



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

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL EN SUPERFICIE EN EL VOLCÁN ASCOTÁN (NORTE DE CHILE): ESTUDIO A TRAVÉS DE LA MINERALOGÍA DE ARCILLAS Y SULFATOS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN
GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

FRANCISCA SOFIA AGUILERA BANCHERO

PROFESOR GUÍA:

DR. DIEGO MORATA CESPEDES

PROFESOR CO-GUÍA:

DR. BENIGNO GODOY NEIRA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

DR. ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

DR. SANTIAGO MAZA ROBLES

SANTIAGO DE CHILE

2021

RESUMEN DE TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN GEOLOGÍA Y TÍTULO DE GEOLOGA

POR: Francisca Sofía Aguilera Banchemo.

FECHA: Julio de 2021

PROFESOR GUÍA: Dr. Diego Morata Céspedes

RESUMEN

El Volcán Ascotán es un estratovolcán plioceno extinto ubicado en la Zona Volcánica Central de los Andes, cuya morfología de cráter abierto expone una extensa alteración hidrotermal con 700 metros de desnivel. Durante dos campañas de campo se tomaron muestras a lo largo de esta superficie, que fueron analizadas con microscopía óptica, SEM y DRX, además de observaciones en terreno. La distribución de minerales de alteración hidrotermal permite definir 6 asociaciones minerales formadas en dos etapas.

En una primera etapa, la alteración ocurrió zonada alrededor del conducto magmático principal, con ambientes magmático-hidrotermales de alta temperatura ($T < 350^{\circ}\text{C}$ y $\text{pH} < 3$) representados por cuarzo-pirofilita-caolinita, que hacia la superficie gradan a alunita-cristobalita, con temperaturas variables de $100\text{-}300^{\circ}\text{C}$. Esta última asociación domina en brechas hidrotermales y zonas de stockwork, donde las alunitas con zonación química y variación K/Na indican varios pulsos hidrotermales para su formación. Hacia los extremos del conducto magmático, se formaron zonas de alteración argílica por la interacción y neutralización de fluidos ácidos con las rocas hospedantes, de $\text{pH} = 5\text{-}6$. Estas varían de cristobalita-illita ($230\text{-}170^{\circ}\text{C}$) en profundidad, a esmectita-tridimita ($T < 150^{\circ}\text{C}$) hacia arriba.

La predominancia de minerales de arcilla habría sido un factor condicionante para el colapso de flanco que resultó en la morfología de cráter abierto del volcán, iniciando una etapa II. En ella, se desarrolló alteración somera ($< 300\text{ m}$) en un ambiente calentado por vapor, con la asociación alunita-caolinita, de $\text{pH} > 2$ ácido y $T < 150^{\circ}\text{C}$, concordante con caolinita de muy buen ordenamiento cristalino. Las fumarolas, que hoy se aprecian fósiles con alunita-yeso-azufre nativo, indican pH también ácidos y $T < 100^{\circ}\text{C}$. Su reconocimiento en la actual superficie es la principal prueba de que el colapso de flanco ocurrió mientras la actividad hidrotermal estaba activa, y que esta continuó después del evento.

Además de la ubicación del conducto magmático principal, la litología volcánica ejerce un control de segundo orden en la alteración hidrotermal. Las tobas originan horizontes más permeables, donde la alteración es intensa, en contraste con las lavas, donde ocurre casi exclusivamente a través de fracturas. Por otro lado, la orientación NE principal, que se indica por estructuras de discontinuidad y ebullición en superficie, tiene un carácter local. Este trabajo demuestra que las características en superficie de sistemas volcánicos extintos, con algún grado de exposición, es útil para entender las condiciones termodinámicas de ellos en profundidad. Esto puede aportar a la comprensión de procesos magmáticos y de sistemas hidrotermales que son explotados hoy en día.

Yo no canto al desierto dibujado en los mapas, coloreado en café y surcado de rayas, el que el dedo recorre sin bajar sus quebradas, sin oír sus silencios, sin otear sus distancias. Yo no canto al desierto dibujado en los mapas.

El desierto al que canto es el desierto del alma, ese cartografiado en la piel de la cara, el que habita conmigo, el que tengo por casa —mi altar es una piedra y mi patio es la pampa—. El desierto al que canto es el desierto del alma.

Yo no canto al desierto descubierto en postales, ese coleccionado en recuerdos de viajes, donde el sol es un globo y los cielos vitrales, y todo tiene un dejo de idílico paisaje. Yo no canto al desierto descubierto en postales.

El desierto al que canto es el desierto de sangre, el de gestas heroicas, el de atroces masacres, el de días ardientes, el de noches glaciales, el de vientos que hieren con esquirlas de sales. El desierto al que canto es el desierto de sangre.

Yo no canto al desierto que cuentan los turistas —entrevisto de lejos y bajo una sombrilla—, el de piedras guardadas como cosas bonitas, el de cerros en poses para fotografías. Yo no canto al desierto que cuentan los turistas.

El desierto al que canto es el de toda una vida en busca de una huella o una veta perdida, el de piedras que estallan en su sed infinita, el de espejismos azules y soledades sin orillas. El desierto al que canto es el de toda una vida.

Yo no canto al desierto de los que un día se fueron sin sentir que morían — como irse de una fiesta—, y no dejaron nada, ni siquiera una huella; su paso fue una nube que ninguno recuerda. Yo no canto al desierto de los que un día se fueron.

El desierto al que canto es el de los que se quedan. Y si un día se van, su recuerdo es estrella, pues al volver la cabeza su alma se les queda como un cráneo de vaca condecorando la arena. El desierto al que canto es el de los que se quedan.

Yo no canto al desierto con la voz del poeta; cuando yo canto al desierto, las que cantan son las piedras.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA, Proyecto ANID-FONDAP N°15090013) por financiar este estudio e impregnar en mí su misión de mejorar y aumentar el conocimiento científico sobre la geotermia en Chile. Agradezco a mi profesor guía Diego Morata, a Benigno Godoy y Santiago Maza por su apoyo en el desarrollo y discusión de ideas de esta tesis y por las oportunidades brindadas durante estos años. A Angelo Castruccio por sus comentarios, sugerencias y buena disposición a colaborar en el desarrollo de esta investigación.

Aunque no pueda poner tantos nombres, agradezco a todas las personas con las que compartí en estos largos años universitarios, de quienes me llevo recuerdos amorosos en un ambiente tan hostil como puede ser Beauchef. A mis amigas del posgrado: Karen, Sam, Carli, Ale, Marcita, Dani, Gis, Fran, por crear juntas un espacio seguro y de mucha admiración. En especial a la Estefa, por cruzar juntas este micromundo de las arcillas y todas las reflexiones, y a la Gilla, por ser mi gran apoyo en los ámbitos académicos desde que la conocí como mi profe auxiliar. Al Tommy, Jo, Negro, Mafi, Ale y Marco y mis amig@s de generación Roxy, Pelao, Barby, Diego, Borja, Hevia y Gus, por todos los años de carretes, apañe y asombro por lo que la geología nos iba enseñando.

A quienes estuvieron cuando descubrí y me enamoré del mágico altiplano: Beni, Darío y Osvaldo, y a quienes me acompañaron en las campañas que siguieron: Jeanne, Jipi, Ale, Santiago y Marisol por todo su apoyo, motivación y garra a los 5.000 msnm. A las chiquillas que mueven la difusión y divulgación del CEGA: Sofías (O. y V.) y Luzma, por ser inspiración, por enseñarme cosas que la ciencia normalmente no abarca y por las oportunidades entregadas.

Agradezco a la etapa que me llevo con más cariño y orgullo de la U: la toma feminista y el club de lectura que formamos a partir de ahí, por acompañarme en el doloroso proceso de botar las bases de nuestra crianza y crecer juntas a partir de ello. A las personas del terreno autogestionado por enseñarme sobre el trabajo colectivo, y a mis amigos- ahora socios- Negro y Ale, por buscar juntos nuevos horizontes de educación y compartir el compromiso de cuidar la Tierra.

Gracias a mi familia por apoyarme y celebrarme todo. Especialmente a mi mamá, por enseñarme de chiquita a ser invencible y por esa caja de 1 kg de galletas que me regaló mientras me escapé a escribir la mayor parte de esta tesis al sur. A mis amigas desde que tengo memoria por ser siempre un espacio de desahogo y recarga de energías, y al Alonso por su paciencia y cariño que parecen no tener límites, y porque mis días se han vuelto más felices desde que puedo reconocerle como mi compañero.

Para finalizar le agradezco a la naturaleza, por ser fuente de admiración y motivación desde que tuve la fortuna de reconocerla como mi máspreciado hogar. Prometo seguir cuidando y compartiendo sus saberes.

Tabla de contenido

Resumen.....	
Dedicatoria.....	
Agradecimientos.....	
Tabla de contenido.....	
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Formulación del problema.....	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Hipótesis de Trabajo	3
1.4 Antecedentes de la zona.....	4
1.4.1 Área de estudio y vías de acceso	4
1.4.2 Fisiografía	5
1.4.3 Clima y vegetación	5
2 MARCO GEOLÓGICO.....	6
2.1 Marco geológico regional	6
2.2 Marco geológico local.....	7
2.2.1 Unidades estratificadas	9
2.2.2 Geología estructural	11
2.2.3 Zonas de alteración hidrotermal	12
3 METODOLOGÍA	14
3.1 Muestreo en terreno.....	14
3.2 Trabajo de laboratorio y análisis de datos.....	15
3.2.1 Microscopía óptica (MO).....	15
3.2.2 Microscopía electrónica de barrido (SEM).....	15
3.2.3 Difracción de rayos X (DRX).....	16
3.2.4 Espectroscopía Infrarroja por Transformada de Fourier	23
4 MARCO TEÓRICO	24
4.1 Alteración hidrotermal en sistemas volcánicos.....	24
4.2 Minerales de arcilla	26

4.2.1	Técnicas de reconocimiento: DRX.....	26
4.2.2	Subgrupo de la caolinita	28
4.2.3	Interestratificados illita/esmectita	32
5	RESULTADOS.....	34
5.1	Rocas volcánicas y mineralogía primaria	34
5.1.1	Tobas.....	34
5.1.2	Lavas	36
5.2	Mineralogía de alteración	39
5.2.1	Minerales de sílice	41
5.2.2	Minerales de arcilla.....	44
5.2.3	Sulfatos.....	55
5.2.4	Óxidos e hidróxidos	66
5.2.5	Azufre nativo.....	68
5.2.6	Sulfuros	69
5.2.7	Silicatos	71
5.3	Estructuras en superficie.....	72
5.3.1	Brechas hidrotermales.....	72
5.3.2	Stockwork	73
5.3.3	Fumarolas fósiles.....	74
5.3.4	Fallas y fracturas	75
6	DISCUSIONES Y ANÁLISIS	78
6.1	Ocurrencia, origen y distribución de minerales de arcilla	78
6.2	Ocurrencia y distribución de minerales de azufre	80
6.3	Asociaciones minerales y zonas de alteración hidrotermal	82
6.3.1	Alteraciones argílicas avanzadas	83
6.3.2	Alteraciones argílicas.....	87
6.4	Controles para la alteración hidrotermal en Volcán Ascotán.....	89
6.4.1	Litología primaria	89
6.4.2	Configuración estructural.....	92
6.5	Colapso de flanco como responsable de la morfología de cráter abierto.....	93
6.6	Modelo de alteración y exposición en el Volcán Ascotán.....	96
6.7	Relación entre Volcán Ascotán y depósitos epitermales.....	98

7	CONCLUSIONES	100
8	BIBLIOGRAFÍA	102
9	ANEXOS	113
9.1	ANEXO A: Descripción de cortes transparentes al microscopio óptico con luz transmitida	113
9.2	ANEXO B: Porcentaje de minerales de arcilla por muestra	143
9.3	ANEXO C: porcentajes de mineralogía de alteración por muestra	145

INDICE DE TABLAS

<i>Tabla 1. Estimación del porcentaje de illita e índice Reichweite en interestratificados I/S basados en la posición de las reflexiones 001/002 y 002/003. Modificado de Moore & Reynolds (1997).</i>	<i>33</i>
<i>Tabla 2. Términos petrográficos descriptivos para diferenciar la intensidad de alteración. Basado en Gifkins et al. (2005).</i>	<i>40</i>
<i>Tabla 3. Muestras de tobas y lavas del Volcán Ascotán, su intensidad y minerales de la alteración hidrotermal.....</i>	<i>90</i>

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Volcán Ascotán, vista hacia el este. Se aprecia su morfología característica de cráter abierto hacia el W y el abanico aluvial que cae hacia el Salar de Ascotán (cámara).....	2
Figura 2. Ubicación del área de estudio, principales rutas de acceso y volcanes. El mapa de Sudamérica arriba a la izquierda tiene encerrada la zona de estudio en la región de Antofagasta. La zona de muestreo (delimitada por las coordenadas 7603595 m S, 7594109 m S, 583209 m E y 594832 m E), se encuentra encerrada en un cuadrángulo violeta.	4
Figura 4. A) División de las 4 zonas volcánicas andinas en el continente americano. El cuadrado rojo enmarca el sector mostrado en B): APVC en el norte de Chile, Argentina y sur de Bolivia. Se indican las principales ciudades, los volcanes en triángulos negros, y específicamente el Volcán Ascotán y Tuzgle. En rojo se presentan los mayores lineamientos estructurales de orientación NW en el área. Modificado de Stern (2004) y Giordano et al. (2013).	6
Figura 5. Geología del área de estudio. Modificado de Sellés & Gardewed, 2017.	8
Figura 6. Esquema morfoestructural, modificado de la Hoja Ascotán-Inacaliri (Sellés & Gardewed, 2017). Se encuentran representadas las principales cadenas volcánicas y depresiones intermontanas de la zona.....	12
Figura 7. Alteración multicolor presente en Volcán Ascotán. (A) Imagen satelital, encerradas se encuentran las zonas blancas de alteración argílica avanzada definidas por Sellés & Gardewed (2017). Se indican las zonas de las fotografías (B) y (C). (B) y (C) fotografías de afloramientos de roca en zona de alteración argílica avanzada, con vista hacia el norte y al este, respectivamente.	13
Figura 8. Fotografías aéreas de zonas de muestreo. (A) Vista a zona SE del Salar de Ascotán y las dos superficies muestreadas. (B) Distribución de muestras en superficie de Volcán Ascotán; (C) Distribución muestras en superficie de Cerro Barrancane. Imágenes obtenidas de Google Earth.....	14
Figura 9. Análisis DRX para polvo cristalino. (A) Polvo con tamaño de grano cercano a 75 μm en portamuestras; (B) análisis de los polvos en difractómetro.	17
Figura 10. Proceso de separación de la fracción <2 μm . (A) Disgregación con martillo y mortero de acero inoxidable; (B) centrífuga Hemle Z 326; (C) muestras disgregadas en 200 mL de agua ultrapura, con adición de dispersante. ...	19
Figura 11. Método de la lámina de vidrio de Moore & Reynolds (1997). (a) Esquema de un agregado orientado, visto de perfil; (b) Fotografía de un agregado orientado seco, listo para ser analizado.	20
Figura 12. Portamuestras de acrílico confeccionados para análisis de agregados con orientación aleatoria de la fracción fina. (A) Vista en planta, se observa superficie circular de 15 mm de diámetro y la apertura para introducir polvo de muestra; y (B) vista de perfil, se observa profundidad de fresado de 3 mm.....	21
Figura 13. (A) Difractómetro Bruker D8 Advance del Laboratorio de Cristalografía, y (B) detalle de partes del difractómetro. Fuente: Laboratoire de Cristallographie et Sciences des Matériaux, CRISMAT.	22
Figura 14. Perfil esquemático de un sistema hidrotermal asociado a un sistema volcánico. Se aprecia la distribución de las distintas zonas de alteración hidrotermal: potásica (K), filíca (phy), argílica avanzada (AA), propilítica (prop), argílica (arg) y transicional de propilítica a argílica (trans). Fuente: Stimac et al., 2015.	25
Figura 15. Modelo para la formación de ambientes ácido-sulfato en sistemas volcánicos. Fuente: Rye, 2005.....	26
Figura 16. Descripción de la Ley de Bragg para la incidencia de rayos X. Fuente: Moore & Reynolds (1997).	27
Figura 17. Patrones y especificaciones DRX para distinguir minerales del subgrupo de la caolinita. (A) Patrón de DRX para muestras orientadas de la fracción <2 μm , modificado de Poppe et al. (2001). (B) Patrones DRX para caolinita y dickita en el rango 70°-74° 2 θ para muestras de fracción <2 μm desorientada, y un patrón modelado usando una mezcla 2:1 de caolinita:dickita. Modificado de Ercan et al. (2016). (C) Atributos de los principales peaks para caolinita, dickita y halloysita-7A, modificado de Moore & Reynolds (1997).	29
Figura 18. Cálculo de AGFI en curva descompuesta con reflexiones 020, 110 y 111. Fuente: Aparicio et al. (2016) .	30
Figura 19. Cristalinidad de caolinitas basado en las intensidades relativas de las bandas de vibración OH en dominio de alta frecuencia (P_2) y dominio de baja frecuencia (P_1). Modificado de Mas et al. (2003).	31

Figura 20. Espectros de absorbancia de FTIR para muestras de halloysitas con distinta cristalinidad. Notar que la razón entre la absorbancia de las bandas OH 3695/3620 es en las muestras menos cristalinas menor a 1. Modificado de Hillier et al. (2016).	32
Figura 21. Fotografías de tobas a escala de muestra de mano. (A) Afloramiento de toba lítica con alteración leve-moderada; (B) muestra de mano de toba lítica con alteración fuerte; (C) muestra de mano de toba vítrea de lapilli con alteración moderada.	34
Figura 22. Tobas en M.O. (A) Toba cristalina con plagioclasas fragmentadas y alteración en matriz, escaneo corte transparente pulido a NX; (B) misma muestra a NP, notar plagioclasas inalteradas. (C) Toba lítica con matriz y fragmentos líticos alterados, escaneo corte transparente pulido a NX; (D) misma muestra a NX, zoom a fragmento lítico.	35
Figura 23. Difractograma de polvo cristalino de toba lítica con alteración moderada, donde se reconoce mineralogía primaria plagioclasa (Pl), piroxeno (Px), zircón (Zrn) y biotita (Bt).	36
Figura 24. Toba lítica con alteración intensa a jarosita, cristobalita y óxidos de Fe en la matriz y fragmentos líticos, además de muchos poros de disolución. (A) Muestra de mano y (B) fotomicrografía en M.O. a NX.	36
Figura 25. Lavas en superficie de Volcán Ascotán. (A)–(C): afloramientos de color rojo, más competentes que afloramientos de toba; (D) detritos de mayor tamaño en laderas empinadas.	37
Figura 26. Difractograma de polvo cristalino de lava porfídica con alteración moderada a tridimita (Trd) y esmectita (Sme). Se reconoce mineralogía primaria cuarzo (Qz), sanidina (Sa) y plagioclasa (Pl).	38
Figura 27. Lava porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita en una matriz vítrea, con alteración moderada. (A) Escaneo del corte transparente pulido a NP; (B) fotomicrografía en M.O. a NP mostrando hornblenda reemplazada por minerales de arcilla y óxidos de Fe, (C) misma zona a NX.	38
Figura 28. Afloramientos blancos competentes y silicificados, pertenecientes a la zona descrita como alteración argílica avanzada en la superficie del Volcán Ascotán. A) Vista de las dos zonas con afloramientos grandes, B) un zoom de la zona de más al N; C) y D) distintas vistas de los afloramientos blancos más al sur.	41
Figura 29. Fotomicrografías a M.O. de cristobalita (Crs) como reemplazo en parches de alteración pervasiva. (A) Cristobalita, alunita (Alu) y caolinita (Kln) con borde de jarosita (Jrs), a NP; (B) cristobalita con textura mosaico, a NX.	42
Figura 30. Cristobalita (Crs) como relleno en matriz de brecha hidrotermal junto con alunita (Alu). (A) Muestra de mano; (B) fotomicrografía M.O. en NP, se observa brechización de clastos.	42
Figura 31. Difractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola. Alteración de yeso (Gp), tridimita (Trd), cristobalita (Crs) y alunita (Alu).	43
Figura 32. Difractograma de polvo cristalino en roca intensamente alterada alrededor de paleofumarolas. Alteración de tridimita (Trd), y azufre (Sul), con relictos de cuarzo (Qz).	44
Figura 33. Difractograma de agregado orientado de esmectita pura. AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: Calcinado a 500°C.	45
Figura 34. Fotomicrografías de esmectita (Sme) relleno de poros alrededor de cristales primarios de sanidina (Sa) altamente disueltos. (A) M.O. a NP y (B) misma zona, con SEM.	45
Figura 35. Fotomicrografías de parche de alteración con esmectita. (A) M.O. a NP, (B) imagen BSE-SEM de misma zona, el círculo de arriba a la derecha corresponde a un zoom con detector ETD.	46
Figura 36. Difractograma de agregado orientado con interestratificados I/S tipo R1, illita (Ill), natrojarosita (Njrs) y tridimita (Trd). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C.	47
Figura 37. Fotomicrografía de bandas de illita (Ill) relleno de poros en roca volcánica intensamente alterada, donde se reconoce andesina (An) y piritita (Py). (A) M.O. a NP; (B) misma zona a NX; y (C) imagen BSE-SEM.	47
Figura 38. Difractograma de agregado orientado con I/S tipo R1, jarosita (Jrs), cuarzo (Qz), goethita (Gth) y tridimita (Trd). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C.	48
Figura 39. Fotomicrografías de parche de alteración pervasiva de illita/smectita con hábito fibroso en roca volcánica. (A) M.O. a NP, (B) misma zona a NX, (C) imagen BSE-SEM con análisis químico.	49

Figura 40. Difractograma de agregado orientado en brecha hidrotermal con I/S tipo R1 (R1 I/S), pirofilita (Prl), caolinita (Kln), alunita (Alu), tridimita (Trd) y cristobalita (Crs).	50
Figura 41. Difractograma de agregado orientado en roca volcánica, con caolinita (Kln) como principal mineral de arcilla, además de yeso (Gp) y cristobalita (Crs). Se reconoce sanidina (Sa) como relicto de mineralogía primaria. ...	50
Figura 42. Fotomicrografías de caolinita (Kln) como reemplazo en rocas volcánicas. (A) En la matriz de toba cristalina junto a cristobalita (Crs), M.O. a NP; (B) en bordes de un clasto parcialmente disuelto en una toba lítica, M.O. a NX; (C) en el centro de un mineral totalmente disuelto asociada a cristobalita, con óxidos de Fe-Ti (Fe-Ti Ox) en los bordes, M.O. a NP; (D) en parche de alteración en toba lítica, donde se aprecia morfología hojosa, imagen SEM-ETD.	51
Figura 43. Difractograma de agregado orientado con caolinita y halloysita. Notar diferencia en el peak 001 para cada especie entre los 11° y $13^\circ 2\theta$	52
Figura 44. Difractogramas de agregados con orientación aleatoria en rango $69.5-74.5^\circ 2\theta$, con peak de caolinita (flechas negras) y dickita (flechas rojas). Entre paréntesis, los valores de AGFI para caolinita en cada muestra.....	52
Figura 45. Gráficos de FTIR para muestras con caolinita y dickita (Kln+Dck), caolinita y halloysita (Hal).	53
Figura 46. Decomposición de curva para cálculo de AGFI en caolinita en difractograma de agregado con orientación aleatoria. Las reflexiones decompuestas y medidas corresponden a 020, 110 y 111.	53
Figura 47. Difractograma de agregado orientado con I/S tipo R1, pirofilita (Prl), caolinita (Kln) y cristobalita (Crs). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C	54
Figura 48. Fotomicrografías al M.O. de pirofilita (Prl) en matriz de brecha hidrotermal, asociada con alunita (Alu) y cristobalita (Crs). (A) NP; (B) misma zona a NX.	55
Figura 49. Peak asociados a reflexión 060 en pirofilita en dos agregados orientados. También hay presencia de cuarzo.	55
Figura 50. Difractograma de polvo cristalino en brecha hidrotermal con alunita (Alu), natroalunita (Nalu), cristobalita (Crs) y tridimita (Trd).	56
Figura 51. Fotomicrografías de alunita en vetillas. (A) M.O. a NP; (B) misma zona, imagen BSE-SEM.	56
Figura 52. Alunita en matriz de brecha hidrotermal. (A) Muestra de mano; (B) escaneo de corte transparente pulido a NP, se observa textura brechosa jigsaw; (C) fotomicrografía al M.O. a NP; (D) misma zona a NX, se aprecian dos poblaciones de tamaño.	57
Figura 53. Fotomicrografías de minerales volcánicos disueltos y reemplazados a alunita. (A) Posible piroxeno basal, M.O. a NX; (B) plagioclasa, imagen SEM-BSE.....	57
Figura 54. Fotomicrografía al SEM de morfologías para alunita. (A) Cristales tabulares, notar poros de disolución en alunita; (B) cristales cúbicos en cemento criptocristalino de jarosita; (C) cristales hojosos, de hábitos rombohedrales, en imagen ETD; (D) cristales rombohedrales y aciculares en una misma muestra.	58
Figura 55. Fotomicrografías SEM-BSE con características químicas de alunita en matriz de brechas hidrotermales. (A) Cristales tabulares-aciculares exhibiendo una química intermedia en la solución sólida alunita-natroalunita, con cristobalita esferoidal; (B) cristales rombohedrales con zonación (notar diferencia en escala de grises, oscureciéndose de centro a borde); (C) cristal rombohedral con zonación química.	59
Figura 56. Medidas de wt% de Al, S, K y Na en zonación química de cristal de alunita en matriz de brecha hidrotermal (misma que Figura 55 figura anterior). Los números en negro indican los distintos puntos de medición para el cristal, y están indicados en el eje X de los gráficos.	60
Figura 57. Difractograma de polvo cristalino de toba con alteración fuerte de jarosita (Jrs), alunita (Alu), tridimita (Trd) y cristobalita (Crs).	61
Figura 58. Fotomicrografías de jarosita (Jrs) en tobas. (A) Jarosita, alunita (Alu) y cristobalita (Crs) en poros de disolución en M.O. a NX. Notar cuadrado blanco en la interfaz matriz/fragmento lítico que es el zoom a (B) se aprecian cristales hipidiomorfos cúbicos de jarosita con disolución en bordes y cristales de alunita seudocúbica en el centro, imagen SEM-BSE. (C) vetilla de alunita, caolinita (Kln) y jarosita en M.O. a NX; (D) imagen BSE-SEM de misma zona muestra cristales de alunita y caolinita en cemento de jarosita que brechiza la roca.	62

Figura 59. Fotomicrografías al SEM de cristales de jarosita (Jrs) como relleno. (A) Cristales idiomorfos pseudo-hexagonales en mineral parcialmente disuelto; (B) cristales xenomorfos-idiomorfos pseudo-cúbicos y pseudo-hexagonales en poro de disolución; (C) cristales hipidiomorfos pseudo-hexagonales en fractura.	62
Figura 60. Fotomicrografías SEM-BSE de jarosita (Jrs) con mediciones de química. (A) Jarosita criptocristalina como cemento de alunita (Alu) en matriz de brecha hidrotermal; (B) solución sólida de jarosita-natrojarosita (Njrs) alrededor de poro de disolución en toba.	63
Figura 61. Eflorescencia de yeso en la cima del Volcán Ascotán.	64
Figura 62. Difractograma de polvo cristalino de vetillas de yeso puro.....	64
Figura 63. Yeso en muestras. (A) Yeso idiomorfo fibroso en vetas en superficie de tobas; (B) yeso idiomorfo fibroso con disposición en abanico alrededor de un cristal totalmente disuelto y parcialmente reemplazado por cristobalita (Crs), imagen ETD-SEM; (C) yeso botroidal en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola; (E) texturas de disolución en muestra anterior; (F) yeso hipidiomorfo prismático de tamaño centimétrico en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola; (F) yeso hipidiomorfo tabular en poro de disolución, imagen SEM-BSE.	65
Figura 64. Difractograma de polvo cristalino de sulfatos precipitando en superficie con los hidroxisulfatos alunógeno (Aln) y halotriquita (Hlt).....	66
Figura 65. Fotografías a muestra de mano de hidroxisulfatos que precipitan sobre rocas volcánicas.	66
Figura 66. Fotografías de lavas con coloración rojiza debido a pátinas de óxidos e hidróxidos; (A) en afloramiento en terreno y (B) en muestra de mano. Notar caras frescas bajo pátina rojiza.	67
Figura 67. Fotomicrografías de cristales de óxidos e hidróxidos. (A) Goethita (Gth) y jarosita (Jrs) en vetilla, M.O. a NP; (B) zoom al SEM; (C) rutilo (Rt) xenomorfo, con alunita (Alu) y tridimita (Trd), imagen SEM-BSE; (D) magnesioferrita (Mfr) de tamaño <2 µm alrededor de un cristal de cristobalita (Crs), imagen SEM-BSE.	67
Figura 68. Difractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal con azufre (Sul) 92% y yeso (Gp) 8%.	68
Figura 69. Azufre nativo en Volcán Ascotán. (A) precipitación en paleo-fumarola en terreno; (B) asociado a yeso y cristobalita en roca obliterada; (C) brecha hidrotermal con azufre nativo, alunita, yeso, caolinita, cristobalita y tridimita; (D) cristales centimétricos en precipitados alrededor de paleofumarolas.	68
Figura 70. Fotomicrografías de cristales de pirita (Py) en vetilla. (A) Pirita y jarosita (Jrs) en el borde de vetilla, M.O. a NX; (B) misma zona en imagen BSE-SEM; (C) cristal de pirita de 200 µm en vetilla con jarosita, imagen BSE-SEM; (D) cristal de pirita de 500 µm en vetilla con alunita (Alu); imagen BSE-SEM.	69
Figura 71. Difractograma de polvo cristalino en brecha hidrotermal con yeso (Gp), jarosita (Jrs), alunita (Alu) y greigita (Gre).	70
Figura 72. Difractograma de polvo cristalino. Cristobalita (Crs), azufre nativo (Sul), pirolusita (Pyr) y calcosina (Cct).	70
Figura 73. Difractograma de polvo cristalino con alteración de pirofilita (Prl), zunyita (Zun), cristobalita (Crs) y cuarzo (Qz).....	71
Figura 74. Brechas hidrotermales en Volcán Ascotán. (A) Ubicación de grupos zona interior y sur en superficie; (B) columnas verticales de brechas silicificadas; (C) poros de disolución, comunes a ambos grupos; (D) textura en brechas zona sur con matriz formada casi exclusivamente de alunita.	72
Figura 75. Stockwork en muestra de roca. (A) Escaneo de corte transparente pulido a NP, y (B) afloramiento en terreno.	73
Figura 76. Fumarolas fósiles en terreno. (A) Diámetro de 80 cm y alteración pervasiva de roca que tiene tridimita, cristobalita, alunita, jarosita y yeso; (B) textura de piscina de barro; (C) estructura cóncava de 3 m de diámetro; (D) depresión de 20 cm de diámetro con cristobalita, caolinita, alunita y yeso.	74
Figura 77. Difractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola. Yeso (Gp), alunita (Alu), jarosita (Jrs), cristobalita (Crs)	75
Figura 78. Estructura de discontinuidad en terreno. (A) Vista al norte, se aprecia la estructura subvertical; (B) continuación de la estructura en superficie y (C) un acercamiento a la cataclasita, la lava dacítica encajante y el contacto entre ellas.	76

<i>Figura 79. Difractograma de agregado orientado de cataclasita con esmectita, caolinita, pirofilita, andesina, sanidina y cuarzo. AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: Calcinado a 500°C.</i>	<i>76</i>
<i>Figura 80. Estructuras en superficie del Volcán Ascotán. Se prolongó la extensión de la falla N15E para mostrar su intersección con las brechas hidrotermales y zona de stockwork en el sector norte. Además, notar que la orientación de las fumarolas fósiles también es NE, similar a la falla. Las fotografías muestran la apariencia fracturada y la orientación de los poros de disolución en afloramientos rocosos de la porción central.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 81. Porcentaje de minerales de arcilla en muestras de la superficie alterada del Volcán Ascotán. Los tamaños de los círculos representan la proporción en cada muestra.</i>	<i>78</i>
<i>Figura 82. Porcentaje de principales minerales con S en muestras de la superficie alterada del Volcán Ascotán. Los tamaños de los círculos representan la proporción en cada muestra.</i>	<i>80</i>
<i>Figura 83. Zonas de alteración hidrotermal en la superficie del Volcán Ascotán. AAA: alteración argílica avanzada, AA: alteración argílica. Además se indica la falla descubierta en terreno. Los números entre paréntesis corresponden al de cada asociación mineral.</i>	<i>83</i>
<i>Figura 84. Intensidad de alteración para muestras de toba y lava. Notar que las alteraciones más intensas se concentran en tobas, particularmente tobas vítreas. Las alteraciones menos intensas se concentran en lavas y tobas cristalinas.</i>	<i>91</i>
<i>Figura 85. Modelo de alteración hidrotermal y exposición del Volcán Ascotán, por etapas. La etapa 1 corresponde a la alteración previa a la pérdida de cima del volcán (línea punteada indica la superficie que se formaría). La etapa 2 muestra la persistencia de la alteración hidrotermal, acidificación en fluidos (brechización por jarosita) y la configuración posterior al colapso de flanco. El modelo de isothermas se realizó con respecto a la Etapa 1 y se ha atenuado los colores de las litologías y alteración para que pueda ser observado con mayor claridad. La escala vertical está exagerada en 2.25x.....</i>	<i>96</i>

NOMENCLATURA

Basado en Whitney & Evans (2010)

Mineral	Abreviación	Mineral	Abreviación
Alunita	Alu	Hornblenda	Hbl
Alunogen	Aln	Illita	Ill
Andesina	And	Ilmenita	Ilm
Anfíbol	Amp	Jarosita	Jrs
Azufre	Sul	Maghemita	Mgh
Biotita	Bt	Magnesioferrita	Mfr
Birnessita	Bir	Natoalunita	Nalu
Boehmita	Bhm	Natrojarosita	Njrs
Brucita	Brc	Olivino	Oli
Calcosina	Cct	Ópalo	Opl
Caolinita	Kln	Ortopiroxeno	Opx
Cristobalita	Crs	Periclasa	Per
Corindón	Crn	Pirita	Py
Cuarzo	Qz	Pirolusita	Pyr
Dickita	Dck	Piroxeno	Px
Esmectita	Sme	Pirofilita	Prl
Feldespato	Fsp	Plagioclasa	Pl
Ferrocolumbita	Fcl	Rutilo	Rt
Gibbsita	Gbs	Sanidina	Sa
Goethita	Gth	Tridimita	Trd
Greigita	Gre	Yeso	Gp
Halloysita	Hal	Zeolita	Zeo
Halotriquita	Hlt	Zircón	Zrn
Hematita	Hem	Zunyita	Zun

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

La Zona Volcánica Central (ZVC) de las Andes, que se extiende entre los 14-28°S, es una de las tres divisiones del arco volcánico en la Cordillera Principal. Este arco ocurre por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana en el margen occidental americano. Asociadas a este volcanismo de composición mayoritaria andesítica a dacítica (de Silva, 1989; Stern, 2004; Wörner et al, 2018), se originan numerosos sistemas hidrotermales producto de la interacción de rocas volcánicas con fluidos a altas temperaturas. En los niveles más superficiales de sistemas volcánicos suele encontrarse una capa de rocas con alteración argílica avanzada, justo por debajo de las rocas volcánicas no alteradas, que puede llegar a alcanzar profundidades de hasta 800 m (Hedenquist et al., 2000; Rye, 2005; Stimac et al., 2015).

Los sistemas hidrotermales someros asociados a edificios volcánicos son interesantes de entender por varios motivos. Dos de ellos son: (1) su frecuente relación con sistemas geotermales y epitermales, que constituyen recursos económicos explotables (Browne, 1978; Reyes, 1990; Sillitoe & Petersen, 1996; Hedenquist et al., 2000; Bogie et al., 2005; Lagat, 2009; Tassi et al., 2010; Aravena et al., 2016;); y (2) la relación entre sistemas hidrotermales subvolcánicos y el colapso parcial o total del aparato volcánico. Este colapso puede desencadenar procesos de remoción en masa como deslizamientos y avalanchas, que pueden resultar en la formación de calderas hidrotermales o colapsos de flanco (Merle & Lénat, 2003; Cecchi et al., 2004; John et al., 2008; Devoli et al., 2009; Merle et al., 2009; Andrade & de Vries, 2010; Takahashi & Yahata, 2018).

Las zonas hidrotermales en el interior de volcanes activos resultan difíciles de investigar, ya que por lo general no están expuestas. Más aún, cuando depósitos con alteración hidrotermal se exponen a la superficie, comúnmente presentan sus niveles superiores erosionados, lo que dificulta la reconstrucción del sistema. Algunas metodologías de alto costo intentan sortear esta dificultad, como el uso de sondajes, con los que es posible obtener una pequeña fracción de rocas en profundidad. Otra aproximación corresponde a métodos geofísicos, con los cuales es posible recabar información indirecta de niveles de roca y discontinuidades, en base a características como la resistividad, conductividad, entre otras. Ante esto, volcanes inactivos recientes, que presentan un colapso parcial de su estructura, son también una excelente oportunidad para estudiar la distribución de minerales asociados a procesos hidrotermales en distintas profundidades..

Para entender sistemas hidrotermales superficiales, los minerales de arcilla han demostrado ser importantes indicadores de diversos factores involucrados en la alteración hidrotermal, tales como temperatura, pH, composición química de la roca y fluidos involucrados, grado de interacción fluido-roca, control estructural, entre otros (Browne, 1978, Fialips et al., 2000; Harvey & Browne, 2000; Parry et al., 2002; Mas et al., 2003; Patrier et al., 2003; Inoue et al., 2004; Ece & Shcroeder, 2007; Galán & Ferrell,

2013; Vásquez et al., 2014; Maza et al., 2018; Vidal et al., 2018; Maza et al., 2021, entre otros). Adicionalmente, la asociación de minerales de arcilla y sulfatos, como alunita, jarosita y yeso, ha mostrado ser una efectiva herramienta para constreñir los orígenes de estas alteraciones (Zimbelman et al., 2005; Ece et al., 2008).

El Volcán Ascotán, también conocido con el nombre de Cerro Jardín, está ubicado en la Cordillera Principal en la Región de Antofagasta. Corresponde a un estratovolcán del Plioceno extinto (Sellés & Gardewed, 2017), que forma parte de una cadena de alineación NW-SE, junto con los volcanes Araral y Barrancane. Esta orientación NW-SE se repite constantemente en la zona, a distinta escala. A escala local, aparece en diversas cadenas volcánicas, como la Azufre-Aguilucho-Apacheta, y el graben Inacaliri, estructuras que se proponen ligadas a la existencia del sistema geotermal Cerro Pabellón, única planta de energía geotérmica en Chile (Urzúa et al., 2002; Rivera et al., 2015; Maza et al., 2021; Taussi et al., 2021). Esta planta se emplaza a solo a 15 km al sur del Volcán Ascotán. A una escala regional, también destacan estos lineamientos NW-SE, responsables de sistemas volcánicos y geotermales en el norte de Chile y Argentina, como es el caso del sistema geotermal Cerro Tuzgle y Tocomar (Giordano et al., 2013; Tibaldi et al., 2017).

La principal característica del Volcán Ascotán, reconocible a simple vista, corresponde a su morfología de cráter abierto hacia el oeste (Figura 1). Esto pone de manifiesto un amplio sistema hidrotermal extinto en una superficie circular de 1.5 km de diámetro y más de 600 m de variación vertical, al que es posible acceder gracias al colapso de su cima. A lo largo de esta superficie expuesta se han descrito, brevemente, alteraciones argílicas y argílica avanzadas, en el único estudio donde se han analizado muestras de roca que corresponden a coluvios provenientes de las zonas alteradas del volcán (Sellés & Gardewed, 2017).



Figura 1. Volcán Ascotán, vista hacia el este. Se aprecia su morfología característica de cráter abierto hacia el W y el abanico aluvial que cae hacia el Salar de Ascotán (cámara).

La singular morfología del Volcán Ascotán, sumado a su ubicación cercana a importantes sistemas volcánico-hidrotermales que forman parte de lineamientos de orientación NW, lo vuelven un atractivo candidato para estudiar con detalle las características de su alteración. Gracias a la pérdida de su cima, es posible realizar un muestreo de las rocas con alteración hidrotermal que afloran en superficie, y, mediante su estudio, establecer la distribución de minerales de alteración en profundidad. De esta forma, el Volcán Ascotán se propone como un laboratorio natural para entender procesos de alteración asociados a sistemas hidrotermales hospedados en volcanes activos en el norte de Chile.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Determinar la mineralogía asociada a la alteración hidrotermal en superficie del Volcán Ascotán, estableciendo la distribución espacial de la misma a distintas profundidades, con énfasis en los minerales de arcilla y sulfatos.

1.2.2 Objetivos específicos

- (1) Precisar las características mineralógicas de la alteración presente en superficie en el Volcán Ascotán.
- (2) Definir ambientes de alteración hidrotermal para la superficie expuesta del Volcán Ascotán, en base a sus asociaciones minerales.
- (3) Reconocer litología primaria para establecer el control que ejerce en la permeabilidad del sistema.
- (4) Identificar patrones y lineamientos estructurales para inferir su rol en el desarrollo de la mineralogía de alteración como permeabilidad secundaria del sistema.
- (5) Establecer, a partir de la mineralogía de alteración, un modelo genético para el desarrollo de la alteración hidrotermal del Volcán Ascotán y su actual morfología.

1.3 Hipótesis de Trabajo

La superficie alterada expuesta del Volcán Ascotán refleja la interacción de la estructura interna del estratovolcán con fluidos hidrotermales, desarrollando una mineralogía de alteración que evidencia variaciones de las condiciones físico-químicas del fluido causante de esta alteración

La distribución de la mineralogía de alteración es condicionada por dos factores principales: (1) la permeabilidad de las rocas dentro del edificio volcánico, y (2) la configuración estructural. De esta forma, es posible definir sectores donde hubo circulación de fluidos de pH más ácido, que originan zonas de alteración argílica avanzada, las que podrían estar condicionando el área de colapso del edificio volcánico.

1.4 Antecedentes de la zona

1.4.1 Área de estudio y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra ubicada en la comuna de Ollagüe, provincia El Loa, en la región de Antofagasta. En particular, está delimitada por las coordenadas 7603595 m S, 7594109 m S, 583209 m E y 594832 m E, justo en la frontera Chile-Bolivia (Figura 2).

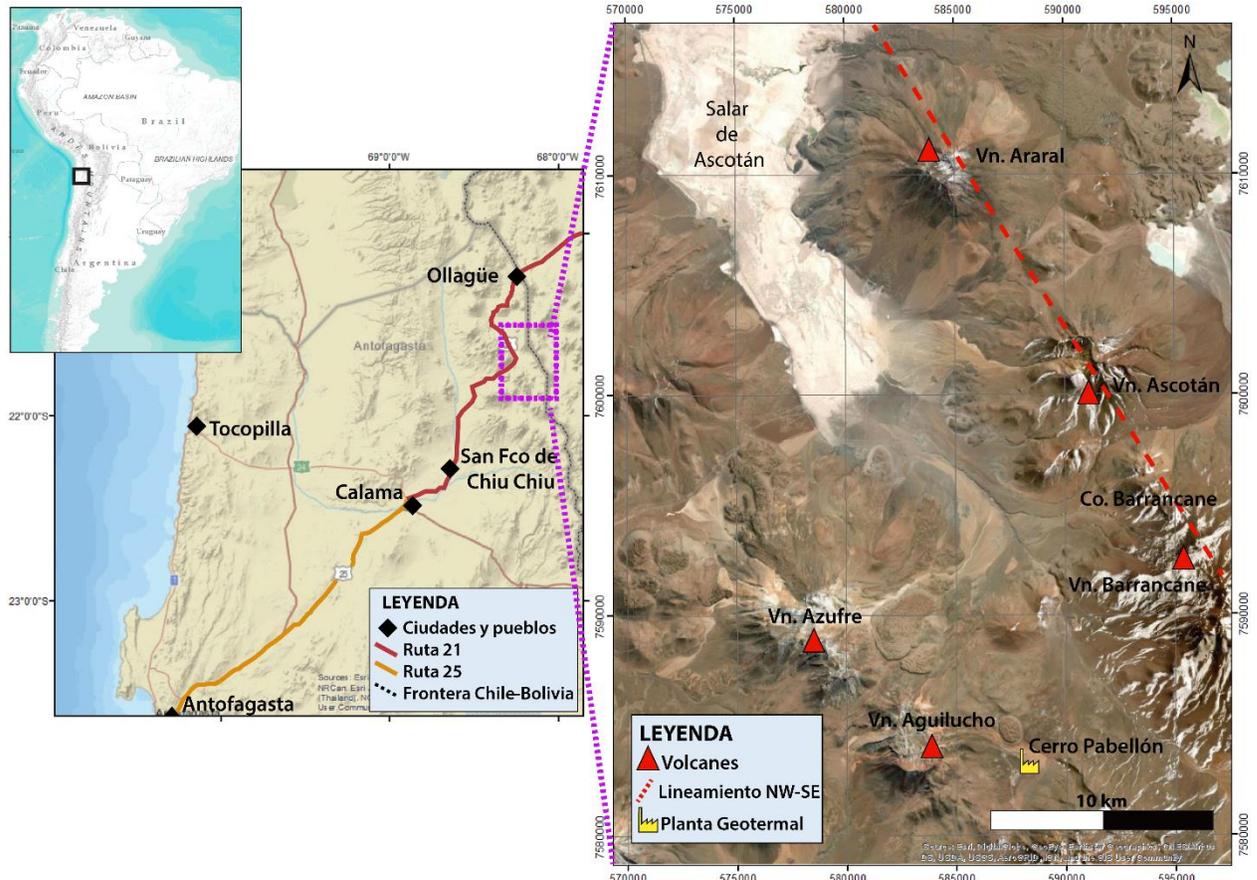


Figura 2. Ubicación del área de estudio, principales rutas de acceso y volcanes. El mapa de Sudamérica arriba a la izquierda tiene encerrada la zona de estudio en la región de Antofagasta. La zona de muestreo (delimitada por las coordenadas 7603595 m S, 7594109 m S, 583209 m E y 594832 m E), se encuentra encerrada en un cuadrángulo violeta.

La ciudad más cercana para acceder a la zona es Calama, que conecta con la ruta 5 norte a través de la ruta 25. Desde Calama se debe tomar, en dirección noreste, la ruta 21, que conecta la ciudad con el paso fronterizo Salar de Ollagüe, limítrofe con Bolivia. Este camino está pavimentado y es apto para todo tipo de vehículos. Una vez pasada la Estación Fronteriza Ascotán (aprox. 120 km desde Calama), se encuentra a mano derecha el Salar de Ascotán. En este punto es necesario cruzar el salar en dirección este, a través de uno de sus múltiples caminos de ripio aptos para vehículos 4x4, y avanzar por aprox. 10 km para llegar a las faldas del Volcán Ascotán. Es preciso mencionar que al este del Salar de Ascotán no existen caminos pavimentados ni delimitados, pero sí una variedad de huellas que es posible recorrer con vehículos 4x4.

1.4.2 Fisiografía

La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal de los Andes Centrales, al este de la depresión del río Loa. El relieve es variable y en él dominan cumbres volcánicas con una orientación principalmente NW-SE, como la cadena volcánica Araral-Ascotán-Barrancane, y alturas que alcanzan los 6000 msnm, como el Volcán San Pedro, que se encuentra hacia el SW. El sistema hidrográfico es de endorreísmo, donde el nivel base está ubicado en la principal depresión de la zona, el Salar de Ascotán, aproximadamente a los 3800 msnm. El salar cubre una superficie de aproximadamente 460 km² y presenta una orientación NNW.

El Volcán Ascotán se encuentra adyacente a este salar y presenta un deslizamiento de flanco en su cara oeste, y un abanico aluvial de clima árido (Schumm, 1977) que cae hacia el salar y lo alimenta (Figura 1).

1.4.3 Clima y vegetación

La zona de estudio presenta un clima desértico de altura, según la clasificación de Koeppen (1948), correspondiéndose con la zona altiplánica o puna por sobre los 3500 msnm. En esta zona la altura ejerce un efecto dominante sobre el clima, la temperatura es baja, el aire es seco y de una densidad relativamente reducida comparada con las condiciones a nivel del mar (Di Castri & Hajek, 1976). En invierno (junio a septiembre), las temperaturas mínimas diarias son inferiores a 0°C. Las precipitaciones ocurren mayoritariamente durante el verano (diciembre a marzo) y provienen de masas de aire húmedo que viajan desde la cuenca amazónica, dando origen al fenómeno de “invierno altiplánico” o “invierno boliviano”, con promedios mensuales que llegan a los 40 mm (DGA, período 1985-2015). El promedio de precipitaciones anuales para la estación más cercana (estación Ascotán) es de 56 mm (DGA, periodo 1985-2015).

La vegetación de la zona altiplánica es predominantemente esteparia, con arbustos y hierbas de baja altura, hojas pequeñas y resinosas. Se presentan importantes diferencias en las especies arbustivas dependiendo de la altura, que son divididas en dos pisos altitudinales. En el piso puneño, que se corresponde con las zonas bajas de la zona de estudio, se encuentran principalmente las siguientes especies: *Fabiana ramulosa*, *Fabiana denudata*, *Baccharis boliviensis*, *Adesmia horrida*, *Chiquiraga atacamensis*, *Junellia seriphoides* y *Ephedra breana*. En el piso altoandino, que se da sobre los 4000 msnm., aparecen las formaciones de pajonales (géneros *Stipa* y *Festuca*), queñoales (*Polylepis tarapacana*), lampayales (*Lampayo medicinalis*) y llaretales (*Azorella compacta*) (Trivelli & Huerta, 2014).

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Marco geológico regional

Los Andes Chilenos se ubican cercanos al borde occidental de Sudamérica, en un contexto de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, que se ha mantenido de manera activa y continua desde, al menos, el Jurásico (Charrier et al., 2015). Este proceso es responsable de la actual configuración geológica del territorio, donde destaca el arco volcánico andino. Este arco volcánico está dividido en cuatro segmentos: Zonas volcánicas Norte (ZVN; 2°N-5°S), Central (ZVC; 14-28°S), Sur (ZVS; 33-46°S) y Austral (ZVA; 49-55°S) (Thorpe & Francis, 1979; Thorpe, 1984; Ramos, 1999; Stern, 2004) (Figura 3A). La segmentación del arco volcánico está basada en cambios en la profundidad de la zona Wadati-Benioff en el acople entre ambas placas tectónicas. Esto marca sectores donde el ángulo de subducción es menor, y, por ende, hay ausencia de volcanismo, que dividen cada zona volcánica (Jordan et al., 1983; Ramos et al., 2002).

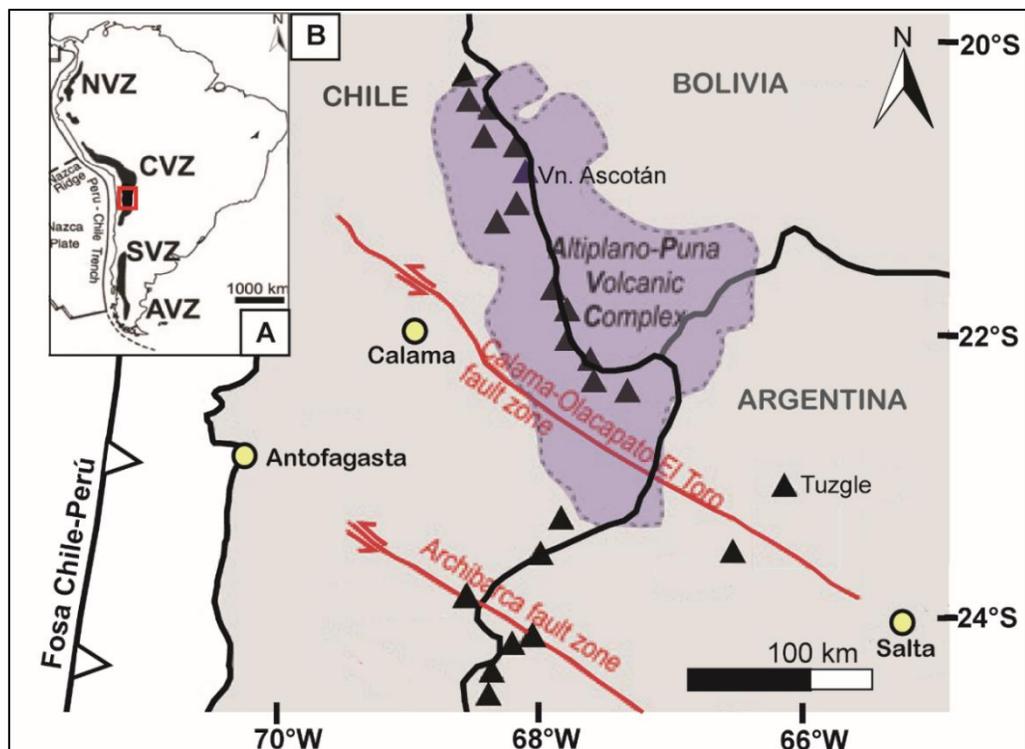


Figura 3. A) División de las 4 zonas volcánicas andinas en el continente americano. El cuadrado rojo enmarca el sector mostrado en B): APVC en el norte de Chile, Argentina y sur de Bolivia. Se indican las principales ciudades, los volcanes en triángulos negros, y específicamente el Volcán Ascotán y Tuzgle. En rojo se presentan los mayores lineamientos estructurales de orientación NW en el área. Modificado de Stern (2004) y Giordano et al. (2013).

La zona de estudio se encuentra dentro de la ZVC, la cual presenta volcanismo Plioceno-Cuaternario en una extensión de 1500 km, 44 edificios volcánicos activos, 18 centros activos menores y al menos 6 sistemas de caldera, o ignimbríticos, cuaternarios (de Silva & Francis, 1991; Stern, 2004). El rango composicional para la mayoría de los productos volcánicos de la ZVC es andesítico-dacítico (de Silva, 1989; Stern, 2004; Wörner et al., 2018). Además, esta zona se extiende sobre un *plateau* conocido como Altiplano-Puna,

donde se desarrolla la corteza continental asociada a subducción más gruesa del planeta (70-74 km), como resultado de eventos de acortamiento durante el Mioceno Superior (Beck et al., 1996; Allmendinger et al., 1997; Gregory-Wodzicki, 2000). Estos procesos tectónicos son evidencias del inicio de un evento de *flare-up* de ignimbritas, que a su vez ha formado la provincia volcano-tectónica denominada *Altiplano Puna Volcanic Complex* (APVC o Complejo Volcánico Altiplano-Puna; de Silva, 1989; Figura 3B).

En la porción sur del APVC (22-24°S) se localiza el sistema de falla Calama-Olacapato-Toro (COT). Este sistema se extiende en orientación NW-SE, desde el antearco en Chile, cruzando el arco volcánico y Calama hasta la cuenca de antepaís en Argentina, casi llegando a la ciudad de Salta. Su cinemática ha sido inferida como transcurrente-sinistral, con evidencias de actividad cuaternaria en su segmento oriental a través de la puna argentina, pasando hacia el oeste a una zona de debilidad sin cinemática reconocida y de carácter más antiguo a través de la cadena volcánica en la frontera (Bonali et al., 2012; Tibaldi et al., 2017). A lo largo del sistema de falla COT se han reconocido diversas manifestaciones hidrotermales activas, que incluyen termas, depósitos de travertinos, y los campos geotermales Tuzgle y Tocomar (Viramonte et al., 1984; Matteini et al., 2002; Tibaldi et al., 2017). Su orientación y cinemática es la misma de otros sistemas de falla activos más hacia el sur, tales como el sistema de falla Achibarca y el sistema de falla Cullampaia (Giordano et al., 2013).

2.2 Marco geológico local

La geología de la zona en que se emplaza el Volcán Ascotán está formada por unidades volcánicas y volcanoclásticas, de edades Mioceno Inferior al Holoceno. El Volcán Ascotán forma parte de una cadena volcánica de orientación NW-SE y edad Plioceno Superior, que incluye también a los volcanes Araral y Barrancane (Sellés & Gardewed, 2017) (Figura 2).

En base a la Hoja Ascotán-Inacaliri de Sellés & Gardewed (2017), escala 1:100.000, se definen las siguientes unidades para esta cadena volcánica: Secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno Medio (Mmv(d)), Volcanes del Plioceno Superior (Psv), Depósitos glaciares (Plg), Depósitos aluviales y coluviales (PIHac), y Depósitos aluviales del Holoceno (Ha) (Figura 4).

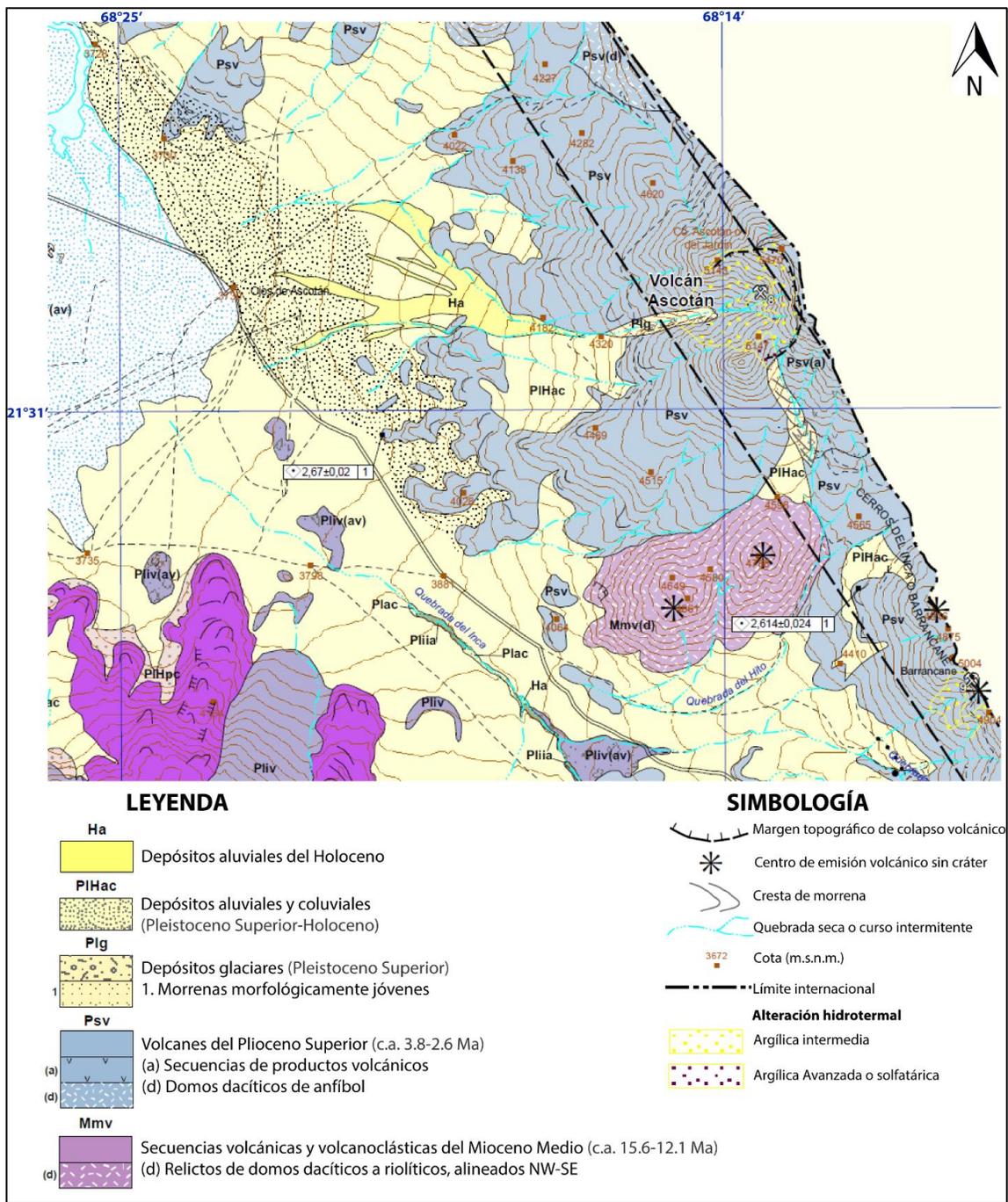


Figura 4. Geología del área de estudio. Modificado de Sellés & Gardewed, 2017.

A continuación, se detalla cada una de estas unidades según la carta Geología del Área Ascotán-Cerro Inacaliri (Sellés & Gardewed, 2017).

2.2.1 Unidades estratificadas

2.2.1.1 Domos dacíticos en secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno Medio (Mmv(d))

Corresponde a dos relictos de domos dacíticos a riolíticos de biotita y anfíbol, que afloran al sur del Volcán Ascotán. Se encuentran en una alineación NW-SE con otros domos riolíticos y dacíticos que afloran al extremo NW del Salar de Ascotán, bajo las lavas del Volcán Cebollar y del Volcán Palpana. Estos domos se encuentran cubiertos mediante discordancia erosiva por lavas pliocenas, provenientes del Volcán Ascotán y Barrancane, y por depósitos aluviales y coluviales pleistocenos.

Si bien estos dos relictos de domo no se encuentran datados, las edades radiométricas asignadas para los domos que se encuentran al NW del Salar de Ascotán varían entre 15.6 y 12.1 Ma (Ar-Ar en anfíbol y K-Ar en plagioclasa y biotita; Sellés & Gardewed, 2017). Esto permite asignarle a estos relictos de domo, una edad de Mioceno Medio.

La existencia de estos domos, y su clara distribución NW-SE como centros eruptivos, permite inferir que los factores que generan este tipo de distribución (la misma que los volcanes Araral-Ascotán-Barrancane) se encontraban ya operativos, desde al menos el Mioceno Medio.

2.2.1.2 Volcanes del Plioceno Superior (Psv)

Corresponde a los volcanes Araral, Ascotán y Barrancane, de norte a sur, respectivamente. Estos volcanes se apoyan directamente sobre domos del Mioceno Medio y Superior y están, a su vez, parcialmente cubiertos por productos volcánicos del Pleistoceno Inferior.

❖ Volcán Araral

Edificio volcánico de 12 km de diámetro y una cumbre ubicada a los 5698 msnm., con un cráter de 1.2 km de diámetro abierto hacia el noroeste. Está compuesto por lavas y domos andesíticos a dacíticos (62.9-67.3 % SiO₂). Una muestra de dacita porfídica de grano fino, proveniente de una colada domo del costado occidental del volcán, entregó una edad de 2.75±0.04 Ma (Ar-Ar en anfíbol; Sellés & Gardewed, 2017).

❖ Volcán Ascotán

Es un estratovolcán de extensión 8 x 12 km, cuya cumbre se ubica a los 5478 msnm. La zona de la cumbre presenta una morfología de cráter abierto hacia el oeste, ensanchado por erosión o colapso gravitacional, de 1.6 km de diámetro. De esta forma, se expone un núcleo afectado por una alteración hidrotermal multicolor, que ha sido descrita como una alteración argílica intermedia de colores rojizos en toda la superficie expuesta, con pequeñas zonas de alteración argílica avanzada, de color blanco (Figura 6). Hacia el oeste del volcán se ha formado un abanico aluvial de color amarillo, debido a la acumulación de material alterado proveniente de la zona de cumbre. El volcán cubre parcialmente a domos dacíticos atribuidos al Mioceno Medio.

Las lavas que caen hacia el lado chileno del volcán son en su mayoría andesíticas a dacíticas de dos piroxenos, comúnmente con racimos de cristales de asociación gabroica (Plg+Cpx), con núcleos de olivino. Los análisis químicos a cinco muestras de lava, arrojan valores de SiO₂ entre 62.9 y 64.8%, asignándolas al campo de las dacitas y andesitas (Sellés & Gardewed, 2017; González-Maurel et al., 2019). Estas lavas se encuentran intercaladas con tobas andesíticas rojizas y negras de composición máfica.

Una datación realizada a una lava del flanco oeste del volcán, arroja una edad de 2.67 ± 0.02 Ma (Ar/Ar en masa fundamental; Sellés & Gardewed, 2017).

❖ **Volcán Barrancane**

Es un edificio de forma irregular y múltiples centros eruptivos, alineados en una dirección que varía entre N-S a NNW-SSE. El edificio principal posee tres cumbres que representarían centros de emisión antiguos, donde la más alta alcanza los 5582 msnm. En el extremo NW de este edificio irregular se encuentra el Cerro Barrancane (o del Inca). Este cerro consiste en un cono de altura 4980 msnm, que, al igual que el Volcán Ascotán, presenta una morfología de cráter abierto hacia el W, que expone una superficie circular de 500 m de diámetro con alteración hidrotermal en colores rojizos y blanquecinos.

Las coladas de lava del Volcán Barrancane son predominantemente andesíticas (61-62.3% SiO₂) de dos piroxenos, con anfíbol y biotita. Las edades radiométricas obtenidas para estas coladas varían de 3.5 Ma para el lado boliviano (K-Ar en biotita; Almendras et al., 2002), a 2.6 Ma para una colada andesítica cerca del Portezuelo Barrancane (Ar-Ar en masa fundamental; Sellés & Gardewed, 2017).

2.2.1.3 Depósitos glaciares (Plg)

Corresponden a depósitos clásticos pobre a débilmente consolidados ampliamente distribuidos en el área de estudio por sobre los 3830 msnm. Son depósitos macizos, caóticos, de muy mala selección, matriz soportados, sin estratificación interna. Contienen fragmentos de rocas volcánicas que llegan a superar los 2 metros de diámetro, y, en algunos casos, presentan caras estriadas y/o faceteadas. Morfológicamente, corresponden a morrenas frontales y laterales, que se encuentran en los flancos oeste y sur del Volcán Ascotán. En la morrena del flanco sur se reconocen crestas morrénicas, que revelan distintos estados de retroceso glaciar, las que son disectadas por cauces fluviales y aluviales recientes.

En algunas zonas de la carta, los depósitos glaciares sobreyacen a coladas y domos del Pleistoceno Superior, datadas entre 140 y 60 ka. Esto indica que, al menos localmente, la edad máxima de la actividad glaciar sería posterior al Pleistoceno Superior bajo. A escala regional en los Andes Centrales, se han encontrado evidencias de diversas etapas de glaciación. Los períodos para estas etapas de glaciación son, de las más recientes a más antiguas: durante el Glacial Tardío (14-12 ka), durante el Período Húmedo de Tauca (17.5-15 ka), durante el Último Máximo Glacial (LGM, 25-40 ka), y las más antiguas hace

70-100 ka (Blard et al., 2014; Ward et al., 2015). Las edades más antiguas para estos depósitos glaciares en la ZVC coinciden con los antecedentes estratigráficos estudiados por Sellés & Gardewed (2017) para las morrenas del área de estudio.

2.2.1.4 Depósitos aluviales y coluviales (PIHac)

Corresponden a depósitos constituidos por proporciones variables de gravas, arenas y limos, polimícticos, no consolidados, distribuidos alrededor de los volcanes del área de estudio como abanicos aluviales. A los pies de cordones montañosos, estos depósitos tienden a formar cuñas de abanicos coalescentes. La mayoría de los abanicos presentan superficies estabilizadas y colonizadas por vegetación arbustiva, lo que indica que no son superficies de depositación activa. Sin embargo, algunos como el abanico que cae hacia el oeste del Volcán Ascotán, contienen sistemas de drenaje activo que a su vez pueden formar abanicos de depositación reciente.

2.2.1.5 Depósitos aluviales del Holoceno (Ha)

Corresponden a gravas, arenas y limos polimícticos, pobremente consolidados, con grados variables de selección, que desarrollan planicies aluviales de diversa extensión y abanicos de pendiente baja a moderada. Están asociados a sistemas de drenaje efímeros, la mayor parte de los cuales solo se activan durante la temporada de lluvias altiplánicas estivales y/o en la temporada invernal. En el flanco oeste del Volcán Ascotán, un abanico de depositación reciente cae hacia los depósitos del salar, proveniente de un abanico coluvial plioceno.

2.2.2 Geología estructural

El rasgo estructural más característico corresponde a la alineación de centros volcánicos con marcada orientación NW-SE, en la que se encuentran los volcanes Ascotán, Araral y Barrancane, todos del Plioceno Superior. Esta orientación preferente se repite en numerosos cinturones volcánicos que circundan la zona de estudio: Palpana-Cebollar-Polapi-Carasilla, Azufre-Aguilucho-Apacheta, Cerros Colorado-Lilali-Colana, y el Graben Inacaliri o Pabelloncito (Sellés & Gardewed, 2017; Maza et al., 2021; Taussi et al., 2021) (Figura 5). Este último se encuentra unos 10 km al sur del Volcán Ascotán, y corresponde a un graben extensional que ha sido formado por la conjugación de una serie de fallas normales con la misma orientación NW-SE. En este graben se aloja una importante zona de alteración hidrotermal argílica avanzada y argílica intermedia, asociada al Complejo Volcánico Cordón Inacaliri, además del Sistema Geotérmico de Pampa Apacheta (Urzúa et al., 2002; Rivera et al., 2015), donde se encuentra Cerro Pabellón, la primera planta de energía geotérmica en Chile.

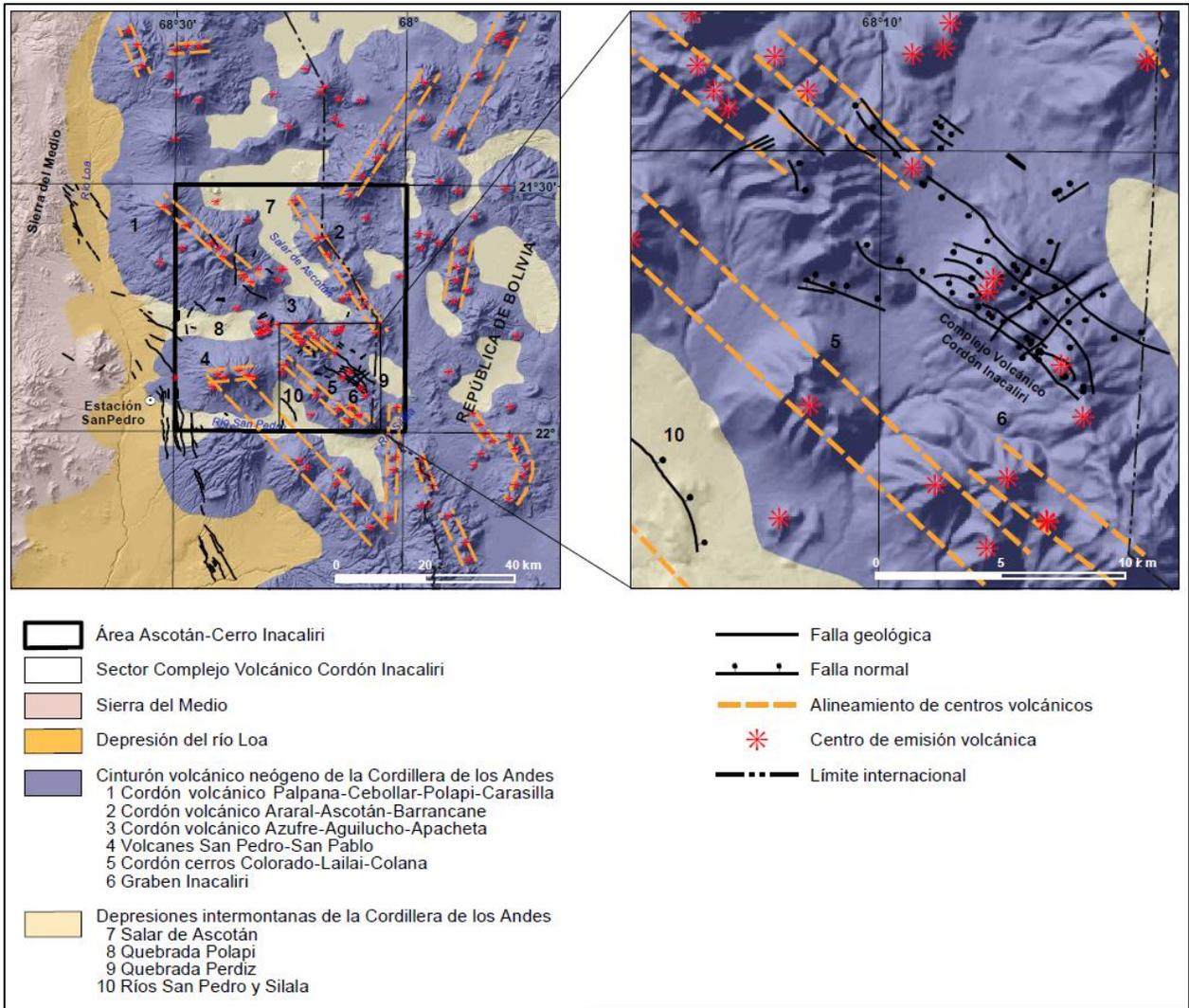


Figura 5. Esquema morfoestructural, modificado de la Hoja Ascotán-Inacaliri (Sellés & Gardewed, 2017). Se encuentran representadas las principales cadenas volcánicas y depresiones intermontanas de la zona.

2.2.3 Zonas de alteración hidrotermal

En diversos sectores del área de estudio es posible observar zonas de alteración hidrotermal en núcleos expuestos de edificios volcánicos, con edades que abarcan desde el Mioceno Superior al Holoceno. A continuación, las zonas de alteración se describen según la descripción de Sellés & Gardewed (2017), divididas en alteración argílica avanzada (o solfatárica) y alteración argílica intermedia a avanzada.

2.2.3.1 Alteración argílica avanzada

Este tipo de alteraciones corresponden a las más intensas en la zona, con un color blanco brillante, y afectan principalmente a rocas porosas como brechas y tobas, y en algunos casos a rocas cuyo protolito está obliterado. Poseen una extensión reducida (menor a 0.1

km²) y se ubican dentro de la zona de alteración argílica intermedia a avanzada, como ocurre para el caso del Volcán Ascotán (Figura 6).

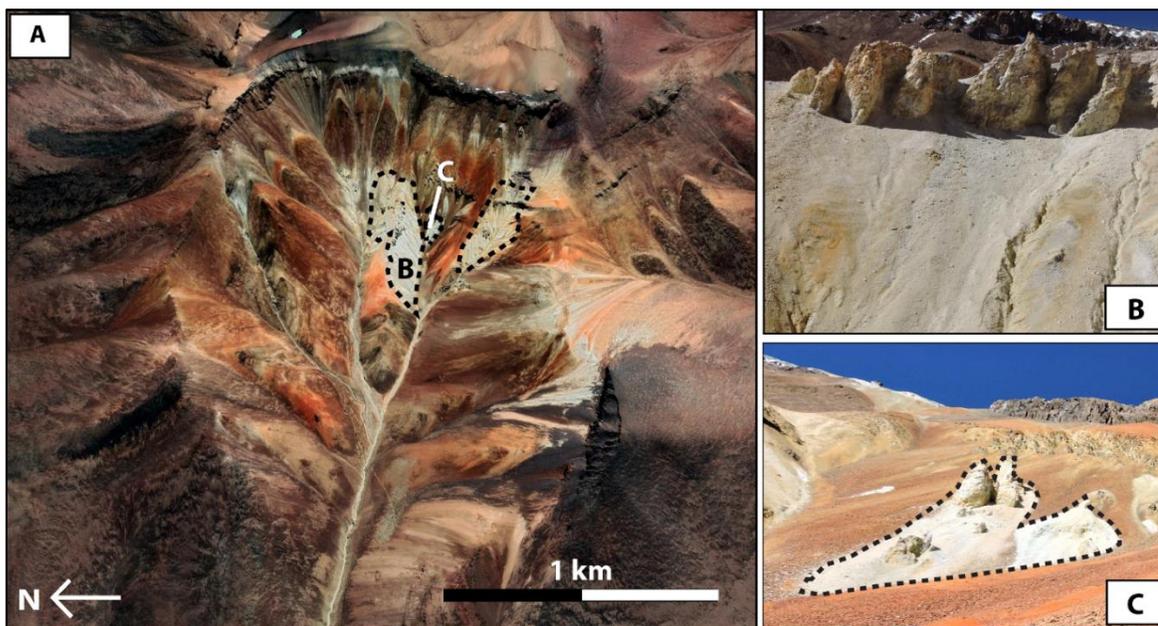


Figura 6. Alteración multicolor presente en Volcán Ascotán. (A) Imagen satelital, encerradas se encuentran las zonas blancas de alteración argílica avanzada definidas por Sellés & Gardewed (2017). Se indican las zonas de las fotografías (B) y (C). (B) y (C) fotografías de afloramientos de roca en zona de alteración argílica avanzada, con vista hacia el norte y al este, respectivamente.

Estas zonas se encuentran asociadas a depósitos de azufre, vetillas y brechas con cemento de azufre, además de sectores afectados por lixiviación ácida, que dejan sílice residual. Estudios petrográficos indican que los cristales de plagioclasa son reemplazados por alunita, dickita y/o arcillas aluminosas como caolinita o alofano, y, en algunos casos, por ópalo y azufre. Los minerales ferromagnesianos (anfíbol y biotita) están totalmente oxidados y alterados a hematita, limonitas, alunita y esmectita. La matriz, también muy alterada y lixiviada, se encuentra reemplazada parcialmente por limonitas, arcillas aluminosas, sílice y alunita, y se observa frecuentemente opalizada. Análisis DRX en estas zonas de alteración, cercanas a la cadena volcánica Araral-Ascotán-Barrancane, revelan las asociaciones alunita-cristobalita, cuarzo-sericita-caolinita, y cuarzo-alunita-caolinita-cristobalita-pirofilita (Sellés & Gardewed, 2017).

2.2.3.2 Alteración argílica intermedia a avanzada

Corresponden a zonas de colores amarillo-anaranjados a rojizo-rojo intenso, con pequeñas áreas de color blanco intenso dentro de ellas. La zona de alteración argílica intermedia a avanzada en el Volcán Ascotán es una de las más grandes del área, con 3 km². Afectan a rocas porosas como tobas y brechas en las que es posible reconocer el protolito, además de afectar a lavas brechosas y porosas que muestran principalmente oxidación de ferromagnesianos y color rojizo. Se observa limonitas, arcillas como esmectita, y cloritización incipiente en los ferromagnesianos.

3 METODOLOGÍA

Para el desarrollo de esta investigación se llevaron a cabo dos campañas de terreno para recolección de muestras de roca y medición de datos. Luego, las muestras fueron preparadas y analizadas en diferentes laboratorios de los departamentos de Geología y Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

3.1 Muestreo en terreno

Se realizaron dos campañas de terreno al área de estudio, durante abril del 2018 y 2019. En estas campañas se obtuvieron 85 muestras de roca alterada a lo largo de la superficie expuesta del Volcán Ascotán y 9 muestras de lava en los flujos basales que caen hacia el oeste. Además, se tomaron 8 muestras de roca alterada en la superficie expuesta del Cerro Barrancane (o Cerro del Inca) y 3 muestras de lava de este último sector. (Figura 7). En el Volcán Ascotán, el trabajo de muestreo se realizó a una altitud entre 4650 y 5350 msnm, y en el Cerro Barrancane, entre los 4830 y 4980 msnm.

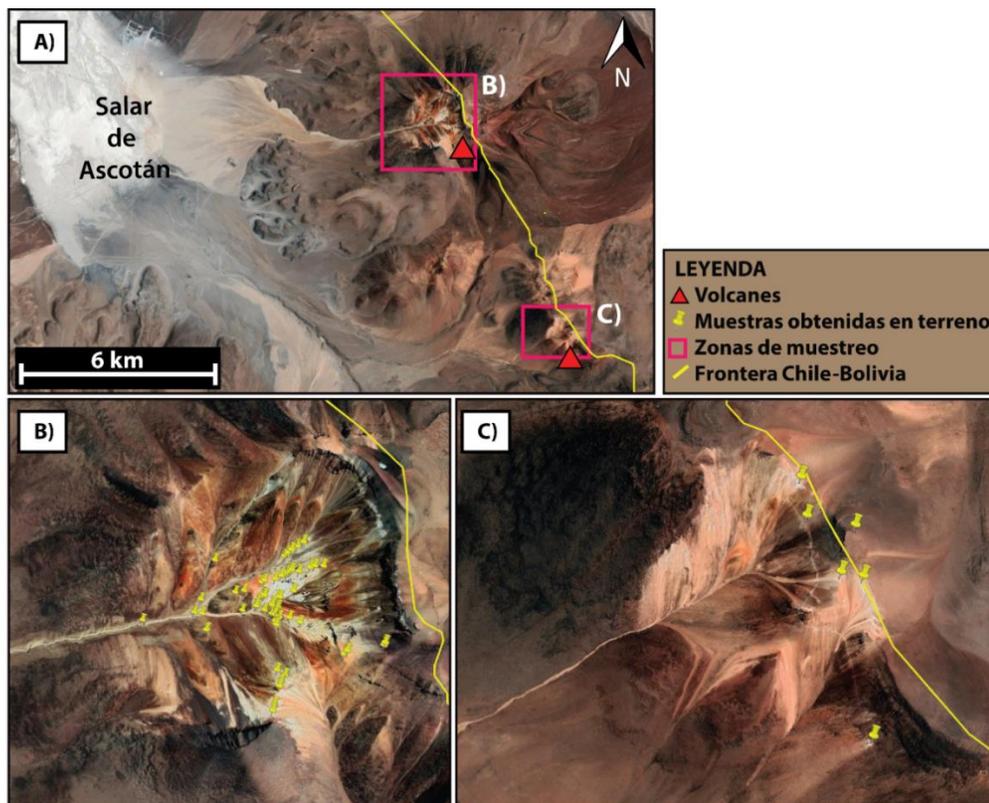


Figura 7. Fotografías aéreas de zonas de muestreo. (A) Vista a zona SE del Salar de Ascotán y las dos superficies muestreadas. (B) Distribución de muestras en superficie de Volcán Ascotán; (C) Distribución muestras en superficie de Cerro Barrancane. Imágenes obtenidas de Google Earth.

Las muestras fueron extraídas en su mayoría desde afloramientos rocosos. Aun así, en las zonas de mayor pendiente se obtuvieron muestras a partir de detritos, y alrededor de paleofumarolas, a partir de precipitados hidrotermales in-situ. Se registraron datos de estructuras de discontinuidad, y de orientación de lineamientos para fumarolas fósiles.

3.2 Trabajo de laboratorio y análisis de datos

Se realizó la descripción de la mineralogía de las muestras a través de técnicas de Difracción de Rayos-X (DRX), Microscopía Óptica (MO), Microscopía Electrónica de Barrido (*Scanning Electron Microscope*, SEM) y Espectroscopía Infrarroja por Transformada de Fourier (*Fourier-Transform Infrared Spectroscopy*, FTIR). A continuación, se detallan los procesos de preparación de muestras, medición y análisis de datos para cada metodología.

3.2.1 Microscopía óptica (MO)

Con el objetivo de realizar una descripción a las texturas y una primera aproximación a la mineralogía presente en las muestras recolectadas, se realizaron análisis de microscopía óptica. A partir de una descripción petrográfica preliminar a las muestras obtenidas, a escala de muestra de mano, se seleccionaron 37 de ellas para confeccionar cortes transparentes pulidos en el Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Estos cortes fueron descritos utilizando un microscopio petrográfico Olympus BX5 con luz transmitida.

Utilizando como referencia la guía de Thompson et al. (1996), se realizó una descripción petrográfica con MO para cada muestra, que incluye mineralogía primaria y secundaria, además de descripción de texturas (ficha de descripción para cada muestra en Anexo A). De esta forma, se identificaron dominios de alteración y las zonas con presencia de minerales de arcilla.

3.2.2 Microscopía electrónica de barrido (SEM)

Para analizar con mayor detalle relaciones texturales, la composición y morfología de minerales de arcilla y sulfatos, se realizaron análisis SEM a 24 cortes transparentes pulidos y 9 fragmentos de roca alterada. Para observar un corte transparente, es necesario que esté pulido y que sea capaz de conducir los electrones a través de su superficie, evitando así que la muestra se cargue innecesariamente al observar una zona en particular. Para esto, se realizó un proceso de metalizado con carbono a 5V, en ciclos de 8 segundos, en un *Cressington Carbon Coater*, modelo 108 carbon/A, perteneciente al CEGA. El equipo utilizado corresponde a un microscopio SEM FEI Quanta 250 perteneciente al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Los análisis con SEM se basan en el barrido de una superficie con un haz de electrones, donde se generan distintos efectos que pueden ser captados dependiendo de los detectores utilizados. El microscopio se encuentra equipado con detectores de electrones secundarios (SE), espectrometría dispersiva de rayos X (EDS) y back-scatter (BS), además de un detector de catodoluminiscencia (CL). Con el detector BS es posible

detectar variaciones en el promedio del número atómico (Z) de la muestra, que se reflejan en cambios en la escala de grises, donde a mayor número atómico, el color es más intenso y claro. Utilizando el detector EDS y el software INCA (*Inca x-act, Oxford Instruments*), se realizaron análisis químicos semi-cuantitativos en cortes transparentes pulidos. Adicionalmente, se analizaron fragmentos de roca con los detectores SE y CL para observar morfologías a escala micrométrica.

Para las mediciones se usaron los siguientes parámetros: voltaje 15-20 kV, spot de 5.0, alto vacío y presión de cámara 70 Pa para cortes transparentes pulidos, y voltaje 15-20 kV, spot de 5.0, bajo vacío y presión de 100 Pa para fragmentos de roca.

3.2.3 Difracción de rayos X (DRX)

La difracción de rayos X se utilizó para identificar fases minerales a partir del reconocimiento de sus estructuras cristalinas. Esta técnica es particularmente útil para reconocer minerales de arcilla, ya que permite resaltar la estructura interna de este grupo de minerales, y así diferenciar entre las especies presentes. También se utilizó para una semi-cuantificación de los minerales presentes en cada muestra, tanto en roca total como para la fracción fina.

Las muestras fueron preparadas en el Laboratorio de Arcillas del Departamento de Geología y las mediciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física, ambos de la Universidad de Chile. El procesamiento de difractogramas se realizó con los software Match! y X'Pert High Score Plus.

3.2.3.1 Preparación de muestras

El procedimiento de preparación de muestras se realizó de acuerdo con la metodología propuesta por Moore & Reynolds (1997), Aparicio & Galan (1999) y Poppe et al. (2001). Se realizaron tres tipos de preparados para análisis:

- (1) Agregados no orientados de polvo cristalino, utilizados en análisis de roca total y para semi-cuantificación de la mineralogía dominante.
- (2) Agregados orientados de la fracción fina o $<2 \mu\text{m}$, para identificar y semi-cuantificar minerales de arcilla.
- (3) Agregados desorientados de la fracción $<2 \mu\text{m}$, para obtener parámetros de cristalinidad y diferenciar entre especies polimorfas de minerales de arcilla (igual composición química, pero distinta estructura cristalina) que no pueden ser resueltos mediante agregados orientados. También para distinguir el carácter trioctaédrico o dioctaédrico de minerales del grupo de la esmectita y de la pirofilita.

A continuación, se detalla la metodología de preparación para cada tipo de muestra.

❖ Preparación de agregados no orientados de polvo cristalino

Se extrajeron fragmentos de muestra de tamaño 0.5 cm, y mediante fricción en un mortero de ágata, se redujo a un tamaño de polvo muy fino (cercano a 75 μm) (Figura 8a). El procedimiento de DRX se basa en que la utilización de una masa de polvo equivale a un cristal rotado en todos sus posibles (Cullity, 1956). De esta manera, cada partícula de este polvo corresponde a un pequeño cristal, orientado aleatoriamente con respecto al haz de rayos X incidente. Cada plano del cristal será representado por un *peak* de difracción a un ángulo determinado, que satisfaga la ley de Bragg (detalles en Capítulo 4).

Se separó 1 g. de polvo reducido para cada muestra, que fue pasado a un portamuestras, y analizado en el difractómetro (condiciones para medición de muestras se detallan en un apartado siguiente) (Figura 8b). Para muestras de mano heterogéneas, en las que fue posible distinguir más de un tipo de alteración, o diferenciar entre zonas con mayor y menor intensidad de alteración, se prepararon sub-muestras de polvo cristalino para cada zona reconocida. De esta forma, se analizaron en total 201 muestras de agregados no orientados de polvo cristalino.

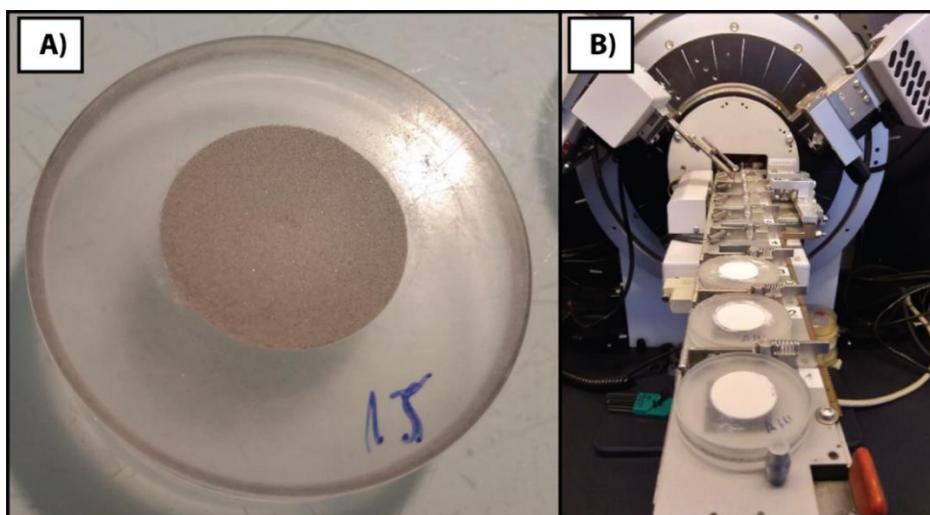


Figura 8. Análisis DRX para polvo cristalino. (A) Polvo con tamaño de grano cercano a 75 μm en portamuestras; (B) análisis de los polvos en difractómetro.

❖ Separación de la fracción <2 μm : agregados orientados y desorientados

Primero se separó la fracción <2 μm presente en la muestra. El procedimiento se llevó a cabo siguiendo las recomendaciones de Moore & Reynolds (1997):

a) Reducción de tamaño: mediante molienda con mortero de acero inoxidable y martillo, se redujo la muestra de roca a un tamaño cercano a los 5 mm. Se separó 60 g. de esta muestra reducida (Figura 9a).

b) Eliminación de materia orgánica: Este paso solo fue realizado para muestras que mostraron reaccionar químicamente a la prueba de materia orgánica, que consiste en pulverizar 2 g. de muestra y aplicar H_2O_2 al 30%.

Para la eliminación de materia orgánica se utilizó H_2O_2 al 6%. En vasos precipitados de 1000 mL se mezclaron 60 g de muestra reducida a tamaño 5 mm y 250 mL de H_2O_2 al 6%. Se dejó reaccionar por 24 hrs y luego se realizó el lavado de la muestra.

c) Eliminación de carbonatos: Este paso se realizó solo en muestras que indicaron la presencia de carbonatos (reacciones químicas al interactuar con HCl al 10%). Para su eliminación, se utilizó solución de Morgan, que contiene las siguientes proporciones: 200 mL de agua ultrapura, 27 mL de ácido acético glacial y 82 g de acetato de sodio.

En un vaso precipitado de 1000 mL, se mezcló 60 g de la muestra reducida a tamaño 5 mm, y 250 mL de solución de Morgan. Se dejó reaccionar por 24 hrs y luego se realizó el lavado de la muestra.

d) Lavado de la muestra: Este paso solo se realizó para muestras que hubieran sido sometidas a eliminación de materia orgánica y/o carbonatos. Para remover completamente las soluciones usadas en la eliminación de materia orgánica y/o carbonatos, se lavaron las muestras utilizando agua ultrapura en los tubos de centrifuga de 50 mL. El proceso consistió en ir separando la muestra (solutos) del solvente contaminado con carbonato o materia orgánica, al hacerla decantar al fondo de los tubos mediante centrifugado. Para cada lavado, se fue descartando el agua que quedó sobre el sedimento precipitado, y luego se volvió a rellenar el tubo de centrifuga con agua ultrapura, repitiendo el procedimiento de lavado. De esta forma, se realizaron 5 procesos de centrifugado para cada muestra: primero 3 min a 2500 rpm, y luego por 3, 5, 10 y 30 min a 2000 rpm.

Finalizado este proceso, la muestra quedó en condiciones para continuar la separación de la fracción $<2 \mu\text{m}$.

e) Aplicación de dispersante: en un vaso de precipitado de 1000 mL se agregó 60 g de la muestra con tamaño reducido a 5 mm (Figura 9b), 200 mL de agua ultrapura y 25 mg de hexametáfosfato de sodio. El hexametáfosfato de sodio actúa como dispersante, adsorbiéndose en los bordes de grano de los minerales de arcilla, inhibiendo la floculación de éstos. Para lograr que el dispersante fuera absorbido efectivamente en las arcillas, se revolvió la solución durante 10 min.

f) Baño de ultra sonido: El vaso con la muestra en agua fue sometido a baños de ultrasonido, con un modelo Elma-S100-Elmasonic, utilizando una frecuencia de ultrasonido de 37 kHz durante 10 min. Esto permitió que la muestra siguiera disgregándose.

Después de todo este proceso, la fracción $<2 \mu\text{m}$ de la muestra quedó flotando en el agua, por lo que se procedió a separarla.

g) Separación de la fracción $<2 \mu\text{m}$ mediante centrifuga: Se utilizó la centrifuga Hemle Z 326 (Figura 9c) para simular un proceso de decantación acelerada de todas las partículas mayores a $2 \mu\text{m}$. Se siguió la técnica de Poppe et al. (1988), que se basa en la velocidad

de decantación calculada mediante Ley de Stokes para procesos de centrifugado. La fracción acuosa de la muestra fue dividida en 4 tubos de centrífuga de 50 mL, teniendo cuidado de que no existiesen diferencias de peso mayores a 50 mg entre ellos, ya que la centrífuga es muy sensible a estas variaciones. Se realizó un centrifugado a 1500 rpm durante 26 s, e inmediatamente después se traspasó el líquido de la porción superior (que contiene la fracción fina) de cada tubo a un recipiente de plástico, descartando la fracción $>2 \mu\text{m}$ que quedó decantada en el fondo.

Para aumentar la concentración de la fracción $<2 \mu\text{m}$ en la solución se realizó un nuevo centrifugado, esta vez a 3500 rpm durante 30 min. Posterior a esto, las arcillas quedaron decantadas en el fondo del tubo y se procedió a eliminar el agua de la porción superior.

Este proceso se realizó para las 93 muestras alteradas obtenidas en terreno. Para algunas muestras, principalmente las con baja intensidad de alteración hidrotermal, no fue posible conseguir suficiente concentración de la fracción fina para realizar los agregados orientados y desorientados. Para las muestras que sí presentaron suficiente concentración, la fracción $<2 \mu\text{m}$ se almacenó y luego fue montada con los procedimientos que se explican a continuación.



Figura 9. Proceso de separación de la fracción $<2 \mu\text{m}$. (A) Disgregación con martillo y mortero de acero inoxidable; (B) centrífuga Hemle Z 326; (C) muestras disgregadas en 200 mL de agua ultrapura, con adición de dispersante.

❖ Montaje de la fracción <math><2\ \mu\text{m}</math> en agregados orientados

Se prepararon 81 muestras orientadas de la fracción <math><2\ \mu\text{m}</math>, mediante el método de la lámina de vidrio, con dos montajes para cada una. Este método permite que las arcillas de la solución decanten con sus ejes a-b paralelos al vidrio, debido al efecto de la gravedad, obteniendo de esta manera una muestra orientada. Se utilizaron portamuestras de vidrio de 1 mm de grosor cuadrados, con lados de 2.5 cm. Estas láminas fueron rotuladas, limpiadas con alcohol y posicionadas sobre una rejilla de tubos para ensayo. Se vertió lentamente, con gotero, la solución acuosa rica en la fracción <math><2\ \mu\text{m}</math> en el portamuestras, teniendo especial cuidado de que la solución quedase sujeta al este por efecto de la tensión superficial del agua, y que no se desparramase hacia afuera.

Un punto clave en este método es la concentración de arcillas en la solución. Una deficiente concentración puede generar un fallo en el proceso de secado, concentrándose las arcillas solo en una zona (baja concentración), o separándose del vidrio (alta concentración).

La muestra se dejó secar bajo condiciones ambientales (25°C) por 48 hrs, obteniendo una lámina de arcillas adherida al vidrio (Figura 10). Este método se conoce como secado al aire (AD), y para cada vidrio montado con AD se realizaron dos tratamientos extra para un análisis más detallado de los minerales de arcilla: uno mediante etilenglicol y otro con calcinación.

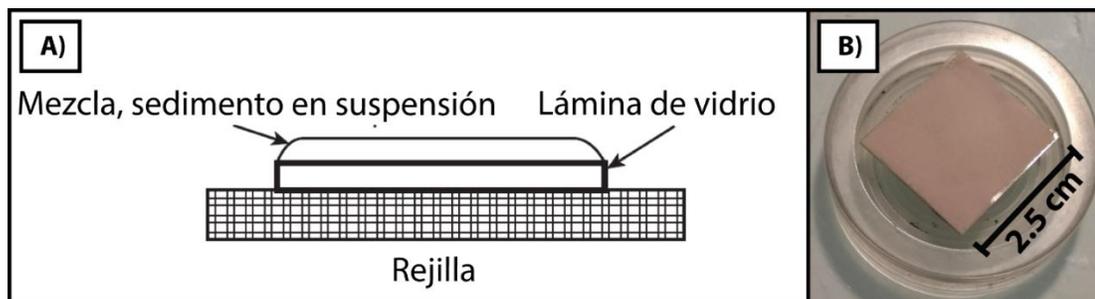


Figura 10. Método de la lámina de vidrio de Moore & Reynolds (1997). (a) Esquema de un agregado orientado, visto de perfil; (b) Fotografía de un agregado orientado seco, listo para ser analizado.

Tratamiento mediante etilenglicol (EG)

Las muestras ya montadas en lámina de vidrio fueron sometidas a un ambiente cerrado y saturado en etilenglicol durante 8 hrs en un horno a 60°C, en el Laboratorio de Cristalografía del Departamento de Física de la Universidad de Chile. Este método provoca que ciertos minerales expandibles, como las esmectitas e interestratificados (e.g. illita/esmectita), adsorban este etilenglicol y expandan su estructura basal. Así, permite identificarlos claramente al comparar los difractogramas AD con los EG.

Calcinación (CAL)

Este procedimiento se realizó posterior a las mediciones con AD y EG en el difractómetro. Se llevaron las muestras a una mufla perteneciente al Laboratorio de Sedimentología del

Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y se calcinaron durante 4 hrs a 500°C. Este método permite el reconocimiento de ciertos minerales de arcilla, específicamente aquellos que tienen moléculas de agua dentro de su estructura, las que colapsan luego de someterse al proceso de calcinado.

De esta forma, para cada muestra analizada con orientados agregados para DRX, se obtuvieron 3 difractogramas distintos: secado al aire libre (AD), saturado en etilenglicol (EG) y calcinado a 500°C (CAL).

❖ Montaje de la fracción <2 µm en agregados con orientación aleatoria

El montaje de agregados con orientación aleatoria para la fracción <2 µm se realizó para 17 muestras. Para esto, se confeccionaron portamuestras de acrílico (Figura 11) en el Laboratorio de Materiales del Departamento de Física de la FCFM de la Universidad de Chile. Los portamuestras poseen una apertura de 7 mm para introducir el polvo de muestra (Figura 11A), una superficie circular de 15 mm de diámetro, y un fresado de 3 mm para otorgar profundidad (Figura 11B).

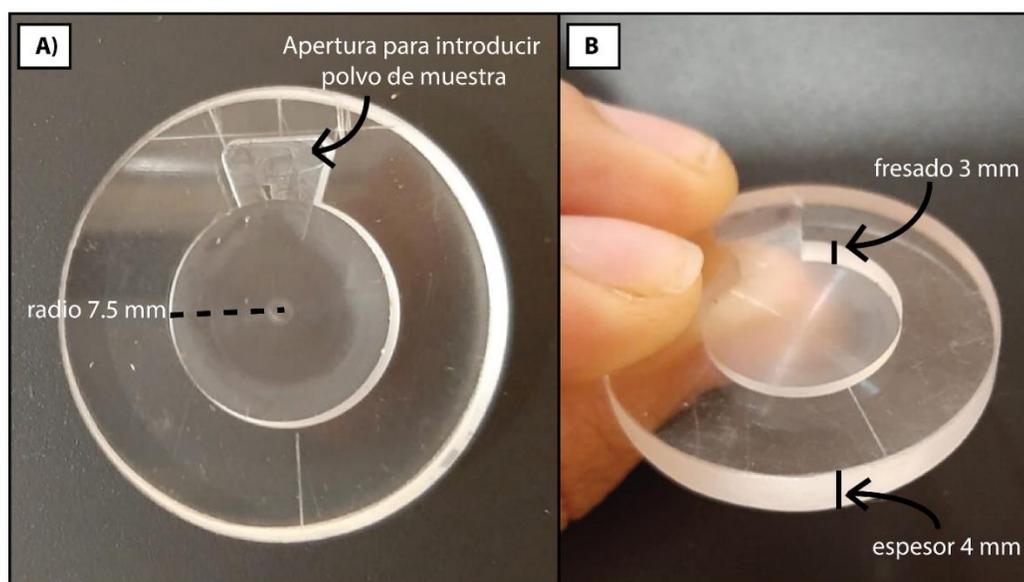


Figura 11. Portamuestras de acrílico confeccionados para análisis de agregados con orientación aleatoria de la fracción fina. (A) Vista en planta, se observa superficie circular de 15 mm de diámetro y la apertura para introducir polvo de muestra; y (B) vista de perfil, se observa profundidad de fresado de 3 mm.

El procedimiento utilizado fue el de carga lateral con un vidrio esmerilado en la superficie para lograr un buen compactado, siguiendo las recomendaciones de Aparicio & Galan (1999). Ya que la separación de la fracción <2 µm se realizó mediante una solución acuosa, primero se procedió a secar en un horno a baja temperatura (30 °C) las muestras, hasta lograr un polvo fino completamente seco. Dadas las dimensiones del portamuestras, se utilizó 500 mm³ de polvo de fracción fina para cada análisis de agregados no orientados. El montaje de muestras se realizó en el Laboratorio de Cristalografía, con el objetivo de reducir al máximo los traslados, y de esta forma impedir que los cristales se re-orientasen en el portamuestras.

3.2.3.2 Medición de muestras

El equipo utilizado para la medición corresponde a un difractómetro *Bruker D8 Advance*, que utiliza un barrido acoplado y una potencia de 40 kV y 30 mA. El tubo de rayos X corresponde a un tubo de Cu (radiación $\text{CuK}\alpha_1 = 1.5604 \text{ \AA}$). En el difractómetro, se incidió la muestra a un haz monocromático de rayos X, variando progresivamente el ángulo de incidencia (2θ) entre $2-80^\circ$, a una velocidad de 0.02° en 0.2 seg. El difractómetro está equipado con un detector de rayos X que va captando las reflexiones de la muestra a medida que va variando el ángulo de incidencia del haz monocromático (Figura 12).

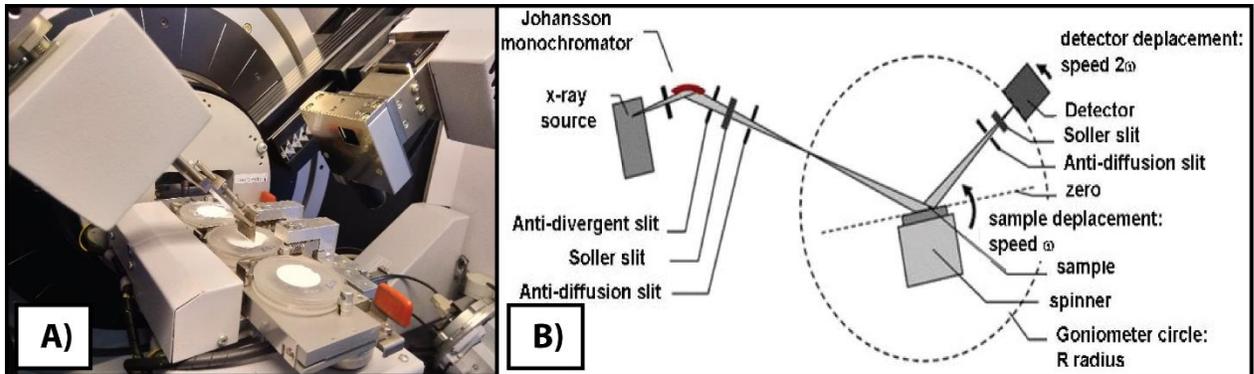


Figura 12. (A) Difractómetro Bruker D8 Advance del Laboratorio de Cristalografía, y (B) detalle de partes del difractómetro. Fuente: Laboratoire de Cristallographie et Sciences des Matériaux, CRISMAT.

3.2.3.3 Análisis de datos

❖ Agregados no orientados de polvo cristalino

Se realizó un refinamiento de curva modelada utilizando mínimos cuadrados para cada difractograma, procurando tener un error (diferencia entre curva experimental y curva modelada) menor al 10%. Luego se llevó a cabo la identificación y semi-cuantificación de la mineralogía a partir de la identificación de *peaks* diagnósticos de forma automática, con los programas *X'Pert HighScore Plus*, *Match!* y la base de datos PDF2 (ICCD, 2008).

❖ Agregados orientados de la fracción <2 μm

Para la identificación de los minerales de arcilla se utilizaron referencias de patrones DRX de fracción fina de los siguientes trabajos: Moore & Reynolds (1997), Aparicio & Galán (1999), Fialips et al. (2000), Bentayeb et al. (2003), Hillier (2003), Mas et al. (2003), Patrier et al. (2003), Ece & Schroeder (2007), Kyne et al. (2013), Ercan et al. (2016), Maza et al. (2018), Takakashi & Yahata (2018).

Para realizar la semi-cuantificación de los minerales presentes en la fracción fina, primero se ajustó la curva con refinamiento de mínimos cuadrados, hasta llegar a un error menor a 5%. La semi-cuantificación se realizó en 44 muestras, siguiendo el método de Factor de Intensidad Mineral (*Mineral Intensity Factor*, MIF) con la aproximación de suma al 100%, como es descrito en Kahle et al. (2002). Con esta aproximación se asume que

todas las fases en la mezcla han sido identificadas y que estas suman un 100%, por lo que las cantidades reportadas para cada mineral de arcilla son relativas entre ellos.

Los datos MIF utilizados pertenecen a las reflexiones *00l*, principalmente a la reflexión 002, y en caso de no encontrarse presente, con la reflexión 001. Se midieron intensidades integradas (área) en vez de intensidad (altura) en cada *peak*, para eliminar el efecto de variabilidad de los cristales de minerales de arcilla, tales como tamaño de partículas, defectos de apilamiento, entre otros.

❖ **Agregados con orientación aleatoria de la fracción <2 μm**

La distinción de especies polimorfos del grupo de la caolinita se realizó comparando con las observaciones en difractogramas de orientación aleatoria de Moore & Reynolds (1997) y Ercan et al. (2016). Los cálculos de cristalinidad en caolinita se realizaron analizando los difractogramas de la fracción fina con orientación aleatoria, siguiendo todas las recomendaciones de modelación de curva detalladas en Aparicio et al., (2006).

3.2.4 Espectroscopía Infrarroja por Transformada de Fourier

Se realizaron análisis de FTIR en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile a 12 muestras, para identificar polimorfos y cristalinidad en minerales de caolinita.

Para preparar las pastillas de FTIR se redujo el tamaño de muestra mediante fricción manual y mortero cilíndrico *Specamill*. Primero se molió manualmente en mortero de ágata 30 mg de muestra hasta lograr una textura de polvo. Esto luego fue puesto en los morteros cilíndricos *Specamill* junto con acetona y agitado dentro de un refrigerador por 2 hrs, para lograr un tamaño <2 μm . Luego de este tiempo, la muestra fue recuperada, secada y se utilizó una mezcla de 2.5 mg de la fracción fina de cada muestra con 900 mg de KBr, prensado en una prensa *Specac* con un vacío de 0.5 bar por 30 min. Esta pastilla fue calentada en horno a 110°C por 24 hrs y fue analizada en el rango 400-4000 cm^{-1} con el programa *Quanti*. Para comparar las bandas de los minerales de caolinita se normalizó a la intensidad total integrada de la banda OH ubicada a los 915 cm^{-1} aproximadamente, siguiendo las indicaciones de Vaculikova et al. (2011).

4 MARCO TEÓRICO

Ya que los minerales de arcilla pueden resultar un universo poco conocido para el lector, en este capítulo se presenta una breve revisión de sistemas hidrotermales relacionados a edificios volcánicos, y cómo el estudio de minerales de arcilla puede aportar en la comprensión de ellos. Además, se exponen sus principales características mineralógicas y las técnicas más apropiadas para analizarlos. Por último, se profundiza en cuestiones específicas a este trabajo, como la distinción entre minerales del subgrupo de la caolinita y la cristalinidad de ellos, así como el análisis de interestratificados de illita/esmectita.

4.1 Alteración hidrotermal en sistemas volcánicos

La alteración hidrotermal es un proceso que involucra cambios mineralógicos, texturales y/o químicos que sufren las rocas debido a su interacción con fluidos hidrotermales. Estos fluidos corresponden a soluciones acuosas calientes, con temperaturas que van desde los 50°C hasta superiores a 500°C (Pirajno, 2009). Los factores que controlan la alteración hidrotermal son: permeabilidad y tipo de roca por la que pasan los fluidos, presión confinante, temperatura y composición del fluido hidrotermal, duración y edad de la actividad hidrotermal (Browne, 1978; Inoue, 1995). De esta forma, en un sistema hidrotermal ocurre circulación de fluidos calientes que lixivian, transportan y subsecuentemente precipitan minerales como respuesta al desequilibrio físico-químico entre el fluido y las rocas circundantes (Galan, 2006).

Un sistema hidrotermal está compuesto esencialmente por tres componentes: (1) una fuente de calor, que provee de energía (cuerpo magmático, gradiente geotermal, decaimiento radiactivo, metamorfismo); (2) una fase fluida (agua meteórica, soluciones derivadas de fluidos magmáticos, fluidos liberados en metamorfismo prógrado, aguas connatas, agua marina, entre otros); y (3) un medio permeable que permita la circulación de estos fluidos al interactuar con la fuente de calor (fallas, fracturas o litologías permeables). La configuración de estos tres elementos determina la existencia de diversos sistemas hidrotermales y geotermiales, donde estos últimos se diferencian por además poseer un reservorio geotermal (i.e. del cual puede extraerse calor mediante la circulación de fluidos).

Moeck (2014) ofrece una clasificación para sistemas geotermiales basada en la forma de transferencia de calor, donde propone que sistemas convectivos son controlados mayormente por cámaras o intrusiones magmáticas y fallamiento activo. De esta forma, categoriza los sistemas convectivos en volcánicos, plutónicos y extensionales. En particular para los sistemas volcánicos, la relación entre volcanismo y sistemas hidrotermales ocurre principalmente de dos maneras: (1) los sistemas son gatillados por el calor de cuerpos magmáticos, y (2) alguna proporción de los fluidos que constituyen estos sistemas son derivados de cuerpos magmáticos. De esta manera, es normal encontrar zonas de 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; Figura 13).

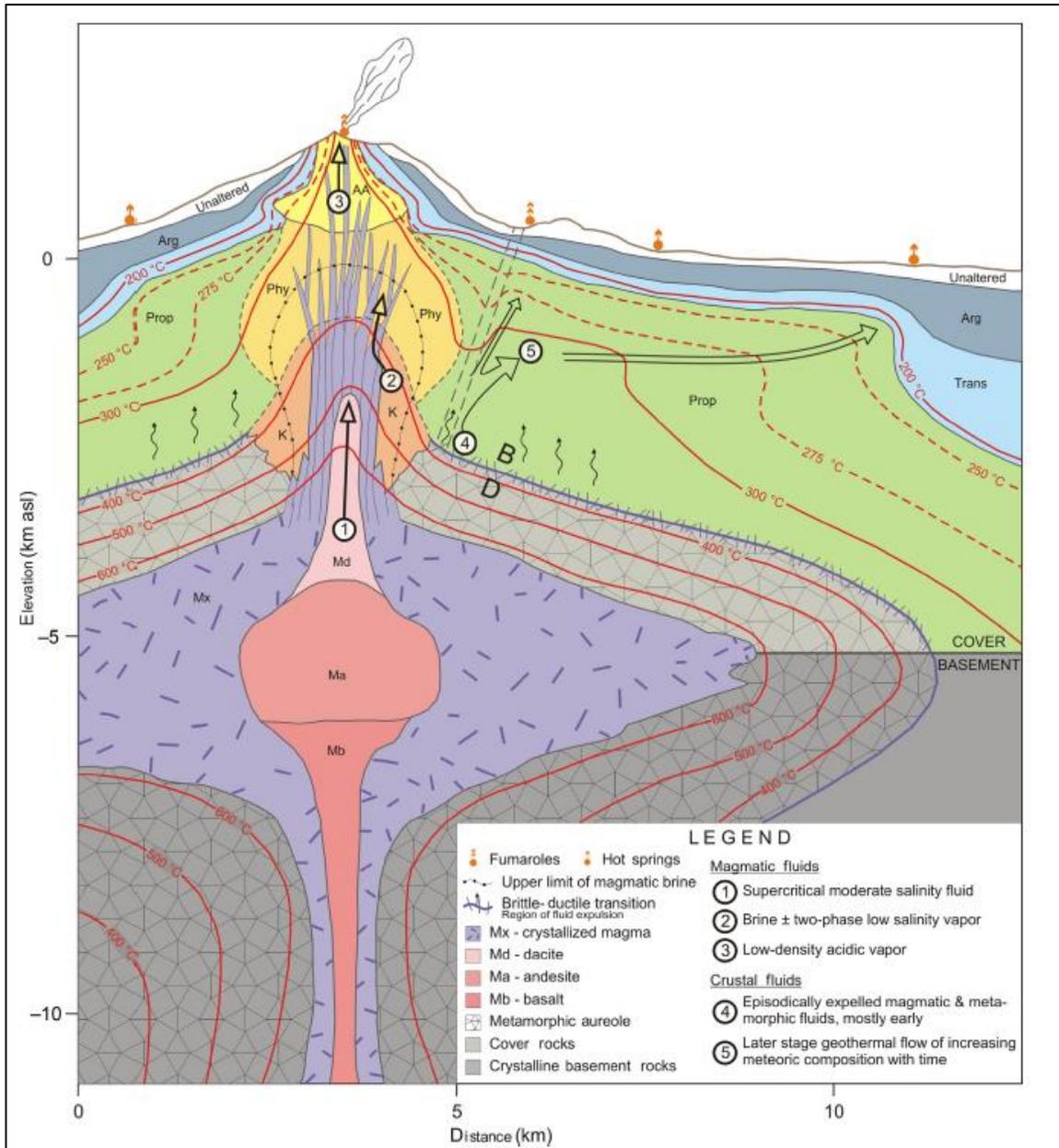


Figura 13. Perfil esquemático de un sistema hidrotermal asociado a un sistema volcánico. Se aprecia la distribución de las distintas zonas de alteración hidrotermal: potásica (K), fílica (phy), argílica avanzada (AA), propilítica (prop), argílica (arg) y transicional de propilítica a argílica (trans). Fuente: Stimac et al., 2015.

Tanto las alteraciones argílicas como las alteraciones argílicas avanzadas (también llamadas ácido-sulfato) presentan minerales de arcilla como mineralogía dominante. Un análisis más detallado para alteraciones ácido-sulfato en estratovolcanes permite distinguir sus ambientes de formación en base al mecanismo de generación de ácido sulfúrico (Rye, 2005). Estos corresponden a magmático-hidrotermal, *steam heated* o

calentado por vapor, vapor magmático y supérgeno, todas ocurren sobre la transición frágil-dúctil (aprox. bajo los 400°C) (Rye, 2005; Hedenquist & Arribas, 2019) (Figura 14).

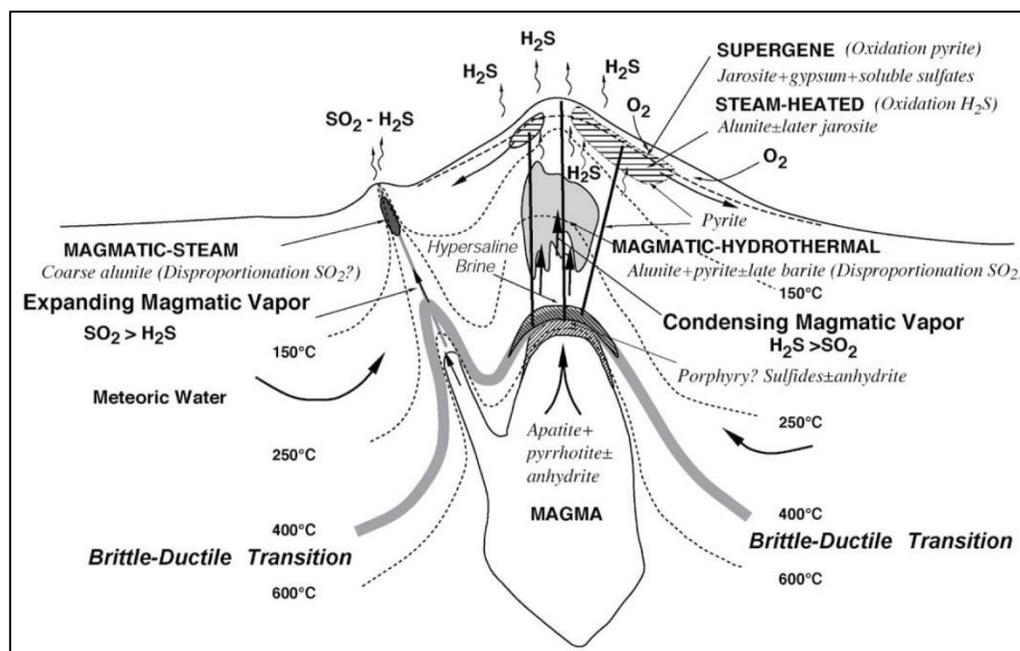


Figura 14. Modelo para la formación de ambientes ácido-sulfato en sistemas volcánicos. Fuente: Rye, 2005.

4.2 Minerales de arcilla

Los minerales de arcilla son filosilicatos de aluminio hidratados que presentan capas octaédricas y tetraédricas que se disponen formando láminas en razones de 1:1, 2:1 y 2:1:1. En las láminas de tipo 1:1 se encuentran los minerales del grupo de la caolinita-serpentina; en las de tipo 2:1 se encuentran los minerales del grupo del talco-pirofilita, esmectita, vermiculita, illita, mica; y en el tipo 2:1:1, los minerales del grupo de la clorita.

Debido a su ubicuidad y a su reactividad como función de las condiciones físico-químicas del ambiente en que cristalizan, los minerales de arcilla se han usado como indicadores de fluidos hidrotermales en sistemas fósiles y activos (Browne, 1978, Fialips et al., 2000; Harvey & Browne, 2000; Parry et al., 2002; Mas et al., 2003; Patrier et al., 2003; Inoue et al., 2004; Ece & Schroeder, 2007; Galán & Ferrell, 2013; Vásquez et al., 2014; Maza et al., 2018; Vidal et al., 2018; Maza et al., 2021, entre otros).

4.2.1 Técnicas de reconocimiento: DRX

En virtud de que el tamaño de los minerales de arcilla no supera el orden de la decena de micrones, sus técnicas de reconocimiento y análisis requieren el uso de tecnologías de alta resolución. Algunas de ellas corresponden a SEM, DRX, FTIR y microscopía electrónica de transmisión (*Transmission Electronic Microscopy*, TEM). A continuación, se detalla el fundamento para uso de DRX, principal metodología utilizada en este trabajo,

basado en las siguientes referencias: Ladd & Palmer (1985), Moore & Reynolds (1997), Aparicio & Galan (1999), y Hillier (2003).

Los rayos X se encuentran en la porción de baja longitud de onda del espectro electromagnético, por lo que tienen propiedades de onda y partícula. Estos rayos pueden producirse por la desaceleración repentina de electrones moviéndose a alta velocidad, al colisionar con un material. La energía de un haz electromagnético interactuando con un medio es parcialmente transmitida, parcialmente refractada y dispersada, y parcialmente absorbida.

Los materiales cristalinos se caracterizan por presentar un ordenamiento periódico de largo rango de los átomos. La parte dispersada de los rayos X por los átomos de un mineral producirá un patrón de difracción única, que contiene información sobre la estructura cristalina de los átomos en ese cristal.

En un difractómetro, los rayos X se generan dentro del tubo de rayos X, donde los electrones son emitidos desde un filamento de tungsteno (cátodo), acelerados por el vacío mediante voltaje (entre 15 y 60 kV), y chocan con un objetivo de metal (ánodo). Los electrones experimentarán desaceleración al chocar con otros electrones y con el objetivo de metal. Como resultado, se obtendrán dos tipos de dispersión:

- (1) Espectro ancho, continuo de longitudes de onda, conocida como “radiación continua”, o “radiación blanca”.
- (2) *Peaks* reconocibles de la radiación blanca por su aspecto alto y angosto, con longitudes de onda discretas, que son propios del material objetivo, conocida como “radiación característica”.

La relación entre la longitud de onda de la radiación λ , el ángulo θ entre el haz incidente y los planos paralelos de los átomos que causan difracción, y el espaciamiento d entre estos planos, se expresa mediante la Ley de Bragg (Figura 15):

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

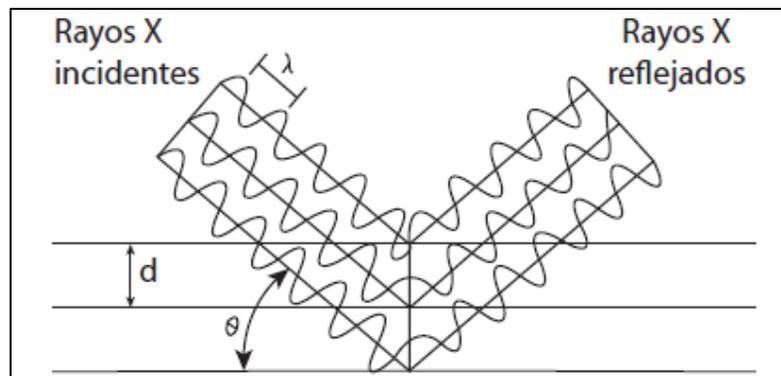


Figura 15. Descripción de la Ley de Bragg para la incidencia de rayos X. Fuente: Moore & Reynolds (1997).

Para planos de átomos paralelos con un espaciamiento d entre ellos, solo se producirá una interferencia constructiva cuando se satisface la ecuación de Bragg. Por lo tanto, cada familia de planos produce un *peak* de difracción a un valor específico de d . En el difractómetro, la longitud de onda λ es conocida, por lo que la Ley de Bragg permitirá predecir en qué ángulos aparecen los *peaks* asociados a una familia de planos característicos d .

Cada material cristalino tiene un patrón de difracción de rayos X que es único y depende de su estructura cristalina, por lo que con DRX podrá identificar un mineral a través de su difractograma. El patrón de una roca, que contiene varios minerales, será la suma simple de los patrones de difracción de cada una de las fases (minerales) que la compone. De esta forma, es posible descomponer el patrón de difracción de cada muestra, y así identificar las fases mayoritarias que la componen.

4.2.2 Subgrupo de la caolinita

Desde el punto de vista mineralógico, el término caolinita se usa para referirse a un conjunto de minerales con fórmula química $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ que contiene capas octaédricas y tetraédricas que se disponen en razones de 1:1. Este subgrupo incluye los filosilicatos caolinita, dickita y halloysita, esta última teniendo un miembro hidratado (10 Å) y uno deshidratado (7 Å). Así como para los distintos minerales de arcilla, diferenciar entre especies del subgrupo de la caolinita es útil para entender variaciones en las condiciones físico-químicas de los diversos ambientes en que estas se forman.

Una primera aproximación con análisis DRX de la fracción $<2 \mu\text{m}$ orientada puede utilizarse para distinguir entre halloysita y los minerales caolinita y dickita, como propone Poppe et al. (2001). Para este análisis se comparan los atributos de la reflexión 001, que incluyen su forma, la distancia d a la que difracta, y la medida de FWHM (*Full Width at Half Maximum Intensity*), que corresponde al ancho del *peak* medido a la mitad de la mayor intensidad de éste. La caolinita y dickita presentan una reflexión larga y angosta a los 7.14 Å aproximadamente, mientras que el *peak* para halloysita posee mayor FWHM, y ocurre alrededor de los 7.4 Å (Figura 16A).

Para diferenciar entre la caolinita, dickita y mezcla entre ellas, puede utilizarse el análisis DRX de la fracción $<2 \mu\text{m}$ con orientación aleatoria, en el rango $20\text{-}55^\circ 2\theta$ (Moore & Reynolds, 1997) y el $70^\circ\text{-}74^\circ 2\theta$ (Ercan et al., 2016) (Figura 16B-C). En estos intervalos, hay diversos *peak* que se asocian a uno u otro mineral, o la mezcla entre ellos.

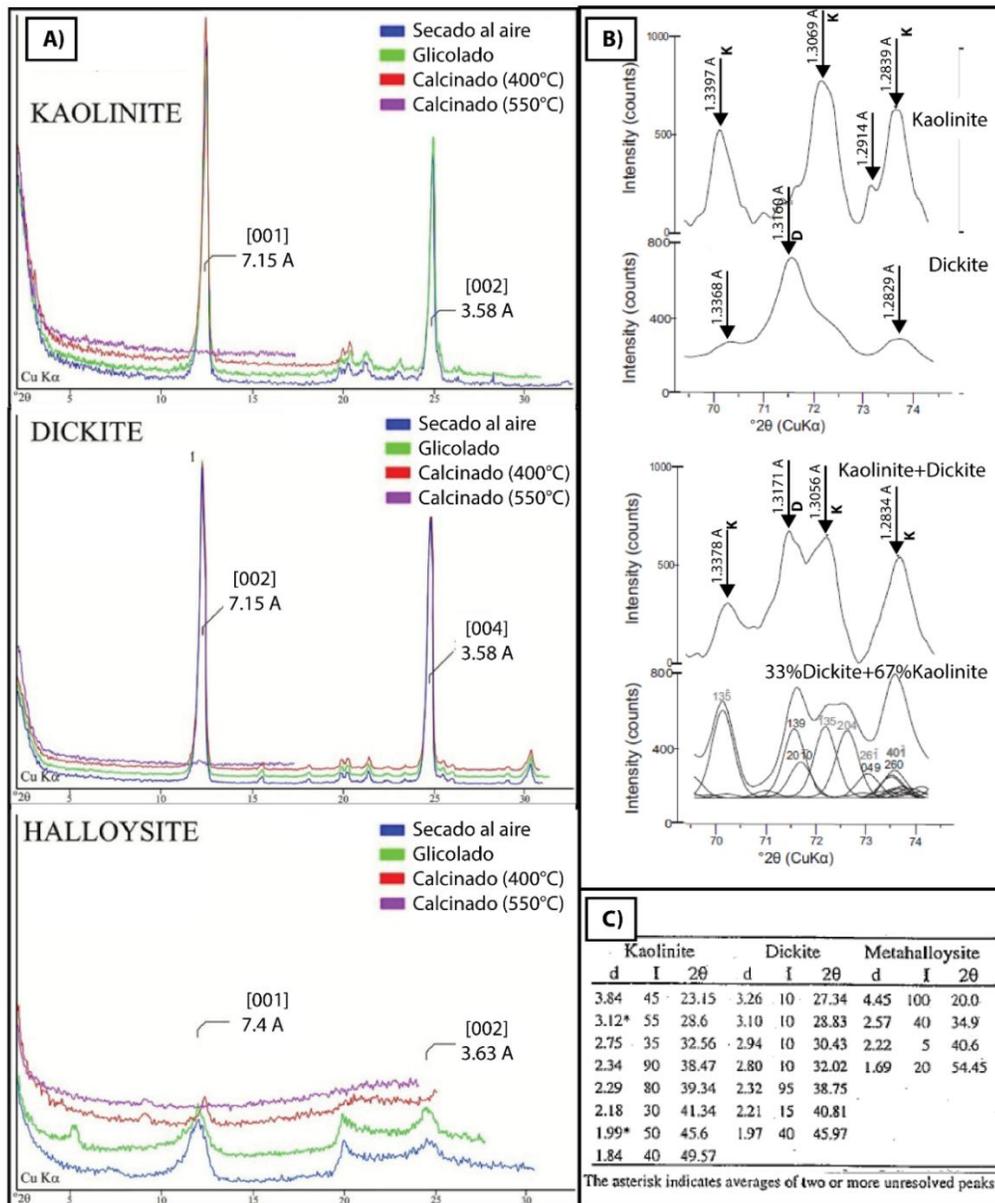


Figura 16. Patrones y especificaciones DRX para distinguir minerales del subgrupo de la caolinita. (A) Patrón de DRX para muestras orientadas de la fracción <2 μm , modificado de Poppe et al. (2001). (B) Patrones DRX para caolinita y dickita en el rango 70°-74° 2θ para muestras de fracción <2 μm desorientada, y un patrón modelado usando una mezcla 2:1 de caolinita:dickita. Modificado de Ercan et al. (2016). (C) Atributos de los principales peaks para caolinita, dickita y halloysita-7A, modificado de Moore & Reynolds (1997).

El análisis DRX de muestras con orientación aleatoria también es útil para calcular la cristalinidad de un mineral, término que se refiere a la densidad de defectos cristalinos. Así, minerales más cristalinos son los que tienen densidad de defectos cristalinos más baja, y viceversa. Se han desarrollado una gran variedad de índices para calcular la cristalinidad de caolinita, como el Hinckley Index (HI, Hinckley (1962)), QF (Range & Weiss, 1969), R2 (Lietard, 1977), entre otros. Estos índices de cristalinidad, si bien han sido ampliamente utilizados, sufren importantes interferencias con muchos minerales que

normalmente se encuentran en muestras con alta proporción de caolinita, tales como cuarzo, feldespatos, illita, esmectita, clorita y halloysita, entre otros.

Más recientemente, Aparicio et al. (2006) presenta un nuevo índice de cristalinidad denominado Índice Aparicio-Galán-Ferrell (AGFI) que se calcula con las reflexiones 020 y 111 luego de una descomposición del perfil de difracción para muestras con >10% de caolinita en peso (Figura 17). Este índice está altamente correlacionado con los otros métodos para estimar orden estructural, y además no está sujeto a interferencias de otros minerales como los anteriormente mencionados. La única interferencia reportada ocurre con muestras que poseen un contenido de halloysita mayor al 50% wt. El AGFI divide a la caolinita en baja proporción de defectos cristalinos o buen ordenamiento ($1.25 < \text{AGFI} < 1.6$), mediana proporción de defectos cristalinos ($0.9 < \text{AGFI} < 1.25$) y alta proporción de defectos cristalinos o pobre ordenamiento ($\text{AGFI} < 0.9$).

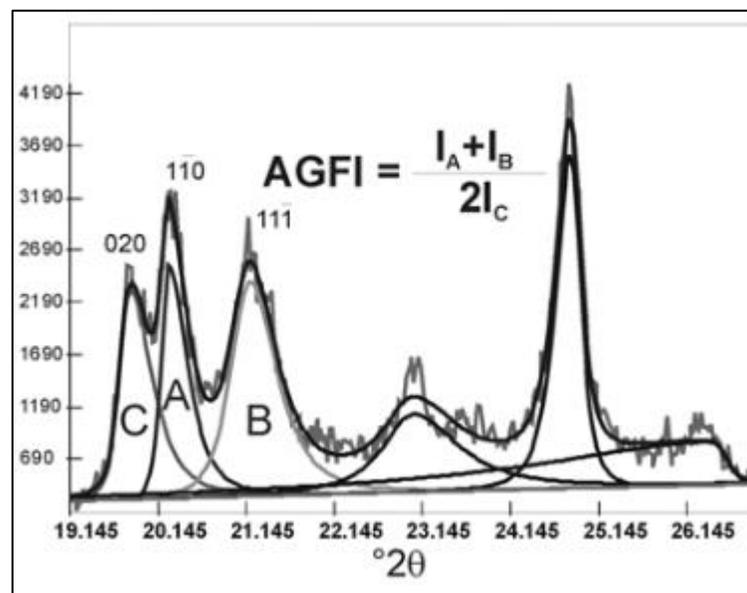


Figura 17. Cálculo de AGFI en curva descompuesta con reflexiones 020, $1\bar{1}0$ y 111. Fuente: Aparicio et al. (2016)

Otro método ampliamente utilizado para medir ordenamiento en los minerales del subgrupo de la caolinita es la espectroscopía FTIR. Para esto, se estudian las intensidades de absorbancia de las bandas de vibración de OH ubicadas aproximadamente a los 3620, 3650, 3670 y 3695 cm^{-1} , y también de las bandas de deformación ubicadas en el dominio de baja frecuencia, aproximadamente a los 914 y 938 cm^{-1} .

Mas et al. (2003) realiza mediciones de cristalinidad para caolinita en base a los índices P2 y P1, los que miden las intensidades de absorbancia relativas entre las bandas ubicadas a los 3670 y 3650 cm^{-1} , y entre las que se ubican a los 914 y 938 cm^{-1} , respectivamente (Figura 18). En este estudio se concluye que las caolinitas de mejor cristalinidad crecen en fracturas que llevan los fluidos más calientes. Estos cálculos son similares a los reportados con FTIR por Fialips et al. (2000), donde se propone una

correlación positiva entre la densidad de defectos cristalinos con un incremento para el pH de formación en caolinitas sintetizadas.

Por otro lado, Vaculikova et al. (2011) realiza análisis de FTIR a 5 muestras con caolinita natural en los rangos de frecuencia mencionados anteriormente, con nuevos parámetros de cristalinidad CI_1 y CI_2 , que se definen de la siguiente manera:

$CI_1 = \frac{I(v_1)}{I(v_3)}$ y $CI_2 = \frac{I(v_4)}{I(v_1)}$, donde $I(v_1)$ es la intensidad de la banda de vibración OH a los 3695 cm^{-1} , $I(v_3)$ es la intensidad de la banda de vibración OH a los 915 cm^{-1} , y $I(v_4)$ es la intensidad de la banda de vibración OH a los 3620 cm^{-1} . De esta forma, se definen caolinitas con estructuras pobremente ordenadas cuando $CI_1 < 0.7$ y $CI_2 > 1.2$, caolinitas con estructuras parcialmente ordenadas cuando $0.7 < CI_1 < 0.8$ y $0.9 < CI_2 < 1.2$, y caolinitas con estructuras de buen ordenamiento cuando $CI_1 > 0.8$ y $CI_2 < 0.9$.

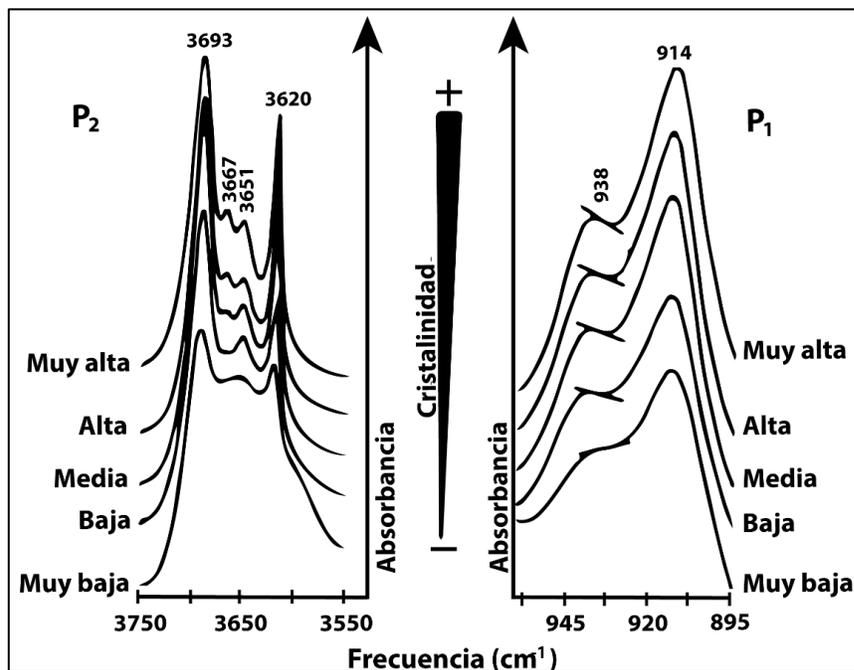


Figura 18. Cristalinidad de caolinitas basado en las intensidades relativas de las bandas de vibración OH en dominio de alta frecuencia (P_2) y dominio de baja frecuencia (P_1). Modificado de Mas et al. (2003).

Otros estudios muestran que es posible distinguir entre caolinita y dickita mediante la relación de las intensidades de absorbancia entre la bandas a 3695 y 3620 cm^{-1} y por la frecuencia a la que vibra la banda OH a los 3695 cm^{-1} (Brindley & Kao, 1986; Ercan et al., 2016). Se plantea que la frecuencia de la banda de elongación de hidroxilos cercana a los 3695 cm^{-1} aumenta secuencialmente, desde caolinita bien ordenada, pasando por caolinita desordenada y llegando a dickita bien ordenada. Siguiendo estos métodos, es posible relacionar la cristalinidad, medida con DRX a través del HI, con los perfiles de absorbancia en FTIR para distintos minerales del subgrupo de la caolinita.

Por otro lado, Hillier et al. (2016) demuestra que en el rango de alta frecuencia los cristales de halloysita suelen presentar únicamente las bandas OH a los 3620 y 3695 cm^{-1}

¹, salvo en casos de halloysitas con alta cristalinidad, que revelan unos incipientes *peaks* en las bandas OH intermedias, correspondientes a los 3670 y 3653 cm^{-1} aproximadamente (Figura 19). Este aumento de cristalinidad, que refleja un carácter más parecido al de la caolinita, se relaciona con una morfología prismática por sobre una cilíndrica. Además, para la mayoría de las muestras, la proporción de los *peaks* 3695/3620, también conocida como “razón de intensidades para bandas de extensión de OH” es menor a 1, en contraposición a las muestras que presentan caolinita y dickita. Asimismo, las muestras de halloysita que no presentan las bandas de OH intermedias en el dominio de alta frecuencia, tampoco presentan la banda de deformación de OH débil a los 935 cm^{-1} .

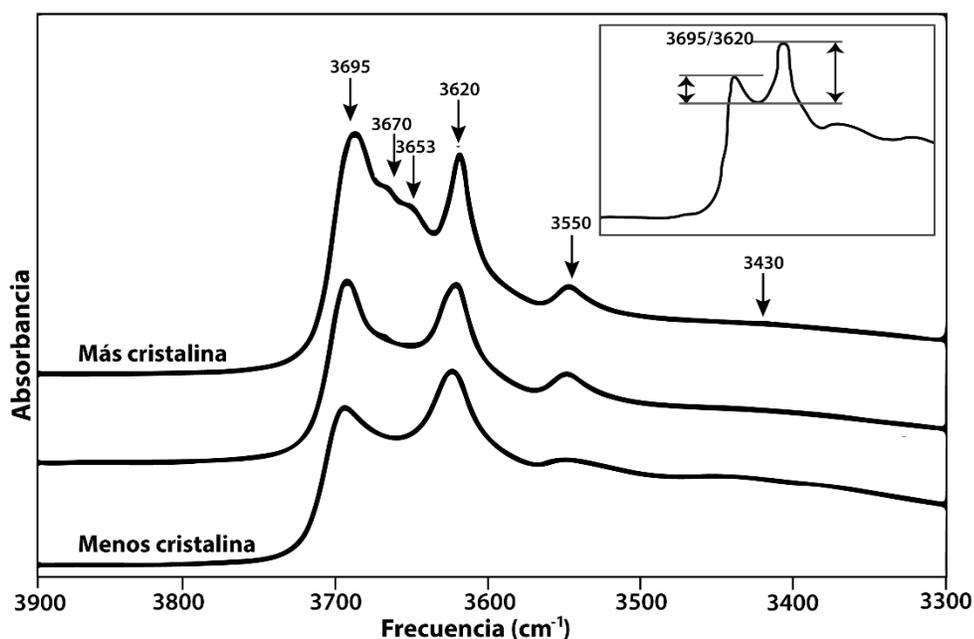


Figura 19. Espectros de absorción de FTIR para muestras de halloysitas con distinta cristalinidad. Notar que la razón entre la absorción de las bandas OH 3695/3620 es en las muestras menos cristalinas menor a 1. Modificado de Hillier et al. (2016).

4.2.3 Interestratificados illita/esmectita

Cuando las capas de dos o más minerales de arcilla distintos se intercrecen, apilándose en la dirección del eje Z (o 00l), se forman interestratificados de minerales de arcilla. Esto es posible porque las capas octaédricas y tetraédricas, las dos unidades estructurales que forman los minerales de arcilla, tienen características geométricas y químicas similares (Fiore et al., 2010). En los interestratificados, estas capas pueden apilarse en secuencias regulares, parcialmente regulares o aleatorias.

El tipo de apilamiento y los minerales involucrados son elementos a considerar al analizar las propiedades físico-químicas que se infieren a partir de la existencia de interestratificados de arcilla. Las dos metodologías más comunes para analizar estas

características corresponden a DRX y TEM de alta resolución (*High Resolution Transmission Electron Microscopy*, HRTEM).

Los interestratificados de illita/esmectita (I/S) consisten en series de láminas OT-TO, donde O corresponde a las capas octaédricas, y T a las tetraédricas, que pueden tener componentes esmectíticos o illíticos (Fiore et al., 2010). Estos pueden formarse por varios mecanismos, donde el más común corresponde a la transformación de esmectita a illita por un aumento de temperatura en ambientes de diagénesis o hidrotermales (Deconinck et al., 1988; Fiore et al., 2010).

Los I/S pueden ser clasificados a través de sus variaciones en composición y estructura. Para determinar las variaciones en composición se analiza el porcentaje de illita y esmectita en el interestratificado, y la estructura a través del ordenamiento cristalino. Moore & Reynolds (1997) plantean un método para estimar estos atributos, basándose en la ubicación de las reflexiones 001/002 y 002/003 (Tabla 1).

% Illita	Reichweite	001/002		002/003		°Δ2θ
		d (Å)	° 2θ	d (Å)	° 2θ	
10	0	8,58	10,31	5,61	15,80	5,49
20	0	8,67	10,20	5,58	15,88	5,68
30	0	8,77	10,09	5,53	16,03	5,94
40	0	8,89	9,95	5,50	16,11	6,16
50	0	9,05	9,77	5,44	16,29	6,52
60	1	9,22	9,59	5,34	16,60	7,01
70	1	9,40	9,41	5,28	16,79	7,38
80	1	9,64	9,17	5,20	17,05	7,88
90	3	9,82	9,01	5,10	17,39	8,38

Tabla 1. Estimación del porcentaje de illita e índice Reichweite en interestratificados I/S basados en la posición de las reflexiones 001/002 y 002/003. Modificado de Moore & Reynolds (1997).

5 RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de esta investigación, ordenados de la siguiente manera: primero la caracterización de la litología y mineralogía volcánica (o primaria), luego la caracterización de la mineralogía de alteración (o secundaria), y finalmente las estructuras en superficie encontradas en terreno. Los resultados para mineralogía se presentan integrando las diversas técnicas analíticas mencionadas en el capítulo Metodología.

5.1 Rocas volcánicas y mineralogía primaria

Las muestras de roca volcánica en el Volcán Ascotán y Cerro Barrancane corresponden a tobas y lavas, con intensidades y mineralogía de alteración que varían dependiendo de su ubicación. De estas rocas, 26 corresponden a tobas y 24 a lavas. Las texturas y mineralogía primaria solo son posibles de distinguir en las muestras donde la alteración hidrotermal no es lo suficientemente intensa y pervasiva para obliterar la textura original.

5.1.1 Tobas

Corresponden a tobas líticas, vítreas y cristalinas, con tamaños que varían de ceniza a brechoso, y texturas piroclásticas, fragmentadas, y en ocasiones orientación de cristales de plagioclasa (Figura 20 y Figura 21). Se encuentran distribuidas en toda la superficie, y se asocian a horizontes con mayor desarrollo espacial de la alteración hidrotermal.

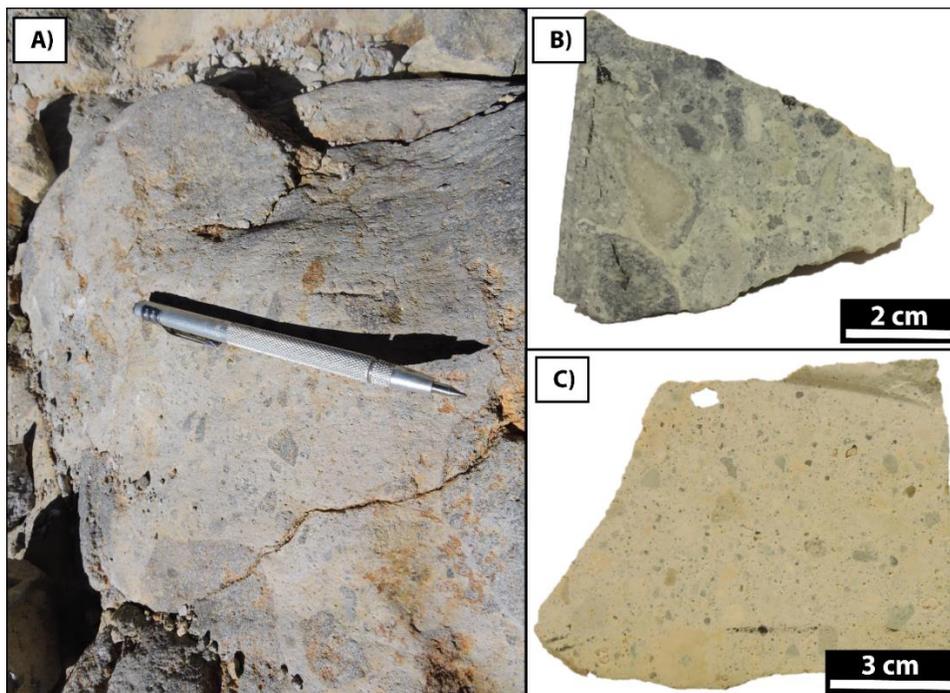


Figura 20. Fotografías de tobas a escala de muestra de mano. (A) Afloramiento de toba lítica con alteración leve-moderada; (B) muestra de mano de toba lítica con alteración fuerte; (C) muestra de mano de toba vítrea de lapilli con alteración moderada.

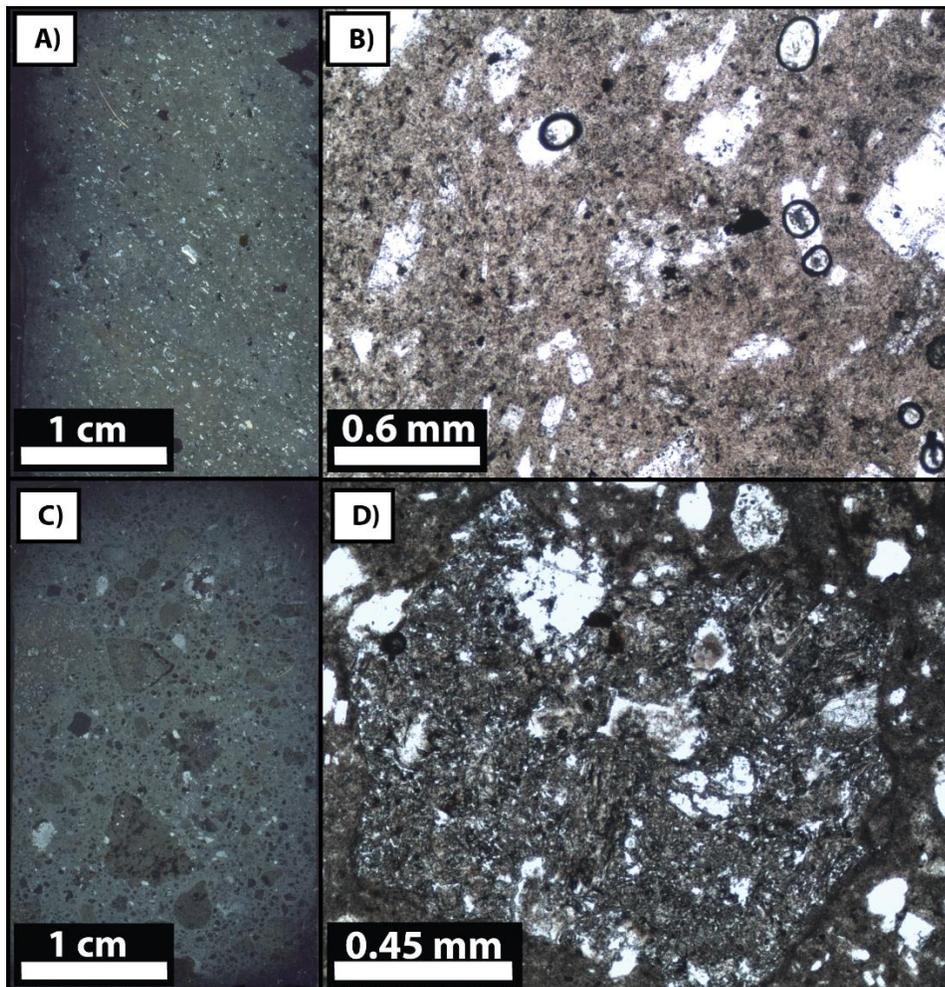


Figura 21. Tobas en M.O. (A) Toba cristalina con plagioclasas fragmentadas y alteración en matriz, escaneo corte transparente pulido a NX; (B) misma muestra a NP, notar plagioclasas inalteradas. (C) Toba lítica con matriz y fragmentos líticos alterados, escaneo corte transparente pulido a NX; (D) misma muestra a NX, zoom a fragmento lítico.

Los minerales primarios reconocidos con análisis DRX corresponden a feldespato-K, cuarzo, anfíbol, piroxeno, zircón, biotita y plagioclasa (Figura 22). Las plagioclasas son las más abundantes, y a veces se observan con textura fragmentada. Los líticos tienen tamaños de 1-60 mm, composición andesítica, y están insertos en una matriz vítrea.

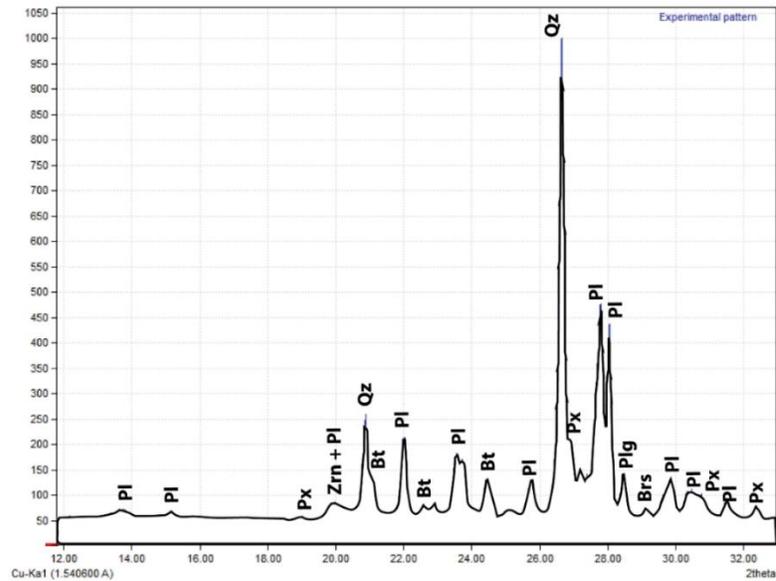


Figura 22. Difractograma de polvo cristalino de toba lítica con alteración moderada, donde se reconoce mineralogía primaria plagioclasa (PI), piroxeno (Px), zircón (Zrn) y biotita (Bt).

La alteración se concentra principalmente en la matriz y los bordes de los fragmentos líticos, y en menor medida, en los cristales y la masa fundamental de estos. Cuando la intensidad es fuerte a intensa, las tobas presentan gran cantidad de poros de disolución (Figura 23).

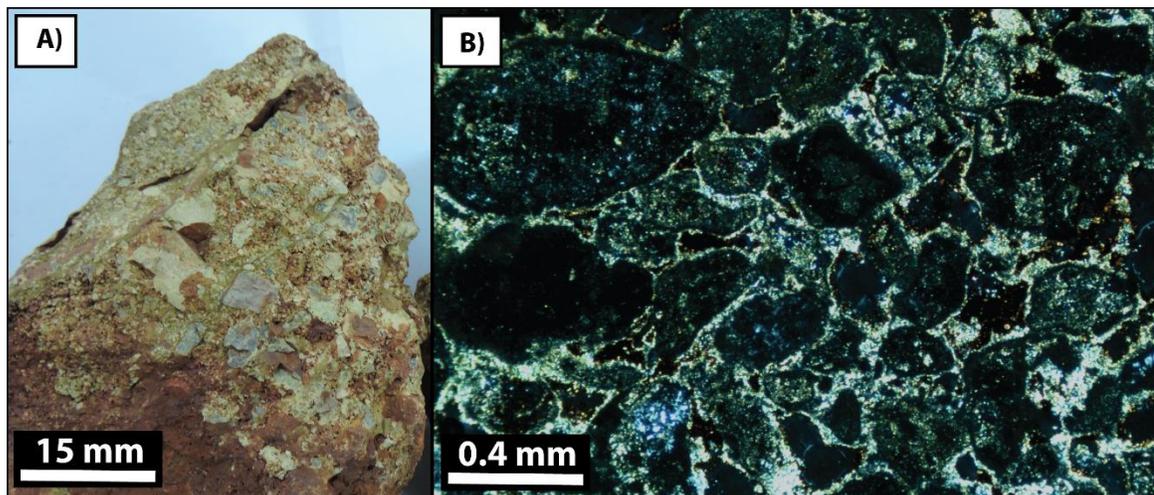


Figura 23. Toba lítica con alteración intensa a jarosita, cristobalita y óxidos de Fe en la matriz y fragmentos líticos, además de muchos poros de disolución. (A) Muestra de mano y (B) fotomicrografía en M.O. a NX.

5.1.2 Lavas

Las lavas están distribuidas en toda la superficie muestreada, tanto en afloramientos, como formando parte de coluvios en las zonas de alta pendiente del Volcán Ascotán. Los afloramientos se caracterizan por presentar un color rojizo y suelen encontrarse altamente fracturados (Figura 24A-C). En las laderas empinadas, donde predominan

depósitos coluviales por sobre afloramientos, las lavas corresponden a los detritos de mayor de tamaño, alcanzando diámetros de hasta 1 m (Figura 24D). En general, no originan horizontes con amplio desarrollo espacial de alteración hidrotermal.

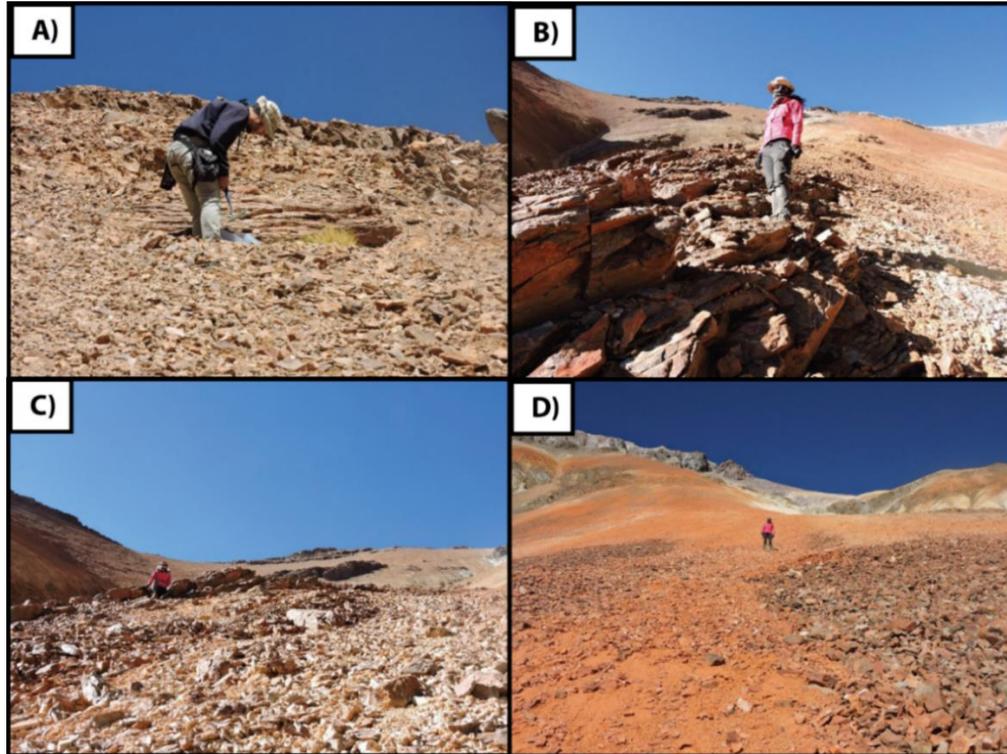


Figura 24. Lavas en superficie de Volcán Ascotán. (A)–(C): afloramientos de color rojo, más competentes que afloramientos de toba; (D) detritos de mayor tamaño en laderas empinadas.

Estas rocas son en su mayoría porfídicas, de hecho, solo se encontró una muestra con textura afanítica. Mineralógicamente se clasifican como dacitas, andesitas y andesitas basálticas. Con microscopía óptica y análisis DRX se identifican fenocristales de plagioclasa, sanidina, biotita, anfíbol, cuarzo y piroxeno (Figura 25), de tamaños 0.5-3 mm. Estos cristales se encuentran insertos en una masa fundamental vítrea, que presenta alteración hidrotermal que variable en intensidad de leve a moderada. Los colores rojizos en esta masa fundamental suelen deberse a óxidos de Fe-Ti, jarosita y minerales de arcilla, y también se observa silicificación, como se detalla más adelante.

Además del dominio de masa fundamental, la alteración también se presenta en los fenocristales de las lavas. De todas maneras, esta alteración rara vez ocurre en intensidades lo suficientemente fuertes como para obliterar la textura de ellas (Figura 26).

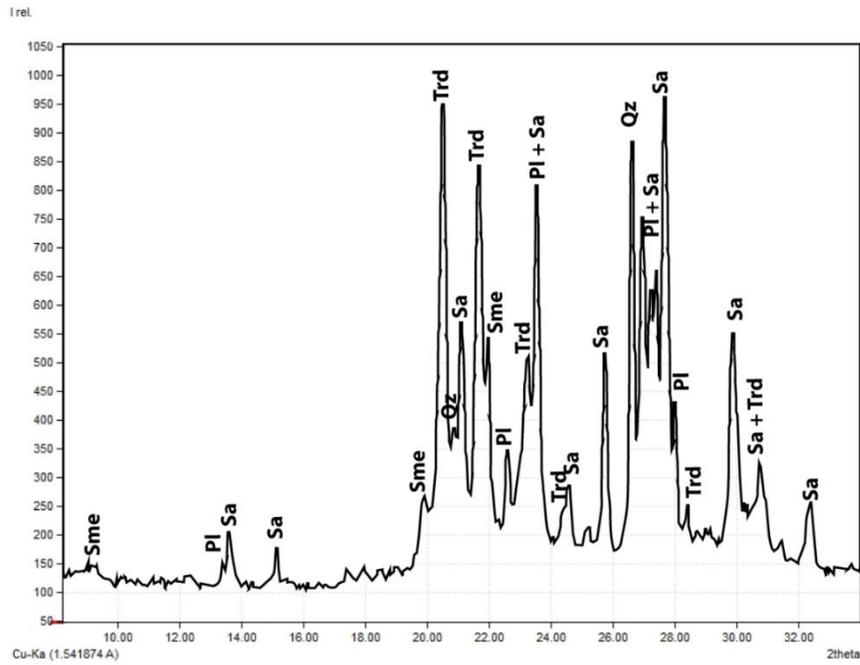


Figura 25. Difractograma de polvo cristalino de lava porfídica con alteración moderada a tridimita (Trd) y esmectita (Sme). Se reconoce mineralogía primaria cuarzo (Qz), sanidina (Sa) y plagioclasa (Pl).

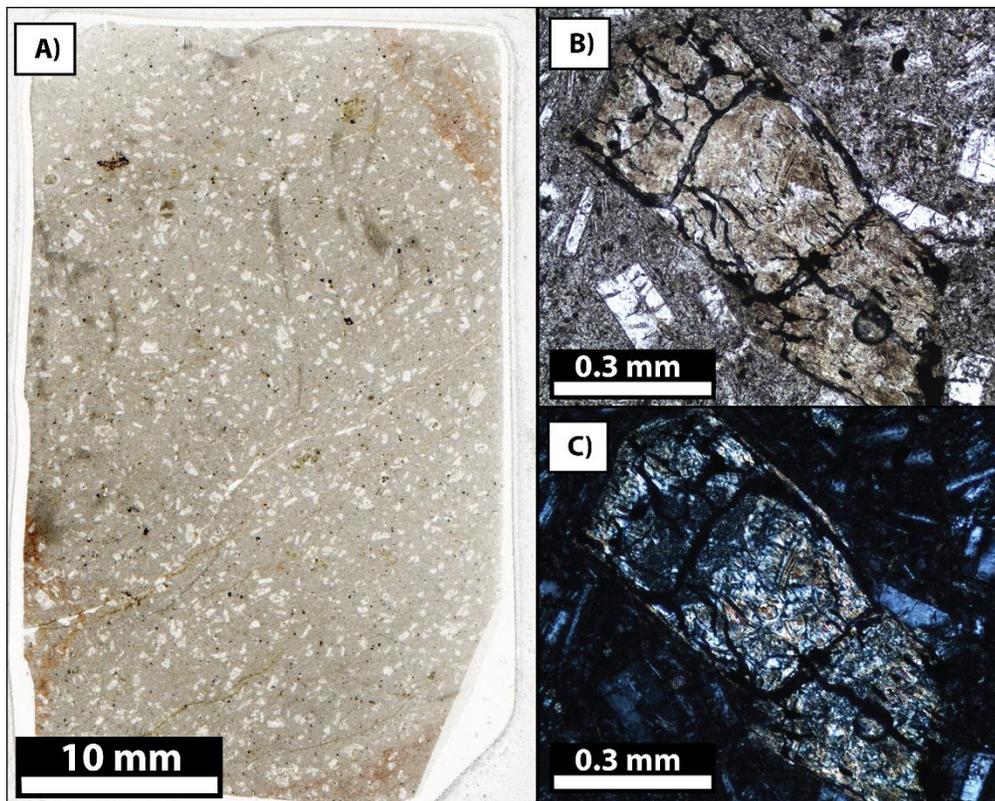


Figura 26. Lava porfídica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita en una matriz vítrea, con alteración moderada. (A) Escaneo del corte transparente pulido a NP; (B) fotomicrografía en M.O. a NP mostrando hornblenda reemplazada por minerales de arcilla y óxidos de Fe, (C) misma zona a NX.

5.2 Mineralogía de alteración

Los minerales de alteración son el foco de este estudio y han sido divididos en los siguientes grupos: (1) minerales de sílice, (2) minerales de arcilla, (3) sulfatos, (4) azufre nativo, (5) óxidos e hidróxidos de Fe-Ti, (6) sulfuros, y (7) silicatos.

La intensidad de alteración se expone a través de términos petrográficos descriptivos que incluyen la preservación de la mineralogía y texturas primarias, la distribución de la alteración hidrotermal y la aparición de nuevas texturas, basándose en la escala de intensidad propuesta por Gifkins et al. (2005). De esta forma, la intensidad de alteración hidrotermal de las rocas estudiadas se ha clasificado según términos adaptados para este estudio en: sutil, débil, moderada, fuerte o intensa (Tabla 2).

En el Anexo C se presenta una tabla con todas las muestras, los minerales de alteración presentes y sus porcentajes, el tipo de roca e intensidad.

Tabla 2. Términos petrográficos descriptivos para diferenciar la intensidad de alteración. Basado en Gifkins et al. (2005).

Intensidad de alteración	Preservación mineralogía primaria	Distribución mineralogía alteración	Preservación textural	Nuevas texturas
Sutil	Cristales de feldespato, cuarzo y máficos no son afectados por alteración. Plagioclasas pueden contener minerales de arcilla, de sílice y/o óxidos e hidróxidos.	Nuevos minerales en la superficie de fenocristales, fracturas y fragmentos líticos, y rellenando espacios abiertos (fracturas, poros, etc.). Vidrio desvitrificado.	Texturas volcánicas originales son claramente reconocibles con poca modificación.	Menor reemplazo o recristalización (sobrecrecimientos micro- o criptocristalinos) y texturas de relleno.
Débil	Feldespato parcialmente reemplazado por minerales de arcilla, de sílice y/o óxidos. Minerales máficos parcialmente reemplazados por minerales ricos en Mg y Fe, como esmectitas, illitas, interestratificados y óxidos e hidróxidos de Fe.	Estilos de alteración diseminado o por dominios. La alteración comúnmente crece sobre minerales existentes, fragmentos líticos o fracturas, poros.	Buena preservación de la mayoría de las texturas volcánicas. Texturas más delicadas, como fragmentada y clastos de pómez muestran modificación.	Texturas de reemplazo, disolución, recristalización y relleno. Las texturas más comunes incluyen: pseudomorfos, textura de núcleo zonada, textura de núcleo y borde, textura de esqueleto, sobrecrecimientos, poros de disolución y texturas de relleno.
Moderada	Feldespato parcial a completamente reemplazado por minerales de arcilla, de sílice y/o óxidos, con bordes aún visibles. Minerales máficos parcial a completamente pseudomorfizados. Menor recristalización y reemplazo de cuarzo microcristalino.	Estilos de alteración diseminado o por dominios. Algunos dominios texturalmente destruidos (ej. alteración de esmectita en fragmentos de pómez). Alteración selectiva en clastos y/o minerales. Alteración por halo de vetillas.	La mayoría de las texturas modificadas por alteración, y las delicadas, destruidas. Texturas de masa fundamental (ej. amigdaloidal y bandeamiento de flujo) y clastos parciales a completamente recristalizados, pero aún visibles claramente en dominios.	Texturas de reemplazo, disolución, recristalización, relleno y pseudotexturas. En particular: pseudomorfos, sobrecrecimientos, nódulos diseminados, poros de disolución micro o criptocristalinos y lineamientos.
Fuerte	Feldespato totalmente reemplazado por minerales de arcilla, de sílice, óxidos u opacos (sus bordes aún pueden ser parcialmente reconocibles). Minerales máficos completamente pseudomorfizados, y cuarzo parcialmente reemplazado o recristalizado.	Estilos de alteración selectivos, por dominio a perversivo. Alteración por halo de vetillas.	Texturas volcánicas primarias casi completamente destruidas (solo se notan por la diferencia en tamaño de grano). Reemplazos perversivos de la masa fundamental, matriz y fenocristales. Se preservan bordes de fiammes, amígdalas y clastos.	Texturas de reemplazo, disolución, recristalización, relleno y pseudotexturas. Incluye: pseudomorfos, nódulos, texturas esferoidales, poros de disolución micro o criptocristalinos y lineamientos.
Intensa	No hay remanentes de minerales primarios. Escasos bordes de minerales primarios pueden ser aún visibles.	Transgrede facies texturales, contactos de unidades y texturas primarias. Alteración perversiva, típicamente homogénea a escala local. Alteración por halo de vetillas.	Todas las texturas originales de la roca y fenocristales han sido destruidas. Pseudomorfos débiles o bordes de fenocristales más grandes pueden ser aún visibles. Difícil determinar la litología primaria, a veces imposible.	Texturas de reemplazo, disolución, recristalización, relleno y pseudotexturas. Incluye: nódulos, texturas esferoidales, poros de disolución micro o criptocristalinos y lineamientos.

5.2.1 Minerales de sílice

Los minerales de SiO_2 son el grupo con mayor distribución en la zona de estudio y se encuentran en la mayoría de las muestras (79/93), con una menor presencia en precipitados hidrotermales y afloramientos por sobre los 5058 msnm.

En terreno se reconoce una importante silicificación en rocas con alteraciones desde moderadas a intensas y pervasivas, que es fácilmente distinguible por la dureza en ellas. La alteración a minerales de sílice se observa particularmente intensa en las estructuras verticales que aparecen en sectores de color blanco de la superficie del Volcán Ascotán, bajo los 5118 msnm, reconocidas como zonas de alteración argílica avanzada por Sellés & Gardewed (2017) (Figura 6 y Figura 27).

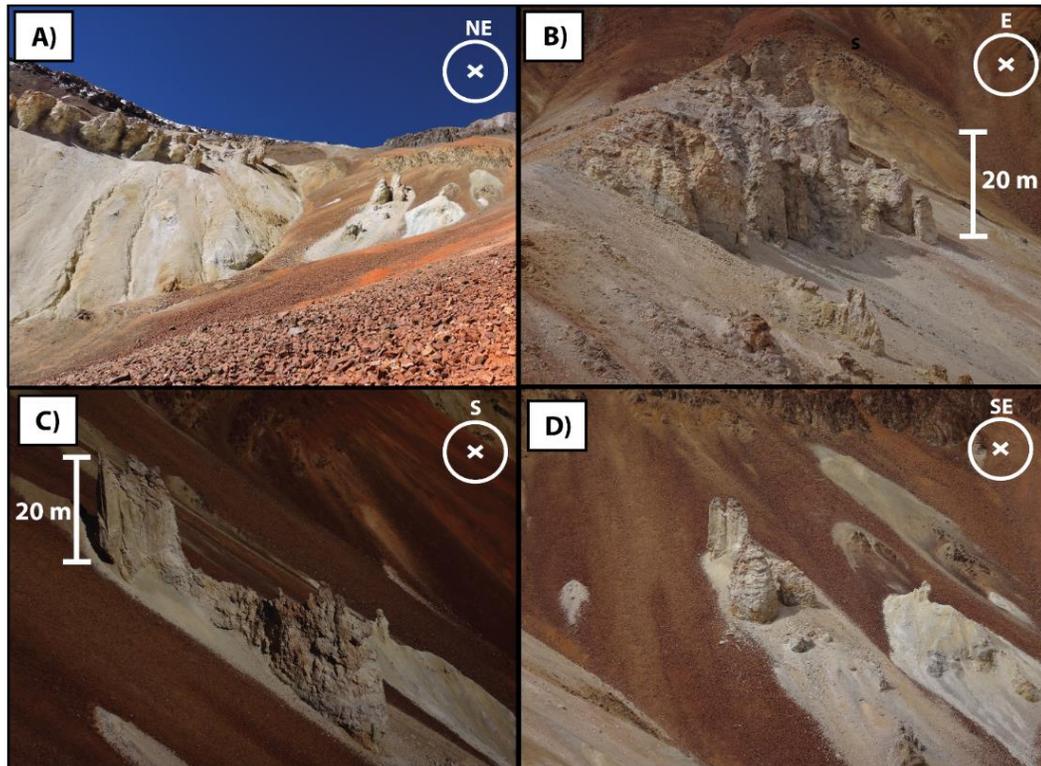


Figura 27. Afloramientos blancos competentes y silicificados, pertenecientes a la zona descrita como alteración argílica avanzada en la superficie del Volcán Ascotán. A) Vista de las dos zonas con afloramientos grandes, B) un zoom de la zona de más al N; C) y D) distintas vistas de los afloramientos blancos más al sur.

Estos minerales se han diferenciado mediante análisis DRX y corresponden a cristobalita, cuarzo y tridimita, en nivel decreciente de abundancia. Por lo general, se reportó la presencia de más de una fase de SiO_2 en una misma muestra (ej. cuarzo y cristobalita). En tobas y brechas hidrotermales, son comunes las texturas de sílice mosaico y sílice oquerosa, esta última caracterizada por presentar una alta cantidad de poros en la roca.

5.2.1.1 Cristobalita

La cristobalita es la fase de sílice más abundante y fue reconocida en 52 muestras, con mayor abundancia en las estructuras verticales de color blanco. Ocurre como reemplazo en matriz y fragmentos líticos de tobas junto con yeso, illita y halloysita. En estas rocas se reconocen parches de alteración pervasiva como única fase, a veces con textura de mosaico, y también junto a alunita, caolinita, esmectita y yeso (Figura 28). Como relleno, ocurre preferentemente en la matriz de brechas hidrotermales y vetillas junto con alunita y tridimita, aunque los clastos de estas brechas también presentan menor silicificación (Figura 29). También es una fase común en los alrededores de fumarolas fósiles.

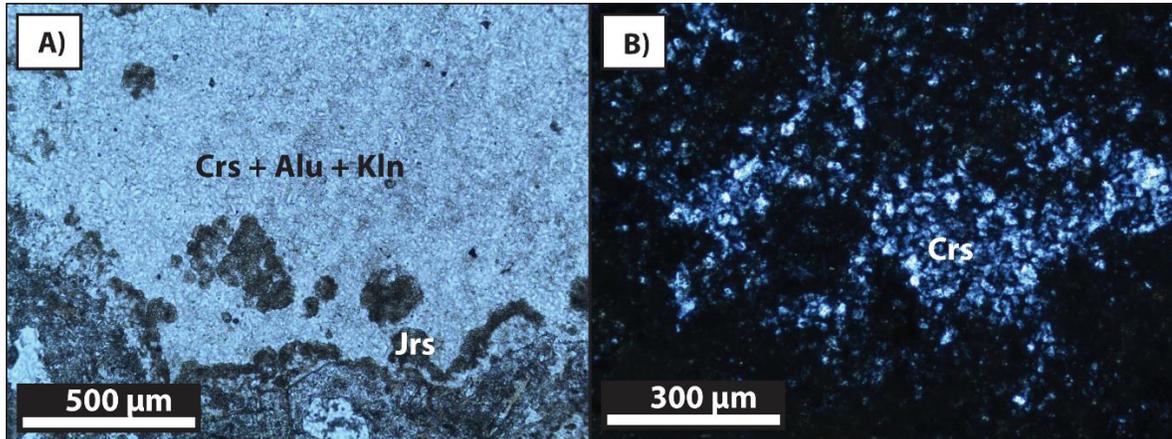


Figura 28. Fotomicrografías a M.O. de cristobalita (Crs) como reemplazo en parches de alteración pervasiva. (A) Cristobalita, alunita (Alu) y caolinita (Kln) con borde de jarosita (Jrs), a NP; (B) cristobalita con textura mosaico, a NX.

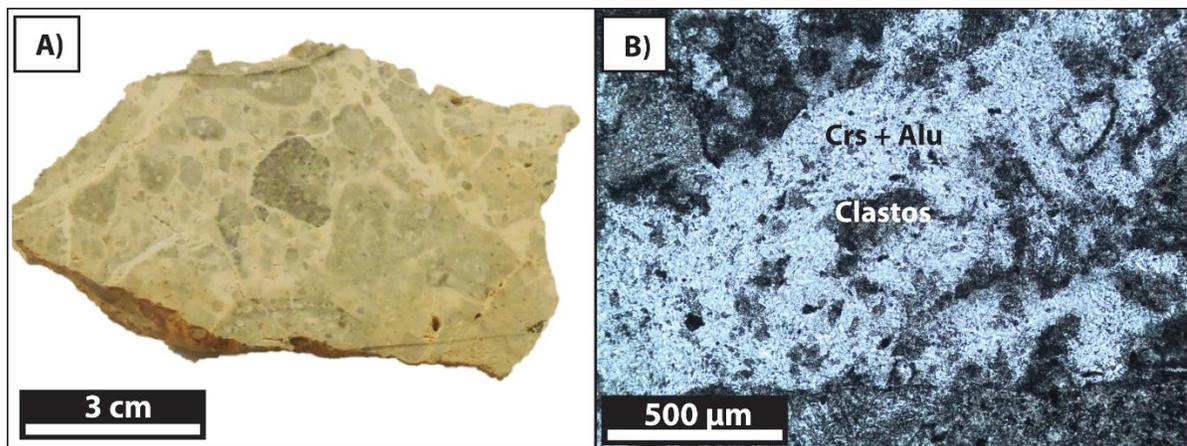


Figura 29. Cristobalita (Crs) como relleno en matriz de brecha hidrotermal junto con alunita (Alu). (A) Muestra de mano; (B) fotomicrografía M.O. en NP, se observa brechización de clastos.

5.2.1.2 Cuarzo

El cuarzo fue reportado en 37 muestras y aparece con mayor abundancia en las zonas de color marrón-anaranjado del volcán, definidas como zonas de alteración argílica intermedia a avanzada, por Sellés & Gardewed (2017). Las muestras en que el cuarzo domina como fase de SiO₂ se encuentran bajo los 4966 msnm y corresponden a rocas

con alteración intensa que también tienen altas proporciones de caolinita, goethita, pirofilita, esmectita e illita. En ocasiones, estas rocas presentan parches de alteración pervasiva con textura cuarzo-mosaico.

Por otro lado, las muestras con baja proporción de cuarzo (menor al 30%) son rocas volcánicas de todo tipo, con presencia de alunita, yeso, caolinita, pirofilita, esmectita, illita y feldespatos, cuyas intensidades varían de sutil a intensa. Es posible que en gran parte de las muestras de este último grupo, en especial las de baja intensidad de alteración, el cuarzo sea un relicto de la mineralogía primaria.

5.2.1.3 Tridimita

Esta fase se encontró en 30 muestras en toda la superficie estudiada. Ocurre como relleno en matriz de brechas hidrotermales y vetillas junto a alunita, greigita, jarosita, yeso y azufre nativo, además de cristobalita y esmectita. También como fase minoritaria en rocas alteradas y precipitados hidrotermales alrededor de fumarolas fósiles, donde prima alunita, yeso y azufre nativo, además de jarosita, esmectita y cristobalita (Figura 30 y Figura 31). En rocas volcánicas ocurre como reemplazo en bordes de fragmentos líticos, con esmectita, óxidos de Fe, illita, jarosita y cristobalita, a veces con texturas de mosaico.

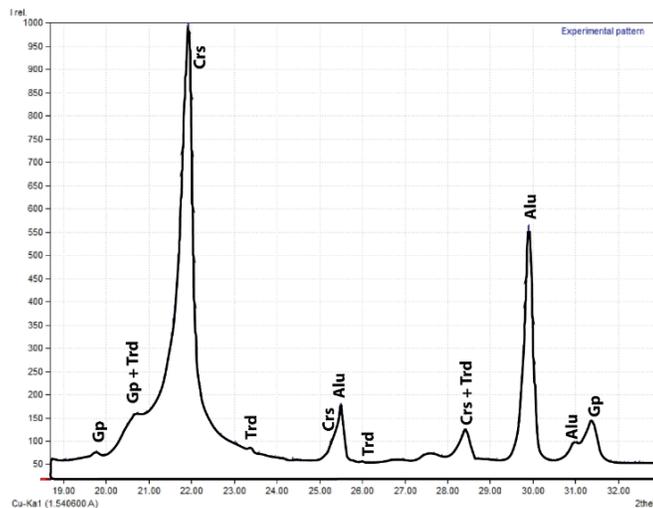


Figura 30. Diffractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola. Alteración de yeso (Gp), tridimita (Trd), cristobalita (Crs) y alunita (Alu).

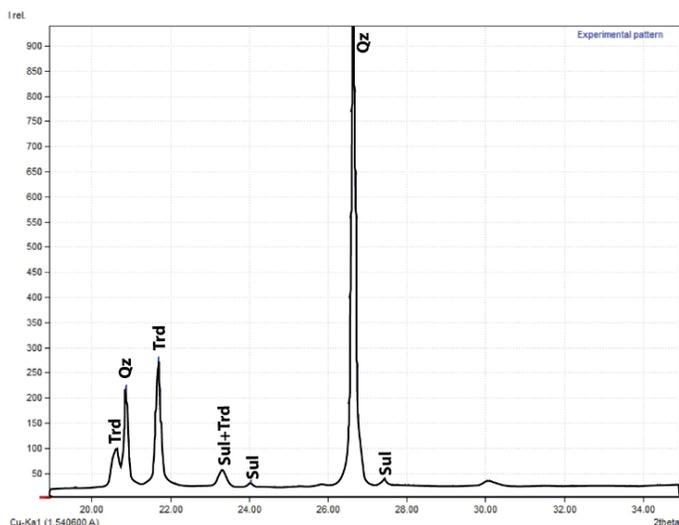


Figura 31. Difractograma de polvo cristalino en roca intensamente alterada alrededor de paleofumarolas. Alteración de tridimita (Trd), y azufre (Sul), con relictos de cuarzo (Qz).

5.2.2 Minerales de arcilla

Los minerales de arcilla están distribuidos en toda la zona de estudio y se encontraron en 58 de las 93 muestras analizadas. Estas adquieren una textura terrosa y poco cohesiva cuando presentan estos minerales en abundancia. Las arcillas reportadas con análisis DRX corresponden a caolinita, esmectita, illita, pirofilita, e interestratificados I/S tipo R1, en orden decreciente de abundancia. Una tabla con los porcentajes de cada mineral de arcilla para la fracción <2 µm por muestra se incluye en el Anexo B.

Como el diámetro cristalino para minerales de arcilla es generalmente de orden nanométrico, no es posible distinguir entre ellos con microscopía óptica, ni medir su química con análisis SEM-EDS, salvo en algunos agregados de minerales de arcilla con diámetros mayores a 10 µm. Debido a esto, su análisis se ha realizado principalmente a través de difractogramas de agregados orientados y desorientados de la fracción <2 µm.

5.2.2.1 Esmectita

La esmectita se encontró en 38 de 93 muestras a lo largo de toda la superficie estudiada. Ocurre principalmente en rocas volcánicas cuya intensidad de alteración varía de débil a intensa, pero también en rocas con textura obliterada y precipitados hidrotermales.

Con análisis DRX en agregados orientados es fácilmente reconocible dado el cambio de la reflexión 001 al ser tratada con EG (de 12.3-14.3 Å en diagrama AD a 16.7-16.9 Å con EG). En muestras con más de 80% de esmectita en la fracción fina, fue posible reconocer hasta sus primeras cinco reflexiones basales (alrededor de 17 Å, 8.5 Å, 5.6 Å, 4.25 Å y 3.34 Å con EG), aunque normalmente se encontraron las primeras dos o tres (Figura 32).

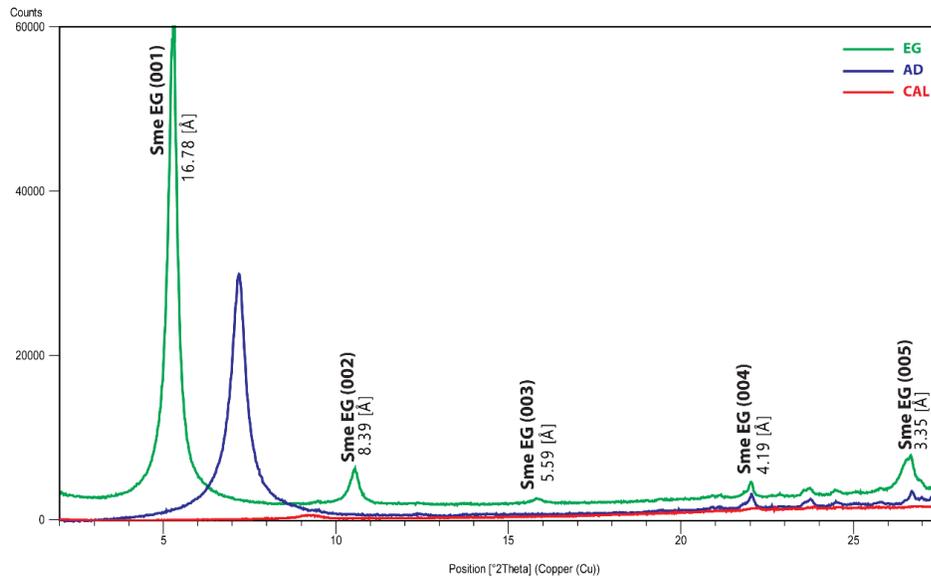


Figura 32. Difractograma de agregado orientado de esmectita pura. AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: Calcinado a 500°C.

La esmectita coexiste con minerales de SiO₂, yeso, óxidos de Fe-Ti y otras arcillas, principalmente illita y caolinita. Su principal ocurrencia es como relleno en poros de disolución, donde a veces forma bandas coliformes en los bordes de estos poros, y donde es posible distinguir su característica morfología hojosa (Figura 33). También crece rellenando fracturas y bordes de fragmentos líticos en tobas.

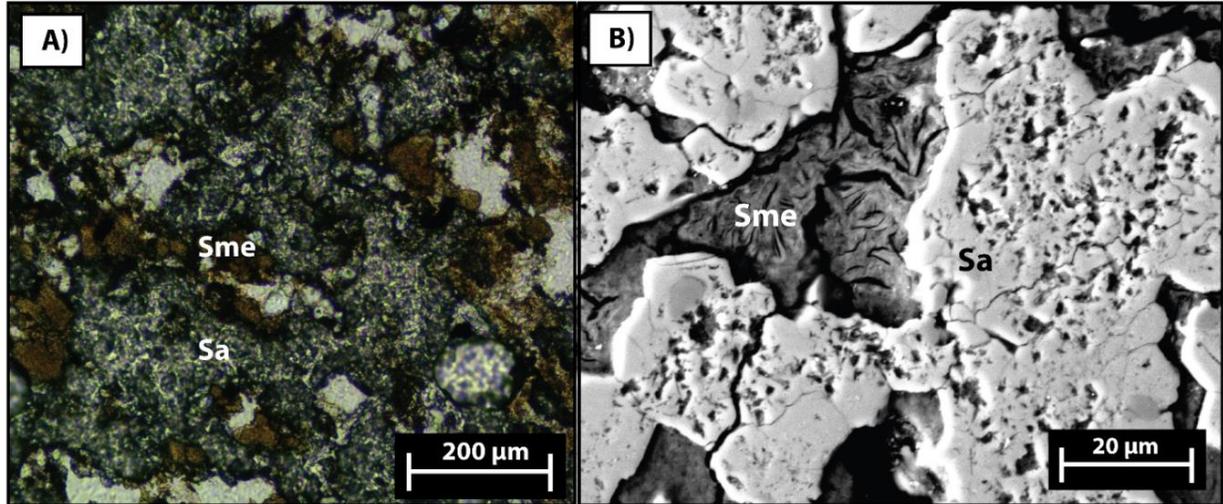


Figura 33. Fotomicrografías de esmectita (Sme) rellenando poros alrededor de cristales primarios de sanidina (Sa) altamente disueltos. (A) M.O. a NP y (B) misma zona, con SEM.

Como reemplazo en rocas volcánicas, sus principales dominios son cristales máficos y plagioclasas, además de masa fundamental en lavas. Adicionalmente, forma agregados cristalinos en parches de alteración pervasiva sobre feldespatos primarios (Figura 34).

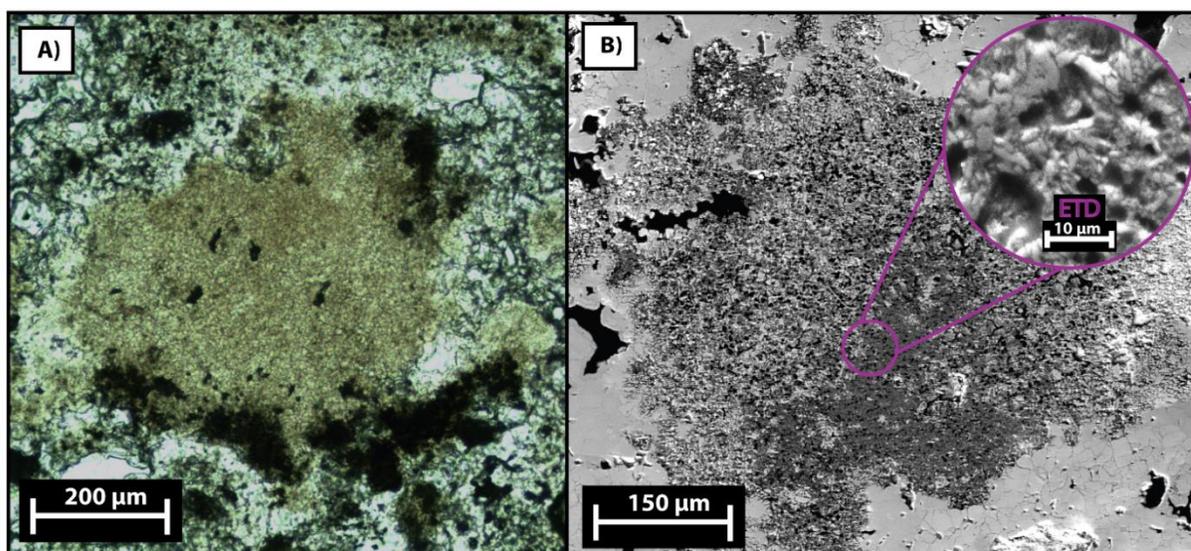


Figura 34. Fotomicrografías de parche de alteración con esmectita. (A) M.O. a NP, (B) imagen BSE-SEM de misma zona, el círculo de arriba a la derecha corresponde a un zoom con detector ETD.

Con el análisis de la posición de las reflexiones 060 se concluyó que las esmectitas del Volcán Ascotán pertenecen al subgrupo de las montmorillonitas, ya que esta reflexión se presenta a los 1.49-1.50 Å, indicando un carácter dioctaédrico. Mediante el cálculo de la razón de las intensidades 002/003 se ha identificado que la proporción de Fe varía de manera amplia, sin una tendencia aparente.

5.2.2.2 Illita

La illita se encontró en 32 muestras con distribución en toda la superficie del Volcán Ascotán. Es reconocible en agregados orientados por sus reflexiones 001 y 003 a los 10.03-9.84 Å y 3.34-3.28 Å respectivamente, que no presentan modificación al ser tratados con EG ni al ser calcinados. La reflexión 002 que normalmente ocurre a 5.01 Å y es de menor intensidad, solo fue reconocida en pocas muestras.

La illita se reporta normalmente con otras arcillas como caolinita, esmectita, pirofilita e I/S (Figura 35). Las muestras que contienen mayor proporción de illita presentan alteraciones desde moderadas a intensas, normalmente en parches de alteración donde también hay cristobalita, esmectita y/o yeso, además de óxidos de Fe-Ti.

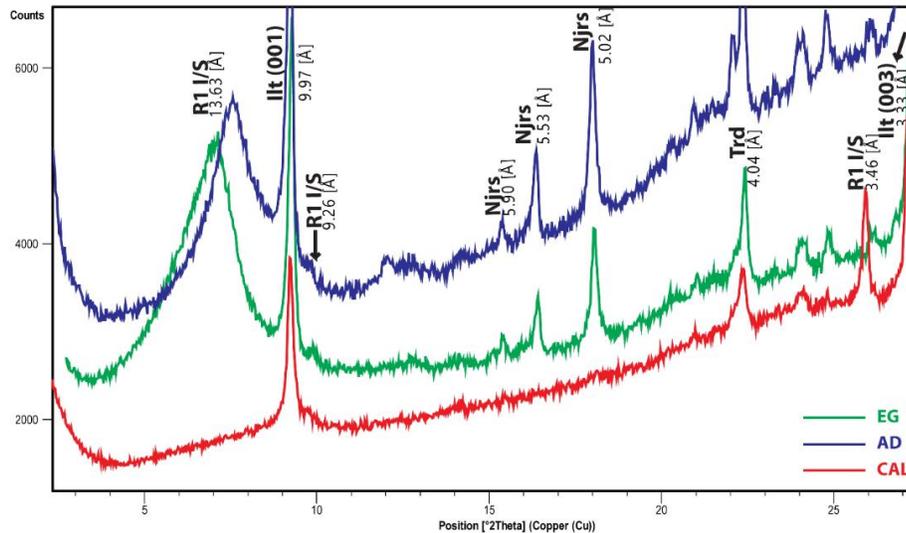


Figura 35. Difractograma de agregado orientado con interestratificados I/S tipo R1, illita (Illt), natrojarosita (Njrs) y tridimite (Trd). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C.

Como relleno, la illita ocurre en vetillas junto a yeso, y en poros de disolución, a veces formando bandas criptocristalinas (Figura 36). Se encontró también en la matriz de una brecha hidrotermal, junto con SiO₂ oquerosa, alunita y jarosita. En menor medida ocurre como reemplazo de minerales máficos en rocas volcánicas, junto a óxidos de Fe-Ti.

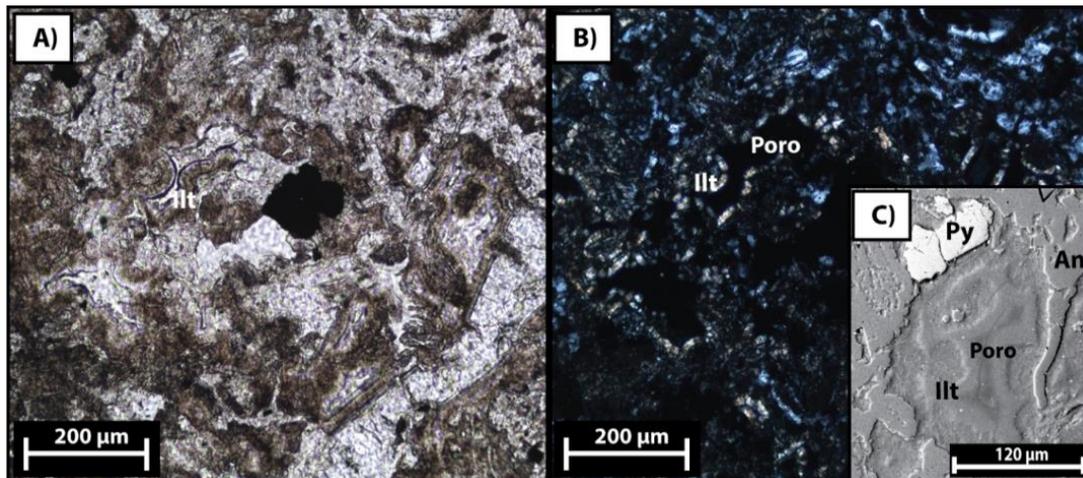


Figura 36. Fotomicrografía de bandas de illita (Illt) relleno de poros en roca volcánica intensamente alterada, donde se reconoce andesina (An) y pirita (Py). (A) M.O. a NP; (B) misma zona a NX; y (C) imagen BSE-SEM.

5.2.2.3 Interestratificado I/S tipo R1

El único interestratificado identificado mediante DRX fue I/S de tipo R1, que aparece en 8 de las 93 muestras analizadas, bajo la cota de los 5056 msnm. Se distingue en agregados orientados por el desplazamiento de su reflexión 002/003 que se ubica en 12.3-12.26 Å en el diagrama AD, a 13.85-13.35 Å en el diagrama EG y que colapsa a 10-9.66 Å en el diagrama CAL.

Los I/S se encuentran en rocas volcánicas que presentan alteraciones desde moderadas e intensas y también en rocas con textura obliterada junto a cuarzo, goethita, tridimita, alunita, caolinita, illita, pirofilita y jarosita (Figura 35). En algunas de estas muestras, ocurren como único mineral de arcilla (Figura 37). Además, se reportó su presencia en una brecha hidrotermal junto a illita y cristobalita.

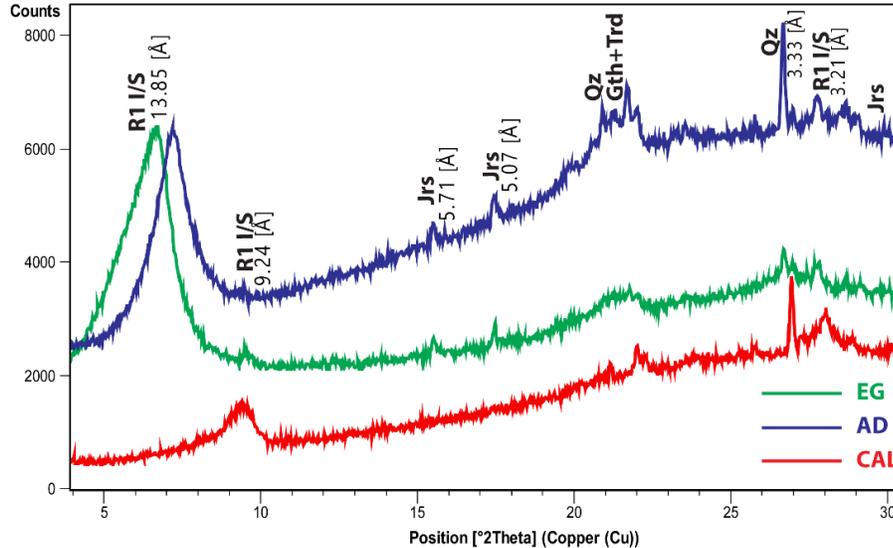


Figura 37. Difractograma de agregado orientado con I/S tipo R1, jarosita (Jrs), cuarzo (Qz), goethita (Gth) y tridimita (Trd). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C.

Morfológicamente, los I/S fueron reconocidos en un parche de alteración como agregados cristalinos con hábito fibroso y extinción en abanico (Figura 38). En esta muestra se midió su composición química de forma semi-cuantitativa, donde se encontró, además de Si, O y Al de forma mayoritaria, cantidades menores de Mg, Fe, Ca, K, Ti y Fe.

En agregados orientados con abundancia de I/S tipo R1 solo fue posible identificar con precisión su reflexión 001/002, ubicada a 9.25 Å, sin reconocimiento del peak 002/003, que debiese aparecer entre 5 y 6 Å. Por esta razón, se ha utilizado únicamente la posición de la reflexión 001/002 para estimar el porcentaje de illita usando el método descrito por Moore & Reynolds (1997). Los resultados arrojan un 60% de illita para estos interestratificados.

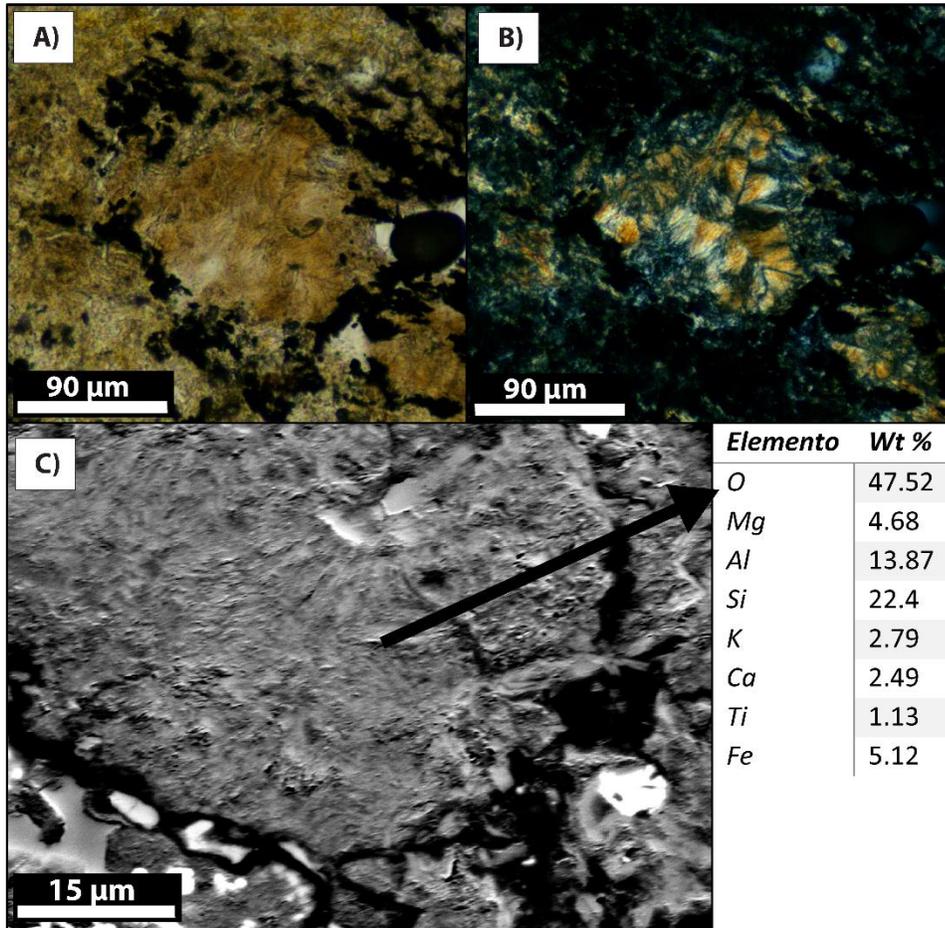


Figura 38. Fotomicrografías de parche de alteración pervasiva de illita/smectita con hábito fibroso en roca volcánica. (A) M.O. a NP, (B) misma zona a NX, (C) imagen BSE-SEM con análisis químico.

5.2.2.4 Caolinita

Como se ha mencionado anteriormente, la caolinita corresponde a un subgrupo de minerales que para efectos de este estudio se han llegado a diferenciar. Para referirse indistintamente a los minerales que lo conforman, se utiliza el término “subgrupo de la caolinita”. Más adelante en este apartado, al hacer referencia a las especies del subgrupo, reconocidas por sus propiedades mineralógicas, se usan los términos específicos “caolinita”, “dickita” y “halloysita”.

El subgrupo de la caolinita fue reconocido en 42 de las 93 muestras estudiadas, a lo largo de toda la superficie. Se encuentra principalmente en muestras que presentan alteraciones por lo general intensas con textura obliterada, asociado con sulfatos como alunita y yeso, y fases de SiO₂. También ocurre como relleno en vetillas y en la matriz de brechas hidrotermales. En la mayoría de estas muestras ha sido reconocido junto a otros minerales de arcilla, como pirofilita, esmectita, illita e I/S tipo R1 (Figura 39).

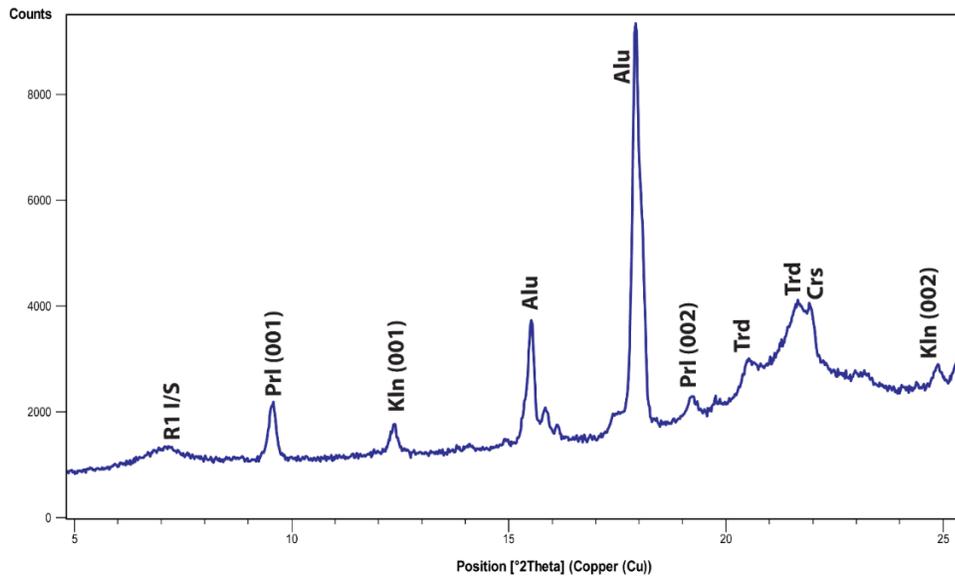


Figura 39. Difractograma de agregado orientado en brecha hidrotermal con I/S tipo R1 (R1 I/S), pirofilita (PrI), caolinita (Kln), alunita (Alu), tridimita (Trd) y cristobalita (Crs).

Los minerales del subgrupo de la caolinita también ocurren como reemplazo de feldespatos en rocas volcánicas, donde la alteración es moderada y aún es posible reconocer las texturas y mineralogía primaria (Figura 40 y Figura 41). Morfológicamente se reconoce una única variedad para estos minerales, que consiste en cristales hipidiomorfos escamosos o en hojuelas, con diámetros menores a 2 micras.

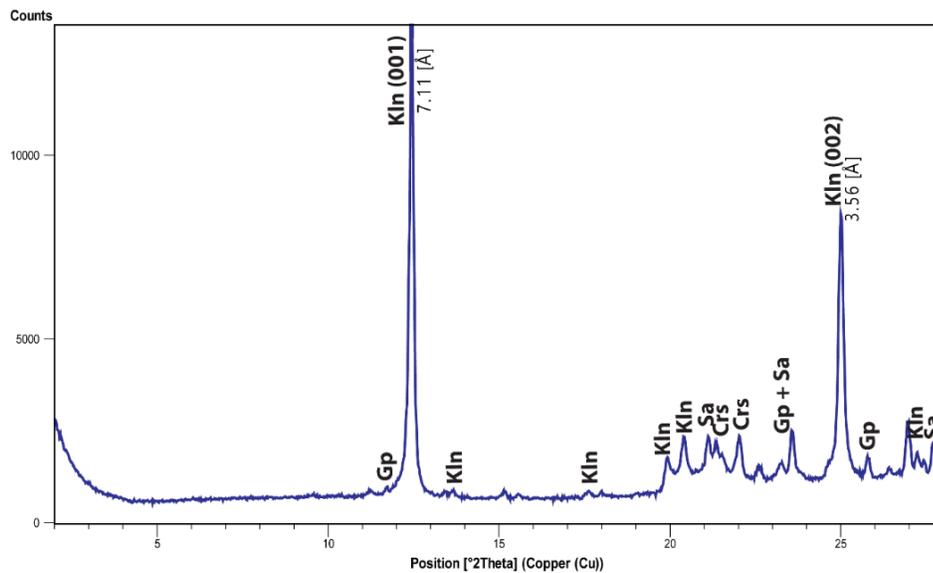


Figura 40. Difractograma de agregado orientado en roca volcánica, con caolinita (Kln) como principal mineral de arcilla, además de yeso (Gp) y cristobalita (Crs). Se reconoce sanidina (Sa) como relicto de mineralogía primaria.

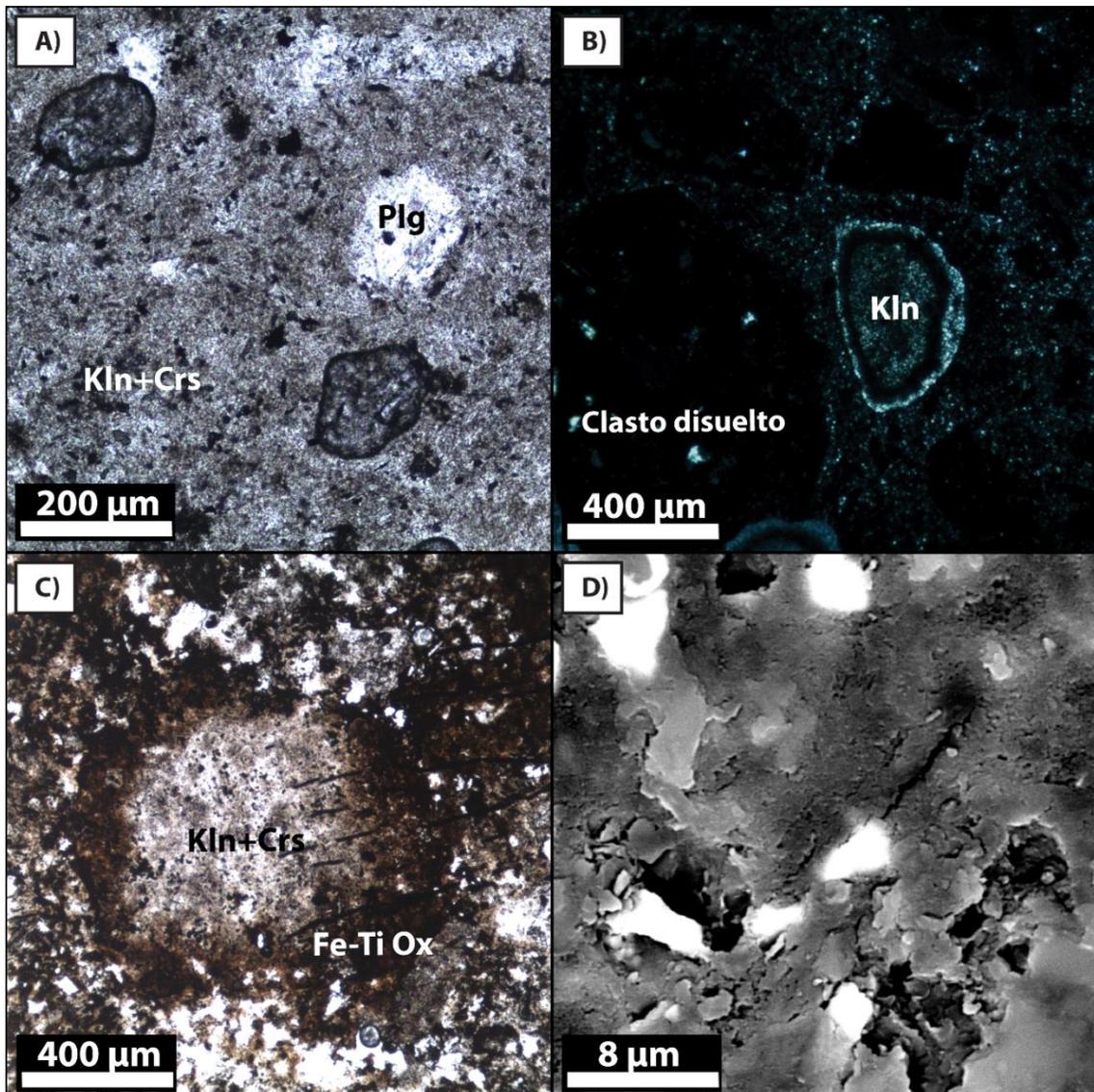


Figura 41. Fotomicrografías de caolinita (Kln) como reemplazo en rocas volcánicas. (A) En la matriz de toba cristalina junto a cristobalita (Crs), M.O. a NP; (B) en bordes de un clasto parcialmente disuelto en una toba lítica, M.O. a NX; (C) en el centro de un mineral totalmente disuelto asociada a cristobalita, con óxidos de Fe-Ti (Fe-Ti Ox) en los bordes, M.O. a NP; (D) en parche de alteración en toba lítica, donde se aprecia morfología hojosa, imagen SEM-ETD.

Las especies minerales identificadas corresponden a caolinita, dickita y halloysita, y se distingue entre ellas con difractogramas de agregados orientados y de orientación aleatoria, además de FTIR. De 22 muestras analizadas, hay 7 muestras con halloysita pura, 4 con halloysita y caolinita, 7 con caolinita pura, y 4 muestras con caolinita y dickita.

Con análisis DRX en agregados orientados se distinguen dos grupos: halloysita, cuya reflexión 001 es relativamente más ancha y se ubica a 7.33-7.46 Å, y caolinita o dickita, que comparten los atributos para su reflexión 001: menor FMWH, ubicada a 7.10-7.17 Å (Figura 42).

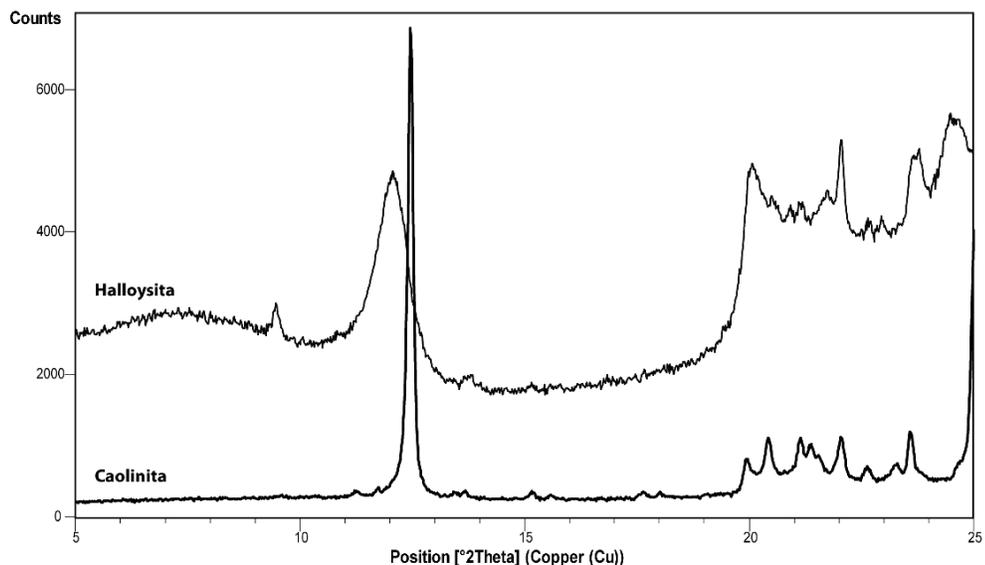


Figura 42. Difractograma de agregado orientado con caolinita y halloysita. Notar diferencia en el peak 001 para cada especie entre los 11° y 13° 2θ.

En análisis DRX para agregados con orientación aleatoria, en el rango 20°-55° 2θ, se reconoce halloysita con sus *peak* característicos a 4.45 y 2.57 Å, caolinita con los *peak* característicos a 3.84, 3.12, 2.34 y 2.29 Å, y los *peak* de dickita a 2.32 y 1.97 Å. Analizando el rango 70°-74° 2θ para estos agregados, se identifican las reflexiones de caolinita a 1.339, 1.306 y 1.284 Å, y las de dickita a 1.337, 1.312 y 1.287 Å (Figura 43).

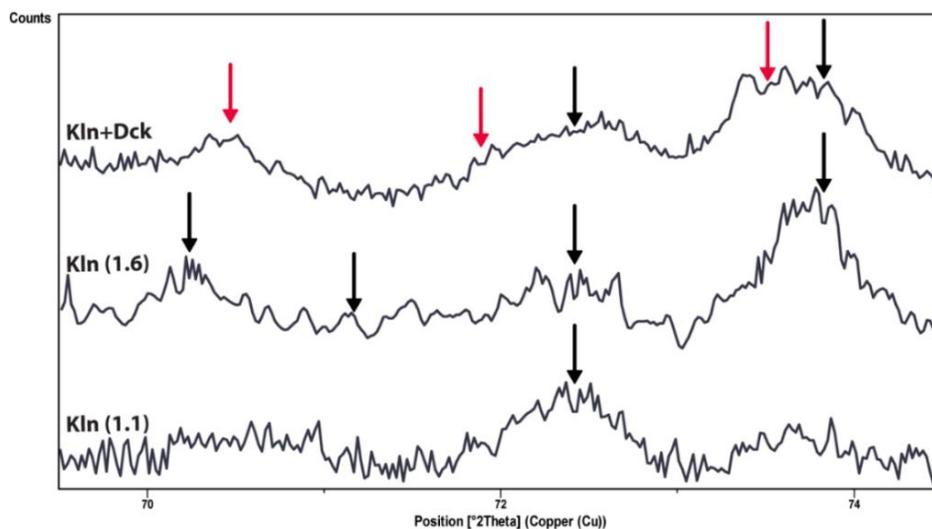


Figura 43. Difractogramas de agregados con orientación aleatoria en rango 69.5-74.5° 2θ, con *peak* de caolinita (flechas negras) y dickita (flechas rojas). Entre paréntesis, los valores de AGFI para caolinita en cada muestra.

Por otro lado, en los espectros de absorción con FTIR se encuentran los 4 *peaks* de las bandas de vibración OH para caolinitas y dickitas en el intervalo de alta frecuencia, a 3692, 3671, 3650 y 3620 cm^{-1} aproximadamente. Las muestras con dickita presentan una mayor razón entre la absorción de las bandas OH 3695/3620 que las caolinitas y halloysitas. Dentro de las caolinitas se hallan distintos valores para esta razón, lo que exhibe cristalinidades diferentes para las muestras. Por otro lado, en las dickitas no se

encuentra un aumento en la frecuencia para los *peak* a los 3692, como describe Ercan et al. (2016). Las halloysitas, por su parte, presentan de forma notoria los *peak* a 3962 y 3620 cm^{-1} , sin un claro reconocimiento de las dos reflexiones intermedias en todas las muestras.

En el dominio de baja frecuencia también aparecen de forma notoria los *peak* a 938 y 915 cm^{-1} para caolinita y dickita, donde la dickita muestra una intensidad de absorbancia claramente mayor en el *peak* a 915 que el de 938 cm^{-1} . Las muestras con halloysita no presentan máximos cercanos a los 938 cm^{-1} (Figura 44).

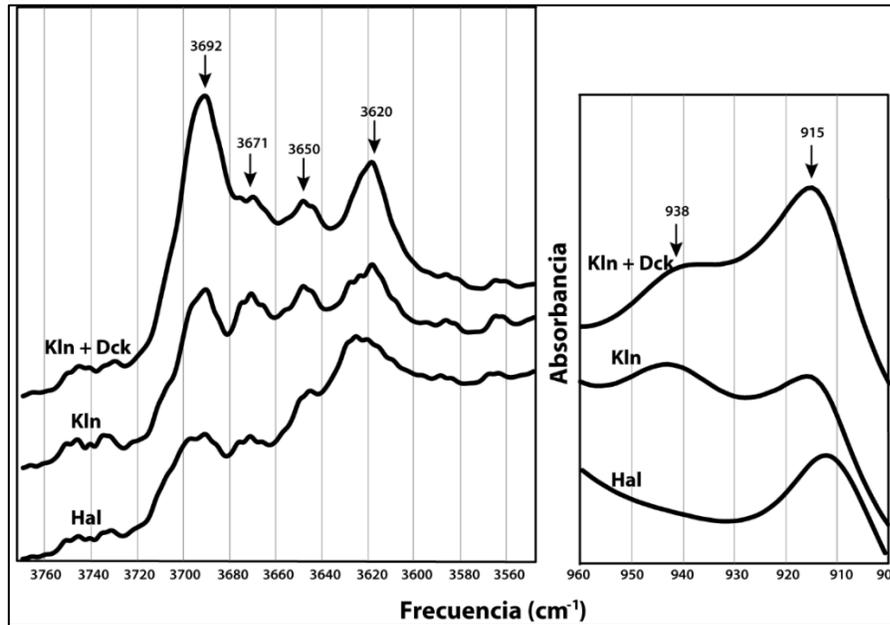


Figura 44. Gráficos de FTIR para muestras con caolinita y dickita (Kln+Dck), caolinita y halloysita (Hal).

Los valores del AGFI para caolinita van entre 0.51 y 1.6, mostrando un variado rango entre caolinitas con alta y baja densidad de defectos cristalinos, o baja y alta cristalinidad, respectivamente (Figura 45). Esto se corresponde con las variaciones de cristalinidad que se desprenden del análisis de los espectros de absorbancia con FTIR.

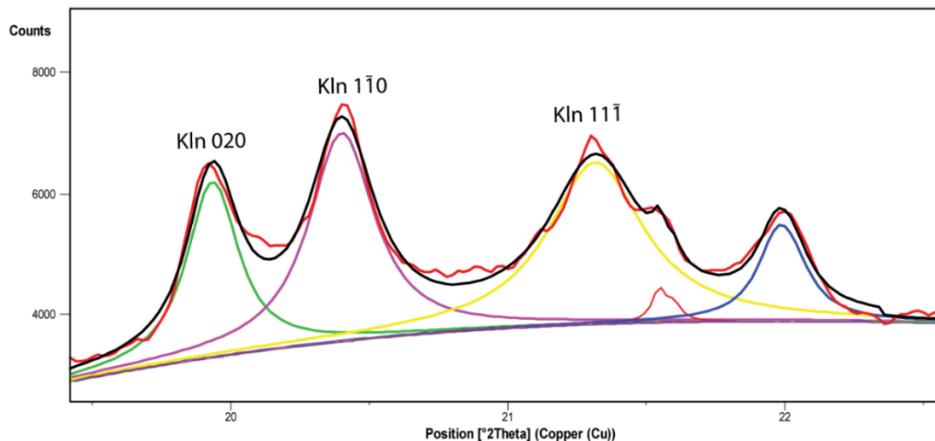


Figura 45. Decomposición de curva para cálculo de AGFI en caolinita en difractograma de agregado con orientación aleatoria. Las reflexiones decompuestas y medidas corresponden a 020, $1\bar{1}0$ y $11\bar{1}$.

En las caolinitas con valores de AGFI entre 0.51-0.7, que indican altos defectos cristalinos, además se observan valores bajos para las intensidades absolutas de las reflexiones 020, 111 y 110, confirmando su baja cristalinidad (Dill, 2016). Estas caolinitas aparecen asociadas a halloysita en quebradas del volcán que se activan con deshielos durante los meses de enero y febrero y en rocas volcánicas donde hay dickitas, indicando un desequilibrio termodinámico para las fases presentes. Por otro lado, las caolinitas con un valor AGFI=1.55, que se relacionan con baja proporción de defectos cristalinos, están asociadas con cuarzo, pirofilita y dickita. Las caolinitas con el valor más alto de AGFI (1.6) se asocian a alunitas de tamaño <2 μm alrededor de poros de disolución.

5.2.2.5 Pirofilita

Este mineral fue identificado en 11 de las 93 muestras analizadas, siempre bajo la cota de los 5056 msnm. Con análisis DRX en agregados orientados se reconoce por sus filudas reflexiones basales, con su *peak* 001 localizado a 9.19-9.41 Å, el cual no presenta modificaciones en los tratamientos con EG y calcinación a 500°C (Figura 46).

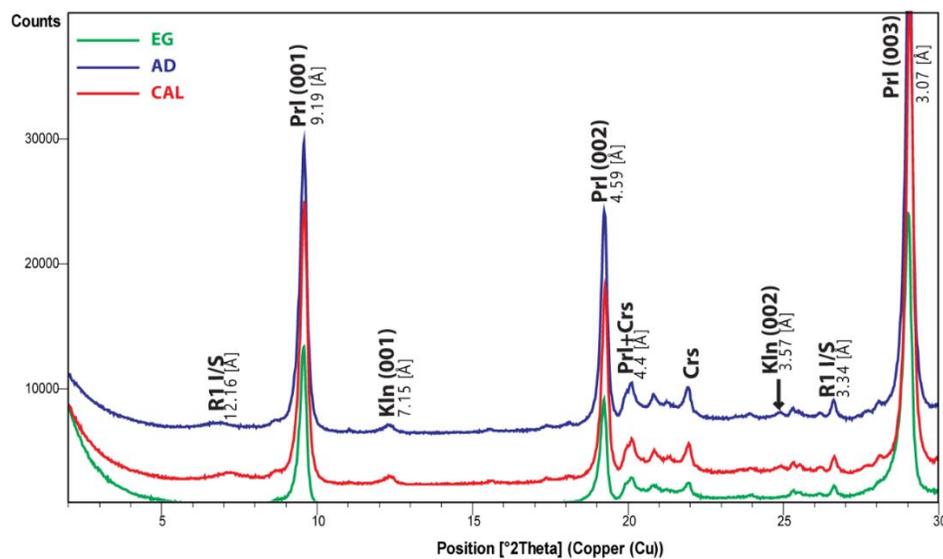


Figura 46. Diffractograma de agregado orientado con I/S tipo R1, pirofilita (PrI), caolinita (KIn) y cristobalita (Crs). AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: calcinado a 500°C.

La presencia de pirofilita se reporta en tobas con alteración moderada a intensa, junto con caolinita, cristobalita, cuarzo, goethita, illita y yeso. Su presencia es mayor que el resto de minerales de arcilla en muestras con textura obliterada debido a una alteración intensa y pervasiva. Dentro de este último grupo, se encuentra una muestra con pirofilita, cuarzo, caolinita y zunyita. La pirofilita también está presente de forma abundante en la matriz de una brecha hidrotermal (Figura 39 y Figura 47) y en la matriz de una cataclasita, junto a cristobalita, alunita, caolinita, cuarzo, I/S (R1), halloysita y esmectita.

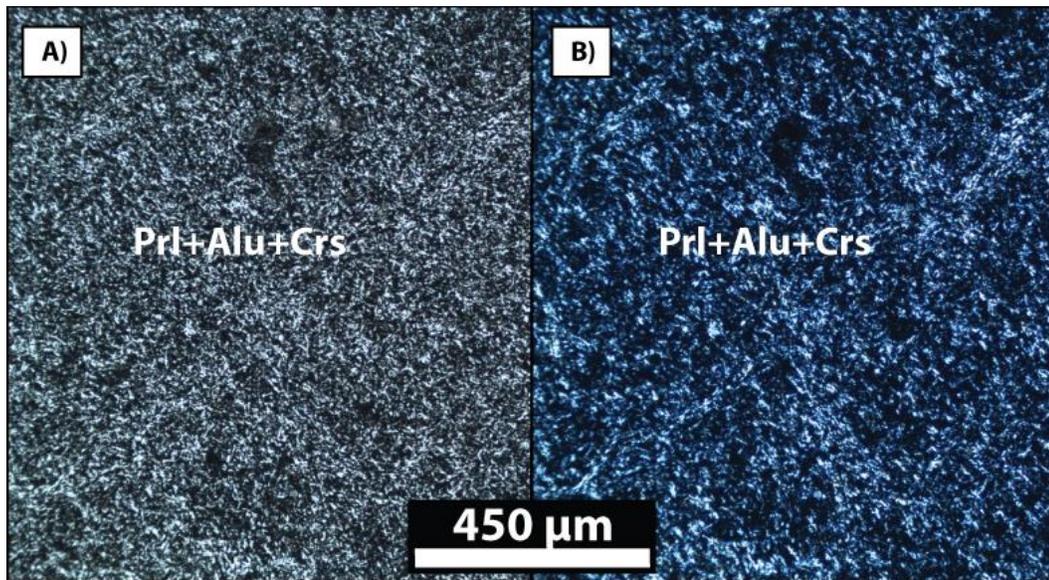


Figura 47. Fotomicrografías al M.O. de pirofilita (Prl) en matriz de brecha hidrotermal, asociada con alunita (Alu) y cristobalita (Crs). (A) NP; (B) misma zona a NX.

Para diferenciar la pirofilita del talco se han examinado difractogramas de agregados con orientación aleatoria en el rango 59° - 64° 2θ , para dos muestras que no presentan otros minerales de arcilla. En este intervalo, se observa un notorio *peak* a los 1.487 \AA , que se corresponde a los minerales de carácter dioctaédrico. El *peak* a los 1.533 \AA , que podría confundirse con el de minerales trioctaédricos (como el talco), se atribuye a la alta presencia de cuarzo en ambas muestras analizadas (Figura 48).

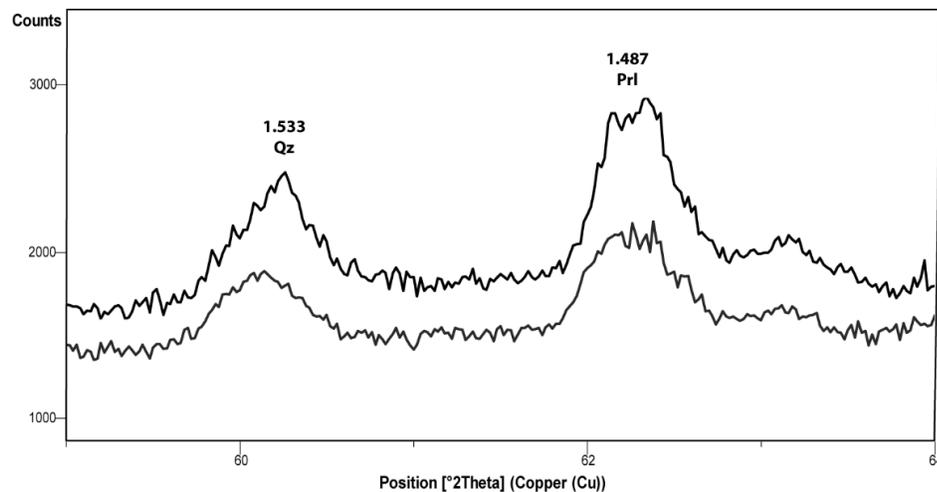


Figura 48. Peak asociados a reflexión 060 en pirofilita en dos agregados orientados. También hay presencia de cuarzo.

5.2.3 Sulfatos

Los sulfatos identificados se dividen en cuatro grupos: (1) minerales del grupo de la alunite, (2) del grupo de la jarosita, (3) yeso y (4) hidroxisulfatos solubles de Fe y Al.

5.2.3.1 Grupo de la alunita

Los minerales de alunita están presentes a lo largo de toda la superficie muestreada, en 41 muestras, aunque son dominantes en muestras de las zonas de color blanco del Volcán Ascotán, particularmente en las porciones altas de la superficie muestreada. Mediante análisis DRX se reconoce la presencia de los miembros extremos alunita y natroalunita, que presentan una ligera variación en los ángulos 2θ a los que difractan (Figura 49). La distribución de alunita es mucho mayor que la de natroalunita, esta última siendo reportada solo en 8 muestras, y normalmente asociada a alunita.

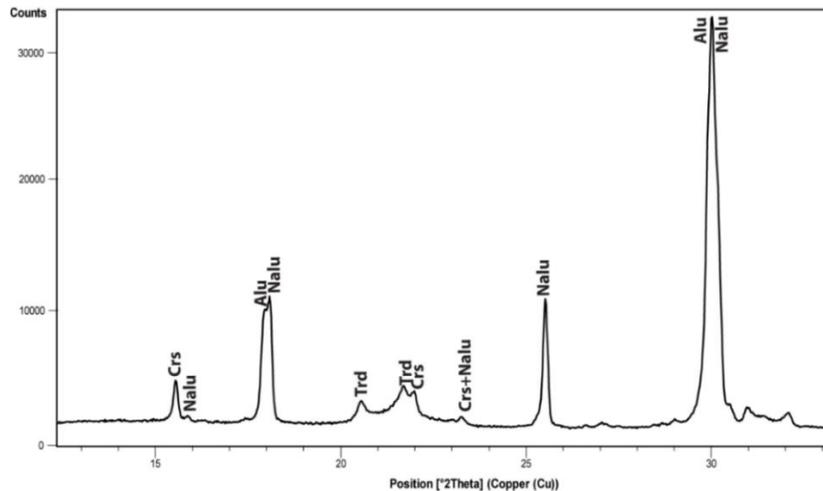


Figura 49. Diffractograma de polvo cristalino en brecha hidrotermal con alunita (Alu), natroalunita (Nalu), cristobalita (Crs) y tridimita (Trd).

La alunita y natroalunita ocurren como relleno en vetillas junto a minerales de sílice y caolinita (Figura 50), y en la matriz de brechas hidrotermales (Figura 51) en asociación con cristobalita y caolinita, además de cuarzo, jarosita, pirofilita, greigita, azufre nativo y yeso. También se encuentran en precipitados hidrotermales alrededor de paleofumarolas, principalmente en asociación con yeso, azufre nativo y cristobalita.

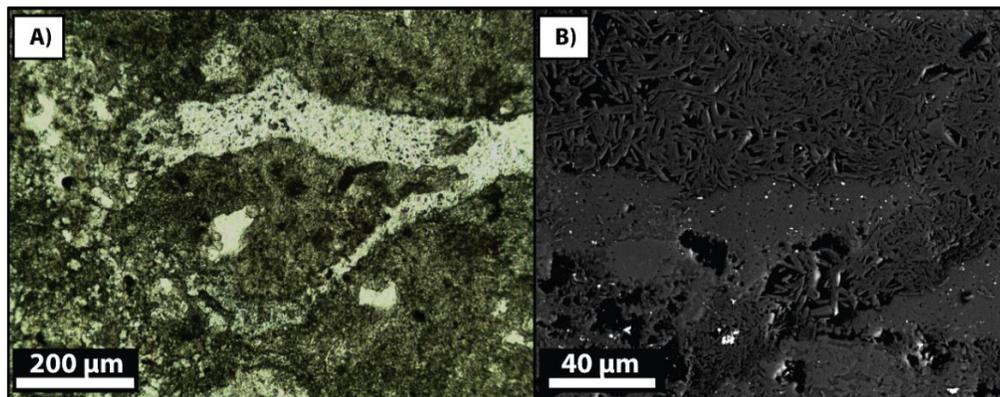


Figura 50. Fotomicrografías de alunita en vetillas. (A) M.O. a NP; (B) misma zona, imagen BSE-SEM.

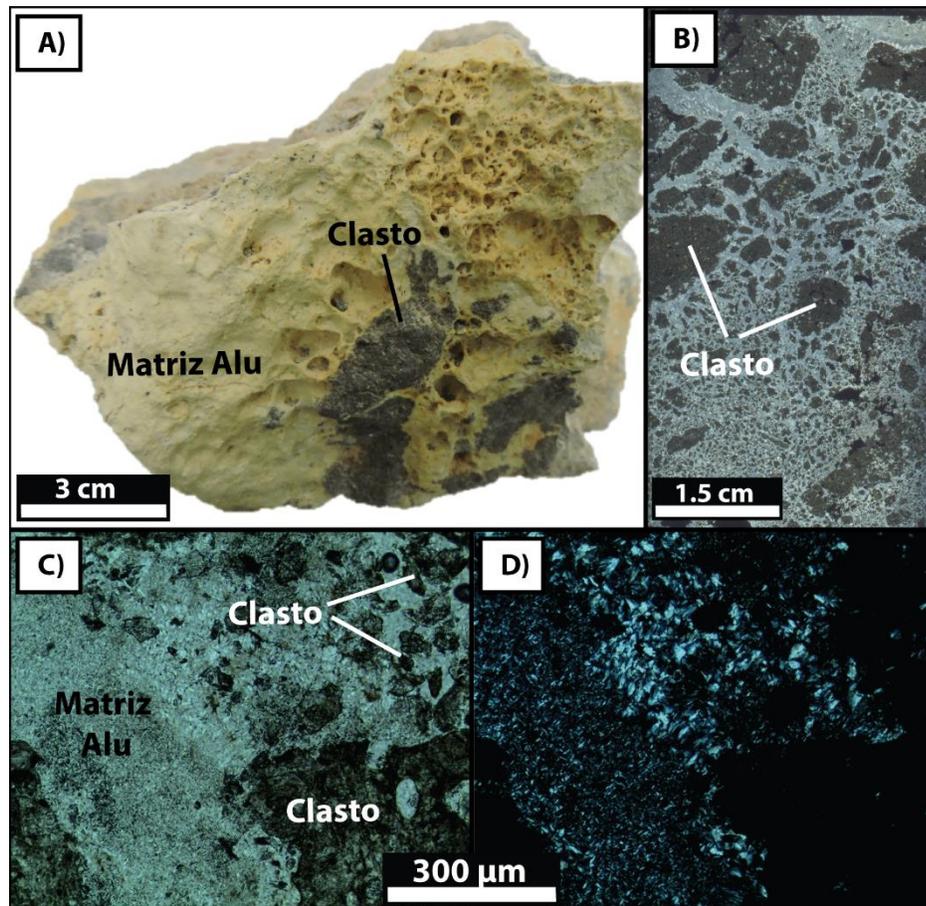


Figura 51. Alunita en matriz de brecha hidrotermal. (A) Muestra de mano; (B) escaneo de corte transparente pulido a NP, se observa textura brechosa jigsaw; (C) fotomicrografía al M.O. a NP; (D) misma zona a NX, se aprecian dos poblaciones de tamaño.

Además, estos minerales ocurren como reemplazo de componentes primarios en rocas volcánicas junto a cristobalita, cuarzo y tridimita, y menor jarosita, caolinita, yeso, pirita, esmectita y natrojarosita (Figura 52). En muestras con textura obliterada, la alunita y natroalunita se asocian con cristobalita, tridimita y caolinita.

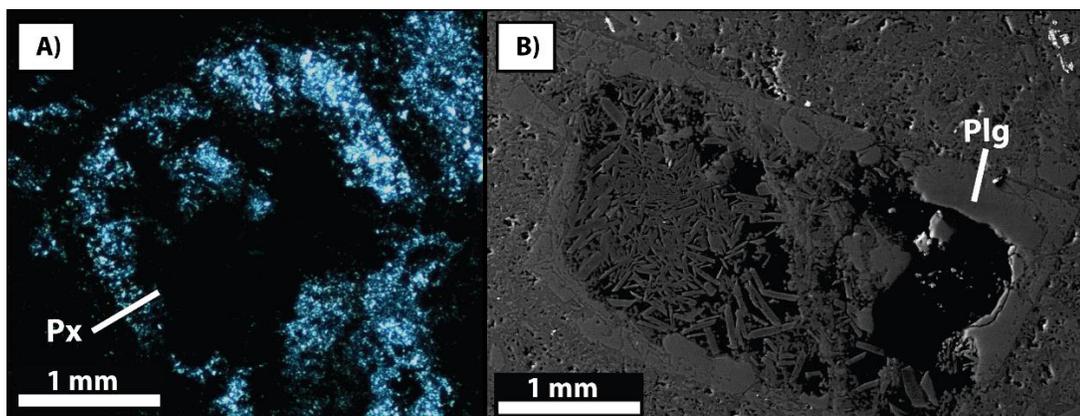


Figura 52. Fotomicrografías de minerales volcánicos disueltos y reemplazados a alunita. (A) Posible piroxeno basal, M.O. a NX; (B) plagioclasa, imagen SEM-BSE.

Se observan dos poblaciones de tamaño para cristales de alunita y natroalunita: los de tamaño $<2\ \mu\text{m}$, que a veces forman bandas coloformes alrededor de poros; y cristales grandes, de tamaño promedio $10\ \mu\text{m}$ que alcanzan hasta $50\ \mu\text{m}$. Ambas poblaciones se han encontrado en todo tipo de rocas, salvo las alunitas en precipitados hidrotermales, que son todas de tamaño $<2\ \mu\text{m}$.

En los cristales grandes se han reconocido tres morfologías: (1) cristales idiomorfos tabulares a aciculares; (2) cristales idiomorfos cúbicos; y (3) cristales hipidiomorfos hojosos, que presentan caras rombohedrales y de dagas rombohedrales. Estos grupos morfológicos se encuentran en todo tipo de rocas, y muchas veces se reconoce la transición de cristales aciculares a rombohedrales en una misma muestra (Figura 53).

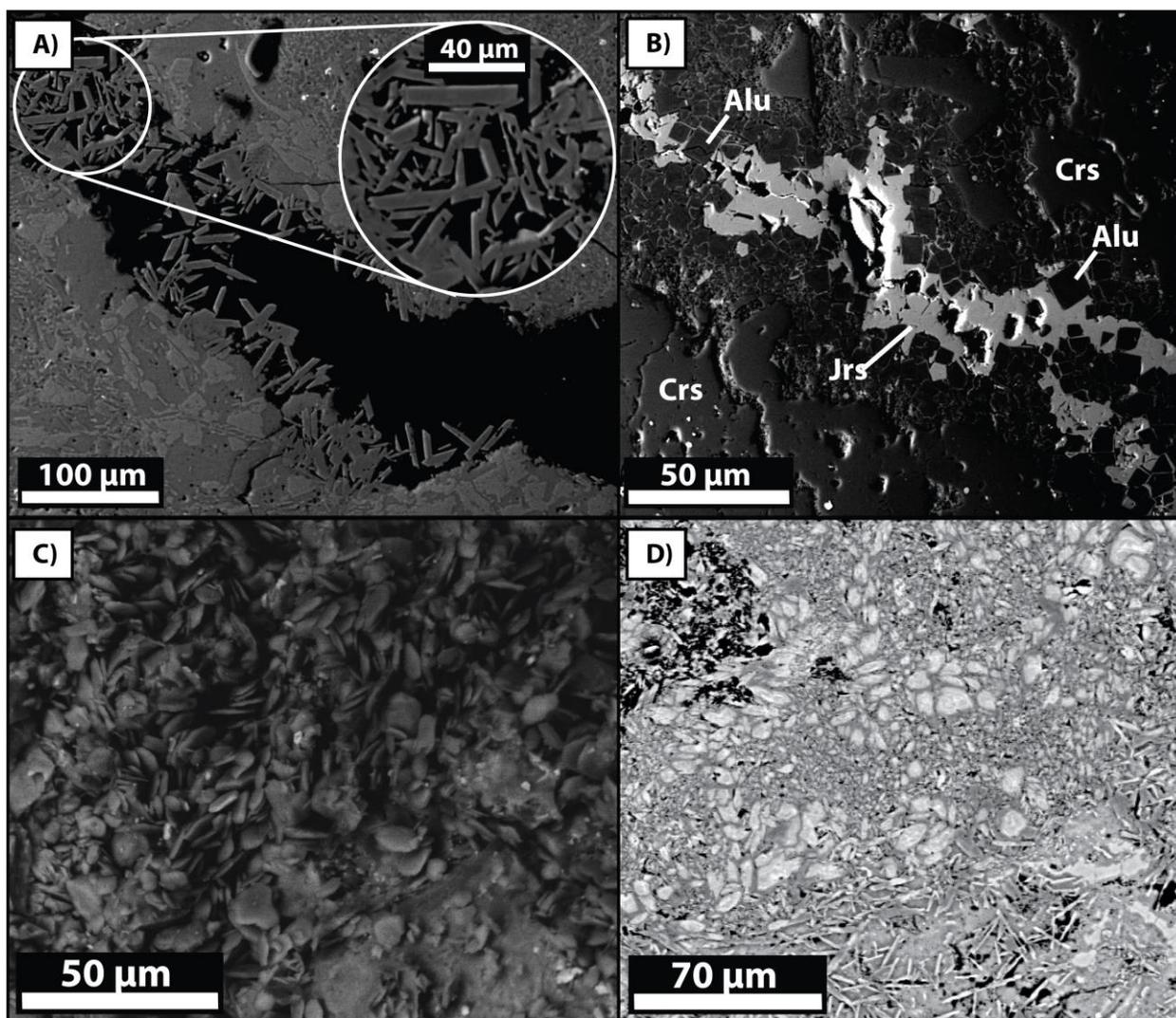


Figura 53. Fotomicrografía al SEM de morfologías para alunita. (A) Cristales tabulares, notar poros de disolución en alunita; (B) cristales cúbicos en cemento criptocristalino de jarosita; (C) cristales hojosos, de hábitos rombohedrales, en imagen ETD; (D) cristales rombohedrales y aciculares en una misma muestra.

Además de los miembros extremos anteriormente descritos, la mayoría de los cristales son heterogéneos químicamente, encontrándose ampliamente distribuidos en el rango

de la solución sólida alunita-natroalunita, con el consecuente intercambio de los cationes K^+ y Na^+ (Figura 54A). En promedio, tienen 56% O, 20% Al, 17% S y un porcentaje variable de K y Na, que entre ambos no supera el 10%. El H no fue cuantificado ya que el análisis BSE-SEM no capta este elemento.

Se reconocen cristales grandes de hábito rombohedral con zonación química entre alunita y natroalunita en la matriz de distintas brechas hidrotermales (Figura 54B-C y Figura 55). Adicionalmente, en la matriz de una brecha hidrotermal se identifica alunita con presencia de F.

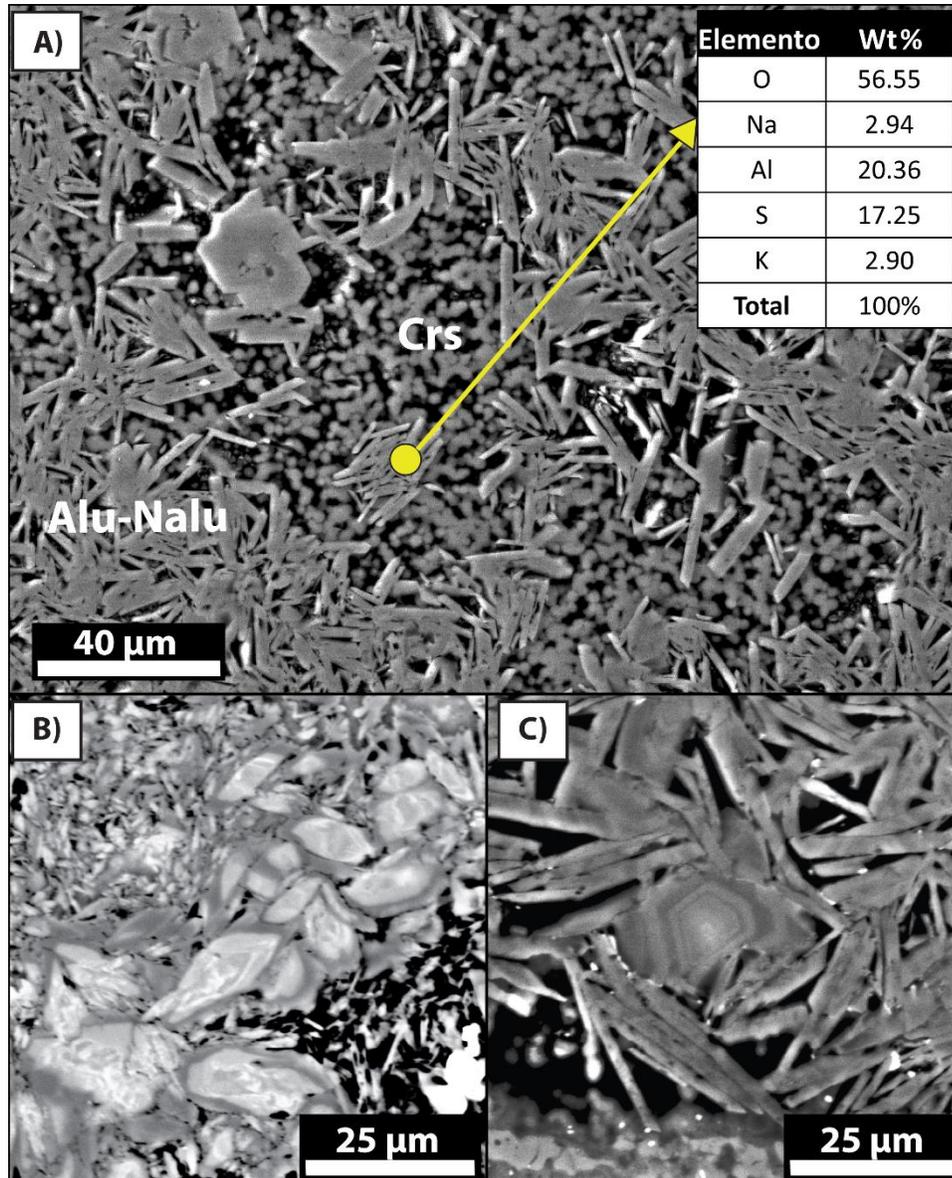


Figura 54. Fotomicrografías SEM-BSE con características químicas de alunita en matriz de brechas hidrotermales. (A) Cristales tabulares-aciculares exhibiendo una química intermedia en la solución sólida alunita-natroalunita, con cristobalita esférica; (B) cristales rombohedrales con zonación (notar diferencia en escala de grises, oscureciéndose de centro a borde); (C) cristal rombohedral con zonación química.

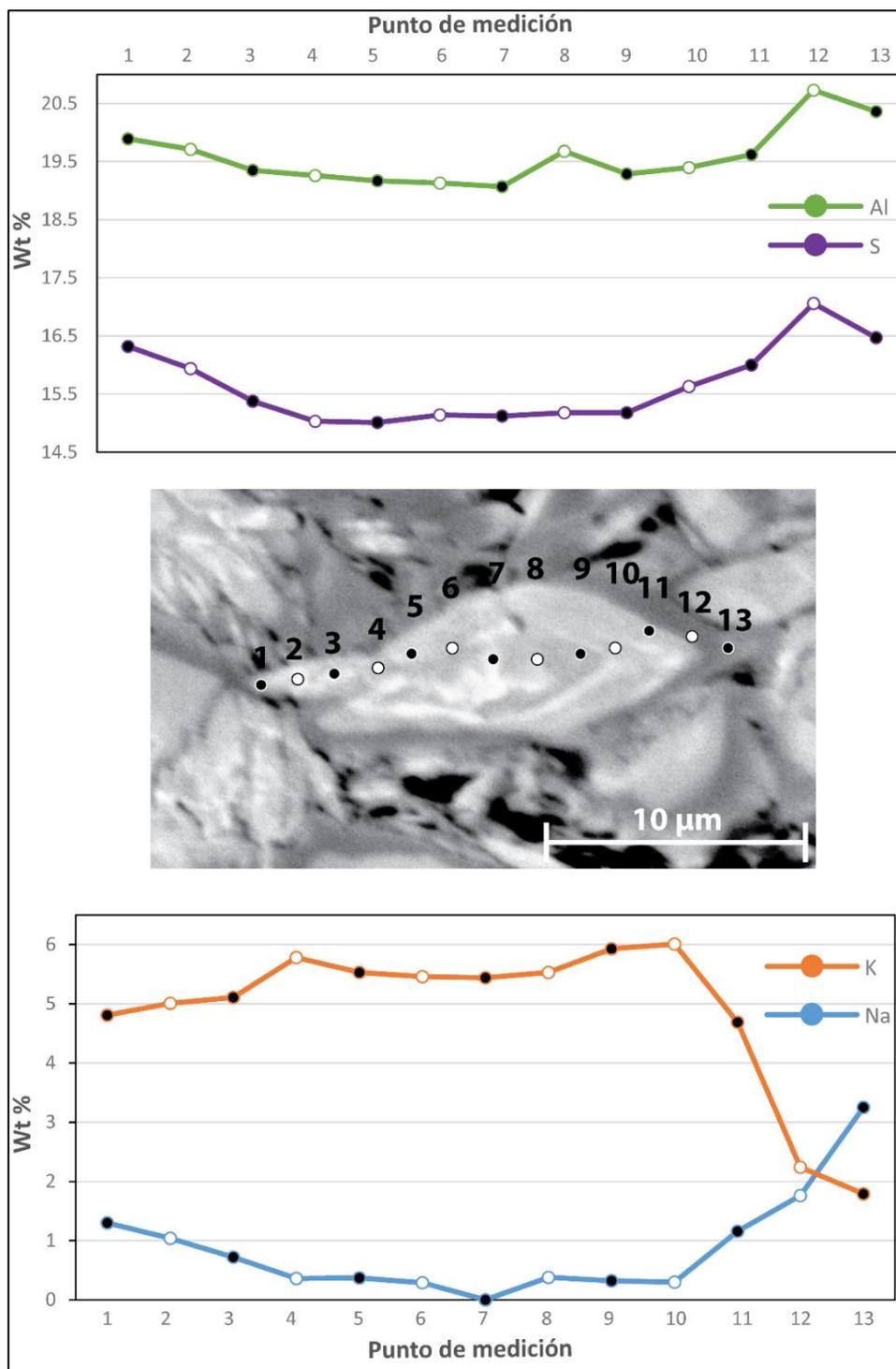


Figura 55. Medidas de wt% de Al, S, K y Na en zonación química de cristal de alunite en matriz de brecha hidrotermal (misma que Figura 54 figura anterior). Los números en negro indican los distintos puntos de medición para el cristal, y están indicados en el eje X de los gráficos.

5.2.3.2 Grupo de la jarosita

Los minerales de jarosita fueron detectados en baja proporción en 38 muestras a lo largo de toda la superficie muestreada. De hecho, su presencia no supera el 10% de roca total en más de la mitad de ellas. Los minerales de este grupo corresponden a jarosita y natrojarosita, identificadas con análisis DRX en 30 y 8 muestras, respectivamente.

La jarosita y natrojarosita crecen principalmente asociadas a alunita y natroalunita, tanto en brechas hidrotermales como rocas volcánicas, además de minerales de SiO₂ (Figura 56). Además, se reportan en rocas volcánicas con alteraciones débiles a intensas junto a cuarzo, goethita, I/S tipo R1, tridimita, illita y óxidos de Fe (Figura 35, Figura 37). La jarosita ha sido reportada en una única muestra de precipitado hidrotermal alrededor de una paleofumarola, subordinada a alunita, cristobalita y yeso.

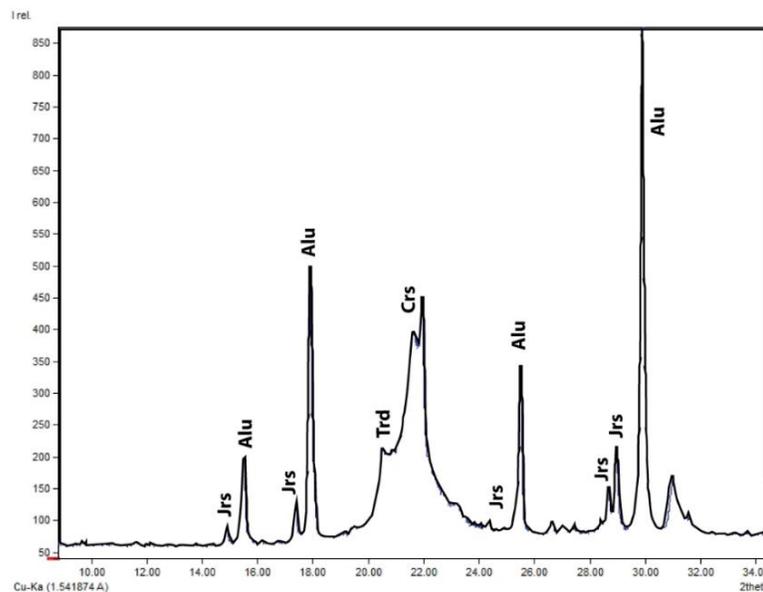


Figura 56. Diffractograma de polvo cristalino de toba con alteración fuerte de jarosita (Jrs), alunita (Alu), tridimita (Trd) y cristobalita (Crs).

Un estilo común de alteración para estos minerales es de relleno en poros de disolución, bordes de fragmentos líticos, vetillas y minerales parcial a totalmente disueltos, además de la matriz de brechas hidrotermales como ya se ha mencionado (Figura 53, Figura 57). Se distinguen dos poblaciones de tamaño: (1) cristales de 5 µm promedio, idiomorfos con morfología seudocúbica a pseudo hexagonal que muchas veces crecen junto con alunita (Figura 57B, Figura 58); y (2) cristales criptocristalinos de jarosita que forman un cemento que crece alrededor, o brechizando, cristales de alunita, tanto en la matriz de brechas hidrotermales como en vetillas (Figura 57C-D).

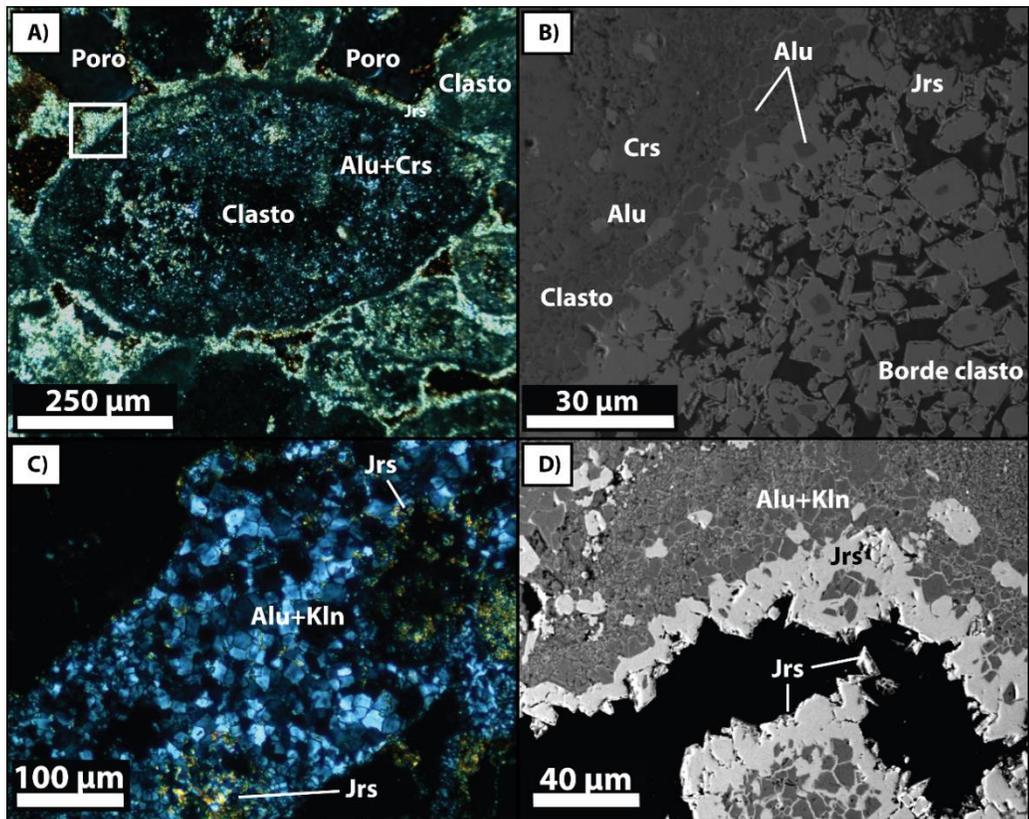


Figura 57. Fotomicrografías de jarosita (Jrs) en tobas. (A) Jarosita, alunita (Alu) y cristobalita (Crs) en poros de disolución en M.O. a NX. Notar cuadrado blanco en la interfaz matriz/fragmento lítico que es el zoom a (B) se aprecian cristales hipidiomorfos cúbicos de jarosita con disolución en bordes y cristales de alunita seudocúbica en el centro, imagen SEM-BSE. (C) vetilla de alunita, caolinita (Kln) y jarosita en M.O. a NX; (D) imagen BSE-SEM de misma zona muestra cristales de alunita y caolinita en cemento de jarosita que brechiza la roca.

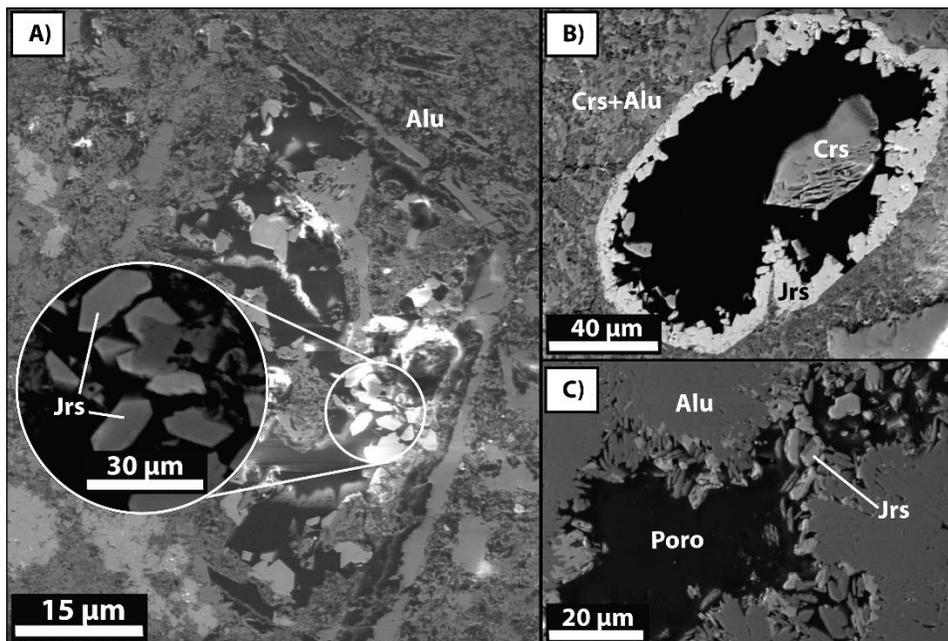


Figura 58. Fotomicrografías al SEM de cristales de jarosita (Jrs) como relleno. (A) Cristales idiomorfos pseudo-hexagonales en mineral parcialmente disuelto; (B) cristales xenomorfo-idiomorfos pseudo-cúbicos y pseudo-hexagonales en poro de disolución; (C) cristales hipidiomorfos pseudo-hexagonales en fractura.

Químicamente, los minerales son heterogéneos y se hallan en un rango intermedio entre los campos de jarosita y alunita pura, con variaciones en las cantidades de Fe y Al (Figura 59A). Las mediciones químicas realizadas con SEM-EDS más cercanas a jarosita pura entregan los valores 42% O, 26% Fe, 16% S, 9% K y 7% Al. También se encuentran minerales dentro de la solución sólida jarosita-natrojarosita, con intercambio iónico entre K^+ y Na^+ (Figura 59B). Pero a diferencia de lo que ocurre con el intercambio K/Na en el grupo de la alunita, el miembro extremo jarosita no se encuentra en ninguna muestra coexistiendo con el de natrojarosita.

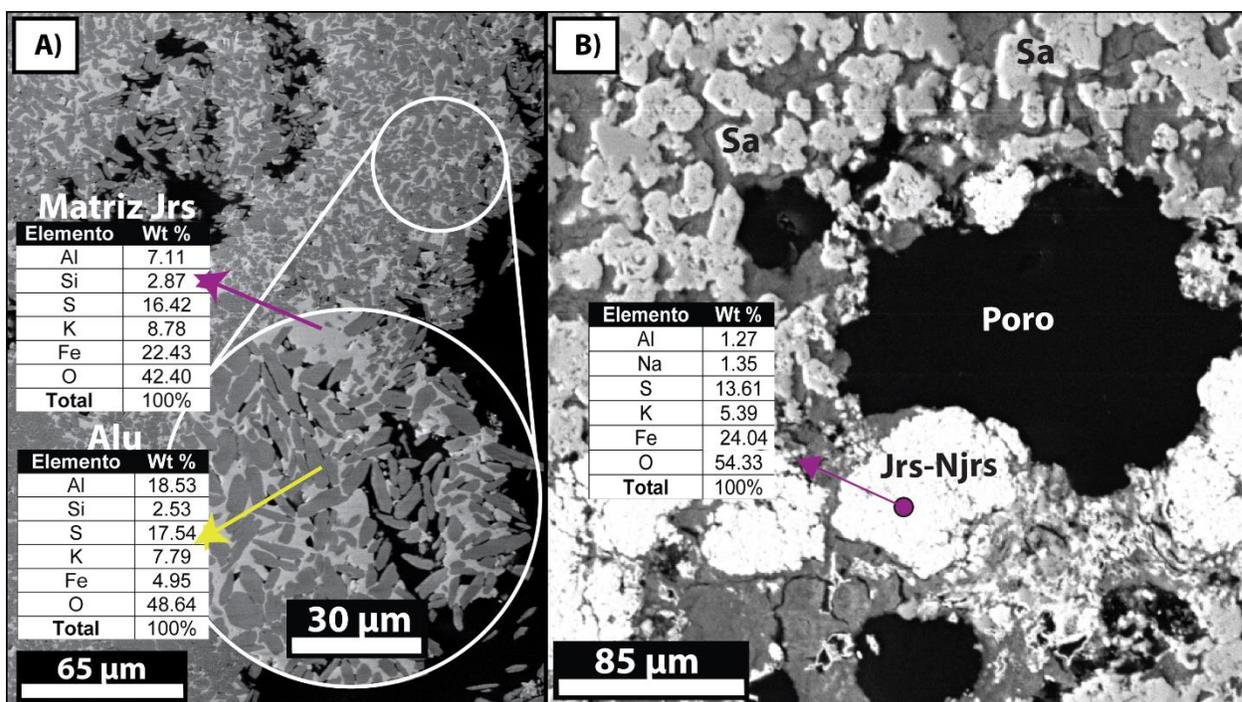


Figura 59. Fotomicrografías SEM-BSE de jarosita (Jrs) con mediciones de química. (A) Jarosita criptocristalina como cemento de alunita (Alu) en matriz de brecha hidrotermal; (B) solución sólida de jarosita-natrojarosita (Njrs) alrededor de poro de disolución en toba.

5.2.3.3 Yeso

El yeso se encuentra en baja proporción en 39 muestras distribuidas a lo largo de toda la superficie estudiada, incluso como eflorescencias en la cima del Volcán Ascotán a los 5400 msnm. (Figura 60).



Figura 60. Eflorescencia de yeso en la cima del Volcán Ascotán.

Crece asociado a minerales del grupo de jarosita, de alunita, illita, esmectita, minerales de sílice y caolinita, principalmente. Además, en muchas muestras ocurre como única fase, por ejemplo en relleno de vetas y vetillas (Figura 61).

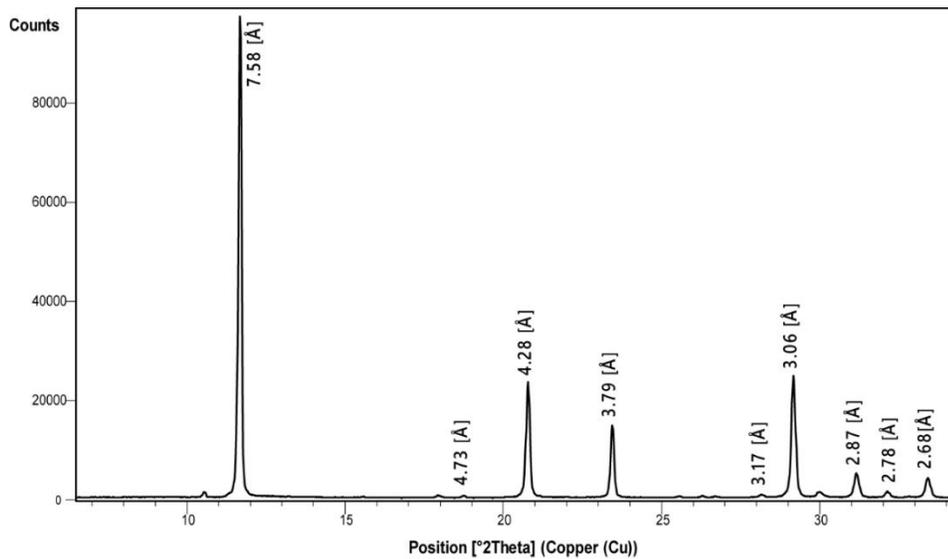


Figura 61. Difractograma de polvo cristalino de vetillas de yeso puro.

Los cristales de yeso abarcan longitudes desde tamaños menores a 2 μm a centimétricos, y se reconocen tres morfologías. (1) Yeso fibroso en vetas y vetillas continuas, también alrededor de minerales disueltos, en rocas volcánicas con alteración intensa y en rocas altamente lixiviadas alrededor de paleofumarolas (Figura 62A-B). (2) Yeso botroidal y fibroso fino, con texturas de disolución, a veces con disposición en abanico, en “costras” o pátinas que crecen en zonas de fractura en rocas alteradas y precipitados hidrotermales (Figura 62C-D). (3) Yeso prismático que alcanza tamaños centimétricos, fracturado, en zonas de depositación hidrotermal alrededor de paleofumarolas y vetillas (Figura 62E-F).

Mediciones semi-cuantitativas con SEM-BSE arrojan la siguiente composición química: 48% O, 28% Ca y 24% S.

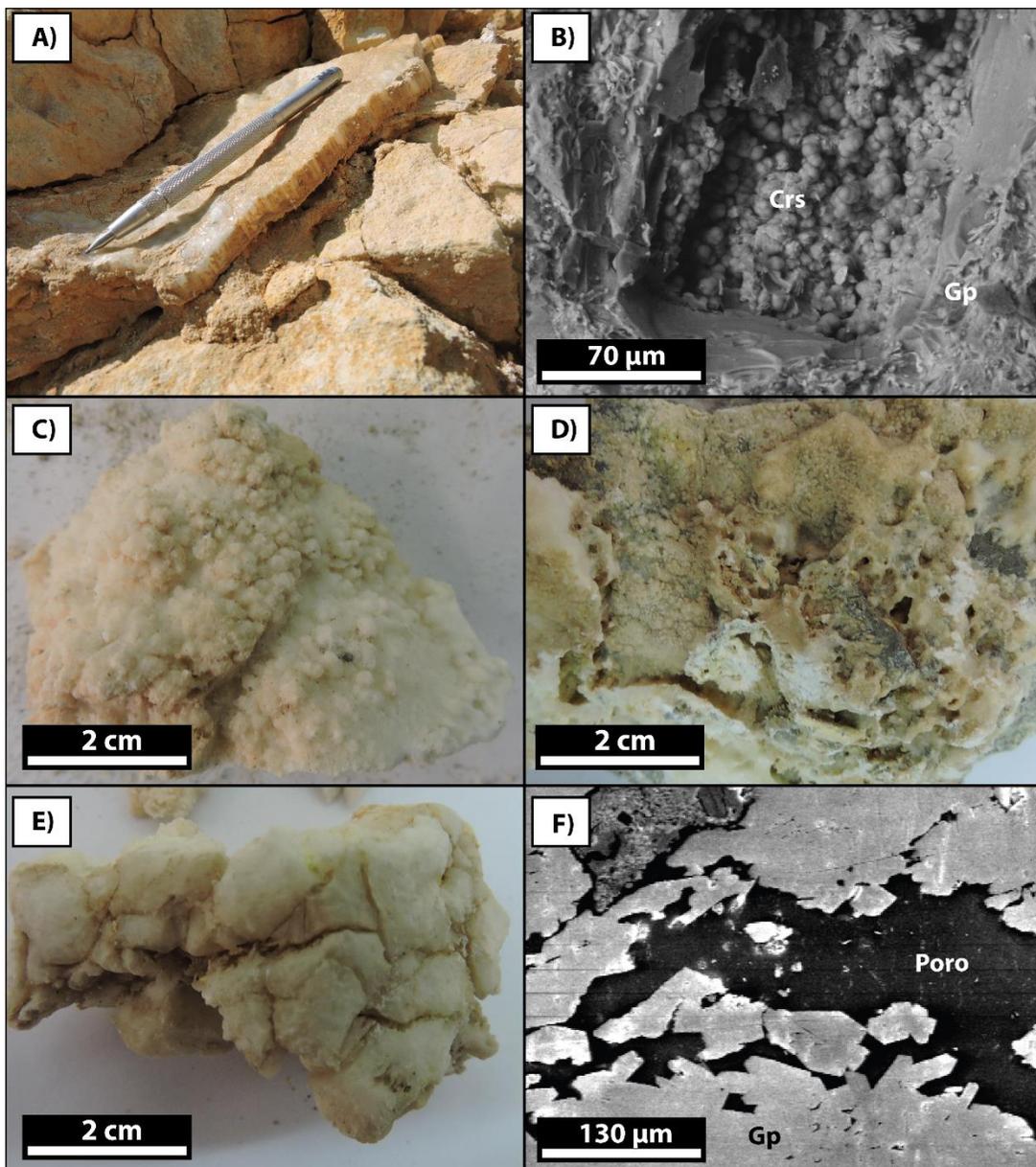


Figura 62. Yeso en muestras. (A) Yeso idiomorfo fibroso en vetas en superficie de tobas; (B) yeso idiomorfo fibroso con disposición en abanico alrededor de un cristal totalmente disuelto y parcialmente reemplazado por cristobalita (Crs), imagen ETD-SEM; (C) yeso botroidal en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola; (E) texturas de disolución en muestra anterior; (F) yeso hipidiomorfo prismático de tamaño centimétrico en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola; (F) yeso hipidiomorfo tabular en poro de disolución, imagen SEM-BSE.

5.2.3.4 Hidroxisulfatos solubles de Fe, Al y Mg

Los hidroxisulfatos solubles de Fe, Al y Mg tienen poca presencia en la superficie muestreada y solo se encontraron en dos muestras. Una de ellas corresponde a una quebrada en las laderas interiores del volcán, que se activa durante los meses de enero y febrero producto de los deshielos que caen desde la cumbre. En esta muestra se reportó mediante análisis DRX alunógeno ($\text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 \cdot 17(\text{H}_2\text{O})$) y halotriquita

($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$) (Figura 63). Ambos minerales crecen con formas botroidales en pátinas sobre rocas volcánicas (Figura 64).

Adicionalmente en la superficie de una lava porfídica altamente diaclasada se reportó la presencia de un hidroxisulfato hidratado de Mg.

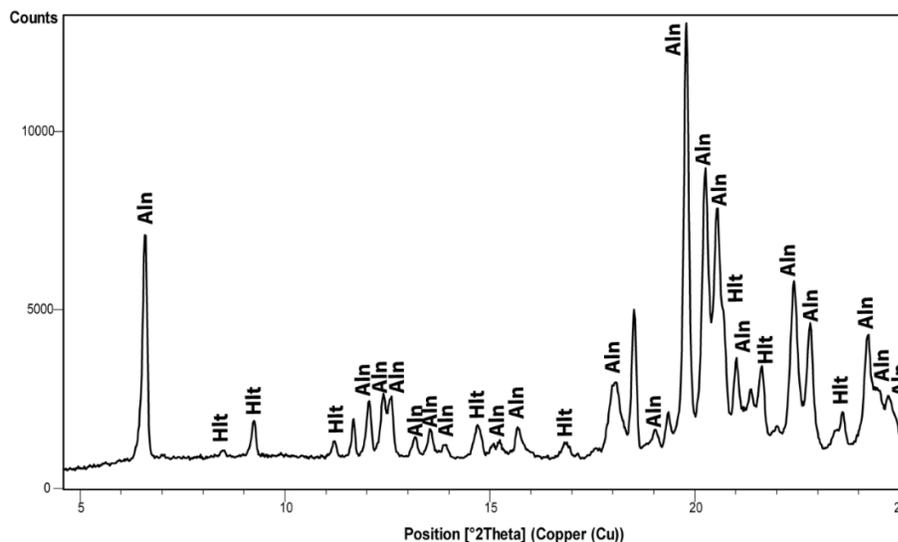


Figura 63. Difractograma de polvo cristalino de sulfatos precipitando en superficie con los hidroxisulfatos alunógeno (Aln) y halotriquita (Hlt).

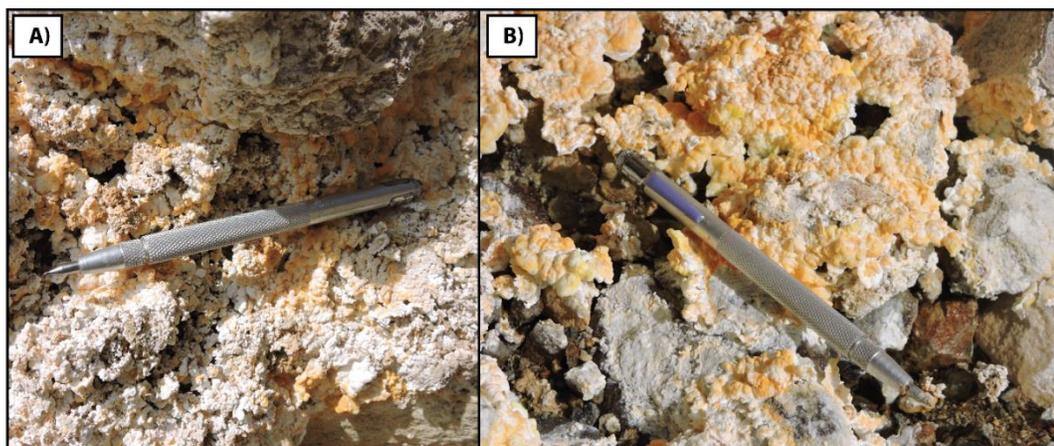


Figura 64. Fotografías a muestra de mano de hidroxisulfatos que precipitan sobre rocas volcánicas.

5.2.4 Óxidos e hidróxidos

Los óxidos e hidróxidos se encuentran distribuidos a lo largo de las zonas de color rojo en la superficie del Volcán Ascotán, presentes en baja proporción en 24 muestras.

Los óxidos e hidróxidos identificados contienen principalmente Fe, Ti, Al, Mg y Mn, e incluyen rutilo, goethita, magnesioferrita, hematita, brucita, pirolusita, gibbsita, periclusa, ferrocolumbita, ilmenita, birnessita y corindón, en orden decreciente de abundancia. Esta distinción se ha realizado con análisis DRX, donde la presencia de estos minerales se asocia a un mayor componente de ruido o “radiación blanca”. Esta característica, junto a

su color rojizo observable a escala de muestra de mano, hacen que la presencia de estos óxidos e hidróxidos sea detectada incluso cuando ocurren en bajas cantidades (<10%).

Estos minerales crecen en las zonas expuestas a la superficie de afloramientos o coluvios, principalmente en lavas. En menor medida, ocurren en rocas piroclásticas y de textura obliterada, las que se ven además alteradas a través de fracturas (Figura 65).

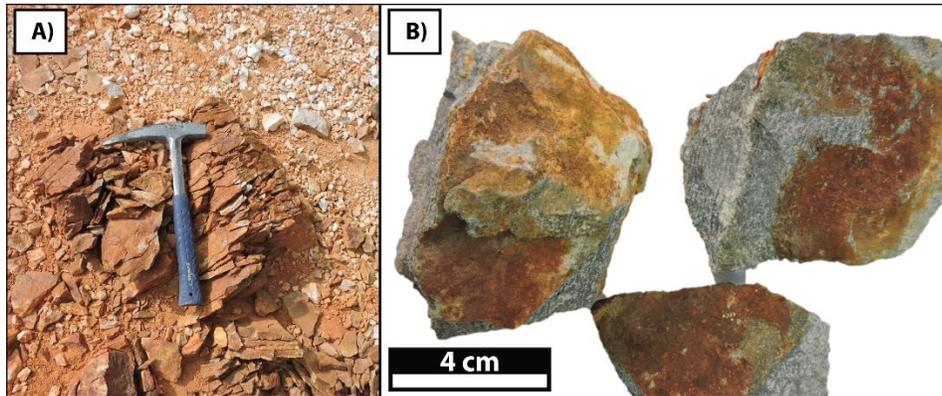


Figura 65. Fotografías de lavas con coloración rojiza debido a pátinas de óxidos e hidróxidos; (A) en afloramiento en terreno y (B) en muestra de mano. Notar caras frescas bajo pátina rojiza.

Con análisis SEM se identifican cristales de goethita hipidiomorfos tabulares, rellenando fracturas y vetillas junto a natrojarosita. También se observan cristales xenomorfos creciendo aisladamente o alrededor de minerales de sílice en rocas con alta cantidad de poros y alteraciones moderadas a intensas (Figura 66).

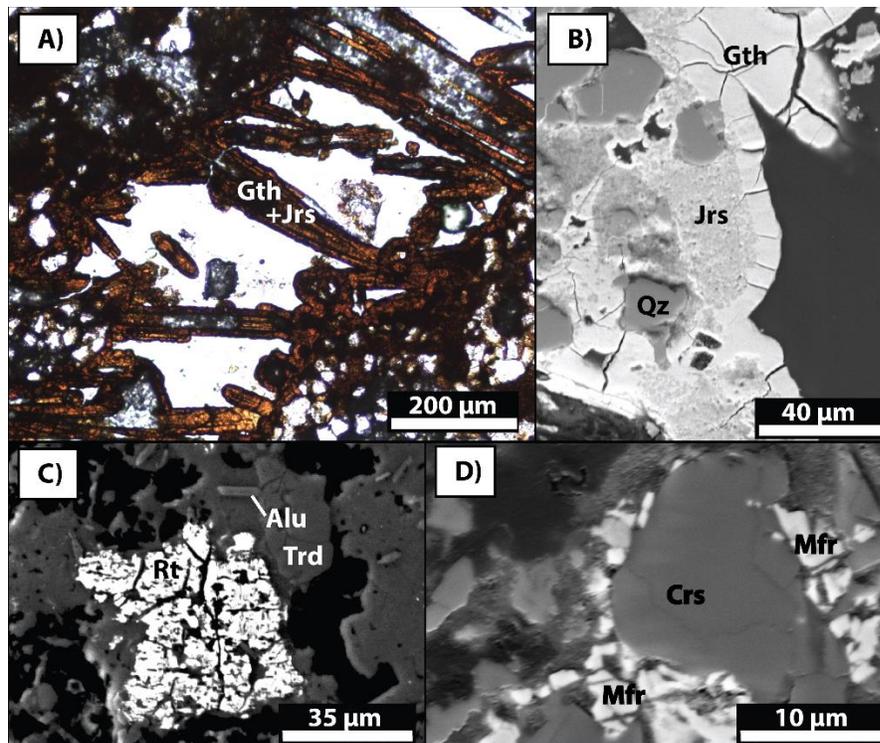


Figura 66. Fotomicrografías de cristales de óxidos e hidróxidos. (A) Goethita (Gth) y jarosita (Jrs) en vetilla, M.O. a NP; (B) zoom al SEM; (C) rutilo (Rt) xenomorfo, con alunita (Alu) y tridimita (Trd), imagen SEM-BSE; (D) magnioferrita (Mfr) de tamaño <2 µm alrededor de un cristal de cristobalita (Crs), imagen SEM-BSE.

5.2.5 Azufre nativo

El azufre nativo se encontró en 12 muestras en los sectores de color blanco del Volcán Ascotán sobre los 5058 msnm, con excepción de dos muestras a los 4906 y 4997 msnm. En estas zonas, se distribuyen alrededor de paleofumarolas que en ocasiones están marcadas por antiguos piques mineros de azufreras.

Este mineral es la fase principal en precipitados hidrotermales alrededor de fumarolas fósiles, donde se encuentran cristales de diámetros hasta 3.5 cm y se asocia a esmectita, yeso, alunita, natroalunita, cristobalita y cuarzo (Figura 67). En brechas hidrotermales y rocas con textura obliterada, la presencia de azufre no supera el 11% de la roca. En estas muestras, crece diseminado y como pequeños cristales que rellenan poros y la matriz de las brechas, junto a tridimita, alunita, cristobalita, jarosita y esmectita (Figura 68).

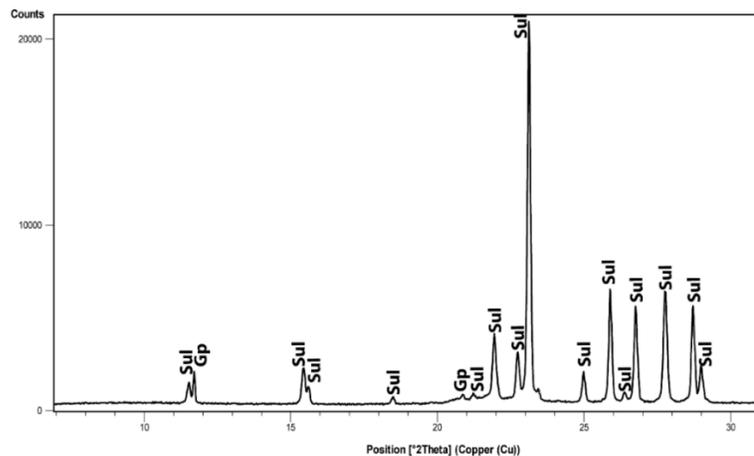


Figura 67. Diffractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal con azufre (Sul) 92% y yeso (Gp) 8%.

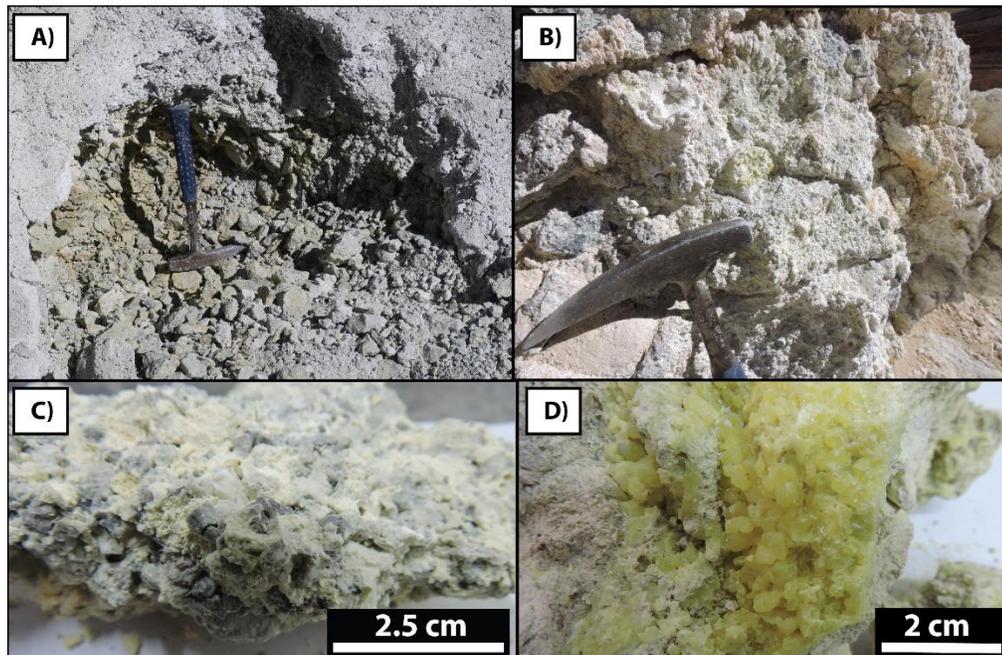


Figura 68. Azufre nativo en Volcán Ascotán. (A) precipitación en paleo-fumarola en terreno; (B) asociado a yeso y cristobalita en roca obliterada; (C) brecha hidrotermal con azufre nativo, alunita, yeso, caolinita, cristobalita y tridimita; (D) cristales centimétricos en precipitados alrededor de paleofumarolas.

5.2.6 Sulfuros

Los sulfuros reconocidos con análisis DRX y SEM son pirita, greigita y calcosina.

5.2.6.1 Pirita

La pirita está presente en las vetillas de dos muestras de toba vítrea que afloran en las zonas de color blanco en la superficie del Volcán Ascotán, sobre los 5032 msnm. En estas muestras, las vetillas también contienen jarosita y alunita, aunque la pirita no está en contacto con ellas. Además presentan vetillas rellenas únicamente con yeso.

Los cristales de pirita son xenomorfos y presentan tamaños entre 100 y 500 μm (Figura 69), y estos últimos llegan a ser reconocibles incluso a escala de muestra de mano.

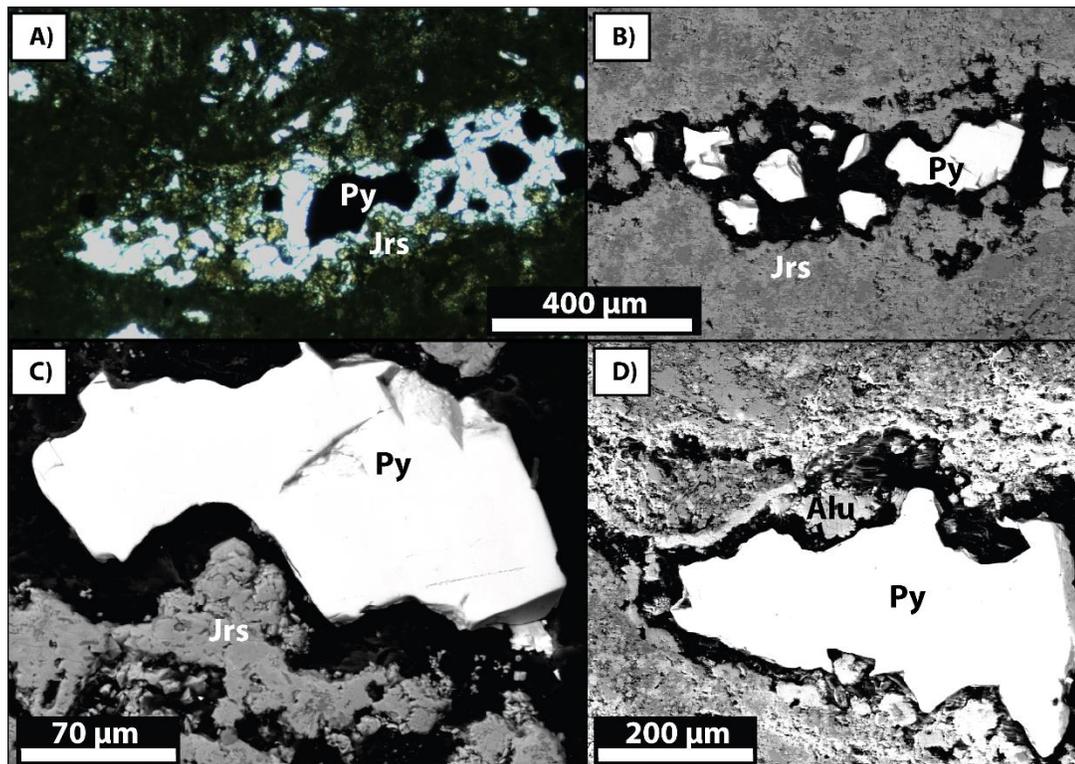


Figura 69. Fotomicrográficas de cristales de pirita (Py) en vetilla. (A) Pirita y jarosita (Jrs) en el borde de vetilla, M.O. a $\times 400$; (B) misma zona en imagen BSE-SEM; (C) cristal de pirita de 200 μm en vetilla con jarosita, imagen BSE-SEM; (D) cristal de pirita de 500 μm en vetilla con alunita (Alu); imagen BSE-SEM.

5.2.6.2 Greigita

La greigita (Fe_3S_4) se reporta en 4 muestras del Volcán Ascotán, en particular en las zonas blancas y marrones, sobre los 5056 msnm. Se distingue de pirita con análisis DRX.

La greigita aparece en rocas con textura obliterada junto a caolinita, alunita, cristobalita, yeso y jarosita, en brechas hidrotermales de aspecto poroso junto a alunita, yeso y jarosita, y en la sutura de vetillas que también tienen cristobalita y alunita, además de jarosita reemplazando a esta última (Figura 70).

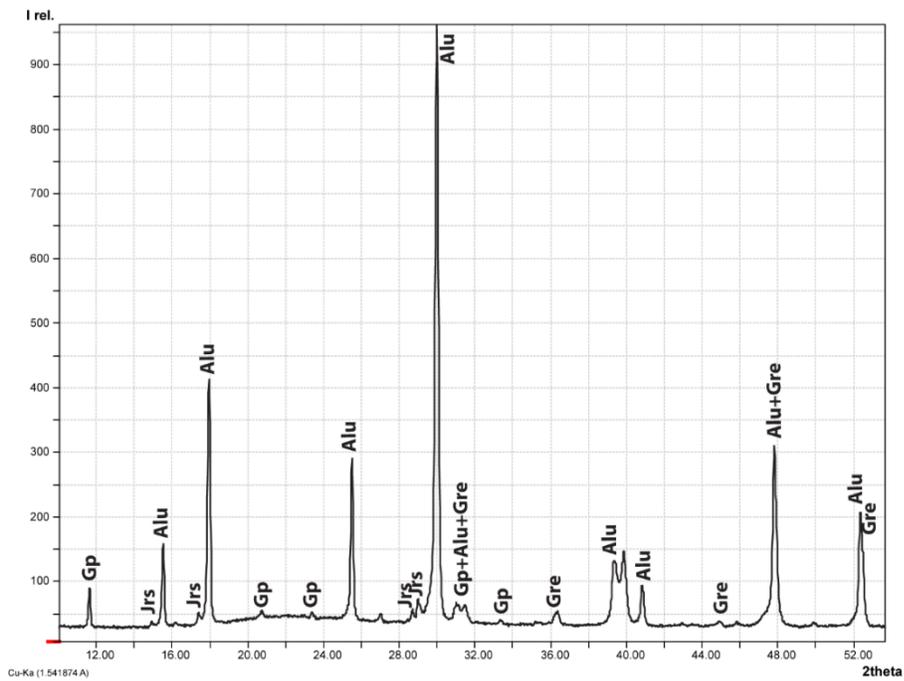


Figura 70. Difractograma de polvo cristalino en brecha hidrotermal con yeso (Gp), jarosita (Jrs), alunita (Alu) y greigita (Gre).

5.2.6.3 Calcosina

La calcosina es reportada con análisis DRX en una única muestra en la superficie alterada del Cerro Barrancane. Esta corresponde a un precipitado hidrotermal alrededor de una paleofumarola cuya fase principal es azufre nativo, y que además presenta cristobalita, pirofilita y calcosina (Figura 71).

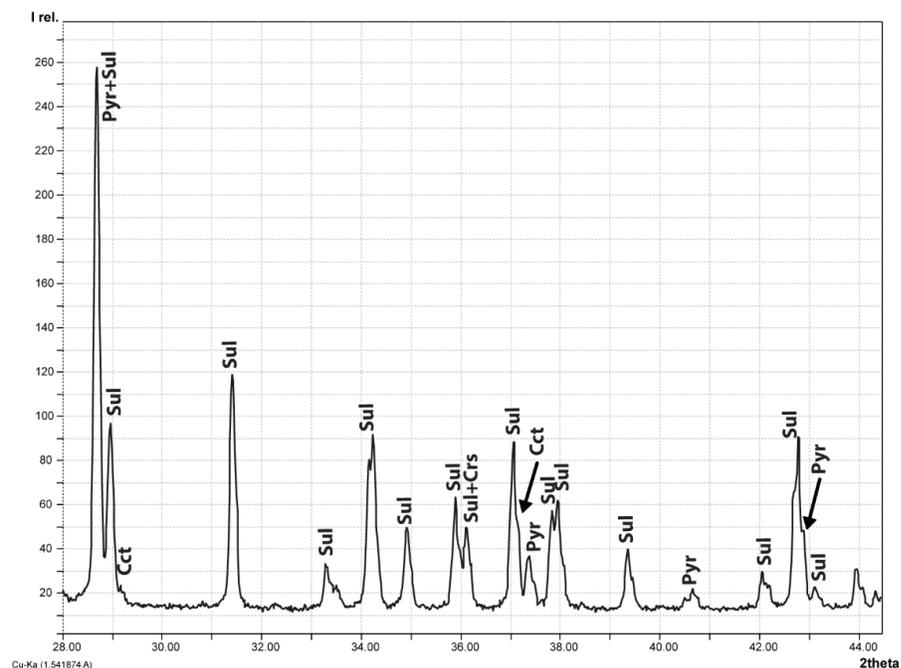


Figura 71. Difractograma de polvo cristalino. Cristobalita (CrS), azufre nativo (Sul), pirofilita (Pyr) y calcosina (Cct).

5.2.7 Silicatos

Además de los silicatos asociados a la litología primaria, se reporta la presencia de ceolita y zunyita en muestras de tobas y lavas, aflorando bajo los 4957 msnm.

5.2.7.1 Ceolita

Se detectó la presencia de minerales de ceolita con análisis DRX en 6 muestras de rocas volcánicas, con alteraciones que van de débil a fuerte y que se encuentran en las zonas de coloración rojiza del Volcán Ascotán. La mineralogía de alteración predominante en estas rocas es cristobalita, yeso, hematita, rutilo y/o illita, y las ceolitas se encuentran en cantidades bajas que no superan el 6% de roca total.

5.2.7.2 Zunyita

La zunyita fue reconocida con análisis DRX en una única muestra perteneciente a las zonas de color blanco del Volcán Ascotán. Esta muestra es una roca con textura obliterada y alteración intensa y pervasiva, que además incluye cuarzo y pirofilita (Figura 72). La zunyita corresponde solo a un 7% de la mineralogía total.

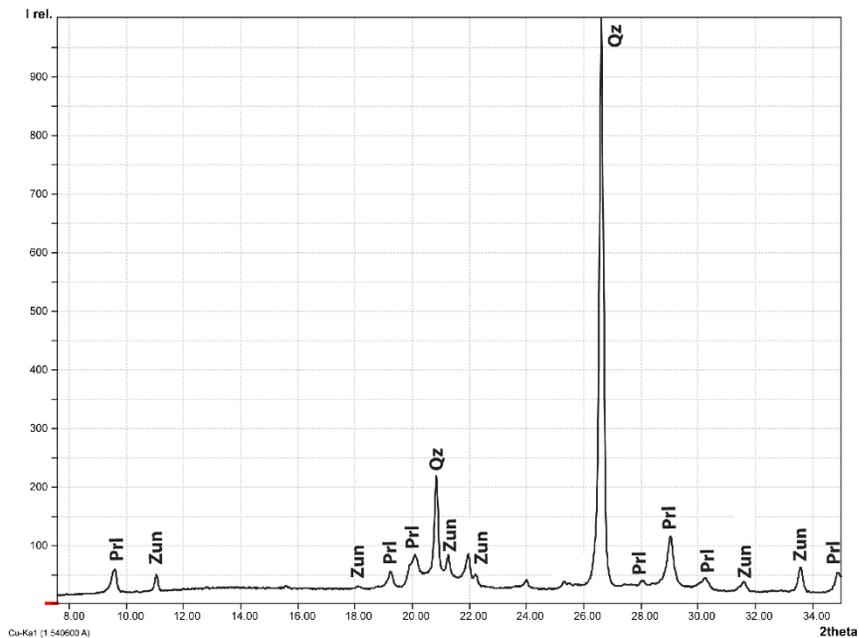


Figura 72. Difractograma de polvo cristalino con alteración de pirofilita (PrI), zunyita (Zun), cristobalita (Crs) y cuarzo (Qz).

5.3 Estructuras en superficie

Existen diversas estructuras en superficie reconocidas en terreno que revelan zonas de mayor circulación de fluidos, entre ellas brechas hidrotermales, zonas de stockwork, fumarolas fósiles con orientación preferente y una falla.

5.3.1 Brechas hidrotermales

Las brechas hidrotermales se encuentran en las zonas blancas de la superficie del Volcán Ascotán, y poseen características que permiten distinguir dos grupos: zona interior y zona sur (Figura 73).

El grupo de brechas hidrotermales de la zona interior se ubica entre 5014 y 5058 msnm., en la actual superficie del Volcán Ascotán, bajo lo que hubiera correspondido a su superficie previo a la pérdida de la cima. Estas brechas presentan mayoritariamente cristobalita, alunita, natroalunita y tridimita, en orden decreciente de abundancia (Figura 49), acompañadas por cantidades variables de caolinita, illita, esmectita, cuarzo, I/S tipo R1 y pirofilita (Figura 39). La silicificación es tal, que los afloramientos de estas brechas son notoriamente más competentes que su alrededor, y se preservan en columnas que llegan a alcanzar 20 m de altura. Por su parte, los cristales de alunita se observan zonados, con zonas más ricas en Na, cercanas al campo de la natroalunita (Figura 55).

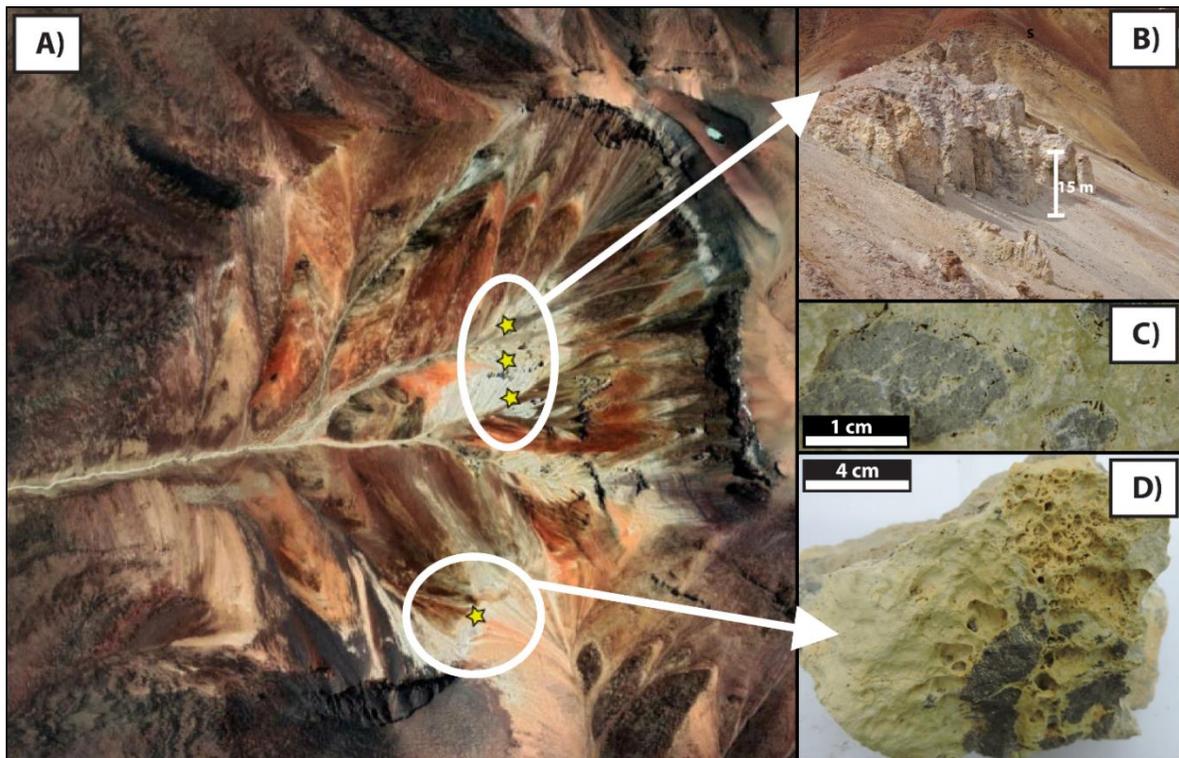


Figura 73. Brechas hidrotermales en Volcán Ascotán. (A) Ubicación de grupos zona interior y sur en superficie; (B) columnas verticales de brechas silicificadas; (C) poros de disolución, comunes a ambos grupos; (D) textura en brechas zona sur con matriz formada casi exclusivamente de alunita.

Por otro lado, las brechas hidrotermales en la zona sur ocurren entre 5192 y 5198 msnm., en el flanco S del Volcán Ascotán, que bien podría haber correspondido a la superficie cuando este aún mantenía su cima. Estas brechas se caracterizan por la alta presencia de alunita (>70% de roca total en todas las muestras), que se observa reemplazada o inmersa en una matriz de jarosita criptocristalina (Figura 59). Además, estas rocas carecen de minerales de SiO₂ y minerales de arcilla, y presentan cantidades variables de yeso, greigita y azufre nativo (Figura 70).

Las características comunes a ambos grupos incluyen su textura brechosa, donde a veces se aprecia forma de *jigsaw* en la disposición de los clastos en la matriz, evidenciando fracturamiento hidráulico (Figura 51B). Además, presentan poros de disolución tanto en su matriz como en el borde de clastos, y se encuentran cruzadas por vetillas sinuosas, continuas y discontinuas, que exhiben la misma mineralogía que su matriz.

5.3.2 Stockwork

Se identificaron estructuras tipo stockwork aproximadamente a los 5050 msnm. en la superficie del Volcán Ascotán. Éstas consisten en un enrejado de vetillas que cruzan toda la roca y cuyo espesor varía entre 0.4 y 20 mm (Figura 74). La mineralogía dominante en estas vetillas consiste en cristobalita y alunita, con cantidades variables de greigita y jarosita. En particular, la greigita crece en las suturas, y la jarosita se encuentra reemplazando a la alunita.

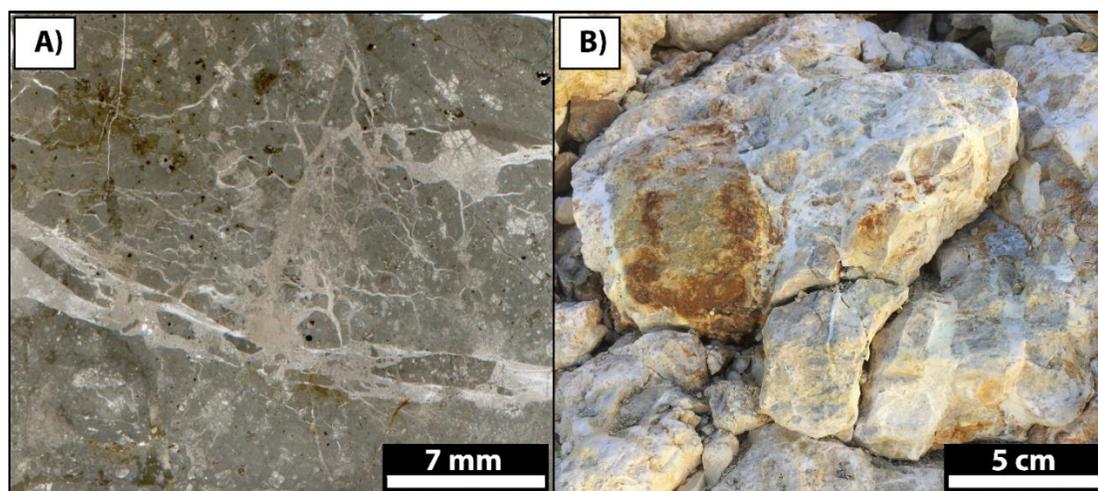


Figura 74. Stockwork en muestra de roca. (A) Escaneo de corte transparente pulido a NP, y (B) afloramiento en terreno.

Adicionalmente, en algunas vetillas se encontró un halo de alteración en la roca encajante cuya mineralogía muy fina no fue posible de reconocer, debido a su tamaño (<0.1 mm).

5.3.3 Fumarolas fósiles

En la superficie del Volcán Ascotán y del Cerro Barrancane ocurren estructuras asociadas a *vents* o fumarolas fósiles, también conocidas como paleofumarolas, sobre los 5053 msnm. y los 4862 msnm., respectivamente. Estas corresponden a marcadas depresiones de superficie circular, a la altura del suelo, cuyos diámetros varían entre 18 cm y 3 m.

En la depresión y los alrededores de estas paleofumarolas se encuentran precipitados hidrotermales con disposición concéntrica y textura fina, de aspecto barroso. Además, se reconoce la presencia de cristales centimétricos y rocas con lixiviación extrema y textura obliterada debido a la alteración intensa y pervasiva. También se reportan texturas de piscina de barro, que evidencian ebullición en superficie (Figura 75).

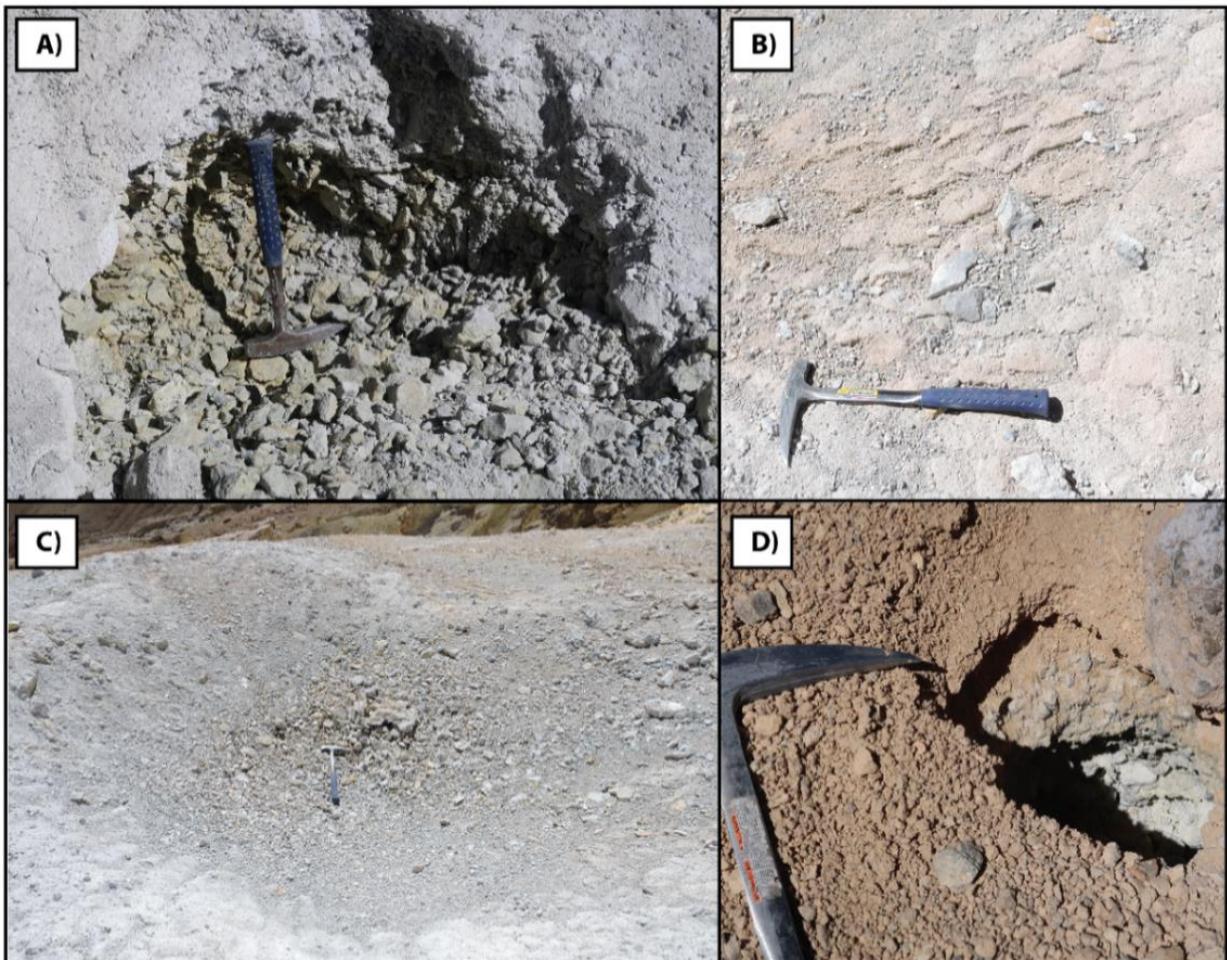


Figura 75. Fumarolas fósiles en terreno. (A) Diámetro de 80 cm y alteración pervasiva de roca que tiene tridimita, cristobalita, alunita, jarosita y yeso; (B) textura de piscina de barro; (C) estructura cóncava de 3 m de diámetro; (D) depresión de 20 cm de diámetro con cristobalita, caolinita, alunita y yeso.

La mineralogía dominante del barro hidrotermal de estas estructuras en el Volcán Ascotán es cristobalita, alunita, yeso, esmectita y azufre nativo, acompañados por cantidades variables de jarosita, tridimita, illita y natroalunita. (Figura 76). Junto a este barro se encuentran cristales de yeso y azufre de tamaño centimétrico, cuya disposición

es concéntrica alrededor de las fumarolas fósiles. A pesar de esta disposición, no se reconoció zonación de centro a borde en la disposición de la mineralogía del barro que precipita alrededor de las fumarolas fósiles.

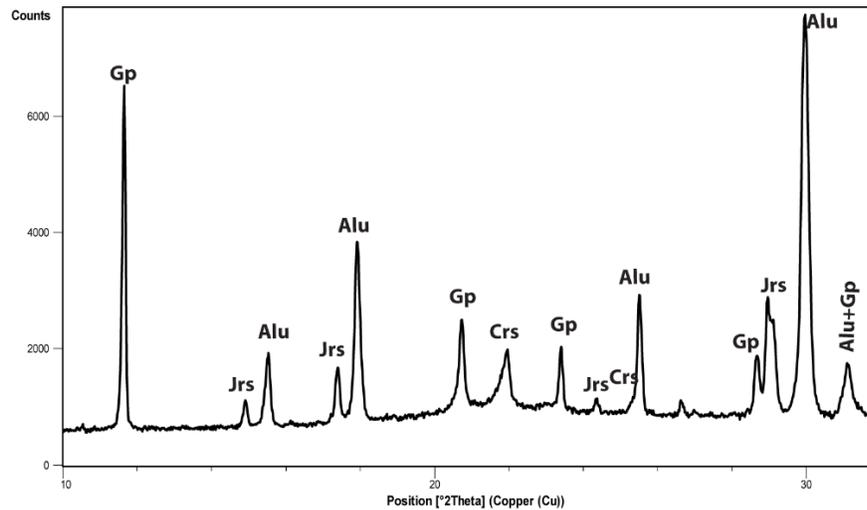


Figura 76. Diffractograma de polvo cristalino en precipitado hidrotermal alrededor de paleofumarola. Yeso (Gp), alunita (Alu), jarosita (Jrs), cristobalita (Crs)

En el Cerro Barrancane, la mineralogía dominante de los precipitados hidrotermales es azufre nativo, con cantidades variables de yeso, cristobalita, cuarzo, pirolusita, calcosina y esmectita. Al igual que para el Volcán Ascotán, el azufre nativo y yeso forman cristales de tamaño centimétrico, y el resto de los minerales tiene aspecto de barro con textura fina. Las rocas alrededor de las paleofumarolas muestran una alteración intensa y pervasiva, cuya mineralogía residual consiste en sílice oqueroso (cristobalita y tridimita).

Las fumarolas fósiles en el Volcán Ascotán tienen una orientación N6E, mientras que en el Cerro Barrancane las 6 paleofumarolas identificadas poseen una alineación en dirección N20W.

5.3.4 Fallas y fracturas

Se reconoció una estructura de discontinuidad en superficie a los 4957 msnm, de 0.5 m de espesor e intruyendo una secuencia de al menos 5 m de potencia, formada por lavas dacíticas altamente fracturadas con respecto a otros afloramientos similares. Esta estructura posee una disposición subvertical con rumbo N15E y manteo 80NW, y sus contactos con la lava encajante varían de nítido a difuso (Figura 77).

La roca que rellena esta discontinuidad es de color gris, cohesiva y posee una textura clástica, formada por fragmentos volcánicos de tamaño milimétrico a centimétrico, insertos en una matriz de tamaño arcilla, por lo que ha sido interpretada como una cataclasita. El análisis DRX de polvo cristalino para esta roca indica que posee la misma mineralogía que la roca de caja dacítica, que consiste en andesina, sanidina, cuarzo, y

óxidos. Por otro lado, el análisis de agregados orientados revela una importante diferencia: mientras que la dacita presenta esmectita como único mineral de arcilla, la matriz de la cataclasita además posee pirofilita y caolinita en alta proporción, acompañadas de halloysita e illita (Figura 78).

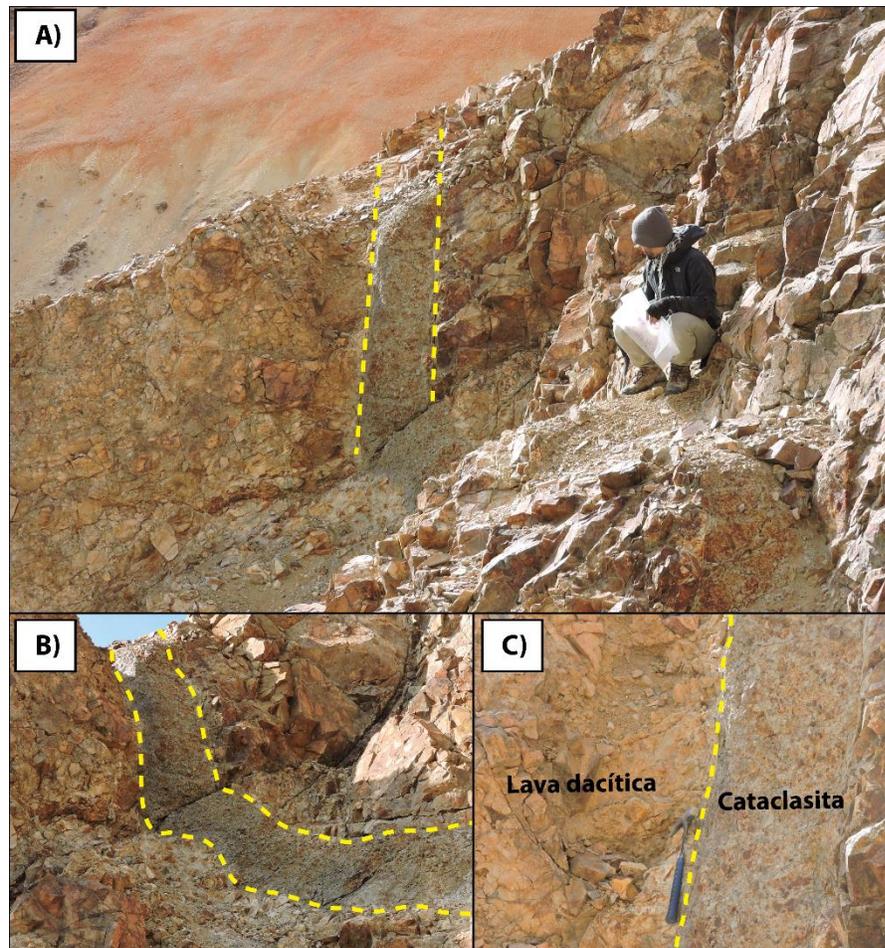


Figura 77. Estructura de discontinuidad en terreno. (A) Vista al norte, se aprecia la estructura subvertical; (B) continuación de la estructura en superficie y (C) un acercamiento a la cataclasita, la lava dacítica encajante y el contacto entre ellas.

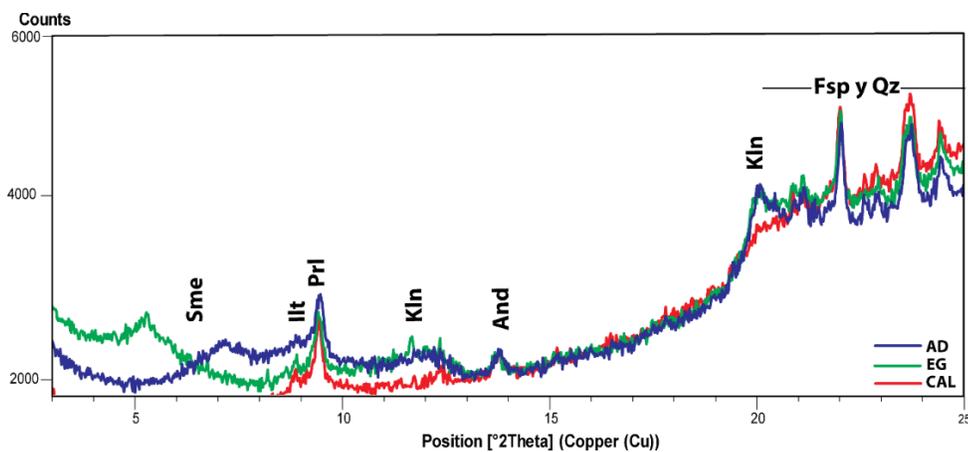


Figura 78. Difractograma de agregado orientado de cataclasita con esmectita, caolinita, pirofilita, andesina, sanidina y cuarzo. AD: Secado al aire (Air Dried); EG: tratamiento con etilenglicol; CAL: Calcinado a 500°C.

Este tipo de estructuras solo fueron reconocidas en este sector de la superficie del Volcán Ascotán. Sin embargo, la prolongación de esta discontinuidad hacia el norte, desde el punto donde se encuentra la cataclasita en la dirección de la falla, intersecta con la zona de stockwork y brechas hidrotermales (Figura 79).

Adicional a esta estructura, se destaca que los afloramientos en terreno se reconocen altamente fracturados con una disposición subvertical, y que la mayoría de los afloramientos poseen alta proporción de poros de disolución. En los sectores central y sureste del volcán, la orientación para este fracturamiento es principalmente ENE. En estas mismas zonas, se observa una dilatación en los poros de disolución en la misma dirección de las fracturas principales

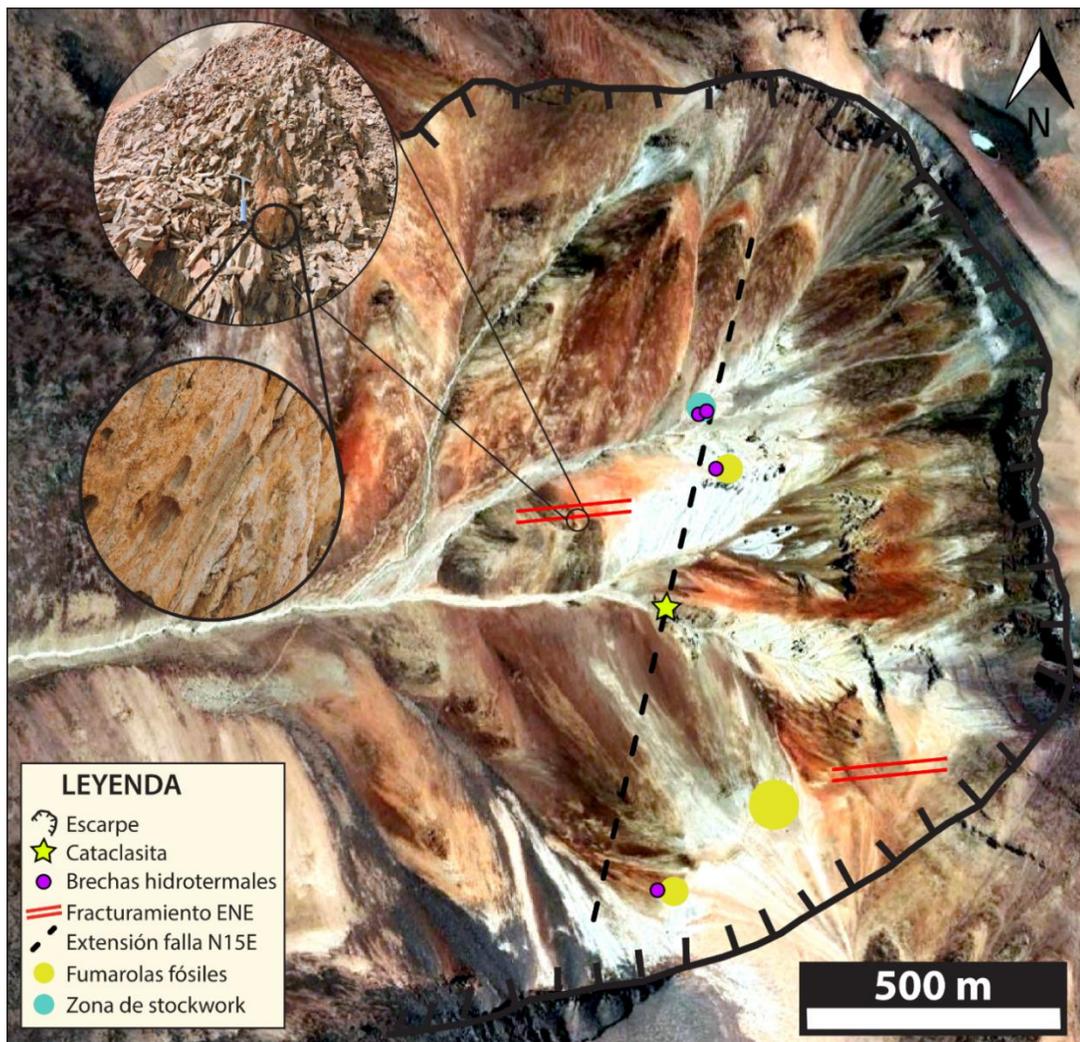


Figura 79. Estructuras en superficie del Volcán Ascotán. Se prolongó la extensión de la falla N15E para mostrar su intersección con las brechas hidrotermales y zona de stockwork en el sector norte. Además, notar que la orientación de las fumarolas fósiles también es NE, similar a la falla. Las fotografías muestran la apariencia fracturada y la orientación de los poros de disolución en afloramientos rocosos de la porción central.

6 DISCUSIONES Y ANÁLISIS

6.1 Ocurrencia, origen y distribución de minerales de arcilla

La distribución de los distintos minerales de arcilla varía a lo largo de la superficie muestreada (Figura 80).

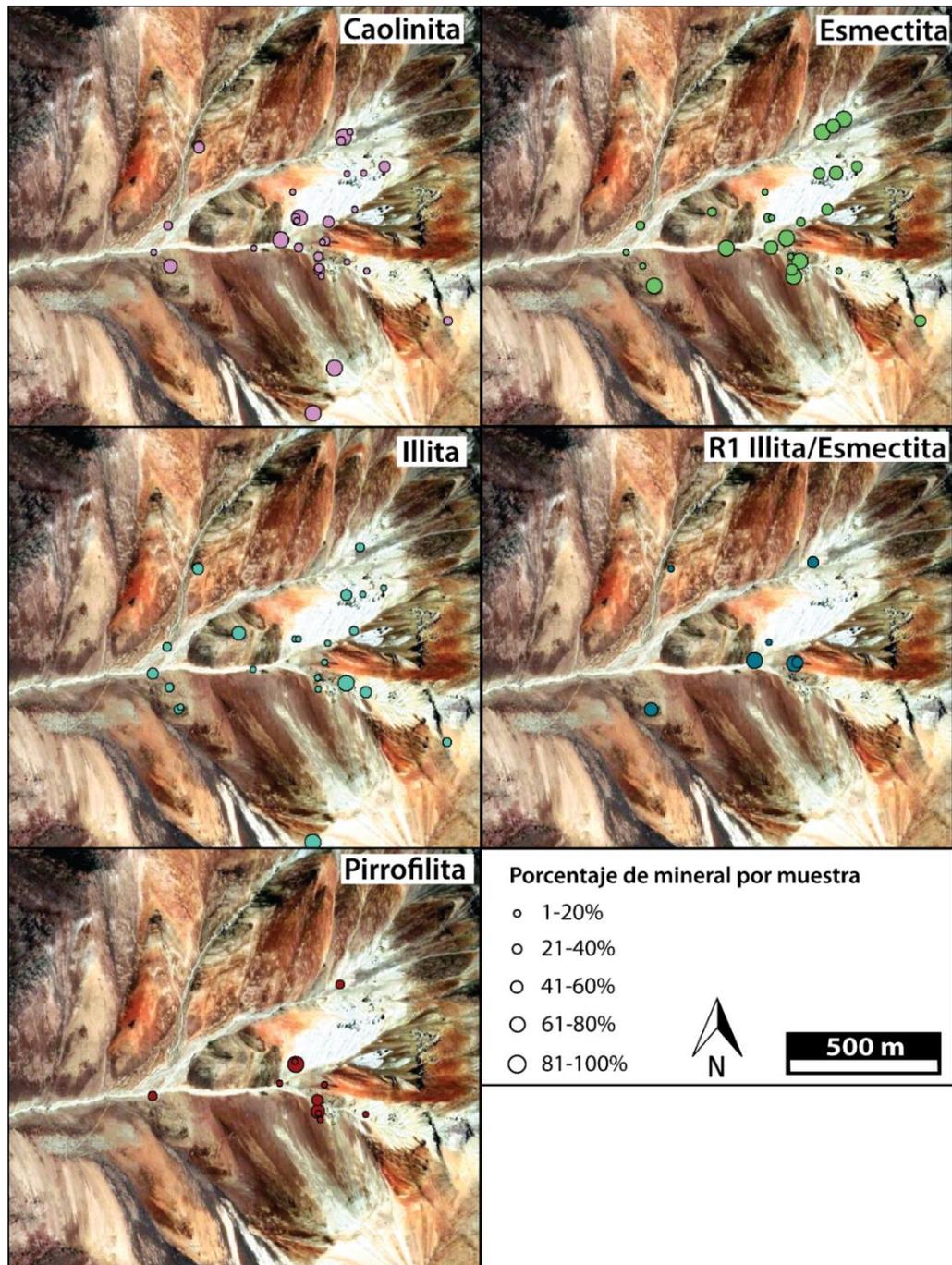


Figura 80. Porcentaje de minerales de arcilla en muestras de la superficie alterada del Volcán Ascotán. Los tamaños de los círculos representan la proporción en cada muestra.

La esmeclita, el subgrupo de la caolinita y en menor medida la illita están ampliamente distribuidas, ocurriendo como relleno y reemplazo de componentes primarios en las rocas

volcánicas. Particularmente, la abundancia de esmectita e illita aumenta hacia los extremos de la superficie muestreada. La asociación caolinita-esmectita es típica de ambientes de pH neutro a levemente ácido (5-6) y $T < 200^{\circ}\text{C}$, propio de alteraciones argílicas o argílicas intermedias (Reed, 1997; Parry et al., 2002), donde crecen con cantidades accesorias de ceolita, sílice amorfa, calcedonia y pirita. La asociación caolinita-illita también se corresponde con alteraciones argílicas, de temperaturas relativamente mayores (220°C), donde se acompañan de dickita y sulfuros (Li et al., 2012). La asociación caolinita-illita-dickita ha sido reportada en ambientes de pH ácido en zonas de alteración argílica avanzada, a $200\text{-}300^{\circ}\text{C}$ (Reyes, 1990; Stimac et al., 2015).

Los minerales de caolinita, esmectita e illita también han sido frecuentemente reportados en alteraciones supérgenas o meteóricas. Los principales atributos mineralógicos para distinguir entre sus orígenes incluyen su morfología, tamaño, y la medición de índices de cristalinidad para minerales del grupo de la caolinita. Adicionalmente, puede estudiarse su asociación con minerales cuyo origen ha sido reconocido mediante isotopía como resultado de una alteración supérgena o por meteorización (Mas et al., 2003; Patrier et al., 2003; Cunningham et al., 2005; Keeling et al., 2015; Ercan et al., 2016; Dill, 2016).

Por otra parte, los I/S tipo R1 y pirofilita presentan una distribución espacial acotada al centro del edificio volcánico, bajo la cota de los 5056 msnm. Esto les otorga su cualidad de minerales índice para zonas de circulación más restringida de los fluidos hidrotermales que los generaron. Los I/S tipo R1 ocurren en zonas argílicas y transicionales, con valores de pH más altos que la pirofilita (Srodon et al., 2009). Sus temperaturas de formación reportadas van desde intermedias-altas, entre $180^{\circ}\text{-}220^{\circ}\text{C}$ (Sistema geotermal Cerro Pabellón, Maza et al., 2018) a bajas, alrededor de $100\text{-}180^{\circ}\text{C}$ (Sistema geotermal Kakkonda, Inoue et al., 2004; Sistema geotermal Tinguiririca, Vázquez et al., 2014). Estos minerales también han sido asociados a orígenes meteóricos (Ferrell et al., 2010).

La pirofilita ha sido señalada en diversos ambientes hidrotermales, manifestando condiciones de bajo pH y altas temperaturas. En sistemas geotermales, es un mineral índice de alteración argílica avanzada, con $T = 200\text{-}320^{\circ}\text{C}$ (Reyes, 1990; Stimac et al., 2015). Por otra parte, en sistemas hidrotermales sub-volcánicos se ha relacionado la presencia de pirofilita y otros minerales como cuarzo, subgrupo de la caolinita y alunita, representando temperaturas hasta 340°C (Ohba & Kitade, 2005). Estos ambientes se han interpretado como magmático-hidrotermales (John et al., 2008; Takakashi & Yahata, 2018). En depósitos epitermales de alta sulfuración, la pirofilita se asocia a alunita, caolinita/dickita y diásporo en zonas de alteración argílica avanzada (Hedenquist et al., 2000). En las partes someras de pórfidos cupríferos se asocia a zunyita, alunita, cuarzo, diásporo, caolinita y otros APS (sulfatos de aluminio-fosfato, Mavrogonatos et al., 2018).

De esta forma la presencia de caolinita, esmectita e illita pueden indicar zonas argílicas, que en profundidad transicionan a I/S tipo R1 y dickita. Esto se condice con la amplia distribución de los primeros tres minerales de arcilla, en contraste con la ocurrencia más restringida y profunda de I/S. Por otro lado, las asociaciones pirofilita-caolinita o pirofilita-

dickita y menor illita, pueden indicar zonas de alteración argílica avanzada restringidas al centro del edificio volcánico, donde la abundancia de pirofilita, en zonas más profundas, revela temperaturas más elevadas.

6.2 Ocurrencia y distribución de minerales de azufre

El azufre en el Volcán Ascotán se encuentra en mayor proporción en su forma oxidada, formando sulfatos, que reducido, como sulfuros o azufre nativo, y la distribución para los minerales de S no es homogénea (Figura 81).

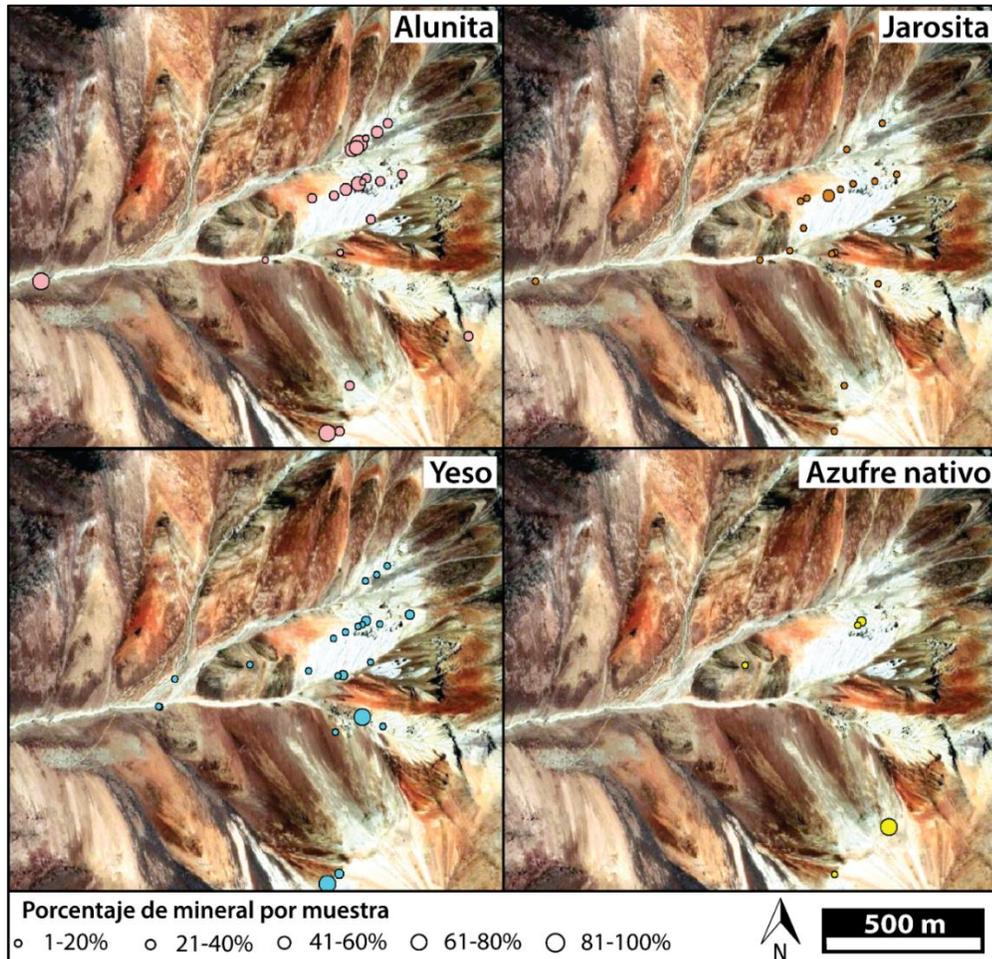


Figura 81. Porcentaje de principales minerales con S en muestras de la superficie alterada del Volcán Ascotán. Los tamaños de los círculos representan la proporción en cada muestra.

El origen del S en prácticamente todos los minerales secundarios ricos en este elemento en estratovolcanes proviene de fases gaseosas que se exsuelven directamente sobre magmas, particularmente H_2S y SO_2 , al interactuar con agua, rocas y la atmósfera (Rye, 2005).

En el Volcán Ascotán, la ocurrencia de azufre nativo está restringida a los alrededores de paleofumarolas y a la matriz de una brecha hidrotermal, indicando un dominio en el estilo

de relleno de espacios abiertos. Esto es coherente con la comúnmente acotada presencia de azufre nativo alrededor de fumarolas, formado en ambientes calentados por vapor por la condensación de gases ricos en SO_2 o H_2S (Zimbelmann et al., 2005; Markússon & Steffánson, 2011; Maza et al., 2021).

El yeso es el sulfato con mayor distribución en la superficie alterada del Volcán Ascotán. En ambientes hidrotermales ácidos, el yeso ocurre en un amplio rango de temperaturas (30-250°C), siempre menores a las de la anhidrita (>200°C) (Reyes, 1990; Inoue, 1995). En particular en fumarolas, su presencia es común junto a azufre nativo e hidroxisulfatos solubles de Fe y Al (Goff & McMurtry, 2000). También puede formarse por procesos de meteorización, asociado a óxidos e hidróxidos de Fe y Al (Ece et al., 2007), o en ambientes supérgenos como consecuencia de la oxidación de pirita (Cunningham et al., 2005; Zimbelmann et al., 2005; Kyne et al., 2013).

Dada la información de la literatura, se desprenden dos orígenes para el yeso del Volcán Ascotán. La mayor parte de este tendría un origen hidrotermal, en particular, los cristales que crecen en vetillas y precipitados hidrotermales con morfologías tabulares. En segundo lugar, los cristales de yeso que crecen en pátinas de color terroso con hábitos botroidales, y los cristales que crecen en vetillas y fracturas abiertas, con morfologías fibrosas y tamaño de grano fino, representarían un origen meteórico o de recristalización.

Por otro lado, la alunita y natroalunita también son minerales dominantes en la alteración hidrotermal del Volcán Ascotán, con una mayor representación en las zonas de color blanco y las porciones más altas. Estos minerales establecen condiciones de pH ácido (pH=1-5; Zimbelmann et al., 2005) y un amplio rango de temperaturas que puede ir desde los 50°C hasta sobre los 300°C (Inoue, 1995; Pirajno, 2009).

En la matriz de brechas hidrotermales, los minerales de alunita presentan importantes variaciones composicionales. Estas van de un centro rombohedral de composición más cercana a alunita pura, hacia bordes difusos con mayor contenido de Na, cercanos al campo de la natroalunita (Figura 55). Estas variaciones son sucesivas, lo que da cuenta de repetidos cambios composicionales en los fluidos hidrotermales de los que precipitaron. Los miembros extremos alunita y natroalunita también coexisten en muestras donde ambos crecen por separado. Dependiendo de la temperatura a la que se hayan formado, la presencia de estos miembros extremos puede indicar altas variaciones en la razón K/Na ($T > 200^\circ\text{C}$), o bajas ($T < 200^\circ\text{C}$) (Deyell & Dipple, 2005).

La jarosita y natrojarosita son los sulfatos menos abundantes, y su presencia está subordinada a la de alunita en una misma muestra, con porcentajes de roca total bastante bajos. El origen hidrotermal para estos minerales se ha reportado tanto supérgeno, asociado a la oxidación de pirita (Cunningham et al., 2005; Ercan, et al., 2016), como hipógeno, indicando ambientes de pH muy bajo (normalmente $\text{pH} < 1$) y alta $f\text{O}_2$ (Zimbelmann et al., 2015; Rodríguez & van Bergen, 2017).

Mayoritariamente, la jarosita y natrojarosita forman un cemento criptocristalino alrededor de cristales de alunita, a veces brechizando a esta última (Figura 57). Este cemento de jarosita indica un evento hidrotermal explosivo posterior al de formación de alunita, que revelaría una disminución en el pH y temperatura, y un aumento de fO_2 del fluido con el tiempo, o una pérdida de la capacidad *buffer* de la roca de caja. Posiblemente este estilo de alteración y el de cristales pseudo hexagonales a pseudocúbicos creciendo en poros, estén representando un origen hipógeno producto de la oxidación de H_2S en gases volcánicos (Zimbelmann et al., 2005; Takakashi & Yahata, 2018). Por otro lado, la jarosita que ocurre en poros de disolución junto a esmectita y óxidos de Fe, Ti y Al, podría tener un origen meteórico por removilización de S proveniente de minerales de alunita o yeso.

Los sulfuros son la clase mineral de S con menor abundancia en el Volcán Ascotán. Es importante notar que su presencia podría estar subestimada ya que no fueron el sujeto principal de este estudio, por lo que su análisis con SEM solo se realizó cuando fueron encontrados en vetillas. Además, sus bajas proporciones en roca total los hacen difíciles de identificar mediante análisis DRX. Si bien las muestras con sulfuros también reportan sulfatos, las evidencias texturales indican que cada clase se forma por eventos hidrotermales distintos. Ejemplo de esto son las vetillas rellenas parcialmente por alunita y jarosita en sus bordes, que hacia el centro están disueltas y su sutura rellena por pirita (Figura 69), indicando una falta de equilibrio entre estas fases. Otro ejemplo son las vetillas rellenas por pirita pura y por yeso puro, que se encuentran en una misma muestra.

Adicionalmente, la escasa presencia de pirita (solo fue encontrada en dos muestras) vuelve improbable el desarrollo de alteraciones supérgenas en la superficie expuesta del Volcán Ascotán. Por esto, en este trabajo se ha optado por otorgarle un origen meteórico a los minerales de arcilla y sulfatos que podrían estar entre estas dos opciones. De todas maneras, existe mayor posibilidad de encontrar alteraciones supérgenas en la superficie del Cerro Barrancane, ya que en su superficie se encontró una muestra con un 7% de calcosina alrededor de una fumarola fósil. Esta muestra de calcosina podría estar indicando enriquecimiento secundario.

6.3 Asociaciones minerales y zonas de alteración hidrotermal

En base a la mineralogía de alteración se definen 7 asociaciones minerales:

- (1) Alunita + yeso + azufre nativo ± cristobalita ± jarosita ± halloysita ± esmectita ± calcosina.
- (2) Alunita + cristobalita ± caolinita ± yeso ± jarosita ± natroalunita ± tridimita ± cuarzo ± greigita ± esmectita ± illita ± pirofilita.
- (3) Alunita + caolinita ± cristobalita ± tridimita ± natroalunita ± jarosita ± greigita.
- (4) Cuarzo + pirofilita + caolinita ± dickita ± zunyita ± illita ± yeso ± halloysita ± goethita ± gibbsita.

(5) Esmectita + tridimita ± cristobalita ± caolinita ± yeso ± halloysita ± ceolita ± magnesioferrita

(6) Cristobalita + illita ± esmectita ± I/S tipo R1 ± caolinita ± halloysita ± dickita ± tridimita ± ceolita

Estas asociaciones presentan una distribución en superficie que permite distinguirlas especialmente (Figura 82), y relacionarlas a diversos ambientes hidrotermales.

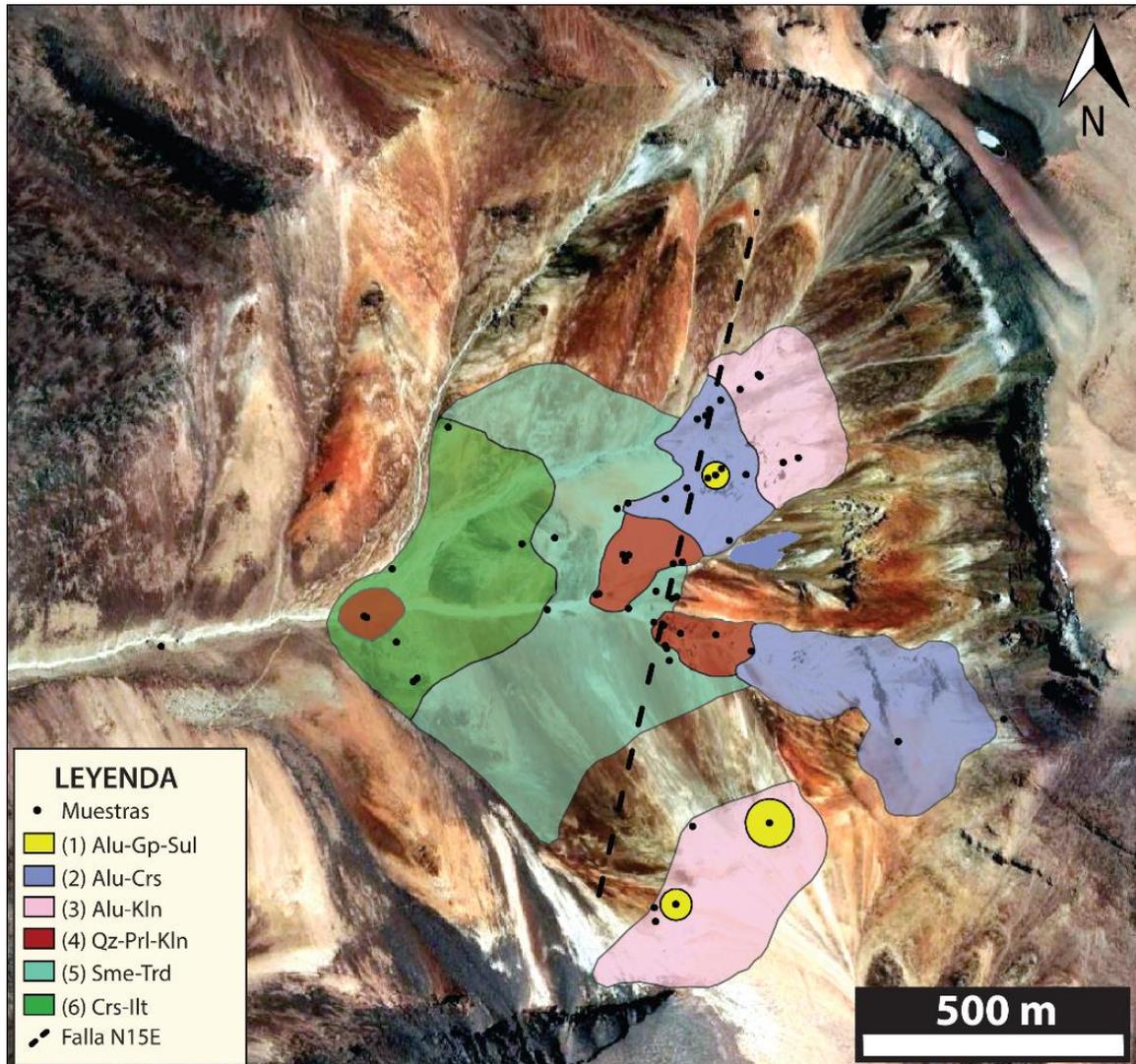


Figura 82. Zonas de alteración hidrotermal en la superficie del Volcán Ascotán. AAA: alteración argílica avanzada, AA: alteración argílica. Además se indica la falla descubierta en terreno. Los números entre paréntesis corresponden al de cada asociación mineral.

6.3.1 Alteraciones argílicas avanzadas

Las alteraciones ácido-sulfato o argílicas avanzadas indican en general condiciones de pH básico (entre 1 y 3.5) y temperaturas que no sobrepasan los 300°C. Estas se encuentran en porciones someras de sistemas porfídicos, en las partes internas

superficiales de edificios volcánicos, en depósitos epitermales de alta sulfidación, sistemas geotermales, entre otros (Sillitoe, 2000; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Ece et al., 2013; Hedenquist & Taran, 2013). Es posible definir las alteraciones en base a su mineralogía de alteración, donde los minerales dominantes normalmente son cuarzo y otras fases de SiO₂, alunita, caolinita, azufre nativo, yeso, anhidrita, APS, zunyita, diásporo, pirofilita, topacio y/o pirita. Como se mencionó en el marco teórico, estas alteraciones pueden ocurrir en los ambientes vapor magmático, magmático-hidrotermales, calentados por vapor y supérgenos.

En este trabajo se identifican las alteraciones argílicas avanzadas por la presencia dominante de combinaciones de alunita, caolinita, azufre nativo, cristobalita, pirofilita, cuarzo y/o yeso. Están representadas por las asociaciones (1)-(4), que se detallan a continuación.

6.3.1.1 Alunita + yeso + azufre nativo

Las paleofumarolas del Volcán Ascotán y el Cerro Barrancane presentan la asociación (1) alunita + yeso + azufre nativo ± cristobalita ± jarosita ± halloysita ± esmectita ± calcosina. En el Volcán Ascotán se encuentran a los 5060 y 5180 msnm, y en el Cerro Barrancane, entre los 4862 y 5000 msnm. Los minerales de alunita hojosa, jarosita, halloysita y esmectita se presentan como precipitados hidrotermales con disposición concéntrica y textura fina de aspecto barroso, sin una zonación de centro a borde en la paleofumarola. El yeso y el azufre nativo ocurren como precipitados hidrotermales de tamaño centimétrico. Alrededor de ellos, se preservan rocas con lixiviación extrema y textura obliterada, compuestas por minerales de sílice como cristobalita.

La depositación en ambientes de fumarola ocurre a partir de la precipitación de fluidos gaseosos magmáticos, que al ascender a superficie, pierden solubilidad producto de la baja de presión (Hedenquist & Taran, 2013). Esto puede verificarse con las texturas de piscina de barro alrededor de esta asociación mineral, que demuestran ebullición en superficie. La asociación dominante indica que la composición de estos fluidos es de pH fuertemente ácidos (pH<3) y temperaturas hasta 100°C indicadas por el yeso y azufre nativo (Adams et al., 2017; Takakashi & Yahata, 2018; Piochi et al., 2019).

Otros precipitados hidrotermales con esta asociación permiten identificar nuevas zonas formadas en ambientes de fumarola, que no fueron reconocidas en terreno ya que su estructura concéntrica no es preservada. La asociación clave para esto consistió en la paragénesis yeso-azufre nativo. Por su parte, los minerales de arcilla se encontraron solo en dos muestras del Cerro Barrancane, por lo que su presencia no fue útil para encontrar nuevas zonas de paleofumarolas.

En la Figura 82 puede verse que las zonas de fumarolas fósiles se encuentran alejadas del centro del edificio volcánico, y poseen una orientación que coincide con el rumbo de

la falla NE reconocida en terreno. Esto permite darle un control estructural al ascenso y descarga de los vapores magmáticos.

6.3.1.2 Alunita + cristobalita

La asociación (2) alunita + cristobalita ± caolinita ± yeso ± jarosita ± natroalunita ± tridimita ± cuarzo ± greigita ± esmectita ± illita ± pirofilita se caracteriza por presentar altas proporciones de SiO₂ con textura oquerosa. Está presente de forma intensa en parches de alteración en rocas donde la componente volcánica es casi irreconocible, en vetas y vetillas, además de brechas hidrotermales y zonas de stockwork. Esta asociación se encontró únicamente en la superficie del Volcán Ascotán, entre 4987 y 5246 msnm.

Parte del yeso reconocido en esta asociación parece ser hipógeno (cristales fibrosos relleno de vetas y vetillas) y estaría genéticamente relacionado a eventos hidrotermales. La presencia de vetillas de yeso fibroso en brechas hidrotermales manifiesta distintas etapas para estos eventos. La otra porción de yeso podría tener un origen meteórico (cristales fibrosos de tamaño más pequeño y costras de color blanquecino o terroso con cristales botroidales), asociado a los minerales accesorios de esmectita, illita y jarosita. De hecho, parte de la jarosita se observa creciendo en los bordes de cristales de alunita, lo que podría indicar una recristalización de los mismos en condiciones oxidantes.

Además de la cristobalita, la alunita es el mineral principal de esta asociación, con tres morfologías (rombohedrales, seudocúbicas y tabulares), y tamaños de hasta 50 µm, a veces zonados y con poros de disolución. El gran tamaño para cristales de alunita, la ausencia de caolinita en altas proporciones (probablemente formada posteriormente), y la escasa presencia de pirofilita, podrían indicar un ambiente magmático-hidrotermal para esta asociación (Rye et al., 1992; Zimbelmann et al., 2005; Piochi et al., 2019).

La zonación entre K⁺ y Na⁺ observada en las alunitas indican que su formación se dio a través de varios eventos hidrotermales, donde o bien hubo una variación significativa en la proporción K/Na del fluido hidrotermal, o un cambio en la temperatura de este. La presencia de poros de disolución en los cristales de alunita refuerza esta idea, donde los cambios en las propiedades termodinámicas en los fluidos habrían generado procesos de precipitación y disolución. Sumado a esto, la brechización de cristales de alunita por un cemento de jarosita criptocristalina revela un evento posterior, con disminución en el pH (<1) y temperatura, y aumento en fO₂. Es posible que estos eventos causantes de la alteración en el Volcán Ascotán estén asociados a distintos pulsos magmáticos y su desgasificación.

La ausencia de componentes primarios (volcánicos) debido a la alta intensidad de alteración, y la distribución cercana al centro del edificio volcánico para esta asociación mineral, con una cota máxima por debajo de la cima actual, refuerzan la idea de un origen magmático-hidrotermal. No es posible estimar la temperatura de formación basado

únicamente en la mineralogía, ya que estos minerales hidrotermales pueden ser estables en un variado rango de condiciones. Aun así, correlacionando la mineralogía con otros estudios que combinan datos de isotopía, se pueden estimar temperaturas variadas entre 100-300°C (Rye, 2005; John et al., 2008).

6.3.1.3 Alunita + caolinita

La asociación (3) alunita + caolinita ± cristobalita ± tridimita ± natroalunita ± jarosita ± greigita está presente en el Volcán Ascotán y el Cerro Barrancane, entre los 5062-5196 y a los 4966 msnm respectivamente. Ocurre como alteración intensa en rocas volcánicas, rocas de textura obliterada y brechas hidrotermales, muchas veces rellenando vetillas donde precipita greigita. Esta asociación se caracteriza por tener bajas proporciones de minerales de SiO₂ comparadas con el resto de las muestras.

En este grupo se identifica caolinita con el mejor ordenamiento cristalino (AGFI=1.6), además de caolinita de orden regular (AGFI=1.1). Los cristales de alunita son principalmente de tamaño <2 μm y asociada a poros de disolución, donde se encontraron como fase principal en bandeamientos coloformes. La jarosita es muy escasa, no sobrepasando el 5% y asociada a alunita, como reemplazo de esta.

La asociación principal alunita-caolinita y las características mineralógicas para ellas, sumado a su distribución, manifiestan que esta paragénesis se ha formado por un proceso hipógeno, posiblemente en un ambiente calentado por vapor o ‘*steam-heated*’ (Piochi et al., 2019). Estos ambientes se forman cuando el H₂S se oxida por O₂ atmosférico sobre el nivel freático formando H₂SO₄, que es absorbido por agua subterránea que es calentada por estos vapores. La presencia escasa de jarosita también es concordante con una alteración calentada por vapor (Rye, 2005).

En volcanes activos, el H₂S puede provenir de la ebullición de fluidos profundos o directamente del magma en ascenso (Rye, 2005). Por lo general en este medio las temperaturas son menores a 150-200°C (concordante con caolinita con buen ordenamiento) y pH ácidos, de valor mayor a 2 (Inoue, 1995; John et al., 2008).

6.3.1.4 Cuarzo + pirofilita + caolinita

La asociación (4) cuarzo + pirofilita + caolinita ± dickita ± zunyita ± illita ± yeso ± halloysita ± goethita ± gibbsita se presenta desde moderada a intensa. Se encuentra entre los 4787 y 5032 msnm únicamente en el Volcán Ascotán, y su extensión ocurre hasta aprox. 600 m bajo la paleosuperficie (altura que habría tenido el volcán previo a la pérdida de su cima). Además, se restringe a zonas cercanas al centro del actual edificio volcánico.

Esta asociación se caracteriza por presentar altas proporciones de pirofilita, que llega a ocurrir en una proporción de 25% en roca total. El yeso en este grupo es el único mineral

de azufre, que suele crecer como cristales fibrosos rellenando vetillas y fracturas, lo que probablemente indica un origen posterior, asociado a la removilización de S de otras muestras por aguas meteóricas. La caolinita es variada, presentándose con buen y pobre ordenamiento cristalino, con valores AGFI de 1.55 y 0.51, respectivamente. Además, hay presencia de dickita y en menor medida, halloysita. Esto puede indicar dos orígenes: uno hipógeno para las dickitas y caolinitas de buen ordenamiento, y uno meteórico para caolinitas de bajo ordenamiento junto con halloysitas.

Gracias a la presencia de cuarzo y pirofilita como minerales dominantes, y dickita como mineral accesorio, se indican temperaturas entre 200-320°C para esta asociación. Para la muestra que presenta cuarzo-pirofilita-zunyita la temperatura podría haber alcanzado los 350°C (Pirajno, 2009; Stimac et al., 2015). La presencia de illita está subordinada a altas pirofilita en una misma muestra, indicando una estabilidad a pH propios de alteraciones ácido-sulfato (pH<3; Watanabe & Hedenquist, 2001).

La mineralogía de alteración y sus altas temperaturas de formación son consistentes con un ambiente magmático-hidrotermal, que ocurre debido a la exsolución de fases sobre magmas en desgasificación (John et al., 2018; Takakashi & Yahata, 2018). Estas alteraciones normalmente tienen lugar alrededor de conductos volcánicos a mayor profundidad que alteraciones calentadas por vapor, lo que es consistente con la distribución de muestras en la superficie del Volcán Ascotán.

6.3.2 Alteraciones argílicas

Las alteraciones argílicas se encuentran distribuidas con la mayor extensión en la superficie del Volcán Ascotán. Se caracterizan por la presencia dominante de los minerales de arcilla illita y esmectita, que indican condiciones de pH débilmente ácidas (pH 5-6) y temperaturas que varían dependiendo de cuál es el dominante (Hedenquist & Arribas, 2019). Su presencia fue detectada únicamente en el Volcán Ascotán, lo que probablemente se deba a que se intentó muestrear toda su superficie, en contraposición al Cerro Barrancane, donde los puntos de control fueron específicos a zonas de antiguas fumarolas y piques mineros, y no a una ausencia de alteraciones argílicas en este último. Estas alteraciones se representan por las asociaciones (5) y (6).

6.3.2.1 Esmectita + cristobalita

La asociación (5) esmectita + tridimita ± cristobalita ± cuarzo ± caolinita ± yeso ± halloysita ± ceolita ± magnesioferrita se encuentra en muestras con alteraciones que abarcan el rango débiles-intensas, entre los 4807 y 5127 msnm en el Volcán Ascotán. Ya que la mayoría exhibe parte de sus componentes primarios, probablemente el cuarzo detectado refleje la mineralogía primaria volcánica de cada muestra, sin estar en equilibrio con los otros minerales de la asociación. De la misma manera, el yeso y la magnesioferrita, que

ocurren en baja proporción como pátinas en la superficie de afloramientos y coluvios, posiblemente corresponden a procesos meteóricos. Como se encuentran en las zonas más expuestas de las rocas, estos minerales son los responsables de los colores marrones-rojizos que caracterizan a esta asociación.

Como mineral de alteración hidrotermal, la esmectita es estable bajo los 150°C, condiciones a las que también lo son la caolinita, cristobalita y ceolitas (Browne, 1978; Inoue et al., 2004). De esta forma, esta asociación se caracteriza por ser estable a menor temperatura, mayor pH y ocurrir en una disposición espacial más distal del centro del edificio volcánico en comparación a las alteraciones argílicas avanzadas. Todo esto indica que fue formada por procesos de neutralización y enfriamiento de los fluidos ácidos que circularon cercanos al conducto volcánico principal, probablemente debido a la una mayor interacción con las rocas volcánicas hospedantes (Piochi et al., 2019).

6.3.2.2 Cristobalita + illita

La asociación (6) cristobalita + illita ± esmectita ± I/S tipo R1 ± caolinita ± halloysita ± dickita ± tridimita ± ceolita caracteriza muestras con alteraciones de intensidad débil, moderada y fuerte, a una altitud de 4819-5097 msnm. Las condiciones de pH son similares a las que se desprenden por la asociación esmectita-cristobalita (5-6), pero con una mayor temperatura. Los interestratificados I/S tipo R1 reflejan temperaturas entre 150-230°C, y la illita es estable entre 230-270°C (Inoue, 1995; Inoue et al., 2004; John et al., 2008). Esto es coherente con la presencia de dickita, que es estable en rangos de 150-300°C, y con su distribución espacial, la que ocurre a mayor profundidad que la asociación esmectita-tridimita.

Así, el proceso de formación para esta asociación es el mismo que el de la asociación esmectita-tridimita, salvo que se habría formado a mayor profundidad, lo que es reflejado por las temperaturas de formación más altas. A pesar de que en esta asociación también se encontraron muestras con altos porcentajes de esmectita, se ha notado que su mayor presencia ocurre en las partes expuestas de las rocas, y un mayor porcentaje de illita en las partes no expuestas.

Como se mencionó anteriormente, los minerales de arcilla en ambientes volcánicos también pueden formarse por procesos de meteorización (Mas et al., 2003). En general, la esmectita se asocia a las caras expuestas a la superficie de las rocas muestreadas, pero también ha sido reconocida en las porciones internas de afloramientos y muestras, junto con el resto de minerales de arcillas y sulfatos. Esto hace suponer que los minerales de arcilla sí están reflejando condiciones hidrotermales, aunque una fracción de la esmectita también evidencie procesos meteóricos posteriores.

6.4 Controles para la alteración hidrotermal en Volcán Ascotán

La distribución de la alteración hidrotermal en la superficie del Volcán Ascotán se ha usado como un indicio de las zonas que existieron dentro del edificio volcánico previo a la pérdida de su cima y de su actividad magmática-hidrotermal. Las transiciones entre las zonas reconocidas pueden ser atribuidas a diferencias en la temperatura, composición del fluido, razón fluido/roca, permeabilidad, tiempo, condiciones de fO_2 y variaciones en la composición química del material precursor (Ece & Schroeder, 2007; Vidal et al., 2018; Maza et al., 2018).

Gran parte de las alteraciones descritas muestran un desarrollo espacial que ocurrió alrededor del conducto magmático principal en tiempos de actividad para el Volcán Ascotán. Esta relación ya ha sido demostrada anteriormente, en estudios detallados de la disposición de asociaciones minerales de alteración hidrotermal alrededor de edificios volcánicos (John et al., 2008; Takakashi et al., 2018). Además de esto, se proponen dos otros factores que controlan esta distribución: (1) la litología primaria, es decir, de las rocas volcánicas y (2) la configuración estructural. Estos factores inciden en variaciones en la permeabilidad de distintas zonas, y por ende, en variaciones en la razón fluido/roca.

6.4.1 Litología primaria

No existe un mapa a escala que dé cuenta sobre las rocas volcánicas que componen al Volcán Ascotán. A pesar de esto, con el muestreo en superficie se encontraron distintas litologías que vuelven este sistema hidrotermal variable en términos de permeabilidad.

La permeabilidad de las rocas, asociada al tamaño de grano y composición, ha demostrado ser un control de primer orden en el desarrollo de sistemas geotermales e hidrotermales (Lagat, 2007; John et al., 2008; Sillitoe, 2010; van de Meer et al., 2014; Veloso et al., 2019). En este estudio, la permeabilidad se relaciona con la intensidad de alteración, que es un indicador de qué tan completamente una roca ha reaccionado para producir nuevos minerales y texturas. Además, la intensidad se propone como independiente del proceso de alteración al que se someta una roca (Gifkins et al., 2005).

Las rocas volcánicas encontradas en la superficie del volcán se dividen a grandes rasgos en tobas y lavas. En general, las rocas volcánicas y plutónicas se asocian a litologías de baja permeabilidad al compararlas con rocas clásticas o sedimentarias, y logran interacciones fluido/roca limitadas, dificultando el desarrollo de la mineralogía de alteración en equilibrio con los fluidos que circulan (Harvey & Browne, 2000). Aun así, dentro de las rocas volcánicas, las tobas han sido descritas como más permeables, en particular las que presentan mayor porosidad y composiciones vítreas (Ece et al., 2013).

Esta diferencia aplica para las muestras encontradas. A pesar de que la mineralogía de alteración es similar en tobas y lavas, la intensidad de alteración es notoriamente mayor en muestras de toba (Tabla 3).

Tabla 3. Muestras de tobas y lavas del Volcán Ascotán, su intensidad y minerales de la alteración hidrotermal.

N°	Muestra	Tipo de roca volcánica	Intensidad alteración	SiO ₂	Kln sub	Prl	Sme	Ill	R1	Gp	Alu Gr	Jrs Gr	Oxido	Sul	Py
1	ASA1	Toba cristalina	Moderada	x	x	x									
2	ASA2	Toba vítrea	Intensa	x					x			x	x		
3	ASA6	Toba lítica	Moderada	x	x		x	x		x			x		
4	ASA6B	Toba lítica	Moderada	x	x	x	x	x				x	x		
5	ASA10A	Toba vítrea	Moderada	x						x					
6	ASA104	Toba lítica	Moderada	x			x								
7	ASA108	Toba lítica	Moderada	x			x	x		x			x		
8	ASA108C	Toba lítica	Intensa		x		x	x							
9	ASA113	Toba lítica	Fuerte	x	x		x			x	x	x	x		
10	ASA114	Toba vítrea	Fuerte	x			x	x		x					x
11	ASA115B	Toba lítica	Fuerte	x						x	x	x	x		
12	ASA116	Toba cristalina	Moderada	x			x			x					
13	ASA117	Toba vítrea	Fuerte		x		x	x					x		x
14	ASA120	Toba lítica	Fuerte	x	x		x	x			x	x			
15	ASA124	Toba lítica	Fuerte	x	x	x	x	x		x					
16	ASA125	Toba cristalina	Sutil	x			x								
17	ASA125B	Toba cristalina	Sutil	x											
18	ASA126	Toba cristalina	Moderada	x	x			x		x		x			
19	ASA127	Toba vítrea	Intensa	x	x	x	x	x		x		x	x		x
20	ASA129	Toba vítrea	Intensa	x	x		x			x					
21	ASA205	Toba lítica	Intensa	x							x	x			
22	ASA207	Toba lítica	Fuerte	x						x	x				
23	ASA208	Toba lítica	Intensa	x							x	x			
24	ASA209	Toba vítrea	Intensa	x						x	x	x			
25	ASA220	Toba lítica	Intensa	x	x		x	x			x	x			
26	mASA207	Toba lítica	Intensa	x	x						x				

N°	Muestra	Tipo de roca volcánica	Intensidad alteración	SiO ₂	Kln sub	Prl	Sme	Ill	R1	Gp	Alu Gr	Jrs Gr	Oxido	Sul	Py
1	ASA101	Lava porfídica	Moderada	x						x			x		
2	ASA102	Lava porfídica	Débil	x	x		x								
3	ASA102B	Lava porfídica	Moderada	x	x			x	x		x	x			
4	ASA103	Lava porfídica	Moderada	x	x				x			x			
5	ASA109	Lava porfídica	Débil	x	x			x	x			x			
6	ASA118	Lava afanítica	Débil	x				x	x						
7	ASA119	Lava porfídica	Sutil	x			x	x							
8	ASA121	Lava porfídica	Débil	x	x		x								
9	ASV101	Lava porfídica	Débil												
10	ASA123B	Lava porfídica	Moderada	x											
11	ASA202	Lava porfídica	Sutil	x									x		
12	ASA203	Lava porfídica	Débil	x			x					x	x		
13	ASA210	Lava porfídica	Moderada	x							x				
14	ASA235.1	Lava porfídica	Sutil	x	x		x	x			x	x	x		
15	ASA-Mn	Lava porfídica	Sutil												
16	ASV200	Lava porfídica	Sutil				x						x		
17	ASV206	Lava porfídica	Sutil										x		
18	ASV201	Lava porfídica	Débil	x									x		
19	ASV202	Lava porfídica	Sutil				x						x		
20	ASV203	Lava porfídica	Débil	x			x						x		

21	ASV204	Lava porfídica	Débil		x
22	mASV201	Lava porfídica	Moderada		x
23	mASV202	Lava porfídica	Sutil		x
24	mASV203	Lava porfídica	Débil	x	x

En particular para las tobas, las líticas y vítreas comprenden alteraciones que van de moderadas a intensas, mientras que las tobas cristalinas solo presentan grados de alteración entre sutil y débil (Figura 83). La descripción petrográfica indica que la mineralogía de alteración se concentra principalmente en la matriz y fragmentos líticos, en su mayoría andesíticos. Esto puede deberse a que el vidrio es un componente inestable, que se disuelve más rápido que los materiales cristalinos en presencia de fluidos hidrotermales, así como también las partículas submicrónicas que forman la matriz.

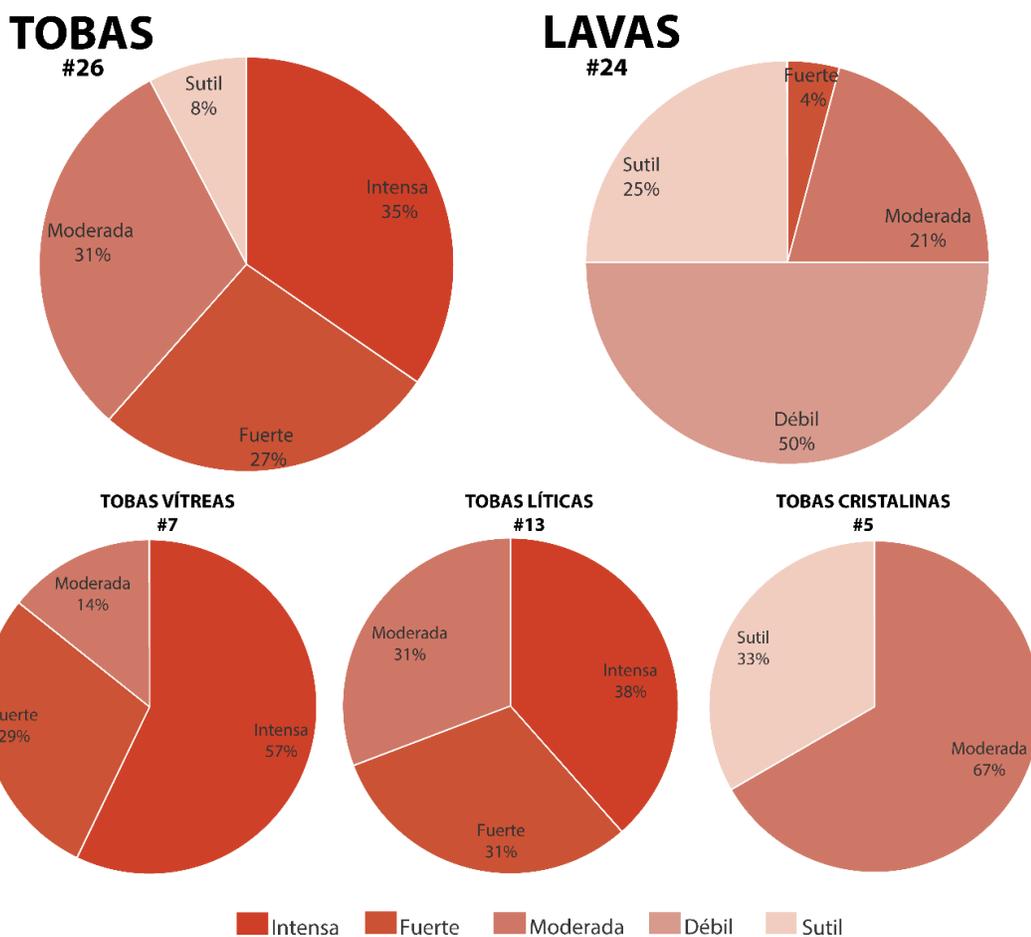


Figura 83. Intensidad de alteración para muestras de toba y lava. Notar que las alteraciones más intensas se concentran en tobas, particularmente tobas vítreas. Las alteraciones menos intensas se concentran en lavas y tobas cristalinas.

Por su parte, las lavas presentan intensidades de alteración que en general no superan el grado de moderada. De hecho, la mitad de ellas presentan alteraciones que no superan el grado de débil, y no se encontraron muestras con alteración intensa. Su intensidad de alteración es similar a la de tobas cristalinas, indicando que probablemente la presencia

de fenocristales en alta proporción disminuye la permeabilidad de la roca. Esto se condice con las observaciones de terreno, donde los afloramientos de lava son más competentes que los de tobas, presentando un fracturamiento por lo general ortogonal, mientras que estas últimas se observan con un fracturamiento más denso y en más direcciones.

En las rocas con alteraciones de intensidad sutil no fue posible identificar asociaciones minerales que se correspondieran con una de las seis asociaciones identificadas, descritas en el capítulo anterior. Por lo tanto, la distribución de las zonas de alteración está subordinada a la aparición de litologías lo suficientemente permeables para que estas puedan desarrollarse.

6.4.2 Configuración estructural

El rol de una red de fracturamiento y porosidad para la propagación de fluidos hidrotermales en sistemas volcánicos y geotermales ha sido ampliamente estudiado (Lagat, 2009; Stimac et al., 2015; Vidal et al., 2017; Vidal et al., 2018; Bolós et al., 2019).

La configuración estructural regional dominante en la zona tiene tendencia NW, indicada por la presencia de diversas estructuras como la falla Calama-Olacapato-El Toro, activa y de cinemática transversal sinistral (Tibaldi et al., 2017). Se han reconocido otras estructuras inversas de orientación similar que van desde los 19° a los 22°S aprox. (Allmendinger et al., 2005). A una escala menor también se ha reconocido esta orientación NW, con la alineación de los volcanes Araral, Ascotán y Barrancane y otras cadenas volcánicas circundantes del área, incluido el Graben Incalairi o Pabelloncito (Figura 5, Sellés & Gardewed, 2017).

Recientemente, Taussi et al. (2021) una configuración estructural ENE para el Complejo Volcánico Incalairi situado solo 30 km al SE de la zona estudiada, basándose en mediciones de CO₂ difuso, temperatura de suelo y reconocimiento de morfologías en terreno. En su trabajo encontró que las mayores temperaturas y valores de CO₂ difuso se dan en las intersecciones de estructuras ENE con la ya mencionada configuración NW. Estas intersecciones han sido previamente reconocidas en la ZVC para otros sistemas geotermales (Giordano et al., 2013; Veloso et al., 2019; Haffen et al., 2020).

En este estudio se ha reconocido una configuración estructural principal en el Volcán Ascotán con orientación NE, lineamiento en el cual la permeabilidad es mayor que en otras zonas del volcán. Esto se expresa a través de su alineación con las configuraciones de mayor razón fluido/roca, como brechas hidrotermales, zonas de stockwork y paleofumarolas (Figura 79). La principal estructura de discontinuidad, de orientación N15E, se encuentra rellena por una roca descrita como cataclasita, por lo que se ha interpretado como una falla en superficie. La alineación entre esta falla con las evidencias de ebullición en superficie, sin encontrarla en sectores ajenos al Volcán Ascotán, permite establecer un control local para ella.

Dado que a ambos lados de la estructura interpretada como falla se encuentra la misma lava dacítica, no es posible inferir su cinemática. La falta de este elemento, sumado al grosor de 50 cm para ella, abre la posibilidad de que corresponda a un antiguo conducto magmático, como parte del sistema volcánico sub-superficial del Volcán Ascotán. Si este fuera el caso, la alineación de este dique con las demostraciones de ebullición en superficie estaría revelando una conexión entre las estructuras volcánicas e hidrotermales, como es esperable, manteniendo una influencia de carácter local para ambos tipos. Además, la ocurrencia de pirofilita como mineral dominante en la roca, indicaría que adicional al ascenso de magma, de igual manera hubo circulación de fluidos hidrotermales a alta temperatura por esta estructura.

Subsidiario a esta orientación principal, se ha encontrado una configuración ENE producto de la dilatación de poros de disolución y el fracturamiento en afloramientos rocosos. La red de fracturas observada en terreno se encuentra normalmente rellena por mineralogía de alteración en vetas y vetillas, demostrando que sí existe una permeabilidad secundaria asociada a ella. Es más, en las intersecciones de estructuras NE con el fracturamiento ENE aparecen las principales dos zonas de fumarolas fósiles observadas en terreno y las que tienen cristales de azufre de mayor tamaño.

Dadas las características hidrotermales asociadas a estos principales lineamientos, se infiere que esta configuración determinó en parte la circulación de fluidos que generaron la alteración hidrotermal en el Volcán Ascotán, en particular las zonas de ebullición y deposición violenta. Se reconoce que la orientación principal es la NE y subsidiaria a ella aparece la ENE. Estas dos orientaciones están a su vez subordinadas a la influencia de la ubicación del conducto magmático principal (zonación de las asociaciones alrededor de este) y a los distintos horizontes de permeabilidad producto de la litología primaria.

Por otro lado, la configuración regional NW sí fue detectada en el Cerro Barrancane, que se encuentra a 7 km hacia el SE del Volcán Ascotán. En él, se encuentra una clara orientación N20W para sus 6 fumarolas fósiles.

6.5 Colapso de flanco como responsable de la morfología de cráter abierto

Una de las principales características que resalta a simple vista en el Volcán Ascotán corresponde a su morfología de herradura abierta hacia el oeste y el escarpe asociado (Figura 79). Esta particularidad es compartida con otros edificios del área, donde el más próximo corresponde al Cerro Barrancane. En su descripción a escala regional, Sellés & Gardewed (2017) proponen esta morfología como de “cráter abierto”, sin otorgarle un origen debido a que no se un distingue depósito de colapso a los pies del volcán. Aun así, proponen un origen glaciario para el valle de orientación NE que cae desde la cumbre erosionada del volcán hacia el salar, mediante el reconocimiento de depósitos glaciares del Pleistoceno Superior sin estructuras morrénicas preservadas (Figura 4).

En este estudio se propone que el origen para esta morfología es un colapso de flanco, condicionado por la inestabilidad propia de las rocas del Volcán Ascotán, caracterizadas por una alteración hidrotermal intensa y ampliamente extendida. Esta idea fue por primera vez propuesta por Francis & Wells (1988), a través de un análisis con sensores remotos en la ZVC donde se identificaron 28 conos volcánicos con este tipo de morfología que no habían sido descritos en la época. Los nuevos antecedentes de las características de la alteración hidrotermal permiten retomar esta idea.

El colapso del flanco de un volcán ocurre cuando este se vuelve estructuralmente incapaz de soportar su propia carga y una de sus laderas se vuelve inestable, perdiendo gran parte de su material interno. A pesar de que pocos volcanes han sido descritos con remociones del tipo colapso de flanco, estudios indican que la mayoría de ellos deben sufrir algún grado de deslizamiento lento de sus laderas, relacionado a intrusiones magmáticas o a sus alteraciones internas (De Vries et al., 2000; Cecchi et al., 2004). La actividad hidrotermal, particularmente la lixiviación por fluidos ácidos, ha sido reconocida como un factor para la inestabilidad de edificios volcánicos (Watters et al., 2001; Zimbelmann et al., 2005), en particular en la ZVC (Godoy et al., 2017). Incluso, las alteraciones ácido-sulfato han sido relacionadas a eventos de colapso de flanco responsables de la morfología de herradura en la cima de volcanes (John et al., 2008).

EL Volcán Ascotán exhibe un amplio desarrollo de zonas de alteración argílica y argílica avanzadas (Figura 82). La zona de alteración argílica ha sido reconocida como la de mayor extensión, en la que los minerales de esmectita componen hasta el 61% de la fracción fina. Por otro lado, en las zonas de alteración argílica avanzada predominan minerales de arcilla como caolinita y pirofilita. En las porciones más profundas (a menor altitud), las muestras presentan hasta 47% en peso de caolinita en roca total, y hasta un 25% pirofilita para roca total. Por su parte, en las zonas más someras (mayor altitud), la caolinita llega a ser hasta 51% en roca total.

La gran abundancia de estos minerales puede haber sido la responsable del debilitamiento del edificio interno del volcán a través de dos mecanismos: (1) el aumento de la presión de poro, en particular minerales de esmectita, que pueden “hincharse” aumentando su contenido de agua hasta en un 150%; y (2) la disminución de la resistencia de las rocas al transformarlas en un material más fino, menos denso y con mayor cantidad de fracturas (Reid et al., 2001; Devoli et al., 2009). Adicional a esto, en terro se constató que la mayor parte de las fracturas en superficie se encuentran selladas, al estar rellenas por precipitados hidrotermales, mecanismo que podría aumentar aún más la presión de poros (Cecchi et al., 2004). Todo esto trae como consecuencia la reducción del estrés efectivo y el coeficiente de fricción (Voight et al., 1981), lo que podría haber generado el colapso.

Se tienen los siguientes criterios morfológicos para reconocer este colapso:

(1) La característica forma de herradura visible en planta, que ocupa una gran porción del cono que forma el edificio volcánico. En este tipo de colapsos, normalmente se pierde más de un 45% de la superficie del cono (Francis & Wells, 1988).

(2) Las laderas son más escarpadas y angostas cerca de la cima, y se ensanchan y aplanan a medida que se desciende por la dirección y sentido del colapso hacia el oeste. A pesar de que esta característica también es común a valles glaciares, se puede distinguir en este caso por la ausencia de morrenas terminales y valles colgantes, su mayor tamaño y un perfil que se aleja del clásico con forma de “U” para valles glaciares.

(3) La exposición de alteraciones argílicas avanzadas en las concavidades que se observan al llegar a la actual cima (Ohba & Kitade, 2005). Ejemplo de son las zonas de color blanco donde domina la asociación alunita-caolinita, que se exponen justo en las concavidades del sector interno del edificio volcánico.

(4) Un incipiente perfil cóncavo-convexo-concavo en los flancos norte y sur del Volcán Ascotán, con abultamientos justo antes de la caída de las laderas hacia el oeste producto del colapso y que han sido revelados como patrones típicos de esta deformación (Cecchi et al., 2004; Merle et al., 2009).

A pesar de los criterios mencionados arriba, llama la atención que no se observe un depósito de avalancha hacia el oeste del volcán. Una posible respuesta para esto es que no esté expuesto en superficie, al estar cubierto por lavas más jóvenes. Este escenario es plausible ya que la presencia de fumarolas fósiles en la actual cima del volcán, posterior al colapso, indica que la actividad hidrotermal continuó posterior al evento, por lo que tendría sentido suponer que ocurrieron también nuevas emisiones volcánicas. Esta posibilidad se adecúa al tiempo necesario para que el debilitamiento del edificio volcánico acumule la deformación necesaria para provocar un colapso, el cual ha sido estimado en decenas a cientos de años (De Vries et al., 2000).

Una segunda posibilidad es que los flujos de lava descritos por Sellés & Gardewed (2017) a los pies del volcán hacia el oeste no correspondan a flujos volcánicos, y, en su lugar, sean depósitos de avalancha. El aspecto de estos afloramientos en imagen satelital permite realizar estos cuestionamientos, pero sería necesario una verificación en terreno.

La dirección y sentido del colapso, los mismos para el Volcán Ascotán y Cerro Barrancane, tampoco parece ser casual. A través de un análisis estadístico para conos volcánicos “desmantelados” en la Zona Volcánica Central se llegó a la conclusión que la mayoría de los azimuth de colapso ocurren a 90° de elementos tectónicos regionales (Francis & Wells, 1988). Esto coincide con el principal lineamiento NW en el área de estudio, y sugiere una posible intervención sísmica como factor gatillante del colapso (Francis & Wells, 1988). Que el colapso haya ocurrido hacia el oeste puede deberse a la fuerza de gravedad, ya que la pendiente disminuye en ese sentido, o a una dirección privilegiada para el paso de fluidos hidrotermales y consecuente alteración a minerales de arcilla hacia ese punto.

6.6 Modelo de alteración y exposición en el Volcán Ascotán

La existencia de variadas zonas de alteración en el Volcán Ascotán, indicadas por sus asociaciones minerales, prueba que su alteración sub-superficial fue causada por fluidos hidrotermales de distinta naturaleza, alteración que hoy se aprecia en superficie. La evolución del volcán se propone en dos etapas, enunciadas como Etapa 1 y Etapa 2 (Figura 84).

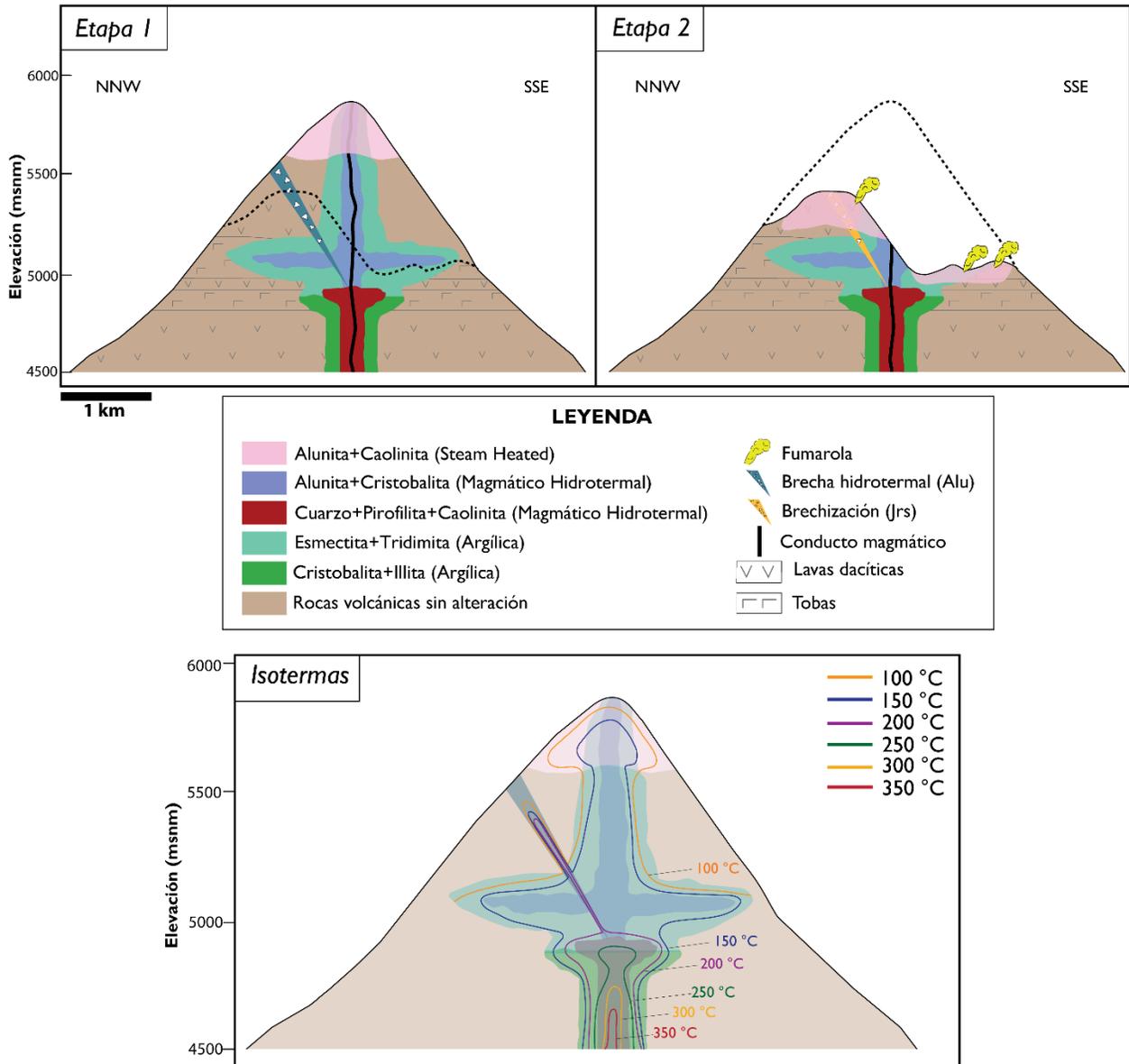


Figura 84. Modelo de alteración hidrotermal y exposición del Volcán Ascotán, por etapas. La etapa 1 corresponde a la alteración previa a la pérdida de cima del volcán (línea punteada indica la superficie que se formaría). La etapa 2 muestra la persistencia de la alteración hidrotermal, acidificación en fluidos (brechización por jarosita) y la configuración posterior al colapso de flanco. El modelo de isotermas se realizó con respecto a la Etapa 1 y se ha atenuado los colores de las litologías y alteración para que pueda ser observado con mayor claridad. La escala vertical está exagerada en 2.25x

La Etapa 1 corresponde al desarrollo de la alteración hidrotermal en el Volcán Ascotán previo a la pérdida de la cima de este. La alteración ocurrió principalmente de manera zonada alrededor del conducto magmático principal, ubicado en lo que hasta hoy corresponde al centro del edificio volcánico. Esto se corrobora con la distribución de las asociaciones de alteración argílica avanzada alunita-cristobalita y cuarzo-pirofilita-caolinita, además de las asociaciones de alteración argílica esmectita-tridimita y cristobalita-illita. De esta forma, el conducto magmático principal habría actuado como fuente de calor y fluidos para las alteraciones magmático-hidrotermales, con una superposición de alteración calentada por vapor en las porciones más superficiales, como se detalla a continuación.

El ambiente magmático-hidrotermal está restringido a una zona estrecha alrededor del conducto volcánico y representa condiciones de pH ácido con variación vertical en sus temperaturas. A una profundidad de al menos 900 m con respecto a la altura del edificio volcánico previo al colapso, está representado por la asociación mineral cuarzo-pirofilita-caolinita, indicando temperaturas entre 200-350°C y pH<3. Más hacia la superficie, a una profundidad entre 300-900 m, este ambiente magmático-hidrotermal se representa por la asociación alunita-cristobalita. La escasez de minerales de caolinita hipógenos en esta zona se debe probablemente al ambiente fuertemente ácido para su formación, con pH<3, y las temperaturas estimadas son variables entre 100-300°C. Esta asociación es dominante en las brechas hidrotermales y zonas de stockwork, donde se observan cristales de alunita de hasta 50 µm, con zonación y variación en la cantidad de K/Na, por lo que se fue formando a través de varios pulsos de alteración hidrotermal.

Alrededor de estos sectores y más alejado del conducto magmático principal se formaron zonas de alteraciones argílicas con condiciones de pH más alto (pH 5-6) debido a la interacción y consecuente neutralización de los fluidos ácidos con las rocas volcánicas hospedantes. Estas asociaciones también ocurren de manera zonada verticalmente. En profundidad se tiene la asociación principal cristobalita-illita, con temperaturas de 230-270°C para la predominancia de illita, y 150-230°C cuando dominan los I/S tipo R1. A aprox. 950 metros bajo la paleosuperficie del volcán ocurre una transición a la zona de esmectita-tridimita, la que estaría indicando pH 5-6 y T<150°C.

Además de ocurrir de manera zonada alrededor del conducto magmático, las alteraciones descritas anteriormente se desarrollaron con mayor extensión e intensidad en horizontes de mayor permeabilidad. Estos horizontes corresponden a tobas vítreas, seguidas de tobas líticas y, en última instancia, cristalinas. Por otro lado, estratos de lavas, de menor permeabilidad, no permitieron el desarrollo extenso de las alteraciones hidrotermales, y suelen presentar alteración únicamente a través de sus fracturas. Un ejemplo de esto se da a 5100 msnm, donde las asociaciones alunita-caolinita y esmectita-tridimita se extienden más hacia zonas lejanas del conducto volcánico principal.

La porción superficial del volcán (<300 m) probablemente estuvo cubierta por una zona de alteración *steam heated* o calentada por vapor que se formó producto de la condensación y oxidación de H₂S volcánico y la consecuente infiltración de H₂SO₄. Es importante notar que esta zona sería parte de la porción que fue removida del volcán posterior al colapso, por lo que para tener afirmar su existencia sería necesario tener muestras del depósito de avalancha que no ha sido reconocido en superficie. Aun así, como se detalla más adelante, existen evidencias de que este tipo de ambiente ocurrió luego del colapso, por lo que en este trabajo se ha optado por asumir que los ambientes que ocurrieron posterior a la remoción, también existieron antes. Además, un mayor desarrollo de las alteraciones argílicas avanzadas habría aumentado la inestabilidad del edificio volcánico, generando la consecuente remoción, por lo que es probable que las rocas de la cima también hayan sido debilitadas a través de la alteración hidrotermal.

Todas estas alteraciones habrían sido el factor condicionante para el colapso de flanco y el inicio de la Etapa 2. En esta etapa la alteración hidrotermal continuó, como es demostrado por la existencia de fumarolas-fósiles en la superficie formada posterior al colapso. De esta forma, las alteraciones zonadas alrededor del edificio volcánico siguieron ocurriendo, con una acidificación del fluido hidrotermal, como es expuesto por la brechización de alunita por un cemento de jarosita en la matriz de brechas hidrotermales. Asociado a la nueva superficie y un cambio en el nivel freático, se desarrolló una nueva zona de alteración calentada por vapor, sobreimpuesta a las alteraciones alrededor del conducto magmático principal previamente mencionadas.

6.7 Relación entre Volcán Ascotán y depósitos epitermales

EL Volcán Ascotán y el Cerro Barrancane comparten la característica de haber sido antiguamente explotados como fuente de azufre, similar a otros volcanes de la zona como el Ollagüe (Sellés & Gardewed, 2017). La particularidad de la alta presencia de S en superficie, como azufre nativo, yeso y alunita, no ha sido estudiada para estos volcanes.

Los depósitos epitermales de alta sulfuración han sido comúnmente asociados a estratovolcanes de composición andesítica-dacítica en márgenes convergentes (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Muchas veces, estos sistemas epitermales ocurren en las porciones someras de depósitos de pórfidos cupríferos (Sillitoe, 2010). Las asociaciones más comunes son pirita-enargita, pirita-luzonita, pirita-famatinia y pirita-covelina, hospedadas en rocas con alteración intensa, formadas principalmente por sílice residual y oqueroso.

El Volcán Ascotán presenta alteración en vetillas en gran parte de las zonas descritas como alteración argílica avanzada. La existencia de brechas hidrotermales y zonas de stockwork, que se encuentran justo bajo zonas de fumarolas ácidas fósiles, revelan el acenso de fluidos ácidos a través de estructuras, que precipitan al llegar a superficie.

Con respecto a los ambientes de alteración, existe una zonación similar a depósitos epitermales en la alteración magmático-hidrotermal alrededor del conducto magmático

principal. Esta zonación presenta la asociación alunita-cristobalita en su núcleo, con abundante presencia de caolinita que gradúa hacia sus bordes a zonas de esmectita-tridimita e illita-cristobalita. Si bien no se encontró un centro de cuarzo residual oqueroso, esta textura sí fue reconocida en varias muestras, junto con una silicificación intensa. En las porciones más superficiales de su edificio volcánico, el Vn. Ascotán presenta la asociación alunita-caolinita formada en un ambiente calentado por vapor.

Las características anteriores inducen a cuestionar si el Volcán Ascotán refleja un sistema epitermal. El principal argumento para descartarlo es la baja presencia de sulfuros en comparación a la de sulfatos y azufre nativo. Los sistemas epitermales de alta sulfuración tienen entre 10-90% de sulfuros en volumen, normalmente asociados a brechas hidrotermales y vetas (Sillitoe & Hedenquist, 2003). En el Volcán Ascotán, aunque se reconoció la presencia principal de pirita y greigita, estas no llegan a superar el 0.1%.

Otro motivo para suprimir esta idea es la falta de reconocimiento de enargita, luzonita, famatinia o covelina acompañando la pirita. Para analizar este aspecto de mejor manera sería útil un análisis petrográfico detallado de las muestras con microscopio óptico en luz reflejada y con SEM, además de isotopía de S para determinar los fluidos parentales.

7 CONCLUSIONES

Los minerales de alteración identificados en la superficie expuesta del Volcán Ascotán corresponden a minerales de arcilla (caolinita, esmectita, dickita, pirrofilita, halloysita, illita e interestratificados illita/esmectita) y sulfatos (alunita, natroalunita, yeso, jarosita y natrojarosita). Estos están acompañados por cantidades variables de minerales de sílice (cristobalita, tridimita y cuarzo), óxidos e hidróxidos de Fe y Al (goethita, hematita, magnesioferrita, rutilo, entre otros) y azufre nativo, con escasas ocurrencias de silicatos (ceolita y zunyita) y sulfuros (pirita, greigita y calcosina). A través del análisis de sus proporciones y distribución espacial, se han definido 6 asociaciones minerales, las que representan distintos ambientes hidrotermales y etapas de formación.

Durante una primera etapa la alteración hidrotermal ocurrió prioritariamente de manera zonada alrededor del conducto magmático principal, coincidente con el centro del edificio volcánico actual. A más de 900 m bajo la antigua superficie y cercano al conducto magmático, se desarrolló un ambiente magmático-hidrotermal representado por la asociación cuarzo-pirrofilita-caolinita. Esta asociación, que además presenta zunyita y dickita como minerales accesorios, se formó a condiciones de hasta 350°C y pH=1-3. Hacia la superficie, a una profundidad de 300-900 m, el ambiente magmático-hidrotermal estuvo representado por la asociación alunita-cristobalita, estable a condiciones de 100-300°C y pH<3, asociada a zonas de stockwork y brechas hidrotermales. La presencia de cristales de alunita de hasta 50 µm, con zonación química entre K/Na, revelan que la alteración se fue formando a través de varios pulsos hidrotermales, los que podrían estar relacionados a pulsos magmáticos producto de la actividad volcánica.

Hacia los extremos del conducto magmático ocurrieron zonas de alteración argílica, formadas por la interacción y consecuente neutralización de fluidos ácidos magmático-hidrotermales, resultando en menores temperaturas y acidez. La asociación cristobalita-illita ocurrió bajo los 950 m de profundidad, indicando pH=5-6 y temperaturas que varían de 230-270°C cuando predomina illita, y 150-230°C cuando predomina I/S tipo R1. Hacia la superficie, la alteración argílica grada a la asociación esmectita-tridimita, revelando condiciones de pH=5-6 y T<150°C.

La distribución de la alteración hidrotermal en esta primera etapa está controlada fundamentalmente por la ubicación del conducto magmático principal, además de la permeabilidad de las rocas volcánicas que forman el edificio, y la configuración estructural. Las tobas, en particular las de composición vítrea, originan horizontes más permeables, donde la alteración se desarrolla de manera más intensa y con mayor distribución espacial. Las lavas, por su parte, forman niveles poco permeables, con alteración hidrotermal casi exclusivamente alrededor de fracturas. Un factor menos preponderante es la configuración estructural, donde se observa una orientación NE principal, compartida por estructuras de discontinuidad y evidencias de ebullición en superficie. Este lineamiento no ha sido reportado antes en la zona, y es posible que posea

una influencia local. Subordinada a este, se reconoce una orientación ENE, reflejada en la red de fracturamiento y la dilatación de poros de disolución en afloramientos rocosos.

La alteración hidrotermal en el Volcán Ascotán, con su alta proporción de minerales de arcilla, es el probable factor condicionante para el colapso que desencadenó en la morfología de cráter abierto y la exposición de un desnivel de más de 700 metros, iniciando una segunda etapa. El azimuth para el colapso se encuentra ortogonal al lineamiento estructural regional NW, lo que indica un control estructural para éste y un origen sísmico como posible gatillante. No se ha descrito un depósito de avalancha a los pies del volcán para justificar este colapso, por lo que se plantea que este podría estar cubierto por flujos de lavas del volcán de edad más jóvenes, que caen hacia el oeste.

En la Etapa 2 se desarrolló alteración hidrotermal somera (<300 m) en un ambiente calentado por vapor, representada por la asociación alunita-caolinita, formada a $\text{pH} > 2$ ácidos y $T < 150^\circ\text{C}$, concordante con caolinitas de muy buen ordenamiento cristalino. Se ha optado por asumir que los ambientes hidrotermales que se formaron en la segunda etapa del Volcán Ascotán también ocurrieron en la primera. Por esto, el modelo contempla ambientes calentados por vapor en la Etapa 1, y que estas alteraciones argílicas avanzadas habrían aumentado la inestabilidad del edificio volcánico, condicionando el colapso. También hubo una importante descarga fumarólica, que hoy se aprecia como fumarolas fósiles representadas por la asociación alunita-yeso-azufre nativo, que indica pH también ácidos y $T < 100^\circ\text{C}$. La existencia de estas paleofumarolas en la actual superficie del Volcán Ascotán es el principal argumento para sostener que la alteración hidrotermal continuó aun después del colapso. Además, la orientación NE para estas fumarolas les otorga un control estructural.

A pesar de la existencia de antiguas minas de azufre en el Volcán Ascotán y el Cerro Barrancane, no existe evidencia suficiente para relacionarlos a un sistema epitermal. La escasa presencia de sulfuros es el principal argumento en contra, pero se recalca que no fueron el sujeto principal de este estudio. Por esto, se propone realizar un análisis petrográfico detallado con microscopio óptico a luz reflejada y SEM para determinar si efectivamente no están presentes, o si su abundancia fue subestimada.

Este trabajo demuestra que el mapeo y características en superficie de sistemas volcánicos extintos con algún grado de exposición es útil para entender las condiciones termodinámicas y estructurales de sus alteraciones en profundidad. En particular, las características mineralógicas de sulfatos y minerales de arcilla son clave a la hora de estudiar alteraciones ácido-sulfato. Esto puede ayudar a comprender más acabadamente cómo funciona el paso de fluidos hidrotermales en estratovolcanes y su conexión con procesos magmáticos. En particular en la Zona Volcánica Central de los Andes, caracterizada por su alta cantidad de volcanes, sistemas geotermales e hidrotermales, entender estos procesos y revelar nuevos lineamientos estructurales puede ayudar a comprender más acabadamente sistemas que generan recursos naturales que son explotados por la humanidad.

8 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.
- 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.
- Allmendinger, R. W., González, G., Yu, J., Hoke, G., & Isacks, B. (2005). Trench-parallel shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and climatic implications. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 89-104.
- Almendras, O.; Balderrama, B.; Menacho, M.; Quezada, G. (2002). Hoja Volcán Ollagüe. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Temáticos de Recursos Minerales de Bolivia No. II-MTB-14B, 1 mapa escala 1:250.000. La Paz.
- Andrade, S. D., & de Vries, B. V. W. (2010). Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. *Bulletin of Volcanology*, 72(7), 771-789.
- Aparicio, P., & Galan, E. (1999). Mineralogical interference on kaolinite crystallinity index measurements. *Clays and Clay minerals*, 47(1), 12-27.
- Aparicio, P., Galán, E., & Ferrell, R. E. (2006). A new kaolinite order index based on XRD profile fitting. *Clay Minerals*, 41(4), 811-817.
- Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M. Á., & Dobson, P. (2016). Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, 59, 1-13.
- Artieda, O. (2013). Morphology and micro-fabrics of weathering features on gyprock exposures in a semiarid environment (Ebro Tertiary Basin, NE Spain). *Geomorphology*, 196, 198-210.
- 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.
- Bentayeb, A., Amouric, M., Olives, J., Dekayir, A., & Nadiri, A. (2003). XRD and HRTEM characterization of pyrophyllite from Morocco and its possible applications. *Applied clay science*, 22(5), 211-221.
- Blard, P. H., Lave, J., Farley, K. A., Ramirez, V., Jimenez, N., Martin, L. C., Charreau, J., Tibari, B., Fornari, M. (2014). Progressive glacial retreat in the Southern Altiplano (Uturuncu volcano, 22 S) between 65 and 14 ka constrained by cosmogenic ³He dating. *Quaternary Research*, 82(1), 209-221.

- Bogie, I., Lawless, J. V., Rychagov, S., & Belousov, V. (2005). Magmatic-related hydrothermal systems: Classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. *Proceedings of Geoconference in Russia, Kuril*.
- Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Garcia-Tenorio, F., & Albor, M. (2019). Geophysical imaging of fluid circulation and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 238-249.
- 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.
- Brindley, G. W., & Wardle, R. (1970). Monoclinic and triclinic forms of pyrophyllite and pyrophyllite anhydride. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 55(7-8), 1259-1272.
- Brindley, G. W., Kao, C. C., Harrison, J. L., Lipsicas, M., & Raythatha, R. (1986). Relation between structural disorder and other characteristics of kaolinites and dickites. *Clays and Clay Minerals*, 34(3), 239-249.
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual review of earth and planetary sciences*, 6(1), 229-248.
- Cecchi, E., de Vries, B. V. W., & Lavest, J. M. (2004). Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 67(1), 72-91.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.
- CRISMAT (Laboratoire de Cristallographie et Sciences des Matériaux). *Cristallographie: structures et textures*. Recuperado de: <http://www-crismat.ensicaen.fr/spip.php?article478&lang=fr> [mayo 2019].
- Cullity, B.D. 1956. *Elements of X-Ray diffraction*. Addison-Wesley Publishing company, Inc. 514 pp.
- Cunningham, C. G., Rye, R. O., Rockwell, B. W., Kunk, M. J., & Councell, T. B. (2005). Supergene destruction of a hydrothermal replacement alunite deposit at Big Rock Candy Mountain, Utah: mineralogy, spectroscopic remote sensing, stable-isotope, and argon-age evidences. *Chemical Geology*, 215(1-4), 317-337.
- 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 Vries, B. V. W., Kerle, N., & Petley, D. (2000). Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28(2), 167-170.
- Deconinck, J. F., Strasser, A., & Debrarant, P. (1988). Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, 23(1), 91-103.
- Devoli, G., Cepeda, J., & Kerle, N. (2009). The 1998 Casita volcano flank failure revisited—New insights into geological setting and failure mechanisms. *Engineering geology*, 105(1-2), 65-83.
- 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.
- DGA (Dirección General de Aguas). Información Oficial Hidrometeorológica y de Calidad de Aguas en Línea (s.f.). Consulta en línea. Recuperado de: <https://dga.mop.gob.cl/servicioshidrometeorologicos/Paginas/hidroenlinea.aspx> [septiembre 2020].
- Di Castri, F., & Hajek, E. R. (1976). *Bioclimatología de Chile*.
- Dill, H. G. (2016). Kaolin: soil, rock and ore: from the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments. *Earth-Science Reviews*, 161, 16-129.
- Ece, Ö. I., & Schroeder, P. A. (2007). Clay mineralogy and chemistry of halloysite and alunite deposits in the Turplu area, Balıkesir, Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 55(1), 18-35.
- Ece, Ö. I., Schroeder, P. A., Smilley, M. J., & Wampler, J. M. (2008). Acid-sulphate hydrothermal alteration of andesitic tuffs and genesis of halloysite and alunite deposits in the Biga Peninsula, Turkey. *Clay Minerals*, 43(2), 281-315.
- Ece, Ö. I., Ekinçi, B., Schroeder, P. A., Crowe, D., & Esenli, F. (2013). Origin of the Düvertepe kaolin–alunite deposits in Simav Graben, Turkey: Timing and styles of hydrothermal mineralization. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 255, 57-78.
- Ercan, H. Ü., Ece, Ü. I., Schroeder, P. A., & Karacık, Z. (2016). Differentiating styles of alteration within kaolin-alunite hydrothermal deposits of Çanakkale, NW Turkey. *Clays and clay minerals*, 64(3), 245-274.
- Ferrell Jr, R. E., Aparicio, P., & Forsman, J. (2010). Interstratified Clay Minerals in the Weathering Environment. *Interstratified Clay Minerals: Origin, Characterization & Geochemical Significance*, (1), 115.
- Fialips, C. I., Petit, S., Decarreau, A., & Beaufort, D. (2000). Influence of synthesis pH on kaolinite “crystallinity” and surface properties. *Clays and Clay Minerals*, 48(2), 173-184.

- Fiore, S., Cuadros, J., & Huertas, F. J. (Eds.). (2010). *Interstratified Clay Minerals: Origin, Characterization & Geochemical Significance* (No. 1). Digilabs.
- Francis, P. W., & Wells, G. L. (1988). Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanche deposits in the Central Andes. *Bulletin of Volcanology*, 50(4), 258-278.
- Galán, E. (2006). Genesis of clay minerals. *Developments in clay science*, 1, 1129-1162.
- Georgieva, S., & Velinova, N. (2012). Alunite from the advanced argillic alterations in the Chelopech high-sulphidation epithermal Cu-Au deposit, Bulgaria: Chemistry, morphology and genetic significance. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology*, 49, 17-31.
- Giffkins, C. C., Herrmann, W., & Large, R. R. (2005). *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania.
- 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.
- Goff, F., & McMurtry, G. M. (2000). Tritium and stable isotopes of magmatic waters. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97(1-4), 347-396.
- 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-Maurel, O., le Roux, P., Godoy, B., Troll, V. R., Deegan, F. M., & Menzies, A. (2019). The great escape: Petrogenesis of low-silica volcanism of Pliocene to Quaternary age associated with the Altiplano-Puna Volcanic Complex of northern Chile (21°10'-22°50' S). *Lithos*, 346, 105162.
- Gregory-Wodzicki, K. M. (2000). Uplift history of the Central and Northern Andes: a review. *Geological society of America bulletin*, 112(7), 1091-1105.
- Haffen, S., Diraison, M., Corsini, M., Géraud, Y. (2020) Geological model and fluid flow pathways of the Sol de Mañana/Apacheta geothermal field (Altiplano – Bolivia), *Proceedings World Geothermal Congress 2020*, Reykjavik, Iceland, May, 2021 (2020).
- Harvey, C., & Browne, P. (2000). Mixed-layer clays in geothermal systems and their effectiveness as mineral geothermometers. In *Proceedings World Geothermal Congress* (pp. 1201-1204).
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., & Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13(2), 45-77.

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., 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.

Hikov, A., Velinova, N., Lerouge, C., Kunov, A., & Balcanica, G. (2017). Geochemistry of advanced argillic altered rocks in the area of Breznik, Western Srednogie Unit (Bulgaria). *Geological Balcanica*, 1, 93-108.

Hillier, S. (2003). Quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by X-ray powder diffraction (XRPD): *International Association of Sedimentologist Special Publication*, v. 34.

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.

ICDD, I. (2008). PDF-2 database release 2008. *International Centre for Diffraction Data (ICDD)*.

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.

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.

Jordan, T. E., Isacks, B., Ramos, V. A., & Allmendinger, R. W. (1983). Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 3(3), 20-26.

Kahle, M., Kleber, M., & Jahn, R. (2002). Review of XRD-based quantitative analyses of clay minerals in soils: the suitability of mineral intensity factors. *Geoderma*, 109(3-4), 191-205.

Keeling, J. L., Pasbakhsh, P., & Churchman, G. J. (2015). *The mineralogy, geology and occurrences of halloysite* (pp. 95-115). Apple Academic Press, Oakville, Canada.

Kyne, R., Hollings, P., Jansen, N. H., & Cooke, D. R. (2013). Supergene and hypogene halloysite in a porphyry-epithermal environment at Cerro la Mina, Chiapas, Mexico. *Economic Geology*, 108(5), 1147-1161.

- Koepfen, W. (1948). *Climatología: con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica, México, D.F. 478 pp.
- Koh, S. M., Takagi, T., Kim, M. Y., Naito, K., Hong, S. S., & Sudo, S. (2000). Geological and geochemical characteristics of the hydrothermal clay alteration in South Korea. *Resource Geology*, 50(4), 229-242.
- Ladd, M. F. C., Palmer, R. A., & Palmer, R. A. (1985). *Structure determination by X-ray crystallography* (p. 71). New York:: Plenum Press.
- Lagat, J. (2009). Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya. *Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya*.
- 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 metallogenetic 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*.
- Markússon, S. H., & Stefánsson, A. (2011). Geothermal surface alteration of basalts, Krýsuvík Iceland—Alteration mineralogy, water chemistry and the effects of acid supply on the alteration process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206(1-2), 46-59.
- Mas, A., Patrier, P., Beaufort, D., & Genter, A. (2003). Clay-mineral signatures of fossil and active hydrothermal circulations in the geothermal system of the Lamentin Plain, Martinique. *Journal of volcanology and geothermal research*, 124(3-4), 195-218.
- 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.
- Mavrogenatos, C., Voudouris, P., Spry, P. G., Melfos, V., Klemme, S., Berndt, J., ... & Zaccarini, F. (2018). Mineralogical study of the advanced argillic alteration zone at the Konos Hill Mo–Cu–Re–Au porphyry prospect, NE Greece. *Minerals*, 8(11), 479.
- 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 Cerro

Pabellon Hidden Geothermal System (Northern Chile). Artículo entregado para su publicación.

Merle, O., & Lénat, J. F. (2003). Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B3).

Merle, O., Barde-Cabusson, S., & de Vries, B. V. W. (2009). Hydrothermal calderas. *Bulletin of Volcanology*, 72(2), 131-147.

Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.

Moore, D. M., & Reynolds Jr, R. C. (1997) *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*.

Ohba, T., & Kitade, Y. (2005). Subvolcanic hydrothermal systems: Implications from hydrothermal minerals in hydrovolcanic ash. *Journal of volcanology and geothermal research*, 145(3-4), 249-262.

Parry, W. T., Jasumback, M., & Wilson, P. N. (2002). Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 97(2), 221-239.

Patrier, P., Beaufort, D., Mas, A., & Traineau, H. (2003). Surficial clay assemblage associated with the hydrothermal activity of Bouillante (Guadeloupe, French West Indies). *Journal of volcanology and geothermal research*, 126(1-2), 143-156.

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.

Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.

Poppe, L. J., Paskevich, V. F., Hathaway, J. C., & Blackwood, D. S. (2001). A laboratory manual for X-ray powder diffraction. *US Geological Survey open-file report*, 1(041), 1-88.

Ramos, V. (1999). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22, 183-190.

Ramos, V. A., Cristallini, E. O., & Pérez, D. J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American earth sciences*, 15(1), 59-78.

Range, K. J., & Weiss, A. (1969). Über das Verhalten von kaolinitit bei hohen Drücken. *Berichte Deutsche Keramische Gesellschaft*, 46, 231-238.

Reed, M. H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 303-365.

- Reid, M. E., Sisson, T. W., & Brien, D. L. (2001). Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology*, 29(9), 779-782.
- 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.
- Rivera, G., Morata, D., & Ramírez, C. (2015). Evolución vulcanológica y tectónica del área del Cordón Volcánico Cerro del Azufre–Cerro de Inacaliri y su relación con el Sistema Geotérmico de Pampa Apacheta, II Región de Antofagasta. In *Congreso Geológico Chileno N 14 Actas* (pp. 556-559).
- Rodríguez, A., & van Bergen, M. J. (2017). Superficial alteration mineralogy in active volcanic systems: An example of Poás volcano, Costa Rica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 346, 54-80.
- 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.
- Rye, R. O., Bethke, P. M., & Wasserman, M. D. (1992). The stable isotope geochemistry of acid sulfate alteration. *Economic Geology*, 87(2), 225-262.
- Schumm, S. A. (1977): *The Fluvial system*. New York, John Wiley & Sons, 338 p.
- Sellés, D., & Gardeweg, M. (2017). Geología del área Ascotán-Cerro Inacaliri, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, 190, 1-73.
- Sillitoe, R. H. (2000, September). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralisation 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]-c2001.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic geology*, 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R. H., & Petersen, R. (1996). *Andean copper deposits: New discoveries, mineralization, styles and metallogeny* (No. 5). Society of Economic Geologists, Inc..
- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10, 315-343.
- Srodon, J., Fiore, S., Cuadros, J., & Huertas, F. J. (2009). Evolution of mixed-layer clay minerals in prograde alteration systems. *Interstratified clay minerals: Origin, characterization and geochemical significance.*—AIPEA Educational Series, Pub, (1), 175.

- 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. Reyes 1990.
- 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., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R. J., & Huertas, A. D. (2010). Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 192(1-2), 1-15.
- 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 CO₂ flux and temperature from a new geothermal area in the Cordon de Inacaliri Volcanic Complex (northern Chile). *Geothermics*, 89, 101961.
- Thompson, A. J. B., Thompson, J. F. H., & Dunne, K. P. E. (1996). *Atlas of alteration*. In Geological Association of Canada (p. 119). St. John's.
- Thorpe, R. S., & Francis, P. W. (1979). Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. *Tectonophysics*, 57(1), 53-70.
- Thorpe, R. S. (1984). The tectonic setting of active Andean volcanism. In *Andean magmatism* (pp. 4-8). Birkhäuser Boston.
- Tibaldi, A., Bonali, F. L., & Corazzato, C. (2017). Structural control on volcanoes and magma paths from local-to orogen-scale: The central Andes case. *Tectonophysics*, 699, 16-41.
- Trivelli Jolly, M. Á., & Huerta Pizarro, J. A. (2014). *Alcances sobre Flora y Vegetación de la Cordillera de Los Andes, Región de Antofagasta*.
- Urzua, L., Powell, T., Cumming, W. B., & Dobson, P. (2002). Apacheta, a new geothermal prospect in northern Chile, *Geothermal Resources Council Transactions*, 26, 22-25.
- Vaculikova, L., Plevova, E., Vallova, S., & Koutnik, I. (2011). Characterization and differentiation of kaolinities from selected Czech deposits using infrared spectroscopy and differential thermal analysis. *Acta Geodyn. Geomater.*, 8, No. 1 (161), 59–67 (2011).

- Van der Meer, F., Hecker, C., van Ruitenbeek, F., van der Werff, H., de Wijkerslooth, C., & Wechsler, C. (2014). Geologic remote sensing for geothermal exploration: A review. *International journal of applied earth observation and geoinformation*, 33, 255-269.
- Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosua, F. J., & Morales, S. (2014). Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 43-59.
- 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.
- Vidal, J., Patrier, P., Genter, A., & Beaufort, D. (2017, February). Occurrences of clay minerals in permeable fracture zones in the granitic basement of geothermal wells at Rittershoffen, France. In *42nd workshop on geothermal engineering Stanford University, Stanford, California*.
- Vidal, J., Patrier, P., Genter, A., Beaufort, D., Dezayes, C., Glaas, C., ... & Sanjuan, B. (2018). Clay minerals related to the circulation of geothermal fluids in boreholes at Rittershoffen (Alsace, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 192-204.
- Viramonte, J. M., Becchio, R. A., Viramonte, J. G., Pimentel, M. M., & Martino, R. D. (2007). Ordovician igneous and metamorphic units in southeastern Puna: new U–Pb and Sm–Nd data and implications for the evolution of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 24(2-4), 167-183.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R. J., Douglass, P. M., & Lipman, P. W. (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18. In *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington* (Vol. 1250, pp. 347-377). US Geol. Surv. Prof. Pap.
- Ward, D. J., Cesta, J. M., Galewsky, J., & Sagredo, E. (2015). Late Pleistocene glaciations of the arid subtropical Andes and new results from the Chajnantor Plateau, northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 128, 98-116.
- Watanabe, Y., & Hedenquist, J. W. (2001). Mineralogic and stable isotope zonation at the surface over the El Salvador porphyry copper deposit, Chile. *Economic Geology*, 96(8), 1775-1797.
- Watters, R. J., Bowman, S. D., Zimbelman, D. R., & Firth, I. R. (2001). Geotechnical modeling studies of volcano collapse. In *Proc. 36th Ann. Symp. Eng. Geol. Geotech. Engineering, Las Vegas, Nevada* (pp. 287-296).

Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Wörner, G., Mamani, M., & Blum-Oeste, M. (2018). Magmatism in the central Andes. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 14(4), 237-244.

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.

9 ANEXOS

9.1 ANEXO A: Descripción de cortes transparentes al microscopio óptico con luz transmitida

MUESTRA: ASA1

Tipo de roca: Toba cristalina alterada

CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	Tamaño medio 0.5 mm, fragmentados
Biotita	R	Tamaño medio 0.5 mm., altamente alteradas

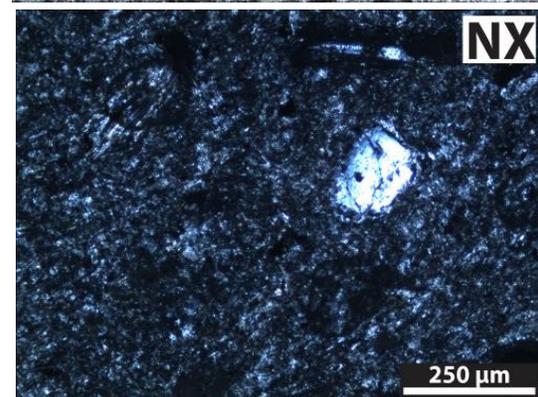
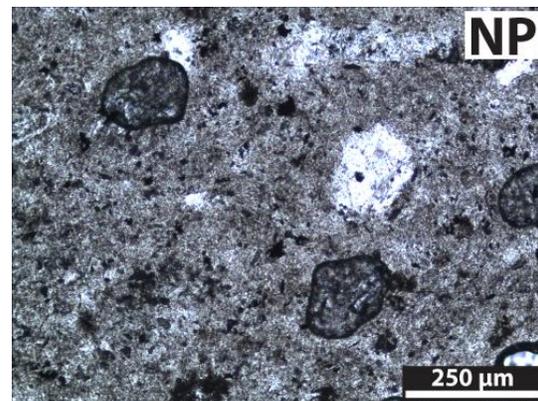
ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Kln)	A	Selectiva en matriz	Moderada	-
Mx-SiO ₂ (Crs)	C	Selectiva en matriz	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Caolinita + cristobalita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Obliterada

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

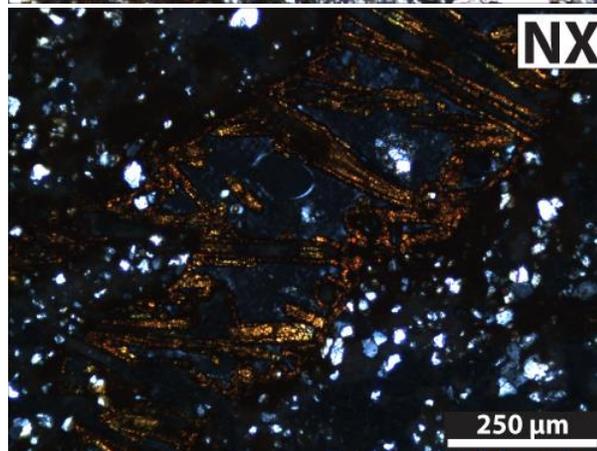
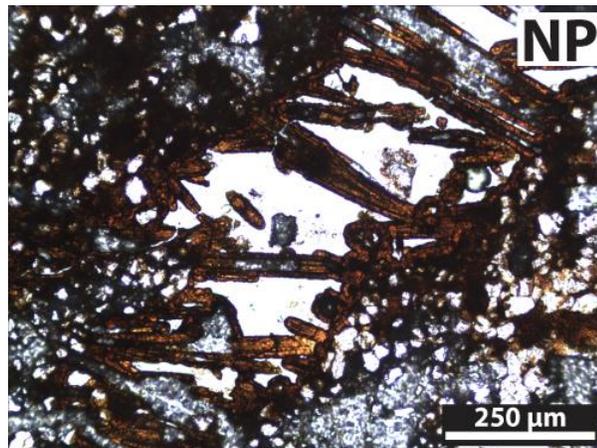
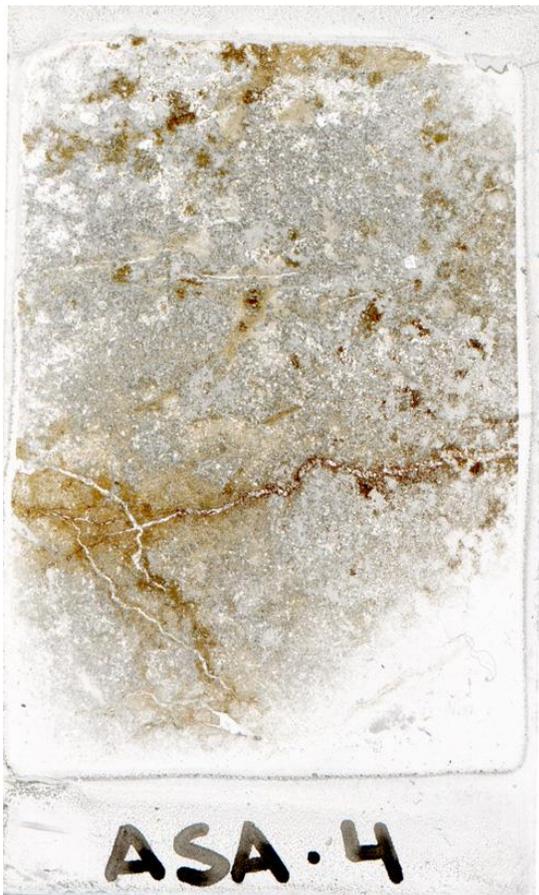
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Qz)	A	Pervasiva	Intensa	-
Mx-arcilla (Sme)	C	Selectiva en poros y borde minerales/ clastos	Intensa	En poros crece junto a jarosita
Jarosita	M	Vetilla y parches irregulares	Fuerte	-
Óxido de Fe (Gth)	C	Vetilla y parches irregulares	-	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Goethita + jarosita	0.6 mm	Parcialmente rellena

Asociación mineral: Jarosita + esmectita + goethita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Biotita	A	Tamaño medio 0.5 mm, alteradas
Plagioclasa	A	Tamaño medio 0.7 mm, parcialmente disueltas y alteradas a esmectita y óxido de Fe
Piroxeno	C	Tamaño medio 0.3 mm, alterado a óxido de Fe

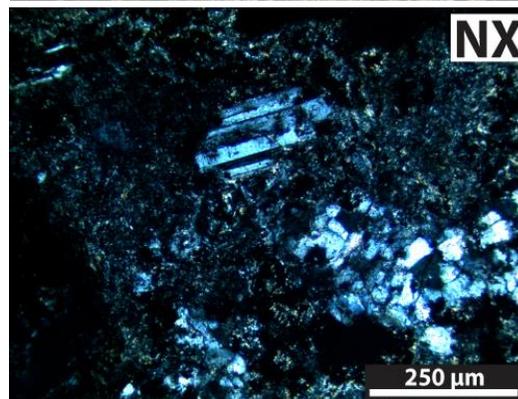
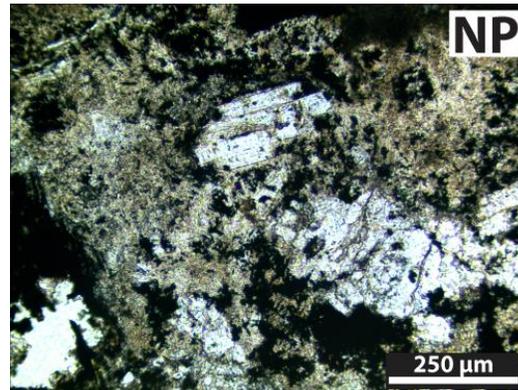
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Sme, Ill)	C	Pervasiva	Fuerte	Hábito acicular en abanico
Mx-SiO ₂ (Qz)	C	Selectiva, matriz y Plg	Moderada	-
Óxido de Fe	A	Pervasiva	Intensa	-
Mx-arcilla (Kln)	C	Selectiva en matriz	Fuerte	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Caolinita + cuarzo



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Obliterada

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

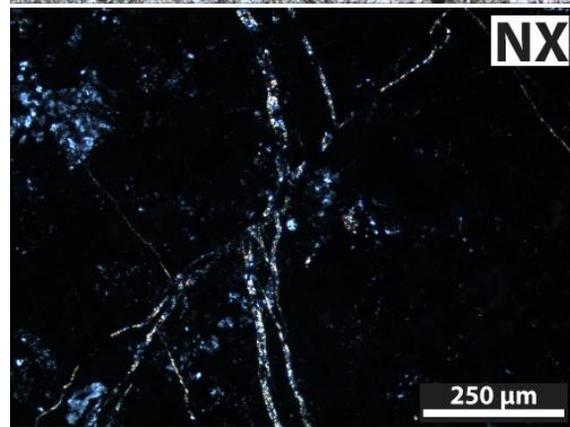
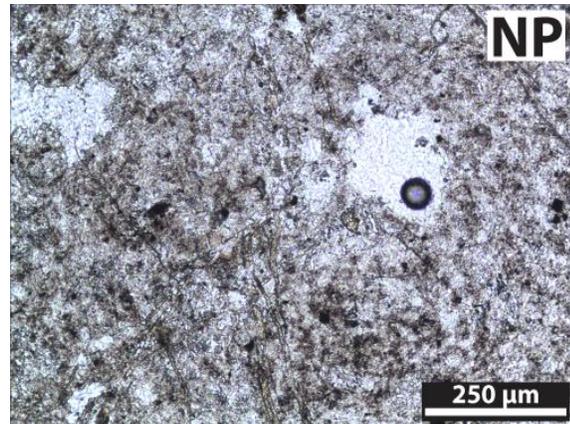
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva en la roca, en vetillas	Intensa	Zonas con hábito romboédrico
Jarosita	C	Rodeando alunitas, en poros y en vetillas	Intensa	Mayor tamaño en vetillas. Reemplaza Alu
Óxido de Fe	M	Parches irregulares	Débil	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alunita + Jarosita	<0.01 mm	Jarosita reemplaza alunita en vetilla
Alunita	2 cm	Zonas de cruce de muchas vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	C	En clastos volcánicos de la brecha. Tamaño promedio 0.2 mm, alterada a minerales de SiO ₂ y alunita

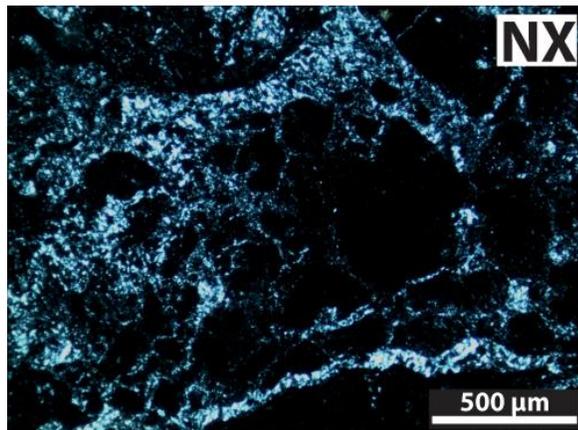
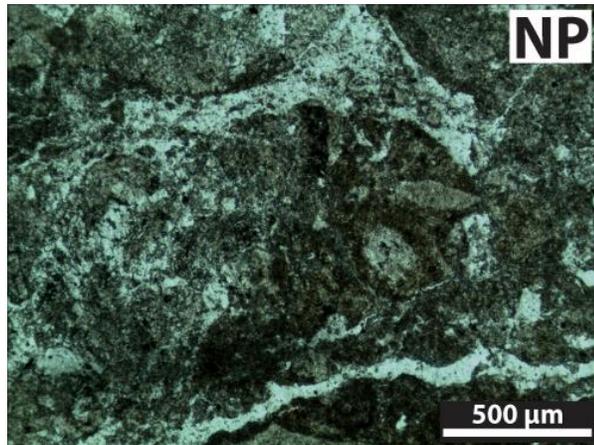
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Cuarzo oqueroso	A	Pervasiva	Intensa	Altera matriz y fragmentos
Alunita	A	Selectiva en matriz de brecha, en poros, reemplazando Plg	Intensa	Dos morfologías: romboédrica y acicular
Jarosita	R	-	-	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Cuarzo oqueroso + alunita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

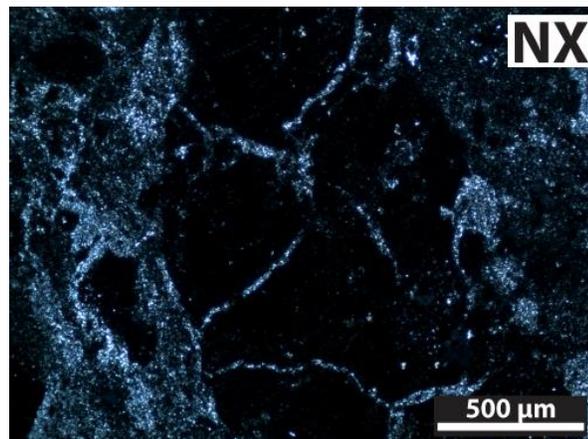
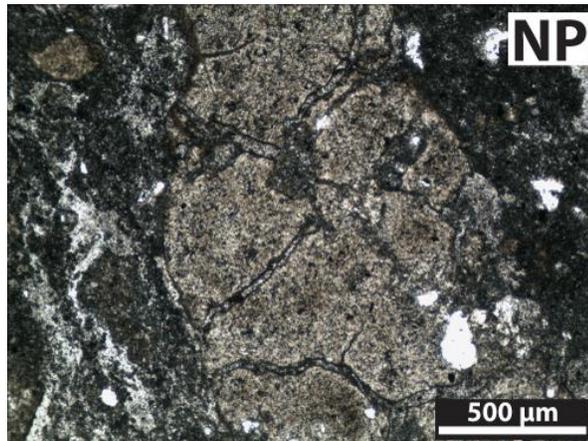
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	-
Cuarzo oqueroso	A	Pervasiva	Intensa	-
Mx-arcilla (Ill)	M	Parches irregulares	Moderada	-
Mx-arcilla (Kln)	R	Parches irregulares	Moderada	-
Jarosita	M	-	Débil	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alunita+Mx-arcilla(Kln)	0.5 mm	Discontinuas

Asociación mineral: Alunita + cuarzo oqueroso + caolinita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Porfírica, bandeada

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	Alterada a esmectita y óxido de Fe
Piroxeno	C	Se reconocen pseudomorfos, alterado a esmectita y
Anfíbol	C	Se reconocen pseudomorfos

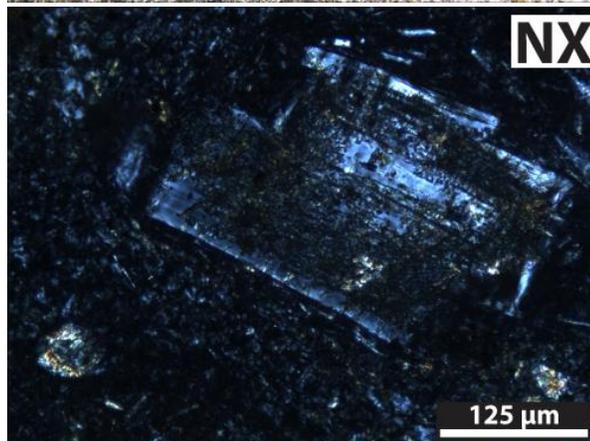
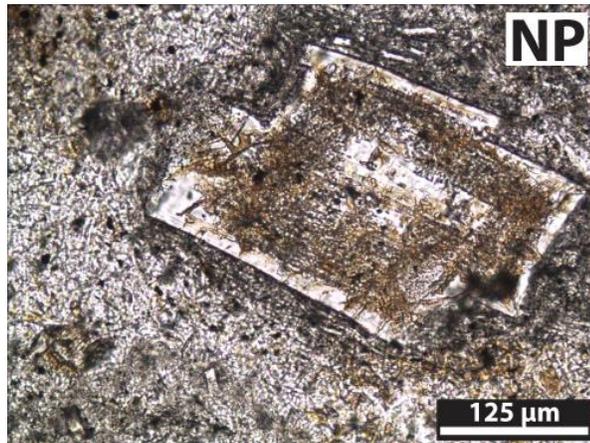
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Débil

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Crs)	A	Parche irregulares	Moderada	-
Mx-arcilla (Sme)	M	Selectiva, en máficos y plagioclasas	Débil	-
Óxido de Fe	M	Selectiva, en máficos y plagioclasas	Débil	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Esmectita + óxido de Fe



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Porfídica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	Tamaño 0.7 mm, alterada a I/S tipo R1 y óxido de Fe
Ortopiroxeno	C	Se reconocen pseudomorfos, tamaño 0.6 mm

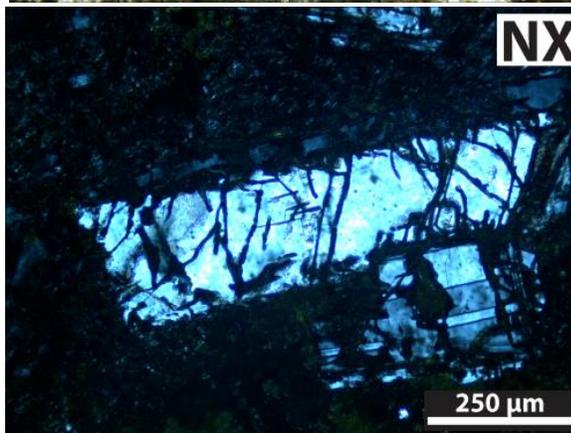
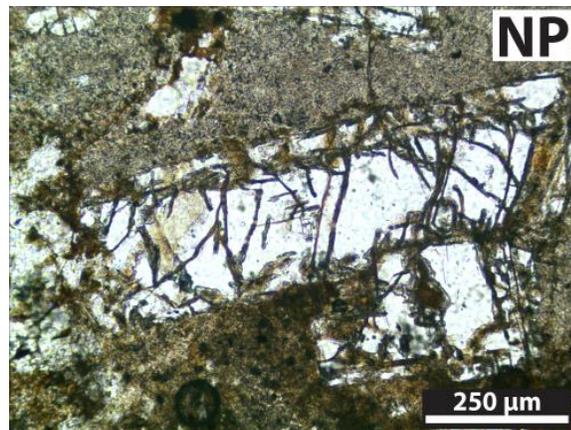
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Óxido de Fe	A	Pervasiva	Alta	-
Mx-arcilla (R1 I/S)	M	Selectivo alterando Plg y máficos	Moderada	-
Mx-arcilla (Kln)	M	Parches irregulares	Débil	-
Mx-SiO ₂ (Crs)	M	Parches irregulares	Débil	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	C	Tamaño 0.2 mm, en fragmentos líticos andesíticos alterados

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

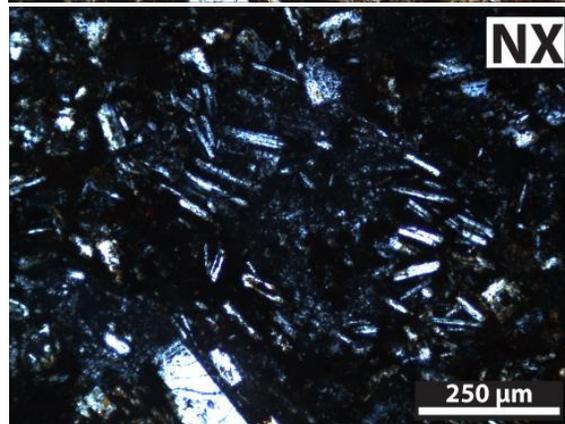
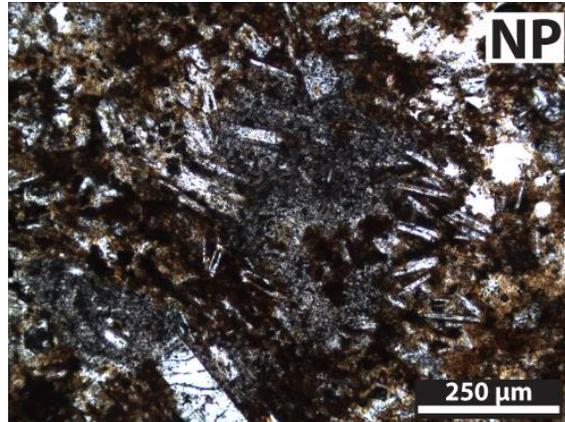
Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Trd)	A	Parches irregulares	Fuerte	-
Mx-arcilla (Sme)	C	Parches irregulares	Débil	-
Óxido de Fe	A	Selectivo en matriz, poros y vetillas	Fuerte	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Óxido de Fe	<0.1 mm	Varias vetillas similares

Asociación mineral: Tridimita + Esmeclita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	C	Tamaño 0.7 mm, en fragmentos líticos andesíticos, algunas disueltas

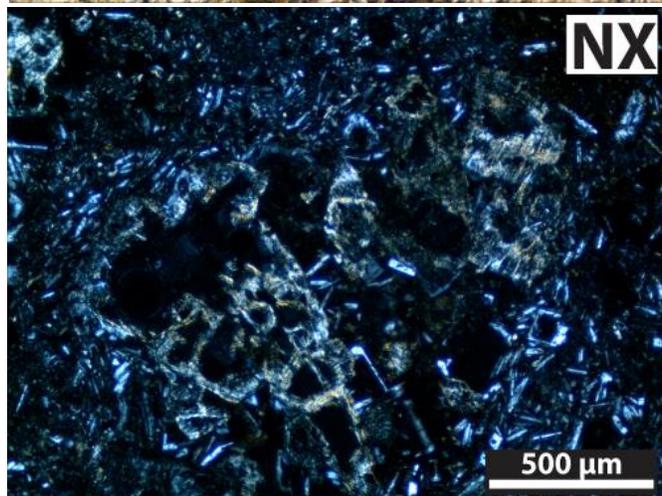
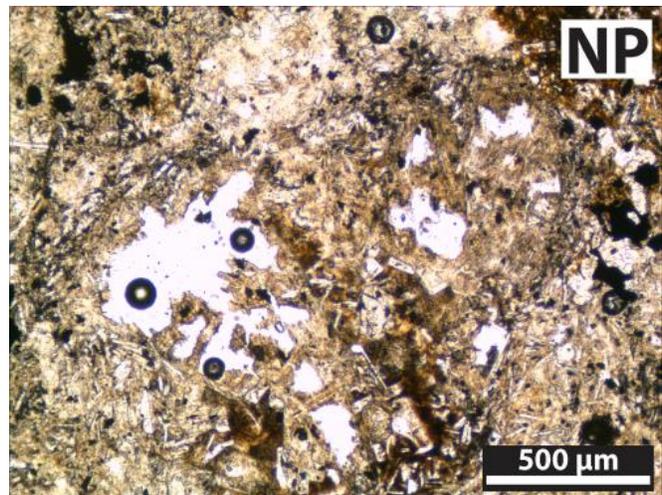
ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Intensidad: Fuerte

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Ill-Sme)	C	Selectiva en máficos, plagioclasas y poros	Moderada-Fuerte	-
Óxido de Fe	A	Parche irregulares	Alta	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Mineral de arcilla (illita o esmectita) + óxido de Fe



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

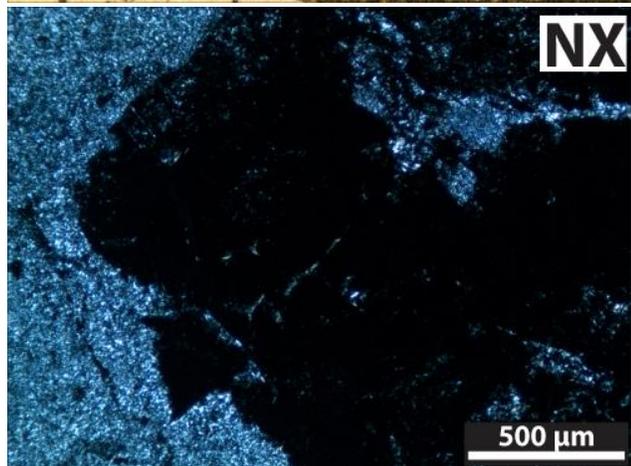
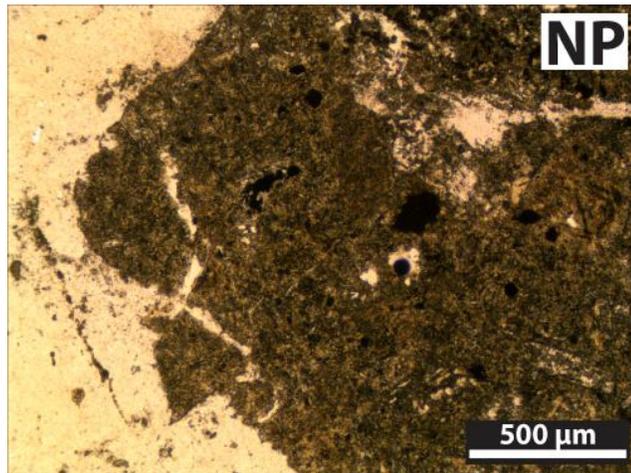
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	Zonación y poros de disolución
Mx-SiO ₂ (Crs- Trd)	A	Pervasiva	Intensa	-
Jarosita	R	Parches irregulares	Débil	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alunita	0.1–0.3 mm	Discontinuas

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita + Tridimita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura:

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	<2 mm. Completamente disueltas y reemplazadas
Piroxeno	M	0.8 mm. Completamente disuelto y reemplazado

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

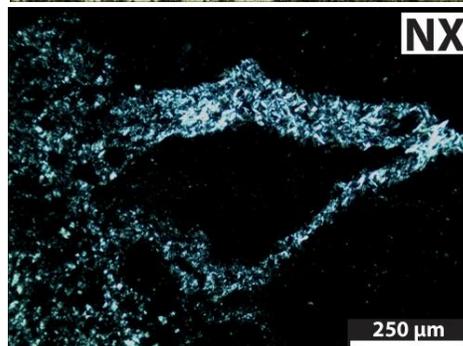
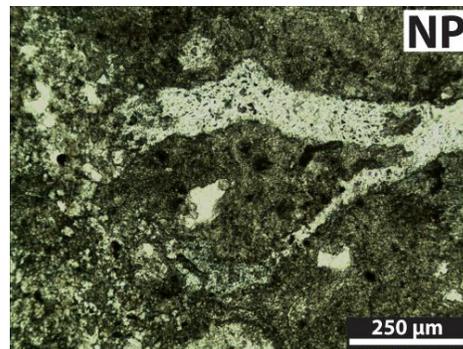
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva en clastos, rellenando vetas y vetillas	Intensa	Zonada, con poros y distintos tamaños
Mx-SiO ₂ (Crs y Trd)	A	Pervasiva en clastos, rellenando vetas y vetillas	Intensa	-
Mx-arcilla (Kln)	M	Pervasiva	Intensa	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alu + Crs + Trd	<0.1 mm	Múltiples, alunita de mayor tamaño crece perpendicular a la dirección de la vetilla

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita + Tridimita + Caolinita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica, stockwork

Mineral	Abundancia	Observaciones
Minerales máficos	M	Seudomorfos, no es posible reconocer
Plagioclasas	C	Tamaño 1.5 mm, completamente reemplazadas por alunita y minerales de SiO ₂

ALTERACIÓN HIDROTERMAL

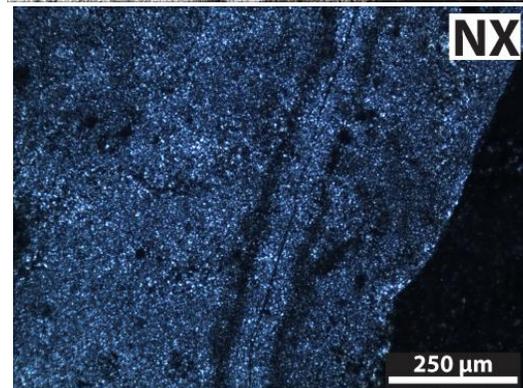
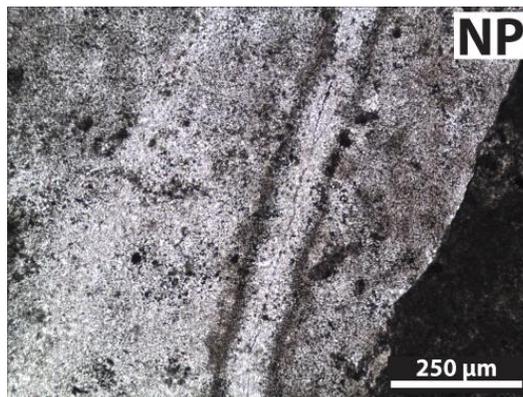
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Crs y Trd)	A	Pervasiva	Intensa	-
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	-
Jarosita	M	Parches irregulares	Débil	Reemplazando alunita

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alunita + Cristobalita + Tridimita + Pirita, Jarosita	0.4-14 mm	Stockwork. Tienen halos de alteración. Se encontró Jrs reemplazando Alu dentro de la vetilla

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita + Tridimita + Pirita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	C	Tamaños 0.5-2 mm, en fragmentos líticos. Disueltas por el centro

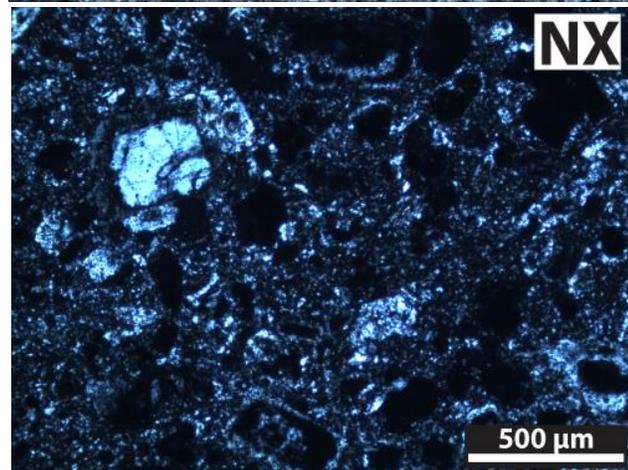
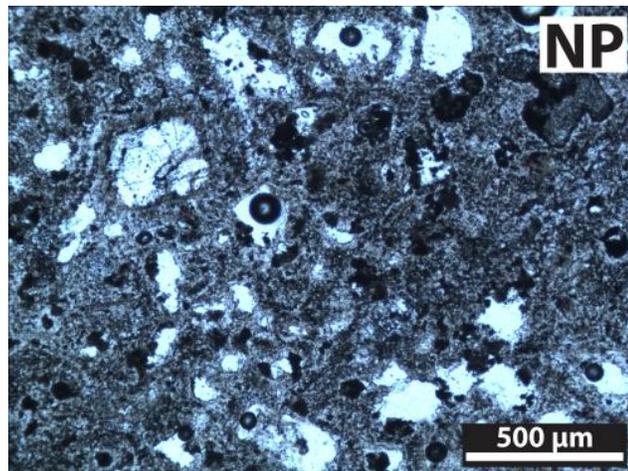
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Fuerte

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Crs/Trd)	A	Parches irregulares	Fuerte	Reemplazando Plg
Mx-arcilla (Sme)	R	Parches irregulares	Moderada	Reemplazando Plg
Jarosita	M	Parches irregulares	Moderada	-
Óxido de Fe	M	Parches irregulares	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Jarosita + óxido de Fe



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Obliterada

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

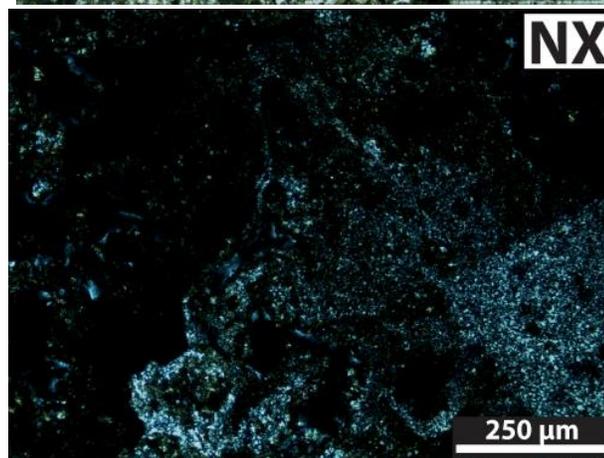
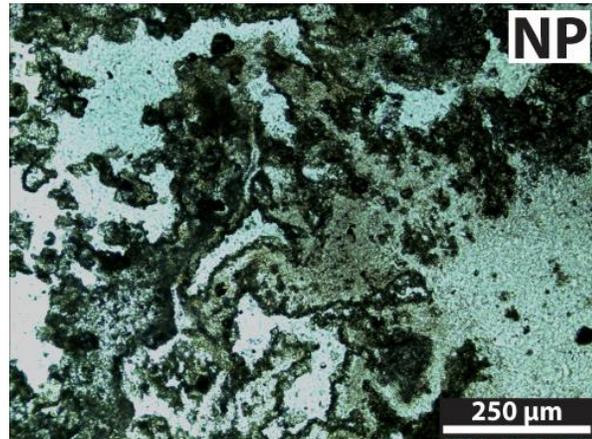
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Crs y Trd)	A	Pervasiva	Intensa	-
Jarosita	M	Vetillas, rellenando poros, parches	Fuerte	Reemplazando Alu
Mx arcilla (Kln)	M	Parches irregulares	Fuerte	-
Alunita	M	Pervasiva	Intensa	tamaño <0.01 mm

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Jarosita + Cristobalita + Tridimita	0.2 mm	Discontinuas

Asociación mineral: Jarosita + cristobalita + tridimita. Caolinita + alunita + tridimita + cristobalita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica, fragmentada

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	Se observan fragmentadas

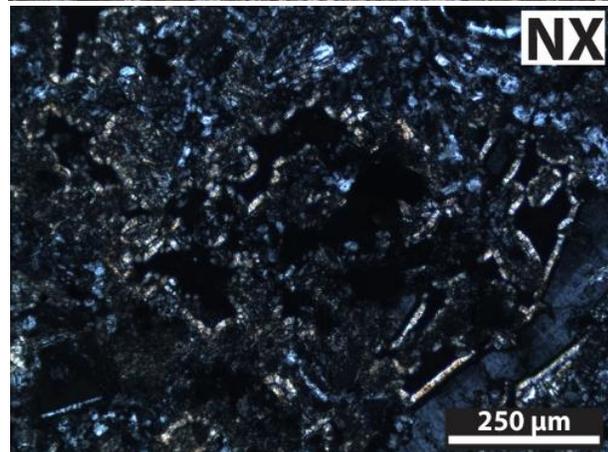
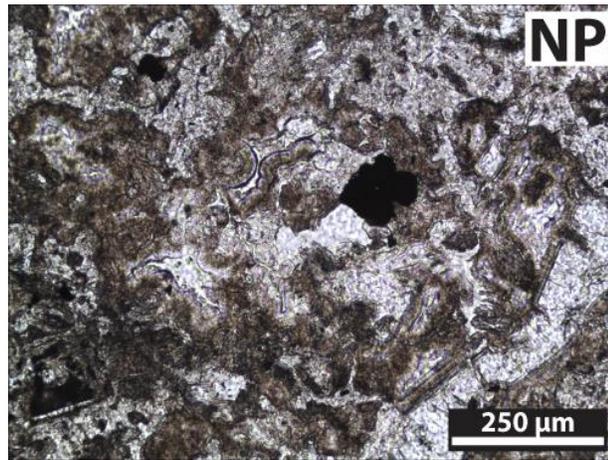
ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Intensidad: Fuerte

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Opl)	A	Pervasivo	Intensa	Xenomorfo
Óxidos de Fe	M	Selectiva, alrededor de minerales	Fuerte	-
Mx-arcilla (Ilt-Sme)	R	Selectiva, alrededor de núcleos de SiO ₂ y poros	Intensa	Hábito fibroso, extinción en abanico

No presenta vetillas

Asociación mineral: Ópalo + Mineral de arcilla (Sme y/o Ilt)



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa y feldespato	A	Totalmente reemplazado por Crs y Trd

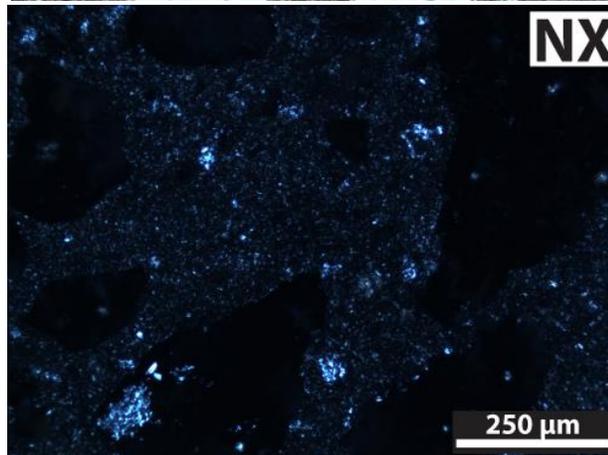
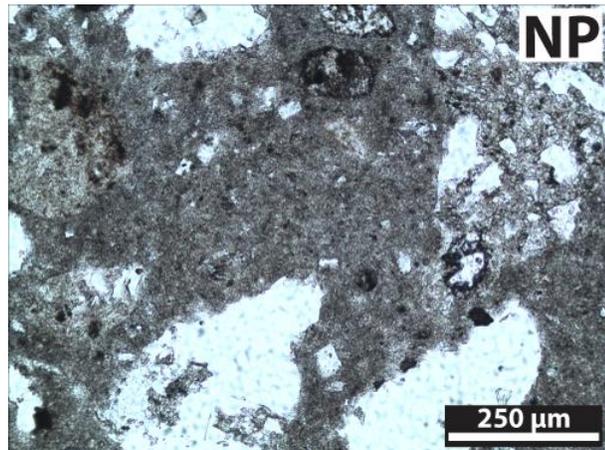
ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Intensidad: Fuerte

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Óxido de Fe	M	Selectiva, reemplaza matriz	Moderada	Aspecto terroso
Cuarzo oqueroso + Crs + Trd	A	Parches irregulares	Fuerte	-
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	-
Mx-arcilla (Kln)	R	Parches irregulares	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Cuarzo oqueroso + cristobalita + tridimita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa o feldespato	C	Fracturados, disueltos y alterados a mxs de arcilla
Piroxeno	M	Tamaño <1.2 mm, alterados a óxido de Fe por los bordes y minerales de arcilla por el centro

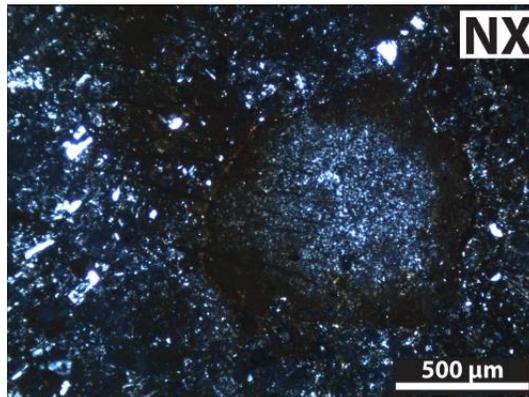
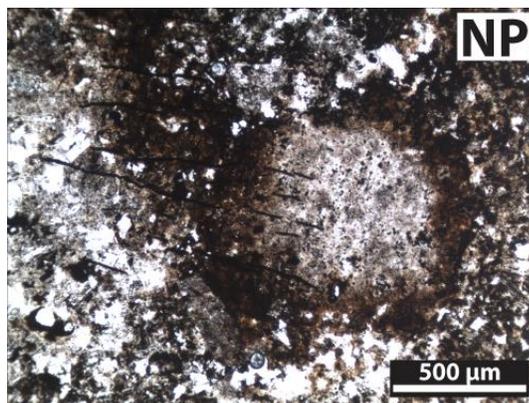
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Fuerte

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Hal)	C	Rellenando poros	Moderada	
Óxido de Fe	C	Parches irregulares, alrededor de núcleos de SiO ₂	Fuerte	Crece con Sme
Mx-SiO ₂ (Qz)	C	Parches irregulares	Moderada	
Mx-arcilla (Sme)	M	Parches irregulares	Moderada	Crece con óxidos
Jarosita	M	Diseminada	Moderada	

No presenta vetillas

Asociación mineral: Halloysita + cuarzo. Esmectita + óxido de Fe



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica, fragmentada

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	A	Tamaño 0.3 mm
Piroxeno	C	Tamaño 0.2-0.4 mm. Fracturados y alterados
Anfíbol	C	Tamaño hasta 2 mm. Disueltos y alterados.

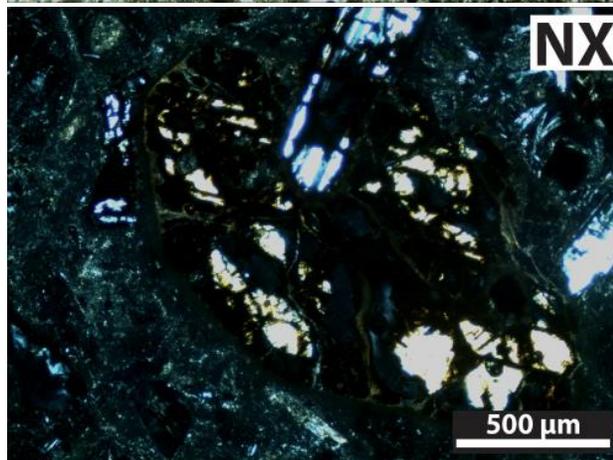
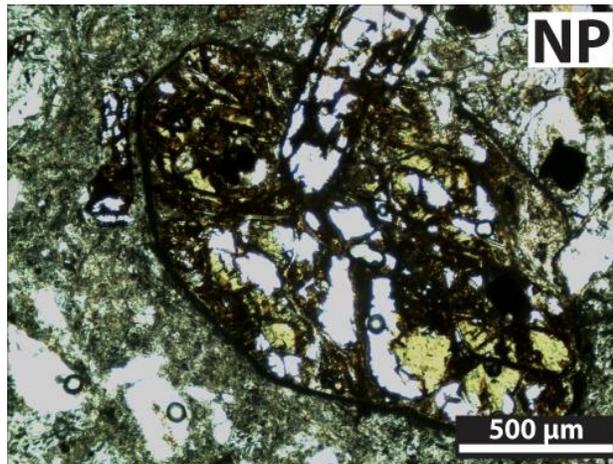
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Óxido de Fe	C	Parches irregulares	Moderada	-
Mx-arcilla (Illt-Sme)	M	Selectiva, altera máficos y matriz	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura:

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa/feldespato	A	Tamaño 0.2-2 mm. Disueltas y a veces alteradas a óxidos de Fe y minerales de arcilla (Ill/Sme)

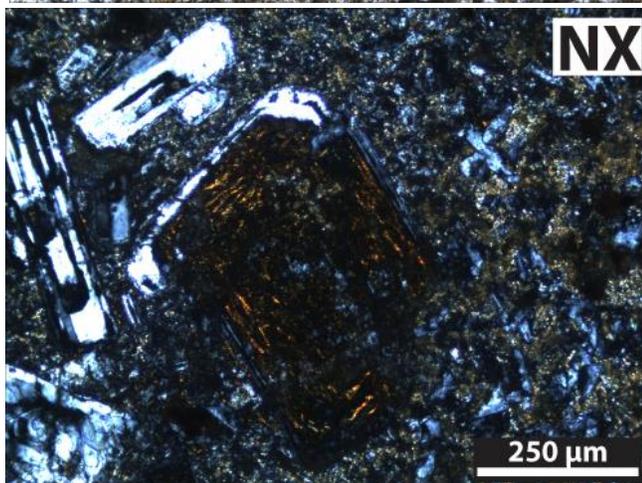
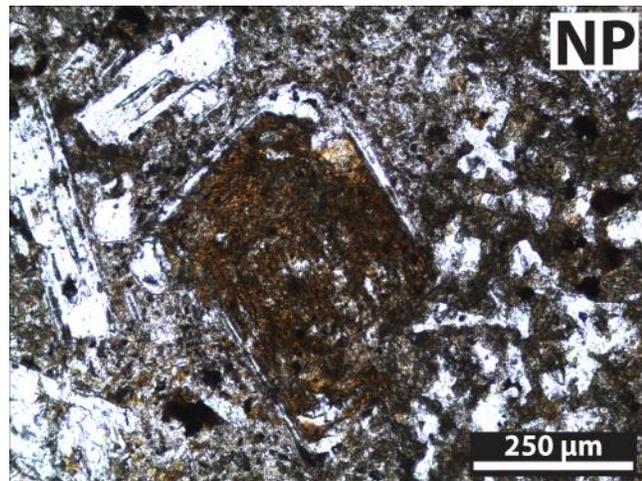
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Moderada

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Ill/ Sme)	C	Parches irregulares	Moderada	-
Óxido de Fe	C	Pervasiva	Fuerte	-
Mx-SiO ₂ (Crs)	A	Selectiva en matriz	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Cristobalita + Illita + Smectita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

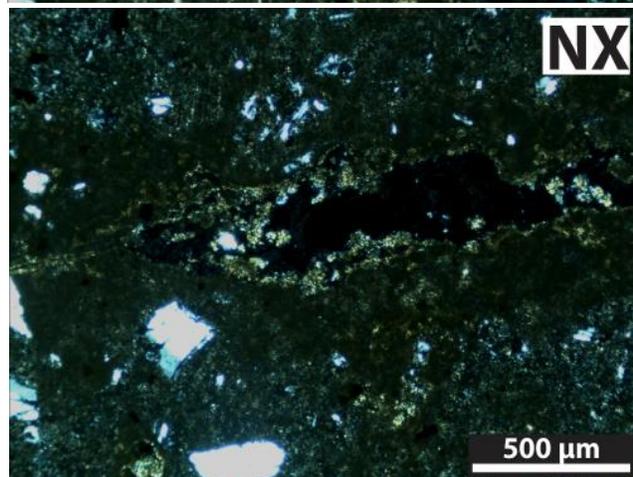
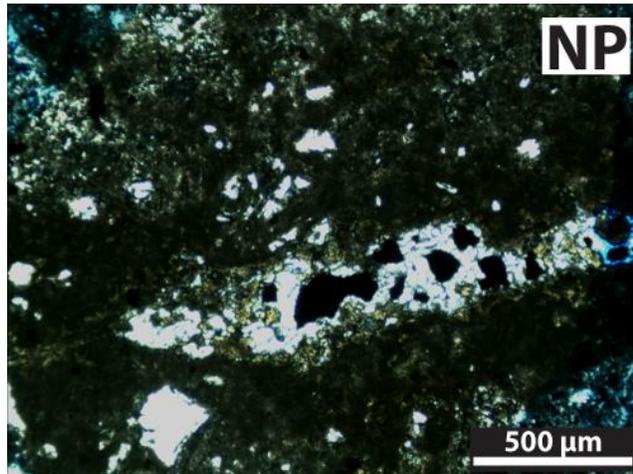
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Pri-Kln)	C	Pervasiva	Intensa	-
Jarosita	C	Rellenando vetilla	Fuerte	Hábito de alunita
Alunita	M	Rellenando vetilla	Fuerte	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Jarosita + alunita + pirita	0.3 mm	Pirita en la sutura, discontinua. No está en contacto con los otros minerales

Asociación mineral: Alunita + Jarosita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

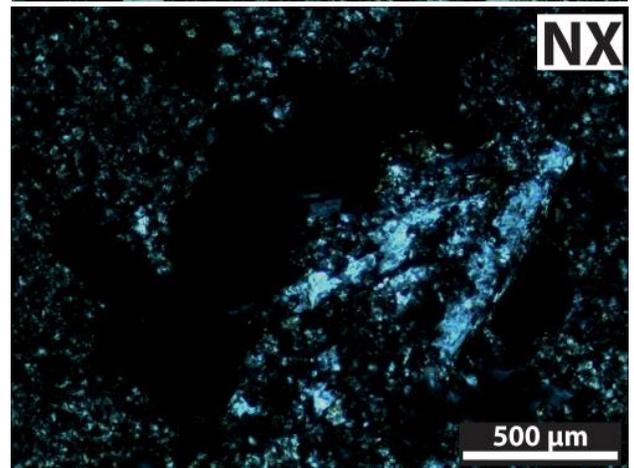
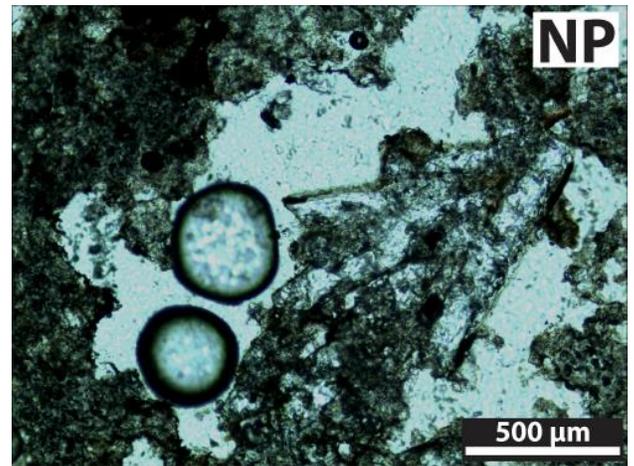
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-SiO ₂ (Trd)	A	Pervasiva	Intensa	-
Mx-arcilla (Sme)	C	Parches irregulares	Intensa	-
Óxido de Fe	C	Selectiva en matriz	Intensa	-
Yeso	C	Parches irregulares	Fuerte	Hábito tabular

No presenta vetillas

Asociación mineral: Yeso + tridimita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

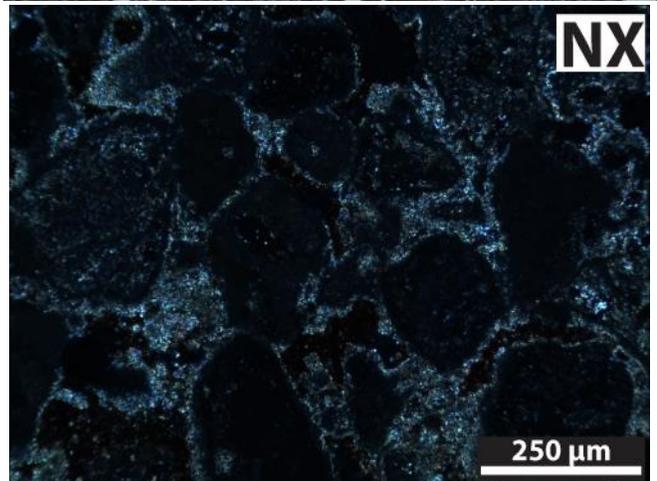
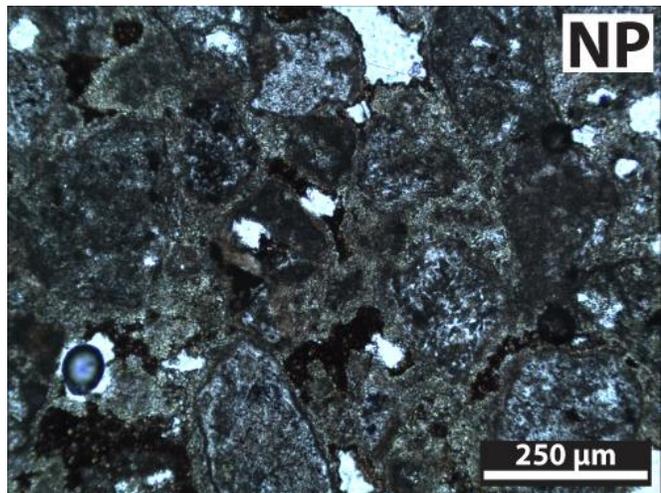
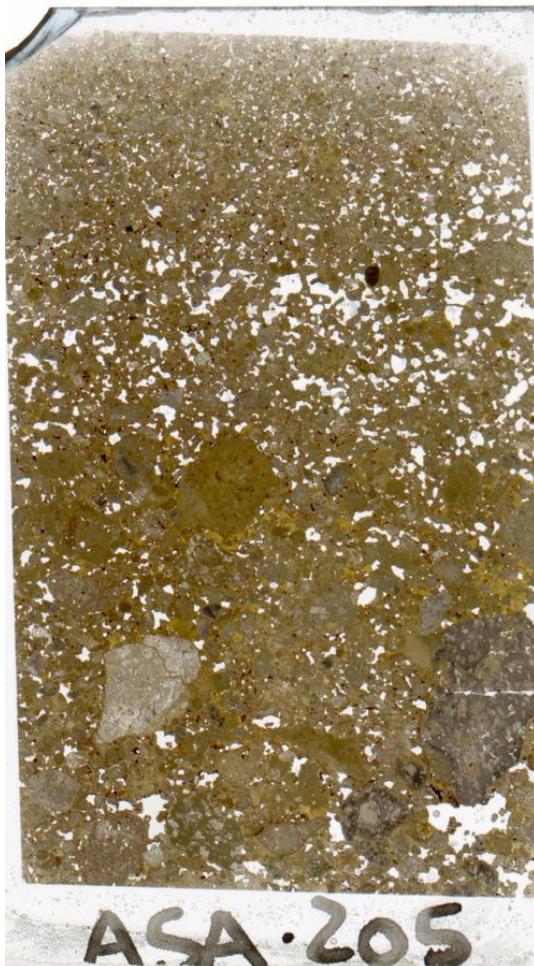
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	Hábitos rombohedral y cúbico
Jarosita	A	Pervasiva, sobretodo en borde de líticos	Intensa	Crece en cemento que brechiza alunita
Mx-SiO ₂ (Crs)	A	Pervasiva	Intensa	-
Óxido de Fe	C	En poros y borde de líticos	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

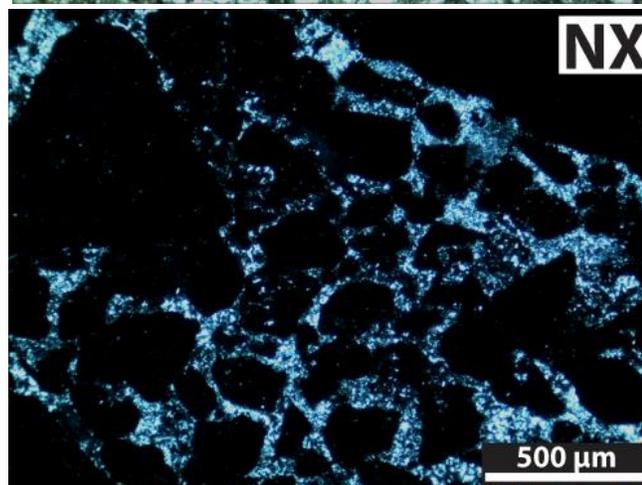
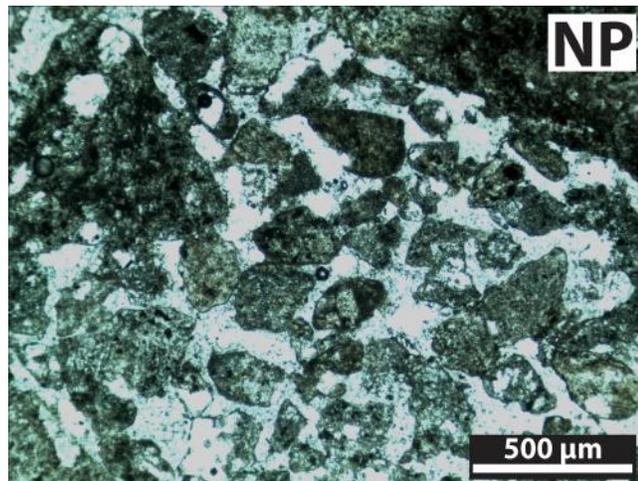
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad:

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Selectiva, en matriz de la roca y poros	Intensa	Tamaño va creciendo hacia contacto con clastos
Yeso	C	Selectivo, reemplazo líticos	Intensa	-
Mx-SiO ₂ (Trd-Crs)	A	Selectiva, en matriz de la roca y poros	Intensa	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita + Tridimita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

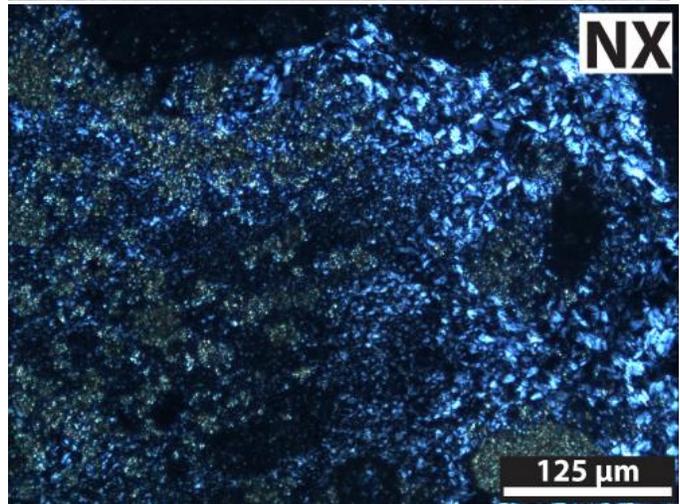
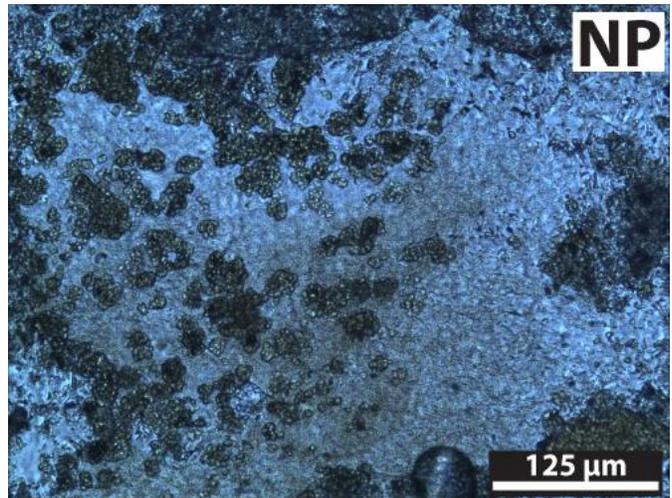
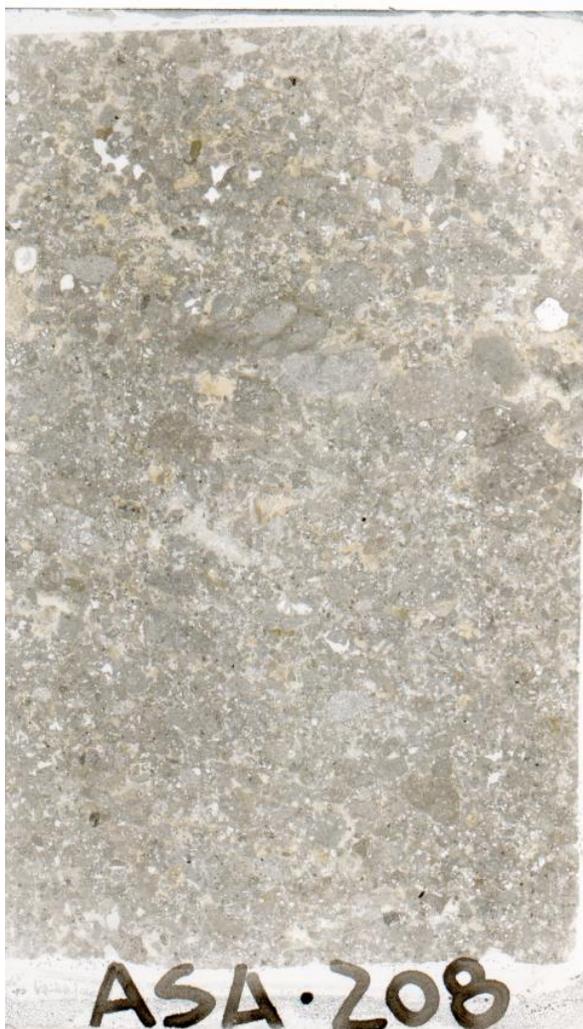
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Jarosita	A	Selectiva, en matriz y poros	Intensa	-
Mx-SiO ₂ (Crs-Trd)	A	Pervasiva	Intensa	-
Alunita	C	Pervasiva	Intensa	Dos poblaciones de tamaño

No presenta vetillas

Asociación mineral: Cristobalita + tridimita + alunita + jarosita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	C	Totalmente disueltas, se encuentran en clastos de la brecha

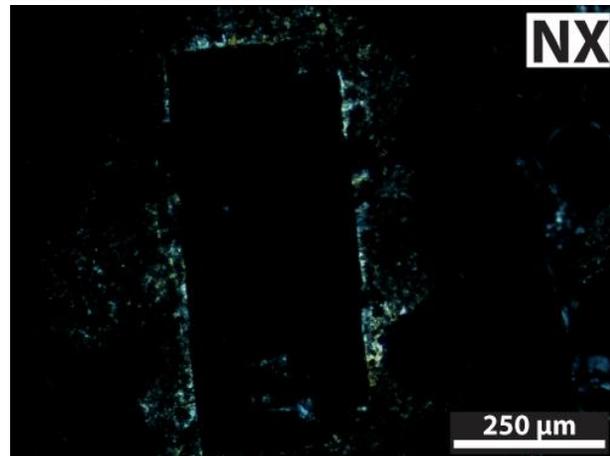
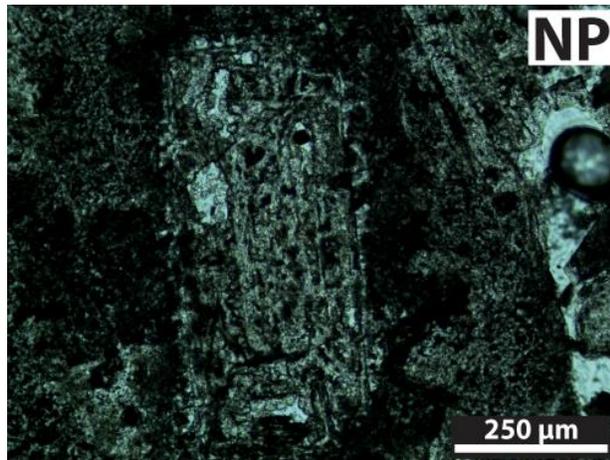
ALTERACIÓN HIDROTERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Mx-arcilla (Illt-Sme)	M	Selectivo, en poros y clastos de la brecha	Fuerte	-
Yeso	A	Selectivo, en matriz y borde clastos	Intensa	-
Alunita	M	Pervasiva	Intensa	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Alunita + Yeso



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Piroclástica

No se reconoce mineralogía primaria

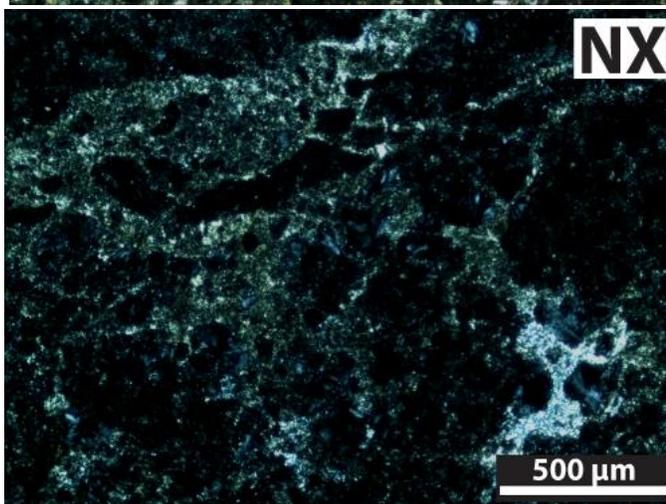
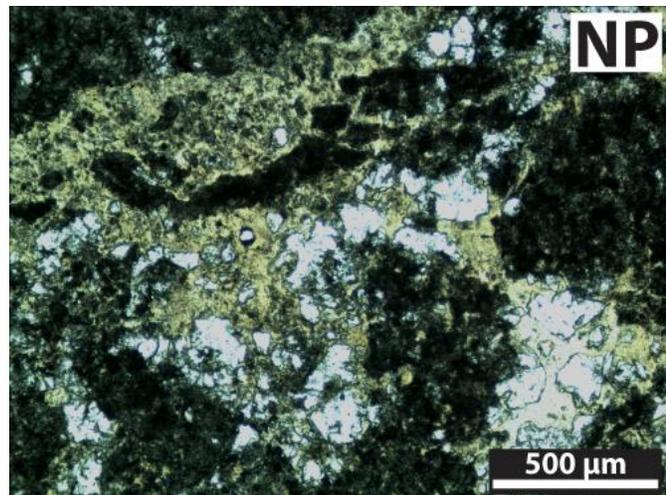
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Jarosita	M	Matriz de la brecha	Intensa	-
Óxido de Fe	M	-	Débil	-
Mx-arcilla (Sme)	A	Parches irregulares	Moderada	-
Mx-SiO ₂ (Trd-Crs)	A	Parches irregulares	Fuerte	-
Alunita	A	Matriz de la brecha	Intensa	-

No se reconocen vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

No se reconoce mineralogía primaria

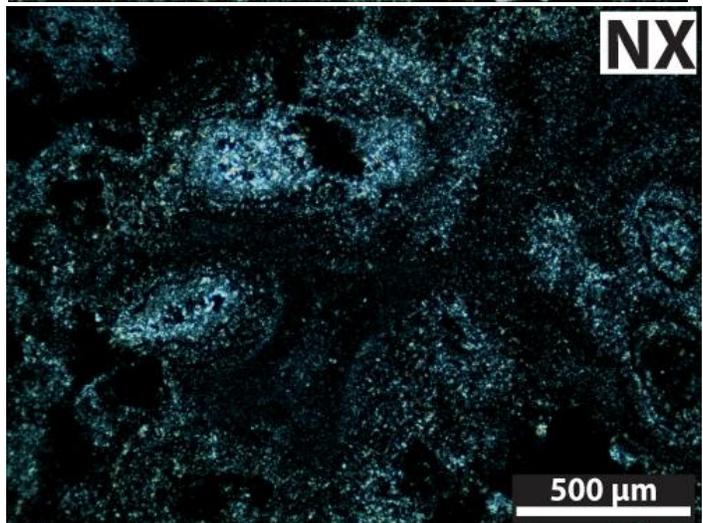
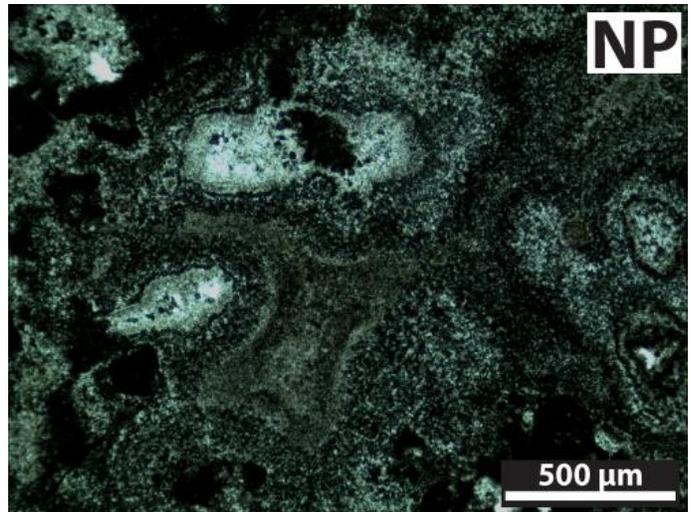
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Bandas coloformes alrededor de poros	Intensa	Bandas de distintos tamaños
Yeso	C	Selectiva, en poros y clastos	Fuerte	-
Jarosita	M	Selectiva reemplazo Alu	Moderada	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: -



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

Mineral	Abundancia	Observaciones
Plagioclasa	M	Completamente disueltas y reemplazadas a Alu, Jrs y Crs

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

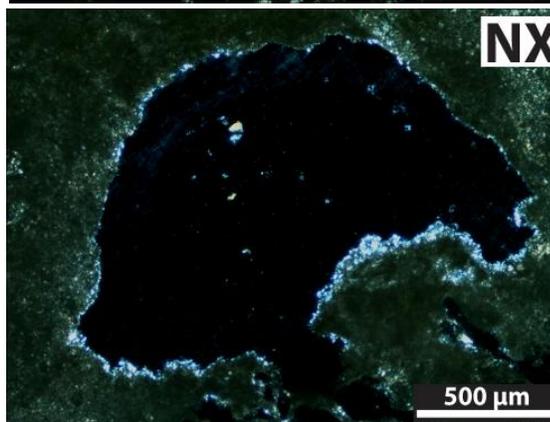
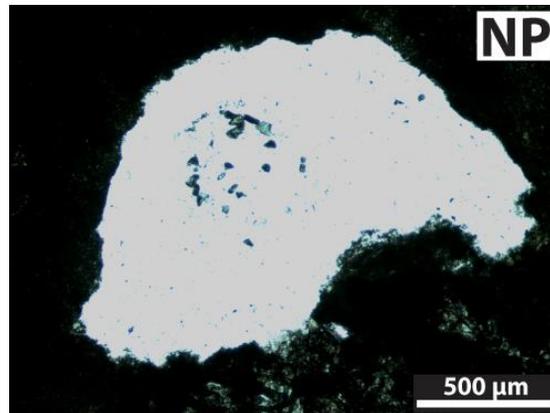
Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	En un cemento de Jrs
Jarosita	A	Selectiva, borde de poros y cemento que rodea Alu	Intensa	Conforma cemento en la matriz de la brecha
Yeso	R	Diseminado	Moderada	-
Cristobalita	M	Selectiva en matriz	Fuerte	-

Relleno vetillas

Mineral	Espesor	Observaciones
Alunita	0.5 mm	-

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita



CARACTERÍSTICAS PRIMARIAS

Textura: Brechosa

No se reconoce mineralogía primaria

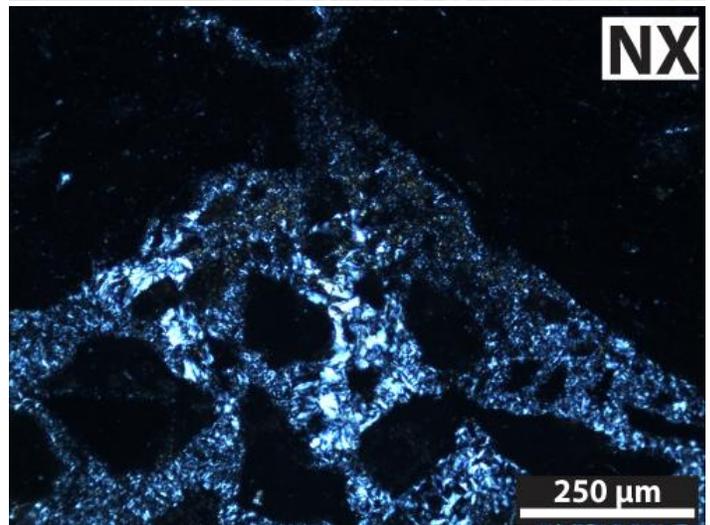
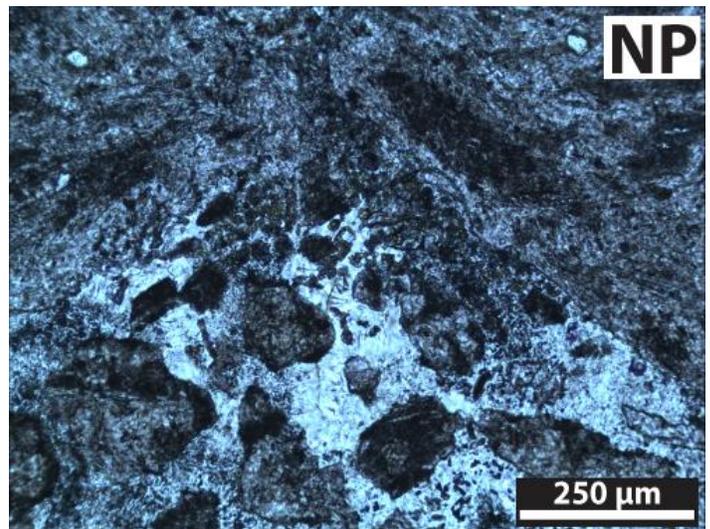
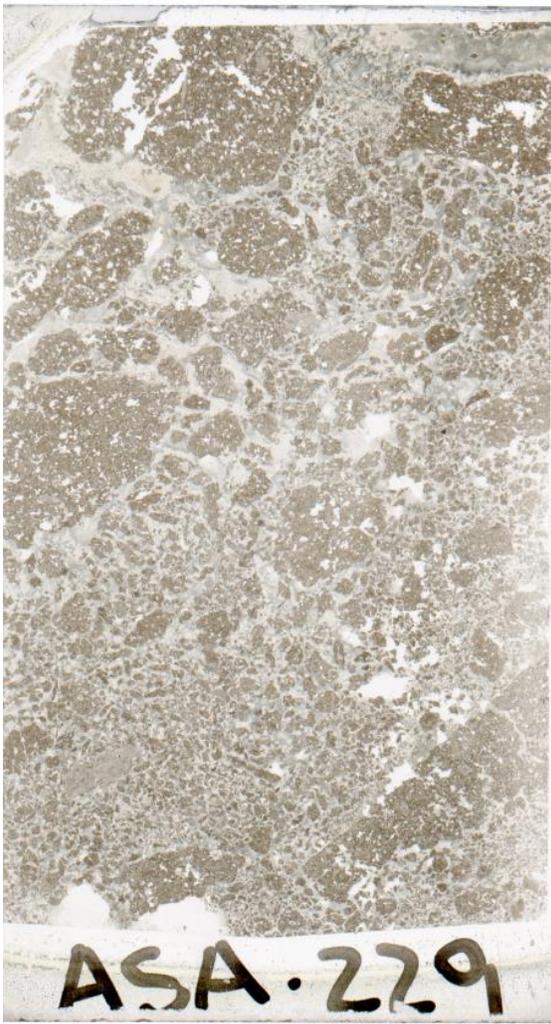
ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Intensidad: Intensa

Mineral	Abundancia	Textura/dominio	Intensidad	Observaciones
Alunita	A	Pervasiva	Intensa	Varias poblaciones de tamaño
Jarosita	C	Alrededor de poros y alunita	Fuerte	-
Mx-SiO ₂ (Crs)	C	Pervasiva	Intensa	-

No presenta vetillas

Asociación mineral: Alunita + Cristobalita



9.2 ANEXO B: Porcentaje de minerales de arcilla por muestra

Para minerales de caolinita, el porcentaje siempre es reportado en la columna general para el subgrupo de caolinita ("Kln sub"), y cuando fue posible diferenciar entre sus distintos minerales, se indican adicionalmente sus porcentajes en las columnas de halloysita (Hall), caolinita (Kln) y dickita (Dck) . Cuando se reconocieron distintos minerales de este grupo pero no fue posible determinar el porcentaje de cada uno, se indican con cruces ('x').

Muestra	Kln Sub	Hall	Kln	Dck	Prl	Sme	Illt	R1 I/S
ASA1	83	83			17			
ASA2								100
ASA4						100		
ASA4C	2				94			4
ASA6	23		23			60	17	
ASA6B	35		35		12	36	17	
ASA7	81		x	x		13	6	
ASA7B	62		x	x		38		
ASA10D	13					47	40	
ASA10F	53	53				39	8	
ASA102	2					98		
ASA102B	32						9	55
ASA103	3							97
ASA104						100		
ASA108						8	92	
ASA108C	24		x	x		39	37	
ASA109	51	51					45	4
ASA111	22				34			44
ASA112	100							
ASA113	15					85		
ASA114						66	34	
ASA116						100		
ASA117	66	66				7	27	
ASA118							37	63
ASA119						92	8	
ASA120	8	8				80	12	
ASA120B	17	x	x			81	2	
ASA121	25	x	x			75		
ASA123						100		
ASA123C	30	x	x		46	20	4	
ASA124	11				33	13	43	
ASA125						100		
ASA126	14	14					86	
ASA126B							33	67
ASA126C							100	
ASA127	18				15	20	47	
ASA128	31	x	x		66		3	
ASA129	2					95		
ASA130	50	x	x			46		
ASA201						36	64	
ASA214	8					72	20	
ASA215	6					52	42	
ASA217	15					66	19	
ASA219	12					80	8	
ASA220	47					48	5	
ASA224	100		100					

ASA225				100
ASA228	16		62	22
ASA231	8		70	22
ASA233	100	100		
ASA234	84	84		16
ASA235.1	21	21	54	25
mASA207	100	100		
mASA210				100
mASA211	15			85

9.3 ANEXO C: porcentajes de mineralogía de alteración por muestra

Muestra	Tipo roca	Intensidad	Clay mineral																							
			Qz	Trd	Crs	Alu	Nalu	Jrs	Njrs	Gp	Sulfato	Hmt	Gth	Gbs	Pyr	Brc	Mfr	Rt	Oxido	Sul	Py	Gre	Ccs	Zeo	Zun	
ASA1	Toba	Moderada	7		3																					
ASA2	Toba	Intensa	39	15					16					30												
ASA4	Textura obliterada	Intensa	6							15	10			14		55										
ASA4C	Textura obliterada	Intensa	68																						7	
ASA6	Toba	Moderada	20								38															
ASA6B	Toba	Moderada	28		30											3										
ASA7	Textura obliterada	Intensa	43	17	4																					
ASA7B	Textura obliterada	Intensa	32		19																				2	
ASA8	Textura obliterada	Intensa																							3	
ASA10A	Toba	Moderada	40		39																				20	
ASA10B	Brecha hidrotermal	Intensa	8		17																				70	
ASA10C	Textura obliterada	Intensa			9																				79	
ASA10D	Brecha hidrotermal	Intensa	4	20	26																				50	
ASA10F	Textura obliterada	Intensa			48																				Hal 6	
ASA101	Lava	Moderada			20																				4	
ASA102	Lava	Débil			18																					
ASA102B	Lava	Fuerte		34	10																				16	
ASA103	Lava	Moderada			13																				18	
ASA104	Toba	Moderada	10	14																					1	
ASA108	Toba	Moderada			7																				3	
ASA108C	Toba	Intensa																							2	
ASA109	Lava	Moderada			23																				4	
ASA110	Brecha hidrotermal	Intensa		3	3																				R	
ASA111	Brecha hidrotermal	Intensa		15	25																				60	

Muestra	Tipo roca	Intensidad	Clay mineral																					
			Qz	Trd	Crs	Alu	Nalu	Jrs	Njrs	Gp	Sulfato	Hmt	Gth	Gbs	Pyr	Brc	Mfr	Rt	Oxido	Sul	Py	Gre	Ccs	Zeo
ASA111B	Toba	Intensa	3	10		76		1									R				10			
ASA112	Textura obliterada	Intensa	3	10		87																		
ASA113	Toba	Fuerte	12	32	11	Kln 17	9			16						3								
ASA114	Toba	Fuerte	26		6		45			17											2			
ASA115	Textura obliterada	Intensa	12		7		36		5	16							R				20			
ASA115B	Toba	Fuerte	3	18	10		59		R	10							R							
ASA116	Toba	Moderada		4																				
ASA117	Toba	Fuerte			12	Ill 5																		R
ASA118	Lava	Débil			11																			R
ASA119	Lava	Débil	2		12																			
ASA120	Toba	Fuerte			4	Kln 10	4		5															
ASA120B	Textura obliterada	Intensa	89		6								5				R	R						
ASA121	Lava	Débil	9																					R
ASA122	Precipitado hidrotermal	Intensa									*													
ASA123	Textura obliterada	Débil	30																					
ASA123B	Lava	Débil	17																					R
ASA123C	Cataclasita	Moderada	4																					
ASA124	Toba	Moderada	17		9					5														
ASA125	Toba	Sutil	9																					
ASA125B	Toba	Sutil	28																					
ASA126	Toba	Moderada		15	8					6														
ASA126B	Textura obliterada	Fuerte		15						16														
ASA126C	Vetillas	Intensa							11	89														
ASA127	Toba	Intensa	17						1	13			69								3			
ASA128	Textura obliterada	Intensa	84	11		Prl 5																		
ASA129	Toba	Intensa	70	25						5														3
ASA130	Textura obliterada	Intensa	28	42									26											4

Muestra	Tipo roca	Intensidad	Clay mineral																						
			Qz	Trd	Crs	Alu	Nalu	Jrs	Njrs	Gp	Sulfato	Hmt	Gth	Gbs	Pyr	Brc	Mfr	Rt	Oxido	Sul	Py	Gre	Ccs	Zeo	Zun
ASA225	Textura obliterada	Intensa			13					83															
ASA226	Brecha hidrotermal	Intensa				70		24		6															
ASA227	Precipitado hidrotermal	Intensa								100															
ASA228	Precipitado hidrotermal	Intensa		6		88														2					
ASA229	Brecha hidrotermal	Intensa			8	81		6												1					
ASA231	Precipitado hidrotermal	Fuerte								100															
ASA232	Precipitado hidrotermal	Intensa			1		22			66										9					
ASA233	Textura obliterada	Fuerte			23	Kln 30	3	1		3															
ASA234	Textura obliterada	Intensa			17	Kln 49	24	4																2	
ASA235	Vetillas	Intensa								100															
ASA235.1	Lava	Débil	7		23	Kln 14	27		14						7				Fcl 3 Ilm 3						
ASA-AZU	Precipitado hidrotermal	Intensa																						100	
mASA201	Precipitado hidrotermal	Intensa			3									3					Crn 3	87			7		
mASA202	Precipitado hidrotermal	Intensa	5																	95					
mASA203	Precipitado hidrotermal	Intensa																		100					
mASA206	Precipitado hidrotermal									99															
mASA207	Toba	Intensa			5		91																		
mASA209	Precipitado hidrotermal	Intensa		28	56															12					
mASA210	Precipitado hidrotermal	Intensa								6											92				
mASA211	Textura obliterada	Intensa				Kln 51	18	25												Bir 2					