



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

MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN EL MAAR  
ALITAR, ANDES CENTRALES, NORTE DE CHILE.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

**PAUL STEVEN RODRÍGUEZ TROYA**

PROFESOR GUÍA:  
DIEGO MORATA CÉSPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:  
BENIGNO GODOY NEIRA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN  
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ  
SANTIAGO MAZA ROBLES

Esta tesis fue financiada por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes,  
Proyecto FONDAP #15200001, ACE210005 y la Agencia Nacional de Investigación y  
Desarrollo, Proyecto FONDECYT de Iniciación #11200013.

SANTIAGO DE CHILE  
2023

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL  
GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS  
MENCION GEOLOGÍA**

**POR:** Paul Steven Rodríguez Troya

**FECHA:** 2023

**PROFESOR GUÍA:** Diego Morata Céspedes

**MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN EL MAAR  
ALITAR, ANDES CENTRALES, NORTE DE CHILE.**

El Volcán Alítar (23°08'10" S – 67°38'30" O) presenta actividad hidrotermal manifestada en superficie por una alteración de tipo *steam-heated* en su cráter. Por su parte, el Maar Alítar, localizado en la base del volcán, presenta una alteración similar asociada a su evento eruptivo, y otra de tipo magmático-hidrotermal, que se manifiesta en superficie por fumarolas y eflorescencias activas e inactivas.

Por análisis de DRX se identificaron tres asociaciones minerales en el Maar Alítar: 1) cuarzo-cristobalita/tridimita ± (ópalo-A/CT ± ópalo-CT) ± hematita ± azufre nativo; 2) alunita + cuarzo/cristobalita + caolinita ± hematita ± azufre nativo; y 3) alunógeno + pickeringita/halotriquita + cuarzo/cristobalita ± alunita ± jarosita. La coexistencia de estas asociaciones indica condiciones de pH ~2 y temperaturas de ~60-150°C, atribuidas a una alteración de tipo argílica avanzada y diferentes procesos de silicificación. Sin embargo, la ocurrencia de piscinas termales con pH = 5.65 y temperaturas de ~63.2°C en zonas aledañas sugieren una actividad hidrotermal intensificada en su cráter a consecuencia de: la oxidación de fase gaseosa magmática (SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S); la intensa interacción fluido-roca; la lixiviación de la roca de caja; y la oxidación de minerales sublimados y precipitados por parte de aguas meteóricas que retroalimentan la acidez del sistema por removilización de componentes desde superficie.

Por otra parte, se reconocieron alteraciones argílicas intermedia y avanzada en el cráter del Volcán Alítar y en el Maar Alítar a partir del procesamiento de imágenes espectrales, y se replicaron las condiciones de alteración hidrotermal a través de la modelación experimental secuencial de los fluidos hidrotermales con parámetros tomados *in-situ*, indicando condiciones de pH > ~4 y temperaturas > 230°C para alteraciones propilíticas; de pH = ~3-4.5 y temperaturas de ~150-320°C para alteraciones fílicas-argílicas intermedias; de pH = ~2.5-4.5 y temperaturas de ~120-320°C para alteraciones argílicas avanzadas; y de pH < ~3 y temperaturas < ~130°C para la silicificación.

La integración de resultados analíticos y remotos indican una heterogeneidad de condiciones fisicoquímicas para los minerales identificados, particularmente por las asociaciones minerales encontradas en el Maar Alítar. Su coexistencia junto a la brechización observada en el área de estudio, sugieren la ocurrencia de un estilo eruptivo freático para el cráter del maar.

## AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se realizó gracias al financiamiento del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y la Agencia Nacional de Investigación y Desarrollo, a través de los proyectos FONDAP #15200001 a cargo del Dr. Diego Morata Céspedes y FONDECYT de Iniciación #11200013 a cargo del Dr. Benigno Godoy Neira respectivamente. También al Laboratorio de Geoquímica del CEGA de la Universidad de Chile, en particular a Christian Nievas por su apoyo permanente en la realización de los análisis químicos.

Muchísimas gracias a todos quienes influyeron directamente en la realización de esta tesis, especialmente al Dr. Benigno Godoy Neira y al Dr. Diego Morata Céspedes por su apoyo y comprensión respecto a los cambios de itinerario y en el organigrama, que contó con sucesivos e importantes cambios en la realización de actividades. Sobre todo, por la libertad de acción en el cambio de directrices del proyecto en épocas de pandemia. Sorprendentemente, estos cambios trajeron consigo un gran crecimiento personal y profesional, mucho más de lo que imaginé al comenzar el programa de magíster. También al Dr. Santiago Maza, Dr. Osvaldo González Maurel y Dra. Inés Rodríguez Araneda por su apoyo y comentarios durante la realización del proyecto, que me orientaron en momentos oportunos y enriquecieron muchísimo más esta investigación.

Gracias a mi familia y cercanos por verse en el deber de esperar por una visita, es triste aplazar encuentros cercanos -a veces al límite- por sobrepasar “obligaciones” laborales. Cumplir es lo que te impone el sistema, y no es una queja, sí un recordatorio para cuando la vorágine me lleve consigo, espero ser lo suficientemente sabio y que la suerte me acompañe cada vez que vuelva a ocurrir. No espero que lo hayan comprendido, de nuevo gracias.

De manera poco planeada, me encontré con haber hecho la mejor elección profesional, de otro modo, no sería capaz de intentar comprender nuestro ínfimo lugar en el universo, ni ser la persona que creo ser hoy. De momento, creo que las personas nos iluminamos a ratos, en tiempo y espacio, de cierta manera, eso hace que las cosas sean atemporales. A pesar de que existan cosas que jamás termine de comprender y por paradójico que suene, la realización de este trabajo en un contexto pandémico me dejó muy claro que, sin importar lo que yo crea, valen la alegría las cosas que te hacen sentir. *Lo que niegas te somete, lo que aceptas te transforma (C. Jung)*. Busca tu suerte.

## TABLA DE CONTENIDO

<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	1
<b>1.1 Hipótesis de trabajo</b> .....	2
<b>1.2 Objetivos</b> .....	2
<b>1.3 Estudios relacionados</b> .....	3
<b>1.4 Metodología de trabajo</b> .....	4
<b>2. MARCO TEÓRICO</b> .....	19
<b>2.1 Alteración hidrotermal en sistemas volcánicos</b> .....	19
<b>2.2 Fluidos hidrotermales y su relación con manifestaciones termales en superficie</b> .....	20
<b>2.3 Estilos eruptivos con aporte de fluidos y su relación con la alteración hidrotermal</b> .....	21
<b>3. MARCO GEOLÓGICO</b> .....	29
<b>3.1 Configuración geológica regional</b> .....	29
<b>3.2 Cordillera Occidental</b> .....	30
<b>3.3 Complejo Volcánica Altiplano Puna (CVAP)</b> .....	30
<b>3.4 Marco estructural regional</b> .....	33
<b>3.5 Geología del Volcán Alítar</b> .....	35
<b>3.6 Manifestaciones termales en superficie</b> .....	36
<b>4. RESULTADOS</b> .....	40
<b>4.1 Mapeo superficial de índices espectrales y curvas de reflectancia</b> .....	40
<b>4.2 Minerales de alteración según técnicas analíticas</b> .....	47
<b>4.3 Simulación hidrogeoquímica a partir de resultados analíticos</b> .....	75
<b>5. DISCUSIONES</b> .....	86
<b>5.1 Asociaciones minerales y tipos de alteración hidrotermal</b> .....	86
<b>5.2 Alteración hidrotermal según datos analíticos y de sensores remotos</b> ...	97
<b>5.3 Distribución de la alteración hidrotermal según sensores remotos</b> .....	101
<b>5.4 Condiciones hidrogeoquímicas de fluidos hidrotermales: una perspectiva analítica-experimental</b> .....	104
<b>5.5 Estilo eruptivo y su relación con el sistema hidrotermal</b> .....	105



<b>6. CONCLUSIONES</b> .....	109
<b>6.1 Técnicas analíticas</b> .....	109
<b>6.2 Técnicas remotas y experimentales</b> .....	111
<b>6.3 Integración de técnicas para el estudio de sistemas termales</b> .....	112
<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	114
<b>ANEXOS</b> .....	127
<b>A. DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS</b> .....	127
<b>B. FLUORESCENCIA DE RAYOS X</b> .....	138
<b>C. DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN ROCA TOTAL</b> .....	139
<b>D. DIFRACCIÓN DE RAYOS X EN FRACCIÓN &lt; 2µm</b> .....	139
<b>E. CÓDIGO DE SIMULACIÓN EN PHREEQC INTERACTIVE 3.6</b> .....	140
<b>F. PARÁMETROS DE SIMULACIÓN HIDROGEOQUÍMICA</b> .....	141
<b>G. RESULTADOS DE SIMULACIÓN HIDROGEOQUÍMICA</b> .....	141

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Preparación de muestras para: A. difracción y fluorescencia de rayos X en roca total; B. en fracción < 2µm; C. análisis en microscopio electrónico de barrido .....	6
<b>Figura 2.</b> Descripción de la Ley de Bragg para la incidencia de rayos X en planos de los átomos de un material cristalino. Moore & Reynolds, 1997 .....	7
<b>Figura 3.</b> Curva de reflectancia espectral asociada a pixeles de imagen ASTER para un material determinado versus el registro in-situ del mismo material por un espectrómetro. Rowan & Mars, 2003.....	12
<b>Figura 4.</b> Bandas espectrales ASTER e Hyperion comparadas con Landsat ETM+. Waldhoff et al., 2008.....	13
<b>Figura 5.</b> Curvas de reflectancia espectral de alunita y caolinita. En rojo curva asociada a alteración argílica avanzada en el área de estudio (ASTER). Modificado de Hubbard & Crowley, 2005.....	15
<b>Figura 6.</b> Asociación comparativa de minerales por equivalencia en curvas de reflectancia espectral. Hubbard & Crowley, 2005.....	16
<b>Figura 7.</b> Modelo conceptual para la formación de ambientes ácido-sulfato en sistemas volcánicos. Rye, 2005.....	20
<b>Figura 8.</b> Ilustración que indica etapas tempranas (protodiatrema) y maduras de un sistema maar-diatrema. Valentine et al., 2014.....	25
<b>Figura 9.</b> Desarrollo y curso de una erupción hidrotermal según modelo Top-Down. Browne & Lawless, 2001.....	26
<b>Figura 10.</b> Ubicación del área de estudio respecto a los volcanes principales de la Zona Volcánica Central de Los Andes (delimitado en rojo). Modificado de Godoy et al., 2014.....	31
<b>Figura 11.</b> Modelo 3D para la distribución del Altiplano Puna Magma Body (APMB) y su manifestación exógena en el Altiplano Puna Volcanic Complex (APVC). Ward et al., 2014.....	33
<b>Figura 12.</b> Mapa de ubicación de reservorios geotermales en el norte de Chile asociados a su ambiente tectono-geotermal.....	34
<b>Figura 13.</b> Temperatura estimada reservorios geotermales. Modificado de Veloso et al. (2019).....	34
<b>Figura 14.</b> a) Mapa de ubicación del área de estudio. b) Ubicación ampliada del sector del Volcán Alítar.....	36
<b>Figura 15.</b> Dibujo esquemático de la zona del Maar Alítar y Quebrada Quepiaco con puntos de muestreo de las manifestaciones termales. Aguilera, 2008.....	37
<b>Figura 16.</b> Vista panorámica Maar Alítar desde N. Fotografías de Arianna Ricchiuti.....	37
<b>Figura 17.</b> Actividad fumarólica activa e inactiva en Maar Alítar. Fotografías de Arianna Ricchiuti.....	38
<b>Figura 18.</b> Mapa RGB/HSV a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8.....	41
<b>Figura 19.</b> Mapa RGB/HSV de la zona del Volcán Alítar a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8.....	42
<b>Figura 20.</b> a. Intensidad o respuesta para Índice espectral de alteración propilítica definido por Rowan & Mars (2003), Rockwell (2013) y Mohamed El-Desoky et al. (2021). b. Mapa de alteración propilítica acorde a índice espectral.....	43
<b>Figura 21.</b> a. Intensidad o respuesta para índice espectral de alteración argílica intermedia. b. Mapa de alteración argílica intermedia. c. Intensidad o respuesta para índice espectral de alteración argílica avanzada. d. Mapa de alteración argílica avanzada.....	44
<b>Figura 22.</b> Curvas de reflectancia espectral experimental (rojo) vs teórico (verde): a: montmorillonita/illita; b: caolinita/esmectita. Transparencia rosa indica rangos con ruido o información espectral parcial. Mapeo MF de curvas de reflectancia espectral: a': montmorillonita/illita; b': caolinita/esmectita.....	45

<b>Figura 23.</b> Curvas de reflectancia espectral experimental (rojo) vs teórico (verde): a: coquimbita; b alunita. Transparencia rosa indica rangos con ruido o información espectral parcial. Mapeo MF de curvas de reflectancia espectral: a': coquimbita; b': alunita.....	46
<b>Figura 24.</b> Imagen satelital de la zona de estudio.....	47
<b>Figura 25.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_001.....	49
<b>Figura 26.</b> Agrupación de muestras por composición Si (+S) según abundancia elemental por análisis de FRX.....	50
<b>Figura 27.</b> Difractogramas de roca total para muestra Alítar_002 y Alítar_003.....	51
<b>Figura 28.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para polimorfos de sílice.....	52
<b>Figura 29.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_004.....	53
<b>Figura 30.</b> a. Fotomicrografía de fragmentos retrabajados de ópalo-A/CT en una matriz de ópalo-CT. b. Fotomicrografía de plagioclasa con reemplazos y crecimiento de sílice en matriz volcánica.....	53
<b>Figura 31.</b> Agrupación de muestras por composición Si-Al-SO <sub>4</sub> (±S) según abundancia elemental por análisis de FRX.....	54
<b>Figura 32.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_005.....	55
<b>Figura 33.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_010.....	55
<b>Figura 34.</b> a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de fragmentos cristalinos en una matriz de alunita y cuarzo microcristalino. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados.....	56
<b>Figura 35.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para: a. alunita en matriz de precipitados hidrotermales; b. alunita y cristobalita en reemplazos de plagioclasas (andesina).....	56
<b>Figura 36.</b> a, b. Fotomicrografías en nícoles paralelos de alteración intensa por reemplazos de cristobalita y caolinita en plagioclasa. c. Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para reemplazos de cristobalita y caolinita en plagioclasa.....	58
<b>Figura 37.</b> a Fotomicrografía en nícoles paralelos de alteración intensa en matriz hidrotermal por reemplazos y crecimiento mineral. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados. c. Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para reemplazos de illita en plagioclasa.....	59
<b>Figura 38.</b> Difractogramas de fracción < 2µm para muestra Alítar_006. Delimitado en rojo la zona de análisis para cálculo de índice AGFI (Aparicio et al., 2006).....	60
<b>Figura 39.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para: 5. pseudomorfos de alunita-jarosita a partir de plagioclasas (Alítar_005); 10. Agregados de cristobalita, caolinita y alunógeno en reemplazos de plagioclasas (Alítar_010).....	61
<b>Figura 40.</b> Anatasa en barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para la muestra Alítar_005.....	61
<b>Figura 41.</b> Agrupación de muestras por composición (Fe)Al-SO <sub>4</sub> -Si (±S) según abundancia elemental por análisis de FRX.....	62
<b>Figura 42.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_008.....	63
<b>Figura 43.</b> a, b. Alunógeno con el detector SE (SEM) en la muestra Alítar_008.....	63
<b>Figura 44.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector SE (SEM) para: a, b. Pickeringita en la muestra Alítar_007. c, d. Halotriquita con cristales de jarosita adheridos en la muestra Alítar_009.....	64
<b>Figura 45.</b> Difractogramas de roca total para muestra Alítar_007 (7) y Alítar_009 (9).....	65
<b>Figura 46.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE indica zonación en precipitados de (K-Na) jarosita y Al-sulfatos.....	66
<b>Figura 47.</b> Fotomicrografía de precipitados de jarosita en matriz hidrotermal.....	67
<b>Figura 48.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE muestra: a. Ocurrencia de polimorfos de sílice retrabajados; b. Matriz hidrotermal con vestigios de componentes volcánicos primarios (fenocristales de feldespatos).....	68
<b>Figura 49.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE muestra ocurrencia de (K,Na)alunita y jarosita en precipitados hidrotermales junto a vestigios de componentes volcánicos primarios.....	69

<b>Figura 50.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para la ocurrencia de anhidrita-yeso en la muestra Alítar_009.....	70
<b>Figura 51.</b> Difractograma de roca total para muestra Alítar_006.....	71
<b>Figura 52.</b> Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE de feldespatos plagioclasa y sanidina en una matriz volcánica alterada.....	71
<b>Figura 53.</b> Cummingtonita en una matriz volcánica alterada por barrido de microscopio electrónico con el detector BSE.....	72
<b>Figura 54.</b> Fotomicrografía de epidota en una matriz hidrotermal rica en sílice y azufre nativo.....	73
<b>Figura 55.</b> Fotomicrografía de biotita en una matriz hidrotermal de cuarzo y alunita microcristalina.....	73
<b>Figura 56.</b> Ilmenita por barrido de microscopio electrónico con el detector BSE en la muestra Alítar_005.....	74
<b>Figura 57.</b> Fotomicrografías de magnetita-ilmenita en matriz volcánica alterada asociada a cummingtonita.....	75
<b>Figura 58.</b> Fotografías de hematita asociada a sílice porosa (3) y en pátinas (6).....	75
<b>Figura 59.</b> Diagrama de Stiff para la muestra de Risacher et al. (2011) y la simulada final llevada a las condiciones de temperatura iniciales.....	77
<b>Figura 60.</b> Representación de simulación experimental de Phreeqc Intercative 3.6.....	79
<b>Figura 61.</b> Zonación mineral en función de la temperatura en: a. Los Azufres (México). Cathelineau et al., 1985. b. Campo geotérmico Cerro Prieto. Elders et al., 1981. Modificado de Fulignati, 2020.....	80
<b>Figura 62.</b> Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las fases minerales simuladas para el grupo de minerales primarios y de etapas tempranas de alteración hidrotermal.....	82
<b>Figura 63.</b> Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las simuladas para los minerales de arcillas y Al-sulfatos.....	84
<b>Figura 64.</b> Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las fases minerales simuladas para fases silíceas.....	85
<b>Figura 65.</b> Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental Si (+S) y la asociación mineral de silicificación.....	90
<b>Figura 66.</b> Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental Si-Al-SO <sub>4</sub> (±S) y la asociación mineral de Alteración argílica avanzada (I).....	93
<b>Figura 67.</b> Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental (Fe)Al-SO <sub>4</sub> -Si (±S) y la asociación mineral de Alteración argílica avanzada (II).....	96
<b>Figura 68.</b> a. Mapa RGB/HSV de la zona del Maar Alítar a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8. b. Mapa de índices espectrales para el sector del Maar Alítar.....	98
<b>Figura 69.</b> a. Mapa de curvas de reflectancia espectral (Hyperion) para la alteración hidrotermal del sector Maar Alítar. b. Extrapolación del mapa de alteración hidrotermal en el sector del Volcán Alítar.....	100
<b>Figura 70.</b> Mapa de índices espectrales (ASTER) para la alteración hidrotermal en el Volcán Alítar.....	102
<b>Figura 71.</b> Mapa de curvas de reflectancia espectral (Hyperion) para la alteración hidrotermal del sector Maar Alítar.....	103
<b>Figura 72.</b> a. Modelo conceptual de la etapa post-erupción volcánica. b. Modelo conceptual de la etapa de erupción freática.....	107
<b>Figura 73.</b> Modelo conceptual de la etapa actual en el cráter del Maar Alítar.....	108
<b>Figura A1.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alítar_001.....	128
<b>Figura A2.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alítar_002.....	129
<b>Figura A3.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alítar_003.....	130
<b>Figura A4.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alítar_004.....	131
<b>Figura A5.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alítar_005.....	132

<b>Figura A6.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar_006.....	133
<b>Figura A7.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar_007.....	134
<b>Figura A8.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar_008.....	135
<b>Figura A9.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar_009.....	136
<b>Figura A10.</b> Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar_010.....	137
<b>Figura E1.</b> Código de simulación para el modelo del sistema hidrotermal en Phreeqc Interactive 3.6.....	140

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Resumen de las características de rendimiento de los sensores utilizados.....	14
<b>Tabla 2.</b> Bandas descartadas en el procesamiento espectral y sus longitudes de onda.....	17
<b>Tabla 3.</b> Tipo de alteración hidrotermal asociados a tipos de aguas subterráneas. Contreras, 2013.....	22
<b>Tabla 4.</b> Principales facies de alteración hidrotermal con su temperatura indicativa y condiciones de pH de formación. Fulignati, 2020.....	23
<b>Tabla 5.</b> Resumen de índices espectrales respectivos acorde a cada sensor remoto.....	40
<b>Tabla 6.</b> Resumen de fases cristalinas identificadas por difracción de rayos X (roca total y fracción < 2 μm), microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido (SEM). En azul resultados de SEM.....	48
<b>Tabla 7.</b> Componentes mayores aguas termales del Volcán Alítar. Risacher et al., 2011.....	76
<b>Tabla 8.</b> Resumen de fases, asociación mineral y tipo de alteración en el Maar Alítar.....	87
<b>Tabla B1.</b> Elementos mayores y menores por Fluorescencia de rayos X (FRX).....	138
<b>Tabla C1.</b> Fases minerales identificadas en roca total por difracción de rayos X (DRX).....	139
<b>Tabla D1.</b> Fases minerales identificadas en fracción < 2μm por difracción de rayos X (DRX).....	139
<b>Tabla F1.</b> Datos preliminares de reacciones ejecutadas en Phreeqc Interactive 3.6.....	141
<b>Tabla G1.</b> Valores de molalidad para componentes mayores y variación de Al <sup>+3</sup> en simulación de Phreeqc Interactive 3.6.....	141
<b>Tabla G2.</b> Valores de índice de saturación para las fases seleccionadas en la simulación de Phreeqc Interactive 3.6.....	142

## **CAPITULO 1**

### **INTRODUCCIÓN**

El Volcán Alítar, emplazado sobre la Ignimbrita La Pacana (Mioceno superior-Pleistoceno) e Ignimbrita Atana (Plioceno) (Ramírez & Gardeweg, 1982), se encuentra dentro del arco volcánico actual del norte de Chile, perteneciente a la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Thorpe & Francis, 1979; de Silva & Francis, 1991), la cual ha tenido actividad magmática continua desde el Oligoceno superior hasta la actualidad (Wörner et al., 2000; Victor et al., 2004) representada por innumerables manifestaciones volcánicas en superficie, correspondientes a grandes depósitos de lavas y rocas piroclásticas de composición andesítica, dacítica y riolítica. Su actividad a través del tiempo geológico ha permitido el desarrollo y evolución de diferentes sistemas volcánicos y, en consecuencia, la presencia de diversos campos geotermales y fuentes termales que evidencian su permanente e importante nivel de actividad hidrotermal (i.e. Olca, Ollagüe, San Pedro, Putana, Alítar, Lascar y Lastarria; Brüggén, 1950; Casertano, 1963; de Silva y Francis, 1991; González Ferrán, 1995) asociada al flujo calórico -a gran escala- del Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP) (de Silva, 1989) asociado al Cuerpo Mágmatco del Altiplano Puna (CMAP) (Chmielowski et al., 1999; Kern et al., 2016).

La investigación de zonas volcánicas con actividad histórica y manifestaciones termales en superficie activas está ligada al conocimiento y comprensión de los procesos que ocurren y/o ocurrieron en diferentes edificios volcánicos a lo largo del país. Sin embargo, en relación con las necesidades energéticas del país respecto a la Estrategia Nacional de Energía 2012-2030 (Ministerio de Energía, 2012), que considera el uso de energías limpias como principal fuente energética para el año 2030, el estudio e identificación de zonas volcánicas con potencial de uso energético ha sido más bien escaso.

No hay registro bibliográfico en el Volcán Alítar sobre una caracterización textural de las fases sólidas de alteración hidrotermal predominantes que muestren relaciones cronológicas y físicas en minerales que permitan determinar la evolución termal y/o

química del sistema y cronología relativa de los eventos hidrotermales mencionados anteriormente. Tampoco se registra una correlación/convalidación de datos empíricos con productos espectrales a partir de sensores remotos; ni de aproximaciones experimentales a través de simulaciones geoquímicas que consideren la ocurrencia - o no- de determinadas fases minerales precipitadas. Por tanto, el problema de investigación busca responder si: ¿existen relaciones morfo-temporales entre los minerales de alteración hidrotermal? ¿cuáles?; ¿varían las condiciones fisicoquímicas del sistema con el tiempo? ¿de qué manera evolucionan y a qué procesos responden dichos cambios? ¿son atribuibles a un estilo eruptivo del sistema? ¿es posible simular dichas condiciones y sus productos precipitados a partir de aproximaciones geoquímicas experimentales? ¿es posible correlacionar datos empíricos en zonas volcánicas en el norte de Chile con productos espectrales de sensores remotos?

## **1.1 Hipótesis de trabajo**

Este trabajo sugiere que la evolución del sistema hidrotermal está asociada a la acidificación y disminución de temperatura en las condiciones fisicoquímicas de los fluidos precursores de la alteración y, por tanto, a cambios texturales en sus fases sólidas de alteración; y que estos cambios guardan relación con las manifestaciones termales intermitentes provenientes de una fuente hidrotermal. A pesar de que los factores precursores de dicha evolución son principalmente de carácter meteórico, la presencia continua de fase gaseosa magmática, indica una constante retroalimentación magmática desde profundidad, lo que sitúa al área como una fuente de estudios para la favorabilidad geotérmica.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo general**

Comprender la naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales presentes en la zona del Volcán Alítar y determinar una relación entre resultados de laboratorio, simulaciones hidrogeoquímicas y productos espectrales de sensores remotos.

### **1.2.2 Objetivos específicos:**

- I. Identificar asociaciones minerales y sus características texturales y procesos que controlen los cambios mineralógicos en la zona de alteración hidrotermal.
- II. Identificar los tipos de alteración hidrotermal en la zona de estudio y la naturaleza de los fluidos hidrotermales precursores.
- III. Determinar la ocurrencia experimental de los minerales de alteración hidrotermal identificados a partir de simulaciones hidrogeoquímicas,
- IV. Identificar la extensión de las principales secuencias de alteración hidrotermal a partir de índices espectrales y curvas de reflectancia espectral mediante el uso de sensores remotos.
- V. Comprender la correlación existente entre los resultados empíricos, simulaciones geoquímicas y los productos espectrales del procesamiento de imágenes satelitales.

### **1.3 Estudios relacionados**

Ramírez & Gardeweg (1982) definieron en la Hoja Toconao la temporalidad relativa de los depósitos del Volcán Alítar, realizaron una clasificación petrográfica del volcanismo intermedio-félsico de la zona y entregaron primeras observaciones de actividad hidrotermal en el Maar Alítar. Dicha composición se correlaciona con otros trabajos que asocian la zona de la cadena volcánica San Pedro-Linzor con composiciones particularmente félsicas (i.e. de Silva, 1989; de Silva et al., 1994; Tierney et al., 2010; Salisbury et al., 2011; Godoy et al., 2014).

Risacher et al. (2011) recopiló datos de componentes principales en las aguas termales de los Andes en el norte de Chile (18°-27°S), entre los que se encuentran datos del Volcán Alítar. En este sentido, Aguilera (2008) y Tassi et al., 2011 determinaron que existe una mezcla entre fluidos de fuentes magmáticas e hidrotermales y esto, por lo tanto, sugiere que el edificio volcánico permanece activo.



## 1.4 Metodología de trabajo

Este estudio pretende determinar los procesos que controlan el origen y naturaleza de los fluidos hidrotermales en la zona de alteración hidrotermal del Volcán Alítar (Maar Alítar) a partir de técnicas analíticas y, a su vez, compararlos con el procesamiento de datos en sensores remotos (ENVI 5.3) y de simulaciones hidrogeoquímicas experimentales (Phreeqc Interactive 3.6).

Los datos de laboratorio consisten en el análisis de 10 muestras tomadas de la zona de alteración hidrotermal del Volcán Alítar, el Maar Alítar. Las técnicas analíticas empleadas han sido ampliamente utilizadas en el registro bibliográfico para estudios de este tipo (i.e. Droguett, 2012; Contreras, 2013; Alvear, 2015; Lizana, 2017; Maza et al., 2018; 2021; Gallardo, 2020; Aguilera, 2021), las cuales se fundamentan en la identificación de las fases minerales, su composición y características texturales, estas fueron: petrografía microscópica, XRF (*X Ray Fluorescence*), XRD (*X Ray Diffraction*) y SEM (*Scanning Electron Microscopy*), que responden a la evolución y alcance de diferentes etapas para un estudio de este tipo, donde se busca un nivel de detalle que permita identificar de mejor manera determinados procesos.

Por otra parte, se presenta un mapeo de índices espectrales y curvas de reflectancia espectral para minerales utilizando *data* multiespectral (Landsat 8 y ASTER) e hiperespectral (Hyperion) de imágenes satelitales con motivo de definir y caracterizar zonas de alteración hidrotermal ubicadas en la zona de estudio mediante sensores remotos. De igual manera, se presenta una simulación hidrogeoquímica experimental que busca replicar el comportamiento cualitativo de los productos y reactantes en solución en términos de índices de saturación (IS) y, por tanto, determinar la ocurrencia, precipitación y/o disolución de las fases minerales conforme la variabilidad fisicoquímica para cada etapa de alteración hidrotermal.

### 1.4.1 Petrografía microscópica

Las láminas delgadas fueron preparadas por un laboratorio externo. Se identificaron y describieron microscópicamente las fases minerales, texturas y

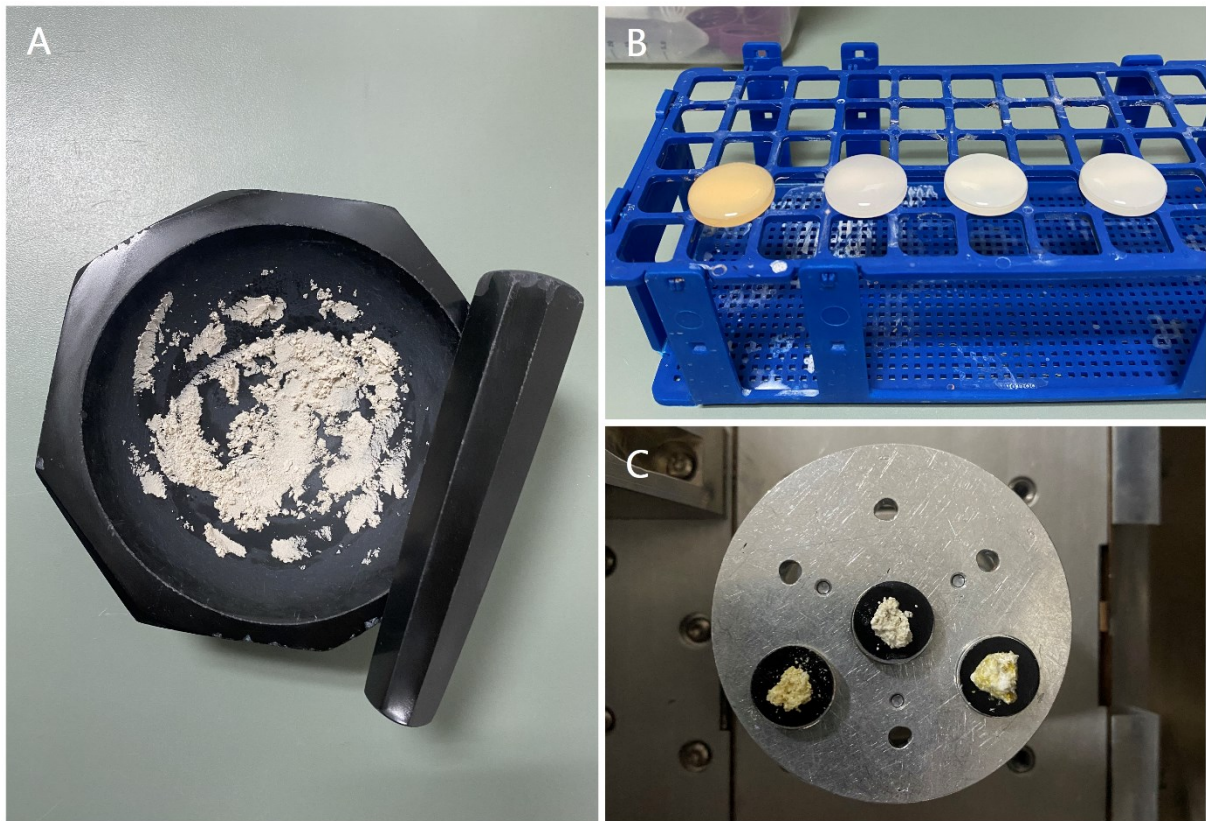
relaciones inter-minerales reconocibles. Considerando que el trabajo está enfocado en comprender la naturaleza y evolución de los fluidos hidrotermales, la descripción da énfasis al tipo de alteración, su intensidad y los procesos que controlan los cambios mineralógicos. Respecto a características primarias de la roca de caja, se utilizan datos litológicos del trabajo de Ramírez y Gardeweg (1982).

#### **1.4.2 XRF (*X Ray Fluorescence*)**

Los análisis de fluorescencia de rayos X de roca total en muestra pulverizada se realizaron con motivo de obtener un resultado cualitativo y cuantitativo de los elementos que componen cada muestra. Además, con las composiciones obtenidas también es posible calibrar de mejor manera los resultados de difracción de rayos x, considerando la química general de cada mineral para cada muestra.

La preparación de las muestras consta de la molienda de fragmentos de roca en mortero de ágata (Figura 1a) para obtener un material fino impalpable ( $< 32\mu\text{m}$ ). Se tomó  $\sim 1$  g del polvo cristalino por muestra para el análisis por el espectrómetro de rayos X EDX-720 (Shimadzu) del Laboratorio de Espectrometría de Rayos X del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

El método se basa en la producción de electrones de alta energía por una fuente de poder, los cuales son acelerados por un campo eléctrico positivo, para luego chocar con un blanco metálico posicionado de manera tal que, al producirse la radiación de rayos X, sea dirigida al espectrómetro, donde se encuentra la muestra. Dependiendo del tipo de blanco metálico, la energía de los fotones de rayos X hará que sean capaces de interactuar con un amplio número de elementos de la muestra, emitiendo nuevos fotones de rayos X que son captados por un detector, que los convierte en pulsos de voltaje mediante la ionización de átomos del detector. La carga generada es proporcional a la energía del fotón incidente, por lo que según la energía incidente y la tasa de conteo las mediciones se traducen en *peaks* característicos para cada elemento con sus concentraciones respectivas.



**Figura 1.** Fotografías que muestran: A. Preparación de muestra para fluorescencia y difracción de rayos X (XRF; XRD) en mortero de ágata. B. Secado de muestras separadas en fracción  $< 2\mu\text{m}$  para análisis de XRD. C. Fragmentos de roca en portamuestras para análisis en microscopio electrónico de barido (SEM).

### 1.4.3 XRD (*X Ray Diffraction*)

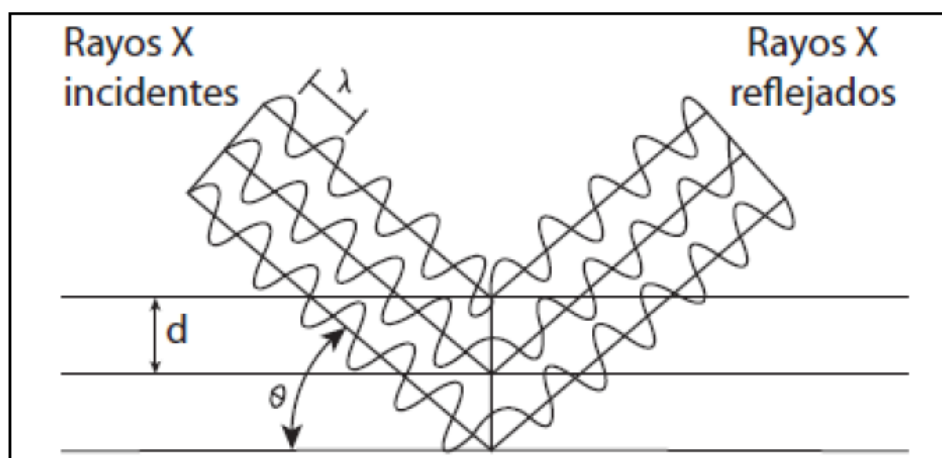
Para identificar las fases minerales mayores presentes se realiza un análisis de difracción de rayos x de roca total en roca pulverizada. La preparación previa de las muestras es equivalente a la preparación para fluorescencia de rayos X, es decir, consiste en la molienda de muestra en mortero de ágata (Figura 1a) para obtener un material fino impalpable ( $\sim 32$  micras).

Por otra parte, dada la naturaleza granulométrica de los minerales que componen las muestras, en relación con su ambiente de formación, se realizó un preparado de arcillas, es decir, la separación de la fracción  $< 2 \mu\text{m}$  siguiendo las recomendaciones

de Moore y Reynolds (1997), que constan de: 1) molienda y verificación de la presencia de carbonatos y/o materia orgánica; 2) eliminación de carbonatos y/o materia orgánica; 3) lavado de la muestra; 4) dispersión de los minerales de arcilla; y 5) separación y secado de la fracción < 2 μm (Figura 1b).

Se tomaron aproximadamente 3 g del polvo cristalino por muestra para el análisis del difractómetro de rayos x *D2 PHASER* (BRUKER) del Laboratorio de Geoquímica Del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) en la Universidad de Chile. La medición se tomó por pasos de 0.006° (2θ) entre los ángulos 5 y 8° (2θ), utilizando radiación CoKα. Los difractogramas se procesaron mediante el software *Match 3!*, tienen un error de ajuste asociado del difractograma calculado respecto al difractograma medido < 10% y comprenden la identificación y semicuantificación de fases minerales en roca total y fracción < 2 μm a partir del valor PRI o RIR (proporción relativa de las intensidades) de cada mineral presente en la base de datos PDF2 (*Patron Diffraction Field*) de la ICDD (*International Centre for Diffraction Data*) y COD 2013 (*Crystallography Open Database*).

$$n\lambda = 2d \sin\theta$$



**Figura 2.** Descripción de la Ley de Bragg para la incidencia de rayos X en planos de los átomos de un material cristalino. Moore & Reynolds, 1997.

Los materiales cristalinos presentan un ordenamiento periódico en sus átomos y, por tal, presentan propiedades cristalográficas. La energía de un haz electromagnético de rayos X interactúa con la estructura cristalina de un mineral y es parcialmente refractada, dispersada y/o absorbida, donde la parte dispersada producirá un patrón de difracción único en forma de *peaks* reconocibles con longitudes de onda discretas. Los patrones de difracción son captados por un detector obedeciendo a la Ley de Bragg, que relaciona la longitud de onda de la radiación  $\lambda$ , el ángulo  $\theta$  entre el haz incidente y los planos paralelos de los átomos que causan la difracción y el espaciamiento  $d$  entre ellos (Moore & Reynolds, 1997; Figura 2).

#### **1.4.4 SEM (*Scanning Electron Microscopy*)**

Considerando que, la identificación de las fases minerales obtenidas del análisis de difracción de rayos x (XRD) puede corresponder a un grupo mineral que engloba varias especies minerales de fórmula estructural similar; y las características morfológicas no distinguibles en la descripción microscópica óptica, sobre todo para la fracción mineral  $< 2\mu\text{m}$ , se utilizó la microscopía electrónica de barrido (SEM) FEI Quanta 250, del Laboratorio de Microscopía Electrónica y Microanálisis del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile (Figura 1c), para distinguir las especies, texturas y relaciones interminerales de manera precisa, con tal de asociarlas a procesos y condiciones de temperatura de formación.

Los análisis se obtuvieron de muestras correspondientes a fragmentos de roca y cortes transparentes pulidos metalizados con carbono. La idea es crear una superficie capaz de conducir electrones que interactúen con el barrido del haz emitido por el equipo, en condiciones de alto vacío evitando interacciones no deseadas y que zonas queden cargadas innecesariamente y generen un sesgo en la detección. Al tratarse de una emisión de electrones, es necesario contar con detectores específicos para cada fenómeno sucedido de las interacciones con la superficie en estudio, en este caso corresponden a: detectores de electrones secundarios (SE), de *back-scattering* (BS) y de espectrometría dispersiva de rayos X (EDS). A grandes rasgos, el primero se puede

atribuir a la obtención de resultados de visualización morfológica micrométrica y los dos últimos a la visualización y semi-cuantificación en términos composicionales; el detector BS indica variaciones en el promedio del número atómico por medio de una escala relativa de grises, siendo el negro el mínimo y el blanco el máximo en la interfaz gráfica del visualizador; y el detector EDS que realiza la semi-cuantificación elemental en secciones puntuales de los cortes transparentes en el *software* INCAEnergy+, a partir de una modelación del fenómeno espectrométrico.

#### **1.4.5 Modelación geoquímica (Phreeqc Interactive 3.6)**

El *software* Phreeqc Interactive 3.6 se utiliza en la modelación geoquímica con tal de predecir diferentes reacciones que ocurrirán -o no- como resultado de la interacción agua-roca (Charlton & Parkhurst, 2011; Parkhurst & Appelo, 2013). Requiere necesariamente de la mayor cantidad de datos reales como punto de partida para una simulación, con tal de robustecer un modelo y salvaguardar su representatividad y fidelidad (i.e. Villalón et al., 2015; Teboul et al., 2017; Hörband et al., 2018; Akin & Kargi, 2019; Kalmykov et al., 2021). En este caso, se busca generar una primera aproximación cualitativa del comportamiento mineral en la zona de alteración hidrotermal del Volcán Alítar, ingresando al *input* un conjunto de fases sólidas consideradas a partir de los datos de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido y fluorescencia y difracción de rayos x.

Los productos de salida corresponden a datos y parámetros fisicoquímicos obtenidos a partir de las interacciones procesadas por el *software* en función de información de reacciones y datos termodinámicos conocidos ( $\Delta H$ ,  $K_{eq}$ , entre otros) de la base de datos *PHREEQC\_Thermoddemv1.10\_15Dec2020.dat.*, descargada de <http://thermoddem.brgm.fr/> (Blanc et al., 2012) y elegida por ser más íntegra y guardar más consistencia con el tipo de soluciones (Teboul et al., 2017).

En particular, en este trabajo se pretende dilucidar el comportamiento cualitativo de los productos y reactantes en solución en términos de índices de saturación (IS), por lo tanto, es posible visibilizar el comportamiento de las reacciones sucedidas en

solución para una cantidad determinada de etapas/experimentos producto de la interacción agua-roca y determinar la ocurrencia, precipitación y/o disolución de las fases minerales conforme la variabilidad fisicoquímica para cada etapa.

El índice de saturación (IS) es un parámetro que relaciona concentraciones molares estequiométricas o teóricas versus concentraciones experimentales. En una solución, para una reacción determinada, el equilibrio se alcanza cuando, bajo condiciones de presión y temperatura establecidas, la cantidad de reactantes y productos permanecen inalterados en el tiempo, representado por una constante de equilibrio  $K_{eq}$ . Por tanto, la manera de evaluar el grado de saturación de la solución es a partir de la comparación de la constante de equilibrio  $K_{eq}$  con un producto de actividad iónica (PAI), medido experimentalmente. Así, se establece que la saturación ocurre cuando la solución no admite más especies disueltas; sobresaturación si se continúa agregando y/o hay un superávit de especies iónicas, donde comenzará a precipitar la fase mineral; y la subsaturación para el caso contrario, donde existirá disolución mineral de ser el caso.

De tal manera, se define el índice de saturación (IS) como:

$$IS = \log (PAI/K_{eq})$$

Donde, para el caso de  $IS > 0$  la solución se encuentra sobresaturada con el mineral; para  $IS < 0$  estará subsaturada; y  $IS = 0$  estará saturada o en equilibrio.

#### **1.4.6 Procesamiento de imágenes multiespectrales (Landsat 8 y ASTER) e hiperespectrales (Hyperion) (ENVI 5.3)**

La superficie de un material, en mayor o menor medida, tiene la capacidad de reflejar la energía que transmite un haz de luz por unidad de tiempo. Por tanto, la luz reflejada por la superficie depende de la relación entre la potencia electromagnética incidente con respecto a la potencia que es reflejada en dicha interfase y es intrínseca de cada material, propiedad denominada reflectancia. Así, el espectro de reflectancia o curva de reflectancia espectral es el diagrama gráfico de la reflectancia en función de la longitud de onda.

En este contexto, minerales, rocas, suelos, mezclas construidas física y matemáticamente, plantas, comunidades de vegetación, microorganismos y otros materiales antropogénicos, tienen una curva de reflectancia espectral definida en función de la experimentación en laboratorios de espectrometría (USGS), quedando registro de su firma espectral.

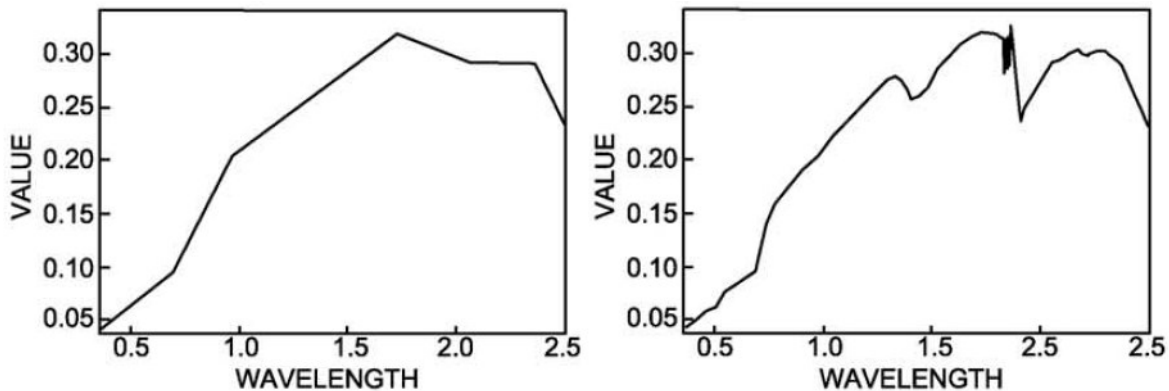
#### **1.4.6.1 Herramientas para la teledetección a partir de sensores remotos**

La identificación superficial a partir del análisis espectral de áreas con presencia de minerales de alteración hidrotermal es una aplicación frecuentemente usada con fines de exploración mineral, hidrotermal, entre otros (i.e. Crosta et al., 2003; Rowan & Mars, 2003; Nimomiya, 2004; Hubbard & Crowley, 2005; Magendran & Sanjeevi, 2014). Desde el lanzamiento del primer sensor multiespectral Landsat en 1972, cada nueva generación de sensores multiespectrales se ha visto mejorada en uno o más de sus factores de diseños, facilitando la detección y el mapeo de una gama cada vez mayor de distintos materiales y/o tipos de cobertura en superficie (Hubbard & Crowley, 2005). En este contexto, ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) y EO-1 (Earth-Observing One) Hyperion, puestos en órbita el año 2000 por el USGS, han permitido mejorar la detección entre diferentes tipos de minerales por el aumento de la resolución espacial en el VNIR y espectral en el SWIR y TIR respecto a Landsat 7-8 (Tabla 1); y por el registro continuo de bandas espectrales estrechas que cubren el rango de longitud de onda VNIR y SWIR en Hyperion (Tabla 1). Es decir, la cantidad y posiciones del centro de banda para ambos sensores difieren y cada uno tiene un alcance particular para ciertas aplicaciones de teledetección (Hubbard & Crowley, 2005), sobre todo considerando el rango espectral TIR para ASTER y el nivel de detalle en la obtención de curvas espectrales para Hyperion.

Del procesamiento de estas imágenes satelitales se obtiene una curva de reflectancia espectral asociada a cada pixel, lo que da lugar a su agrupación y asignación comparativa con un mineral a partir de su firma espectral experimental obtenida en laboratorio. La representatividad de esta comparación está ligada a la resolución espectral de una imagen satelital por repercutir en la calidad de la obtención



de una curva de reflectancia espectral, la cual está determinada por la cantidad de bandas del sensor remoto y del rango de longitud de onda que abarcan. Por tal, muchas veces esta asociación comparativa de minerales tiene más relación con el parentesco de sus peaks (puntos altos) o absorciones (puntos bajos), que con una representación en detalle de la curva de reflectancia espectral (Figura 3).



**Figura 3.** Curva de reflectancia espectral asociada a pixeles de imagen ASTER para un material determinado versus el registro *in-situ* del mismo material por un espectrómetro. Rowan & Mars, 2003.

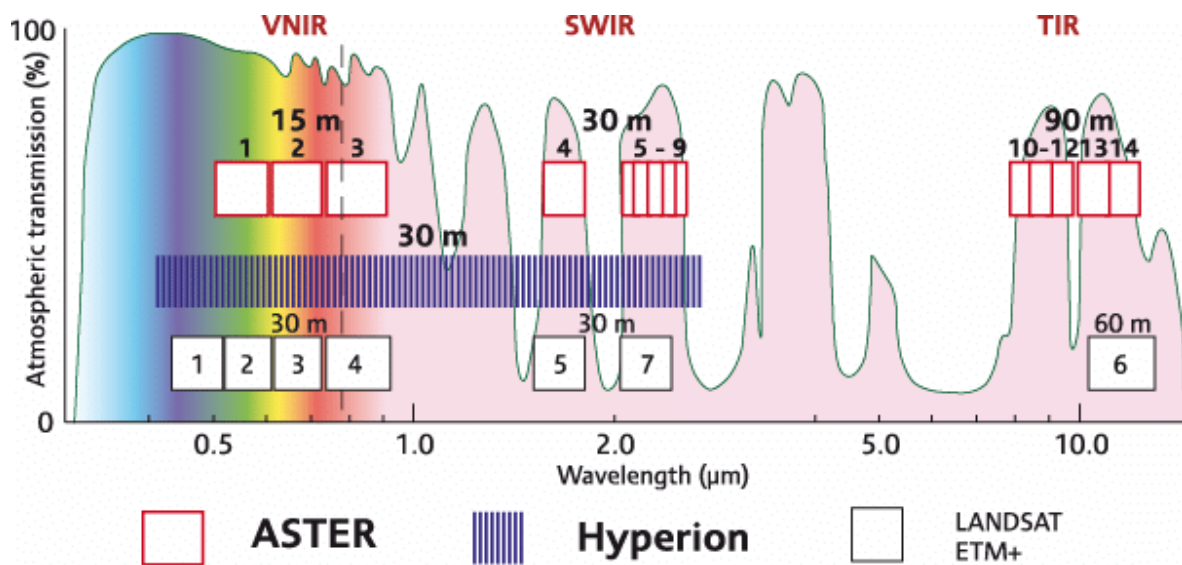
La obtención de productos espectrales requiere de las imágenes satelitales por sensores remotos y de un medio para su procesamiento, en este caso, el *software* ENVI 5.3. Las herramientas empleadas en este trabajo implican la corrección por reflectancia y calibración radiométrica, el álgebra de bandas, los índices espectrales, identificación hiperespectral de materiales, la creación de regiones de interés para la confección de polígonos, etc.

Si bien, se definen polígonos correspondientes a zonas asignadas para un determinado tipo de alteración, un índice espectral como tal, es representado en una escala de grises que indica la intensidad de respuesta espectral para un pixel determinado, con valores mínimos 0 para la nula respuesta espectral y 1 para la máxima similitud (Figura 20 – Figura 23). Ocurre similar para las curvas de reflectancia, donde la intensidad de la respuesta espectral se realiza de manera comparativa -y automatizada- con “curvas tipo” elegidas. Posteriormente, se define una región de interés (*ROI: Region of Interest*), la cual delimita zonas donde los pixeles presentan

mayores intensidades, resultando los polígonos definidos para cada unidad. Finalmente, se construyen imágenes y mapas de índices espectrales y de curvas de reflectancia espectral para imágenes Landsat y ASTER; e Hyperion respectivamente.

#### 1.4.6.2 ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) y Landsat 8

Por la resolución espacial y espectral de ASTER, el mapeo de alteración queda restringido a la detección de áreas donde han ocurrido procesos con productos de alteración en superficie solo identificables a partir de las 14 bandas del infrarrojo visible y cercano (VNIR, *Visible and Near-Infrared*), el infrarrojo de onda corta (SWIR, *Short Wave Infrared*) y el infrarrojo termal (TIR, *Thermal Infrared*), pudiendo así discriminar áreas ricas en minerales con arcillas/carbonatos, de alteración argílica avanzada, alteración argílica intermedia, alteración propilítica, entre otros. Con una resolución máxima de 15 m por pixel para VNIR, 30 m por pixel para SWIR y 90 m por pixel para TIR (Figura 4; Tabla 1).



**Figura 4.** Bandas espectrales ASTER e Hyperion comparadas con Landsat ETM+. Waldhoff et al., 2008.

Las imágenes Landsat 8 presentan menor resolución espacial y espectral que ASTER, con 11 bandas desde el infrarrojo cercano al infrarrojo termal con los sensores

OLI y TIRS con una resolución espacial de 15 m para la banda 8; 30 m para las bandas 1-7 y 9; y de 100 m para las bandas 10 y 11 (Tabla 1). Lo que también da lugar a la discriminación espectral de minerales, pero se restringen a grupos grandes y de menor especificidad en función del rango espectral que abarcan sus bandas.

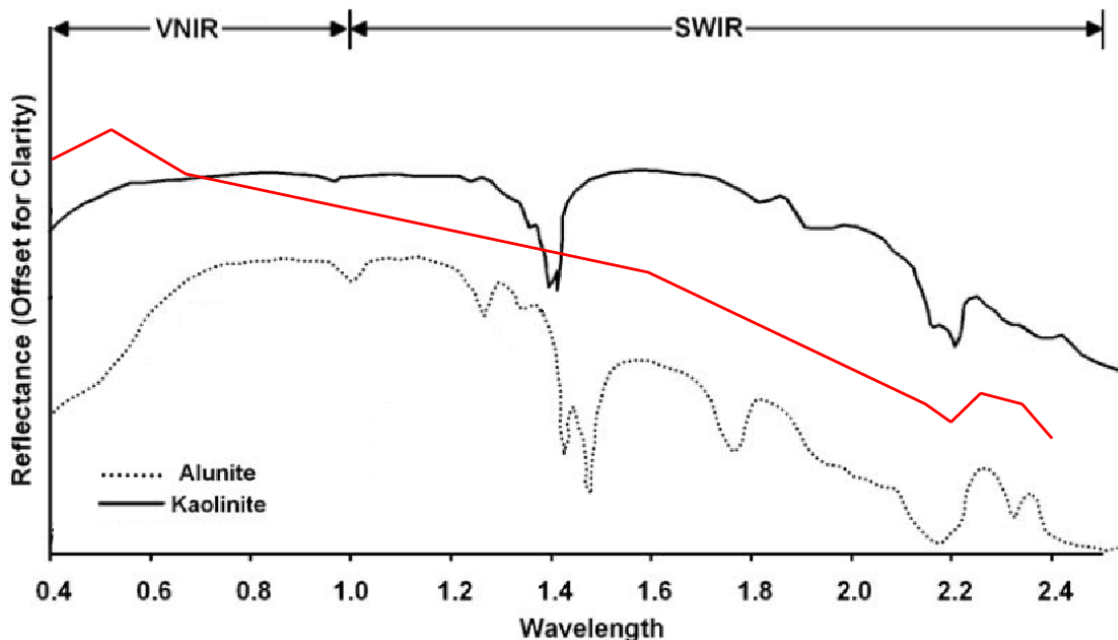
**Tabla 1.** Resumen de las características de rendimiento de los sensores utilizados.

Sensor	Rango espectral	n° de banda (B)	Longitud de onda (µm)	Resolución espacial (m)	Ancho de franja (km)
Landsat 8	OLI	1	0.435-0.451	30	190
		2	0.452-0.512		
		3	0.533-0.590		
		4	0.636-0.673		
		5	0.851-0.879		
		6	1.566-1.651		
		7	2.197-2.294		
	8	0.503-0.676	15		
	9	1.363-1.384	30		
	TIRS	10	10.60-11.19	100	
		11	11.50-12.51		
ASTER	VNIR	1	0.520-0.600	15	60
		2	0.630-0.690		
		3N	0.780-0.860		
	SWIR	4	1.600-1.700	30	
		5	2.145-2.185		
		6	2.185-2.225		
		7	2.235-2.285		
		8	2.295-2.365		
		9	2.360-2.430		
	TIR	10	8.125-8.745	90	
		11	8.475-8.825		
		12	8.295-9.275		
		13	10.25-10.95		
		14	10.95-11.65		
Hyperion	VNIR	Continuo	0.357-2.576	30	7.7
	SWIR				

En este sentido, cuando un sensor remoto tiene una resolución espectral limitada, la técnica utilizada en la teledetección corresponde al “álgebra de bandas”, que

consiste en el uso de operaciones matemáticas simples para determinar grupos de minerales y/o más elementos de superficie. La explicación radica en que determinados elementos del terreno tienen características espectrales similares, haciendo la suposición previa de que el parentesco espectral tiene relación con las propiedades intrínsecas de determinados grupos de minerales, rocas, etc (Nimomiya, 2004).

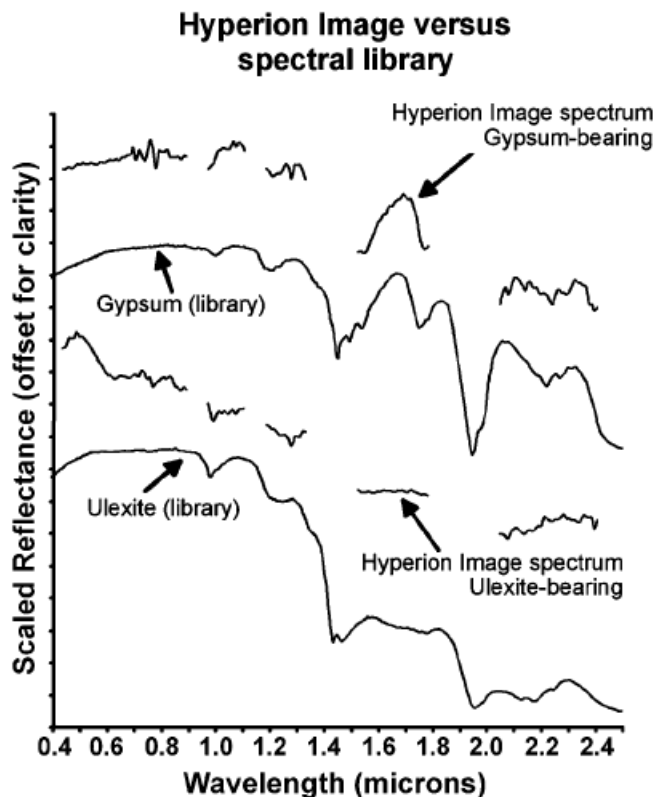
Por ejemplo, para una zona de alteración argílica avanzada, rica en fases como alunite y caolinita, ocurre que dichos minerales presentan absorciones similares en rangos SWIR específicos (bandas 4, 5, 6 y 7), por lo que la herramienta “matemática de bandas” identificará ambos materiales en el rango donde la absorción determinada es prominente acorde a su curva de reflectancia espectral. En este caso, la presencia del conjunto de minerales responde a procesos geológicos en común, pudiendo hacer alusión a la presencia de una “alteración argílica avanzada” (Figura 5). De tal manera, existen “índices espectrales” definidos y determinados de manera automática por el *software* ENVI 5.3 en función una base de datos que los contenga.



**Figura 5.** Curvas de reflectancia espectral de alunite y caolinita. En rojo curva asociada a alteración argílica avanzada en el área de estudio (ASTER). Modificado de Hubbard & Crowley, 2005.

### 1.4.6.3 EO-1 Hyperion (Earth-Observing One)

Por otra parte, las imágenes hiperespectrales EO-1 Hyperion, con una resolución de 30 m por píxel y un espectro de 242 bandas desde el infrarrojo visible y cercano (VNIR) hasta el infrarrojo de onda corta (SWIR), permiten una mayor diferenciación en la detección de las áreas de interés. Esto porque su procesamiento permite la obtención de curvas de reflectancia espectral de mejor resolución para cada píxel y, por consiguiente, da lugar a la asignación de píxeles a determinado(s) mineral(es) por comparación y coincidencia entre una curva espectral procesada y la proveniente de una base de datos o “librería espectral” (Rowan & Mars, 2003; Hubbard & Crowley, 2005; Beiranvand Pour & Hashim, 2014; Magendran & Sanjeevi, 2014; Zhang & Li, 2014) del *software* ENVI 5.3 denominada *usgs\_min.sli* del USGS.



**Figura 6.** Asociación comparativa de minerales por equivalencia en curvas de reflectancia espectral. Las secciones de la curva sin delinear de la imagen Hyperion, corresponden a bandas sin información y/o con ruido asociado, no deben considerarse en la comparación. Hubbard & Crowley, 2005.

La identificación y asignación de píxeles a materiales es directa y se denomina método *Matched Filtering (MF)* (Harsanyi & Chang, 1994; Rowan & Mars, 2003; Harris et al., 2005; Rowan et al., 2003). Consiste en un mapeo litológico comparativo, donde se busca asociar la firma espectral de un píxel a un miembro final por medio de la calibración de una región de interés (*ROI*), suprimiendo la respuesta del fondo desconocido y delimitando un polígono correspondiente en términos de intensidad de parentesco. De tal manera, con la herramienta *THOR (Tactical Hyperspectral Operations Resource)* para la identificación de materiales, se realiza una comparativa por coincidencia de las curvas de reflectancia espectral experimentales con las curvas teóricas de la librería espectral del USGS.

**Tabla 2.** Bandas descartadas en el procesamiento espectral y sus longitudes de onda.

<i>Band</i>	<i>Wavelength</i> ( $\mu\text{m}$ )	Observación
1 - 7	355.59 - 416.64	No hay información
58	935.58	No hay información
59	945.76	No hay información
60	955.93	No hay información
61	966.11	No hay información
62	976.28	No hay información
63	986.46	No hay información
64	996.63	No hay información
65	1006.81	No hay información
66	1016.98	No hay información
67	1027.16	No hay información
68	1037.33	No hay información
69	1047.51	No hay información
70	1057.68	No hay información
71	851.92	No hay información
72	862.01	No hay información
73	872.10	No hay información
74	882.19	No hay información
75	892.28	No hay información
76	902.36	No hay información
121 - 126	1356.35 - 1406.84	Ruido
167 - 180	1820.48 - 1951.57	Ruido
222 - 224	2375.30 - 2395.50	Ruido
225 - 242	2405.60 - 2577.08	No hay información

Sin embargo, del total de bandas de Hyperion, únicamente 175 colectan información espectral y, aparte, algunas tienen ruido asociado que no pueden ser consideradas en la obtención de la curva de reflectancia espectral del pixel, por lo que si bien, el resultado es de una resolución muchísimo más alta que para otros sensores, corresponde a uno parcialmente incompleto (Figura 6). Esto implica que, en determinados sectores de las curvas de reflectancia obtenidas, la coincidencia de *peaks* y/o absorciones es parcial. Las bandas sin información o con ruido asociado se presentan en la Tabla 2.

## CAPITULO 2

### MARCO TEÓRICO

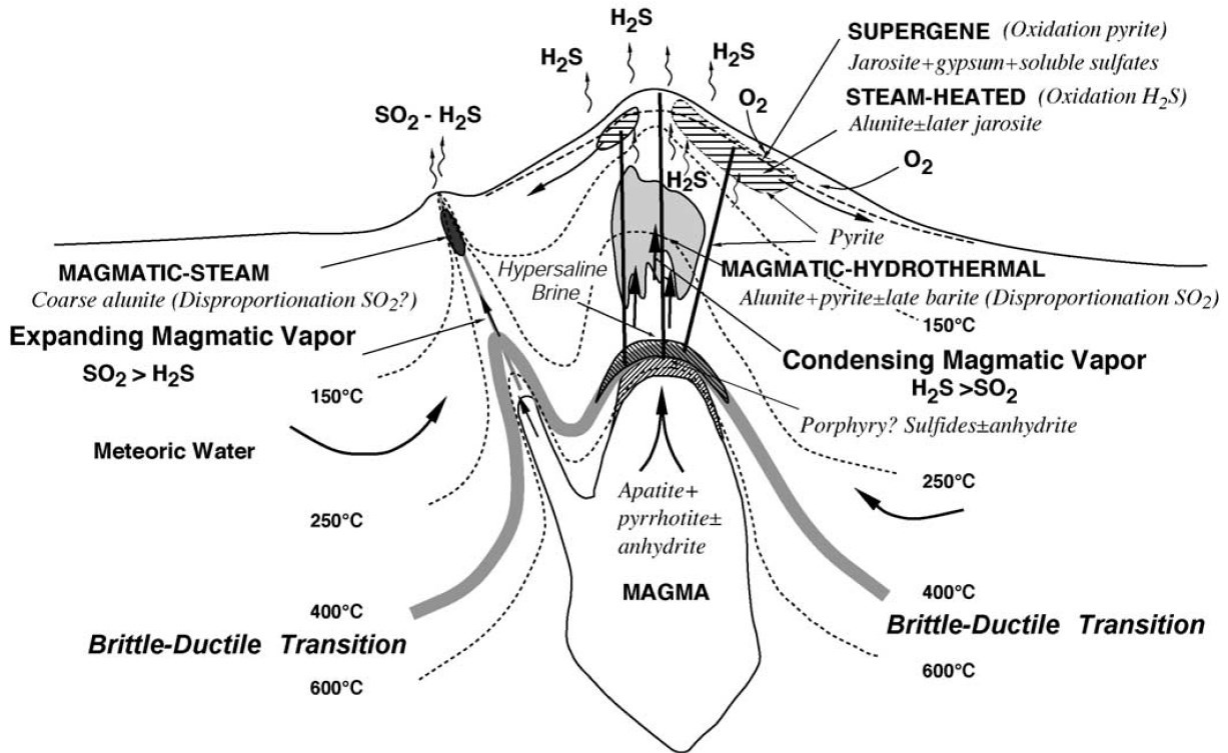
#### 2.1 Alteración hidrotermal en sistemas volcánicos

La alteración hidrotermal comprende cambios mineralógicos químicos y texturales, resultado de la interacción persistente de fluidos calentados con las rocas por donde circulan, con temperaturas que van desde ~ 50°C hasta superiores a 500°C (Pirajno, 2009). Esta consiste en el ataque químico de fluidos hidrotermales a fases minerales primarias de la roca de caja, generando un reequilibrio y, por lo tanto, nuevas asociaciones minerales secundarias en equilibrio con las nuevas condiciones (Galan, 2006; Fulignati, 2020). El transporte convectivo de calor ocurre en rocas con suficiente permeabilidad por efectos de buyancia y una expansión termal de fluidos por gravedad., es mucho más eficiente que la conducción y es una característica fundamental de los sistemas geotermales. Este fenómeno produce gradientes pronunciados dentro del sello superior del sistema hídrico donde se desarrolla el sistema geotermal, produciendo el ascenso vertical de fluidos y vapor calentados.

En los sistemas volcánicos ocurren un conjunto de procesos que redistribuyen masa y energía en respuesta de la circulación de un fluido por principalmente por convección (Norton, 1984). Estos requieren la existencia de tres componentes: los fluidos, una fuente de calor y la permeabilidad de las rocas para que el fluido pueda circular. Los factores que controlan el desarrollo de un sistema hidrotermal son: la litología; permeabilidad primaria y secundaria; propiedades fisicoquímicas de los fluidos hidrotermales; su contexto hidrogeológico; y la duración y edad de la actividad hidrotermal (Browne, 1978; Henley & Ellis, 1983; Inoue, 1995). A escala regional, su ocurrencia requiere un marco tectónico y la actividad volcánica propicias para que ocurra la circulación de fluidos y un transporte de calor y componentes. Considerando que, el gradiente termal superficial en áreas continentales sin actividad magmática varía típicamente entre 15-35 °C/km y en zonas tectónicamente activas entre 35-120



°C/km, un gradiente > 65 °C/km es una señal inequívoca de cercanía con una zona de intrusión magmática joven y/o de convección hidrotermal (Stimac et al., 2015).



**Figura 7.** Modelo conceptual para la formación de ambientes ácido-sulfato en sistemas volcánicos. La complejidad en los patrones del flujo de fluidos son indicadores de múltiples regiones de ascenso de fluidos calentados y de tantos flujos laterales como áreas de descenso de fluidos existan. Al interior de estos sistemas, donde los fluidos ascienden, son comunes las condiciones bifásicas, mientras que en zonas periféricas domina la fase líquida con algo de ebullición en niveles superficiales hacia zonas de descarga. Rye, 2005.

En general, es común encontrar zonas con amplia alteración hidrotermal alrededor de edificios volcánicos donde, en las porciones más superficiales, dominan las alteraciones argílicas y argílicas avanzadas (Reyes, 1990; Stimac et al., 2015). Ambas presentan fases ricas en sílice, sulfatos y minerales de arcilla como mineralogía abundante y fluidos sulfatados ácidos, haciendo posible comprender el resultado de sus productos en superficie como la sucesión continua y persistente de reacciones de hidrólisis. Donde su ambiente de formación se distingue en base al mecanismo de generación de ácido sulfúrico (Rye, 2005), pudiendo ser: magmático-hidrotermal;

*steam heated* o vapor calentado; vapor magmático; y/o supérgeno, asociados a la desproporción de SO<sub>2</sub> y formación de H<sub>2</sub>S; oxidación de H<sub>2</sub>S; desproporción de SO<sub>2</sub>; y oxidación de piritita respectivamente. Todas ocurren aproximadamente bajo los 400°C (Rye, 2005; Hedenquist & Arribas, 2019).

## **2.2 Fluidos hidrotermales y su relación con manifestaciones termales en superficie**

La formación de ambientes ácido-sulfato en sistemas volcánicos responde a sistemas termales bifásicos dominados por fase líquida de alta temperatura en profundidad, fase gaseosa por sobre el nivel de ebullición y cuya fuente de calor es de origen magmático relacionada con un volcanismo activo (Nicholson, 1993; Rye, 2005; Stimac et al., 2015; Hedenquist & Arribas, 2019; Figura 6). La fuente de calor se ubica generalmente a una profundidad de aproximadamente 6-8 km o más y la estructura hidrológica del sistema consiste con un ciclo en que las aguas meteóricas penetran en la superficie a través de zonas permeables alcanzando profundidades de 5 a 7 km (Nicholson, 1993). A medida que estas descienden, son calentadas y reaccionan con la roca circundante y el sistema, en mayor o menor medida, hidrotermal y/o magmático produce la incorporación de solutos al fluido hidrotermal con signatura meteórica sobreimpuesta (Pirajno, 2009).

La composición de los fluidos se define por: la concentración de ciertos aniones, cationes y/o solutos neutros en la su fase líquida (Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SiO<sub>2</sub> disuelto, entre otros); el contenido de gases disueltos en la fase líquida (H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub> y/o CO<sub>2</sub> principalmente); la proporción líquido-vapor; y el valor de pH de la solución (Figura 7; Tabla 3). Los fluidos, inicialmente de tipo clorurado, ascienden por convección para ser retenidos en un horizonte permeable que da origen a un reservorio geotermal, donde se alcanza el equilibrio fluido-roca. Conforme las aguas cloruradas ascienden hacia superficie, se produce una ebullición que da origen a una zona dominada por una fase líquida y otra gaseosa, transportadas lateral y verticalmente hacia zonas de “*outflow*” y “*upflow*”, generando descargas residuales, fumarolas, manantiales calientes, entre otros.

**Tabla 3.** Tipo de alteración hidrotermal asociados a tipos de aguas subterráneas. Contreras, 2013.

Tipos de Aguas	Ocurrencia	Características Químicas	Manifestaciones Superficiales	Tipo de Alteración
Aguas cloruradas (o cloruradas neutras)	Típicas de fluidos geotermales profundos provenientes directamente del reservorio. Se encuentran en la mayoría de los sistemas geotermales de alta temperatura.	Predominancia del anión $\text{Cl}^-$ con concentraciones del orden de los miles de mg/kg. Concentraciones variables de $\text{SO}_4$ y $\text{HCO}_3$ . El pH es cercano al neutro. Especies gaseosas comunes son $\text{CO}_2$ y $\text{H}_2\text{S}$ .	Descargas desde manantiales calientes y piscinas de alto flujo de emisión, además de géiseres.	Propilítica - argílica. Minerales característicos: fases silíceas (ópalo, cristobalita, cuarzo), albita, adularia, illita, clorita, epidota, ceolitas, calcita, pirita y pirrotina. En superficie pueden existir depósitos de sinte silíceos e incluso travertinos.
Aguas sulfatadas (o sulfatadas ácidas)	Originadas por la condensación de gases volcánicos en aguas subterráneas oxigenadas cercanas a la superficie. Están asociados a acuíferos colgados por sobre la zona de ebullición	Predominancia del anión $\text{SO}_4$ proveniente de la oxidación de $\text{H}_2\text{S}$ , provocando una disminución del pH y creando aguas ácidas. Cantidades traza de $\text{Cl}$ , $\text{HCO}_3$ en concentraciones muy bajas o ausentes. Es posible encontrar concentraciones variables -altas- de $\text{NH}_3$ , As y B.	Descargas en piscinas de barro ("mud pools") o manantiales. Junto a estas pueden presentarse emisiones de gas como fumarolas o "steaming ground". Dada su naturaleza, se genera un debilitamiento de la roca de caja provocando deslizamientos de roca.	Argílica - argílica avanzada - silicificación. Minerales característicos: azufre nativo, alunita, jarosita, anhidrita, pirita, pirrotina, hematita, goethita y fases silíceas. Es posible encontrar caolinita, dickita, pirofillita, illita y esmectita.
Aguas bicarbonatadas (o aguas bicarbonatadas-sulfatadas-neutras)	Originadas por la condensación de fase gaseosa en aguas subterráneas pobremente oxigenadas. Suelen presentarse entre zonas de flujo lateral y vertical.	Predominancia del anión $\text{HCO}_3$ y el catión $\text{Na}^+$ . Presentan un pH cercano al neutro. El $\text{SO}_4$ puede presentarse en cantidades variables, mientras que $\text{Cl}^-$ en cantidades muy bajas o ausentes.	Emitidas desde manantiales o vertientes frías, tibias o calientes.	Argílica. Minerales característicos: arcillas (caolinita y montmorillonita), calcita o incluso silicificación. Puede desarrollar grandes depósitos de travertinos.
Aguas sulfatadas-cloruradas	Originadas por diversos procesos: a) mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas en profundidad; b) descarga cercana a superficie y oxidación de $\text{H}_2\text{S}$ en aguas cloruradas; c) paso de fluidos clorurados a través de secuencias ricas en sulfatos. Ocurren en lagos cratéricos donde ocurren importantes influjos y absorción de gases volcánicos (i.e. $\text{HCl}$ y $\text{SO}_2$ ).	Proporciones similares de $\text{Cl}$ y $\text{SO}_4$ . Presenta valores de pH entre 2-5 o incluso puede ser $< 2$ . la neutralización por la interacción fluido-roca puede enmascarar esta característica.	Emitidas desde manantiales o vertientes tibias o calientes	Propilítica - Argílica avanzada. Minerales característicos: sílice amorfa, cristobalita, tridimita, caolinita, pirofillita, illita, esmectita, alunita, anhidrita, azufre nativo, clorita, calcita, adularia, goethita y hematita. Puede presentar depósitos tipo sinte con sulfatos.
Aguas cloruradas - (bicarbonatadas)-diluidas	Originadas por la dilución de aguas cloruradas en aguas subterráneas o bicarbonatadas durante el flujo lateral. Están restringidas a los márgenes de las zonas de "upflow" y estructuras de "outflow" en sistemas de alta temperatura.	Predominancia del anión $\text{Cl}^-$ y $\text{HCO}_3$ presente en cantidades variables. Presenta valores de pH cercanos al neutro, entre 6-8.	Se descargan fluidos desde manantiales o vertientes tibias presentes en sistemas de baja temperatura.	Propilítica - Argílica; mineralogía similar a la asociada a aguas cloruradas, pero con muy pobre desarrollo.

En este sentido, asociaciones representativas de minerales en equilibrio pueden ser clasificadas en facies de alteración hidrotermal, diferenciadas por rangos de pH y temperatura. Es decir, se puede establecer una relación entre las características químicas de las aguas termales y la mineralogía de alteración (Tabla 3), para luego clasificar los fluidos hidrotermales en: los de carácter cercano al pH neutro (pH = 5.5-8) como generador de alteraciones principalmente de tipo propilítica y filíca; y los de carácter ácido (pH < 5.5) a la generación de alteraciones de tipo argílica a argílica avanzada (Nicholson, 1993; Fulignati, 2020) a determinadas temperaturas (Tabla 4). Esta clasificación resulta favorable para describir características generales en sistemas de alteración zonificados (Corbett & Leach, 1998; i.e: Meyer & Hemley, 1967; Lowell & Guilbert, 1970).

**Tabla 4.** Principales facies de alteración hidrotermal con su temperatura indicativa y condiciones de pH de formación. Fulignati, 2020.

Clay Minerals	Associated Minerals	Hydrothermal Alteration Facies	pH	Temperature
Diocahedral smectites	Zeolite group	Argillic	5.5-7	<160 °C
Triocahedral smectites *	Zeolite group	Argillic	5.5-7	<160 °C **
Sepiolite-palygorskite	di-trioctahedral smectites	Argillic	5.5-8	<160 °C
Kaoline group	±smectites ±alunite	Intermediate argillic	4.5-6	<200 °C
Pyrophyllite	alunite	High-T advanced argillic	2-4	200-300 °C
Mixed layers I/S	Mixed layers C/S ± illite	Phyllic	5.5-7	150-220 °C
Mixed layers C/S	Mixed layers I/S ± illite	Phyllic	5.5-7	160-250 °C
Illite	chlorite, adularia, albite, epidote, quartz ± biotite ± garnet ± amphibole	Propylitic	5.5-7	220-350 °C
Chlorite	chlorite, adularia, albite, epidote, quartz ± biotite ± garnet ± amphibole	Propylitic	5.5-7	220-350 °C
Talc	chlorite, illite, adularia, albite, epidote, quartz	Propylitic	5.5-7	250-300 °C
Serpentine group	chlorite, talc	Propylitic	5.5-7	250-350 °C
Mixed layers B/V	chlorite, illite, adularia, albite, epidote, quartz	Propylitic	5.5-7	250-320 °C
Biotite	K-feldspar ± garnet ± amphibole ± clinopyroxene	Alkali metasomatism	5.5-7	>320 °C

### 2.3 Estilos eruptivos con aporte de fluidos y su relación con la alteración hidrotermal

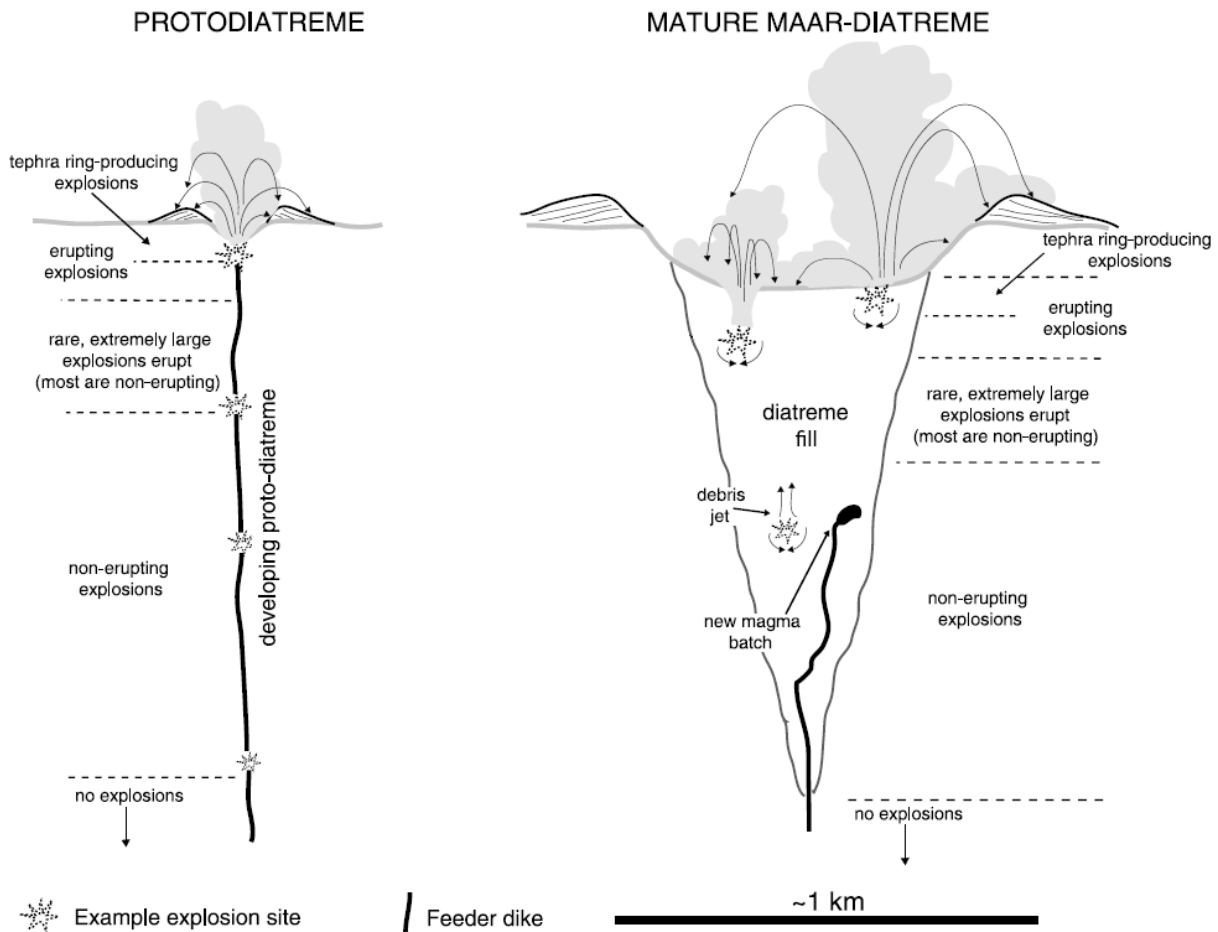
Las zonas de “*upflow*” se caracterizan por ser de alta permeabilidad y tener predominancia de aguas sulfatadas por la condensación de gases geotermales en aguas subterráneas oxigenadas (Nicholson, 1993; Stimac et al., 2015; Boden, 2017). La tasa de transporte y eliminación de calor depende en gran medida de la profundidad de circulación, temperatura del depósito y el flujo en masa de los fluidos en el sistema. Cuando se dan estas condiciones, suceden manifestaciones termales en superficie como geysers, hot springs, piscinas burbujeantes, fumarolas, entre otras.

Cuando el volumen de fluido expulsado implica un evento efusivo/explosivo e incluye material sólido, es posible clasificarlas por tipo de erupción, según Browne & Lawless (2001) pueden ser:

**i) Erupciones freáticas:** erupción causada por el calentamiento de agua cuando entra en contacto con el magma. Generalmente son “débiles” y afecta solo la roca adyacente al reservorio, dado que existe un aporte producto de la ebullición de fluidos. Es decir, no hay nuevo material producido, solo hay fragmentos de roca sólida preexistente en el reservorio que es expulsada, creando cráteres de bajo relieve llamados maares que varían desde algunos metros de diámetro hasta cientos de metros. Comúnmente son acompañadas por emisiones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y/o ácido sulfídrico (H<sub>2</sub>S).

**ii) Erupciones freatomagmáticas:** en el caso anterior, cuando se incluye magma fundido, es decir, cualquier material ígneo juvenil, se trata de una erupción freatomagmática. Son de carácter más explosivo.

**iii) Erupciones hidrotermales:** es una erupción que eyecta al menos algo de material sólido y cuya energía deriva solamente de la pérdida de calor y el cambio de fases en sistemas de convección de fluidos hidrotermales dominados por fluido y/o vapor.

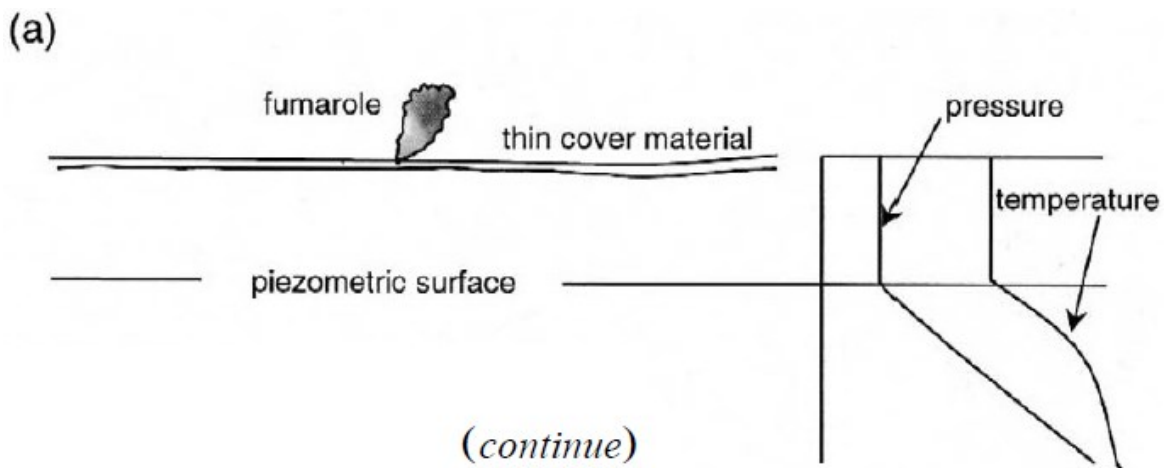


**Figura 8.** Ilustración que indica etapas tempranas (protodiatrema) y maduras de un sistema maar-diatrema. La formación de la diatrema empieza con explosiones que ocurren a variadas profundidades a lo largo de un dique alimentador inicial, formando un cráter pequeño dominado por la brechización de la roca de caja. Las explosiones eruptivas y no eruptivas resultan en la mezcla de materiales de relleno del maar-diatrema en ambos sentidos de la vertical. Durante la evolución del maar-diatrema, un pulso magmático puede ascender y alimentar intrusiones que pueden o no interactuar con el agua del sistema y explotar hasta, en algunos casos, alcanzar la superficie y generar una erupción. Valentine et al., 2014.

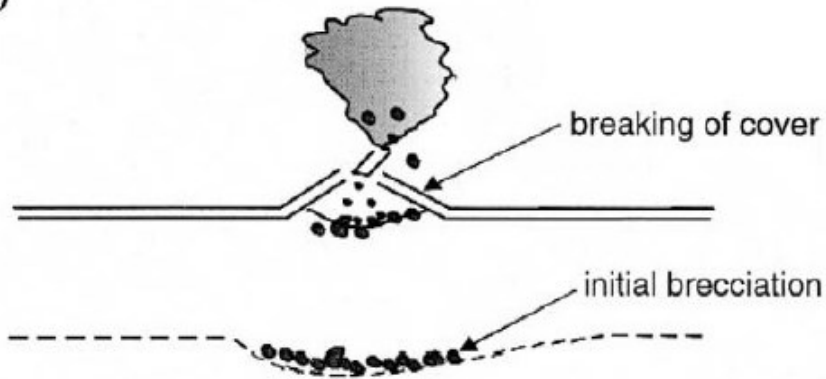
Según sea el caso, el material eyectado deriva del magma y/o del reservorio geotermal y, por lo tanto, revela en superficie material formado en profundidad. Es decir, representa las condiciones de alteración hidrotermal propias del reservorio y/o del magma. El mecanismo eruptivo es similar para cada caso, requiere una erupción menor iniciadora denominada protodiatrema (Figura 8; Figura 9b) con un exceso de presión de fluido respecto a la presión hidrostática, para que el frente del fluido calentado, llegado a superficie o cercano a esta, descienda por la superficie de la

erupción primaria provocando un colapso progresivo de sus paredes hasta etapas maduras de un sistema maar-diatrema (Figura 8; Valentine et al., 2014) o una erupción hidrotermal, donde se restablecen las condiciones hidrológicas del sistema hidrotermal y continúan generándose alteraciones de tipo *steam-heated* y/o magmático-hidrotermal (Figura 9; Browne & Lawless, 2001; Rye, 2005).

Para el caso de las erupciones hidrotermales, los *vents* comúnmente eyectan clastos que fueron brechizados durante etapas previas a la erupción, esto implica que en superficie se forman brechas de tipo oligomíticas a polimíticas, que contienen minerales de alteración desde propilítica y/o de metasomatismo alcalino (Fulignati, 2020) como epidota, adularia, ceolitas, en condiciones de moderada-alta (~250-400°C) y pH cercano al neutro; hasta condensados ácidos de vapores calentados (*steam-heated*) y/o eflorescencias o fumarolas de fases sulfuradas, sulfatadas y/o silíceas (magmático-hidrotermal) de zonas superficiales en condiciones de temperatura <150°C y pH ácido de ~2.5 (Figura 9; Browne & Lawless, 2001; Hedenquist & Arribas, 2017). De todas maneras, no siempre es posible distinguir entre los estilos eruptivos porque: i) mucho del material eyectado cae dentro del cráter y permanece en su lugar; ii) zonas de intensa actividad geotermal podría enmascarar su morfología; y/o iii) el hundimiento de las paredes del cráter disfraza los márgenes del cráter (Browne & Lawless, 2001).

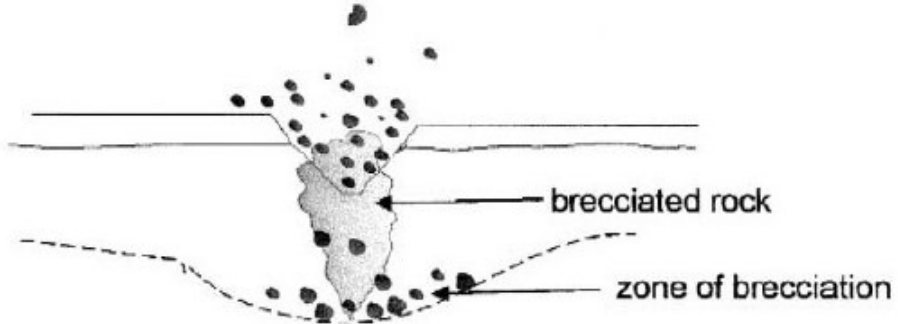


(b)

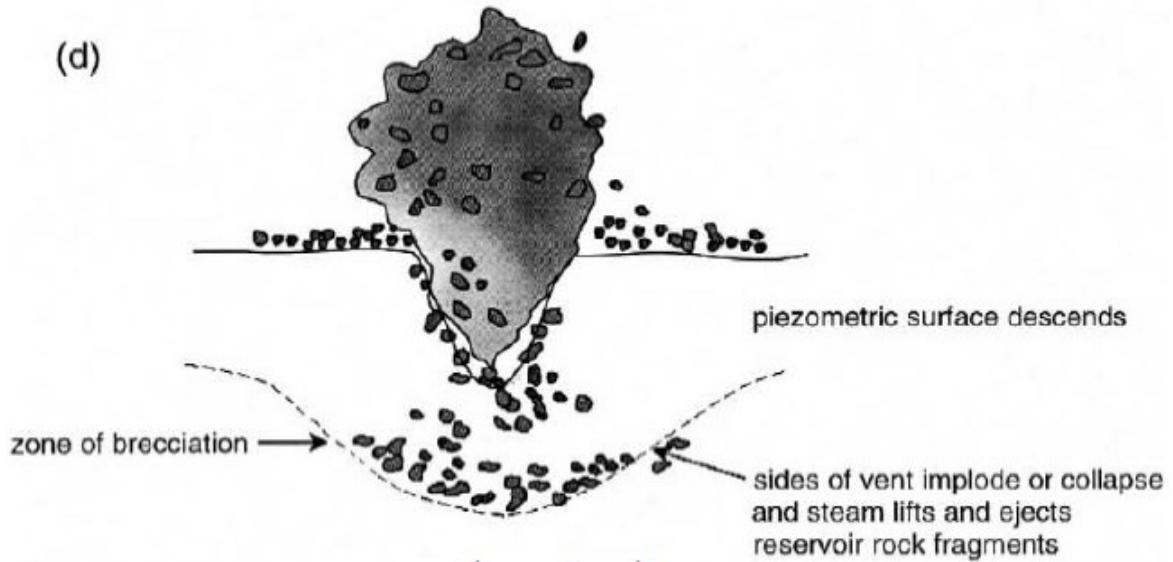


**Lowering of pressure causes additional steam to form**

(c)



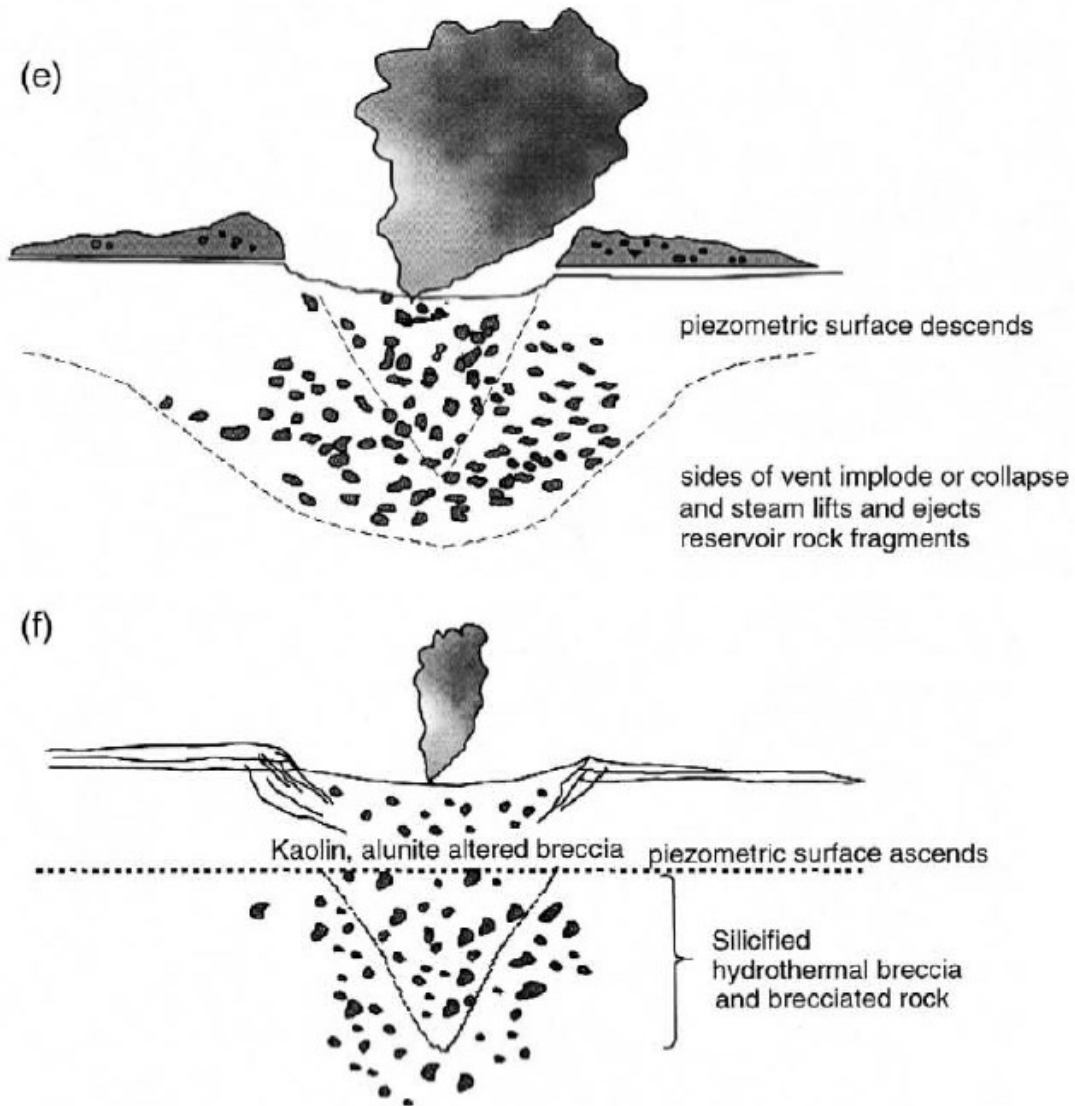
(d)



*(continue)*



**Eruption ceases when steam supply is insufficient to brecciate and lift rock fragments**



**Hydrothermal system is restored to its former hydrology; piezometric surface ascends and hydrothermal alteration restarts. Sides of crater have slumped**

**Figura 9.** (a-f) Desarrollo y curso de una erupción hidrotermal según modelo *Top-Down*. La brechización ocurre en la roca huésped donde el agua cambia a vapor, el mismo que provee la energía necesaria para levantar rocas fuera del vent hidrotermal. La profundidad de los procesos va desde ~5-450m en la vertical. Browne & Lawless, 2001.

## CAPITULO 3

### 3.1 Configuración geológica regional

El área de estudio comprende el Volcán Alítar y su zona de alteración hidrotermal Maar Alítar, la cual se encuentra ubicada en la Zona Volcánica Central de los Andes (ZVC) del norte de Chile. Esta es una de las cuatro zonas activas en el arco volcánico Andino (Norte, Centro, Sur y Austral) desarrollado discontinuamente en paralelo a la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana y de forma longitudinal hacia el este del margen occidental continental de Sudamérica. Las zonas volcánicamente activas se producen en los segmentos donde el ángulo de subducción es mayor a  $25^\circ$  y las zonas inactivas en los segmentos donde dicho ángulo varía entre los  $5-10^\circ$  (Stern, 2004).

La ZVC de los Andes comprende la zona ubicada entre los  $14^\circ\text{S}$  y  $27^\circ30'\text{S}$  (González-Ferrán, 1995) y su actividad magmática ha sido continua desde el Oligoceno superior hasta la actualidad (i.e. Wörner et al., 2000; Victor et al., 2004). Está representada por estratovolcanes y volcanes monogenéticos, con sus respectivos depósitos de lavas y piroclastos; calderas de explosión y de colapso; y la presencia de diversos campos geotermales y fuentes termales. de Silva y Francis (1991) determinaron que 44 volcanes de la ZVC se encuentran activos o potencialmente activos. Además, se caracteriza por la presencia de lagos en estado líquido y no en estado sólido en los cráteres de edificios volcánicos sobre 6.000 m.s.n.m y, no en estado sólido, lo que evidencia su permanente e importante nivel de actividad asociada a un flujo calórico magmático (Aguilera, 2008). Las rocas que forman estas estructuras corresponden principalmente a lavas y rocas piroclásticas de composición andesítica, dacítica, riolítica y ocasionalmente andesítica basáltica y basáltica (Stern, 2004). Esta variabilidad composicional es atribuida a procesos de contaminación cortical (i.e. Schmitt et al., 2001; 2003) de los magmas, la cual se hace posible por la existencia de un espesor cortical mayor a 70 km en la ZVC (i.e. Beck et al., 1996; Yuan et al., 2002).

### **3.2 Cordillera Occidental**

La zona de alteración hidrotermal del Volcán Alítar se ubica en la unidad fisiográfica correspondiente a la Cordillera Occidental, específicamente dentro del Complejo Volcánico Altiplano-Puna (Figura 10; de Silva, 1989). La Cordillera Occidental expone extensas cadenas volcánicas neógenas y cuaternarias (Salisbury et al., 2011; Burns et al., 2015) que dan origen a cuencas alargadas de menor envergadura en la dirección N-S cubiertas por depósitos volcánicos y sedimentarios (Kay & Coira, 2009).

### **3.3 Complejo Volcánico Altiplano Puna (CVAP)**

Corresponde a una provincia volcano-tectónica desarrollada entre los 21°S y 24°S (Figura 10) y cuyo origen radica en la actividad volcánica principalmente desde el Mioceno tardío por fenómenos que tuvieron lugar desde ~ 23 Ma (de Silva, 1989), tales como: el aumento de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana; la disminución de la oblicuidad de convergencia entre estas (Pardo-Casas & Moland, 1987); y a la disminución del ángulo de subducción (Isacks, 1988), lo que habría generado un debilitamiento termal y adelgazamiento de espesor de la litósfera continental (Isacks, 1988; Prezzi et al., 2009), provocando a su vez el acortamiento y engrosamiento de la corteza, produciéndose así su alzamiento (Allmendinger et al., 1997).

Corresponde a la provincia ignimbrítica neógena-cuaternaria más grande del mundo (de Silva, 1989), cubre una superficie de 70.000 km<sup>2</sup> y comprende la zona límite de Argentina, Bolivia y Chile. Se caracteriza por presentar volúmenes muy grandes de productos explosivos y efusivos, principalmente ignimbritas y andesitas en proporción del orden de 6:1, es decir, un valor 30 veces más grande que en situaciones normales (de Silva, 1989). Los depósitos ignimbríticos tienen como fuente grandes calderas asociadas a grandes depresiones volcanotectónicas en las que no se observan todos sus bordes, tal como las calderas de La Pacana, Pastos Grandes, Guacha, Vilama y Corutu, todas representativas de la zona. Mientras que los depósitos efusivos están

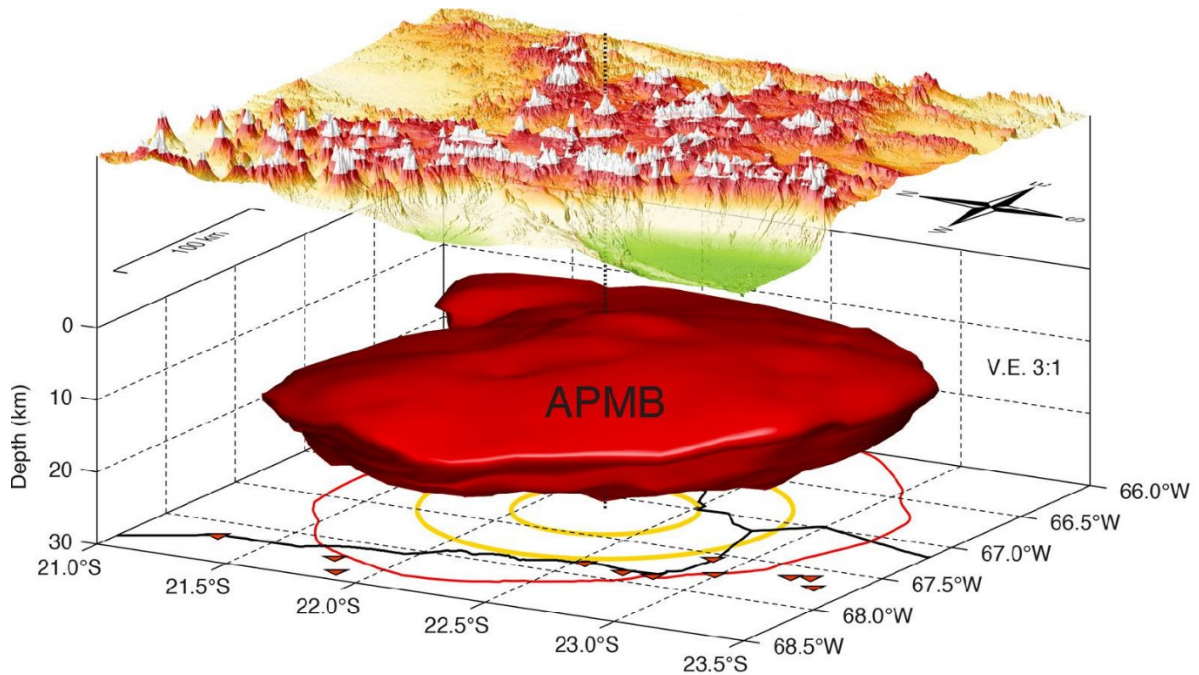
asociados a erupciones plinianas y subplinianas de los estratovolcanes ubicados en la zona, con morfologías muy frescas en sus flujos de lava y, en algunos casos, con emanaciones fumarólicas continuas, demostrando que han permanecido activos durante el Holoceno, tales como el Volcán Huaynaputina y el Volcán Lascar, ambos con registro histórico de actividad (Aguilera, 2008).



**Figura 10.** Ubicación del área de estudio respecto a los volcanes principales de la Zona Volcánica Central de Los Andes (delimitado en rojo). Extensión del Complejo Volcánica Altiplano-Puna (CVAP; línea punteada gris) y del Cuerpo Magmático Altiplano-Puna (CMAP; línea punteada negra). Modificado de Godoy et al., 2014.

La distribución temporal de las dataciones disponibles para las ignimbritas del CVAP indican que las erupciones se iniciaron por lo menos hace 13 Ma (i.e. Schmitt et al., 2003; de Silva & Gasnold, 2007) al igual que el alzamiento topográfico principal del Altiplano (Coira et al., 1982), el cual habría sido acompañado de un intenso magmatismo ácido producto del input termal generado sobre la corteza por parte de los flujos de magma máfico provenientes de la astenósfera y la litósfera adelgazada (de Silva, 1989; de Silva et al., 2006). Los volúmenes de material eruptado aumentaron con el tiempo, pero su distribución espacial fue más focalizada que en un principio y fue liberado en varios *peaks* de actividad magmática, menores a 1 Ma y separados entre sí por intervalos de 2 Ma, alcanzando el máximo de actividad hace 4 Ma con la erupción de las calderas Guacha y La Pacana. Posterior a este evento, la actividad volcánica ha disminuido notablemente, pese a que el volcanismo sigue activo en la zona (de Silva & Gasnold, 2007; Salisbury et al., 2011; Burns et al., 2015).

El registro sísmico (Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2014) y electromagnético (Brasse et al., 2002), ha evidenciado la presencia de un gran cuerpo magmático de aproximadamente 500.000 km<sup>3</sup> ubicado hasta a 30 km de profundidad bajo el nivel del mar que subyace al CVAP (Ward et al., 2014) denominado Cuerpo Magmático del Altiplano Puna (APMB por sus siglas en inglés), el cual corresponde a un cuerpo de composición dacítica-riolítica con hasta un 25% de fusión parcial (Godoy et al., 2017) que ha controlado la evolución del volcanismo presente en la zona (Hübner, 2018) (Figura 11). La ubicación de la actividad magmática del CVAP coincide espacialmente con diversas estructuras presentes en la zona, es decir, a lo largo de las trazas de fallas de rumbo NW-SE en transtensión sinistral (Riller et al., 2001; Trumbull et al., 2006; Veloso et al., 2019).



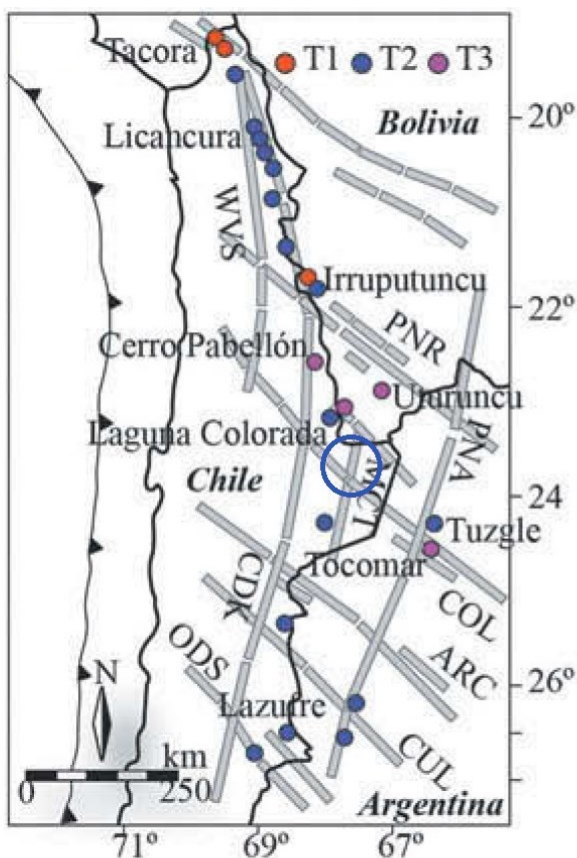
**Figura 11.** Modelo 3D para la distribución del *Altiplano Puna Magma Body* (APMB) y su manifestación exógena en el *Altiplano Puna Volcanic Complex* (APVC). Ward et al., 2014.

### 3.4 Marco estructural regional

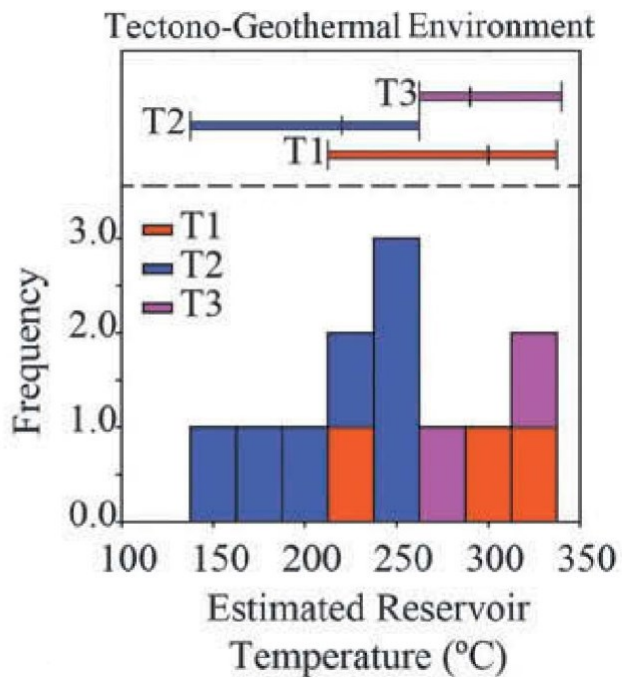
Los rasgos estructurales principales corresponden a fallas NNW-NNE de vergencia al E con pliegues de propagación de fallas (régimen compresivo), que coexisten espacialmente con fallas tipo *strike-slip* NW que se extienden desde el extremo occidental de Argentina hasta el flanco oeste de los Andes en la Depresión Central en el norte de Chile (González et al., 2009; Tibaldy & Bonali, 2018). Estas estructuras controlan la morfología y ubicación del volcanismo actual en el trasarco andino, en forma de lineamientos subparalelos NW que atraviesan diagonalmente toda la ZVC de los Andes (Coira & Kay, 1993; Matteini et al., 2002; Petrinovic et al., 2005; Bonali et al., 2012; Giordano et al., 2013; Veloso et al., 2019).

A partir de la compilación de datos isotópicos de He y Sr por Veloso et al. (2019), se determinó la relación entre la configuración tectónica y su asociación con la migración de fluidos a distintos niveles de la corteza, generando un mapa estructural

que define tres ambientes tectono-geotermales por su arreglo estructural específico y su relación espacial con manifestaciones geotermales y volcánicas (Figura 12). Para el caso del área de estudio, se infiere la existencia de un sistema de fallas inversas NNW-NNE con pliegues de propagación de falla y otro sinistral tipo strike slip NW sobrepuesto, principalmente por la presencia de un domo con deformación asociada directamente al este del volcán y las cadenas volcánicas de orientación NW identificadas en el sector. Dicha configuración indica un ambiente tectono-geotermal T2, donde las manifestaciones termales ocurren en las intersecciones de falla y en las charnelas de pliegues, con temperaturas de reservorio de 160-260°C (Figura 13; Veloso et al., 2019).



**Figura 12.** Mapa de ubicación de reservorios geotermales en el norte de Chile asociados a su ambiente tectono-geotermal (circunferencia azul indica la zona del reservorio en estudio).



**Figura 13.** Temperatura y frecuencia estimada de los reservorios geotermales. Modificado de Veloso et al., 2019.

### **3.5 Geología del Volcán Alítar**

#### **3.5.1 Volcán Alítar**

El Volcán Alítar corresponde a un estratovolcán simple de forma irregular que está emplazado sobre la Ignimbrita La Pacana (Mioceno superior-Pleistoceno) e Ignimbrita Atana (Plioceno), constituidas principalmente por tobas riolíticas y dacíticas respectivamente (Ramírez y Gardeweg, 1982). El edificio volcánico se encuentra ubicado en las coordenadas 23°09'S – 67°38'W a 5.346 m.s.n.m y tiene una altitud de 640 m (Figura 14). Se conforma principalmente por flujos de lava andesíticos a dacíticos de edad Plioceno-Pleistoceno (Ramírez y Gardeweg, 1982; Tassi et al., 2011). No presenta evidencia de actividad durante el Holoceno ni existen registros de actividad histórica efusiva (Aguilera, 2008), pero se observan diversas manifestaciones solfatáricas en conductos angostos de escala centimétrica que emiten azufre nativo a 83°C (Ramírez y Gardeweg, 1982) y en zonas adyacentes al aparato volcánico, que sugieren una evidente interacción de aguas subterráneas con fuentes termales. La mezcla entre fluidos de fuentes magmáticas e hidrotermales sugieren que el edificio volcánico permanece activo (Tassi et al., 2011).

#### **3.5.2 Maar Alítar**

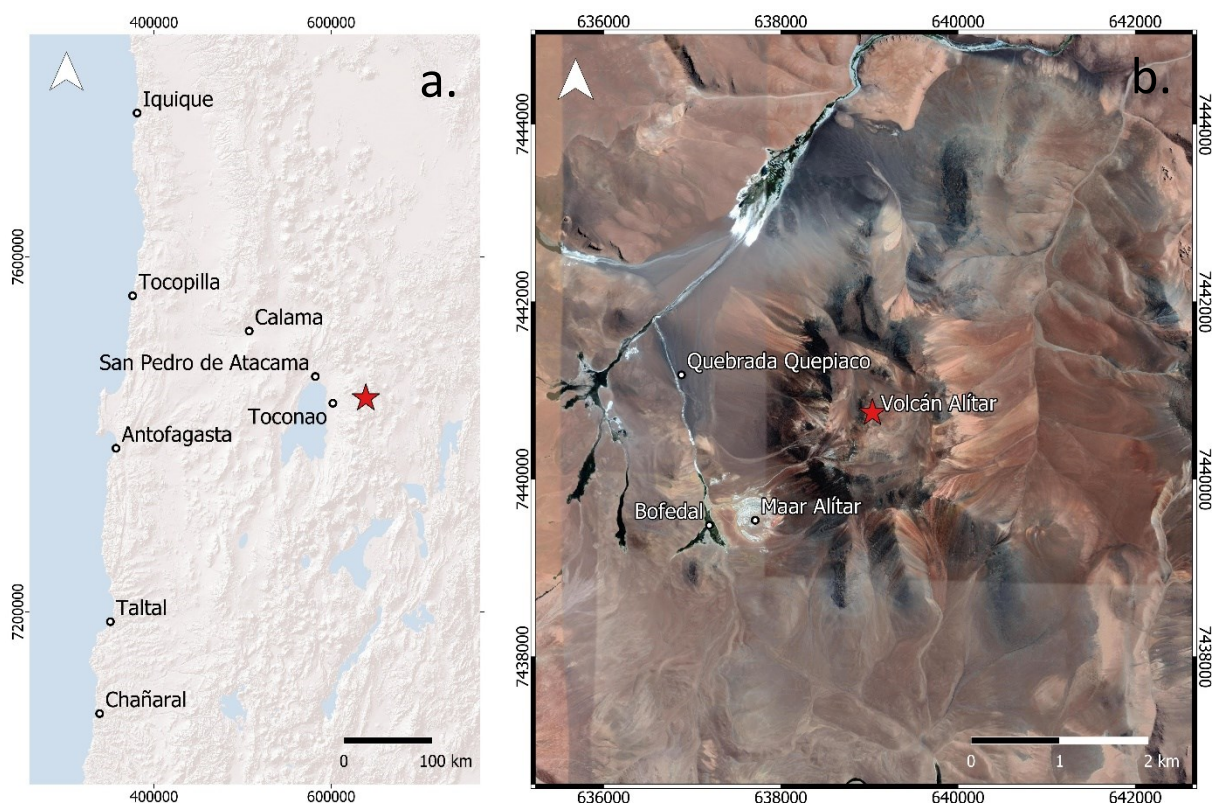
El Maar Alítar se aloja en la base del flanco SW del Volcán Alítar como un cráter parásito tipo maar de 500 m de diámetro y 50 m de profundidad (González-Ferrán, 1995; Aguilera, 2008) (Figura 14; Figura 15; Figura 16). En el sector se presentan diversas manifestaciones fumarólicas, pero se distinguen dos zonas principales: en los bordes internos N, NE y E y, en menor medida, en una pequeña quebrada 400 m al NW. La zona de alteración hidrotermal como rasgo observable y distinguible del área comprendida por el Volcán Alítar, comprende en su totalidad la zona del Maar Alítar.

#### **3.5.3 Bofedal Quebrada Quepiaco**

Inmediatamente al W del maar se encuentra el Bofedal Quebrada Quepiaco de orientación N20W (Ramírez y Gardeweg, 1982) correspondiente a un humedal poco



extenso en altura. La presencia de abundantes algas de colores verde, gris y anaranjado sugiere una evidente interacción con aguas subterráneas (Figura 14; Figura 15; Aguilera, 2008).

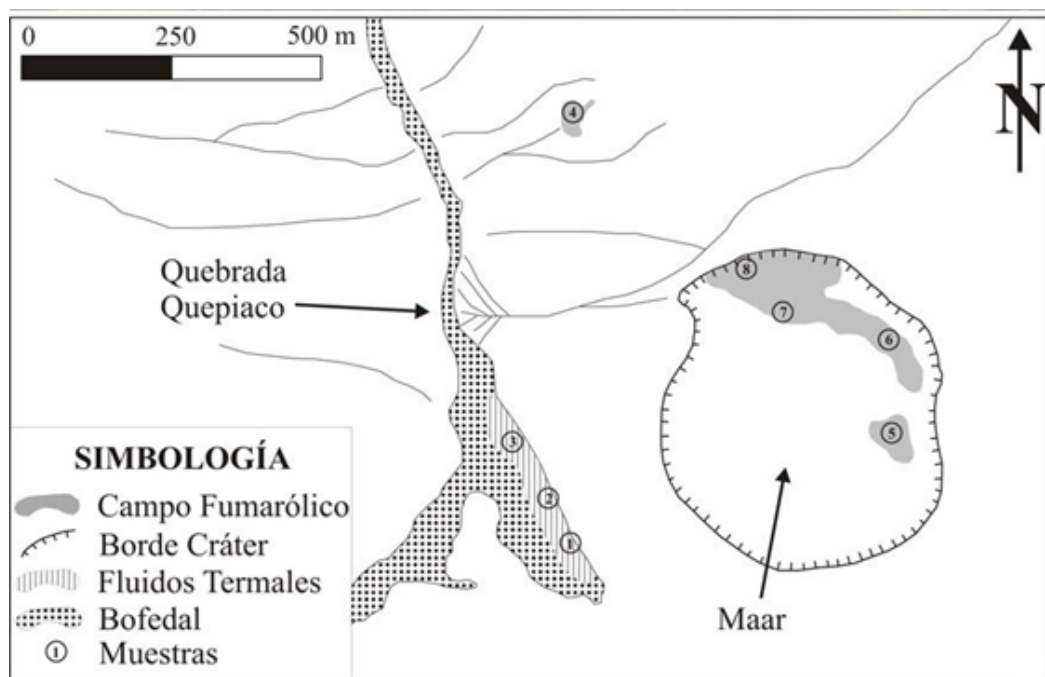


**Figura 14.** a. Mapa de ubicación del área de estudio, indicada en marca roja. b. Ubicación ampliada del sector del Volcán Alítar. (Imagen de *Esri Satellite*).

### 3.6 Manifestaciones termales en superficie

#### 3.6.1 Campos de fumarolas

Aguilera (2008) identificó cinco campos fumarólicos en la zona de estudio, principalmente en la porción N del Maar Alítar y otro hacia el NW fuera del mismo. Dicha actividad se observa en forma de emisiones gaseosas a través de chimeneas de escala centimétrica a decimétrica (1 – 50 cm de diámetro), caracterizadas por la presencia de azufre nativo en forma de pequeños cristales amarillos en sus bordes internos y mayormente masivo y de color amarillo a gris amarillento hacia sus bordes externos (Figura 17).



**Figura 15.** Dibujo esquemático de la zona del Maar Alítar y Quebrada Quepiaco con puntos de muestreo de las manifestaciones termales. Aguilera, 2008.



**Figura 16.** Vista panorámica Maar Alítar desde N. Fotografías de Arianna Ricchiuti.

### 3.6.2 Piscinas burbujeantes

De igual manera, Aguilera (2008) identificó 6 piscinas burbujeantes en el Bofedal Quebrada Quepiaco, específicamente en la porción que está directamente al W del Maar Alítar en un sector que aloja fuentes termales, con diámetros de escala decimétrica (20 – 50 cm) de donde son emitidas aguas termales y gases a temperaturas de 37° - 66°C (Ramírez y Gardeweg, 1982).





**Figura 17.** Actividad fumarólica activa e inactiva en Maar Alftar. Fotografías de Arianna Ricchiuti.

### **3.6.3 Condiciones fisicoquímicas de fases fluidas**

Con un sistema bifásico de alimentación de los fluidos, las emisiones del cráter principal (Maar Alftar) tienen origen mayoritariamente hidrotermal, pero con evidencias de aporte de origen magmático por el aporte de gases de alta temperatura ( $\text{SO}_2$ ) (Aguilera, 2008; Tassi et al., 2011), donde el aporte de hidrocarburos aromáticos y alquenos confirman la mezcla de fluidos de origen hidrotermal y magmático. De esta manera, la presencia de gases ácidos de signatura volcánica permite clasificar a este sistema como volcánico (Aguilera, 2008) a pesar de la presencia de gases de signatura geotermal, principalmente por ser la fuente primaria -aunque disminuida- de los fluidos.

El proceso más común que modifica la composición de sus fluidos es la fuerte interacción gas-roca, donde su fase líquida corresponde a aguas sulfatadas ácidas producto de la interacción de aguas bicarbonatadas con las fases gaseosas  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HF}$  y  $\text{HCl}$  producto de la mezcla de agua meteórica con agua andesítica (Aguilera, 2008). Por otra parte, las emisiones de Quebrada Quepiaco corresponden a fluidos de

origen casi exclusivamente hidrotermal con predominancia en las condiciones reductoras (Aguilera, 2008).

Al considerar posibles geotermómetros que controlan el equilibrio, la temperatura calculada para el sistema del Volcán Alítar es de 373 – 700°C y la gran diferencia entre estos valores aparentemente responden a las diferencias en la distribución de dichas emisiones, siendo las de Quebrada Quepiaco considerablemente menores respecto a las localizadas dentro del cráter principal. Estos resultados aparentemente reflejan la presencia de una fase líquida profunda en condiciones reductoras, a partir de la cual se deriva una fase vapor en equilibrio con temperaturas entre 386°C y 425°C para el cráter y entre 254°C y 268°C para Quebrada Quepiaco. En superficie, las emisiones en el cráter del Maar Alítar presentan una temperatura de emisión entre 54.2°C y 85.3°C y las de Quebrada Quepiaco 57.2°C y un pH = 6.19-6.34 al representar una fase líquida (Aguilera, 2008).

## CAPITULO 4

### RESULTADOS

#### 4.1 Mapeo superficial de índices espectrales y curvas de reflectancia

##### 4.1.1 Revisión cualitativa con el sensor Landsat 8

Una primera aproximación, para una imagen Landsat 8 corresponde a un mapa de composición RGB/HSV con índices espectrales asociados (Figura 18), sin crear regiones de interés, ni definir límites de unidades. Los índices espectrales utilizados (Tabla 5) corresponden a los de arcillas (Danoedoro & Zukhrufiyati, 2015), hierro férrico (Rowan & Mars, 2003; Rockwell, 2013; Ito et al., 2022) y óxidos de hierro (Rockwell, 2013; Ito et al., 2022) para Landsat 8.

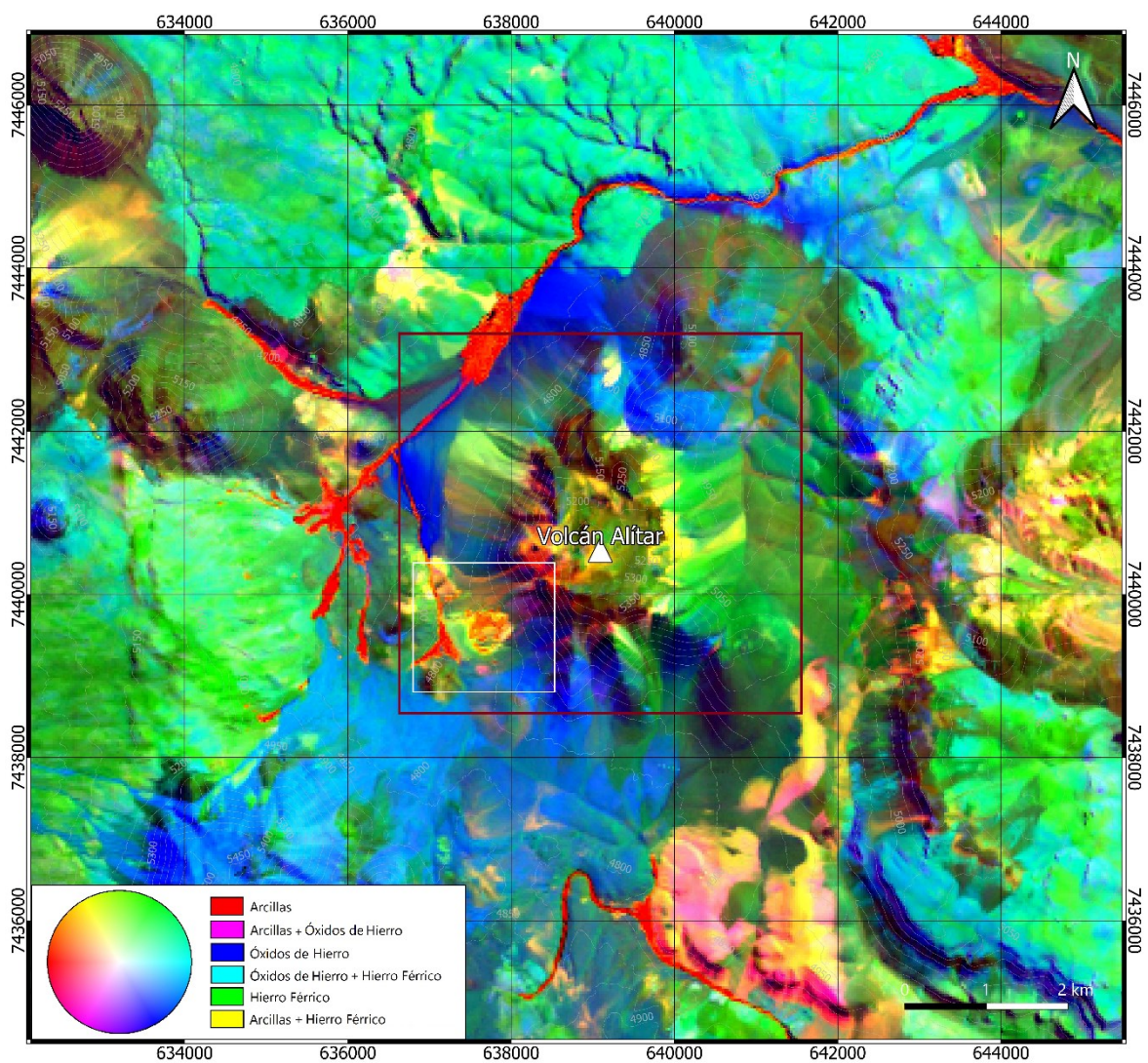
**Tabla 5.** Resumen de índices espectrales respectivos acorde a cada sensor remoto.

Índice	Landsat 8	ASTER
Vegetación (NDVI)	$\frac{(B5-B4)}{(B5+B4)}$	$\frac{(B3-B2)}{(B3+B2)}$
Agua (NDWI)	$\frac{(B3-B5)}{(B3+B5)}$	$\frac{(B1-B3)}{(B1+B3)}$
Arcillas/carbonatos	$\frac{B6}{B7}$	$\frac{B4}{B6}$
Hierro férrico (Fe <sup>+3</sup> )	$\frac{B4}{B2}$	N/A
Óxidos de hierro	$\frac{B6}{B5}$	N/A
Argílica avanzada	N/A	$\frac{(B4+B6)}{B5}$
Argílica intermedia	N/A	$\frac{(B5+B7)}{B6}$
Propilítico	N/A	$\frac{(B7+B9)}{B8}$

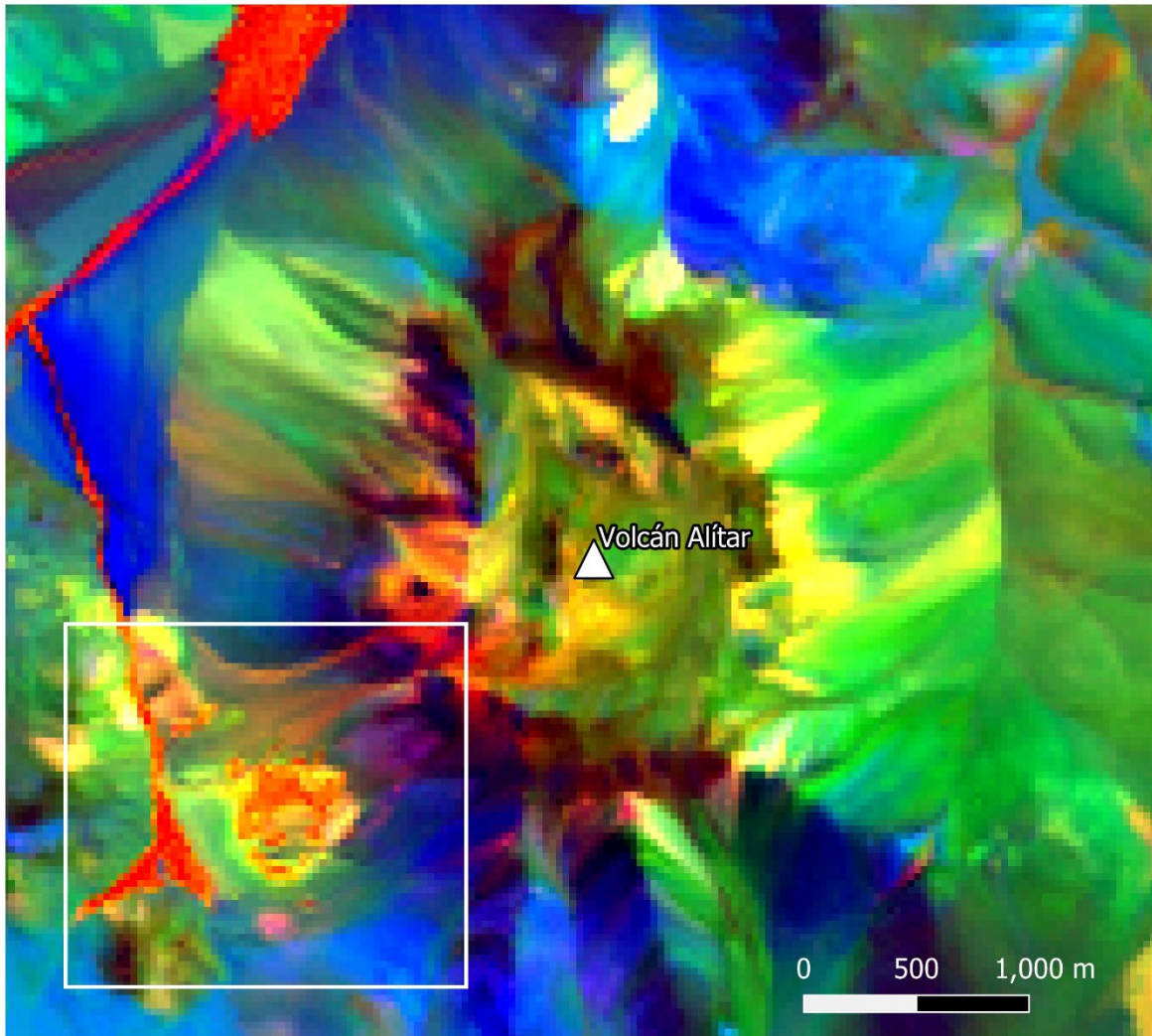
Considerando las características geológicas e hidrológicas del área de estudio (Ramírez & Gardeweg, 1982; Aguilera, 2008; Tassi et al., 2011; Risacher et al., 2011), se ingresaron los índices de “arcillas/carbonatos” (*Red*); “hierro férrico” (*Green*) y



“óxidos de hierro” (*Blue*) para la obtención del mapa RGB/HSV. Para el caso de mezcla de materiales en superficie, son representados con colores intermedios, es decir, “arcillas/carbonatos + óxidos de hierro” (*magenta*), “hierro férrico + óxidos de hierro” (*cyan*) y “hierro férrico + arcillas/carbonatos” (*yellow*) (Figura 18; Figura 19). El mapa no necesariamente representa la intensidad de respuesta espectral de los índices, dado que cada pixel debe ser asignado a un color. Por lo tanto, este mapa representa un producto cualitativo y parcialmente fidedigno, dado que no se definen unidades, las que necesariamente implican procesos de definición y calibración.



**Figura 18.** Mapa RGB/HSV a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8. Cuadro marrón indica zona del Volcán Alítar; Cuadro blanco zona del Maar Alítar.



**Figura 19.** Mapa RGB/HSV de la zona del Volcán Alítar a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8. Cuadro blanco indica zona del Maar Alítar.

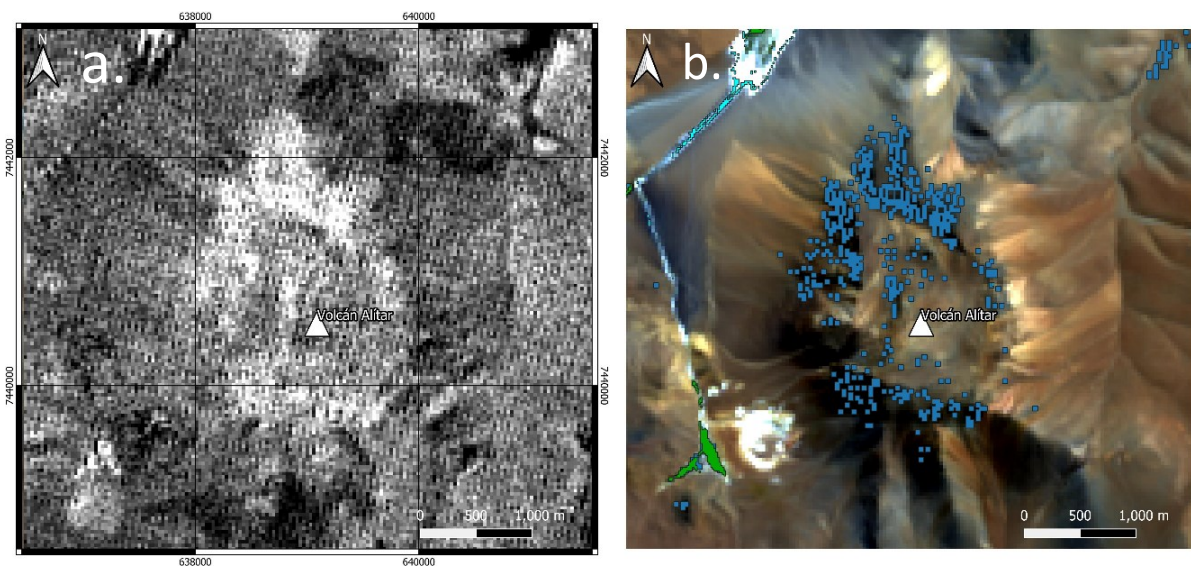
Cualitativamente, se observa que hay una respuesta espectral para el índice de arcillas/carbonatos (*Red*) en la zona del Maar Alítar y de mezcla de arcillas/carbonatos + hierro férrico (*yellow*) y arcillas/carbonatos + óxidos de hierro (*magenta*) para los bordes y centro del cráter del Volcán Alítar. El índice de óxidos de hierro (*Blue*) tiene relación con afloramientos de roca, sin entregar mayor distinción, el de hierro férrico (*Green*) con la cobertura sedimentaria y la mezcla de ambos (*cyan*) a sectores de cobertura sedimentaria a partir de afloramientos de roca.



#### 4.1.2 Minerales de alteración con los sensores ASTER y Hyperion

Los índices de alteración argílica avanzada, argílica y propilítica de ASTER contienen absorciones/peaks en el rango  $\sim 2.0\text{-}2.5\ \mu\text{m}$ , precisamente donde se encuentran minerales característicos para cada tipo de alteración hidrotermal. Cada índice se distingue por un rango específico de longitud de onda en que ocurren absorciones de sus minerales tipo, donde en  $1.60\text{-}2.22\ \mu\text{m}$  ocurre para sulfatos de hierro, alunita y caolinita, correspondiente al índice de alteración argílica avanzada (Rowan & Mars, 2003); en  $2.14\text{-}2.28\ \mu\text{m}$  para caolinitas, esmectitas e illitas de alteración argílica intermedia (Rowan & Mars, 2003; Mars & Rowan, 2006); y en  $2.23\text{-}2.43\ \mu\text{m}$  para epidota, clorita y calcita de alteración propilítica (Rowan & Mars, 2003; Rockwell, 2013; Mohamed El-Desoky et al., 2021).

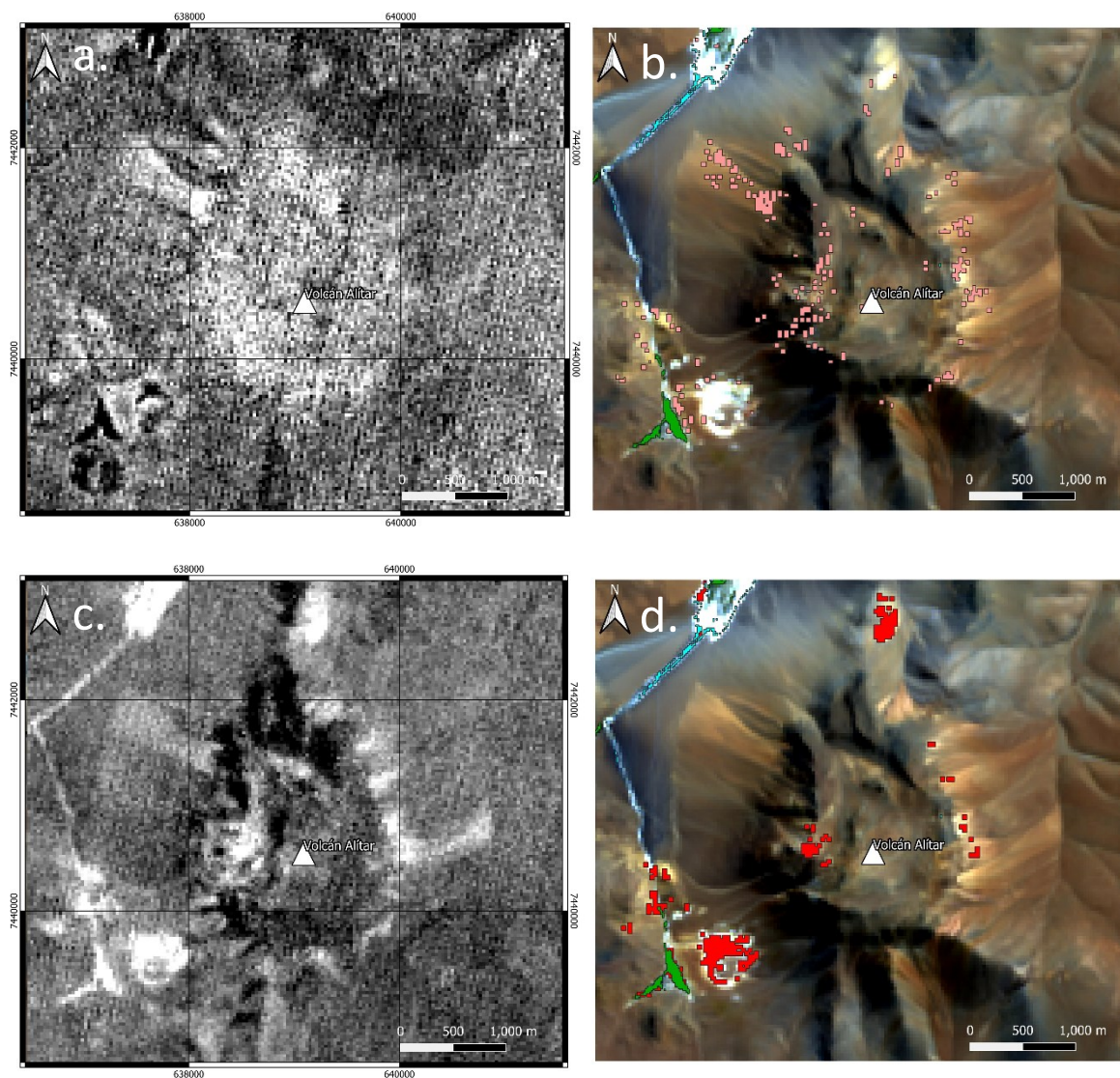
Con la resolución espectral de ASTER y el aprovechamiento de la cantidad de bandas en el rango SWIR, se obtuvieron mapas de índices espectrales (Tabla 5) en los que se identificaron sectores con vegetación (NDVI; Gitelson & Merzlyak, 1997), agua (NDWI; Gao, 1996) y las alteraciones argílicas avanzadas y argílica intermedia (Tabla 5; Figura 21).



**Figura 20.** a. Intensidad o respuesta para Índice espectral de alteración propilítica definido por Rowan & Mars (2003), Rockwell (2013) y Mohamed El-Desoky et al. (2021). b. Mapa de alteración propilítica acorde a índice espectral.

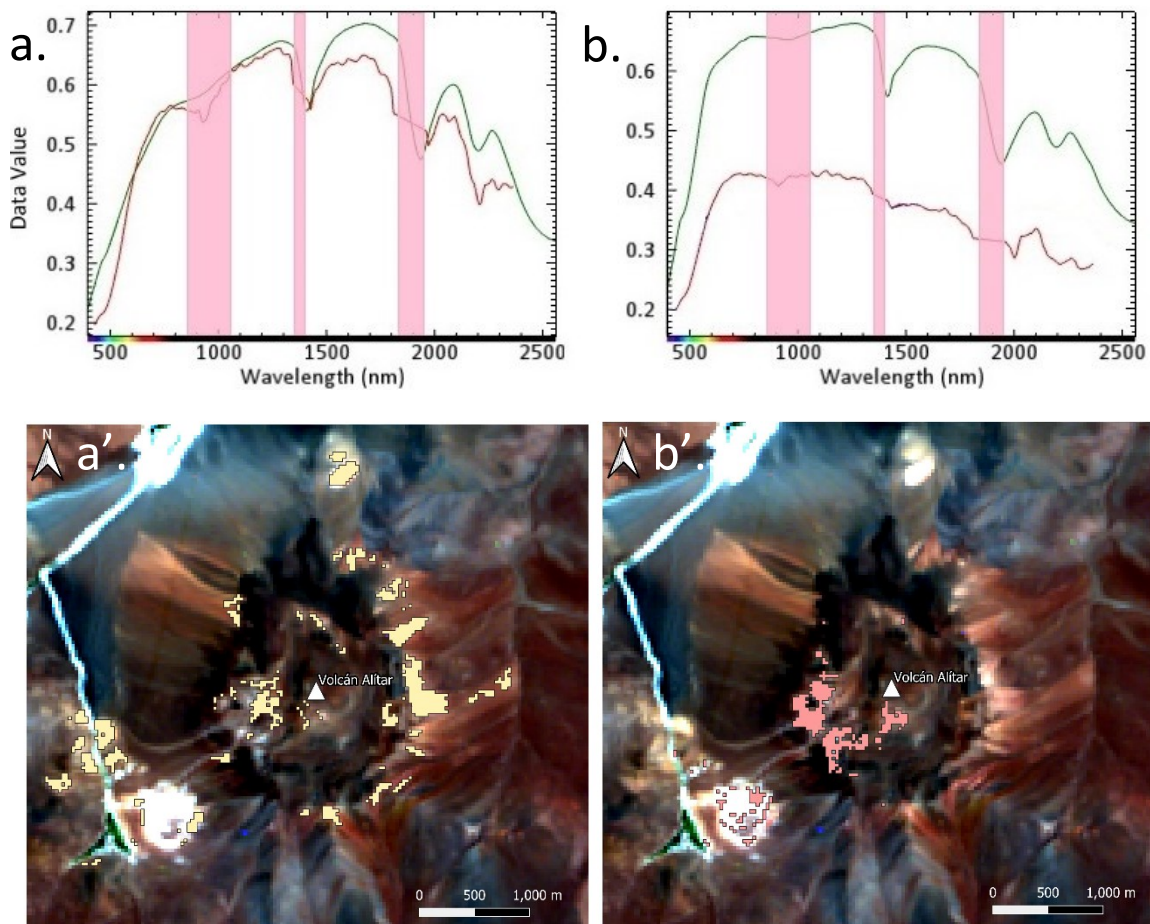


Para el caso del índice de alteración propilítica, se identificó una respuesta espectral importante para zonas perimetrales del cráter del Volcán Alítar (Figura 20a) que, en primera instancia, puede definir un mapa que muestra las zonas/pixeles con alteración propilítica en función de la intensidad de la respuesta espectral (Figura 20b). Sin embargo, acorde a lo mencionado en el párrafo anterior y su disposición espacial, resulta más lógico considerar que corresponden a secciones de roca fresca ricas en anfíbol según la litología definida por Ramírez & Gardeweg (1982).



**Figura 21.** a. Intensidad o respuesta para índice espectral de alteración argílica intermedia. b. Mapa de alteración argílica intermedia. c. Intensidad o respuesta para índice espectral de alteración argílica avanzada. d. Mapa de alteración argílica avanzada.

El índice de alteración argílica intermedia (Figura 21a) muestra una respuesta espectral para sectores alrededor del Volcán Alítar y dispersos aledaños al Bofedal Quebrada Quepiaco y puntuales en las afueras del Maar Alítar (Figura 21b). Por otra parte, el índice de alteración argílica avanzada (Figura 21c) muestra una respuesta espectral para la zona del Maar Alítar, en sectores puntuales alrededor del Volcán Alítar y en zonas aledañas a la zona del Bofedal Quebrada Quepiaco (Figura 21d).

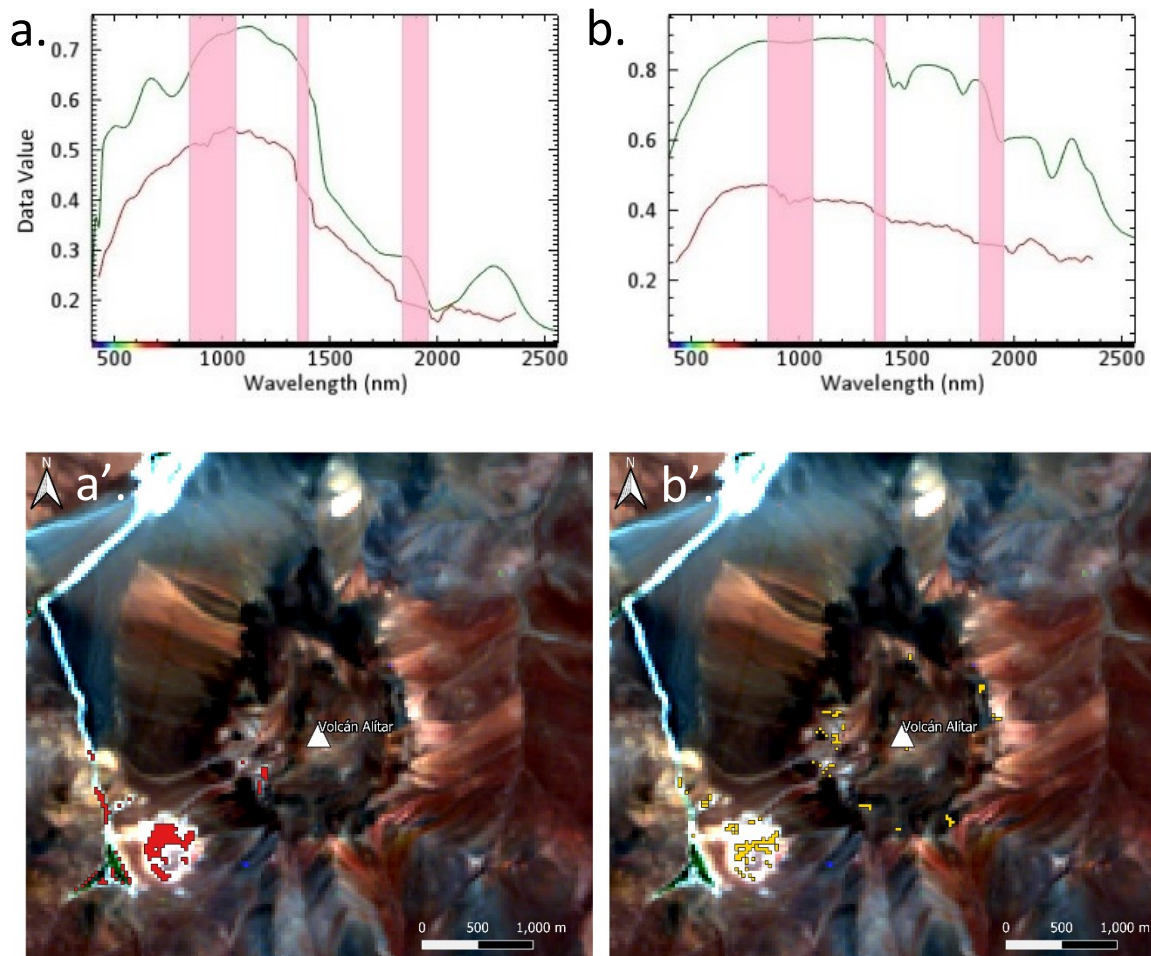


**Figura 22.** Curvas de reflectancia espectral experimental (rojo) vs teórico (verde): a: montmorillonita/illita; b: caolinita/esmectita. Transparencia rosa indica rangos con ruido o información espectral parcial. Mapeo *MF* de curvas de reflectancia espectral: a': montmorillonita/illita; b': caolinita/esmectita.

De igual manera, el *Matched filtering (MF)* del análisis hiperespectral en la imagen Hyperion indica la coincidencia de curvas de reflectancia espectral con los minerales

caolinita/esmectita (Figura 22a, 22a') e illita/esmectita (Figura 22b, 22b') de alteración argílica intermedia; y de sulfatos de hierro (Figura 23a, 23a') y alunita (Figura 23b, 23b') de alteración argílica avanzada para, relativamente, las mismas áreas definidas a partir del análisis de índices espectrales de ASTER.

Cabe destacar que, la asociación de curvas de reflectancia con minerales de la base de datos del USGS no coinciden del todo en sus *peaks* y/o absorciones en sectores donde existe ruido y/o pérdida de información espectral (Figura 22a, 22b; Figura 23a, 23b).



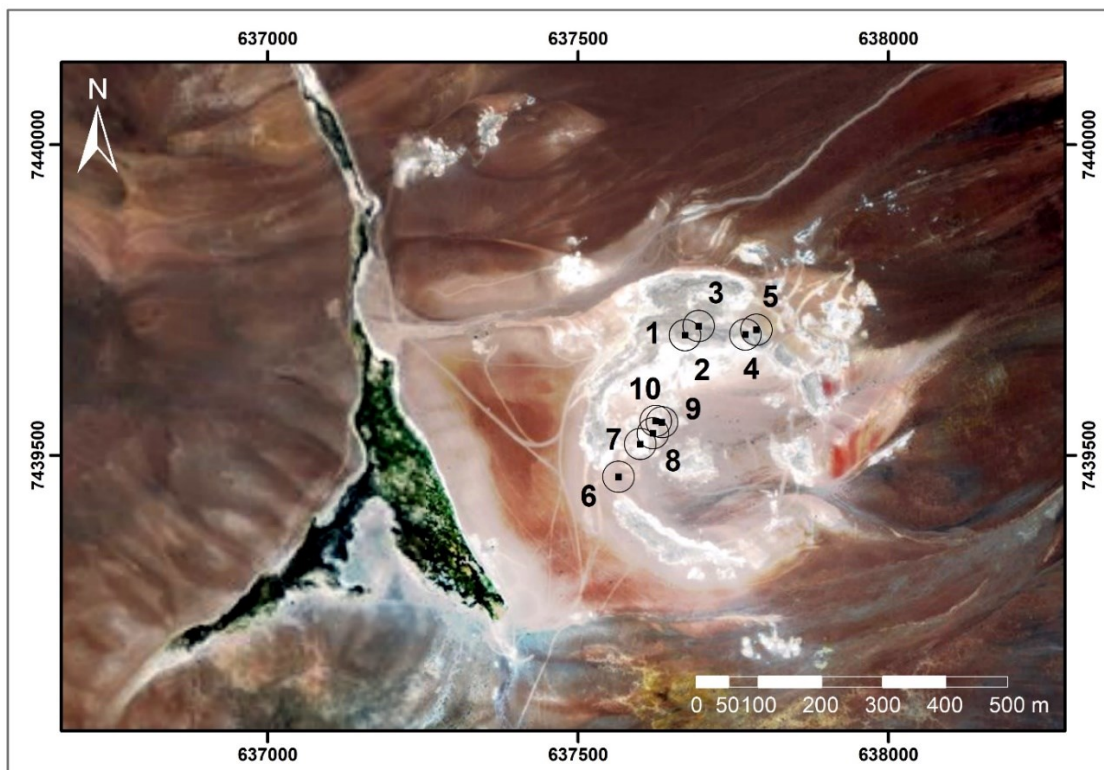
**Figura 23.** Curvas de reflectancia espectral experimental (rojo) vs teórico (verde): a: coquimbite; b: alunite. Transparencia rosa indica rangos con ruido o información espectral parcial. Mapeo MF de curvas de reflectancia espectral: a': coquimbite; b': alunite.



## 4.2 Minerales de alteración según técnicas analíticas

Los resultados de Landsat 8, ASTER e Hyperion sugieren la ocurrencia de minerales del grupo de arcillas, sulfatos y micas, el cual fue definido por Rockwell (2013) para acotar la ocurrencia de estos minerales en el mapeo de imágenes espectrales. Por esta razón, se verifican estos resultados mediante técnicas analíticas geoquímicas.

A partir de observaciones macroscópicas, microscópicas y análisis de fluorescencia y difracción de rayos X (FRX y DRX respectivamente) en roca total para 10 muestras (Figura 24), se realizó la identificación elemental y mineralógica general de la zona de alteración hidrotermal presente en la zona de estudio.



**Figura 24.** Imagen satelital de la zona de estudio. Numeración indica puntos de muestreo de este trabajo. (Imagen de *Esri Satellite*).

De los análisis de FRX, se identificaron 3 composiciones principales según su distribución elemental y modo de ocurrencia (Anexo B), agrupadas en: 1) Si (+S); 2)

Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S); y 3) (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S). Estos representan composiciones minerales identificadas a partir de los análisis de DRX en roca total y fracción < 2 μm (Anexo C; Anexo D respectivamente). Cabe destacar que la muestra Alítar\_001 se separa de manera independiente, dado que corresponde a azufre nativo (S) proveniente de directamente las solfataras presentes en el Maar Alítar (Figura 25).

Por su parte, los análisis de microscopía electrónica de barrido indican el detalle respecto a la ocurrencia y composición de cada fase y grupo mineral identificados anteriormente. La recopilación de estos resultados se presenta en la Tabla 6.

**Tabla 6.** Resumen de fases cristalinas identificadas por difracción de rayos X (roca total y fracción < 2 μm), microscopio óptico y microscopio electrónico de barrido (SEM). En azul resultados de SEM.

Fase cristalina	Alitar-001	Alitar-002	Alitar-003	Alitar-004	Alitar-005	Alitar-006	Alitar-007	Alitar-008	Alitar-009	Alitar-010
Azufre	x	x		x			x			x
Opal-A/CT		x	x							
Opal-CT		x								
Cuarzo	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Cristobalita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Tridimita				x	x	x				
Anhidrita/Yeso								x	x	
Al-sulfatos Fe,Mg x H <sub>2</sub> O							x		x	
Alunógeno							x	x	x	x
Alunita	x				x	x	x	x	x	x
Natroalunita	x				x	x	x	x	x	x
Illita						x				x
Caolinita						x			x	x
Jarosita	x	x		x	x		x	x	x	x
Natrojarosita							x	x	x	
Andesina	x	x	x		x	x			x	x
Ortoclasa/Sanidina							x	x	x	
Albita						x		x	x	
Anatasa					x					
Ilmenita					x			x	x	x
Magnetita	x	x		x	x			x	x	x
Biotita					x					
Cummingtonita				x				x	x	x
Epidota	x	x							x	

### 4.2.1. Azufre Nativo

Se identificaron precipitados de azufre nativo en las zonas de actividad fumarólica, presentan hábito masivo y/o diseminado, principalmente en forma de pequeños cristales de color amarillo intenso al interior y alrededor de las chimeneas activas e inactivas. También se encontraron estructuras en forma de bolsones rellenos en su interior con agregados microcristalinos de azufre (Figura 26).

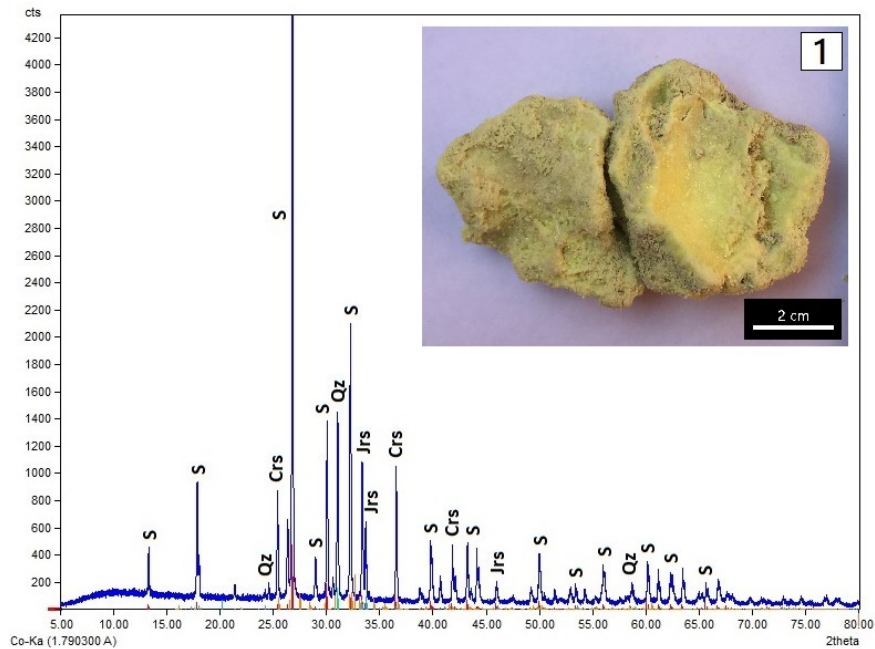
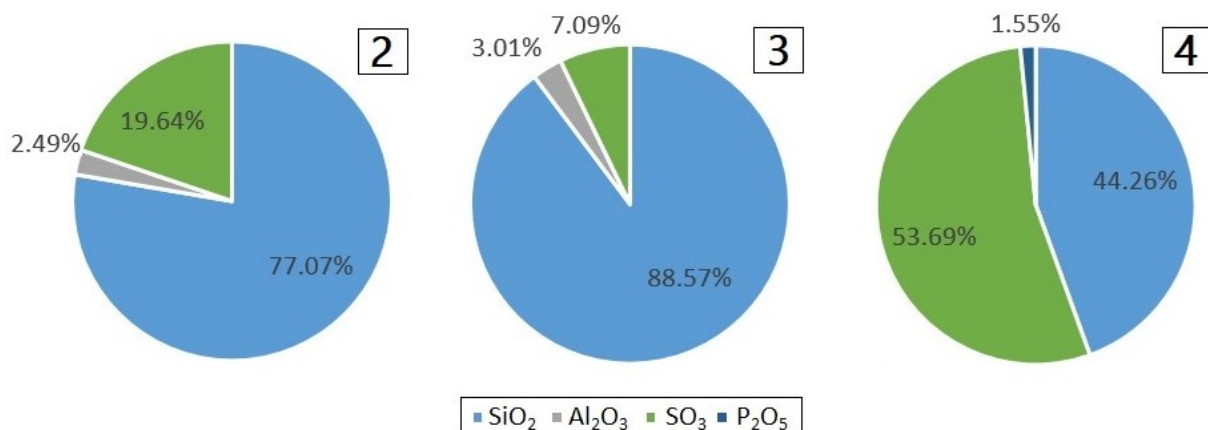


Figura 25. Difractograma de roca total para muestra Alítar\_001.

### 4.2.2 Composición Si (+S)

Las muestras Alítar\_002, Alítar\_003 y Alítar\_004 se agrupan por composición principal Si (+S) (Figura 26). Corresponden a concreciones y eflorescencias porosas ricas en sílice con azufre nativo sublimado posterior a los procesos que las formaron. Las fases silíceas identificadas corresponden a cuarzo, cristobalita/tridimita, ópalo-A/CT y ópalo-CT. De manera relegada, presenta jarosita, alunita-natroalunita, magnetita y epidota, además de feldespatos como relictos de minerales primarios.



**Figura 26.** Agrupación de muestras por composición Si (+S) según abundancia elemental por análisis de FRX. Elementos < 1% no están representados en ilustración, revisar Anexo B.

#### 4.2.2.1 Ópalo

Mediante análisis de DRX (Figura 27) y del detector BSE-SEM se identificaron: ópalo-A/CT por el peak amplio en  $\sim 4.00$  Å con otro sobresaliente en 4.06 Å como sílice masiva fragmentada formando clastos; y ópalo-CT el segundo por los peaks 4.06 Å y 4.32 Å. como un agregado criptocristalino que representa la matriz de clastos provenientes del retrabajo por *vents* hidrotermales (Figura 28; Figura 30a). Ambos como producto de una alteración pervasiva asociada a un proceso de silicificación inmaduro en la roca de caja que da origen a los diferentes polimorfos de sílice.

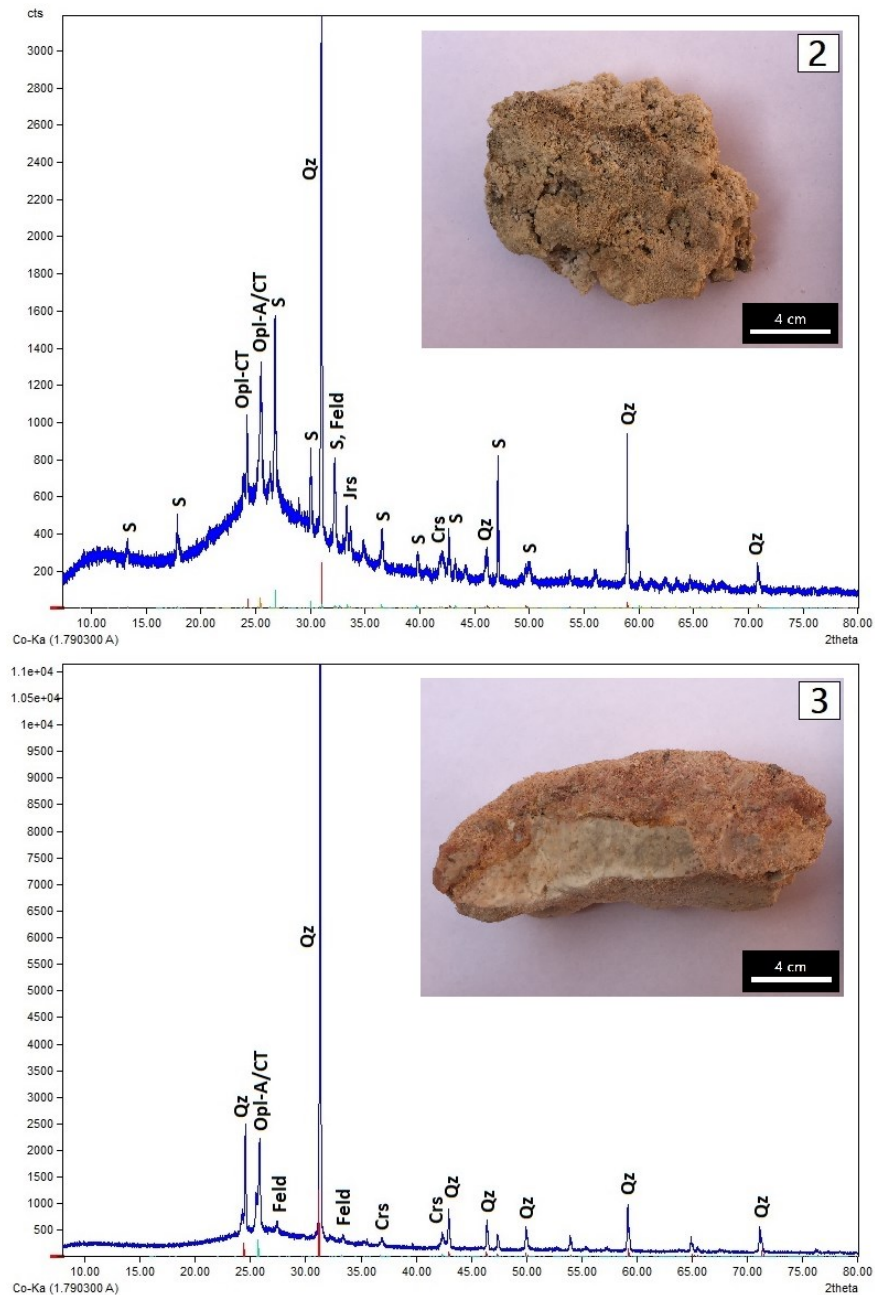


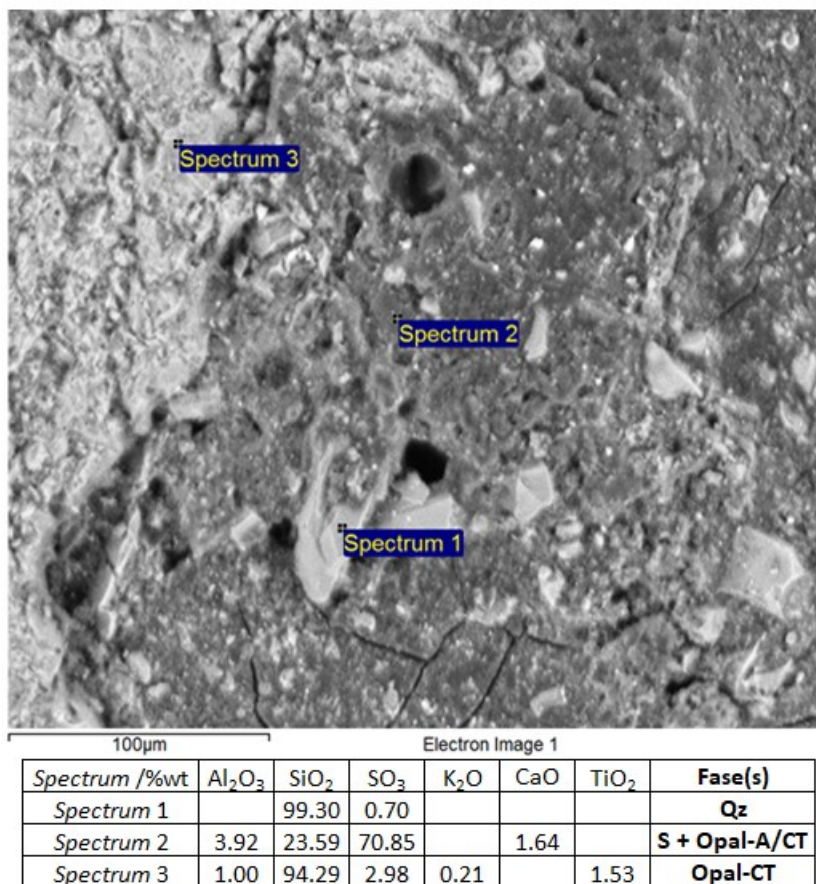
Figura 27. Difractogramas de roca total para muestra Alítar\_002 y Alítar\_003.

#### 4.2.2.2 Cuarzo

Se observa cuarzo microcristalino como producto de una alteración pervasiva asociada a procesos de silicificación intensos en la roca de caja. A partir del detector BSE-SEM se distinguen como fragmentos retrabajados provenientes de *vents* hidrotermales (junto a ópalo-A/CT) y a partir del crecimiento de fases silíceas



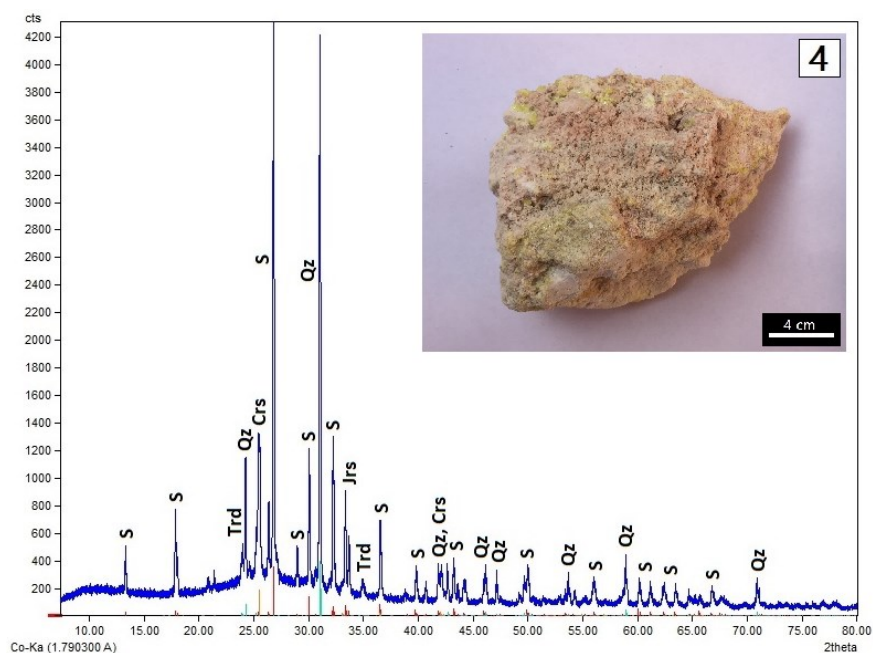
inmaduras (ópalo-CT, cristobalita/tridimita), generalmente, asociado a azufre nativo (Figura 29) y/o feldespatos en zonas de alteración con vestigios de texturas primarias (Figura 30b).



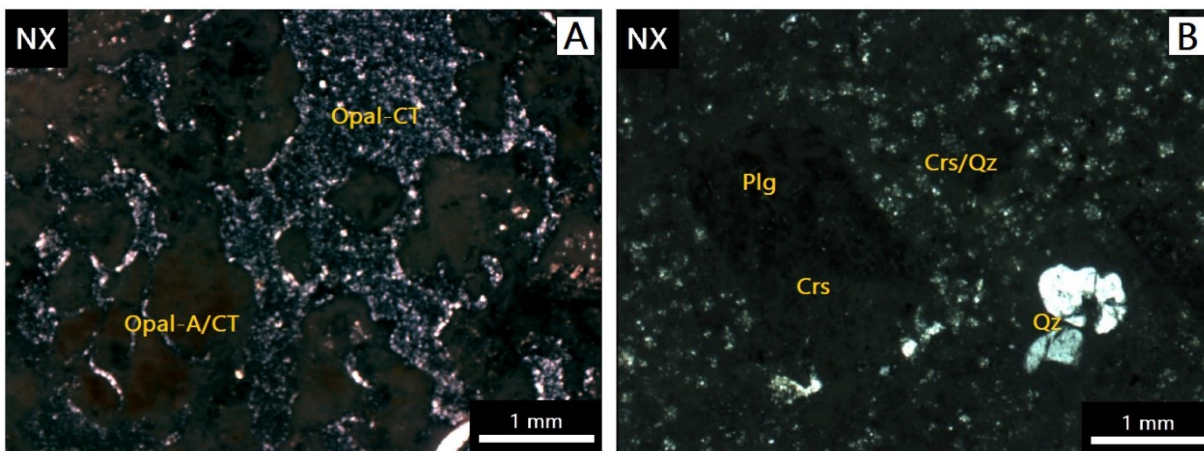
**Figura 28.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para polimorfos de sílice. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

#### 4.1.2.3 Cristobalita-tridimita

Su presencia tiene relación con una zona de alteración hidrotermal en que la formación de polimorfos de sílice cuarzo, cristobalita y tridimita son dependientes de la temperatura (en orden descendiente). Las imágenes del detector BSE-SEM y microscopio óptico, se distinguen de las fases ópalo porque representan un crecimiento microcristalino por alteración en los fragmentos de la roca de caja primaria (matriz volcánica) que componen las brechas hidrotermales (Figura 30b).



**Figura 29.** Difractograma de roca total para muestra Alfitar\_004.

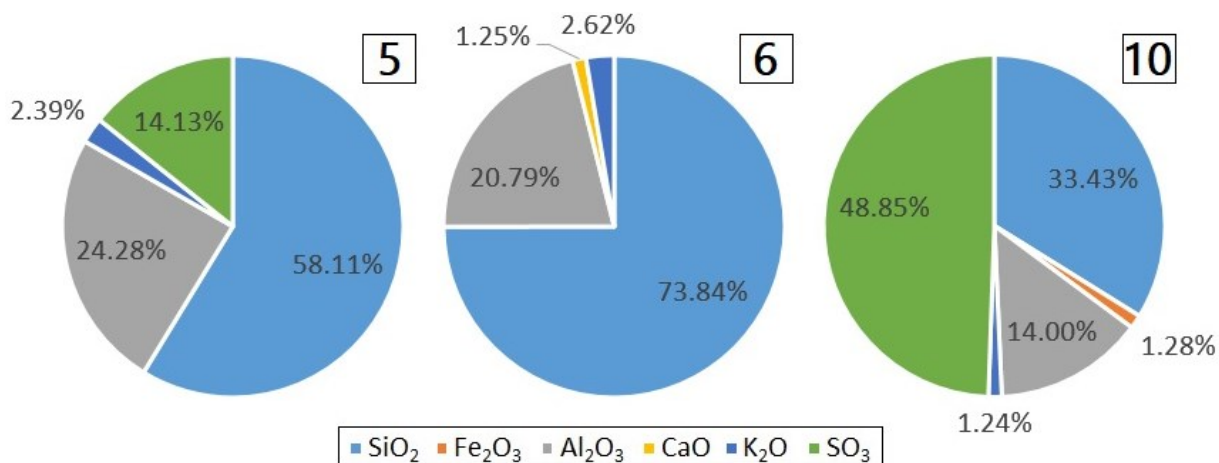


**Figura 30.** a. Fotomicrografía de fragmentos re trabajados de ópalo-A/CT en una matriz de ópalo-CT. b. Fotomicrografía de plagioclasa con reemplazos y crecimiento de sílice, en una matriz volcánica con silicificación intensa.

#### 4.2.2 Composición Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S)

Las muestras Alfitar\_005, Alfitar\_006 y Alfitar\_010 corresponden a productos hidrotermales consolidados de la alteración de la roca de caja original y son agrupadas por composición principal Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) (Figura 31). Se identificaron las fases silíceas

cuarzo, cristobalita y tridimita y alunita-natroalunita como productos principales de alteración hidrotermal, aunque también y en menor medida, presenta y caolinita, alunógeno, jarosita, illita, magnetita, anatasa y, ocasionalmente, azufre nativo proveniente de solfataras. Por otra parte, presenta plagioclasas (andesina), anfíboles (cummingtonita), ilmenita y biotita como minerales primarios preservados.



**Figura 31.** Agrupación de muestras por composición Si-Al-SO<sub>4</sub> ( $\pm$ S) según abundancia elemental por análisis de FRX. Elementos < 1% no están representados en ilustración, revisar Anexo B.

#### 4.2.2.1 Cuarzo y cristobalita-tridimita

A partir de los análisis de DRX, se identificaron los 3 polimorfos de sílice, en orden de abundancia, cuarzo, cristobalita y tridimita por sus *peaks* característicos (Figura 32; Figura 33). Mediante imágenes del detector BSE-SEM y microscopio óptico, se reconoce cuarzo microcristalino como producto de una alteración pervasiva a partir del crecimiento y maduración de cristobalita-tridimita (Figura 34; Figura 37), aunque estos últimos también se encuentran en reemplazos de feldespatos (Figura 35b; Figura 36c). Ocurren en la matriz y componentes de las rocas volcánicas primarias y de precipitados hidrotermales, en ocasiones, asociado a alunita, caolinita y/o alunógeno. Además, se presenta como clastos mayores re TRABAJADOS provenientes de *vents* hidrotermales, evidenciando la fragmentación de sílice masiva en zonas aledañas (Figura 34; Figura 37).

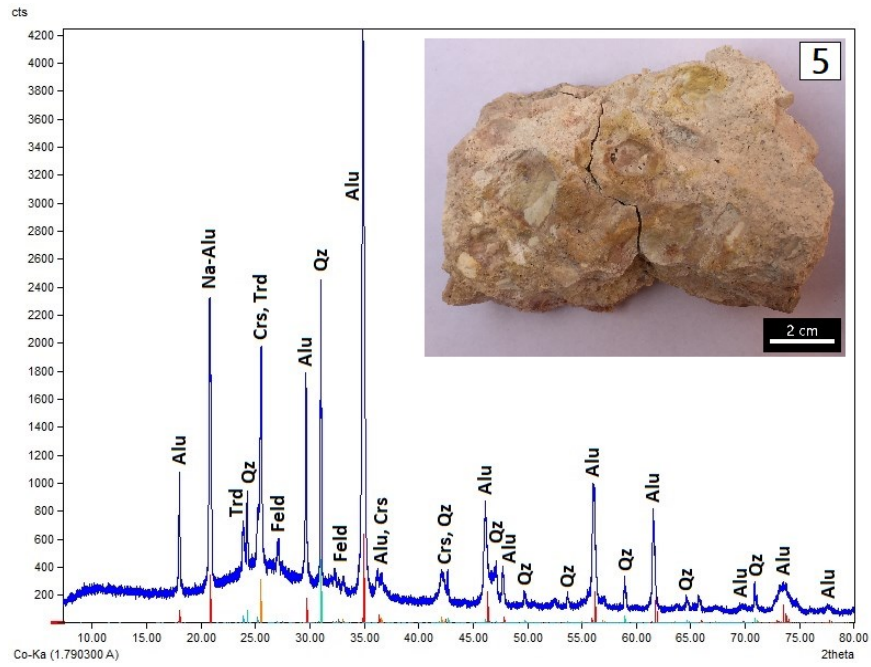


Figura 32. Difractograma de roca total para muestra Alifitar\_005.

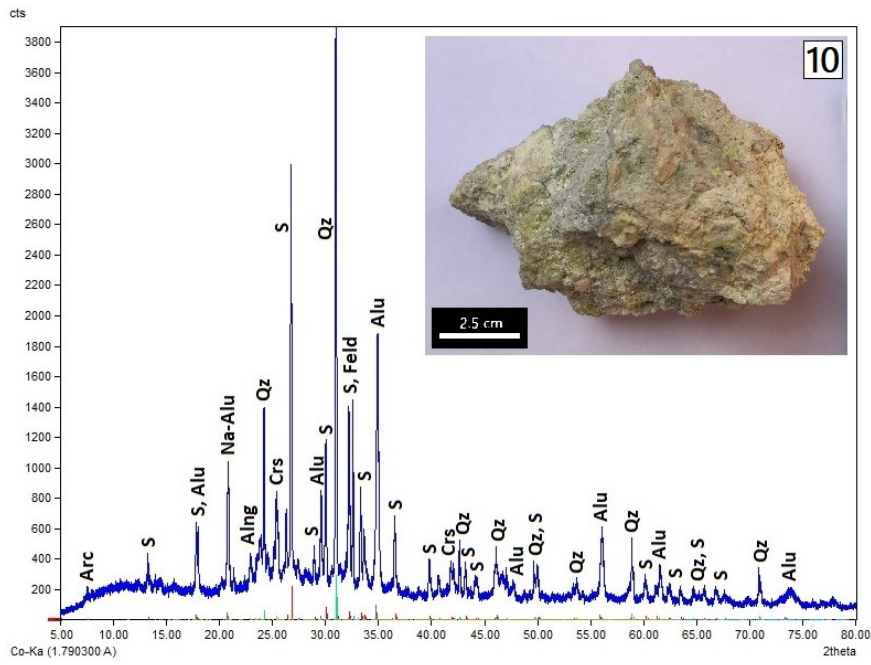
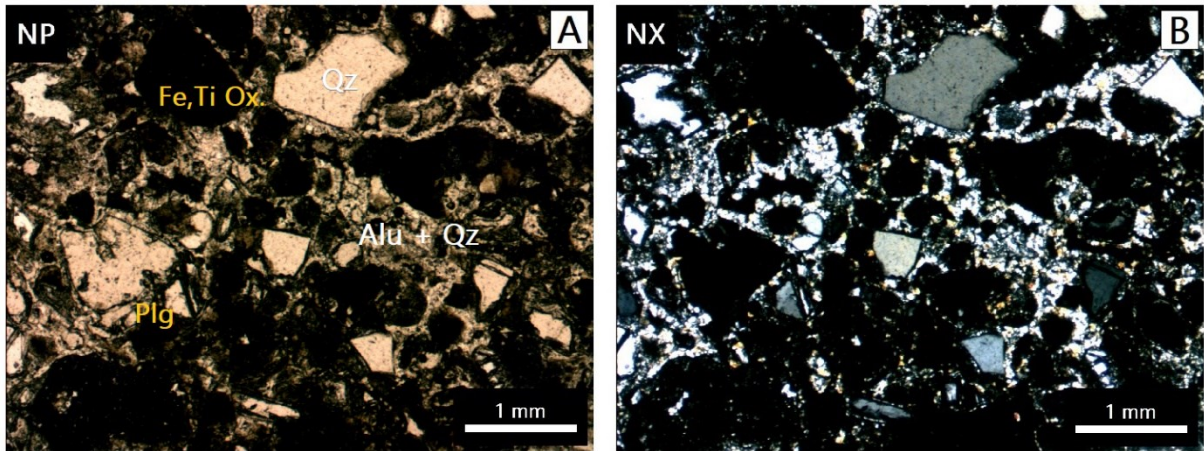
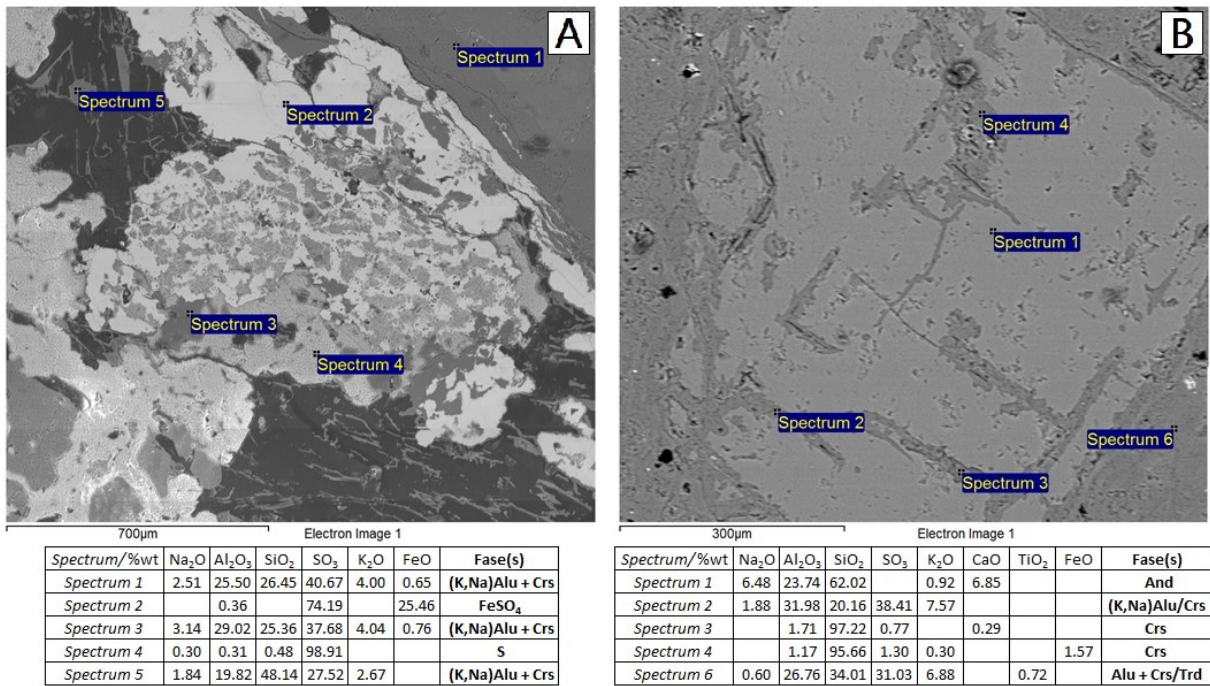


Figura 33. Difractograma de roca total para muestra Alifitar\_010.





**Figura 34.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de fragmentos cristalinos en una matriz de alunita y cuarzo microcristalino. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados.



**Figura 35.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para: a. alunita en matriz de precipitados hidrotermales; b. alunita y cristobalita en reemplazos de plagioclasas (andesina). Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior respectivamente.

#### 4.2.2.2 Alunita-natroalunita

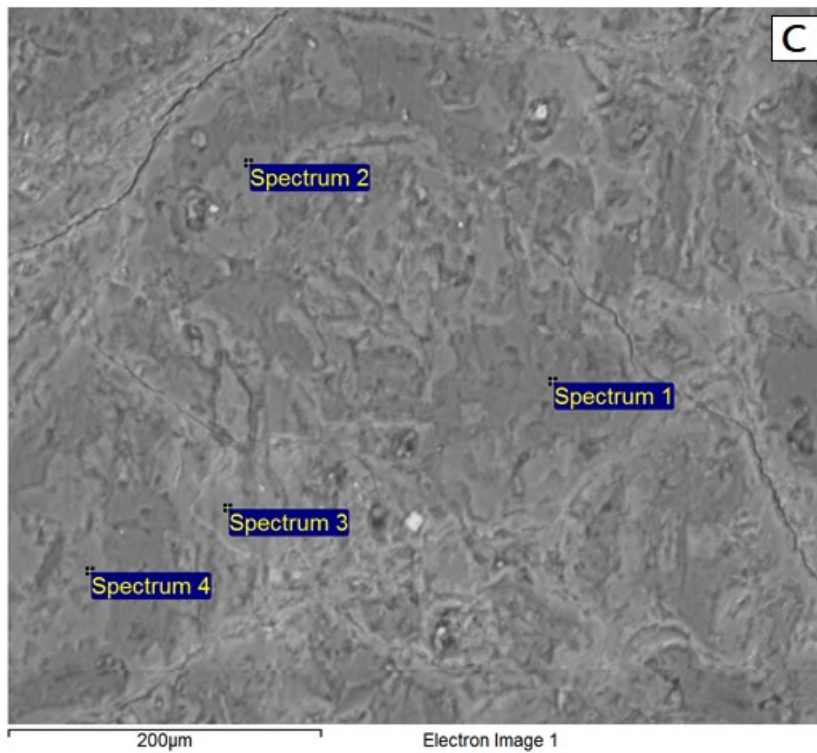
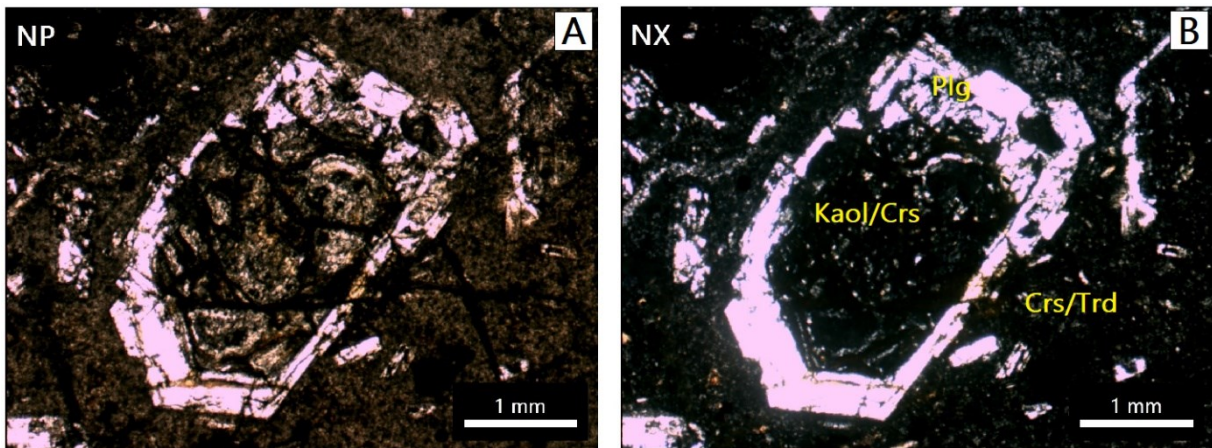
Se identificaron en los análisis de DRX de roca total (Figura 33) y fracción < 2µm (Figura 38) por sus *peaks* característicos. Se presentan como solución sólida, es decir,

conforman una fase mineral químicamente heterogénea formando la matriz de precipitados hidrotermales junto a cuarzo/cristobalita (Figura 34); y en reemplazos en planos de debilidad de plagioclasas y está determinada por la actividad de  $K^+$  y  $Na^+$  en los fluidos hidrotermales en que se desenvuelve el crecimiento de cristales. La identificación del componente sódico en las natroalunitas de las muestras Alítar\_005 y Alítar\_010 se realizó con el detector BSE-SEM (Figura 35), considerando que los análisis de DRX no son determinantes por sí solos por similitud de *peaks* característicos con alunita pura. No se presentan zonaciones en cristales, sin embargo, se distingue que la relación  $K^+/Na^+$  es  $\sim 3:1$  en Alítar\_005 y  $\sim 4:3$  en Alítar\_010.

#### 4.2.2.3 Arcillas: caolinita e illita

Se reconoce caolinita en los análisis de DRX para la fracción  $< 2 \mu m$ , por los *peaks* 7.15 Å y 3.57 Å en la muestra Alítar\_006 y 7.18 Å y 3.57 Å en la muestra Alítar\_010 (Figura 38). Particularmente para caolinitas, metodologías estandarizadas por diversos autores (i.e. Hinckley, 1962; Range & Weiss, 1969; Lietard, 1977) permiten estimar la cristalinidad del mineral, en este sentido, el índice AGFI (*Aparicio-Galán-Ferrell Index*; Aparicio et al., 2006) hace referencia a la densidad de defectos cristalinos, siendo altos para caolinitas de menor cristalinidad y viceversa (Figura 38). En las muestras Alítar\_006 y Alítar\_010 los valores AGFI son 0.96 y 0.91 respectivamente, indicando que las caolinitas en el área de estudio tienen defectos cristalinos medios y, por lo tanto, una cristalinidad media ( $0.90 < AGFI < 1.25$ ). A través del detector BSE-SEM se reconocen reemplazos intensos en plagioclasas por reacciones de hidrólisis, donde aún se reconocen morfologías primarias (Figura 36c).

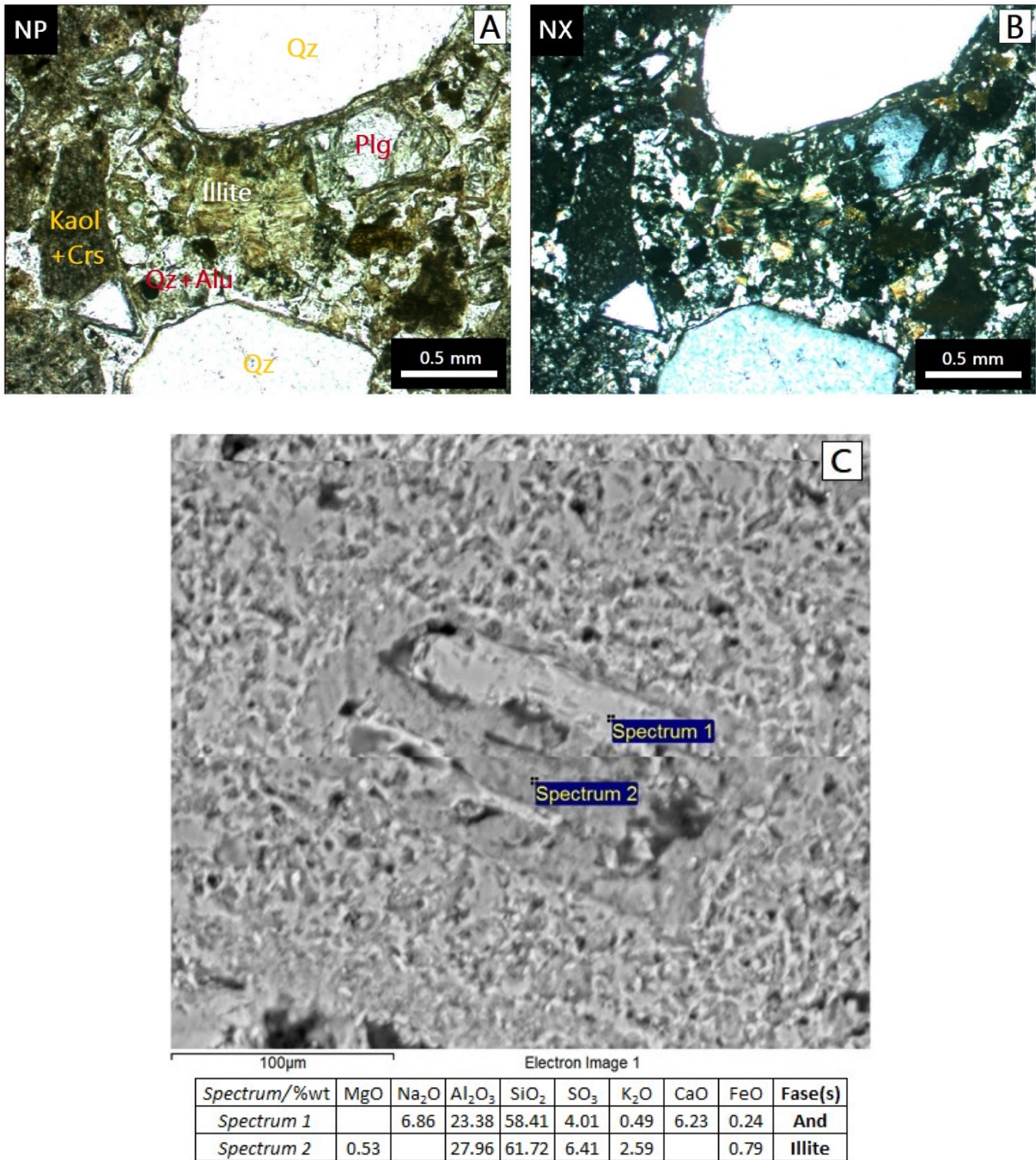
De manera puntual, se identifica otra fase arcillosa correspondiente a illita en la muestra Alítar\_006, a partir de los análisis de DRX en la fracción  $< 2 \mu m$  por los *peaks*  $\sim 10$  Å, 5.04 Å y 3.34 Å (Figura 38). Corresponden a reemplazos criptocristalinos en feldespatos alterados reconocidos en el microscopio óptico (Alítar\_005) (Figura 37a, 37b). Se reconoce químicamente por el detector BSE-SEM, sin embargo, se identifica como reemplazos difusos porque la rugosidad de la muestra, asociada a una preparación deficiente, no permite un enfoque óptimo.



Spectrum/%wt	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CaO	FeO	Fase(s)
Spectrum 1	40.02	55.07		3.12		1.80	Kaol
Spectrum 2	14.98	82.17		2.57	0.29		Crs + Kaol
Spectrum 3	4.76	83.05	1.17	2.82	0.59	7.62	Crs + Kaol
Spectrum 4	9.69	87.22		2.75	0.35		Crs + Kaol

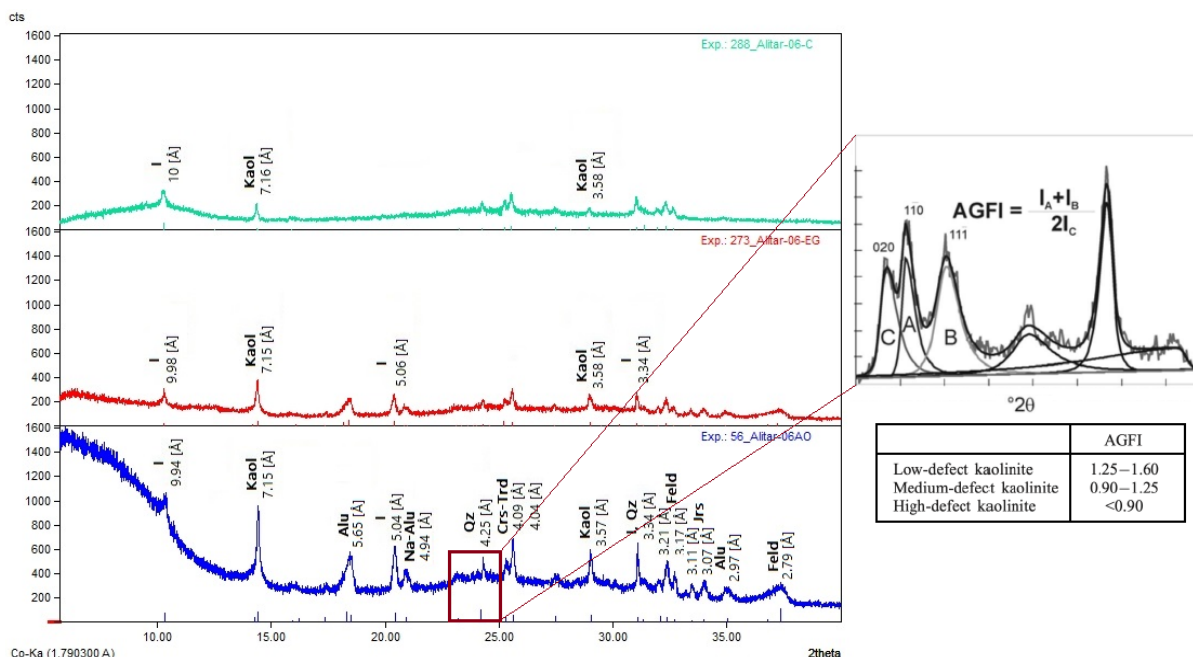
**Figura 36.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de alteración intensa por reemplazos de cristobalita y caolinita en plagioclasa. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados. c. Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para reemplazos de cristobalita y caolinita en plagioclasa. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.





**Figura 37.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de alteración intensa en matriz hidrotermal por reemplazos y crecimiento mineral. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados. c. Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para reemplazos de illita en plagioclasa. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.



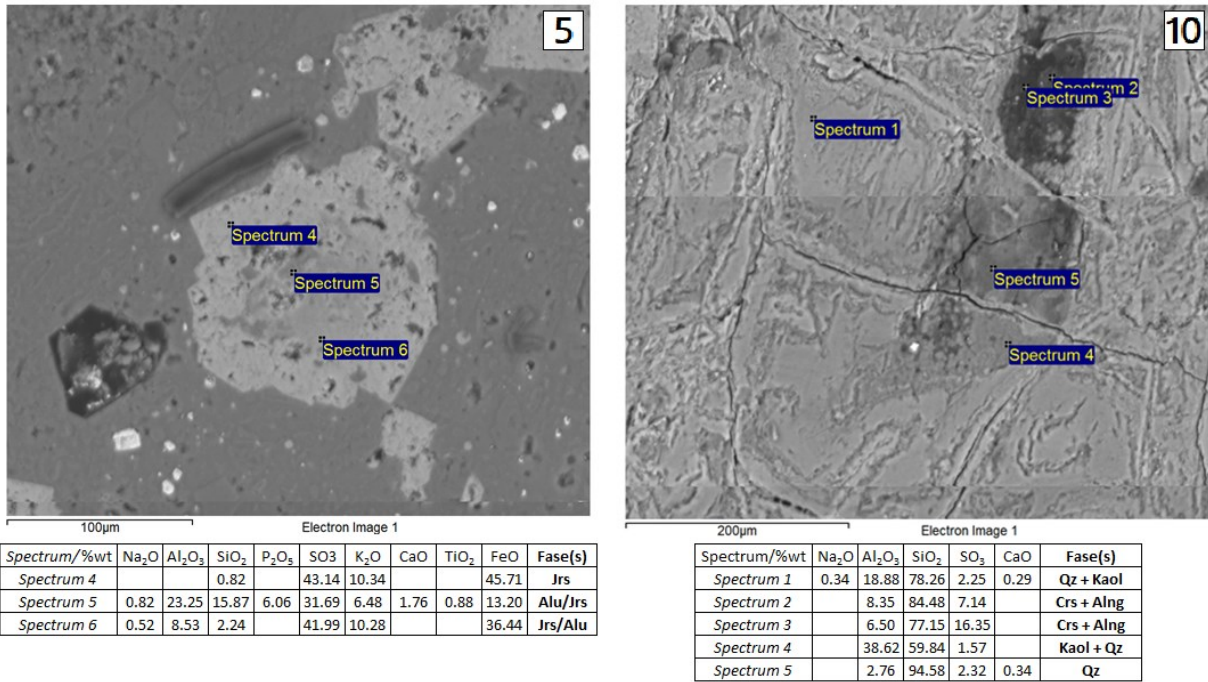


**Figura 38.** Difractogramas de fracción < 2µm para muestra Alítar\_006. Tratamientos: secado al aire (azul); EG (rojo); y calentado (verde). Delimitado en rojo la zona de análisis para cálculo de índice AGFI (Aparicio et al., 2006).

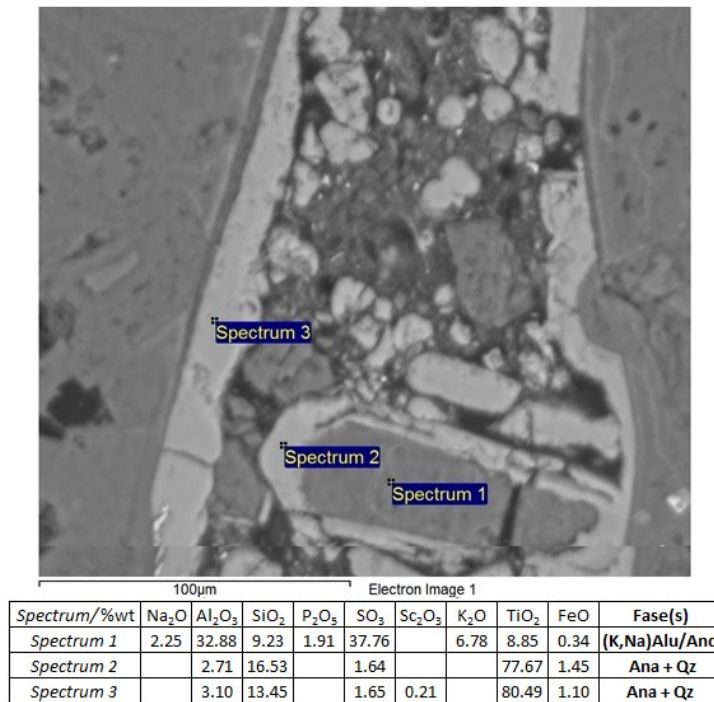
#### 4.2.2.4 Jarosita y alunógeno

Estas fases se identificaron como componentes menores; la jarosita a partir de los análisis de DRX en la fracción < 2 µm por sus *peaks* característicos en las muestras Alítar\_006 (Figura 38) y Alítar\_010, y por el detector BSE-SEM en la muestra Alítar\_005 (Figura 39); el alunógeno mediante los análisis de DRX por sus *peaks* característicos y el detector BSE-SEM en la muestra Alítar\_010 (Figura 33).

La jarosita se presenta como pseudomorfos junto a alunita en feldespatos alterados (Alítar\_005; Figura 39) y en trazas junto a los agregados microcristalinos de (K-Na)alunita y cuarzo/cristobalita en la matriz de precipitados hidrotermales (Alítar\_010; Figura 37b). Por otra parte, el alunógeno ocurre como componente menor en los agregados microcristalinos de alunita y cuarzo/cristobalita, identificado por el exceso de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> en los espectros del detector BSE-SEM, razón por la que se infieren reemplazos de (K-Na)alunita (Alítar\_010; Figura 39).



**Figura 39.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para: 5. pseudomorfos de alunita-jarosita a partir de plagioclasas (Alitar\_005); 10. Agregados de cristobalita, caolinita y alunógeno en reemplazos de plagioclasas (Alitar\_010). Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior respectivamente.



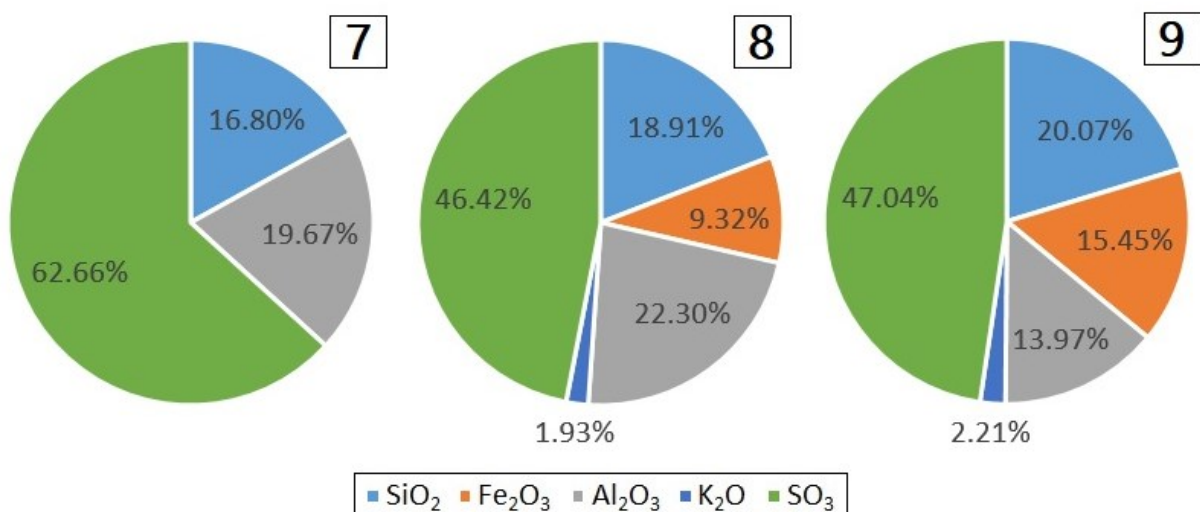
**Figura 40.** Anatasa en barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para la muestra Alitar\_005. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

#### 4.2.2.5 Anatasa

Se identifica a partir del detector BSE-SEM de barrido en la muestra Alítar\_005, muestra un crecimiento mineral aglutinando cuarzo/cristobalita y (K-Na)alunita de la matriz de brecha hidrotermal (Figura 40).

#### 4.2.3 Composición (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S)

Las muestras Alítar\_007, Alítar\_008 y Alítar\_009 se agrupan por su composición principal (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S) (Figura 41). Corresponden a eflorescencias y concreciones ricas en fases sulfatadas y síliceas, donde se identificaron como fases de alteración hidrotermal principales los Al-sulfatos hidratados alunógeno, pickeringita, halotriquita; hidroxí-sulfatos alunita-natroalunita, jarosita-natrojarosita; sulfatos anhidrita-yeso y las fases síliceas cuarzo y cristobalita; en menor medida, también presenta, magnetita y pequeños fragmentos epidota; y ocasionalmente, azufre nativo proveniente de solfataras. Por otra parte, presenta feldespatos (sanidina/ortoclasa-albita), anfíboles (cummingtonita) e ilmenita como minerales primarios preservados.



**Figura 41.** Agrupación de muestras por composición (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S) según abundancia elemental por análisis de FRX. Elementos < 1% no están representados en ilustración, revisar Anexo B.

### 4.2.3.1 Alunógeno

Se identifica por los análisis de DRX (Figura 42; Figura 45) por sus *peaks* característicos y reconocidos por los detectores BSE-SEM y ET(SE)-SEM (Figura 43), tiene dos modos de ocurrencia: como microcristales en una matriz hidrotermal, crecidos en forma de hojuelas agrupadas; y como un agregado criptocristalino en conjunto a cristobalita/cuarzo y, ocasionalmente, con halotriquita (Alítar\_009) en la matriz de los precipitados hidrotermales.

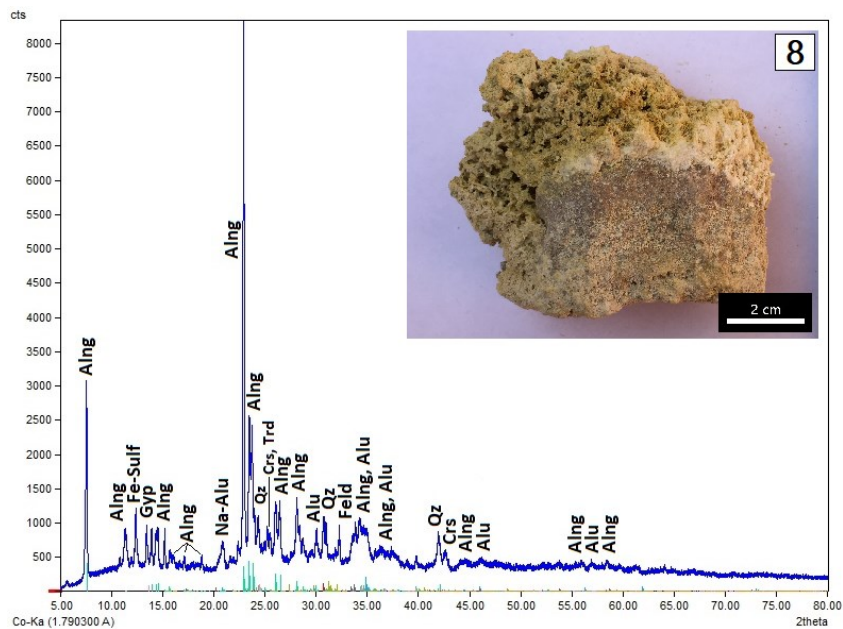


Figura 42. Difractograma de roca total para muestra Alítar\_008.

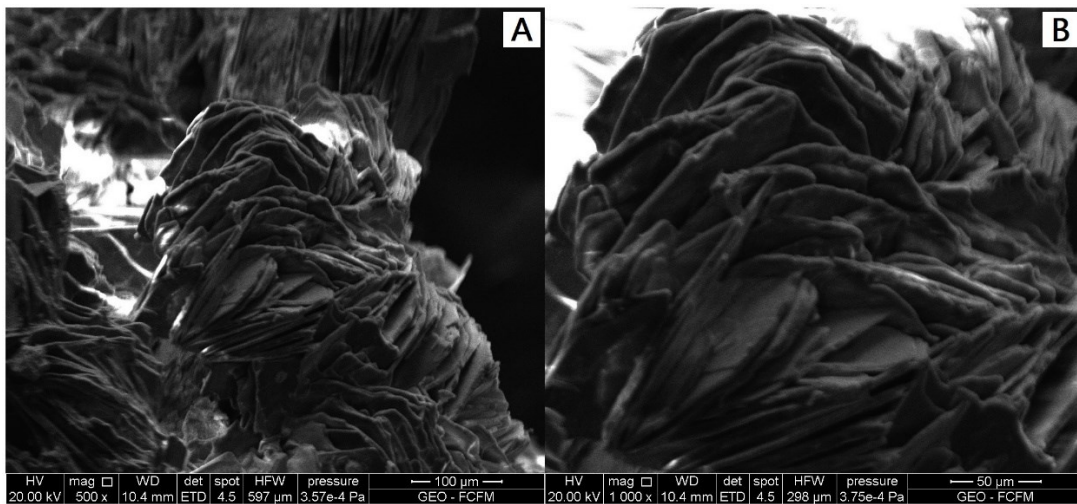
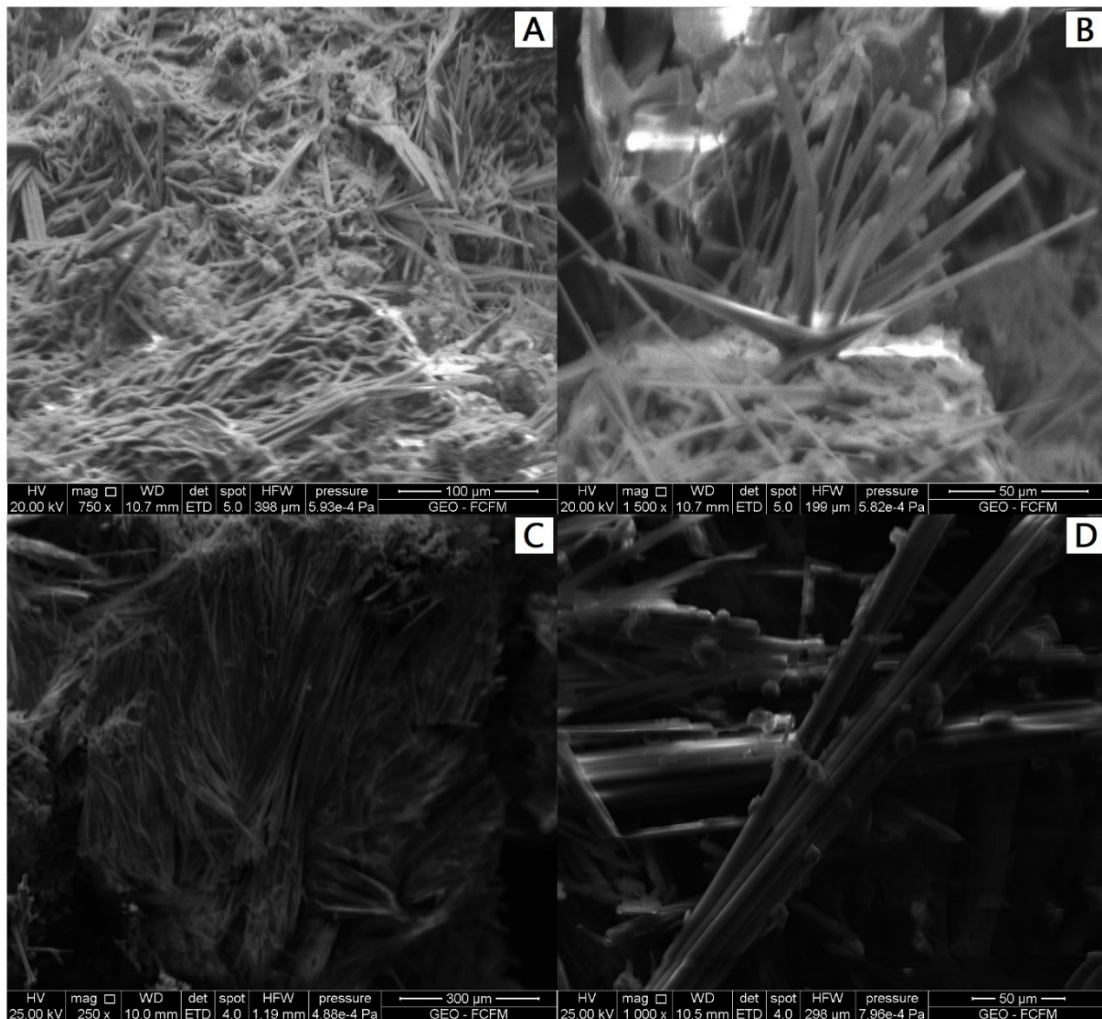


Figura 43. a, b. Alunógeno con el detector SE (SEM) en la muestra Alitar\_008.

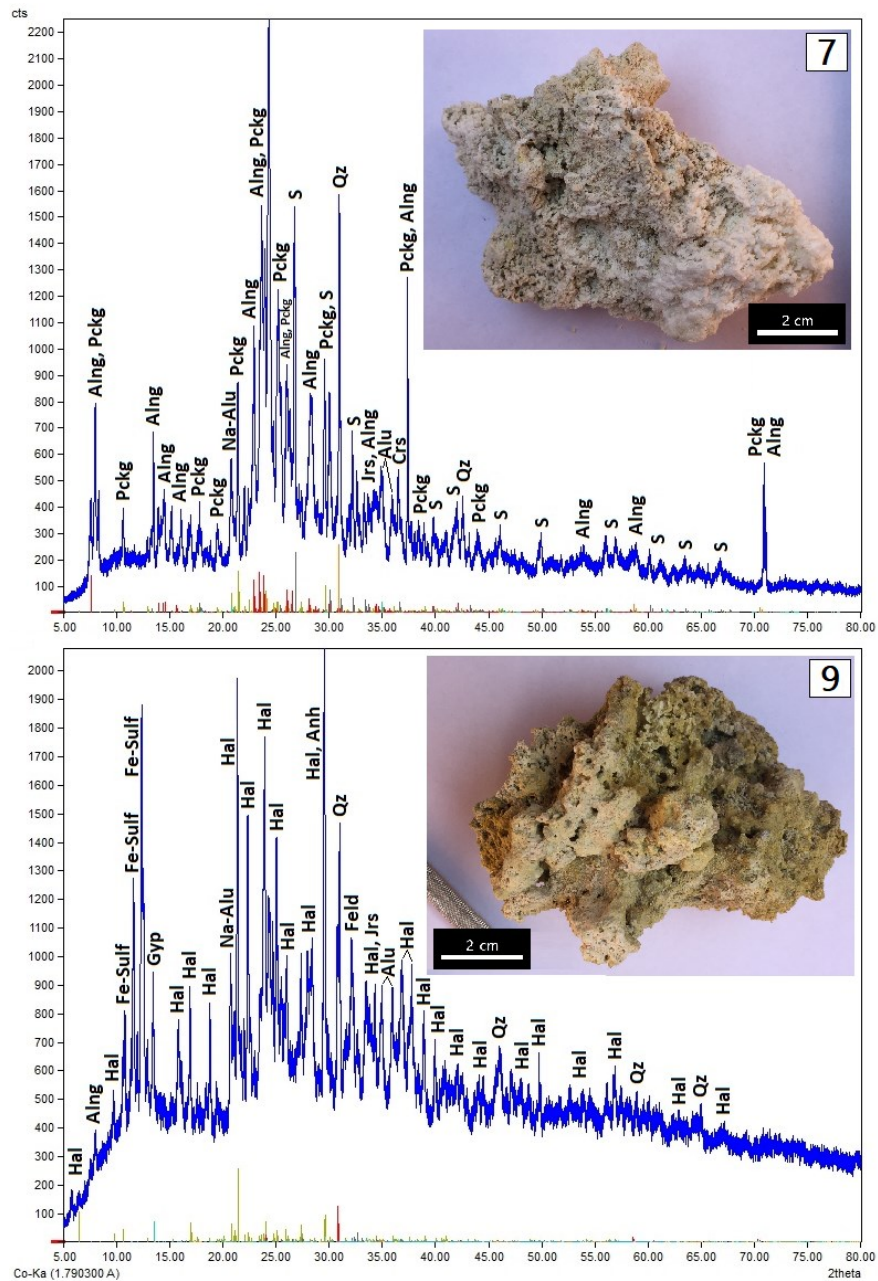


#### 4.2.3.2 Pickeringita y Halotriquita

Son identificados por los análisis de DRX (Figura 45) por sus *peaks* característicos y reconocidos por los detectores BSE-SEM y ET(SE)-SEM): pickeringita en la muestra Alítar\_007 (Figura 44a, 44b); y halotriquita en Alítar\_009 (Figura 44c, 44d). Corresponden a Al-sulfatos hidratados de  $Mg^{+2}$  y  $Fe^{+2}$  respectivamente y se presentan como microcristales de hábito fibroso o astilloso y, en menor medida, como como agregados criptocristalinos en la matriz de los precipitados hidrotermales y en solución con jarosita-natrojarosita (Figura 44d).



**Figura 44.** Barrido de microscopio electrónico con el detector SE (SEM) para: a, b. Pickeringita en la muestra Alítar\_007. c, d. Halotriquita con cristales de jarosita adheridos en la muestra Alítar\_009.

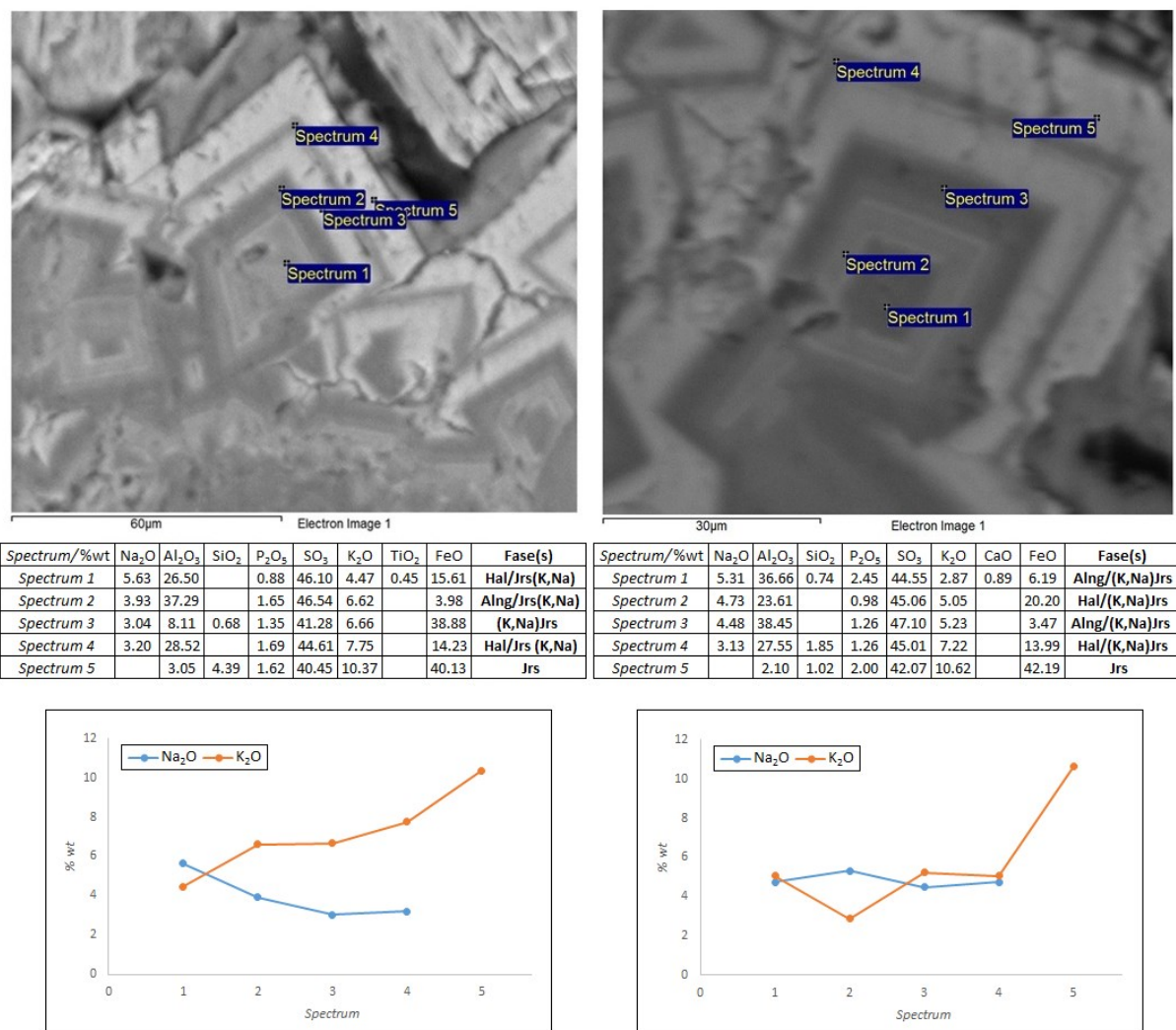


**Figura 45.** Difractogramas de roca total para muestra Alítar\_007 y Alítar\_009.

#### 4.2.3.3 Jarosita-natrojarosita

Se identificaron a partir de los análisis de DRX principalmente en la fracción < 2µm por sus *peaks* característicos y reconocidos por los detectores BSE-SEM y ET(SE)-SEM. Se presentan como solución sólida y tiene 3 modos de ocurrencia: como un crecimiento de cristales nucleados y zonados en función del contenido de  $K^+Na^+$

(Alfitar\_009; Figura 46); como agregados criptocristalinos junto a cristobalita/cuarzo y alunita componiendo la matriz de precipitados hidrotermales (Alfitar\_007 y Alfitar\_008; Figura 47); y, de manera subordinada, adheridos a los cristales astillosos de halotriquita y pickeringita (Alfitar\_009; Figura 44d).

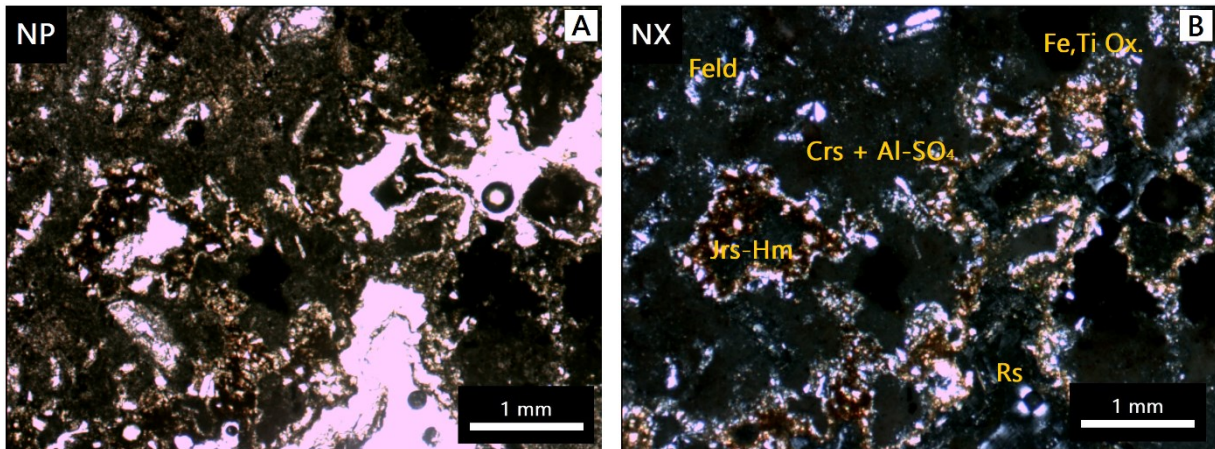


**Figura 46.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE indica zonación en precipitados de (K-Na)jarosita y Al-sulfatos. Valores de espectros puntuales y *mapping* Na<sub>2</sub>O vs K<sub>2</sub>O se indican en tablas y gráficos inferiores respectivamente.

La identificación del componente sódico en la jarosita-natrojarosita de las muestras Alfitar\_008 y Alfitar\_009 se realizó con el detector BSE-SEM: para Alfitar\_008 una



relación  $K^+/Na^+$  relativamente uniforme de  $\sim 4:3$  en la solución sólida; en Alítar\_009 la relación  $K^+/Na^+$  en los cristales zonados muestra una tendencia hacia la pérdida total de  $Na^+$ , considerando que la relación entre ambos cationes es relativamente similar ( $\sim 1:1$ ) en la nucleación del mineral (Figura 47).

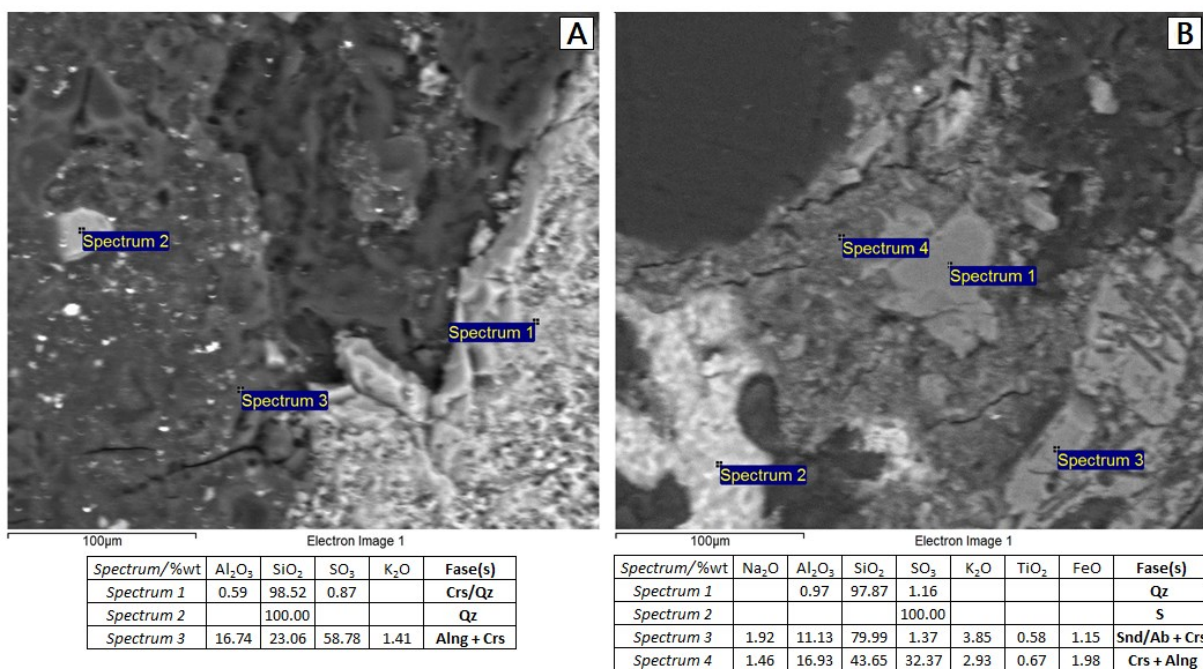


**Figura 47.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de precipitados de jarosita en matriz hidrotermal. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados. Al-SO<sub>4</sub>: alunógeno, alunita; Rs: resina.

#### 4.2.3.4 Cuarzo y cristobalita

A partir de los análisis de DRX, se identificaron los polimorfos de sílice cuarzo y cristobalita en orden de abundancia por sus *peaks* característicos (Figura 42; Figura 44). Mediante imágenes del detector BSE-SEM y microscopio óptico, se reconocen fragmentos de cuarzo microcristalino como producto de una silicificación intensa a partir del crecimiento y maduración de cristobalita y del reemplazo en feldespatos (Figura 48a); y en la matriz y componentes de las rocas volcánicas primarias y de precipitados hidrotermales, en ocasiones, asociados a alunita, caolinita, jarosita y/o alunógeno (Figura 48b). Los fragmentos de cuarzo cristalino corresponden a clastos retrabajados provenientes de *vents* hidrotermales.



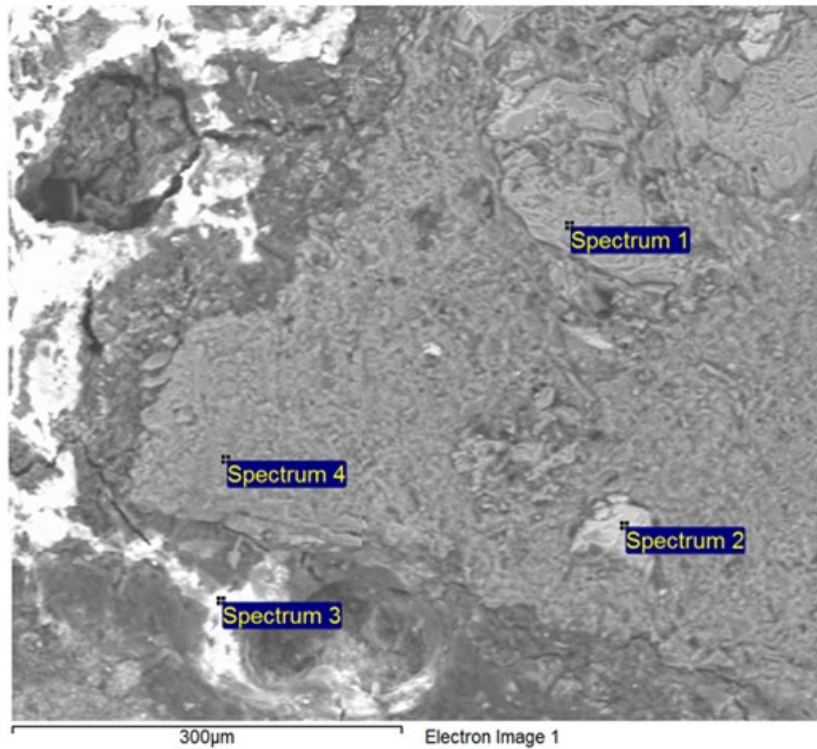


**Figura 48.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE muestra: a. Ocurrencia de polimorfos de sílice re trabajados; b. Matriz hidrotermal con vestigios de componentes volcánicos primarios (fenocristales de feldspatos). Valores de espectros puntuales se indican en tablas inferiores respectivamente.

#### 4.2.3.5 Alunita-natroalunita

Se identificaron a partir de los análisis de DRX (Figura) en roca total y fracción < 2µm y reconocidos por los detectores BSE-SEM (Alítar\_008 y Alítar\_009). La alunita-natroalunita se presenta como solución sólida, su ocurrencia es determinada por las reacciones de hidrólisis que fijan cationes K<sup>+</sup> y/o Na<sup>+</sup> en función de su actividad, dando lugar a su crecimiento como precipitados dentro de una matriz de agregados criptocristalinos junto a cristobalita/cuarzo y, en menor medida, jarosita-natrojarosita.

El componente sódico de la alunita-natroalunita se identifica con el detector BSE-SEM, sin embargo, al estar junto a jarosita-natrojarosita en la matriz de precipitados hidrotermales y fijar los mismos cationes, la determinación de una relación entre ambos es difusa y poco convincente.

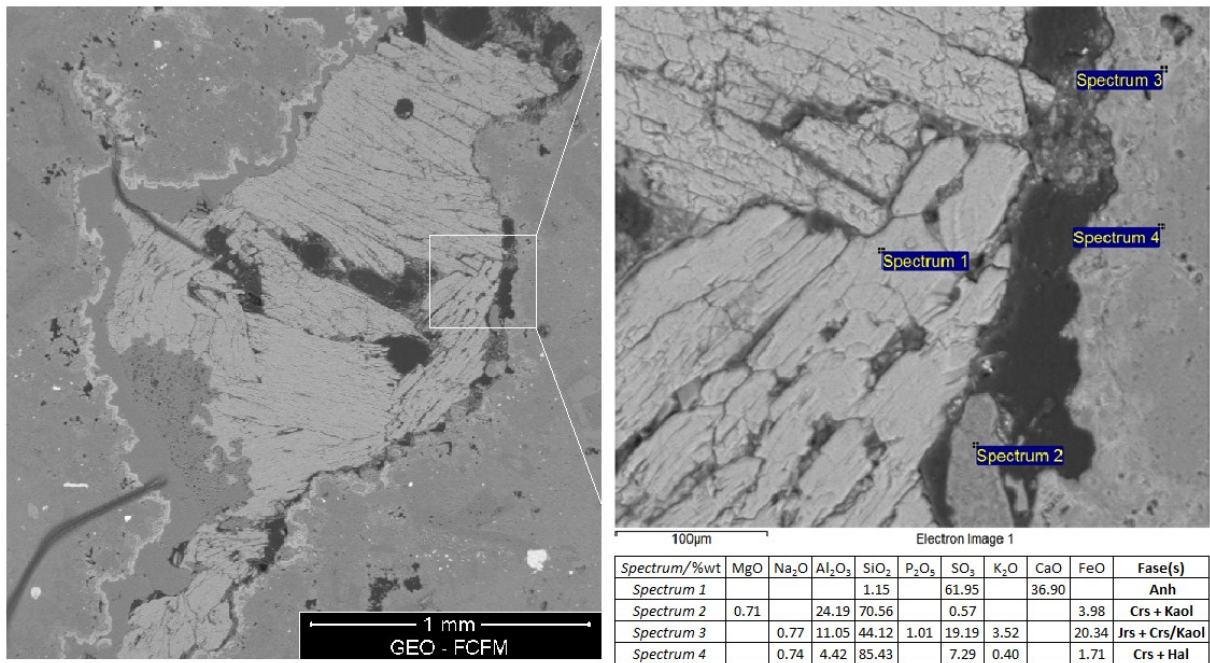


Spectrum/%wt	MgO	Na <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	FeO	Fase(s)
Spectrum 1	20.55		2.11	54.07			1.30		0.54	21.42	Cum
Spectrum 2	1.70							52.90	1.22	44.19	Ilm
Spectrum 3		8.84	6.17	10.71	49.75	4.49				20.04	(K,Na)Jar/Alu + Crs
Spectrum 4		1.86	12.69	56.18	22.03	2.08				5.16	Crs + (K,Na)Alu/Jar

**Figura 49.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE muestra ocurrencia de (K,Na)alunita y jarosita en precipitados hidrotermales junto a vestigios de componentes volcánicos primarios (matriz silicificada y cristales de cummingtonita e ilmenita). Valores de espectros puntuales se indican en tablas inferiores respectivamente.

#### 4.2.3.6 Anhidrita y yeso

La anhidrita y yeso es identificada por los análisis de DRX (Figura 50) por sus *peaks* característicos y se reconoce por el detector BSE-SEM en la muestra Alítar\_009. Particularmente, en Alítar\_009 se reconocen secciones con componentes primarios intensamente alterados, con una superposición de eflorescencias de Fe-sulfatos. La anhidrita se presenta como cristales subordinados de ~ 1 mm en cavidades con halos de reacción por conversión de anhidrita-yeso y bordes de jarosita-natrojarosita, separando fragmentos primarios de las eflorescencias y mostrando la naturaleza alóctona de la anhidrita.



**Figura 50.** Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE para la ocurrencia de anhidrita-yeso en la muestra Alitar\_009. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

#### 4.2.5 Minerales primarios y/o de otras etapas de alteración.

Según la clasificación petrográfica de Ramirez & Gardeweg (1982), los depósitos asociados al Volcán Alítar están conformados por andesitas de hornblenda y/o biotita y dacitas producto de un volcanismo intermedio-félsico. No se encuentran rocas intactas en la zona del Maar Alítar, sin embargo, se distinguen vestigios de texturas y minerales primarios, tales como: plagioclasa (andesina, albita), feldespatos potásicos (sanidina/ortoclasa), cummingtonita, biotita e ilmenita. Además, de manera subordinada, se identifican epidota asociada a eventos de alteración hidrotermal anteriores a la alteración principal; magnetita asociada a reemplazos minerales y/o lixiviación de componentes primarios.

##### 4.2.5.1 Feldespatos

Se reconocen los feldespatos andesina, albita y sanidina/ortoclasa por los análisis de DRX en roca total, donde los *peaks* principales se identifican genéricamente por su similitud entre 3.17 Å y 3.22 Å (Figura 51); y químicamente por el detector BSE-SEM



(Figura 52). Se distinguen como primarias la andesina en las muestras agrupadas en las composiciones Si (+S) y Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S); y sanidina/ortoclasa en la composición (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S) que, a su vez, tiene un componente albítico enriquecido por reemplazo mineral producto de eventos de alteración hidrotermal *in-situ*.

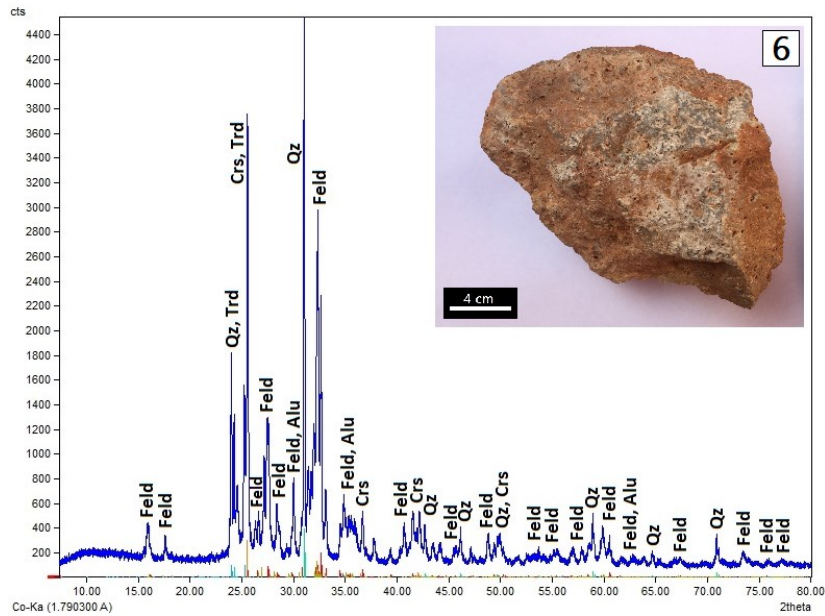


Figura 51. Difractograma de roca total para muestra Alítar\_006.

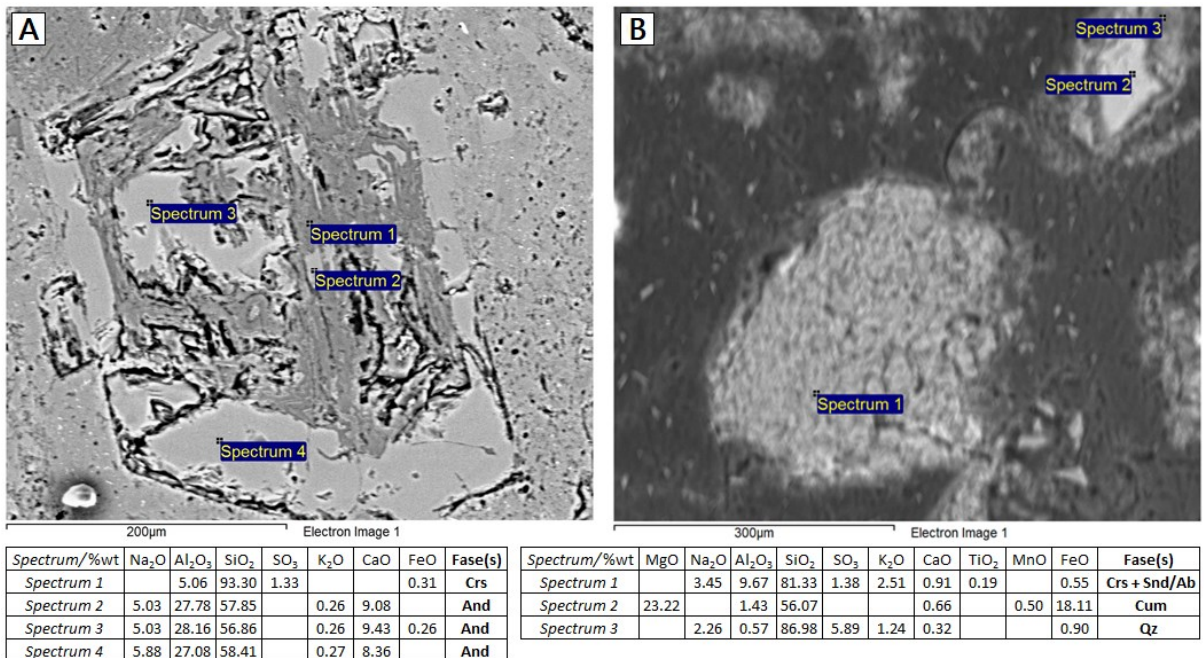
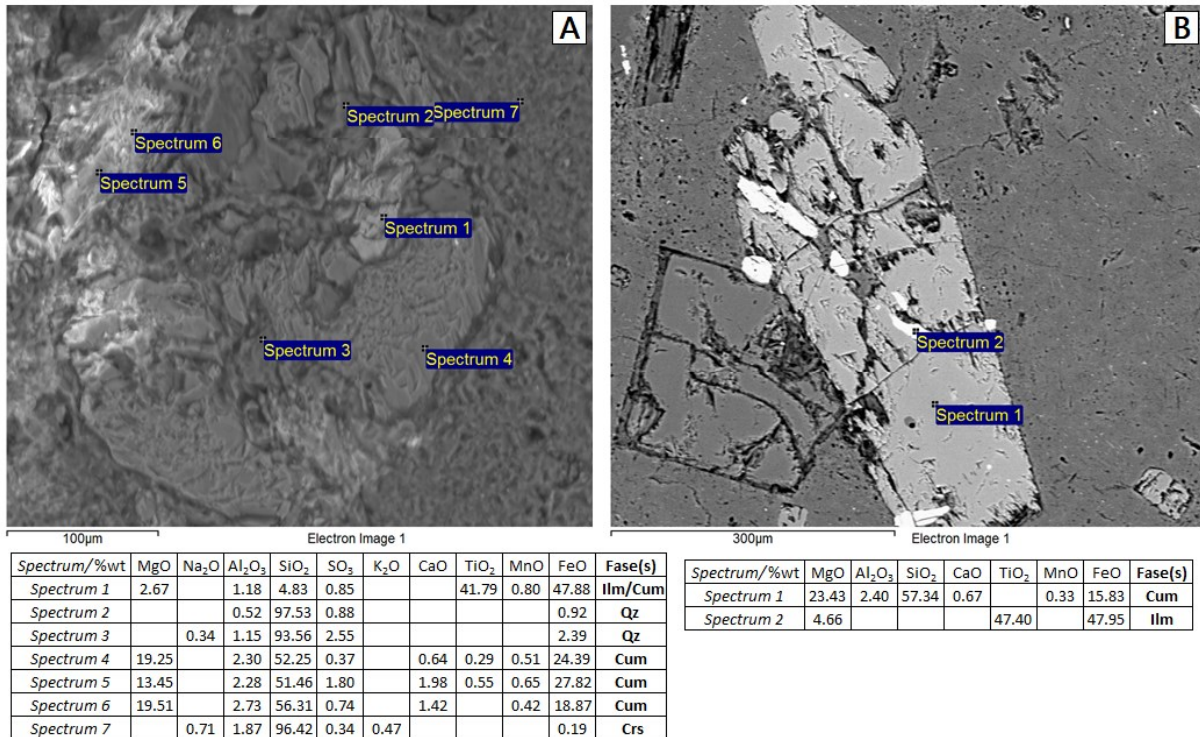


Figura 52. Barrido de microscopio electrónico con el detector BSE de feldespatos plagioclasa y sanidina en una matriz volcánica alterada. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

#### 4.2.5.2 Cummingtonita/Epidota

Se identificaron fenocristales de anfíboles en la matriz volcánica de las muestras agrupadas en las composiciones Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) y (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S), su clasificación estructural (detector BSE-SEM) indica que corresponden a cummingtonita (Figura 53). Se encuentran asociados a ilmenita y, ocasionalmente, presentan lixiviación moderada, con reemplazos de magnetita. Particularmente, en las muestras Alítar-001, Alítar\_002 y Alítar\_009, se identificaron pequeños fragmentos de epidota que evidencian un reemplazo mineral a partir de la cummingtonita (Alítar\_009) y un retrabajo producto de la actividad de *vents* hidrotermales (Alítar\_001, Alítar\_002; Figura 54).



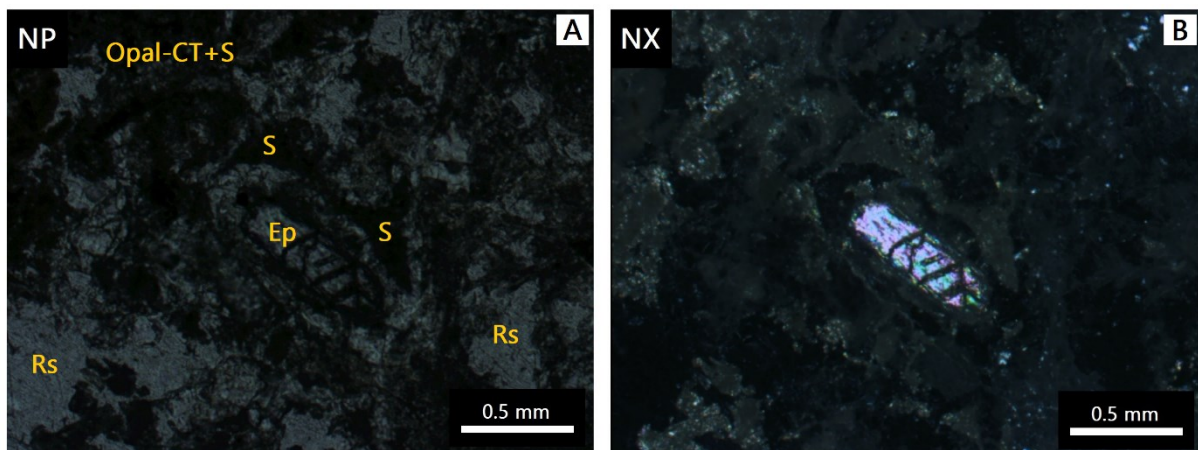
**Figura 53.** Cummingtonita en una matriz volcánica alterada por barrido de microscopio electrónico con el detector BSE. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

#### 4.2.5.3 Biotita

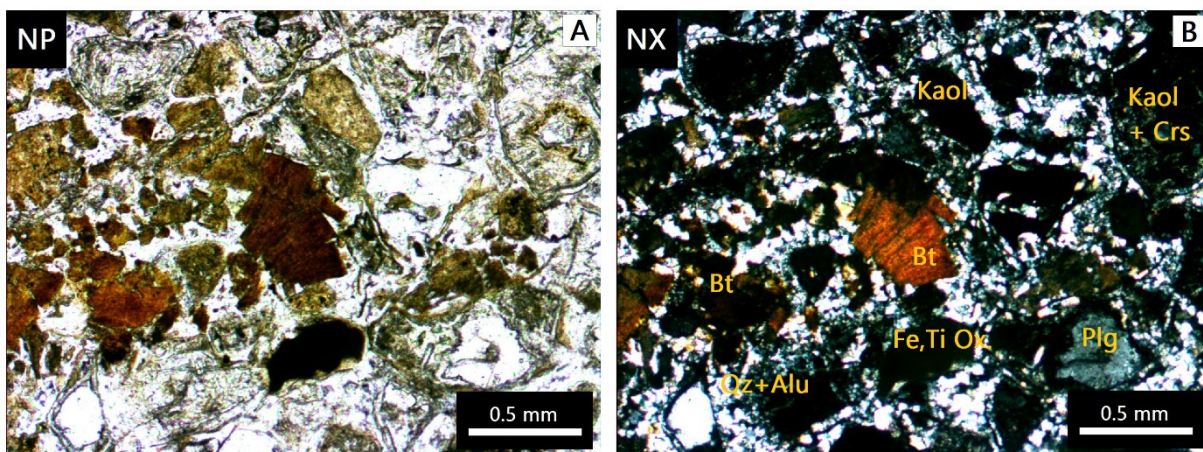
Se distingue como mineral micáceo primario dentro de una matriz volcánica con alteración pervasiva por sus propiedades ópticas características (Figura 55). Es



reconocido en la muestra Alítar\_005 de la agrupación Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S). Al igual que la cummingtonita, se encuentra asociada a magnetita por reemplazo mineral producto de lixiviación del mineral.



**Figura 54.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de epidota en una matriz hidrotermal rica en sílice y azufre nativo. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados.



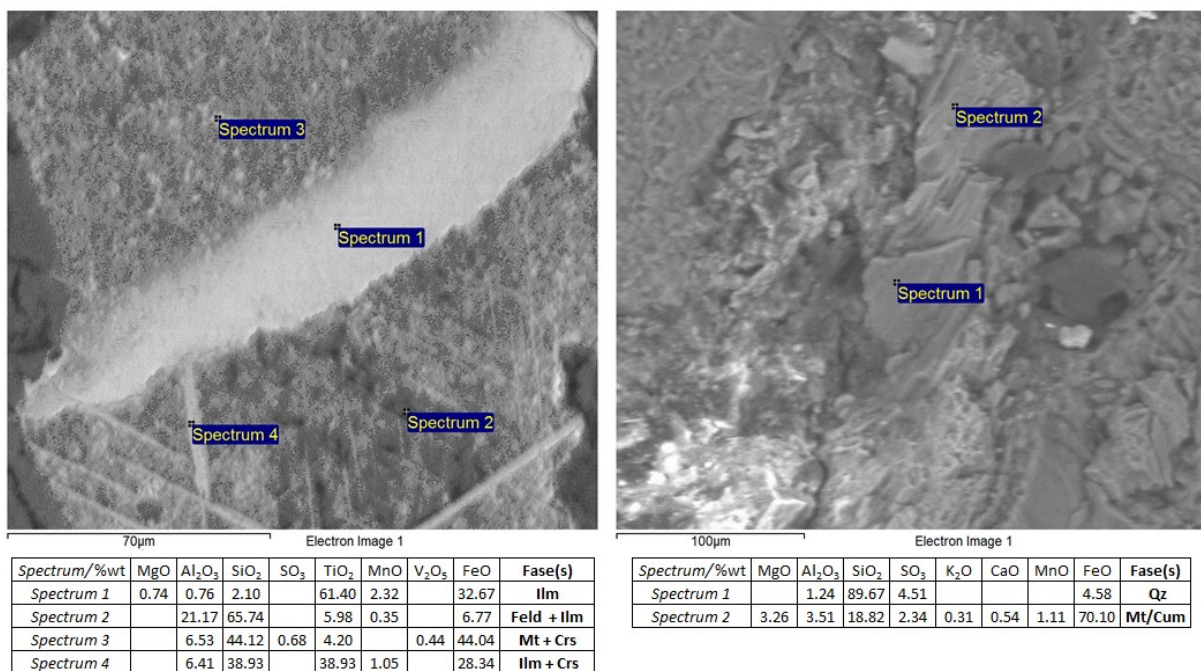
**Figura 55.** a. Fotomicrografía en nícoles paralelos de biotita en una matriz hidrotermal de cuarzo y alunita microcristalina. b. Misma fotomicrografía en nícoles cruzados.

#### 4.2.5.4 Ilmenita

Se identifica mediante el detector BSE-SEM como un óxido de Ti<sup>+4</sup> y Fe<sup>+2</sup> en solución sólida, de origen primario y asociados a los máficos de la roca de caja y magnetita (Figura 56). No se identifica de manera particular en los análisis de DRX de roca total, sin embargo, los difractogramas de las muestras agrupadas en las



composiciones Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) y (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S), muestran pequeños *peaks* difusos entre 2.50 Å y 2.75 Å, relacionados directamente con óxidos de Fe<sup>+3</sup> y/o Fe<sup>+2</sup> que pueden acompañar al mineral.

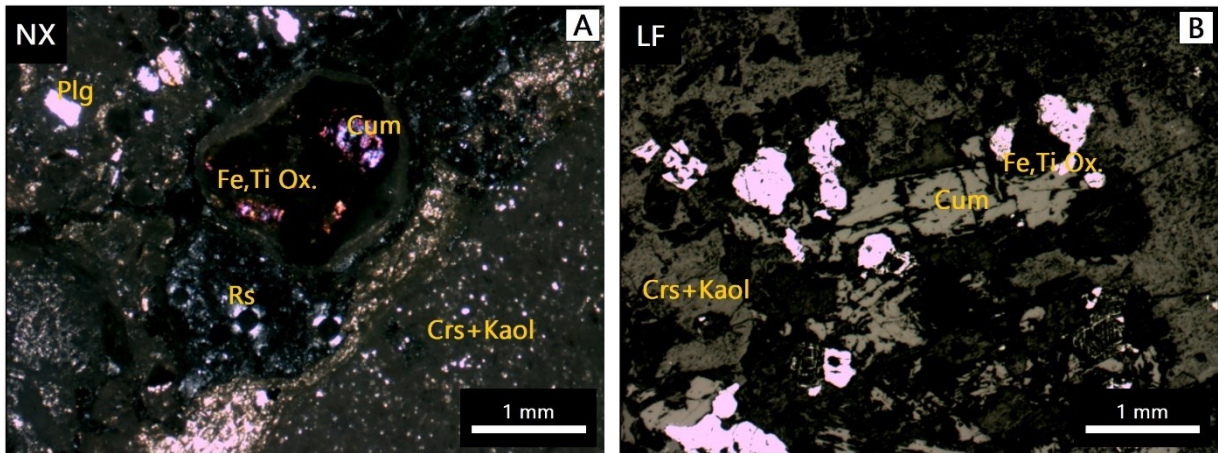


**Figura 56.** Ilmenita por barrido de microscopio electrónico con el detector BSE en la muestra Alitar\_005. Valores de espectros puntuales se indican en tabla inferior.

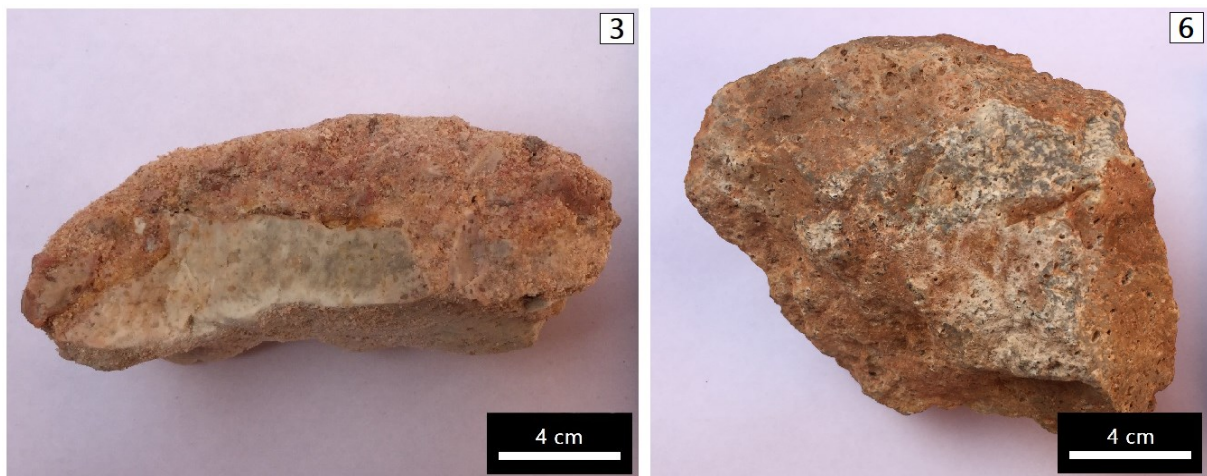
#### 4.2.5.5 Magnetita y hematita

Se identifica magnetita en fragmentos inmersos en parches de hematita (± jarosita) producto del transporte por lixiviación en las muestras agrupadas en las composiciones Si (+S) y Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S); y como reemplazo mineral asociada a la ocurrencia de ilmenita y cummingtonita en las composiciones Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) y (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S) (Figura 57). Por otra parte, se presenta hematita en pátinas asociada a sílice porosa de las composiciones Si (+S) y a paredes de rocas consolidadas alteradas de composiciones Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) (Alítar\_003, Alítar\_006; Figura 58). Ambas fases se reconocieron en observaciones macroscópicas y microscópicas en las 3 agrupaciones presentadas, no así en los análisis de DRX en roca total, donde se reconocieron

sectores con pequeños *peaks* difusos entre 2.50 Å y 2.75 Å asociados a los óxidos reconocidos.



**Figura 57.** Fotomicrografías de magnetita-ilmenita en matriz volcánica alterada asociada a cummingtonita a. Fotomicrografía en nícoles cruzados b. Fotomicrografía en luz reflejada.



**Figura 58.** Fotografías de hematita asociada a sílice porosa (3) y en pátinas (6).

### 4.3 Simulación hidrogeoquímica a partir de resultados analíticos

Una vez conocidos los resultados de las fases sólidas primarias y de alteración por técnicas analíticas, se presentan resultados de simulaciones hidrogeoquímicas obtenidos a partir de un modelamiento en el *software* Phreeqc Interactive 3.6. Aquí, se plotean valores (*input*) en función de la recopilación bibliográfica de datos hidroquímicos, geoquímica de fluidos, condiciones de alteración hidrotermal, entre

otros, para comparar la simulación con los resultados de difracción de rayos X (DRX), microscopio electrónico de barrido (SEM), petrografía microscópica y de recopilación bibliográfica. Con esto, se busca determinar experimentalmente las condiciones de alteración hidrotermal del sistema y determinar cualitativamente la potencial precipitación de fases minerales por medio del índice de saturación.

#### 4.3.1 Condiciones de simulación experimental

Los datos de elementos mayores en fluidos termales recopilados por Risacher et al. (2011) son utilizados en el *input* de la simulación con Phreeqc Interactive 3.6 (Tabla 7), para luego trabajar bajo la suposición de que a la solución se le impone una condición subsaturada de minerales primarios a la temperatura de 300°C y condiciones que favorecen su acidificación (Figura 60). Esto hace alusión a que, a pesar de presentar tendencia a la disolución, aportan componentes a la solución.

**Tabla 7.** Componentes mayores aguas termales del Volcán Alítar. Risacher et al., 2011.

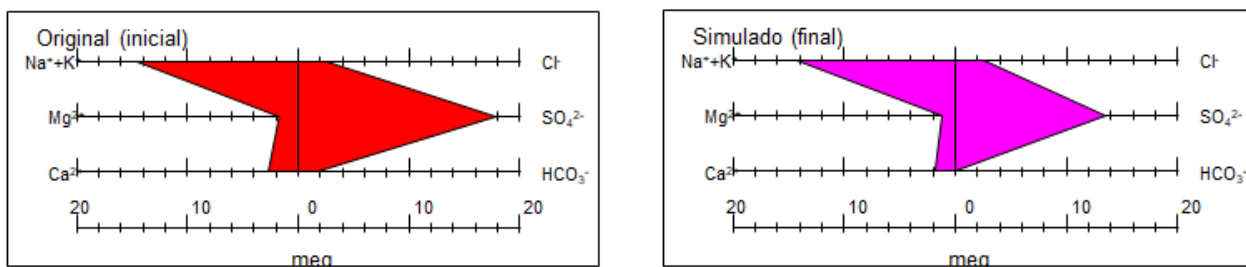
Muestra (Risacher et al., 2011)		Alítar	
Densidad		1.001	
pH		5.65	
t° water (°C)		63.2	
Alk (meq/l)	1.71	Alk (mg/l)	104.31
Cl (mmol/l)	2.58	Cl (mg/l)	91.59
Br (mmol/l)	0.0025	Br (mg/l)	0.1998
SO <sub>4</sub> (mmol/l)	8.93	SO <sub>4</sub> (mg/l)	857.28
Si (mmol/l)	2.11	Si (mg/l)	59.08
B (mmol/l)	3.6	B (mg/l)	38.88
Na (mmol/l)	12.5	Na (mg/l)	287.5
K (mmol/l)	2.06	K (mg/l)	80.34
Li (mmol/l)	0.112	Li (mg/l)	0.784
Ca (mmol/l)	1.36	Ca (mg/l)	54.4
Mg (mmol/l)	0.869	Mg (mg/l)	21.117

Los minerales se escogieron acorde a la clasificación petrográfica de Ramirez & Gardeweg (1982): andesitas de hornblenda y/o biotita y dacitas. Así, según asociación química mineral y acorde a las fases minerales disponibles en la base de datos

escogida en el *software*, se atribuye en la simulación que el aporte de las dacitas corresponde a sanidina + cuarzo ± albita y de las andesitas a actinolita (fase anfíbol) + albita (fase plagioclasa) ± cuarzo.

Las condiciones de temperatura y la selección de fases minerales por evaluar en la simulación se estiman en función de las facies de alteración hidrotermal y sus asociaciones minerales representativas de Pirajno (2009), Stimac et al. (2015), Hedenquist & Arribas (2017) y Fulignati (2020). Cabe destacar que no se busca forzar ningún equilibrio para ningún mineral, ya que se espera que la solución evolucione en función los cambios de temperatura y la adición previa de fase gaseosa H<sub>2</sub>S y SO<sub>2</sub> (Figura 60).

Respecto a las condiciones de acidez, Aguilera (2008) en su estudio de fases gaseosas de las fumarolas del sector, determinó que el sistema volcánico-hidrotermal corresponde a uno bifásico donde su fase líquida corresponde a aguas sulfatadas ácidas (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) (Figura 59) y las emisiones tienen origen mayormente hidrotermal (H<sub>2</sub>S), pero con evidencia de aporte magmático (SO<sub>2</sub>) producto de la mezcla de aguas meteóricas con aguas andesíticas. Además, en las zonas donde predomina la fase fluida, las emisiones de H<sub>2</sub>S y SO<sub>2</sub> tienen una relación igual a 10:1 respectivamente.



**Figura 59.** Diagrama de Stiff para la muestra de Risacher et al. (2011) y la simulada final llevada a las condiciones de temperatura iniciales.

#### 4.3.2 Simulación experimental principal

Acorde a las consideraciones presentadas previamente, se ingresa el código de entrada al *software* Phreeqc Interactive 3.6 (Anexo E). Las etapas de la simulación comprenden (Anexo F; Figura 60):

**(1)** La solución de los componentes principales tomados de Risacher et al. (2011), con carga en el pH para forzar un correcto balance iónico y *pe* (actividad de electrones) de -2.75 obtenido experimentalmente hasta obtener un pH = 5.67, similar al tomado en terreno por el autor.

**(2.1)** La solución es llevada a una condición subsaturada en los minerales que corresponderían a una aproximación en la composición inicial de la roca de caja. Esto considerando que en un ambiente de alteración hidrotermal la interacción agua-roca genera disolución de la roca original por desequilibrio químico y que estas condiciones no atacan a los minerales primarios con la misma agresividad por presentar desequilibrios acordes a las condiciones de formación de silicatos propuestas en la serie de reacciones de Bowen (1928). Quedando en orden creciente de subsaturación: actinolita << sanidina < albita < cuarzo.

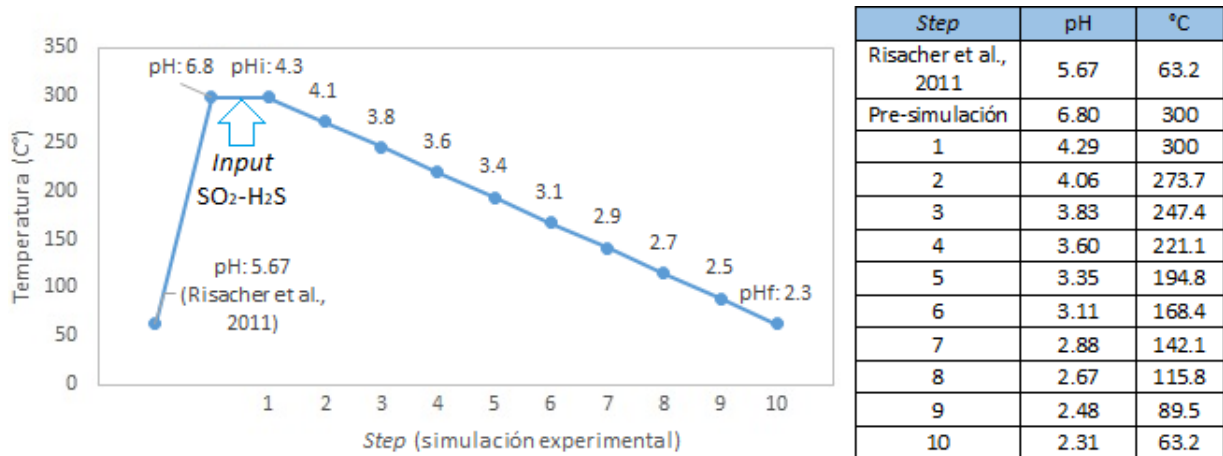
**(2.2)** Se eleva la temperatura a 300°C considerando este valor límite para una zona de alteración argílica avanzada, pero también una temperatura promedio en que la solución pueda coexistir con otras de tipo fílico y/o propilítico (Pirajno, 2009; Stimac et al., 2015; Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020). El pH de solución en esta etapa de simulación es de 6.8.

**(3)** A partir de las observaciones de Aguilera (2008), se agregan 0.01 moles de H<sub>2</sub>S y 0.001 moles de SO<sub>2</sub> (10:1) de manera incremental, es decir, ambas ingresan en solución y no actúan de manera independiente. El pH de solución en esta etapa de simulación es de 4.3.

**(4)** Establecida una solución en condiciones de pH y temperatura acordes a ambientes de alteración argílica avanzada (Pirajno, 2009; Stimac et al., 2015; Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020), se procede a disminuir la temperatura en 10 *steps* hasta la temperatura original obtenida por Risacher et al. (2011), idealizando una superficialización de los fluidos conforme esto ocurre. El pH final de solución en el último *step* de simulación es de 2.3. De esto, se obtiene un *output* correspondiente a una tabulación (*SELECTED\_OUTPUT*) de la que se extraen las condiciones de pH,



pe, temperatura y valores de molalidad de componentes mayores e índices de saturación (Anexo E; Anexo F; Anexo G).

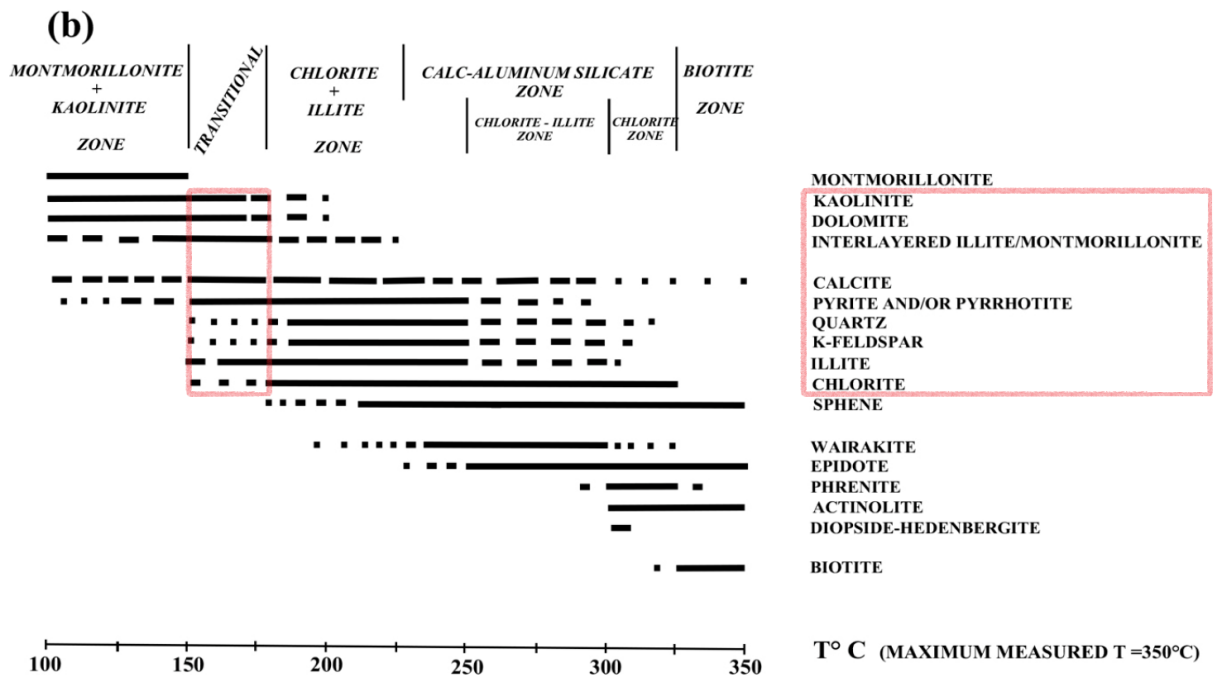
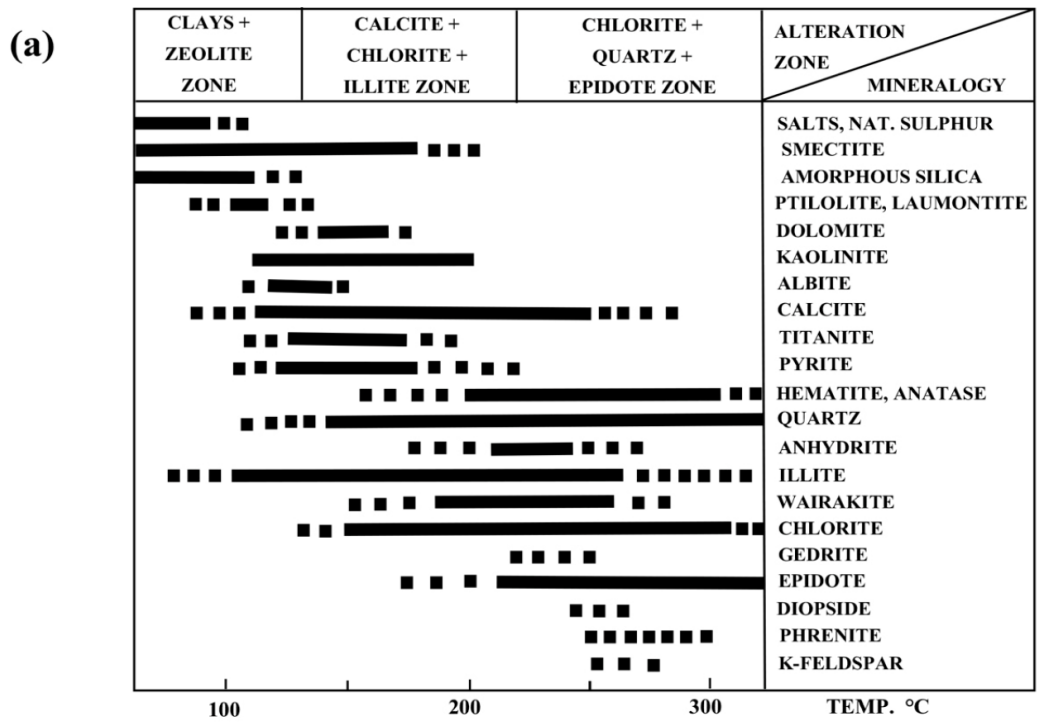


**Figura 60.** Representación de simulación experimental de Phreeqc Intercative 3.6. Puntos indican pasos de pre-simulación y *steps* de simulación.

### 4.3.3 Condiciones fisicoquímicas e índices de saturación para minerales de alteración hidrotermal

Las condiciones fisicoquímicas obtenidas experimentalmente indican que, para los 10 *steps* simulados, los valores de pH inician en 4.3 a una temperatura de 300°C y terminan en 2.3 a 63.2°C (Figura 60). El cambio de estas condiciones influye en la solubilidad de las fases de alteración hidrotermal y, por consiguiente, en sus índices de saturación. A continuación, se presentan los datos obtenidos de la simulación anterior para comparar experimental y cualitativamente las fases identificadas mediante técnicas analíticas primarias y secundarias (disponibles y/o adecuadas a la base de datos del *software*) y las no identificadas, pero que comparten condiciones de alteración hidrotermal acorde a las revisiones de Fulignati (2020), donde se presentan zonas transicionales para fases minerales de condiciones transicionales ácido-neutro como illita, esmectita, interestratificados I/S, clorita, entre otros. (Tabla 4; Figura 61).





**Figura 61.** Zonación mineral en función de la temperatura reportada para: a. Los Azufres (México). Cathelineau et al., 1985. b. Campo geotérmico Cerro Prieto. Elders et al., 1981. Demarcación en rojo indica zonas transicionales para fases minerales de condiciones de transición ácido-neutro. Modificado de Fulignati, 2020.

#### 4.3.3.1 Minerales primarios y de etapas tempranas de alteración hidrotermal

Se agrupan los minerales actinolita, epidota, feldespatos, ceolitas, anhidrita y calcita por pertenecer a fases primarias o a etapas tempranas de alteración hidrotermal, asociadas a altas temperatura y pH neutro-alcalino (Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020). Los resultados se representan gráficamente en la Figura 62.

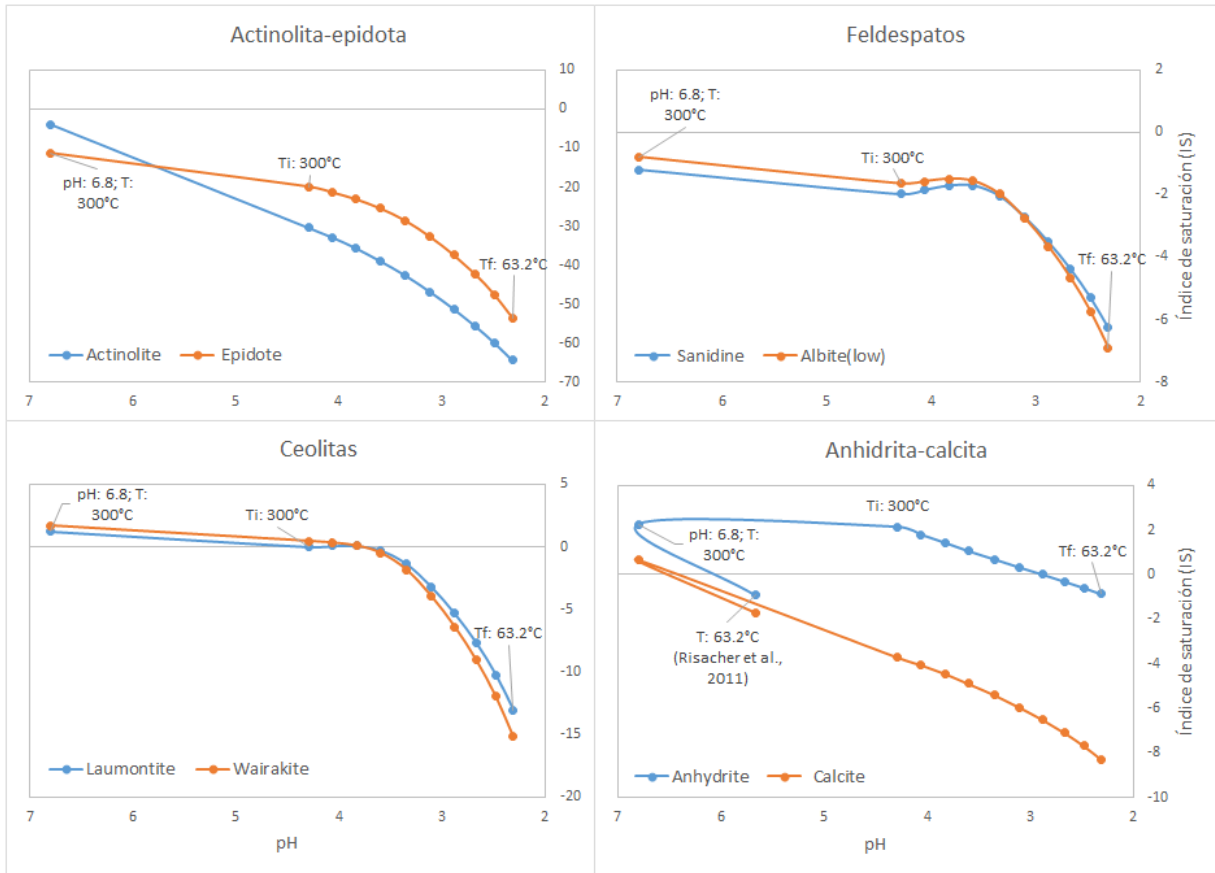
**(1)** Para la actinolita y epidota, los valores de IS (índice de saturación) siempre son  $< 0$  y se intensifican los valores negativos a medida que disminuye el pH de la solución, indicando que durante toda la simulación se encuentran subsaturadas, es decir, no precipitan y tienden a la disolución. En términos generales, los valores de IS son epidota  $>$  actinolita.

**(2)** Los feldespatos sanidina y albita presentan valores de IS  $< 0$  y se intensifican los valores negativos a medida que disminuye el pH de la solución. A pesar de presentar valores menores que actinolita y epidota, la tendencia a la disolución aumenta abruptamente (caída en la curva IS) conforme disminuye el pH y temperatura, específicamente desde el *step* 3. Para las condiciones de los *steps* 1-5 los valores de IS son albita  $>$  sanidina, en cambio, en 6-10 sanidina  $>$  albita.

**(3)** Las ceolitas laumontita y wairakita presentan valores de IS  $> 0$  previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S. Según la tendencia de las curvas de IS, la simulación muestra que para laumontita los valores IS  $> 0$  para condiciones de pH =  $\sim 3.7-4.2$  y temperaturas de  $\sim 233-293^{\circ}\text{C}$ ; para wairakita los valores IS  $> 0$  para condiciones de pH =  $\sim 3.7-4.4$  y temperatura  $\sim 235-310^{\circ}\text{C}$ , indicando una tendencia a la precipitación. Para valores de IS próximos a 0 y se cumple que IS wairakita  $>$  laumontita, aproximadamente hasta el *step* 3. A partir del *step* 4 los valores de IS caen abruptamente y se cumple que IS laumontita  $>$  wairakita, indicando una tendencia a la disolución.

**(4)** A diferencia de las otras fases de este grupo, para el caso de anhidrita y calcita, los valores de IS son negativos, pero cercanos a 0 en las condiciones tomadas *in-situ* por Risacher et al. (2011), indicando una solución subsaturada y con tendencia a la disolución de estas fases en condiciones reales. Al aumentar la temperatura de la solución a  $300^{\circ}\text{C}$ , en la etapa pre-simulación, los valores IS  $> 0$  a un pH = 6.8 en ambos

casos. Luego del *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, los valores IS para anhidrita > 0 para valores de pH > ~2.9 y temperatura > ~138°C; y para calcita IS < 0 en todos los *steps*. En todo momento se cumple que IS anhidrita > calcita.



**Figura 62.** Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las fases minerales simuladas para el grupo de minerales primarios y de etapas tempranas de alteración hidrotermal. T: 63.2 °C corresponde a condiciones *in-situ* tomadas de Risacher et al., 2011. pH: 6.8; T: 300°C corresponden a condiciones de etapa pre-simulación, previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S. Ti: temperatura inicial de simulación. Tf: temperatura final de simulación.

#### 4.3.3.2 Minerales de arcilla y Al-sulfatos

Los minerales de arcilla y Al-sulfatos corresponden a fases secundarias asociadas a etapas de alteración hidrotermal de pH ácido-neutro, que varían en estructura y composición en función de las condiciones de acidez y temperatura (< 350°C) (Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020). Los minerales de arcilla en la simulación comprenden los grupos caolinita, esmectita, illita y los interestratificados illita/esmectita

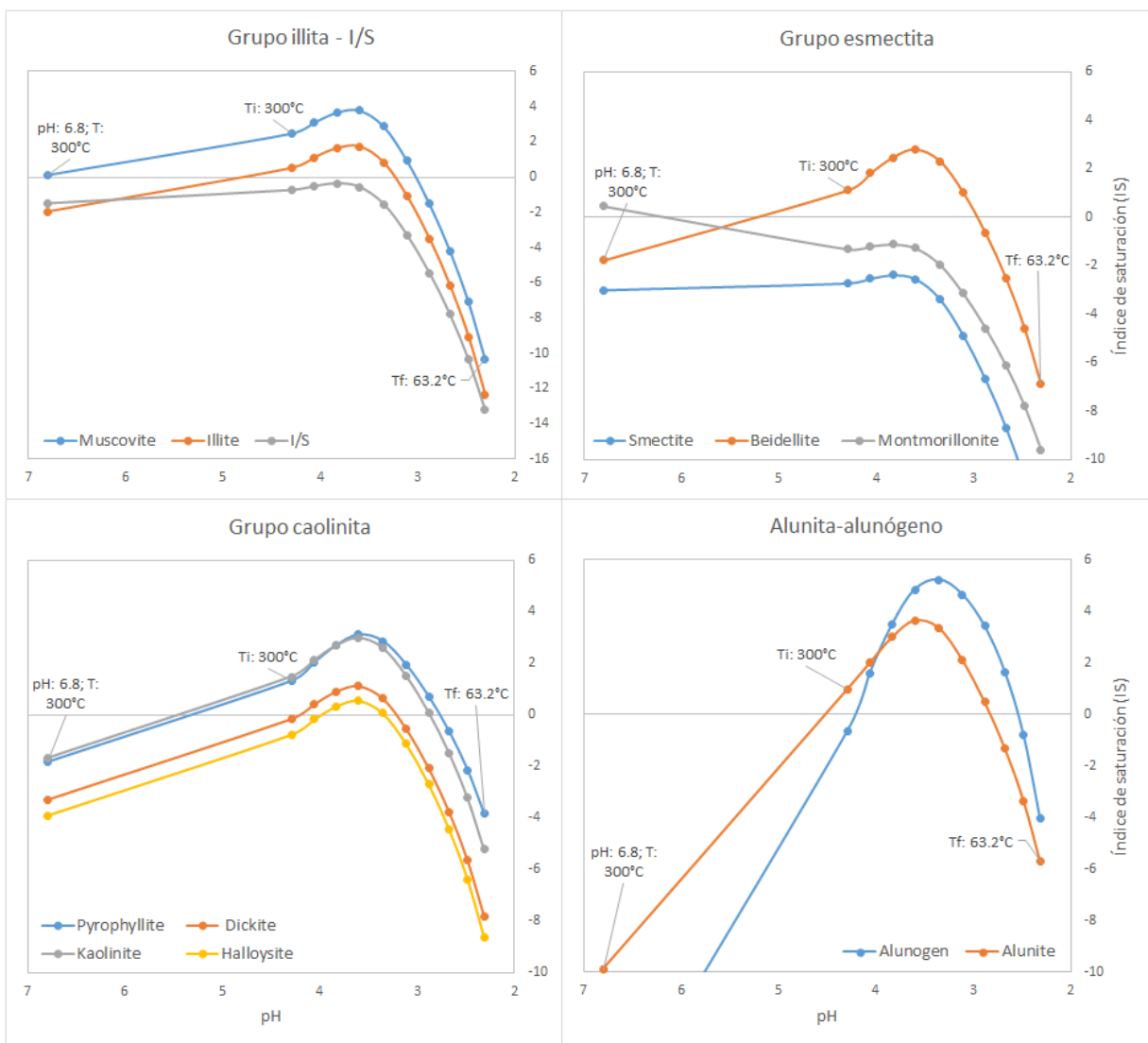
(I/S), que representan procesos de transición de esmectita a illita en función del incremento de temperatura denominado illitización (Meunier, 2005). Los resultados se representan gráficamente en la Figura 63.

**(1)** Del grupo illita se obtiene la variación del índice de saturación (IS) para moscovita e illita, además de los interestratificados illita/esmectita (I/S). Para el caso de los interestratificados I/S, los valores de índice de saturación (IS) son negativos en todo el experimento. Previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S los valores son IS < 0 para illita e IS > 0 para moscovita. Según la tendencia de las curvas de IS, la simulación muestra que para moscovita los valores son IS > 0 para condiciones de pH = ~3-4.6 y temperatura ~153-334°C; para illita los valores son IS > 0 para condiciones de pH = ~3.3-4.3 y temperatura ~181-306°C, indicando una tendencia a la precipitación. Durante toda la simulación se cumple que IS moscovita > illita > interestratificados I/S y se observa una caída abrupta de las curvas de IS desde el *step* 4.

**(2)** Para el grupo esmectita se obtienen los valores de IS para esmectita, beidelita y montmorillonita. Previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S los valores para beidelita y esmectita son IS < 0 y para montmorillonita IS > 0. Durante toda la simulación (desde el *step* 1), se cumple que IS < 0 para esmectita y montmorillonita. Para beidelita los valores son IS > 0 para condiciones de pH = ~3-4.4 y temperatura ~146-318°C. Durante toda la simulación se cumple que IS beidelita > montmorillonita > esmectita y se observa una caída abrupta de las curvas de IS desde el *step* 4

**(3)** El grupo caolinita comprende las fases pirofilita, dickita, caolinita y halloysita. Previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S los valores son IS < 0 en todos los casos. Iniciada la simulación, la tendencia de las curvas de IS muestran que para pirofilita los valores son IS > 0 para condiciones de pH = ~2.8-4.5 y temperaturas de ~123-325°C; para caolinita los valores son IS > 0 para condiciones de pH = ~2.9-4.5 y temperatura ~135 – 327°C; para dickita, se cumple que IS > 0 para condiciones de pH = ~3.2-4.2 y temperatura ~177-294°C; y, para el caso de halloysita, IS > 0 para condiciones de pH = ~3.4-4.1 y temperatura ~194-276°C. Durante toda la simulación se cumple que IS caolinita-pirofilita > dickita > halloysita y se observa una caída abrupta de las curvas de IS desde el *step* 4.

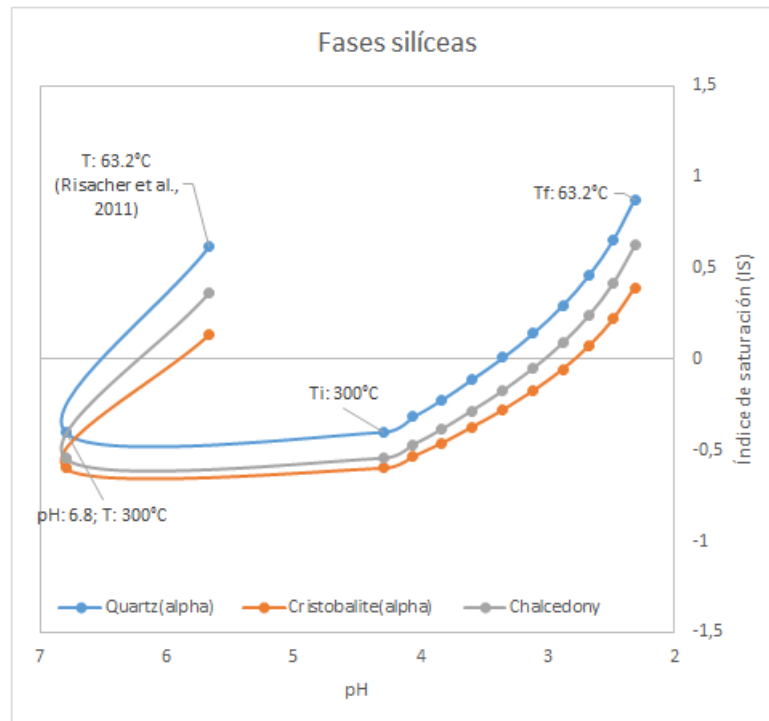
(4) Los Al-sulfatos reúnen las fases alunita-alunógeno, para ambos casos se cumple que  $IS \ll 0$  previo al *input* de  $SO_2$  y  $H_2S$ . Iniciada la simulación, según la tendencia de las curvas de IS, se cumple para alunita que  $IS > 0$  para condiciones de  $pH = \sim 2.8-4.4$  y temperatura  $\sim 129-313$  °C y una caída abrupta en la curva a partir del *step* 4; para alunógeno,  $IS > 0$  para condiciones de  $pH = \sim 2.6-4.2$  y temperatura  $\sim 100-293$  °C y una caída abrupta en la curva a partir del *step* 5. Además, se cumple que, para  $pH < \sim 4$   $IS$  alunógeno  $>$  alunita y viceversa para valores de  $pH$  más básicos.



**Figura 63.** Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las simuladas para los minerales de arcillas y Al-sulfatos. pH: 6.8; T: 300°C corresponden a condiciones de etapa pre-simulación, previo al *input* de  $SO_2$  y  $H_2S$ . Ti: temperatura inicial de simulación. Tf: temperatura final de simulación.

### 4.3.3.3 Fases silíceas

Las fases silíceas agrupan el cuarzo, cristobalita y calcedonia (Figura 64). Todos los valores de IS son positivos en las condiciones tomadas *in-situ* por Risacher et al. (2011), indicando una solución sobresaturada y con tendencia a la precipitación de estas fases en condiciones reales. Previo del *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, en la etapa pre-simulación, se cumple que IS < 0 en todos los casos. La tendencia de las curvas de IS en la simulación, muestran que para cuarzo los valores son IS > 0 para condiciones de pH < ~3.3 y temperatura < ~191°C; para calcedonia los valores son IS > 0 para condiciones de pH < ~3 y temperatura < ~156°C; y, para el caso de cristobalita, los valores son IS > 0 para condiciones de pH < ~2.8 y temperatura < ~130°C. Durante la simulación se cumple que IS cuarzo > calcedonia > cristobalita y aumentan paulatinamente desde el *step* 1.



**Figura 64.** Diagramas de pH vs índice de saturación (IS) de las fases minerales simuladas para fases silíceas. T: 63.2 °C corresponde a condiciones *in-situ* tomadas de Risacher et al., 2011. pH: 6.8; T: 300°C corresponden a condiciones de etapa pre-simulación, previo al *input* de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S. Ti: temperatura inicial de simulación. Tf: temperatura final de simulación.



## CAPITULO 5

### DISCUSIONES

#### 5.1 Asociaciones minerales y tipos de alteración hidrotermal

El estado de la mineralogía primaria y la formación de minerales secundarios responden a las condiciones fisicoquímicas imperantes del sistema, de modo tal que, asociaciones minerales específicas definen tipos de alteración hidrotermal. La conjunción de los datos geoquímicos obtenidos del muestreo en superficie del Maar Alítar, resulta en la determinación de 3 asociaciones minerales principales y su distribución, cada asociación mineral se relaciona con una agrupación elemental definida en el capítulo anterior, respectivamente a las composiciones Si (+S), Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) y (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S), estas son:

1. Cuarzo-cristobalita/tridimita ± (ópalo-A/CT ± ópalo-CT) ± hematita ± azufre nativo ± epidota
2. Alunita + cuarzo/cristobalita + caolinita ± hematita ± Illita ± alunógeno ± anatasa ± azufre nativo
3. Alunógeno + (Fe,Mg)Al-sulfatos hidratados + cuarzo/cristobalita ± alunita ± jarosita ± anhidrita ± epidota?

Acorde a la mineralogía de alteración y la preservación de la mineralogía primaria, se desprende que los tipos de alteración ocurridos en el Maar Alítar son de tipo silicificación, argílica avanzada (I) y argílica avanzada (II) respectivamente (Tabla 8).

Las alteraciones argílicas avanzadas y silicificación se caracterizan formarse en condiciones ácidas-hiperácidas, donde la interacción del fluido hidrotermal con la roca de caja permite la formación de determinadas fases y asociaciones minerales. Estas son el resultado de la sumatoria y combinación de diferentes procesos (Aguilera et al., 2016), tales como: (i) la oxidación de SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S para formar SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, favorecida por la entrada de O<sub>2</sub> en los campos fumarólicos y/o la interacción con aguas subterráneas; (ii) la lixiviación y removilización de los componentes de la roca de caja por reacciones

de hidrólisis por soluciones ácidas-hiperácidas en la interacción fluido-roca; y (iii) la removilización de depósitos de azufre por aguas meteóricas que puede intensificar las condiciones de hidratación y acidificación del sistema.

**Tabla 8.** Resumen de fases, asociación mineral y tipo de alteración en el Maar Alítar.

Muestra	Fases minerales principales	Ocurrencia	Asociación mineral	Tipo de alteración
Alítar_001	Azufre nativo ± cuarzo/cristobalita ± jarosita ± (K-Na)alunita	Fumarola, eflorescencias	-	-
Alítar_002	Cuarzo + cristobalita/tridimita + azufre ± ópalo A/CT ± ópalo CT ± jarosita	Precipitados brechizados	1	Silicificación
Alítar_003	Cuarzo + cristobalita ± ópalo A/CT	Eflorescencias, concreciones	1	Silicificación
Alítar_004	Cuarzo + cristobalita/tridimita + Azufre ± jarosita	Precipitados brechizados, fumarola	1	Silicificación
Alítar_005	(K-Na)Alunita + cuarzo + cristobalita/tridimita ± jarosita ± antasa	Matriz volcánica brechizada	2	Argílica avanzada (I)
Alítar_006	Cuarzo + tridimita/cristobalita + (K-Na)alunita ± caolinita ± illita	Matriz volcánica obliterada	2	Argílica avanzada (I)
Alítar_007	Alunógeno + pickeringita + azufre + cuarzo/cristobalita ± (K-Na)alunita ± (K-Na)jarosita	Eflorescencias	3	Argílica avanzada (II)
Alítar_008	Alunógeno + (K-Na)alunita ± cuarzo/cristobalita + (K-Na)jarosita ± anhidrita/yeso	Eflorescencias	3	Argílica avanzada (II)
Alítar_009	Halotriquita + cuarzo + alunógeno ± (K-Na)alunita ± (K-Na)jarosita ± anhidrita/yeso	Eflorescencias, matriz volcánica alterada	3	Argílica avanzada (II)
Alítar_010	Azufre + cuarzo + (K-Na)alunita + alunógeno + cristobalita/tridimita ± caolinita ± jarosita	Matriz volcánica brechizada	2	Argílica avanzada (I)

### 5.1.1 Silicificación

Diferentes estudios (i.e. Corbett & Leach, 1998; Pirajno, 2009; Hedenquist & Arribas, 2017) consideran la silicificación como un proceso y no como un tipo de alteración hidrotermal, sin embargo, este trabajo considera la silicificación en la clasificación por representar un grupo dominante de alteración en la zona (Figura 65). Al igual que en alteraciones argílicas, ocurre en sistemas magmático-hidrotermal, *steam heated*, de vapor magmático y supérgenos (Rye, 2005; Hedenquist & Arribas, 2019), pero también por la emisión de fuentes termales en condiciones neutro-ácidas y neutro-básicas (i.e. Fournier, 1985; Maza et al., 2021; Hedenquist & Arribas, 2022).

La asociación mineral (1) define diferentes condiciones de silicificación para 3 etapas distintas, caracterizadas por la presencia de polimorfos silíceos (ópalo-A/CT, ópalo-CT, tridimita, cristobalita y cuarzo) que representan etapas previas, terminales y posteriores a las alteraciones tipo ácido-sulfato (Rye, 2005) por eflorescencias, *vents* hidrotermales y/o condensados fumarólicos, donde la emisión de fuentes termales y la sucesión de las reacciones de hidrólisis implican irremediablemente la adición de sílice como producto residual de alteración por precipitación directa de fluidos residuales y/o reemplazo mineral respectivamente.

#### **5.1.1.1 Cuarzo-cristobalita/tridimita ± (ópalo-A/CT ± ópalo-CT) ± hematita ± azufre**

La asociación cuarzo-cristobalita/tridimita ± (ópalo-A/CT ± ópalo-CT) representa la precipitación de sílice porosa a partir de fluidos hidrotermales residuales. Por su parte, y, al igual que en las alteraciones argílicas avanzadas, la ocurrencia de azufre nativo responde a la precipitación de *vents* fumarólicos en condiciones de pH < 3 y temperatura < ~100°C (Adams et al., 2017; Takakashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019a); y de hematita a la oxidación en condiciones superficiales (Hedenquist & Arribas, 2022).

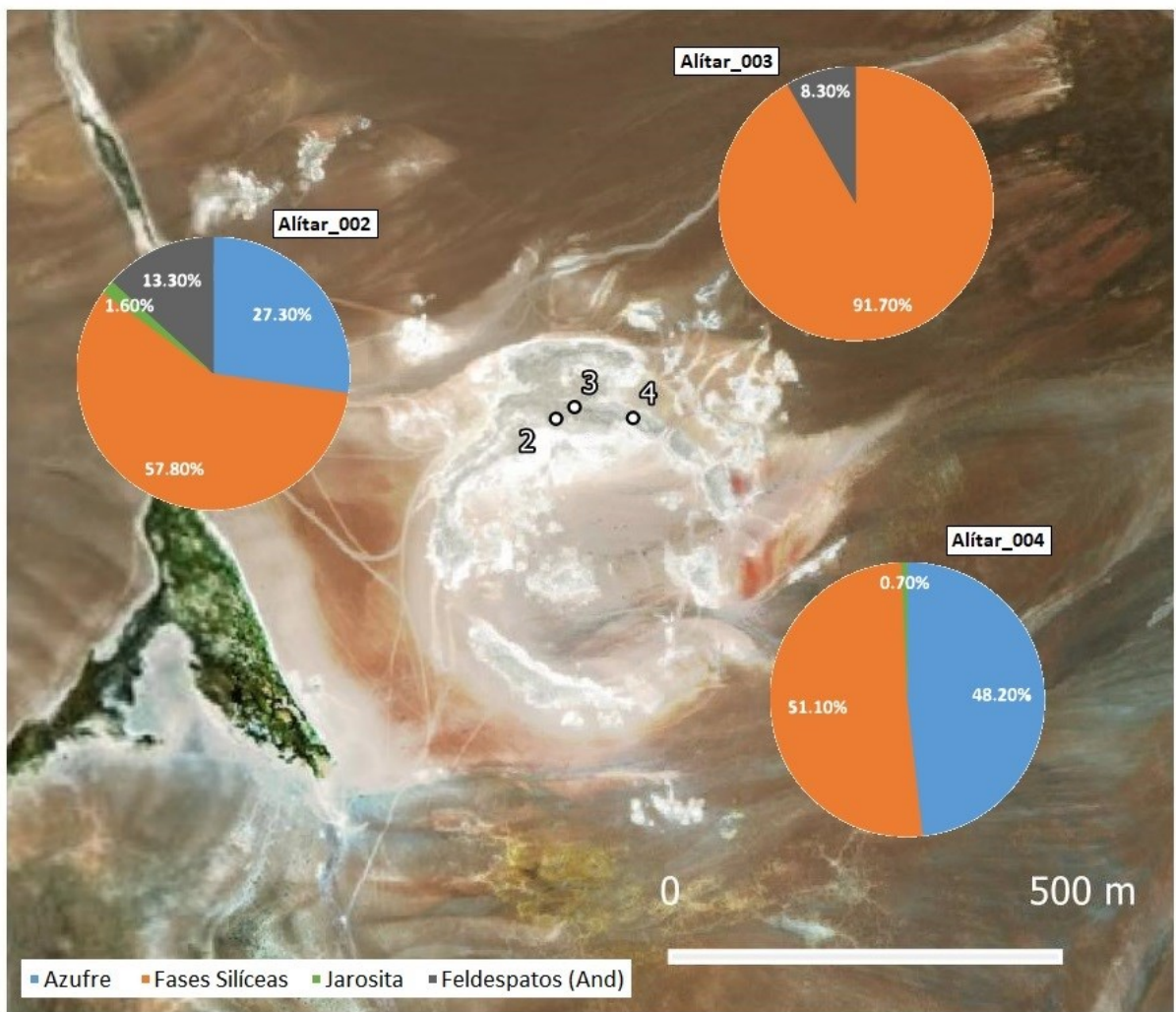
La ocurrencia de cuarzo + cristobalita/tridimita en conjunto, indica condiciones de pH = ~2.5 y temperatura 60-150°C (Takakashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019a; Maza et al., 2021) siguiendo la sucesión tridimita – cristobalita – cuarzo (Putnis, 1992; Maza et al., 2021). Estos valores se aproximan a los obtenidos en la simulación experimental con valores de pH < ~3.3 y temperatura < ~191°C para cuarzo y de pH < ~2.8 y temperatura < ~130°C para cristobalita. La ocurrencia de cristobalita/tridimita se asocia sílice residual de condensados fumarólicos (Hedenquist & Taran, 2013; Hedenquist & Arribas, 2022); y del cuarzo a procesos de cristalización puestos en superficie por *vents* hidrotermales o transformación de fases silíceas inmaduras (Fournier, 1985; Lynne et al., 2006; 2007; Maza et al., 2021; Hedenquist & Arribas, 2022). Esto explica la presencia de fragmentos de cuarzo como cristales individuales retrabajados, indicando más de una procedencia para la formación de estos precipitados.

Por otra parte, la presencia de ópalo-A/CT y ópalo-CT indica el crecimiento y maduración de sílice de amorfa no cristalina (inmadura), en el orden ópalo-A – ópalo-CT – ópalo C – calcedonia – cuarzo, incluyendo sus etapas intermedias (Ghisoli et al., 2010; Lynne et al., 2007). En superficie, la sílice amorfa (ópalo-A) se forma en soluciones de fuentes termales con pH ~neutro y temperatura < ~120°C, que con el tiempo cristaliza en cuarzo o calcedonia, con ópalo-CT o cristobalita como fase intermedia (Fournier, 1985; Maza et al., 2021; Hedenquist & Arribas, 2022), sin embargo, a condiciones de pH < ~4 la sílice disuelta permanece en solución durante el enfriamiento hasta que alcanza la saturación de sílice amorfa y precipita (Fournier, 1985; Hedenquist & Arribas, 2022). Posteriormente, el proceso de transformación de ópalo-A a cuarzo se ve favorecido por la acidificación de los fluidos y factores como la altitud, temperatura y la asociación con fases sulfatadas-sulfuradas que, en disolución, intensifiquen las condiciones ácidas (Lynne et al., 2006; Maza et al., 2021).

Acorde a lo anterior, las medidas *in-situ* por Risacher et al., 2011 en zonas aledañas al Maar Alítar no -tan- afectadas por la retroalimentación de las condiciones ácidas de fumarolas y/o eflorescencias, indican condiciones de precipitación para sílice amorfa u ópalo-A (pH: 5.65; temperatura: 63.2°C). Esto es consecuente con los resultados de la simulación experimental, que muestra valores IS > 0 para todas las fases silíceas simuladas (Figura 64). Por lo tanto, la ocurrencia de fases ópalo con cristobalita/tridimita y cristales de cuarzo indica la existencia de al menos 3 eventos asociados a la silicificación, en orden cronológico: (1) asociado a descargas de fuentes termales con pH ~ácido-neutro en la zona del Maar Alítar, previo a la formación del ambiente *steam-heated* (Figura 72a); (2) a *vents* hidrotermales y/o eventos eruptivos del Maar Alítar que posicionen cristales de cuarzo retrabajados en superficie y generen los agregados de sílice porosa (Figura 72b); y (3) a condensados fumarólicos de cristobalita/tridimita en un ambiente magmático-hidrotermal (Figura 73).

Asociados a estos depósitos silíceos, se encuentran fragmentos de epidota e ilmenita-magnetita, los que sugieren condiciones que contrastan a los ambientes *steam-heated* y magmático-hidrotermal presentados. Sin embargo, la ocurrencia de *vents* hidrotermales, también asociados a ambientes *steam-heated*, explican la

exhumación y carácter alóctono de la epidota. Considerando que un ambiente *steam-heated* representa una etapa avanzada y/o tardía en la evolución de un sistema hidrotermal (i.e. Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Stimac et al., 2015), necesariamente en profundidad se forman facies de alteración hidrotermal propilíticas de condiciones de  $\text{pH} > 5.5$  y temperatura  $220\text{-}350^\circ\text{C}$  (Fulignati, 2020; Hedenquist & Arribas, 2022), donde tendría lugar la ocurrencia de epidota. Asimismo, los fluidos hidrotermales neutros-alcalinos que generaron ópalos en superficie, también estarían vinculados a etapas tempranas del sistema, previo a la ocurrencia de *vents* hidrotermales y fortaleciendo la idea de que existieron condiciones propilíticas en profundidad.



**Figura 65.** Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental Si (+S) y la asociación mineral de silicificación.

### 5.1.2 Alteraciones argílicas avanzadas

Las asociaciones minerales (1) y (3) definen condiciones de alteración ácido sulfato o argílica avanzada, caracterizadas por presentar condiciones de pH ácido entre 2 - 4.5 y temperaturas de hasta ~300°C. Generalmente se asocian a porciones someras de sistemas porfídicos, partes internas y superficiales de edificios volcánicos, depósitos de maares y erupciones hidrotermales, sistemas geotermales, entre otros (Sillitoe et al., 1984; Sillitoe, 2000; 2010; Corbett & Leach, 1998; Browne & Lawless, 2001; Pirajno, 2009; Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020).

Las fases de alteración dominantes típicas de estos ambientes son cuarzo, cristobalita, alunita, minerales del grupo caolinita, sulfatos de  $Al^{+3}$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $Fe^{+2}$ , entre otros (Corbett & Leach, 1998; Browne & Lawless, 2001; Pirajno, 2009; Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020). Las cuales ocurren en sistemas magmático-hidrotermal, *steam heated*, de vapor magmático y supérgenos (Rye, 2005; Hedenquist & Arribas, 2019).

Se distinguen dos fases de alteración argílica avanzada para las asociaciones minerales (1) y (3), diferenciadas por las fases de alteración dominantes y su modo de ocurrencia.

#### 5.1.2.1 Alteración argílica avanzada I

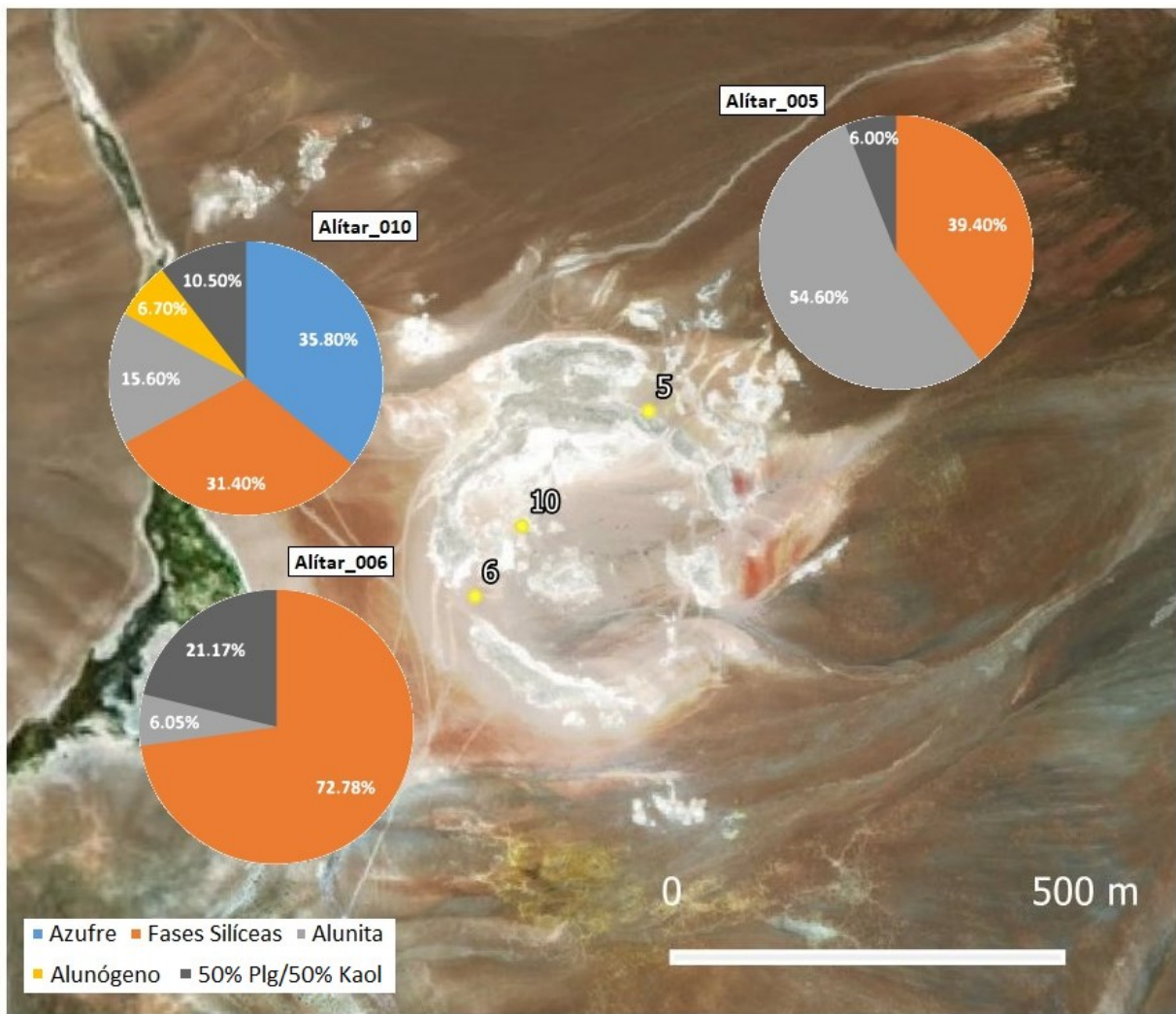
La asociación alunita + cuarzo/cristobalita + caolinita ± hematita ± Illita ± alunógeno ± anatasa ± azufre nativo define la alteración argílica avanzada (I), que altera la mineralogía primaria de las rocas volcánicas del Volcán Alítar por reacciones de hidrólisis de intensidad moderada a pervasiva, generando texturas obliteradas y oquerosas por el ataque ácido intenso de los fluidos hidrotermales que produce y adhiere sílice como producto residual. La distribución de los componentes principales se detalla en la Figura 66.

La asociación dominante (K,Na)alunita + cuarzo/cristobalita + caolinita por ocurrencia y características minerales, indican un proceso en un ambiente calentado por vapor o *steam-heated* (Rye, 2005; Hedenquist & Arribas, 2017; Piochi et al., 2019a)



con condiciones de pH = ~2.5 y temperatura de < 150°C, que no exceden el pH 4-5 y temperatura < 300°C en profundidad (Hedenquist & Arribas, 2017; Piochi et al., 2019a). Esto es concordante con los valores AGFI, que indican defectos cristalinos medios para caolinitas y, por tanto, condiciones de pH < 3 y temperatura de 100-150°C (Zimbelman et al., 2005; Hedenquist & Arribas, 2017; Piochi et al., 2019a); la ocurrencia de cuarzo-cristobalita en conjunto, que sugieren valores de pH = ~1-2.5 y temperatura ~100°C (Hedenquist & Arribas, 2017); y la asociación de estos ambientes con alunita de grano fino donde, a pesar de representar un amplio espectro de pH y temperatura, la paragénesis con caolinita y cuarzo-cristobalita indican condiciones de pH = ~2.5 y temperatura 60-150°C (Takakashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019a; Maza et al., 2021). Estos valores se aproximan a los obtenidos en la simulación experimental (Phreeqc Interactive 3.6), que indica condiciones de pH = ~2.8-3 y temperatura < ~130°C para la asociación mineral, sin descartar que a profundidad existan horizontes de ebullición para la asociación alunita + caolinita que alcancen los valores superiores propuestos de pH = ~4.5 y temperatura < ~320°C y zonas de transición que expliquen la presencia fragmentos alóctonos de cuarzo, donde esta sea la única fase silíceas presente a temperaturas < ~190°C (Figura 63; Figura 64).

La fase illita como reemplazos en plagioclasa indica una ocurrencia a pH ácido-neutro (5-6), temperaturas 200-270°C y paleopropundidades < 300m (Inoue, 1995; Inoue et al., 2004; John et al., 2008; Hedenquist & Arribas, 2017; Fulignati, 2020), es decir, condiciones de alteración argílica con una isoterma mayor a la presentada por la asociación mineral dominante (transicional). Este tipo de alteraciones se espera que se encuentren alrededor de zonas de alteración ácida (John et al., 2008; Sillitoe, 2010; Piochi et al., 2019a). De tal manera, la presencia de illita junto a la asociación mineral dominante, sugiere la ocurrencia de fragmentos alóctonos provenientes de horizontes de alteración diferentes. Afirmación que se ve acentuada por la escasez del mineral y la presencia de brechas hidrotermales en el sector (Alítar\_010), sugiriendo eventos hidrotermales de ascenso y/o descenso. Por otra parte, la simulación hidrotermal indica para esta fase condiciones de pH < 4.3 y temperaturas ~181-306°C (Figura 63), valores parcialmente consecuentes con los mencionados anteriormente.



**Figura 66.** Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental Si-Al-SO<sub>4</sub> (±S) y la asociación mineral de Alteración argílica avanzada (I).

Por otra parte, el azufre nativo como depósito fumarólico, sucede a partir de la precipitación de fluidos gaseosos magmáticos que precipitan al ascender a superficie (Hedenquist & Teran, 2013). De manera similar, la presencia de alunógeno obedece a la precipitación de eflorescencias, indicando que ocurrió ebullición en superficie por ascenso de fluidos hidrotermales. Ambas se presentan únicamente en la muestra Alítar\_010, por lo que su ocurrencia obedece a la precipitación de *vents* fumarólicos y/o hidrotermales en el sector, producto de diferentes fluidos en condiciones de pH < 3 y temperatura < ~100°C para el azufre nativo (Adams et al., 2017; Takakashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019a); y de pH < 4-5 y temperatura ≥ 100 °C para el

alunógeno (Zimbelman et al., 2005; Piochi et al., 2019a), condiciones similares a las obtenidas en la simulación experimental (Phreeqc Interactive 3.6) de  $\text{pH} = \sim 2.6 - 4.2$  y temperatura  $\sim 100 - 293 \text{ }^\circ\text{C}$  (Figura 63).

Los óxidos correspondientes a magnetita y anatasa responden a procesos de lixiviación de los minerales primarios cummingtonita e ilmenita por la acción de fluidos calentados a temperatura  $< 250^\circ\text{C}$  en condiciones de baja  $f(\text{O}_2)$  y  $\text{pH}$  ácido (Viswanathiah et al., 1980; Yanagisawa & Ovenstone, 1999; Hedenquist & Arribas, 2017). Por su parte, la presencia de hematita responde a procesos de oxidación y/o lixiviación de magnetita y/o máficos primarios por fluidos meteóricos en condiciones oxidantes y  $\text{pH}$  ácido (Li et al., 2019). La diferencia de condiciones oxidantes entre fases sugiere al menos dos ambientes de formación que implican la superficialización (hematita) de componentes primarios y/o previamente formados (magnetita-anatasa).

#### **5.1.2.2 Alteración argílica avanzada II**

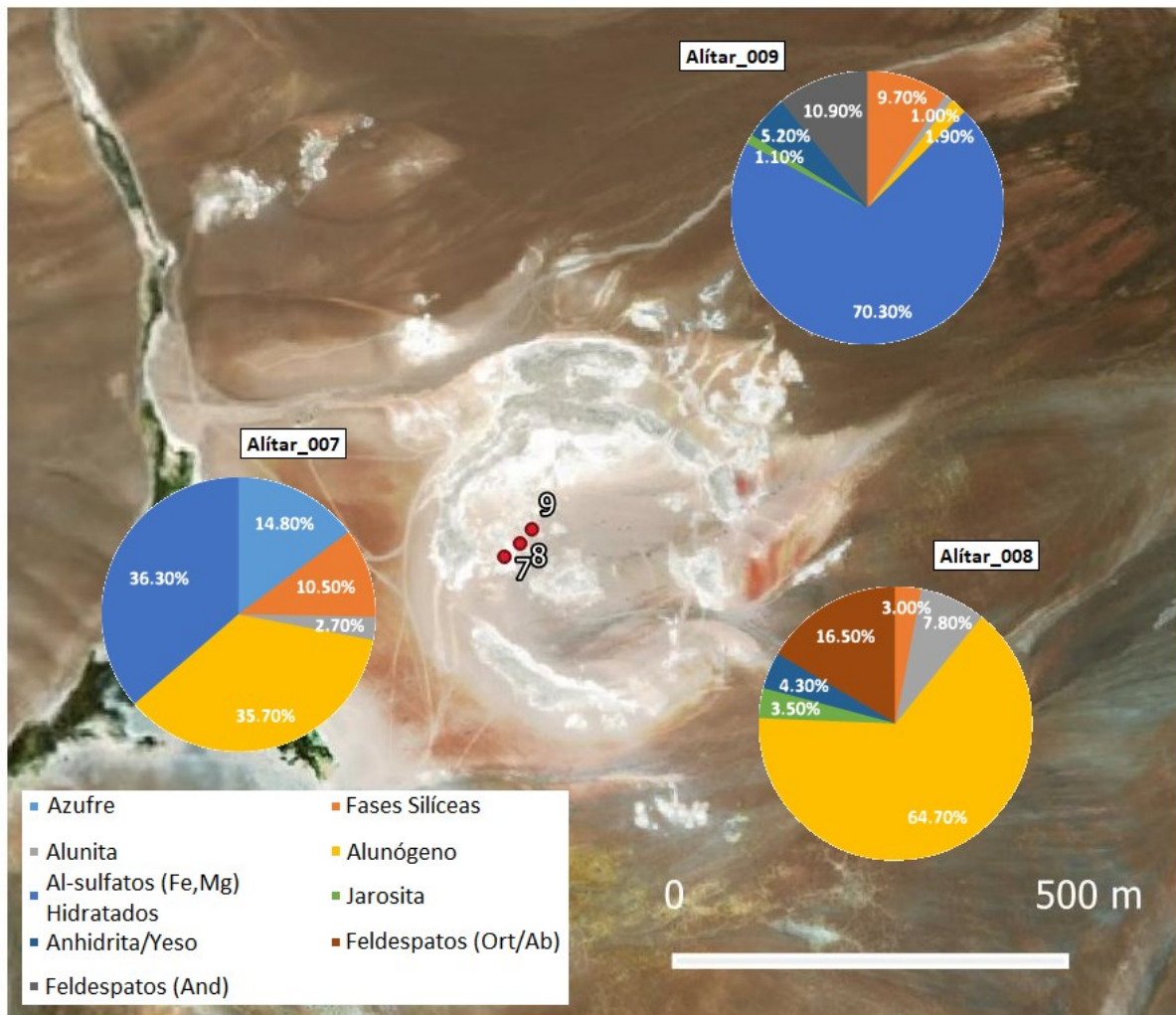
La asociación alunógeno + (Fe,Mg)Al-sulfatos hidratado (pickeringita-halotriquita) + cuarzo/cristobalita  $\pm$  (K-Na)alunita  $\pm$  (K-Na)jarosita  $\pm$  anhidrita define la alteración argílica avanzada (II), en forma de precipitados hidrotermales, eflorescencias y concreciones. La ocurrencia de estas fases indica el ascenso a superficie de fluidos ácidos calentados en un ambiente magmático-hidrotermal (Rye, 2005; Zimbelman et al., 2005; Piochi et al., 2019a), que se superpone a la alteración argílica avanzada (I) y alcanza condiciones de  $\text{pH} < 2-3$  y temperatura  $200-340^\circ\text{C}$  en profundidad (Takahashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019.b) y genera *vents* hidrotermales esporádicos (eflorescencias y concreciones) y/o en piscinas termales (precipitados). La distribución de los componentes principales se detalla en la Figura 67.

La asociación dominante alunógeno + halotriquita-pickeringita + cuarzo/cristobalita como eflorescencias por ebullición en superficie y/o precipitados de fluidos hidrotermales, indican la presencia de eventos superpuestos a la alteración argílica (I). Las condiciones fisicoquímicas del alunógeno indican condiciones de  $\text{pH} = \sim 2-4$  y

temperatura 100-340°C, que varían en función de la profundidad (Zimbelman et al., 2005; Takahashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019a; 2019b). Las fases halotriquita y pickeringita se asocian a la ocurrencia de alunógeno y comparten composiciones fisicoquímicas similares (i.e. Hall et al., 2003; Piochi et al., 2019a; D'orazio et al., 2021; Maza et al., 2021). Por su parte, las fases cuarzo/cristobalita indican condiciones de pH = ~1-2.5 y temperatura ~100°C (Hedenquist & Arribas, 2017), sin embargo, la ocurrencia de fragmentos de cuarzo sugiere un origen alóctono, donde se alcancen temperaturas  $\geq 100^\circ\text{C}$ .

Las condiciones presentadas, coinciden parcialmente con los resultados de simulación experimental, con condiciones de pH = ~2.6-4.2 y temperatura ~100-293 °C para alunógeno y pH < ~2.8 y temperatura < ~130°C para las fases cuarzo/cristobalita (Figura 64). Por tanto, la coexistencia de alunógeno, halotriquita y pickeringita con cuarzo/cristobalita como asociación mineral, sugiere condiciones de pH < ~2.8 y temperatura < ~130°C (Figura 63), principalmente por la coexistencia con cristobalita en eflorescencias. Sin embargo, al igual que para la alteración argílica (I), no se descarta que en profundidad se alcancen valores superiores de pH ~4 y temperatura < ~290°C (Figura 63; Figura 64) y zonas de transición que expliquen la presencia fragmentos alóctonos de cuarzo, donde esta sea la única fase silíceas presente a temperaturas < ~190°C (Figura 64).

Por su parte, la presencia de alunita + cristobalita en la matriz volcánica fuertemente alterada, indica que se distinguen de las eflorescencias y precipitados de alunógeno, halotriquita y pickeringita por su modo de ocurrencia. De todas maneras, la coexistencia de estas fases indicia condiciones de pH < 2 y alta  $f(\text{O}_2)$  (Santi, 1955; Piochi et al., 2019a), coincidiendo con la presencia de un cemento criptocristalino con zonaciones de jarosita-natrojarosita en los bordes de la matriz volcánica alterada, que indica diferentes pulsos hidrotermales en condiciones de pH = ~2 y temperatura de 85-100°C (Deyell, 2001; Hedenquist & Arribas, 2022). El aumento en la razón Na/K indica un intercambio de  $\text{Na}^+$  por  $\text{K}^+$  para estabilizar el pH de la solución (Stoffregen, 1993), por lo que la ocurrencia de natrojarosita indica valores de pH menores.



**Figura 67.** Diagramas de torta de fases minerales de la agrupación elemental (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si (±S) y la asociación mineral de Alteración argílica avanzada (II).

La ocurrencia de anhidrita-yeso en cavidades indica la precipitación de fluidos en condiciones de pH = 2-4 y temperatura > ~180 (Zimbelman et al., 2005; Maza et al., 2021; Hedenquist & Arribas, 2022), lo que es parcialmente consistente con valores de anhidrita IS > 0 para condiciones de pH > ~2.9 y temperatura > ~138°C según la simulación experimental (Figura 62). La precipitación excepcional de anhidrita indica condiciones de formación que se atribuyen a fluidos hidrotermales de diferentes eventos, por lo que la coexistencia de estas fases en desequilibrio químico con la asociación mineral dominante se explica como una fase mineral “colgada” en la zona de alteración hidrotermal. Este hecho se asocia a las condiciones climáticas

hiperáridas del Desierto de Atacama (Houston & Hartley, 2003; Houston, 2006), que no habrían permitido la modificación mineral.

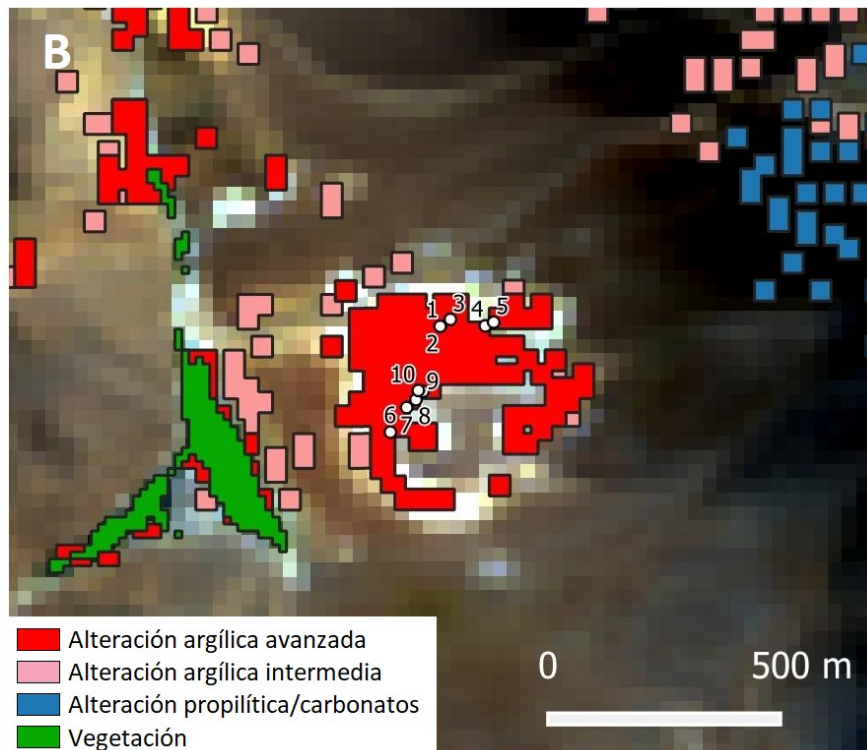
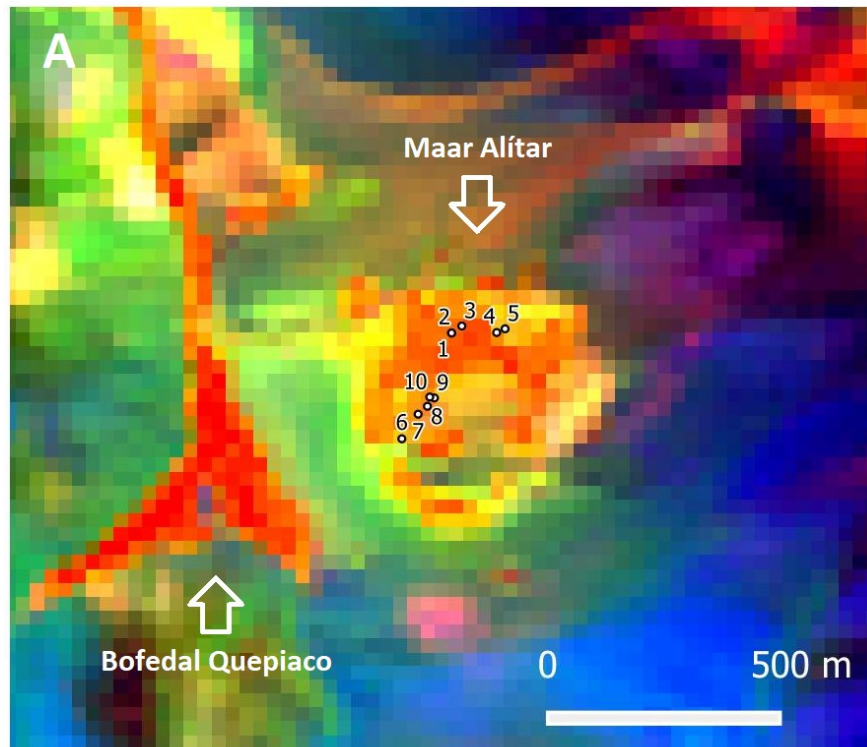
## 5.2 Alteración hidrotermal según datos analíticos y de sensores remotos

### 5.2.1 Landsat 8 y ASTER

Los resultados del procesamiento de imágenes satelitales para la matemática de bandas 6/7 de Landsat 8 para el índice de arcillas/carbonatos (Tabla 1; Tabla 5) coinciden con el índice *clay-sulfate-mica-marble* definido por Rowan et al. (2013) y utilizado por Ito et al. (2022) con las bandas equivalentes de Landsat TM5 (0.63-0.69) y TM7 (2.08-2.35). La ubicación de las muestras del Maar Alítar (001-010) en el mapa RGB (Figura 68a), que presentan principalmente sílice, sulfatos, arcillas y azufre nativo (Tabla 8), representa gráficamente resultados coincidentes con el índice *clay-sulfate-mica-marble* (Rockwell, 2013). Cualitativamente, el mapa RGB de Landsat 8 también muestra una respuesta espectral similar para la zona del Bofedal Quepiaco, sin embargo, esto responde a que la razón de bandas  $(5+4)/(5-4)$  para el índice de vegetación es equivalente con el índice arcillas/carbonatos (Tabla 5).

Para el caso de ASTER, la matemática de bandas  $(4+6)/5$  y  $(5+7)/6$  para los índices de alteración argílica avanzada (Figura 21b) y argílica intermedia (Figura 21d) respectivamente, permite diferenciar los tipos de alteración argílica en el mismo rango del índice *clay-sulfate-mica-marble* de Landsat y, a su vez, distinguirlas de la vegetación en el Bofedal Quepiaco. El contenido de las muestras del Maar Alítar (Tabla 8) representadas en el mapa de índices espectrales ASTER es consistente con el mapeo de alteración argílica avanzada (Figura 38b). Por su parte, la ocurrencia de illita en zonas próximas al mapeo de alteraciones argílicas intermedias (Alítar\_005), refuerza la idea de fragmentos alóctonos coexistentes por brechización hidrotermal.





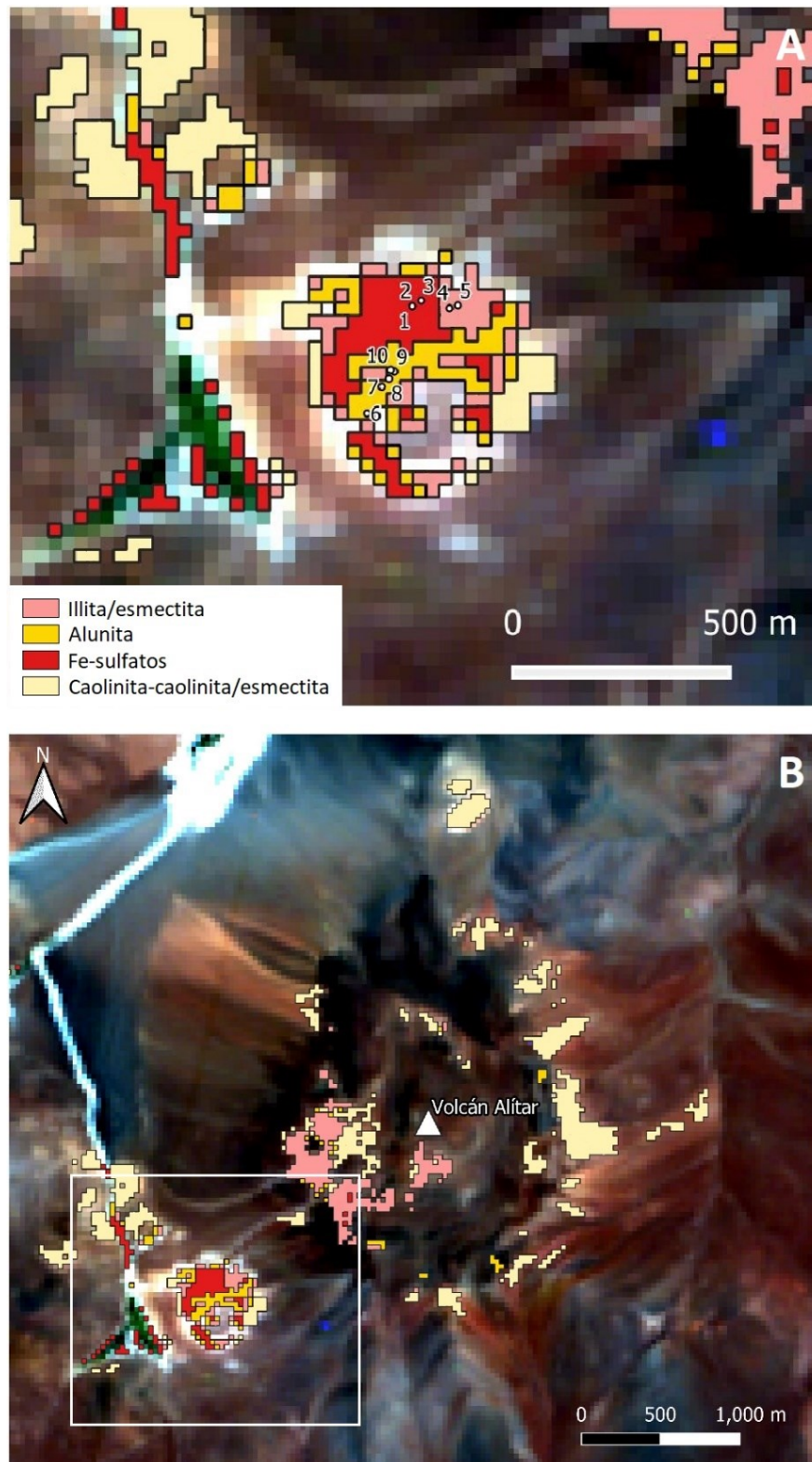
**Figura 68.** a. Mapa RGB/HSV de la zona del Maar Alítar a partir de los índices de espectrales en la imagen Landsat 8. Red: *índice arcillas/carbonatos*; Green: *índice hierro férrico*; Blue: *índice óxidos de hierro*. b. Mapa de índices espectrales para el sector del Maar Alítar. La cobertura espectral corresponde al procesamiento de imagen ASTER. Base de mapeo ASTER (*True Color*) del USGS.

### 5.2.2 Hyperion

Los minerales de alteración identificados en el análisis de Hyperion corresponden a las fases caolinita-caolinita/esmectita, illita/esmectita (Figura 22) indicando una alteración argílica intermedia (Figura 69); y alunita y Fe-sulfatos (Figura 23) para alteración argílica avanzada (Figura 69). Estas zonas coinciden visualmente con el índice *clay-sulfate-mica-marble* de Landsat y ASTER (Figura 68). Respecto a los Fe-sulfatos, estos son asociados a la curva de reflectancia espectral de la fase coquimbita por similitud con otras fases sulfatadas de Fe según las observaciones de Lane et al. (2015), lo que es coincidente con las fases halotriquita/pickeringita identificadas por técnicas analíticas. Por otra parte, a pesar de haber asociado anteriormente caolinita a una alteración de tipo argílica avanzada, en este caso, se asocia a una de tipo argílica intermedia por encontrarse en conjunto con las fases illita y esmectita, considerando que coexisten a condiciones de pH = ~3-4 y temperaturas de ~150-200°C.

La combinación de más de una fase mineral por pixel es consecuencia de una limitante del método, considerando que por pixel se obtiene una curva de reflectancia espectral que, a su vez, representa una superficie de 30x30 m. Así, para la asociación directa de una fase mineral por pixel en una imagen satelital Hyperion, se debe cumplir que sus absorciones (puntos bajos de la curva) y *peaks* principales deben coincidir representativamente con las curvas de reflectancia espectral de una base de datos espectral teórica (de espectrómetros). De igual manera, la pobre resolución de los polígonos responde al tamaño de los pixeles de Hyperion y ASTER (30x30m para el rango SWIR).

Las muestras Alítar\_001; 002; y 003 asociadas a silicificación (Tabla 8) se ubican en la zona de Fe-sulfatos; Alítar\_004 y 005 asociadas a silicificación y alteración argílica avanzada (tipo *steam-heated*) respectivamente en la zona de illita/esmectita; y Alítar\_006; 010 y Alítar\_007; 008; 009 asociadas a alteración argílica avanzada tipo *steam-heated* y magmático hidrotermal respectivamente en la zona de alunita (Figura 69). Esta interpretación parece no coincidir completamente con los resultados de técnicas analíticas, sin embargo, se debe que considerar que las zonas identificadas



**Figura 69.** a. Mapa de curvas de reflectancia espectral (Hyperion) para la alteración hidrotermal del sector Maar Alítar. Base de mapeo Hyperion (*True Color*) del USGS. b. Extrapolación del mapa de curvas de reflectancia espectral para la alteración hidrotermal de todo el sector del Volcán Alítar.

en el mapeo de curvas de reflectancia son una representación gráfica en superficie de los eventos hidrotermales. Por lo tanto, tomando en cuenta la ocurrencia de fragmentos alóctonos coexistentes de diferentes facies de alteración por brechización hidrotermal, la naturaleza de los eventos hidrotermales identificados (eflorescencias, fumarolas y *vents*) y su relación con el edificio volcánico, es posible concluir que las zonas identificadas responden a la sucesión de procesos: 1) tipo *steam-heated* - asociada a los eventos eruptivos (volcánico-hipógeno y maar) con una zonación alunita (argílica avanzada) – caolinita/esmectita (argílica intermedia) – illita/esmectita (argílica intermedia) en orden creciente de pH y temperatura.; y 2) tipo magmático-hidrotermal asociada a un sistema hidrotermal activo en profundidad que permite el ascenso de fases fluido/gas hasta superficie (fumarolas y eflorescencias) y rellena gran parte de la superficie del cráter, representado por una zona de Fe-sulfatos (argílica avanzada; Figura 73).

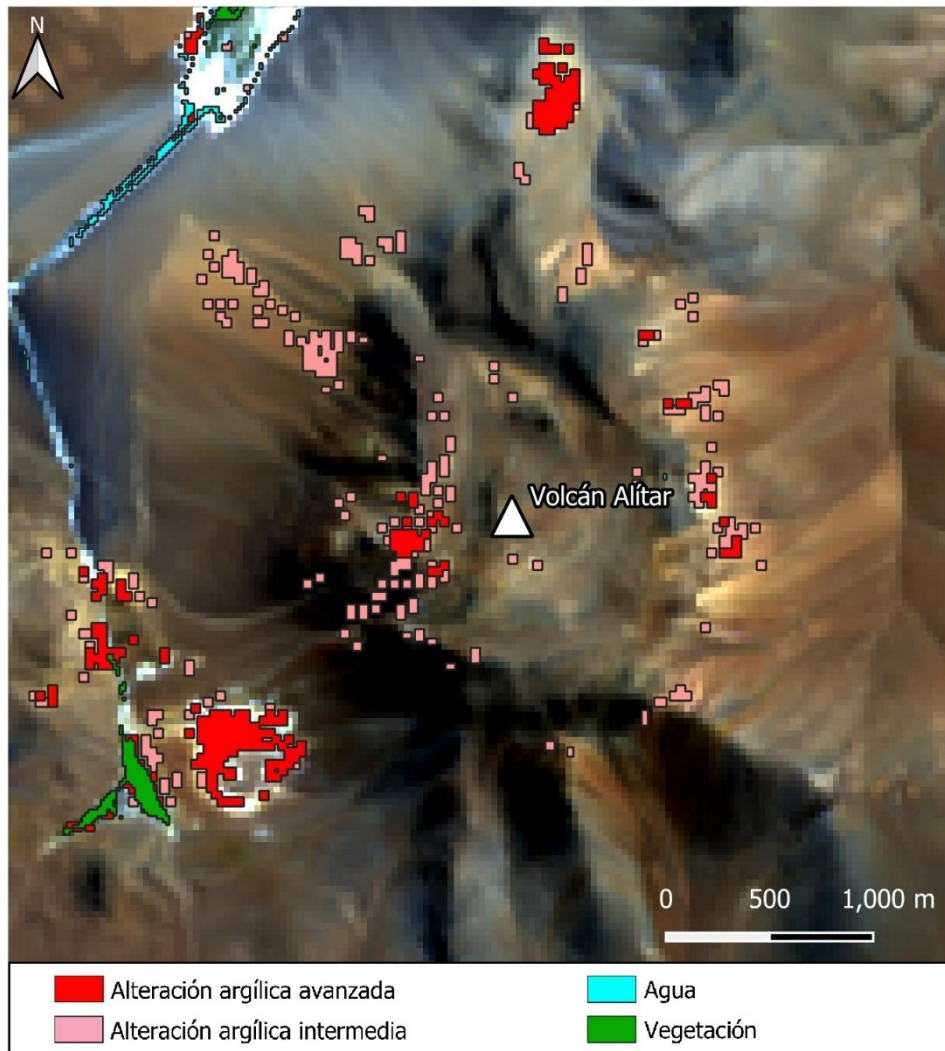
Cabe destacar que el análisis interpretativo e integral de estos resultados responden a una etapa de terreno incipiente por condiciones pandémicas durante la realización de este trabajo. A pesar de todo, estos resultados son consistentes con lo realizado por Ito et al. (2022) en la zona del Complejo Volcánico Altiplano-Puna; los obtenidos de las imágenes combinadas ALI-ASTER de Hubbard & Crowley (2005) en el sector del Volcán Azufre; el mapeo de la alteración hidrotermal presente en la *Mountain Pass* (California, USA) por Rowan & Mars, 2003; y según asociaciones minerales características para estos tipos de alteración (i.e. Rye, 2005; Pirajno, 2009; Hedenquist & Arribas, 2017; 2019; 2022; Fulignati, 2020).

### **5.3 Distribución de la alteración hidrotermal según sensores remotos**

La representación cartográfica de la distribución en superficie de la alteración hidrotermal en el área de estudio consta de mapas de alteración argílica avanzada y argílica intermedia para ASTER (Figura 70); y alteración argílica avanzada y argílica intermedia para Hyperion (Figura 71). Los resultados de ambos sensores indican que las áreas cubiertas son relativamente coincidentes, para el caso de Hyperion la



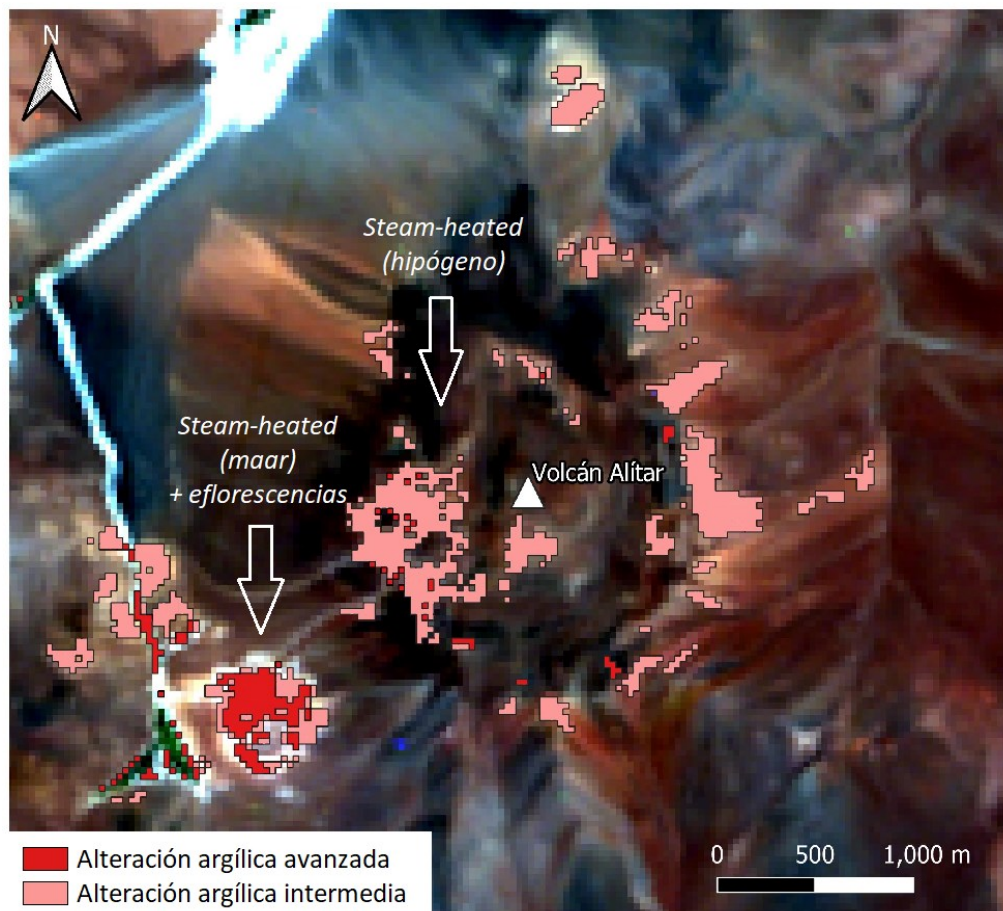
superficie cubierta por alteración argílica intermedia corresponde a 1 km<sup>2</sup>, con 0.75 km<sup>2</sup> para caolinita-caolinita/esmectita y 0.25 km<sup>2</sup> para illita/esmectita; y la alteración argílica avanzada abarca 0.49 km<sup>2</sup>, con 0.13 km<sup>2</sup> para alunita y 0.36 km<sup>2</sup> para Fe-sulfatos. Por su parte, las superficies determinadas a partir del sensor ASTER indican para la alteración argílica intermedia un área de 0.50 km<sup>2</sup>; y para alteración argílica avanzada de 0.58 km<sup>2</sup>.



**Figura 70.** Mapa de índices espectrales (ASTER) para la alteración hidrotermal en el Volcán Alítar. Base de mapeo ASTER (*True Color*) del USGS.

Considerando que este estudio aborda fases correspondientes a etapas de alteración tipo ácido sulfato y la disposición gráfica de las áreas identificadas como alteraciones hidrotermales, se infiere que las zonas de alteraciones argílicas en el

cráter del Volcán Alítar son de tipo *steam-heated* hipógena y/o tardía asociada a la actividad magmática residual del conducto volcánico. También, que las zonas de alteraciones argílicas para el Maar Alitar, representan otra zona de alteración de tipo *steam-heated*, pero asociada a su evento eruptivo freático y la actividad hidrotermal residual en su cráter, donde posteriormente la actividad magmático-hidrotermal da lugar a la superposición de eflorescencias, fumarolas y condensados gaseosos (Figura 71). Por otra parte, se recalca la no inclusión de la alteración propilítica mencionada en el capítulo anterior, dado que dicha respuesta espectral es atribuida a la presencia de anfíboles como parte de los minerales primarios identificados en el Maar Alítar.



**Figura 71.** Mapa de curvas de reflectancia espectral (Hyperion) para la alteración hidrotermal del sector Maar Alítar. Base de mapeo Hyperion (*True Color*) del USGS.



#### **5.4 Condiciones hidrogeoquímicas de fluidos hidrotermales: una perspectiva analítica-experimental**

Diferentes trabajos han contribuido en la comprensión de los sistemas hidrotermales en la ZVC (i.e. Aguilera, 2008; 2016; Tassi et al., 2011; Risacher et al., 2011; Contreras, 2013; Lizana, 2017; Maza et al., 2018; 2021; Muñoz-Saez et al., 2018; Veloso et al., 2019; Taussi et al., 2019; 2021; Aguilera, 2021; Letelier et al., 2021), sin embargo, se encuentran limitados al alcance superficial de los datos recopilados. Este trabajo presenta los rangos de condiciones de pH y temperatura para las fases de alteración hidrotermales principales, coincidentes con condiciones definidas en el registro bibliográfico (i.e Pirajno, 2009; Stimac et al., 2015, Hedenquist & Arribas, 2017; 2022 y Fulignati, 2020) y validadas por los resultados de técnicas analíticas en el Maar Alítar.

Se observa que para los minerales de arcilla (Figura 63), en general, todas las fases se encuentran sobresaturadas para los rangos de pH = ~3-4.5 y temperaturas de ~150-300°C correspondientes a condiciones de alteración argílica avanzada; y subsaturadas luego de descender la temperatura a < ~150°C, a excepción de las fases silíceas (Figura 64), lo que se explica por los procesos de silicificación en condiciones de acidez elevada para un pH < ~3 (Giggenbach, 1992; Corbett & Leach, 1998; Sillitoe, 2015) y coincide con el aumento de Al<sup>+3</sup> en solución (Anexo G).

Particularmente, las condiciones simuladas para las alteraciones reconocidas a partir de técnicas analíticas indican: valores de pH = ~3 y temperatura ~130°C para la alteración argílica avanzada I, pudiendo alcanzar en profundidad un pH = ~4.5 y temperaturas < ~320°C para la asociación alunita + caolinita; y pH = ~2.6-2.8 y temperaturas < 100-130°C para la coexistencia de alunógeno con cristobalita de la alteración argílica avanzada II. Para el caso de la silicificación (Figura 64), las 3 etapas definidas sugieren condiciones de: pH < ~2.8 y temperaturas < ~130°C para la coexistencia de cuarzo/cristobalita; pH < ~3.3 y temperaturas < ~190°C para zonas de transición que justifiquen la presencia fragmentos alóctonos de cuarzo, donde esta sea

la única fase silíceas presente; y pH ~neutro y temperaturas < 120°C (Fournier, 1985; Maza et al., 2021; Hedenquist & Arribas, 2022) para los vestigios de fases opalinas.

Por su parte, la presencia de illita (Figura 63) y anhidrita (Figura 62) indican condiciones de alteración argílica intermedia, con pH = ~3.3-4.3 y temperatura > ~181°C, y pH > ~2.9 y temperatura > ~138°C respectivamente. Esto indica que es factible encontrar otras fases a distintas profundidades en la zona de alteración hidrotermal del Maar Alítar, incluso en sectores donde *vents* hidrotermales puedan remover parte de la roca de caja en su ascenso. Ocurre similar para los minerales primarios y de etapas tempranas de alteración hidrotermal como sanidina/ortoclasa y epidota (Figura 62), estables en condiciones propilíticas de aun mayor temperatura y pH neutro-básico donde priman las reacciones de intercambio catiónico. Por último, las fases wairakita y laumontita (Figura 62), a pesar de no ser identificadas en el área de estudio, aparecen sobresaturadas en condiciones de alteración propilítica de pH > ~4.5 y temperaturas ~300°C, por lo que no se descarta su ocurrencia en otras secciones del Maar Alítar.

## **5.5 Estilo eruptivo y su relación con el sistema hidrotermal**

La coexistencia de fases de alteración hidrotermal propilítica con otras de tipo argílica intermedia y avanzada, son atribuibles a un estilo eruptivo del cráter del maar que vinculan a los *vents* hidrotermales a etapas formadoras del cráter. La ausencia de materiales ígneos juveniles descarta la ocurrencia de una erupción freatomagmática; y la presencia de fase gaseosa magmática (SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S) representada por la actividad fumarólica y eflorescencias descartan a una erupción hidrotermal. Al contrario, estas observaciones refuerzan la idea de la ocurrencia de una erupción freática, considerando que la presencia de fragmentos de roca preexistente del reservorio fue expulsada producto de la ebullición de fluidos por el sobrecalentamiento de aguas hidrotermales por aporte de fluidos magmáticos (Figura 72b); y que la gran disponibilidad de azufre proveniente de las solfataras implicaría una constante retroalimentación de las condiciones ácidas, haciendo aún menos probable la

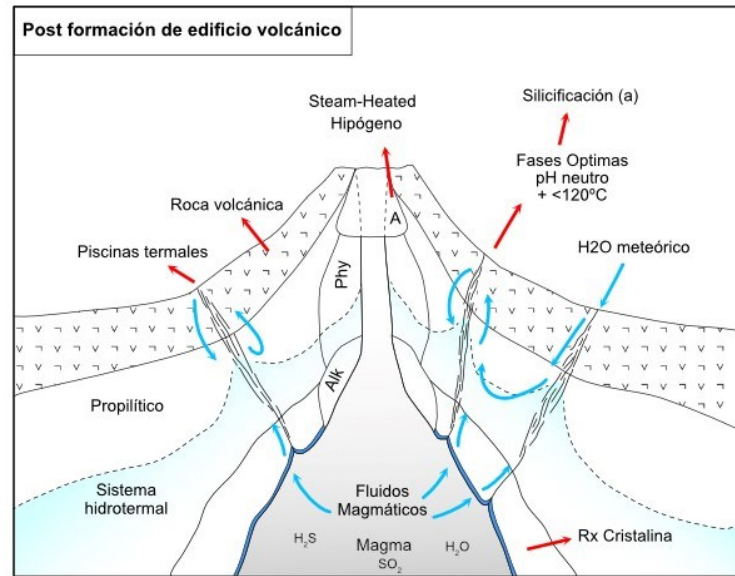
coexistencia en equilibrio de los minerales anteriormente mencionados. Esto indicaría que, de ocurrir proceso(s) de erupción(es) freática(s), la fuente de ebullición debe permanecer en zonas aún más profundas y calientes ( $> 300^{\circ}\text{C}$ ), coincidiendo con las temperaturas de reservorio de  $386\text{-}425^{\circ}\text{C}$  propuestas por Aguilera (2008).

La integración de datos analíticos, remotos y experimentales sugieren una evolución del sistema hidrotermal que responde a los eventos eruptivos mayores como generadores de los minerales de alteración hidrotermal y las manifestaciones termales en superficie. Las etapas se clasifican en:

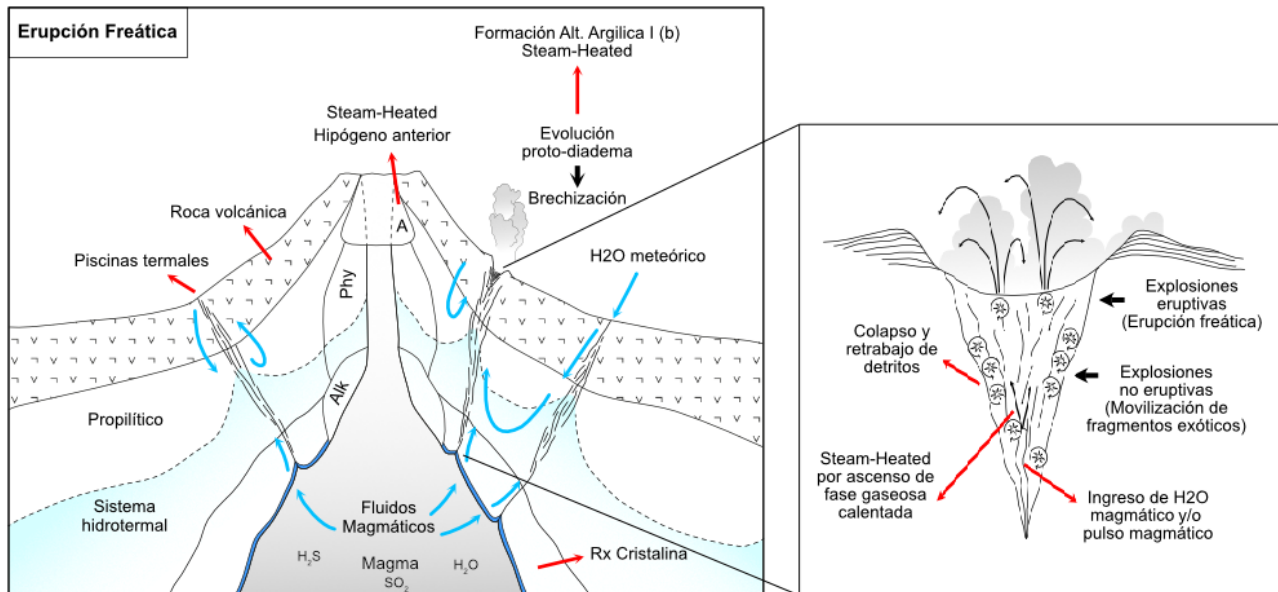
**1) Posterior a la formación de edificio volcánico:** considera el desarrollo de una alteración hipógena típica de tipo *steam-heated* en el cráter del Volcán Alítar (Stimac et al., 2015; Figura 71), con el conducto volcánico como fuente termal según la ubicación de sus alteraciones argílicas reconocidas por el procesamiento de imágenes multiespectrales e hiperespectrales. Esta etapa considera el desarrollo incipiente de un sistema hidrotermal sin influencia directa de fase magmática gaseosa ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ), que genera piscinas termales saturadas en sílice que alcanzan condiciones de pH levemente ácido-neutro donde precipitan fases opalinas (Figura 72a).

**2) Erupción freática:** considera la formación de una protodiatrema en plano(s) de debilidad preexistente(s) por ascenso de fluidos hidrotermales. La inyección de fase gaseosa y/o líquida magmática habría provocado un sobrecalentamiento en el reservorio, desencadenando los procesos de brechización, colapso y formación de un frente de erupción (Figura 72b). Justamente, la ausencia de componentes juveniles indica la brechización del frente de erupción. Este proceso posiciona minerales de mayor pH y/o temperatura en zonas superficiales, tales como: las fases opalinas, epidota, feldespatos potásicos, minerales primarios preexistentes de zonas próximas al reservorio. Esta etapa considera etapas iniciales en la formación de una alteración de tipo *steam-heated* asociada a la inclusión de la fase magmática, que habría generado la alteración de alunita-caolinita (alteración argílica avanzada I) en la matriz volcánica de la roca original en el proceso de brechización-erupción.

a.

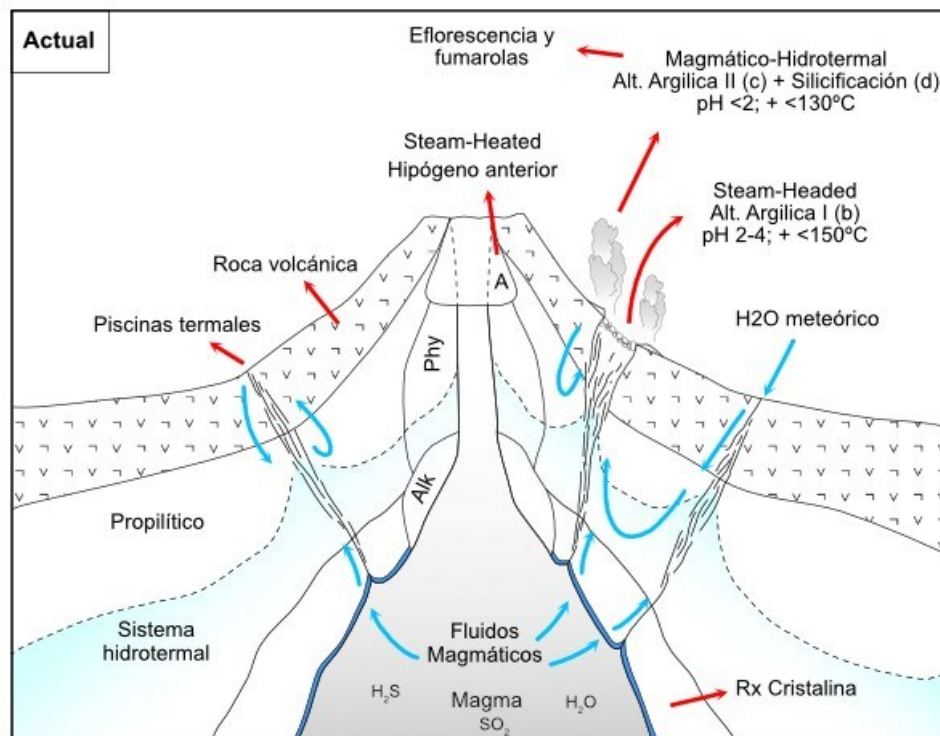


b.



**Figura 72. a.** Modelo conceptual de la etapa post a la formación del edificio volcánico que sugiere la formación de una zona de alteración de tipo *steam-heated* asociada al conducto volcánico principal. En esta etapa, el reservorio hidrotermal se habría generado por convección de calor por parte de la cámara magmática, generando manifestaciones termales en superficie evidenciadas por la precipitación de fases opalinas (silificación inicial o ambiente(a)). **b.** Modelo conceptual de la etapa de erupción freática por inclusión de fase magmática gaseosa y fluidos magmáticos al reservorio hidrotermal. Planos de debilidad preexistentes habrían dado lugar a la formación de una protodiatrema que desencadena procesos de brechización y un frente de erupción, culminando en la erupción freática correspondiente a los depósitos en el cráter del Maar Alítar. El aumento de temperatura y la interacción fluido-roca por ascenso de *vents* hidrotermales habría iniciado otra zona de alteración de tipo *steam-heated* (ambiente (b)). Prop: propilítico; Alk: alcalino; Phy: fílico; A: argílico.

**3) Actual:** considera la consolidación del cráter como conducto para el ascenso continuo de fase magmática gaseosa y, por lo tanto, también de un ambiente magmático-hidrotermal que sobreimpone la asociación alunógeno-halotriquita/pickeringita-cristobalita (alteración argílica avanzada II) en forma de precipitados hidrotermales, fumarolas y eflorescencias (Figura 73). Las paredes del cráter del Maar Alítar muestran la asociación alunita-caolinita-cuarzo/cristobalita (Alteración argílica avanzada I) por el desarrollo de procesos de silicificación por condensación gaseosa (cristobalita/tridimita) y precipitación de fluidos hidrotermales residuales (agregados silíceos microcristalinos).



**Figura 73.** Modelo conceptual de la etapa actual en el cráter del Maar Alítar. La presencia de fumarolas y eflorescencias indica el ascenso continuo de fase magmática gaseosa (SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S) en un ambiente de tipo magmático-hidrotermal sobreimpuesto por sucesivos *vents* hidrotermales (ambiente (c) se sobreimpone a (b) y convive con silicificación (d)), resultando en un cráter de componentes heterogéneos producto de la brechización intensa. Se presume que el inicio estas condiciones dió origen al proceso eruptivo de la erupción freática del Maar Alítar. El *upflow* de fluidos hidrotermales indican la existencia de planos de debilidad permeables que dan lugar a zonas de recarga meteórica, retroalimentando las condiciones del sistema. Prop: propilitico; Alk: alcalino; Phy: fílico; A: argílico.

## CAPITULO 6

### CONCLUSIONES

#### 6.1 Técnicas analíticas

Los minerales identificados en el cráter del Maar Alítar corresponden a minerales primarios y/o de otras etapas de alteración hidrotermal (andesina, sanidina, cummingtonita, biotita, ilmenita, magnetita, epidota, illita y anhidrita); sulfatos y minerales de arcilla (alunita, natroalunita, caolinita, jarosita, natrojarosita, alunógeno, pickeringita, halotriquita y yeso); y polimorfos de sílice (ópalo-A/CT, ópalo-A, cristobalita, tridimita y cuarzo). Estos se agrupan en tres asociaciones minerales principales por su composición elemental y ocurrencia, las cuales son: (1) cuarzo-cristobalita/tridimita  $\pm$  (ópalo-A/CT  $\pm$  ópalo-CT)  $\pm$  hematita  $\pm$  azufre nativo  $\pm$  epidota (agrupación elemental Si (+S)); (2) alunita + cuarzo/cristobalita + caolinita  $\pm$  hematita  $\pm$  anatasa  $\pm$  azufre nativo (agrupación Si-Al-SO<sub>4</sub> ( $\pm$ S)); y (3) alunógeno + pickeringita/halotriquita + cuarzo/ cristobalita  $\pm$  alunita  $\pm$  jarosita  $\pm$  anhidrita  $\pm$  epidota (agrupación (Fe)Al-SO<sub>4</sub>-Si ( $\pm$ S)). Cada asociación representa condiciones fisicoquímicas de un ambiente hidrotermal principal (a), (b), (c) y (d) que, a su vez, heredan minerales de la etapa de alteración anterior por el retrabajo de componentes debido a sucesivos *vents* hidrotermales.

La asociación (1) define dos ambientes dominados por procesos residuales de silicificación como etapa inicial y terminal de la evolución de la alteración hidrotermal en el Maar Alítar, resultando: (a) uno de pH ~neutro asociado a etapas pre-erupción del Maar Alítar y a una etapa posterior a la formación del edificio volcánico influenciada por el desarrollo de un ambiente de tipo *steam-heated* hipógeno en el conducto volcánico (Figura 72a); con otro sobrepuesto (d) de pH ácido, controlado por el aporte de fase magmática gaseosa en un ambiente de tipo magmático-hidrotermal, que da lugar a las manifestaciones termales superficiales en el sector actualmente (Figura 73). (a) indica el crecimiento y maduración de ópalo-A/CT y ópalo-CT a partir de sílice amorfa (ópalo-A) formada en fuentes termales con pH ~neutro y temperatura



< ~120°C. Por su parte, (b) la coexistencia de cuarzo y cristobalita/tridimita como productos condensados y retrabajados en el Maar Alítar, indican valores de pH = ~2.5 y temperaturas de 60-150°C, es decir, condiciones de un ambiente hidrotermal ácido.

La asociación (2) define un ambiente de alteración argílica avanzada I (b), que indica condiciones de pH = ~2.5 y temperaturas < 150°C para la coexistencia de alunita-natroalunite y caolinita por reemplazos pervasivos en la matriz volcánica de las rocas de caja del cráter del Maar Alítar. Aunque la ocurrencia y coexistencia con cuarzo-cristobalita sugiere valores de pH = ~1-2.5 y temperaturas de ~100°C. Sin embargo, también presenta fragmentos alóctonos primarios y de etapas de alteración argílica intermedia (illita), asociados a la brechización desencadenada por el evento eruptivo del Maar Alítar, que también situarían minerales de condiciones propilíticas-fílicas (epidota y anhidrita) de pH ácido-neutro (~4-6) y temperaturas de 200-270°C en superficie. La identificación de estas alteraciones argílicas indica el desarrollo hacia superficie de un ambiente de tipo *steam-heated* asociado a la etapa de erupción freática (Figura 72b).

Por último, la asociación (3) define un ambiente de tipo magmático-hidrotermal con una alteración de tipo argílica avanzada II (c) para las eflorescencias y condensados fumarólicos recientes (Figura 73), que indican condiciones de pH = ~2-4 y temperatura  $\geq$  100-150°C para la precipitación de alunógeno y cristobalita. Sin embargo, su coexistencia con halotriquita y pickeringita sugiere condiciones de pH < 2 y alta  $f(\text{O}_2)$ , indicando variaciones de pH en los fluidos hidrotermales reflejadas por la zonación de natrojarositas en los precipitados de las eflorescencias producto de sucesivos *vents* hidrotermales ricos en fase magmática gaseosa. Lo que coincide con una reconcentración de alunógeno por disolución de halotriquita y pickeringita en condiciones oxidantes y, por tanto, con un sistema que retroalimenta sus condiciones ácidas por disolución y recirculación de aguas meteóricas en superficie. Esta alteración se superponen a la alteración argílica avanzada I y es reconocida por la presencia de cristobalita y alunite por alteración pervasiva de los productos volcánicos.

La heterogeneidad de condiciones para los minerales de alteración hidrotermal coexistentes entre sí sugiere un estilo eruptivo de origen hidrotermal enriquecido por fase magmática gaseosa, es decir, una erupción freática según la clasificación de Browne & Lawless (2001). Esta clasificación también considera maares a las erupciones freáticas, por lo que se sugiere conservar el nombre original del Maar Alítar. Sin embargo, también se recomienda que sea considerado como un sistema maar-diatrema, al igual que diversas erupciones freáticas y/o freatomagmáticas por su similitud de origen eruptivo y por, generalmente, representar eventos coexistentes (i.e. White & Ross, 2011; Valentine et al., 2012; 2014; Isaia et al., 2015; Stix & de Moore, 2018; Tajima et al., 2020; D'Elia et al., 2020). Por tanto, según el modelo *Top-Down* (Browne & Lawless, 2001), la morfología actual del cráter responde a la ocurrencia de protodiatrema devenida en una erupción freática que provocó el colapso de las paredes del cráter sobre sí mismas, posicionando minerales de mayor pH y temperatura en zonas superficiales.

## 6.2 Técnicas remotas y experimentales

Respecto al uso de sensores remotos, los resultados del procesamiento de imágenes multiespectrales (Landsat y ASTER) e hiperespectrales (Hyperion) en el cráter del Maar Alítar permiten, grosso modo, validar la identificación mineral remota y la caracterización de zonas de alteración y de roca fresca. Esto en conjunto a la morfología de las alteraciones identificadas en los cráteres del Volcán Alítar y el Maar Alítar, sugieren la ocurrencia de, como mínimo, dos etapas de alteración hidrotermal: una de tipo *steam-heated* hipógeno representada por las alteraciones argílica intermedia (esmectita/illita y caolinita-caolinita/esmectita) y, en menor medida, argílica avanzada (alunita ± Fe-sulfatos), asociadas al cráter del Volcán Alítar; y otra de tipo *steam-heated* + magmática-hidrotermal asociada al aporte de fase magmática gaseosa (SO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S) identificada en manifestaciones termales en superficie y representada por las alteraciones argílica avanzada (Fe-sulfatos + alunita) y argílica intermedia (esmectita/illita ± caolinita-caolinita/esmectita), asociadas al evento eruptivo que dio origen al cráter del Maar Alítar.

En este sentido, el procesamiento de imágenes espectrales de sensores remotos es una herramienta fundamental para facilitar la identificación mineral en sectores de acceso limitado por sus condiciones geográficas, climáticas y políticas. Sin embargo, también se concluye que, agrupar los minerales de alteración identificados en tipos de alteración hidrotermal, es la mejor manera de presentar mapas de alteración, considerando la potencial mezcla de minerales en la curva de reflectancia espectral asociada a un pixel. Por esta razón, sin considerar la resolución espectral de una imagen satelital, se considera el tamaño de pixel como la principal limitante del método.

Por otra parte, los resultados de simulaciones experimentales indican la evolución representativa de un sistema hidrotermal idealizado a partir de una solución modelada que simula condiciones acordes a parámetros obtenidos *in-situ* en el área de estudio. El ingreso de fase magmática gaseosa y la variación secuencial de la temperatura indican condiciones de  $\text{pH} > \sim 4$  y temperaturas  $> 230^\circ\text{C}$  para alteraciones propilíticas; de  $\text{pH} = \sim 3-4.5$  y temperaturas de  $\sim 150-320^\circ\text{C}$  para alteraciones filicas-argílicas intermedias; de  $\text{pH} = \sim 2.5-4.5$  y temperaturas de  $\sim 120-320^\circ\text{C}$  para alteraciones argílicas avanzadas.; y de  $\text{pH} < \sim 3$  y temperaturas  $< \sim 130^\circ\text{C}$  para la silicificación. Estas condiciones coinciden con los rangos de pH y temperatura encontradas en el registro bibliográfico para los diferentes tipos de alteración hidrotermal y, por tanto, reproducen satisfactoriamente las condiciones de alteración hidrotermal obtenidas por la identificación de minerales a través de técnicas analíticas de laboratorio.

### **6.3 Integración de técnicas para el estudio de sistemas termales**

La integración de resultados de diferentes metodologías permite dilucidar y relacionar las etapas de alteración hidrotermal con el estilo eruptivo del Maar Alítar y a procesos post-eruptivos del Volcán Alítar. Las alteraciones argílicas en los bordes del cráter del Volcán Alítar y las fases opalinas identificadas en el Maar Alítar se relacionan a una primera etapa de alteración hidrotermal post-erupción volcánica, asociada al conducto volcánico principal; posteriormente, una intensificación en la actividad hidrotermal por la inclusión de fase magmática gaseosa al sistema que habría generado la formación de una protodiatrema, desencadenando los procesos de

brechización, colapso y formación de un frente de erupción freática; finalmente, el estado actual del cráter del Maar Alítar indica que corresponde a una vía de transporte para el ascenso continuo de fase magmática gaseosa, representada por fumarolas y eflorescencias en superficie que, a su vez, funciona como fuente de recarga de fluidos meteóricos al sistema, retroalimentando las condiciones ácidas del sistema por removilización de componentes desde superficie.

Finalmente, los antecedentes presentados en el área de estudio: 1) el aporte de fase magmática gaseosa asociada a la manifestación en superficie del Cuerpo Magmático Altiplano Puna (CMAP); 2) la asociación de la actividad volcánica con lineamientos mayores que definen provincias tectono-geotermales (Veloso et al., 2019) como zonas de permeabilidad mejorada por un control estructural, que da lugar a vías de transporte y recarga hídrica; y 3) la presencia de manifestaciones termales fluidas en superficie, que sugieren la circulación de fluidos hidrotermales subterráneos, a pesar de las condiciones de hiperaridez imperantes en el Desierto de Atacama (Houston & Hartley, 2003; Houston, 2006); reúnen todas las cualidades que permiten concluir la existencia de un reservorio geotermal a profundidad. Por consiguiente, el caso de estudio se clasifica como un sistema geotermal volcánico dominado por convección (CV1; Moeck, 2014) que, potencialmente, corresponde a un recurso geotermal de alta entalpía según las temperaturas de reservorio propuestas y acorde a otras clasificaciones que consideran la temperatura de reservorio como factor determinante (Muffler, 1979; Hochstein, 1990; Benderitter Y., 1990; Haenel R., 1988). De tal manera, se determina que el sector del Volcán Alítar corresponde un excelente candidato a prospección para futuras exploraciones geotérmicas.

## BIBLIOGRAFÍA

- Adams, P. M., Lynch, D. K., Buckland, K. N., Johnson, P. D., & Tratt, D. M. (2017). Sulfate mineralogy of fumaroles in the Salton Sea Geothermal Field, Imperial County, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 15-43.
- 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 (pp. 393). Tesis de doctorado. Universidad Católica del Norte.
- Aguilera, F., Layana, S., Rodríguez-Díaz, A., González, C., Cortés, J., & Inostroza, M. (2016). Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from Lastarria Volcanic Complex: A multidisciplinary study. *Andean Geology*, 43(2), 166-169.
- Aguilera, F. (2021) Alteración hidrotermal en superficie en el Volcán Ascotán (norte de Chile): estudio a través de la mineralogía de arcillas y sulfatos. Memoria para optar al grado de Geólogo; Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias mención Geología (pp. 162). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Akın, T., & Kargı, H. (2019). Modeling the geochemical evolution of fluids in geothermal wells and its implication for sustainable energy production. *Geothermics*, 77, 115-129.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T. E., Kay, S. M., & Isacks, B. L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual review of earth and planetary sciences*, 25(1), 139-174.
- Alvear, B. (2015). Estudio textural mediante SEM-CL en minerales de alteración en el Sistema Geotermal Tolhuaca, IX región de la Araucanía, Chile. Memoria para optar al grado de Geólogo (pp. 158). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Aparicio, P., Galán, E., & Ferrell, R. E. (2006). A new kaolinite order index based on XRD profile fitting. *Clay Minerals*, 41(4), 811-817.
- Beck, S. L., Zandt, G., Myers, S. C., Wallace, T. C., Silver, P. G., & Drake, L. (1996). Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, 24(5), 407-410.
- Beiranvand Pour, A., & Hashim, M. (2014). ASTER, ALI and Hyperion sensors data for lithological mapping and ore minerals exploration. *SpringerPlus*, 3(1), 1-19.
- Benderitter, Y., & Cormy, G. (1990). Possible approach to geothermal research and relative cost estimate. *Small geothermal resources*, UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, 61-71.

Blanc, P., Lassin, A., Piantone, P., Azaroual, M., Jacquemet, N., Fabbri, A., Gaucher, E.C., (2012). Thermoddem: a geochemical database focused on low temperature water/rock interactions and waste materials. *Appl. Geochem.* 27, 2107-2116. Available at: <http://thermoddem.brgm.fr/>.

Boden, D. R. (2016). *Geologic fundamentals of geothermal energy*. CRC Press. In *Energy and the Environment*, 400p.

Bonali, F. L., Corazzato, C., & Tibaldi, A. (2012). Elastic stress interaction between faulting and volcanism in the Olacapato–San Antonio de Los Cobres area (Puna plateau, Argentina). *Global and planetary change*, 90, 104-120.

Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., & Haak, V. (2002). The Bolivian altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5), EPM-4.

Browne, P. R. L., & Lawless, J. V. (2001). Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews*, 52(4), 299-331.

Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual review of earth and planetary sciences*, 6(1), 229-248.

Brüggen, J. (1950). *Fundamentos de la geología en Chile*. Instituto Geográfico Militar, 374 p. Santiago

Casertano, L. (1963). catalogue of active volcanoes of the World, including solfatara fields. *International association of volcanology and chemistry of the earth's Interior (IAVCEI), The chilean continent*, 15, 55.

Cathelineau, M., & Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91(3), 235-244.

Charlton, S. R., & Parkhurst, D. L. (2011). Modules based on the geochemical model PHREEQC for use in scripting and programming languages. *Computers & Geosciences*, 37(10), 1653-1663.

Chmielowski, J., Zandt, G., & Haberland, C. (1999). The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters*, 26(6), 783-786.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., & Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 303-332.



Contreras, A. (2013). Caracterización de la mineralogía de alteración hidrotermal en superficie del Volcán Tacora y sus alrededores, Región de Arica y Parinacota. Memoria para optar al título de Geólogo (pp. 98). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization (Vol. 6, p. 240). Littleton, Colorado: Society of Economic Geologists.

Crosta, A. P., De Souza Filho, C. R., Azevedo, F., & Brodie, C. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International journal of Remote sensing*, 24(21), 4233-4240.

D'Elia, L., Páez, G., Hernando, I. R., Petrinovic, I. A., López, L., Kürten, G., & Vigiani, L. (2020). Hydrothermal eruptions at El Humazo, Domuyo geothermal field, Argentina: insights into the eruptive dynamics and controls. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393

D'Orazio, M., Mauro, D., Valerio, M., & Biagioni, C. (2021). Secondary Sulfates from the Monte Arsiccio Mine (Apuan Alps, Tuscany, Italy): Trace-element budget and role in the formation of acid mine drainage. *Minerals*, 11(2), 206.

Danoedoro, P., & Zukhrufiyati, A. (2015, May). Integrating spectral indices and geostatistics based on Landsat-8 imagery for surface clay content mapping in Gunung Kidul area, Yogyakarta, Indonesia. In *Proceeding of the 36th Asian Conference on Remote Sensing*, Yogyakarta.

De Silva, S. L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17(12), 1102-1106.

De Silva, S. L., & Francis, P. W. (1991). *Volcanoes of the central Andes* (p. 216). Berlin, Springer-Verlag.

De Silva, S. L., Self, S., Francis, P. W., Drake, R. E., & Carlos, R. R. (1994). Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 17805-17825.

De Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J. G., Salas, G., & Jiménez, N. (2006). Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1), 47-63.

de Silva, S. L., & Gosnold, W. D. (2007). Episodic construction of batholiths: Insights from the spatiotemporal development of an ignimbrite flare-up. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 320-335.

Deyell, C. L., & Dipple, G. M. (2005). Equilibrium mineral–fluid calculations and their application to the solid solution between alunite and natroalunite in the El Indio–Pascua belt of Chile and Argentina. *Chemical Geology*, 215(1-4), 219-234.

Droguett, B. (2012). Alteración hidrotermal en el campo geotérmico del Sistema Volcánico Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo (pp. 184). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

Fournier, R. O. (1985). The behavior of silica in hydrothermal solutions, (2), 45-61.

Fulignati, P. (2020). Clay minerals in hydrothermal systems. *Minerals*, 10(10), 919.

Galán, E. (2006). Genesis of clay minerals. *Developments in clay science*, 1, 1129-1162.

Gallardo, R. (2020). Evolución hidrotermal del Sistema Geotermal Nevados de Chillán. Memoria para optar al título de Geólogo; Tesis para optar al título de Magíster en Ciencias mención Geología (pp. 98). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

Gao, B. C. (1996). NDWI—A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment*, 58(3), 257-266.

Ghisoli, C., Caucia, F., & Marinoni, L. (2010). XRPD patterns of opals: A brief review and new results from recent studies. *Powder Diffraction*, 25(3), 274-282.

Giggenbach, W. F. (1992). The composition of gases in geothermal and volcanic systems as a function of tectonic-setting. In *International symposium on water-rock interaction* (pp. 873-878).

Giordano, G., Pinton, A., Cianfarra, P., Baez, W., Chiodi, A., Viramonte, J., ... & Groppelli, G. (2013). Structural control on geothermal circulation in the Cerro Tuzgle–Tocomar geothermal volcanic area (Puna plateau, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 77-94.

Gitelson & Merzlyak, 1997 → NDVI remote sensing

Godoy, B., Wörner, G., Kojima, S., Aguilera, F., Simon, K., & Hartmann, G. (2014). Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro–Linzor volcanic chain, Central Andes, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, 24-42.

Godoy, B., Rodríguez, I., Pizarro, M., & Rivera, G. (2017). Geomorphology, lithofacies, and block characteristics to determine the origin, and mobility, of a debris avalanche deposit at Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 136-148.

González, G., Cembrano, J., Aron, F., Veloso, E. E., & Shyu, J. B. H. (2009). Coeval compressional deformation and volcanism in the central Andes, case studies from northern Chile (23 S–24 S). *Tectonics*, 28(6).

González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar. Santiago, pp. 635.

Haenel, R., Rybach, L., & Stegena, L. (1988). *Fundamentals of Geothermics, Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination*.

Hall, A. J., Fallick, A. E., Perdikatsis, V., & Photos-Jones, E. (2003). A model for the origin of Al-rich efflorescences near fumaroles, Melos, Greece: enhanced weathering in a geothermal setting. *Mineralogical Magazine*, 67(2), 363-379.

Harris, J. R., Rogge, D., Hitchcock, R., Ijewliw, O., & Wright, D. (2005). Mapping lithology in Canada's Arctic: application of hyperspectral data using the minimum noise fraction transformation and matched filtering. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(12), 2173-2193.

Harsanyi, J. C., & Chang, C. I. (1994). Hyperspectral image classification and dimensionality reduction: An orthogonal subspace projection approach. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 32(4), 779-785.

Hedenquist, J. W., & Taran, Y. A. (2013). Modeling the formation of advanced argillic lithocaps: Volcanic vapor condensation above porphyry intrusions. *Economic Geology*, 108(7), 1523-1540.

Hedenquist, J. W., & Arribas, R. A. (2017). Epithermal ore deposits: first-order features relevant to exploration and assessment. *Mineral Resources to Discover*, 1, 47-50.

Hedenquist, J., Arribas, A., 2019. Environments of advanced argillic alteration I. Mineral stability and hypogene formation II. Steam-heated, supergene, and exploration implications. Conference paper: Society of Resource Geology of Japan, Annual Meeting, At Tokyo, Japan, Vol. 69.

Hedenquist, J. W., & Arribas, A. (2022). Exploration implications of multiple formation environments of advanced argillic minerals. *Economic Geology*, 117(3), 609-643.

Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-science reviews*, 19(1), 1-50.

- Hinckley, D. N. (1962). Variability in “crystallinity” values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and clay minerals*, 11(1), 229-235.
- Hörbrand, T., Baumann, T., & Moog, H. C. (2018). Validation of hydrogeochemical databases for problems in deep geothermal energy. *Geothermal Energy*, 6(1), 1-30.
- Hochstein, M. P. (1990). Classification and assessment of geothermal resources. *Small geothermal resources: A guide to development and utilization*, UNITAR, New York, 31-57.
- Houston, J., & Hartley, A. J. (2003). The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(12), 1453-1464.
- Houston, J. (2006). Variability of precipitation in the Atacama Desert: its causes and hydrological impact. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(15), 2181-2198.
- Hubbard, B. E., & Crowley, J. K. (2005). Mineral mapping on the Chilean–Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions. *Remote Sensing of Environment*, 99(1-2), 173-186.
- Hübner, D. (2018). Evolución geológica del Volcán Azufre II, Región de Antofagasta. Memoria para optar al título de Geólogo (pp. 130). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Inoue, A. (1995). Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In *Origin and mineralogy of clays* (pp. 268-329). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Inoue, A., Meunier, A., & Beaufort, D. (2004). Illite-smectite mixed-layer minerals in felsic volcanoclastic rocks from drill cores, Kakkonda, Japan. *Clays and Clay Minerals*, 52(1), 66-84.
- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4), 3211-3231.
- Isaia, R., Vitale, S., Di Giuseppe, M. G., Iannuzzi, E., D’Assisi Tramparulo, F., & Troiano, A. (2015). Stratigraphy, structure, and volcano-tectonic evolution of Solfatara maar-diatreme (Campi Flegrei, Italy). *Bulletin*, 127(9-10), 1485-1504.
- Ito, G., Flahaut, J., González-Maurel, O., Godoy, B., Payet, V., & Barthez, M. (2022). Remote Sensing Survey of Altiplano-Puna Volcanic Complex Rocks and Minerals for Planetary Analog Use. *Remote Sensing*, 14(9), 2081.

- John, D. A., Sisson, T. W., Breit, G. N., Rye, R. O., & Vallance, J. W. (2008). Characteristics, extent and origin of hydrothermal alteration at Mount Rainier Volcano, Cascades Arc, USA: Implications for debris-flow hazards and mineral deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 175(3), 289-314.
- Kalmykov, D., Makaev, S., Golubev, G., Ereemeev, I., Vasilevsky, V., Song, J., ... & Volkov, A. (2021). Operation of three-stage process of lithium recovery from geothermal brine: simulation. *Membranes*, 11(3), 175.
- Kay, S. M., & Coira, B. L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoir*, 204, 229-259.
- Kereszturi, G., Schaefer, L. N., Miller, C., & Mead, S. (2020). Hydrothermal alteration on composite volcanoes: mineralogy, hyperspectral imaging, and aeromagnetic study of Mt Ruapehu, New Zealand. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21(9).
- Kern, J. M., de Silva, S. L., Schmitt, A. K., Kaiser, J. F., Iriarte, A. R., & Economos, R. (2016). Geochronological imaging of an episodically constructed subvolcanic batholith: U-Pb in zircon chronochemistry of the Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geosphere*, 12(4), 1054-1077.
- Lane, M. D., Bishop, J. L., Dyar, M. D., Hiroi, T., Mertzman, S. A., Bish, D. L., ... & Rogers, A. D. (2015). Mid-infrared emission spectroscopy and visible/near-infrared reflectance spectroscopy of Fe-sulfate minerals. *American Mineralogist*, 100(1), 66-82.
- Laukamp, C. (2011). Short Wave Infrared Functional Groups of Rock-forming Minerals. Report number EP115222, CSIRO Earth Science and Resource Engineering, Australia.
- Letelier, J. A., O'Sullivan, J., Reich, M., Veloso, E., Sánchez-Alfaro, P., Aravena, D., ... & Morata, D. (2021). Reservoir architecture model and heat transfer modes in the El Tatio-La Torta geothermal system, Central Andes of northern Chile. *Geothermics*, 89, 101940.
- Li, G., Li, J., Qin, K., Duo, J., Zhang, T., Xiao, B., & Zhao, J. (2012). Geology and hydrothermal alteration of the Duobuza gold-rich porphyry copper district in the Bangongco metallogenic belt, northwestern Tibet. *Resource Geology*, 62(1), 99-118.
- Liétard, O. (1977). Contribution a l'étude des propriétés physicochimiques, cristallographiques et morphologiques des kaolins [thesis]. Nancy: University of Nancy.
- Lizana, C. (2017). Alteración hidrotermal en Cerro Pabellón: caso de estudio Sondaje PexAP-1. Memoria para optar al título de Geólogo (pp. 150). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

- Lowell, J. D., & Gumbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits: *Economic Geology*, 65, 373-408.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., Perry, R. S., Browne, P. R. L., & Moore, J. N. (2006). Acceleration of sinter diagenesis in an active fumarole, Taupo volcanic zone, New Zealand. *Geology*, 34(9), 749-752.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., James, B. J., Browne, P. R., & Moore, J. (2007). Tracking crystallinity in siliceous hot-spring deposits. *American Journal of Science*, 307(3), 612-641.
- Magendran, T., & Sanjeevi, S. (2014). Hyperion image analysis and linear spectral unmixing to evaluate the grades of iron ores in parts of Noamundi, Eastern India. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 26, 413-426.
- Mars, J. C., & Rowan, L. C. (2007). Mapping phyllic and argillic-altered rocks in southeastern Afghanistan using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. US Geological Survey.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R., & Maas, R. (2002). Geodynamical evolution of Central Andes at 24 S as inferred by magma composition along the Calama–Olacapato–El Toro transversal volcanic belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 205-228.
- Meyer, C. (1967). Wall Rock Alteration. In. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 166-235.
- Maza, S. N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., ... & Pizarro, M. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, 53(2), 117-141.
- Maza, S. N., Collo, G., Morata, D., Taussi, M., Vidal, J., Marrioli, M., Renzulli, A. (2021). Active and fossil hydrothermal zones of the Apacheta Volcano: Insights dor the CerroPabellon Hidden Geothermal System (Northern Chile).
- Meunier, A. (2005). *Clays* (p. 476). Springer Science & Business Media.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.
- El-Desoky, H. M., Soliman, N., Heikal, M. A., & Abdel-Rahman, A. M. (2021). Mapping hydrothermal alteration zones using ASTER images in the Arabian–Nubian Shield: A case study of the northwestern Allaqi District, South Eastern Desert, Egypt. *Journal of Asian Earth Sciences*: X, 5, 100060.



- Moore, D. M., & Reynolds Jr, R. C. (1997) X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals.
- Muffler, L. J. (1979). Assessment of geothermal resources of the United States, 1978 (No. USGS-CIRC-790). Geological Survey, Reston, VA (USA).
- Muñoz-Saez, C., Manga, M., & Hurwitz, S. (2018). Hydrothermal discharge from the El Tatio basin, Atacama, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 361, 25-35.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids Chemistry & Exploration Technique* Springer Verlag. Inc. Berlin, 920.
- Ninomiya, Y. (2004, February). Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. In *Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites VII*, 5234, 180-190.
- Norton, D. L. (1984). Theory of hydrothermal systems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 12, 155.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3—a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US geological survey techniques and methods*, 6(A43), 497.
- Petrinovic, I. A., Riller, U., & Brod, J. A. (2005). The Negra Muerta Volcanic Complex, southern Central Andes: geochemical characteristics and magmatic evolution of an episodically active volcanic centre. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 140(4), 295-320.
- Piochi, M., Mormone, A., & Balassone, G. (2019). Hydrothermal alteration environments and recent dynamics of the Ischia volcanic island (southern Italy): Insights from repeated field, mineralogical and geochemical surveys before and after the 2017 Casamicciola earthquake. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 376, 104-124.
- Piochi, M., Mormone, A., Strauss, H., & Balassone, G. (2019). The acid sulfate zone and the mineral alteration styles of the Roman Puteoli (Neapolitan area, Italy): Clues on fluid fracturing progression at the Campi Flegrei volcano. *Solid Earth*, 10(6), 1809-1831.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media, 1273.

- Prezzi, C. B., Götze, H. J., & Schmidt, S. (2009). 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3-4), 217-234.
- Putnis, A. (1992). *An introduction to mineral sciences* (p. 479). Cambridge University Press.
- Ramírez, C. F., & Gardeweg, M. (1982). Geología de la Hoja Toconao. Escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, (54), 122.
- Range K.J. & Weiss A. (1969) Über das Verhalten von kaolinitit bei hohen Dru'cken. *Berichte Deutsche Keramische Gesellschaft*, 46, 231\_238.
- Reyes, A. G. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43(1-4), 279-309.
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M., & Oncken, O. (2001). Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3-4), 299-311.
- Risacher, F., Fritz, B., & Hauser, A. (2011). Origin of components in Chilean thermal waters. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(1), 153-170.
- Rockwell, B. W. (2013). Automated mapping of mineral groups and green vegetation from Landsat Thematic Mapper imagery with an example from the San Juan Mountains, Colorado. US Geological Survey Scientific Investigations Map, 3252.
- Rowan, L. C., Hook, S. J., Abrams, M. J., & Mars, J. C. (2003). Mapping hydrothermally altered rocks at Cuprite, Nevada, using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a new satellite-imaging system. *Economic Geology*, 98(5), 1019-1027.
- Rowan, L. C., & Mars, J. C. (2003). Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data. *Remote sensing of Environment*, 84(3), 350-366.
- Rye, R. O. (2005). A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215(1-4), 5-36.
- Salisbury, M. J., Jicha, B. R., de Silva, S. L., Singer, B. S., Jiménez, N. C., & Ort, M. H. (2011).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Bulletin*, 123(5-6), 821-840.
- Santi, B. (1955). Manifestazioni esalativo-idrotermali dell'Isola d'Ischia. *Bulletin Volcanologique*, 16(1), 181-223.

Schmitt, A., De Silva, S., Trumbull, R., & Emmermann, R. (2001). Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(6), 680-700.

Schmitt, A. K., Lindsay, J. M., de Silva, S., & Trumbull, R. B. (2003). U–Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 120(1-2), 43-53.

Sillitoe, R. H., Baker, E. M., & Brook, W. A. (1984). Gold deposits and hydrothermal eruption breccias associated with a maar volcano at Wau, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 79(4), 638-655.

Sillitoe, R. H. (2000). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in porphyry and epithermal environments. In *Proceedings of the Australasian Institute of Mining and Metallurgy* (Vol. 305, No. 1, pp. 19-34). Parkville, Vic.: The Institute, [1990].

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.

Sillitoe, R. H. (2015). Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50(7), 767-793.

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.

Stimac, J., Goff, F., & Goff, C. J. (2015). Intrusion-related geothermal systems. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 799-822). Academic Press.

Stix, J., & de Moor, J. M. (2018). Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*, 70(1), 1-19.

Stoffregen, R. E. (1993). Stability relations of jarosite and natrojarosite at 150–250 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(11), 2417-2429.

Tajima, Y., Nakada, S., Maeno, F., Huruzono, T., Takahashi, M., Inamura, A., ... & Funasaki, J. (2020). Shallow magmatic hydrothermal eruption in April 2018 on Ebinokogen Ioyama volcano in Kirishima volcano group, Kyushu, Japan. *Geosciences*, 10(5), 183.

Takahashi, R., & Yahata, M. (2018). Effects of subvolcanic hydrothermal systems on edifice collapses and phreatic eruptions at Tokachidake volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 352, 117-129.

- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Darrah, T., & Medina, E. (2011). Gas discharges from four remote volcanoes in northern Chile (Putana, Olca, Irruputuncu and Alitar): a geochemical survey. *Annals of Geophysics*, 54(2), 121-136.
- Taussi, M., Godoy, B., Piscaglia, F., Morata, D., Agostini, S., Le Roux, P., ... & Renzulli, A. (2019). The upper crustal magma plumbing system of the Pleistocene Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex area (Altiplano-Puna, northern Chile) as inferred from the erupted lavas and their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 373, 179-198.
- Taussi, M., Nisi, B., Vaselli, O., Maza, S., Morata, D., & Renzulli, A. (2021). Soil CO<sub>2</sub> flux and temperature from a new geothermal area in the Cordon de Inacaliri Volcanic Complex (northern Chile). *Geothermics*, 89, 101961.
- Teboul, P. A., Kluska, J. M., Marty, N. C., Debure, M., Durllet, C., Virgone, A., & Gaucher, E. C. (2017). Volcanic rock alterations of the Kwanza Basin, offshore Angola- Insights from an integrated petrological, geochemical and numerical approach. *Marine and Petroleum Geology*, 80, 394-411.
- Thorpe, R. S., & Francis, P. W. (1979). Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57(1), 53-70.
- Tibaldi, A., & Bonali, F. L. (2018). Contemporary recent extension and compression in the central Andes. *Journal of Structural Geology*, 107, 73-92.
- Tierney, C., de Silva, S. L., Schmitt, A. K., Jicha, B., & Singer, B. S. (2010). U-series in zircon and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology reveal the most recent stage of a supervolcanic cycle in the Altiplano-Puna Volcanic Complex, Central Andes. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, 2010, V41B-2277.
- Trumbull, R. B., Riller, U., Oncken, O., Scheuber, E., Munier, K., & Hongn, F. (2006). The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. In *The Andes* (pp. 29-43). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Valentine, G. A., & White, J. D. (2012). Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40(12), 1111-1114.
- Valentine, G. A., & van Wyk de Vries, B. (2014). Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). *Bulletin of Volcanology*, 76(3), 1-16.
- Veloso, E. E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B. E., Sánchez-Alfaro, P. A., Aron, F., ... & Morata, D. (2019). A review of the geodynamic constraints on the development

and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18–28° Lat. S). *International Geology Review*, 62(10), 1294-1318.

Victor, P., Oncken, O., & Glodny, J. (2004). Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4).

Villalón, I., Nitschke, F., Held, S., & Morata, D. Lithological controls influencing the geochemistry of geothermal systems in the vicinity of Villarrica volcano: an experimental approach.

Viswanathiah, M. N., Tareen, J. A. K., & Krishnamurthy, K. V. (1980). Low temperature hydrothermal synthesis of magnetite. *Journal of Crystal Growth*, 49(1), 189-192.

Waldhoff, G., Bubenzer, O., Bolten, A., Koppe, W., & Bareth, G. (2008). Spectral analysis of ASTER, Hyperion, and Quickbird data for geomorphological and geological research in Egypt (Dakhla Oasis, Western Desert). *Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spat. Inf. Sci.*, 37, 1201-1206.

Ward, K. M., Zandt, G., Beck, S. L., Christensen, D. H., & McFarlin, H. (2014). Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 43-53.

White, J. D., & Ross, P. S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 1-29.

Wörner, G., Hammerschmidt, K., Henjes-Kunst, F., Lezaun, J., & Wilke, H. (2000). Geochronology (40Ar/39Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22 S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista geológica de Chile*, 27(2), 205-240.

Yanagisawa, K., & Ovenstone, J. (1999). Crystallization of anatase from amorphous titania using the hydrothermal technique: effects of starting material and temperature. *The Journal of Physical Chemistry B*, 103(37), 7781-7787.

Yuan, X., Sobolev, S. V., & Kind, R. (2002). Moho topography in the central Andes and its geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 199(3-4), 389-402.

Zhang, X., & Li, P. (2014). Lithological mapping from hyperspectral data by improved use of spectral angle mapper. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 31, 95-109.

Zimbelman, D. R., Rye, R. O., & Breit, G. N. (2005). Origin of secondary sulfate minerals on active andesitic stratovolcanoes. *Chemical Geology*, 215(1-4), 37-60.

## ANEXOS

### A. Descripción de muestras

#### Intensidad de alteración

raro (1)	< 5%
débil (2)	5-20%
moderado (3)	20-40%
intenso (4)	40-60%
pervasivo (5)	> 60%

#### Nomenclatura

Mineral	Abreviación
Alunita	Alu
Alunógeno	Alng
Anatasa	Ana
Andesina	And
Anhidrita	Anh
Azufre	S°
Biotita	Bt
Caolinita	Kaol
Cristobalita	Crs
Cuarzo	Qz
Cumingtonita	Cum
Feldespato	Feld
Halotriquita	Hal
Hematita	Hem
Illita	I
Ilmenita	Ilm
Jarosita	Jrs
Magnetita	Mt
Natroalunita	Na-Alu
Natrojarosita	Na-Jrs
Ópalo	Opl
Pickeringita	Pckg
Plagioclasa	Plg
Sanidina	Snd
Tridimita	Trd
Yeso	Gyp



## Alitar\_001

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Sublimada y brechosa

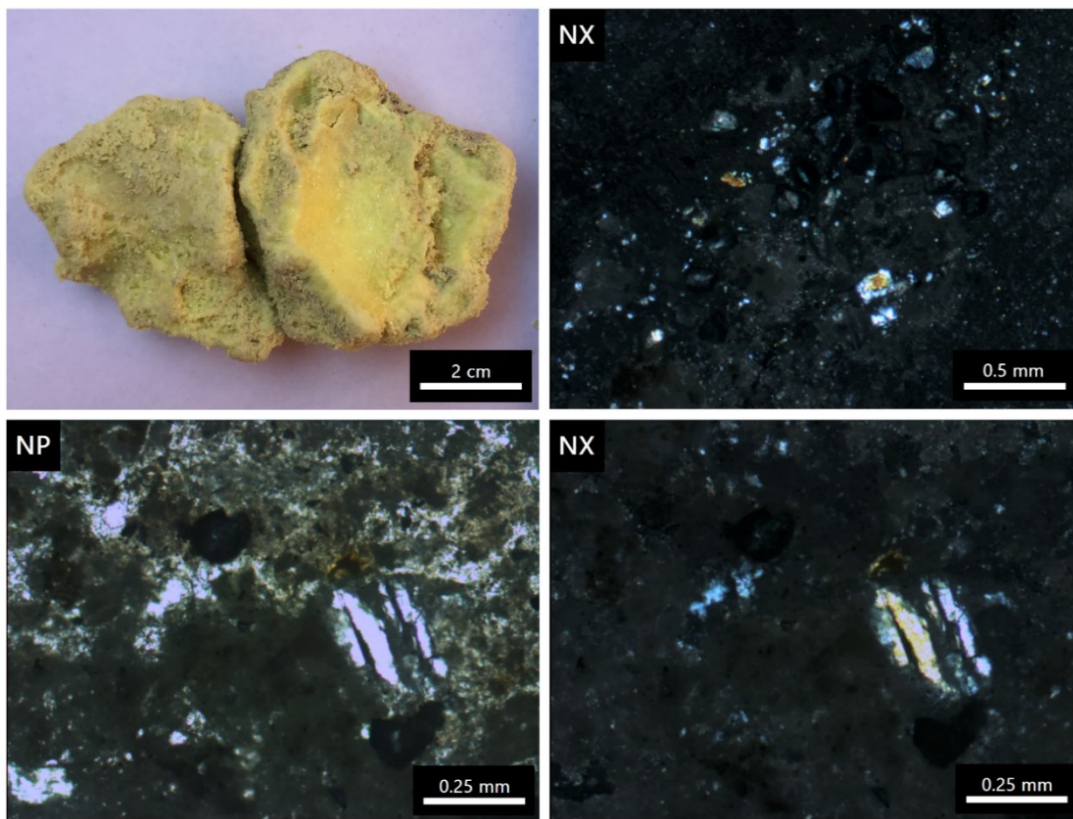
**Características primarias:** No se distinguen, presenta relictos de feldespatos (Plg) inmersos en una matriz sublimada.

**Observaciones:** Predomina azufre nativo proveniente de solfataras, sobreimpuesto a un precipitado silíceo con fragmentos cristalinos obliterados.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Azufre nativo	5	Sublimado, diseminado	-	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs-Qz)	2	Reemplazo pervasivo de masa/matriz de brecha	Intenso	-
Mx-Arcilla (I)	1	Reemplazo selectivo en feldespatos (Plg)	Débil	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	1	Crecimiento en matriz de brecha	Débil	-
Óxidos de Fe (Hem ± Mt)	1	Parches irregulares de Hem	Fuerte	Fragmentos de Mt y Plg en parches



**Figura A1.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_001.

## Alitar\_002

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Brechosa

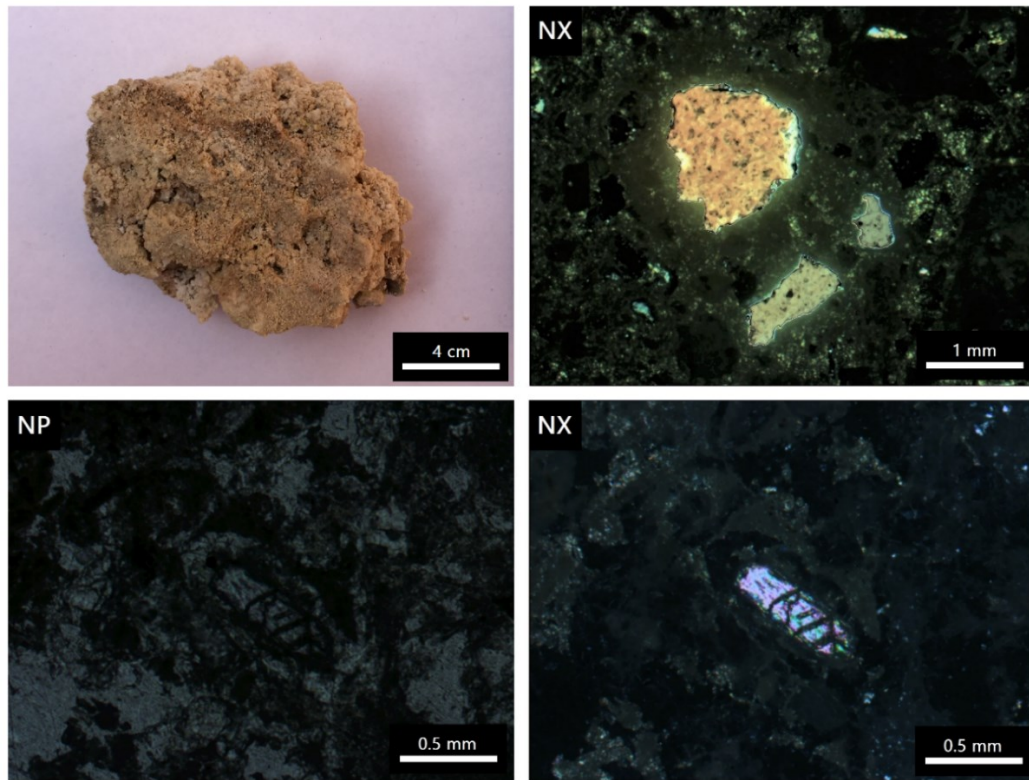
**Características primarias:** No se distinguen, presenta relictos de feldspatos (Plg) ± máficos reemplazados por epidota (Ep), ambos como fragmentos inmersos en una matriz brechosa.

**Observaciones:** Fragmentos obliterados retrabajados inmersos en un agregado silíceo. Los relictos de epidota indican vestigios de una alteración propilítica anterior.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Azufre nativo	3	Sublimado, diseminado	-	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Opl-Qz)	4	Fragmentos inmersos en matriz de brecha	Intenso	Fragmentos retrabajados
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs)	2	Reemplazo pervasivo en matriz de brecha	Intenso	-
Óxidos de Fe (Hem ± Mt)	1	Parches irregulares de Hem	Fuerte	Fragmentos de Mt y Plg en parches
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	1	Crecimiento en matriz	Débil	-
Epidota	<1	Inmerso en matriz de brecha	-	Fragmentos alóctonos



**Figura A2.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_002.

### Alitar\_003

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Obliterada y brechosa

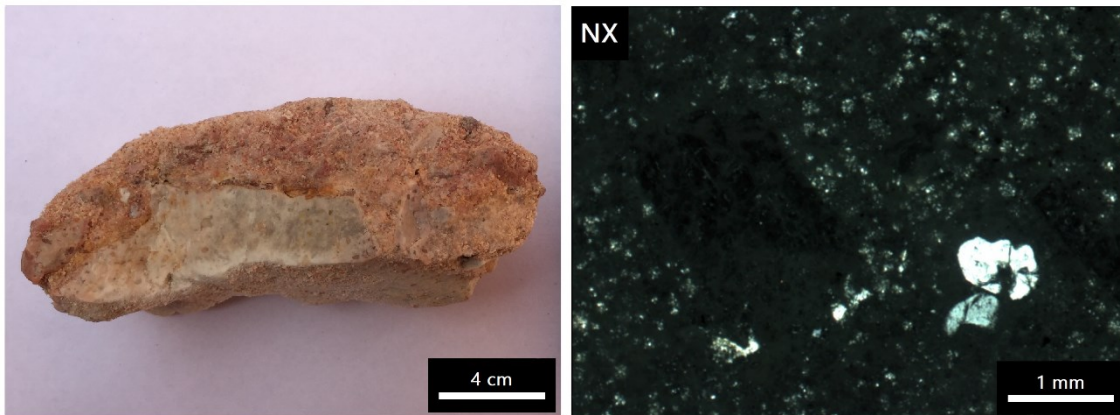
**Características primarias:** En un gran fragmento inmerso en matriz de brecha, se distingue una matriz volcánica completamente obliterada, con relictos de feldespatos (Plg) lixiviados.

**Observaciones:** Fragmentos milimétricos a centimétricos con silicificación intensa inmersos en un agregado silíceo retrabajado.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz-Opl)	5	Crecimiento y reemplazo pervasivo en matriz de brecha y relictos (Plg)	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs)	2	Reemplazo pervasivo en matriz volcánica y de brecha	Intenso	-
Óxidos de Fe (Hem ± Mt)	1	Parches irregulares de Hem	Fuerte	Fragmentos de Mt y Plg en parches



**Figura A3.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_003.

## Alitar\_004

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Brechosa

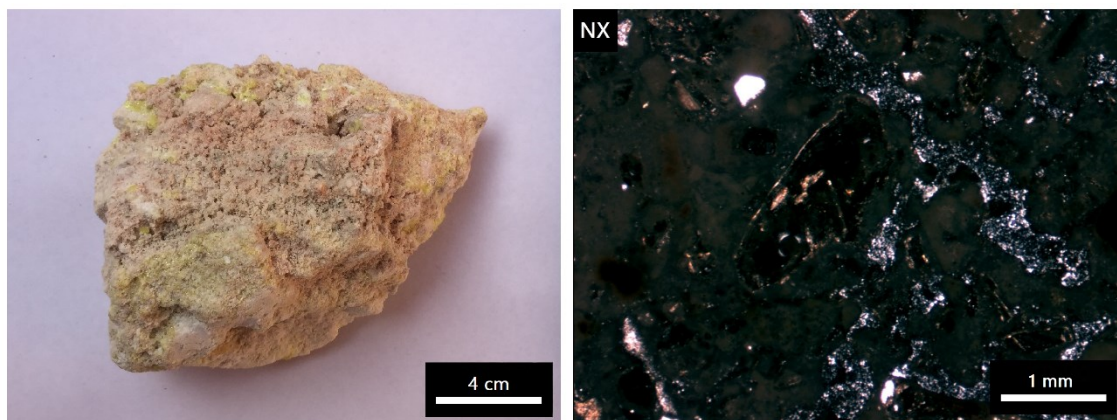
**Características primarias:** No se distinguen, presenta relictos de feldespatos (Plg) como fragmentos inmersos en una matriz brechosa.

**Observaciones:** Fragmentos obliterados inmersos en precipitado silíceo retrabajado.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Azufre nativo	4	Sublimado, diseminado	-	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz)	3	Fragmentos inmersos en matriz	Intenso	Fragmentos retrabajados cementados
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs ± Trd)	2	Reemplazo pervasivo en matriz de brecha	Intenso	-
Óxidos de Fe (Hem)	1	Parches irregulares y reemplazos por lixiviación	Fuerte	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	1	Crecimiento en matriz de fragmentos y parches	Débil	-



**Figura A4.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_004.



## Alitar\_005

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Obliterada y brechoza

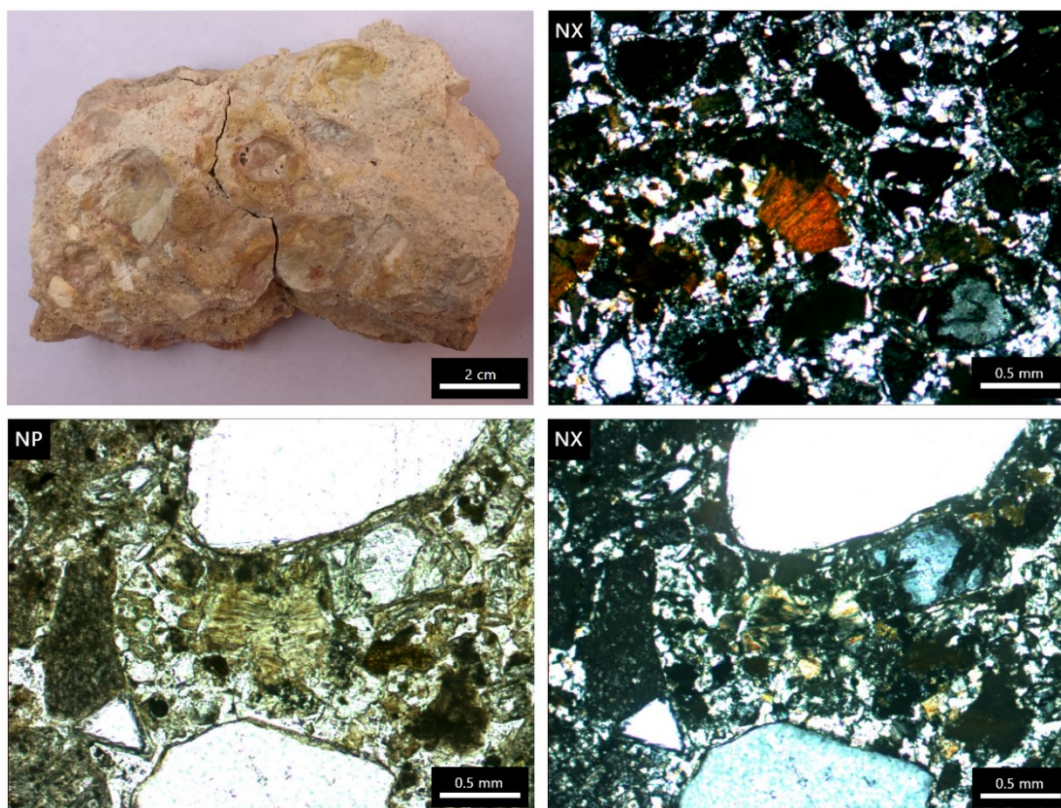
**Características primarias:** No se distinguen, presenta relictos de feldespatos (Plg) y máficos (Bt) como fragmentos inmersos en una matriz brechosa.

**Observaciones:** Fragmentos retrabajados con silicificación intensa inmersos en un precipitado sulfatado-silíceo.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Alunita	4	Pervasivo en matriz de brecha	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz)	2	Fragmentos inmersos en matriz de brecha	Intenso	Fragmentos retrabajados
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs ± Trd)	2	Pervasivo en matriz de brecha	Intenso	-
Óxidos de Fe (Hem)	1	Parches irregulares y reemplazos por lixiviación	Fuerte	-



**Figura A5.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_005.

## Alitar\_006

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Obliterada, oquerosa

**Características primarias:** Se distingue una matriz volcánica completamente obliterada, relictos de feldespatos (Plg) con bordes débilmente preservados por reemplazos de arcillas y máficos (Bt) lixiviados.

**Observaciones:** Silicificación y lixiviación intensa, presenta óqueras.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz)	3	Pervasivo en matriz	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Crs ± Trd)	2	Pervasivo en matriz	Intenso	-
Mx-Arcilla (I, Kaol)	1	Reemplazo selectivo en feldespatos (Plg)	Fuerte	-
Alunita	2	Reemplazo en matriz	Intenso	-
Óxidos de Fe	1	Pátinas en máficos	Moderado	-



**Figura A6.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_006.



**Alitar\_007**

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Precipitada

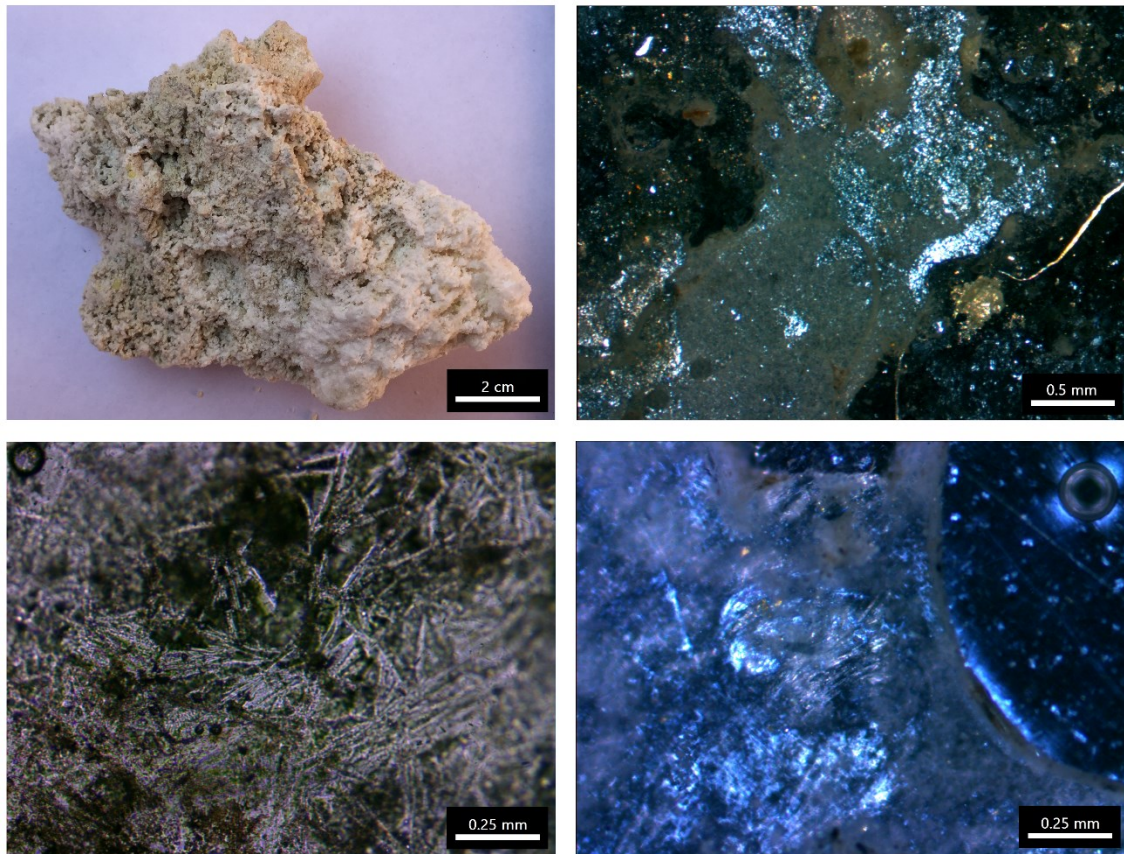
**Características primarias:** No se distinguen.

**Observaciones:** Corresponde a un agregado sulfatado ± silíceo

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Pickeringita	3	Precipitado	Intenso	-
Alunógeno	4	Precipitado	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz)	2	Pervasivo en matriz y fragmentos	Intenso	-
Azufre nativo	2	Sublimado, diseminado	-	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	1	Crecimiento en matriz	Débil	-
Óxidos de Fe (Gth)	1	Crecimiento en matriz	Débil	-



**Figura A7.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_007.

**Alitar\_008**

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Precipitada

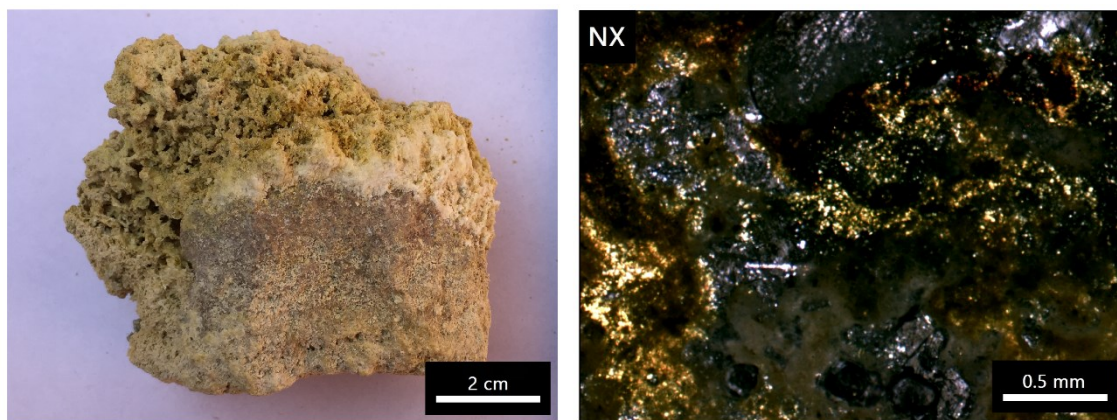
**Características primarias:** No se distinguen.

**Observaciones:** Corresponde a un agregado sulfatado ± silíceo

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Alunógeno	4	Precipitado, pervasivo en matriz	Intenso	-
Alunita	2	Reemplazo en matriz	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz-Crs)	2	Parches irregulares en matriz y feldespatos (Plg)	Moderado	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Gyp)	1	Crecimiento en matriz?	Débil	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	2	Crecimiento en matriz	Intenso	-
Óxidos de Fe (Hem-Gth?)	1	Crecimiento en matriz	Débil	-



**Figura A8.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_008.

Alitar\_009

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Precipitada, brechosa

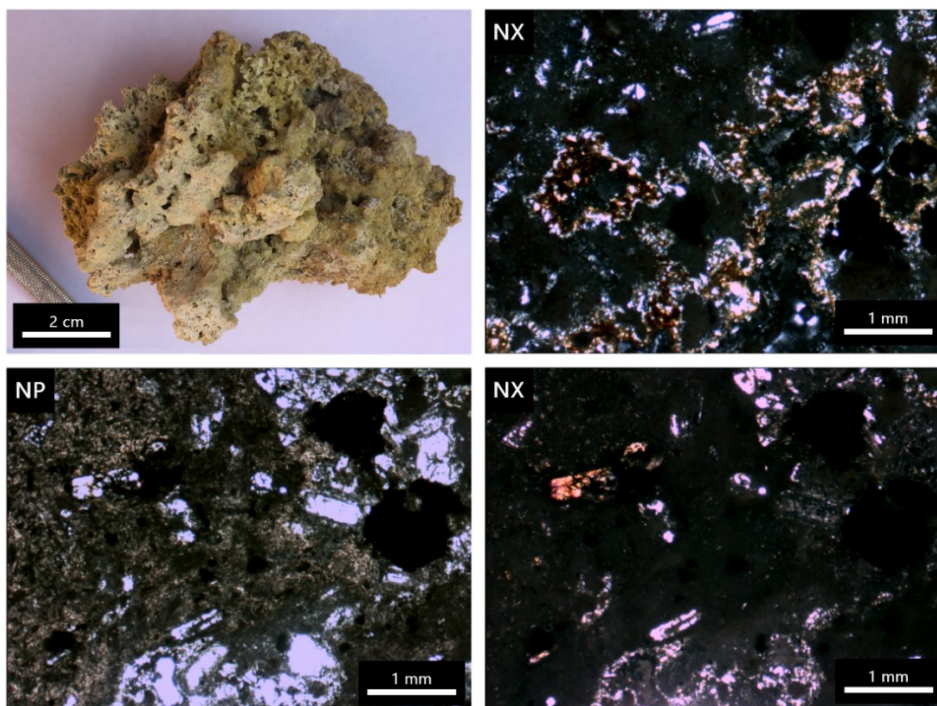
**Características primarias:** No se distinguen, presenta relictos de feldspatos (Plg) y máficos reemplazados por epidota (Ep), ambos como fragmentos inmersos en una matriz brechosa precipitada.

**Observaciones:** Fragmentos obliterados retrabajados inmersos en un agregado sulfatado ± silíceo. Los relictos de epidota indican vestigios de una alteración propilítica anterior.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Halotriquita, Alunógeno	3	Precipitado, pervasivo en matriz	Intenso	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz-Crs)	2	Parches irregulares en matriz y feldspatos (Plg)	Moderado	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Anh)	1	Crecimiento en matriz a partir de Anh?	Débil	Fragmentos alóctonos
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	2	Crecimiento en matriz	Intenso	-
Mx-Arcillas (Chl, C/S)	1	Reemplazos selectivo en máficos	Débil	-
Óxidos de Fe (Ilm-Mt)	2	Crecimiento en matriz	Débil	Se observan como opacos.
Epidota	1	Reemplazo selectivo en máficos	-	Fragmentos alóctonos



**Figura A9.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_009.



## Alitar\_010

**Tipo de roca:** Alterada

**Textura(s):** Obliterada y brechoza

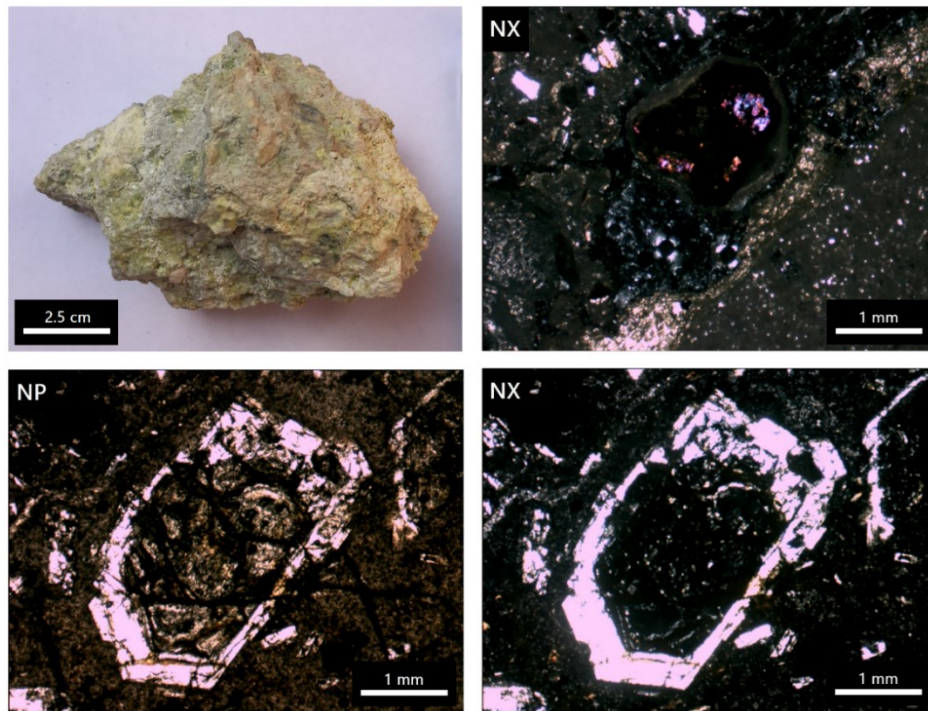
**Características primarias:** Presenta fragmentos que sugieren una matriz volcánica completamente obliterada, relictos de feldespatos (Plg) reemplazados y máficos (Hbl-Ep) lixiviados, todos como fragmentos inmersos en una matriz brechosa.

**Observaciones:** Fragmentos milimétricos a centimétricos retrabajados con silicificación intensa inmersos en un precipitado silíceo-sulfatado. Epidota indicaa vestigios de una alteración propilítica anterior.

### ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

**Intensidad:** Intensa

Mineral	Abundancia	Ocurrencia	Intensidad	Observaciones
Azufre nativo	3	Sublimado, diseminado	-	-
Mx-SiO <sub>2</sub> (Qz-Crs)	3	Pervasivo en matriz y fragmentos	Intenso	-
Alunita	2	Reemplazo en matriz	Moderada	-
Alunógeno	2	Reemplazo en matriz	Fuerte	-
Mx-SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (Jrs)	1	Crecimiento en matriz	Débil	-
Mx-Arcillas (Kaol, I)	1	Reemplazos selectivo en feldespatos	Fuerte	-
Óxidos de Fe (Ilm)	1	Reemplazo selectivo en máficos	Fuerte	Se observan como opacos



**Figura A10.** Fotografía y fotomicrografías representativas de muestra Alitar\_010.

## B. Fluorescencia de rayos X

**Tabla B1.** Elementos mayores y menores por Fluorescencia de rayos X (FRX).

<i>Element</i>	Alítar-001	Alítar-002	Alítar-003	Alítar-004	Alítar-005	Alítar-006	Alítar-007	Alítar-008	Alítar-009	Alítar-010
SiO <sub>2</sub>	1.518%	77.065%	88.571%	44.262%	58.105%	73.843%	16.796%	18.913%	20.067%	33.428%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.208%	0.572%	0.106%	0.498%	0.607%	0.403%	9.319%	15.447%	1.280%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	2.490%	3.014%	-	24.282%	20.791%	19.669%	22.303%	13.969%	14.004%
CaO	-	0.118%	0.206%	0.049%	-	1.249%	0.265%	0.705%	0.962%	0.336%
K <sub>2</sub> O	-	0.100%	-	0.083%	2.391%	2.616%	-	1.927%	2.206%	1.241%
MnO	-	-	-	-	-	-	0.044%	0.022%	0.027%	
TiO <sub>2</sub>	-	0.282%	0.545%	0.197%	0.208%	0.219%	0.143%	0.250%	0.358%	0.198%
SO <sub>3</sub>	97.289%	19.639%	7.091%	53.691%	14.132%	0.425%	62.661%	46.423%	47.037%	48.854%
SrO	-	-	-	-	0.032%	0.020%	0.020%	0.027%	0.027%	0.016%
WO <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.017%	0.030%	-	-	-	-
BaO	-	0.087%	-	0.063%	0.305%	0.165%	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	0.044%	-	-
ZrO <sub>2</sub>	-	0.004%	-	-	0.011%	0.014%	-	0.009%	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.189%	-	-	1.548%	-	-	-	-	-	0.632%
Rb <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.004%	0.012%	-	-	-	0.700%
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	0.006%	0.006%	-	0.038%	-	-
CuO	0.005%	0.007%	-	-	0.007%	-	-	0.020%	-	-
Au <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.001%	-	-	-	-	-
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.003%	-	-	-	-
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.004%

### C. Difracción de rayos X en roca total

**Tabla C.** Fases minerales identificadas en roca total por difracción de rayos X (DRX). Semicuantificación en *software* Match3!

Fase cristalina	Alitar-001	Alitar-002	Alitar-003	Alitar-004	Alitar-005	Alitar-006	Alitar-007	Alitar-008	Alitar-009	Alitar-010
Azufre	82.90%	27.30%		48.20%			14.80%			35.80%
Cuarzo	8.20%	47.50%	65.60%	37.30%	24.80%	31.00%	10.50%	3.00%	9.70%	29.70%
Cristobalita	4.50%	6.40%	26.10%	10.10%	9.70%	12.29%				1.70%
Tridimita		3.90%		3.70%	4.90%	29.49%				
Alunita					54.60%	6.05%	2.70%	7.80%	1.00%	15.60%
Alunógeno							35.70%	64.70%	1.90%	6.70%
Jarosita	3.40%	1.60%		0.70%				3.50%	1.10%	
Pickeringita							36.30%			
Halotriquita									70.30%	
Yeso								4.30%	3.10%	
Anhidrita									2.10%	
Albita								2.30%		
Andesina	0.70%	13.30%	8.30%		6.00%	21.17%			10.90%	10.50%
Ortoclasa								14.20%		

### D. Difracción de rayos X en fracción < 2µm

**Tabla D1.** Fases minerales identificadas en fracción < 2µm por difracción de rayos X (DRX).

Fase cristalina	Alitar-001	Alitar-005	Alitar-006	Alitar-007	Alitar-008	Alitar-009	Alitar-010
Azufre	x			x			
Cuarzo	x	x	x	x	x	x	x
Cristobalita	x	x	x	x	x		x
Tridimita		x	x	x			
Caolinita			x				x
Alunita	x	x	x	x	x	x	x
Natroalunita	x	x	x	x	x	x	x
Alunógeno					x	x	
Jarosita	x		x	x	x	x	x
Natrojarosita				x	x	x	x
Halotriquita						x	
Illita			x				
Anhidrita						x	
Feldspatos			x				



## E. Código de simulación en Phreeqc Interactive 3.6.

```

TITLE Proyecto_AlítarHQ
PHASES
Alunogen #Pat: Reardon (1988)
  Al2(SO4)3:17H2O = 2Al+3 + 17H2O + 3SO4-2
  log_k      -6.204
  delta_h    -405.36 kJ #Wagman et al., 1982;Rodríguez, 2022
SELECTED_OUTPUT 1
-file          C:\Users\Paul\Desktop\Simulaciones hidrogeoquímicas\Proyecto\
-pH            true
-pe            true
-temperature   true
-totals        Cl Al Fe Mg S C Ca Si
               Na Br B K Li
-molalities    Ca+2 Cl- HCO3- SO4-2
               Na+ K+ Mg+2 Al+3
-equilibrium_phases Actinolite Epidote Sanidine Albite(low) Laumontite
                   Wairakite Anhydrite Muscovite(ordered) Illite(Al)
                   I/S(ISCz-1) Smectite(MX80) Beidellite(K) Montmorillonite(HcK)
                   Alunogen Alunite(K) Pyrophyllite Dickite Kaolinite
                   Halloysite Quartz(alpha) Chalcedony Cristobalite(alpha) Calcite
-saturation_indices Actinolite Epidote Sanidine Albite(low) Laumontite
                   Wairakite Anhydrite Muscovite(ordered) Illite(Al)
                   I/S(ISCz-1) Smectite(MX80) Beidellite(K) Montmorillonite(HcK)
                   Alunogen Alunite(K) Pyrophyllite Dickite Kaolinite
                   Halloysite Quartz(alpha) Chalcedony Cristobalite(alpha) Calcite

SOLUTION 1 #Risacher et al., 2011
  temp      63.2
  pH        5.65 charge
  pe        -2.75
  redox     pe
  units     mg/kgw
  density   1
  B         38.88
  Br        0.2
  Ca        54.4
  Cl        91.59
  C(4)     104.31
  K         80.34
  Li        0.784
  Mg        21.12
  Na        287.5
  S         857.28
  Si        59.08
  -water   1 # kg
REACTION_TEMPERATURE 1
  63.2 300 in 2 steps
EQUILIBRIUM_PHASES 1
  Actinolite -4 10
  Quartz(alpha) -0.4 10
  Sanidine -1.2 10
  Albite(low) -0.8 10
SAVE SOLUTION 1
END

SOLUTION 2
USE SOLUTION 1
REACTION 1
  H2S(g)      1
  0.01 moles
  SO2(g)      1
  0.001 moles
INCREMENTAL_REACTIONS true
SAVE SOLUTION 2
END
SOLUTION 3
USE SOLUTION 2
REACTION TEMPERATURE 2
  300 63.2 in 10 steps
SAVE SOLUTION 3
END

```

Figura E1. Código de simulación para el modelo del sistema hidrotermal en Phreeqc Interactive 3.6.

## F. Parámetros de simulación hidrogeoquímica

**Tabla F1.** Datos preliminares de reacciones ejecutadas en Phreeqc Interactive 3.6

Reacción		pH	temp	pe
Risacher et al., 2011		5.67	63.20	-2.75
Subsaturada con rx de caja a 300°C		6.80	300.00	-5.77
Ingreso de H2S(g) a la solución		4.53	300.00	-3.05
Ingreso de SO2(g) a la solución		4.29	300.00	-2.78
Evolución de la solución desde 300° a 63.2°C en 10 pasos (REACTION TEMPERATURE).	1	4.29	300.00	-2.78
	2	4.06	273.69	-2.41
	3	3.83	247.38	-2.03
	4	3.60	221.07	-1.62
	5	3.35	194.76	-1.17
	6	3.11	168.44	-0.70
	7	2.88	142.13	-0.20
	8	2.67	115.82	0.31
	9	2.48	89.51	0.84
	10	2.31	63.20	1.40

## G. Resultados de simulación hidrogeoquímica

**Tabla G1.** Valores de molalidad para componentes mayores y variación de Al<sup>3+</sup> en simulación de Phreeqc Interactive 3.6.

step	m_Ca+2	m_Mg+2	m_Na+	m_K+	m_Cl-	m_HCO3-	m_SO4-2	m_Al+3
Risacher et al., 2011	9.36E-04	6.12E-04	1.22E-02	2.00E-03	2.58E-03	1.89E-03	5.16E-03	0.00E+00
T: 300°C; pH: 6.8	8.48E-05	2.53E-03	1.86E-04	1.20E-03	1.13E-02	3.75E-04	2.34E-05	2.76E-23
1	3.78E-04	1.30E-04	1.35E-02	5.24E-04	2.38E-03	6.18E-07	2.36E-04	3.74E-14
2	5.30E-04	2.11E-04	1.35E-02	5.37E-04	2.46E-03	9.28E-07	4.14E-04	1.15E-12
3	6.51E-04	2.94E-04	1.36E-02	5.46E-04	2.51E-03	1.29E-06	6.75E-04	3.21E-11
4	7.56E-04	3.81E-04	1.36E-02	5.53E-04	2.54E-03	1.62E-06	1.05E-03	7.54E-10
5	8.29E-04	4.54E-04	1.37E-02	5.58E-04	2.56E-03	1.83E-06	1.49E-03	8.97E-09
6	8.81E-04	5.11E-04	1.37E-02	5.63E-04	2.57E-03	1.88E-06	2.05E-03	5.49E-08
7	9.04E-04	5.48E-04	1.37E-02	5.65E-04	2.57E-03	1.82E-06	2.76E-03	2.42E-07
8	9.09E-04	5.69E-04	1.37E-02	5.67E-04	2.58E-03	1.67E-06	3.74E-03	9.26E-07
9	9.05E-04	5.81E-04	1.37E-02	5.67E-04	2.58E-03	1.45E-06	5.07E-03	3.11E-06
10	9.04E-04	5.94E-04	1.36E-02	5.68E-04	2.58E-03	1.16E-06	6.75E-03	8.83E-06

**Tabla G2.** Valores de índice de saturación para las fases seleccionadas en la simulación de Phreeqc Interactive 3.6. Recuadros destacados indican valores de IS idealizados para minerales primarios.

<i>Phase/step</i>	Risacher et al., 2011	Inicial (300°C)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>Actinolite</i>	-1000.00	-4.00	-30.44	-32.89	-35.64	-38.85	-42.58	-46.77	-51.13	-55.53	-59.92	-64.27
<i>Epidote</i>	-1000.00	-11.19	-19.84	-21.34	-23.10	-25.38	-28.60	-32.75	-37.40	-42.38	-47.72	-53.53
<i>Sanidine</i>	-1000.00	-1.20	-1.98	-1.85	-1.71	-1.70	-2.04	-2.71	-3.52	-4.38	-5.29	-6.26
<i>Albite</i>	-1000.00	-0.80	-1.65	-1.57	-1.50	-1.57	-1.98	-2.75	-3.67	-4.67	-5.74	-6.90
<i>Laumontite</i>	-1000.00	1.23	0.00	0.08	0.07	-0.27	-1.35	-3.18	-5.35	-7.70	-10.26	-13.06
<i>Wairakite</i>	-1000.00	1.68	0.45	0.32	0.09	-0.49	-1.83	-3.93	-6.39	-9.08	-11.99	-15.19
<i>Anhydrite</i>	-0.92	2.25	2.13	1.78	1.42	1.04	0.68	0.33	0.00	-0.31	-0.60	-0.87
<i>Calcite</i>	-1.70	0.66	-3.71	-4.05	-4.44	-4.89	-5.40	-5.95	-6.52	-7.10	-7.69	-8.31
<i>Muscovite</i>	-1000.00	0.13	2.49	3.11	3.66	3.79	2.88	0.91	-1.52	-4.19	-7.10	-10.35
<i>Illite</i>	-1000.00	-1.98	0.50	1.10	1.62	1.72	0.82	-1.11	-3.50	-6.15	-9.07	-12.34
<i>I/S</i>	-1000.00	-1.51	-0.75	-0.53	-0.38	-0.57	-1.54	-3.31	-5.45	-7.79	-10.35	-13.20
<i>Smectite</i>	-1000.00	-3.01	-2.74	-2.54	-2.40	-2.56	-3.38	-4.89	-6.71	-8.69	-10.86	-13.24
<i>Beidellite</i>	-1000.00	-1.79	1.10	1.80	2.45	2.77	2.30	1.00	-0.67	-2.53	-4.58	-6.89
<i>Montmorillonite</i>	-1000.00	0.45	-1.33	-1.21	-1.13	-1.29	-1.96	-3.16	-4.59	-6.14	-7.81	-9.62
<i>Alunogen</i>	-1000.00	-16.59	-0.67	1.58	3.47	4.81	5.21	4.64	3.41	1.62	-0.80	-4.03
<i>Alunite</i>	-1000.00	-9.90	0.97	1.98	2.98	3.63	3.35	2.11	0.47	-1.35	-3.37	-5.72
<i>Pyrophyllite</i>	-1000.00	-1.85	1.31	2.01	2.68	3.10	2.86	1.94	0.72	-0.64	-2.14	-3.82
<i>Dickite</i>	-1000.00	-3.30	-0.15	0.41	0.91	1.12	0.64	-0.54	-2.06	-3.76	-5.66	-7.82
<i>Kaolinite</i>	-1000.00	-1.67	1.48	2.10	2.68	2.97	2.59	1.50	0.10	-1.48	-3.22	-5.21
<i>Halloysite</i>	-1000.00	-3.91	-0.76	-0.18	0.34	0.56	0.07	-1.13	-2.68	-4.42	-6.38	-8.61
<i>Quartz (alpha)</i>	0.62	-0.40	-0.40	-0.32	-0.22	-0.11	0.01	0.14	0.29	0.46	0.65	0.88
<i>Chalcedony</i>	0.37	-0.55	-0.54	-0.47	-0.38	-0.28	-0.17	-0.05	0.09	0.24	0.42	0.63
<i>Cristobalite(alpha)</i>	0.14	-0.60	-0.60	-0.53	-0.46	-0.37	-0.28	-0.17	-0.06	0.07	0.22	0.39