínter textura agujeros obtenida. (E) Muestra de sínter correspondiente al borde de la piscina..

Muestra ALP-05-M2 (Figura I.6E)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente próximal, ubicada en el vent, ya que formaba parte de su borde. Mide 15x8 cm, es de color grisáceo entre claro y oscuro, de abajo hacia arriba exhibe las siguientes texturas: 2cm de textura espicular, con espículas pequeñas < 1 mm, posteriormente le sigue la textura columnar con columnas estratificadas, las cuales tienen 4 cm de alto y 1 de ancho, sobre estas se encuentra la textura nodular con 1-3 cm de diámetro. Al reverso se observan los diámetros de las columnas que van entre 0.5 -1 cm (Figura I.6E-C)

Muestra ALP-05-M3

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal ubicada a < 30 cm del vent. Mide 8x5 cm², es de color grisáceo oscuro y claro y presenta la textura de agujeros, los que van desde <1mm- 1mm. Al reverso se observan pequeños conductos de 3-5mm de diámetro.

Muestra ALP-05-M4 (Figura I.6D)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a una distancia < 10 cm del vent. Mide 4.5x4.5 cm², presenta una forma de herradura y una coloración grisácea. Exhibe en su parte inferior la textura espicular, con espículas pequeñas < 1mm, mientras que hacia arriba presenta la textura de agujeros, los cuales tienen ~ 3mm de diámetro.

Muestra ALP-05-M5

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente distal, ubicada a una

distancia de 14 metros del vent. Mide 4x3cm² y exhibe la textura de terrazas, estas se caracterizan por ser muy pequeñas y regulares ya que el borde de las terrazas mide 0.5 mm de extremo a extremo, mientras que la distancia de la piscina era 0,5 mm de diámetro. Presenta una coloración grisácea.

MuestraALP-05-M6 (Figura I.7C)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a ~ 50 cm del vent. Mide 12x13 cm, es de color blanquecino y exhibe una posible textura compuesta denominada nódulos en terraza. Estos nódulos que rellenaban las terrazas tenían una altura de 1mm y un diámetro de 3mm, mientras que las terrazas tenían un borde de 2x2cm y algunas podían presentar hasta 4 nódulos.

Muestra ALP-05-M7 (Figura I.7B)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente proximal, ubicada a < 10cm del vent. Mide 6x4cm² y es de color blanquecino a rosa. Su textura es principalmente botroidal, los cuales miden <1cm de diámetro.

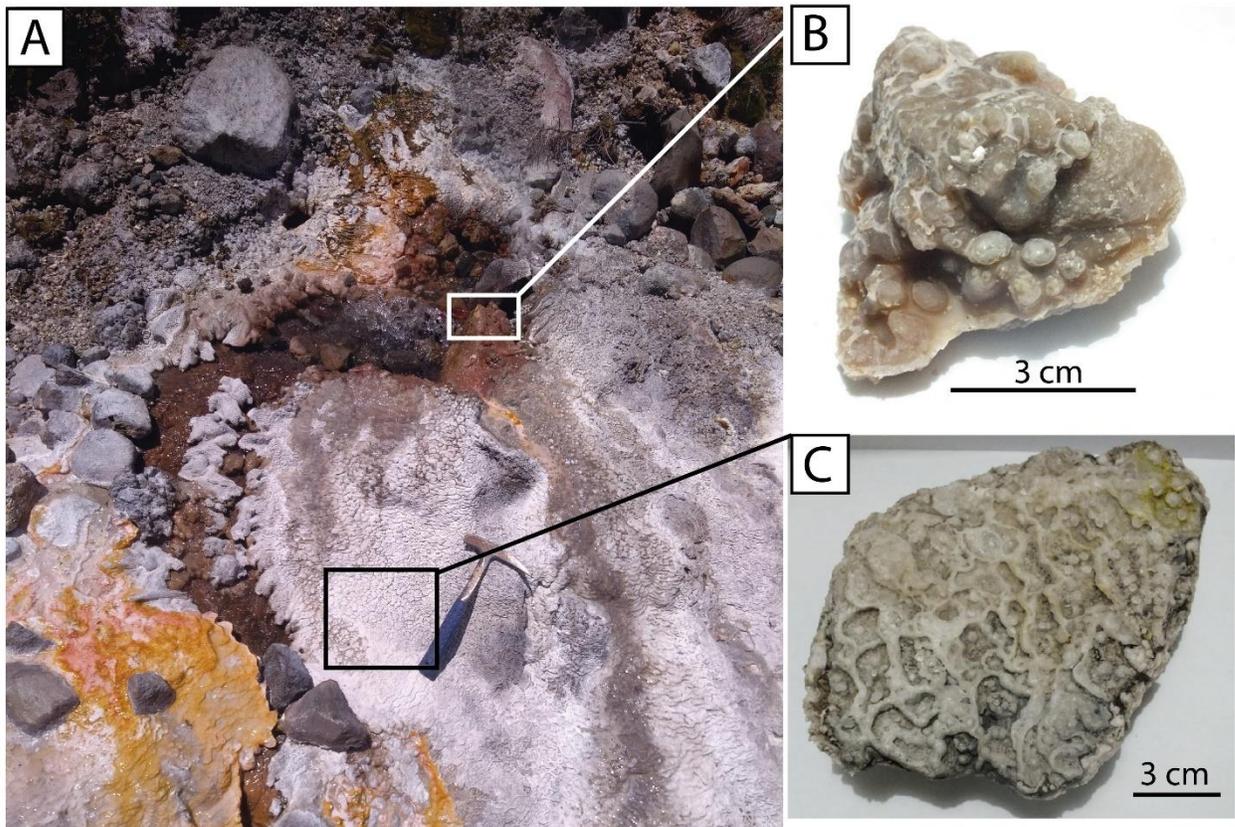


Figura I.7: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.

Sitio 6

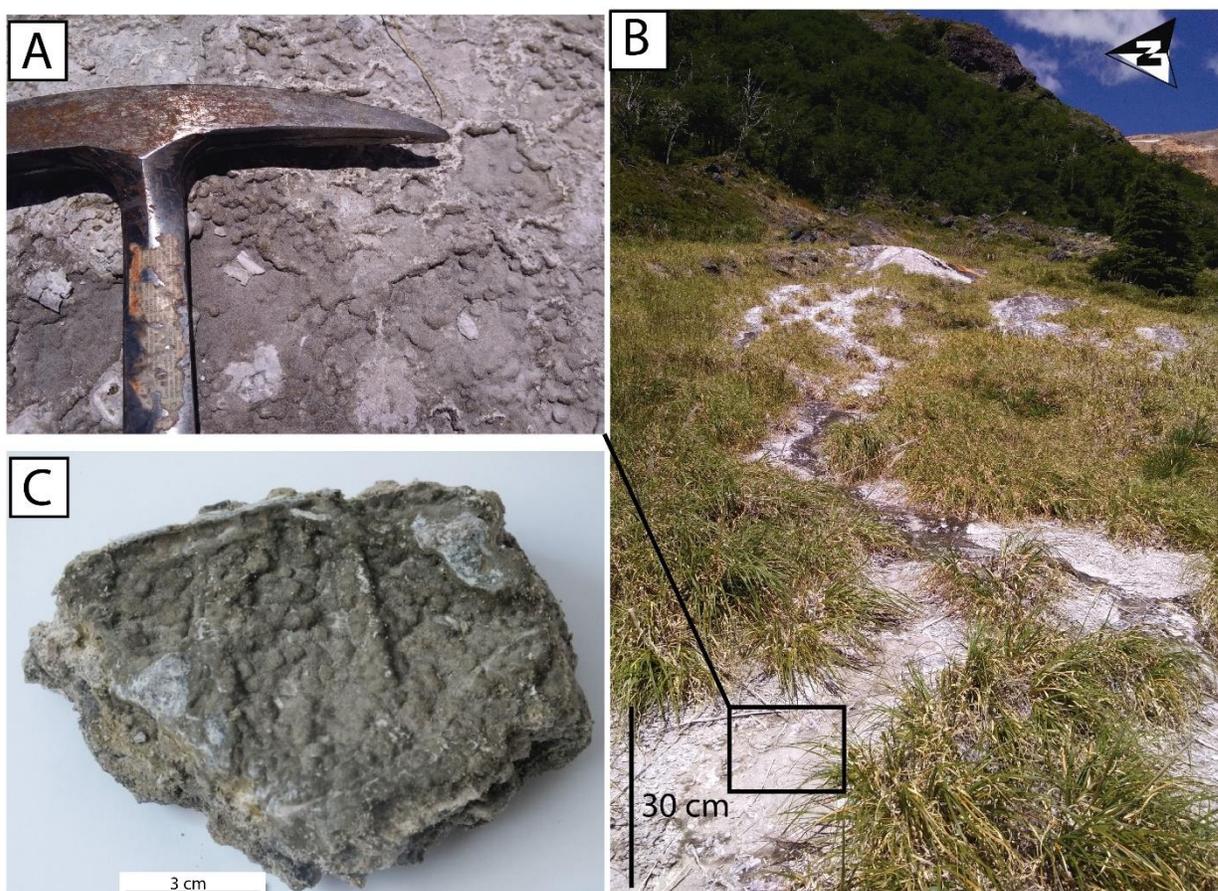


Figura I.8: Muestra de sínter obtenida del sitio 6. (A) Fotografía en terreno de la textura nódulos en terraza. (B) Ubicación de la textura y donde se obtuvo la muestra. (C) Muestra de sínter obtenida.

Muestra ALP-06-M1 (Figura I.8C)

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente distal, ubicada a una distancia >15 metros desde el vent. Mide 11x9 cm², es de color grisáceo oscuro y exhibe una textura de terrazas en algunas partes imperceptibles. Posee pequeños nódulos dentro de las piscinas de las terrazas y también tiene una alta concentración de restos vegetales. En algunas partes su coloración es verdosa producto de la materia orgánica.

Sitio 7

Muestra ALP-07-M1 (Figura I.9A-B)

Descripción macroscópica: corresponde a una antigua muestra de sínter proximal, puesto que se encontraba en lo que se suponía era el antiguo vent. La muestra mide 12x9 cm² y es de color anaranjado. Se distingue una textura nodular.

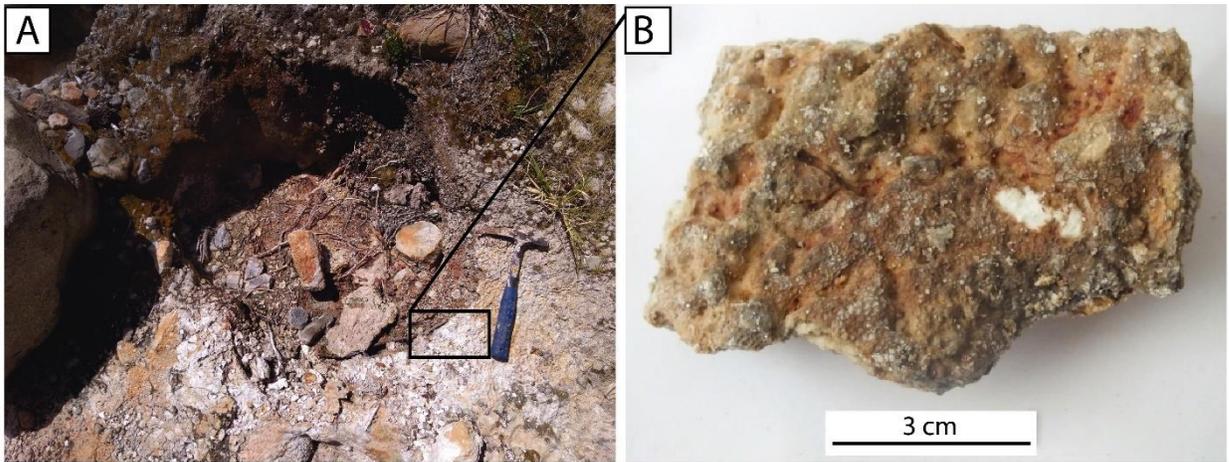


Figura I.9: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.

Muestra ALP-07-M2

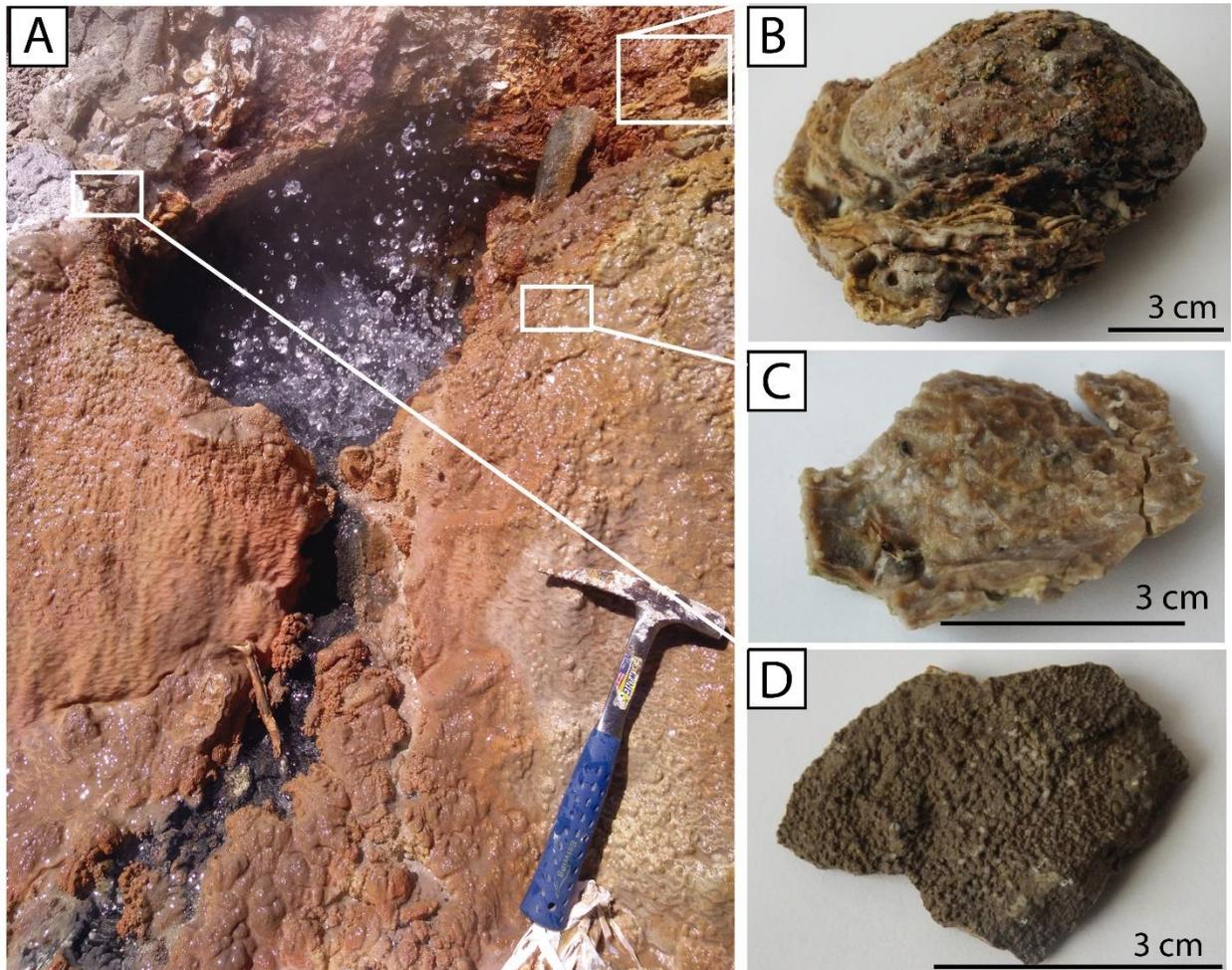


Figura I.10: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.

Sitio 8

ALP-08-M1

Descripción macroscópica: corresponde a una muestra de sínter de ambiente distal, ya que cae desde la ladera hacia el río. Mide 5x4 cm, tiene una coloración verdosa y la textura que presenta pareciera ser de geiserita, con unas espículas gruesas de entre 4-5 mm de ancho y 2mm de alto, en un corte transversal se aprecia una capa de sínter de no más de 1 mm que recubre la roca, en este caso una obsidiana.

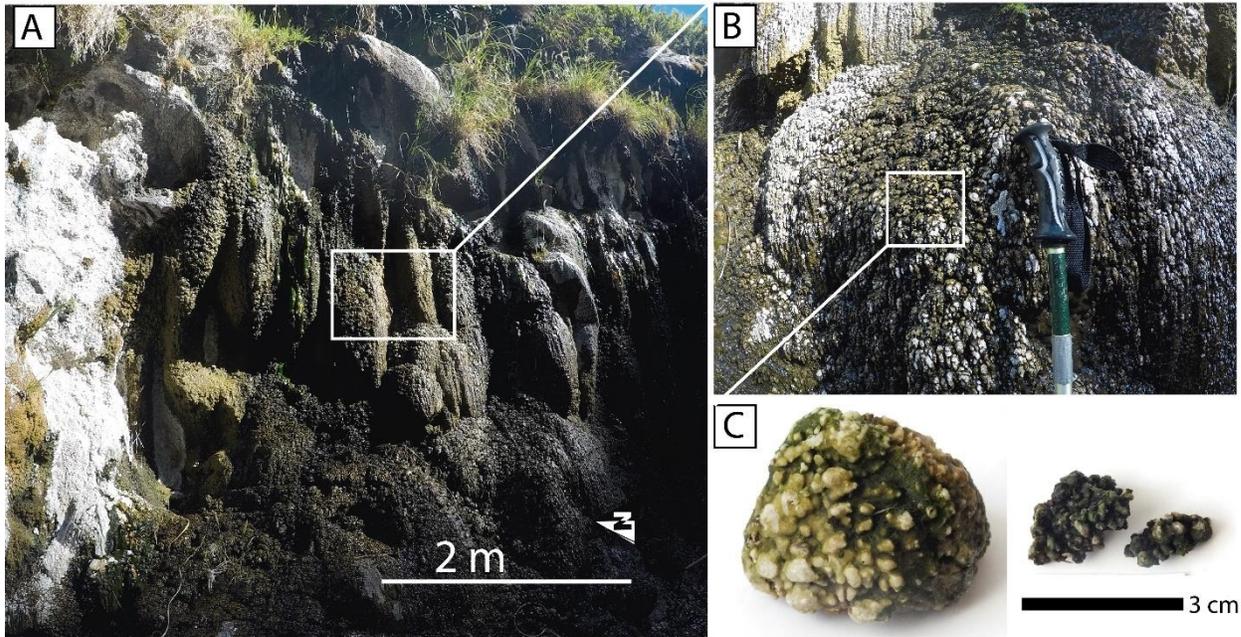
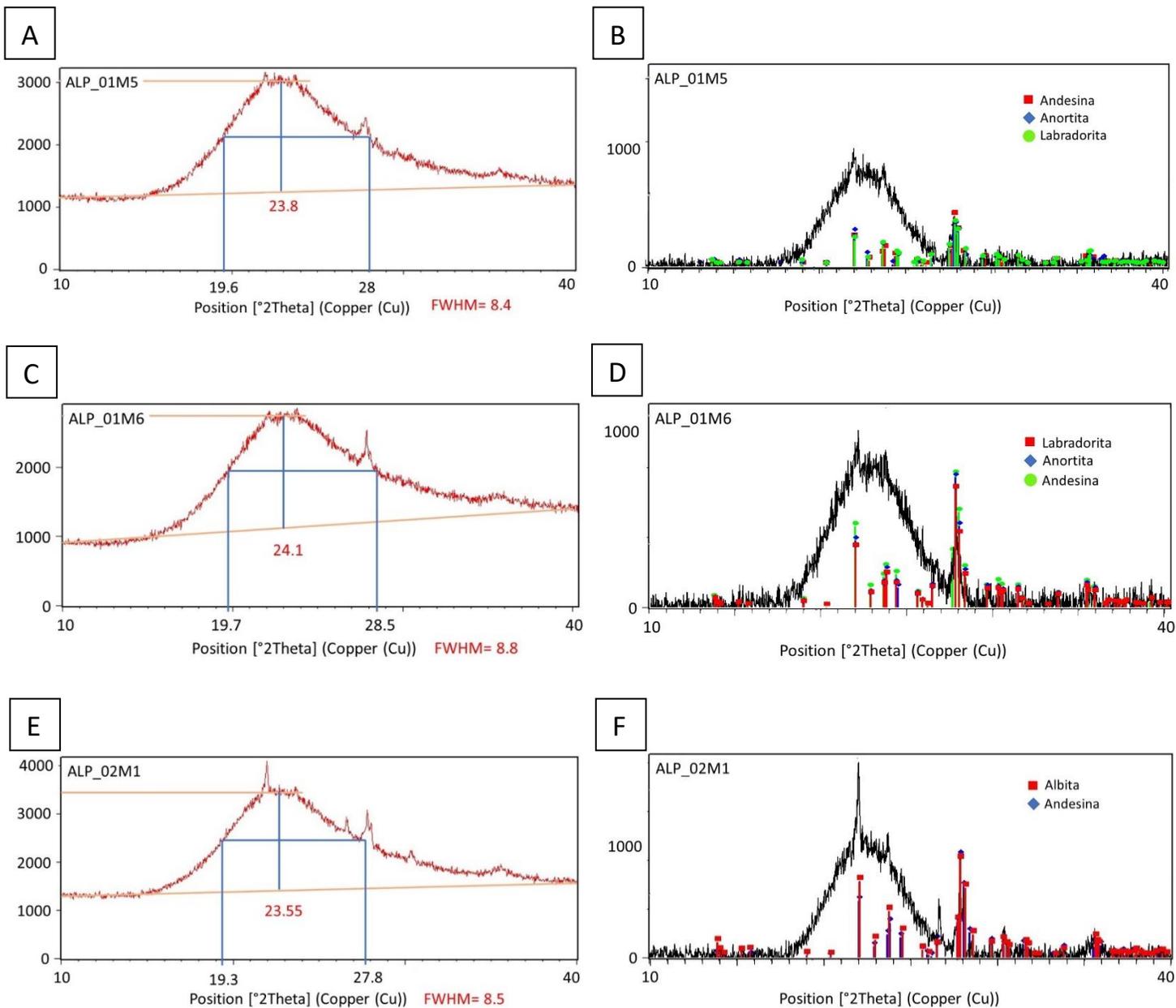


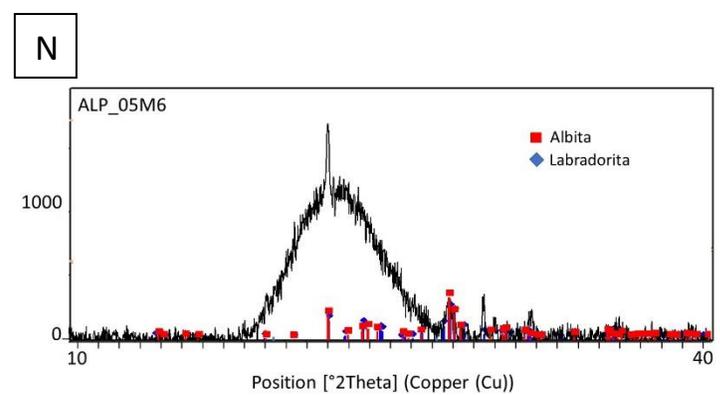
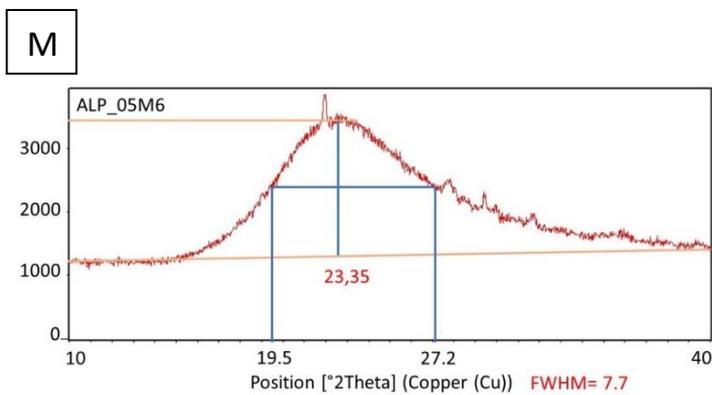
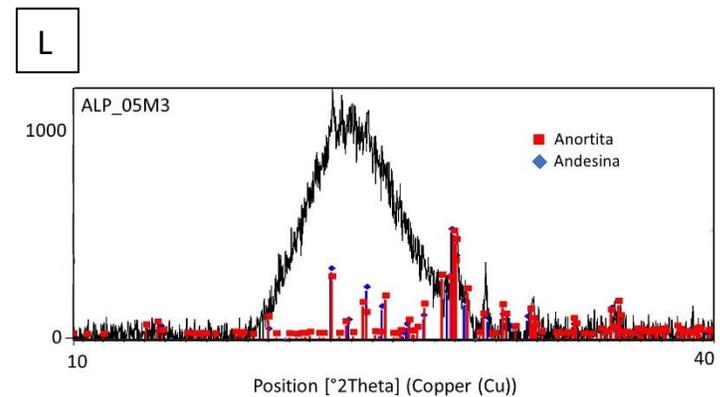
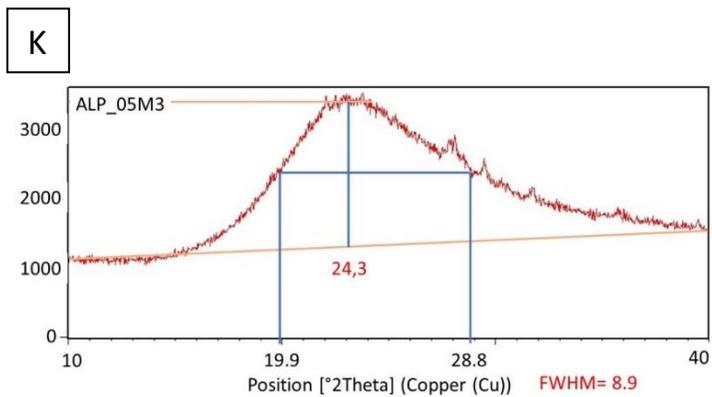
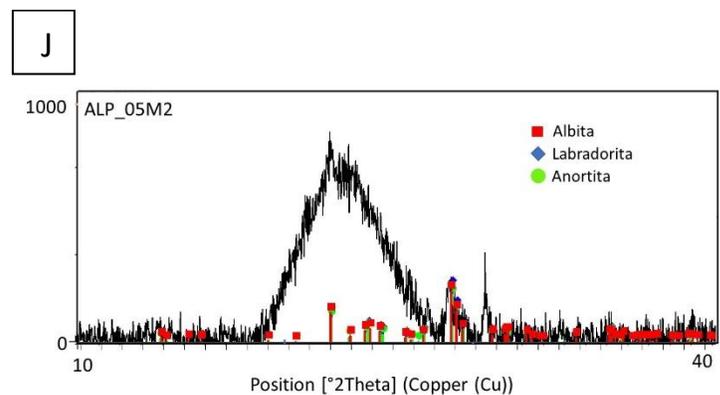
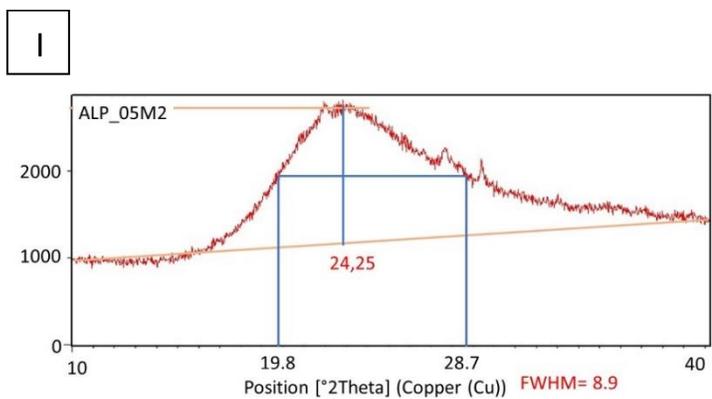
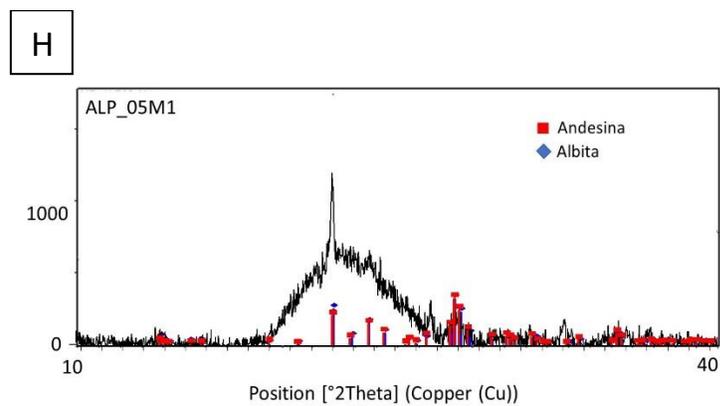
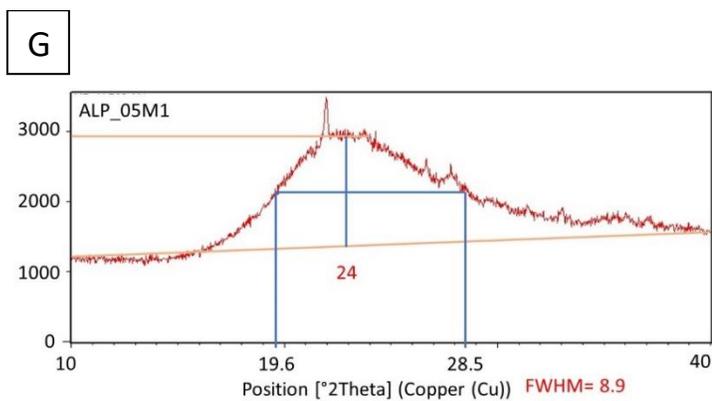
Figura I.11: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.



Figura I.12: Mosaico generado mediante el uso del dron

Apéndice 2: Análisis XRD





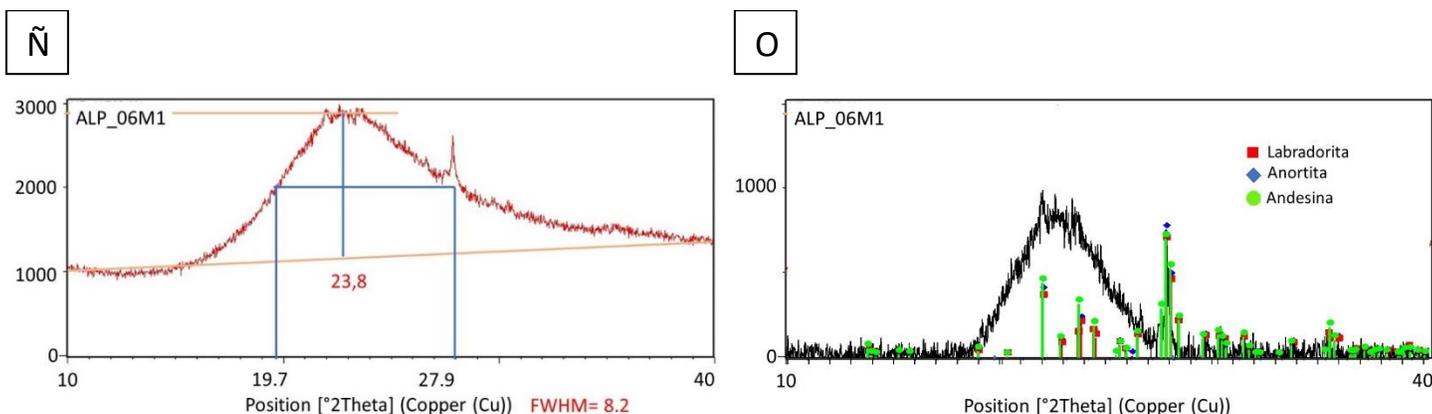


Figura II.1: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.

Apéndice 3: Geoquímica aguas termales y agua del río

Resultados cationes trazas:

Muestra	ALP-01	ALP-03	ALP-05	ALP-07	ALP-09
<i>Li</i>	1542,2	1401,6	1561,5	1485,9	44,92
<i>Be</i>	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,10	< 0,01
<i>B</i>	15599,7	15145,4	14569,6	13904	192,7
<i>Al</i>	109,1	97,3	88	158,3	27,6
<i>V</i>	4,4	4,4	5,1	6,1	1,4
<i>Cr</i>	< 0,70	< 0,70	< 0,70	< 0,70	< 0,07
<i>Fe</i>	< 10	< 10	< 10	< 10	6,27
<i>Mn</i>	3,2	3,6	2,3	0,9	11,6
<i>Co</i>	< 0,20	< 0,20	< 0,20	< 0,20	0,03
<i>Ni</i>	< 1	< 1	< 1	< 1	< 0,10
<i>Cu</i>	< 2	< 2	< 2	< 2	0,4
<i>Zn</i>	21,8	54,9	10,0	< 7	24,1
<i>As</i>	1289,4	982	1165,2	1026,9	9,7
<i>Se</i>	< 3	< 3	< 3	< 3	< 0,30
<i>Rb</i>	233,4	241,8	224,5	196,9	4,4
<i>Sr</i>	22,8	21,7	27,7	31	14,9
<i>Zr</i>	2,5	1,8	2	1,8	< 0,01
<i>Mo</i>	20,4	15,2	17,5	12,8	0,55
<i>Ag</i>	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,03	< 0,003
<i>Cd</i>	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,04	< 0,004

Tabla III.1: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.

Apéndice 4: Cálculo Geotermómetros

Geotermómetro Na/K

Cálculo razón Na/K para las 4 muestras de agua termal según Giggenbach (1988)

$$ALP\ 01 = \frac{Na}{K} = \frac{396\ mg/L}{27,51\ mg/L} = 14,39$$

$$ALP\ 03 = \frac{Na}{K} = \frac{423,5\ mg/L}{27,51\ mg/L} = 15,39$$

$$ALP\ 05 = \frac{Na}{K} = \frac{390,5\ mg/L}{23,21\ mg/L} = 16,82$$

$$ALP\ 07 = \frac{Na}{K} = \frac{372\ mg/L}{25,15\ mg/L} = 16,06$$

En general las cifras obtenidas fueron muy cercanos al límite planteado por [Nicholson \(1993\)](#), por lo que se incorporaron a la fórmula propuesta por [Giggenbach \(1988\)](#) para el geotermómetro de Na/K:

$$ALP\ 01\ t(^{\circ}C) = \frac{1390}{[\log(14,39)+1,750]} - 273 = 205$$

$$ALP\ 03\ t(^{\circ}C) = \frac{1390}{[\log(15,39)+1,750]} - 273 = 200$$

$$ALP\ 05\ t(^{\circ}C) = \frac{1390}{[\log(16,82)+1,750]} - 273 = 192$$

$$ALP\ 07\ t(^{\circ}C) = \frac{1390}{[\log(16,06)+1,750]} - 273 = 194$$

Con un promedio de 198°C como temperatura del reservorio.

Geotermómetro de la sílice

Las ecuaciones utilizadas para el uso del geotermómetro fueron:

$$\text{Cuarzo sin pérdida de vapor} \quad T = \frac{1309}{5,19-\log(S)} - 273,15$$

$$\text{Cuarzo con máxima pérdida de vapor a } 100^{\circ}C \quad T = \frac{1522}{5,75-\log(S)} - 273,15$$

$$\text{Calcedonia} \quad T = \frac{1032}{4,69-\log(S)} - 273,15$$

ALP – 01

$$\text{Cuarzo sin pérdida de vapor} \quad T(^{\circ}C) = \frac{1309}{5,19-\log(392,2)} - 273,15 = 230$$

$$\text{Cuarzo con máxima pérdida de vapor a } 100^{\circ}C \quad T(^{\circ}C) = \frac{1522}{5,75-\log(392,2)} - 273,15 = 209$$

Calcedonia $T (C^{\circ}) = \frac{1032}{4,69-\log(392,2)} - 273,15 = 219$

ALP – 03

Cuarzo sin pérdida de vapor $T = \frac{1309}{5.19-\log(412,7)} - 273,15 = 235$

Cuarzo con máxima pérdida de vapor a 100°C $T = \frac{1522}{5.75-\log(412,7)} - 273,15 = 212$

Calcedonia $T = \frac{1032}{4,69-\log(412,7)} - 273,15 = 224$

ALP – 05

Cuarzo sin pérdida de vapor $T = \frac{1309}{5.19-\log(369,3)} - 273,15 = 226$

Cuarzo con máxima pérdida de vapor a 100°C $T = \frac{1522}{5.75-\log(369,3)} - 273,15 = 205$

Calcedonia $T = \frac{1032}{4,69-\log(369,3)} - 273,15 = 213$

ALP – 07

Cuarzo sin pérdida de vapor $T = \frac{1309}{5.19-\log(372,9)} - 273,15 = 227$

Cuarzo con máxima pérdida de vapor a 100°C $T = \frac{1522}{5.75-\log(372,9)} - 273,15 = 206$

Calcedonia $T = \frac{1032}{4,69-\log(372,9)} - 273,15 = 214$

Apéndice 5: Cálculo razón B/Cl

	B (mg/L)	Cl (mg/L)	Razón B/Cl
ALP- 01	15,599	429,98	0,036
ALP- 03	15,145	416,73	0,036
ALP- 05	14,569	395,18	0,036
ALP- 07	13,904	382,19	0,036

Figura IV.1: Perpetual spouter 2 del sitio 5. (A) Ubicación de muestras de sínter. (B) Muestra de sínter de ambiente proximal (C) Muestra de sínter de textura nódulos en terraza.