



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

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL VOLCÁN AZUFRE II REGIÓN DE ANTOFAGASTA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DARÍO SALVADOR HÜBNER GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:
BENIGNO GODOY NEIRA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
DIEGO MORATA CÉSPEDES

SANTIAGO DE CHILE
2018

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo
POR: Darío Salvador Hübner González
FECHA: Viernes 26 de Enero del 2018
PROFESOR GUÍA: Benigno Godoy Neira

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL VOLCÁN AZUFRE II REGIÓN DE ANTOFAGASTA

El Volcán Azufre es uno de los estratovolcanes que componen la Zona Volcánica Central de Los Andes, perteneciendo en particular al borde occidental del *Altiplano Puna Volcanic Complex (APVC)*. Esta región ubicada en el *Altiplano Puna Plateau (APP)*, alrededor del punto trifinio entre Chile, Argentina y Bolivia, se caracteriza por un volcanismo ácido que se alimenta desde el *Altiplano Puna Magma Body (APMB)*. El Volcán Azufre se encuentra en una cadena volcánica de orientación NW-SE, compuesta además por el Volcán Aguilucho y el Volcán Apacheta. Dicha cadena, que también incluye los domos dacíticos Chanca, Chac Inca y Pabellón, se sitúa sobre una zona estructural extensiva denominada Graben de Inacaliri.

El Volcán Azufre, que se compone de 61,98 km³ de lavas tipo bloque depositadas en un área de 161,9 km², evolucionó sobre un basamento ignimbrítico por medio de cuatro etapas eruptivas, las cuales se desarrollan desde el Pleistoceno Medio (ca. 1,5 Ma) hasta el Pleistoceno Superior (ca. 80 ka). Petrográficamente las lavas del Azufre, que son portadoras de enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica, corresponden a andesita de piroxeno, andesita de hornblenda y andesita de biotita. Geoquímicamente lavas del volcán poseen la signatura calcoalcalina de alto K propia de este sector del *APVC*; presentando una composición variable entre andesita y dacita, con una concentración de SiO₂ entre el 61% y el 67,5%. Adicionalmente a partir de la geoquímica, se distinguen dos *trends* de evolución para las coladas del Volcán Azufre. Así las lavas de las etapas eruptivas I y III se encuentran concentradas en Ca, Al, Na y Sr, y empobrecidas en K, Fe, Mg y Ti; mientras que las lavas de las etapas eruptivas II y IV presentan un mayor porcentaje de K, Fe, Mg y Ti, y un empobrecimiento en Ca, Al, Na y Sr.

Junto a lo anterior, la evolución del Volcán Azufre también incluye el emplazamiento de dos domos dacíticos (Chanca y Chac Inca), la génesis de depósitos morrénicos y la de una alteración hidrotermal. En el dominio de la alteración, que se generó por fluidos ácidos con pH≈ 2-3 tal como lo indica la presencia de alunita, se identificó la presencia de *vents* hidrotermales. Para estos *vents* se postula que su formación fue relativamente reciente (ca. 10 ka), y en particular posterior a los eventos de glaciación ocurridos en el *APP* hace ca. 20 ka.

*A PAOLA, PAMELA, DOUGLAS y JUAN;
AMIGOS, AMIGAS,
PROFESORES Y PROFESORAS
DE TODA LA VIDA.*

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se realizó gracias al financiamiento de la Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica, a través del Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes CEGA (CEGA-UCH/FONDAP-CONICYT/15090013), la investigación de *post*Doctorado FONDECYT 3160432 y la investigación de Doctorado Nacional CONICYT-PCHA 2015-21150403. Asimismo el presente trabajo también es fruto del apoyo en terreno del Dr. Chris Harris y del Dr. Petrus Le Roux de la Universidad del Cabo, Sudáfrica; del Dr. Andrew Menzies y los alumnos Diego Araya, Guillermo Gallmeyer, Manon Gosselin y Osvaldo González de la Universidad Católica del Norte, Chile; del Dr. Benigno Godoy y la alumna Francisca Aguilera de la Universidad de Chile.

Agradecer al Profesor Dr. Diego Morata por sus valiosas correcciones y críticas al borrador del trabajo, y al Dr. Angelo Castruccio por las indicaciones entregadas para su mejora.

Agradecer la colaboración entregada por el Dr. Santiago Maza en el análisis de los difractogramas de rayos X, y por la discusión sobre la alteración presente en el Volcán Azufre y sus alrededores.

Un especial reconocimiento a los Profesores Dr. Francisco Hervé, Dr. Luis Aguirre, Dr. Reynaldo Charrier y al Dr. Victor MaksaeV por su amabilidad, por las discusiones y la colaboración entregada al consultarle mis dudas. A todos ellos mis más sincera gratitud y respeto.

Finalmente destacar y agradecer, el notable desempeño y apoyo entregado por mi Profesor Guía, Dr. Benigno Godoy en la elaboración de la presente tesis. Para él solo hay felicitaciones por su perseverancia, y brillante trabajo en los volcanes del Norte de Chile.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	v
ÍNDICE DE TABLAS	viii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	ix
I. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Marco teórico.....	1
1.2. Ubicación y vías de acceso a la zona de estudio	5
1.3. Objetivos	6
1.3.1. Objetivo general.....	6
1.3.2. Objetivos específicos.....	6
1.4. Hipótesis de trabajo	7
II. METODOLOGÍA DE TRABAJO Y ANÁLISIS.....	8
2.1. Geología del Volcán Azufre	8
2.2. Petrografía de las lavas del Volcán Azufre	12
2.3. Alteración hidrotermal del Volcán Azufre.....	12
2.3. Geoquímica de las lavas del Volcán Azufre	13
III. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA EN ESTUDIO	14
3.1. Geología regional	14
3.1.1. Unidades estratigráficas.....	14
3.1.2. Rocas intrusivas.....	16
3.2. Geología estructural.....	17
IV. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN AZUFRE	19
4.1. Generalidades	19
4.2. Basamento (Msub; Mioceno Superior <i>ca.</i> 5 - 8 Ma)	22
4.2.1. Formación Artola.....	22
4.2.2. Formación Sifón	23
4.2.2. Formación Carcote	23
4.3. Domos dacíticos I (Pldd1; Pleistoceno Medio <i>ca.</i> 1,4 - 1,6 Ma).....	24
4.3.1. Generalidades	24
4.3.2. Edad.....	26
4.4. Unidad de lavas I (Plu1; Pleistoceno Medio <i>ca.</i> 1,4 - 1,6 Ma).....	27

4.4.1. Generalidades	27
4.4.2. Edad.....	29
4.4.3. Petrografía.....	29
4.4.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS.....	30
4.5. Unidad de lavas II (Plu2; Pleistoceno Medio-Superior <i>ca.</i> 500 - 700 ka)	31
4.5.1. Generalidades	31
4.5.2. Edad.....	34
4.5.3. Petrografía.....	34
4.5.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS.....	38
4.6. Unidad de lavas III (Plu3; Pleistoceno Superior <i>ca.</i> 200 - 400 ka)	39
4.6.1. Generalidades	39
4.6.2. Edad.....	42
4.6.3. Petrografía.....	42
4.6.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS.....	42
4.7. Unidad de lavas IV (Plu4; Pleistoceno Superior <i>ca.</i> 140 - 160 ka).....	43
4.7.1. Generalidades	43
4.7.2. Edad.....	45
4.7.3. Petrografía.....	47
4.7.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS.....	50
4.8. Domos dacíticos II (Pldd2; Pleistoceno Superior <i>ca.</i> 80 - 140 ka)	51
4.8.1. Generalidades	51
4.8.2. Edad.....	54
4.9. Depósitos sedimentarios (Plg y PIHd, Pleistoceno-Holoceno <i>ca.</i> 0-20 ka).....	55
4.10. Alteración hidrotermal (Pleistoceno Superior-Holoceno <i>ca.</i> 10-300 ka).....	56
4.10.1. Generalidades	56
4.10.2. Petrografía de la mineralogía de alteración.....	58
4.10.3. Difracción de Rayos X.....	59
7.4.1. Edad de la alteración hidrotermal.....	61
V. GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES DE LAVA	62
VI. EVOLUCIÓN GEOLOGÓGICA DEL VOLCÁN AZUFRE.....	67
VII. CONCLUSIÓN	72
VIII. BIBLIOGRAFÍA.....	75

ANEXO A.....	82
ÁREAS Y VOLUMENES DE UNIDADES.....	82
A.1. Cuerpos geométricos regulares utilizados para el cálculo de área y volumen.....	83
Área y volumen de sector de anillo.....	83
Área y volumen de trapezoide isósceles.....	83
Área y volumen de trapezoide rectangular.....	83
A.2. Áreas y volúmenes de unidades no cónicas.....	84
Unidad de lavas III.....	84
Unidad de lavas IV.....	85
ANEXO B.....	86
PETROGRAFÍA DE MUESTRAS DE MANO.....	86
ANEXO C.....	94
PETROGRAFÍA MICROSCÓPICA.....	94
ANEXO D.....	111
GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	111
D.1. Geoquímica de óxidos mayores.....	112
D.2. Geoquímica de elementos traza.....	114
ANEXO E.....	116
DIFRACTOGRAMAS DE RAYOS X.....	116

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Síntesis de la petrografía presente en la Unidad de lavas II	38
Tabla 2: Síntesis de la petrografía presente en la Unidad de lavas IV.	50
Tabla 3: Mineralogía de alteración identificada por medio de la petrografía y la difracción de rayos X en polvos de roca total para la alteración hidrotermal del Volcán Azufre.	61
Tabla 4: Tabla con los principales datos de las unidades de lavas del Volcán Azufre.....	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Esquema general del contexto geológico continental del Volcán Azufre	2
Figura 2: Modelo 3d para la distribución del <i>Altiplano Puna Magma Body</i> (APMB) y su manifestación exógena en el <i>Altiplano Puna Volcanic Complex</i> (APVC).	4
Figura 3: Imagen satelital del Volcán Azufre y Volcán Apacheta.	4
Figura 4: Mapa rutero con la vía de acceso "ruta ch 21" al Volcán Azufre.....	5
Figura 5: Imagen satelital que destaca algunos de los principales centros eruptivos del APVC	7
Figura 6: Imágenes utilizadas para la confección del mapa geológico del Volcán Azufre.....	9
Figura 7: Modelo de superficie <i>tin</i> del Volcán Azufre y su Unidad de lava I.....	10
Figura 8: Modelo de superficie <i>tin</i> del Volcán Azufre y su Unidad de lava IV	11
Figura 9: Imagen satelital exponiendo los lineamientos NW-SE	17
Figura 10: Imagen satelital del Graben de Inacaliri.....	18
Figura 11: Esquema de las unidades que conforman la geología del Volcán Azufre.	19
Figura 12: Mapa geológico del Volcán Azufre.	20
Figura 13: Perfil geológico del Volcán Azufre.	21
Figura 14: Mapa geológico con los afloramientos del basamento para el Volcán Azufre	22
Figura 15: Imagen satelital que expone las diferencias morfológicas y texturales del Domo Chanka	24
Figura 16: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la Unidad de domos dacíticos I	25
Figura 17: Fotografías del Domo Chanka	25
Figura 18: Extracto de la tabla de dataciones de Roobol et al. (1976)	26
Figura 19: Imagen satelital que exhibe el punto en coordenadas sexagesimales de la muestra datada por Roobol et al. (1976) (figura 18), más la interpretación del mismo en el presente documento, asociado a la Unidad de Domos dacíticos I (DI).....	26
Figura 20: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la Unidad de lavas I ..	28
Figura 21: Fotografías de la Unidad de lavas I	28
Figura 22: Fotografía de enclaves portados por coladas de la Unidad de lavas I.....	29
Figura 23: Diagrama total alcali vs sílice para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre	30
Figura 24: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la Unidad de lavas II.	31
Figura 25: Imagen satelital del flanco N del Volcán Azufre	32
Figura 26: Fotografías de la Unidad de lavas II del Volcán Azufre.....	33
Figura 27: Fotomicrografías de andesitas de piroxeno.....	35
Figura 28: Fotomicrografías a nícoles paralelos de andesita de hornblenda	35
Figura 29: Fotomicrografía de texturas presentes en las lavas de la unidad II.....	36
Figura 30: Fotomicrografías a cristales de hornblendas de la Unidad de lavas II.	37
Figura 31: Fotografías panorámicas exponiendo diferentes flancos del Volcán Azufre.....	39
Figura 32: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del edificio volcánico la Unidad de lavas III.....	40
Figura 33 : Fotografía de colada en bloque perteneciente a la Unidad de lavas III.	41
Figura 34: Imagen satelital presentando la distribución espacial de la alteración hidrotermal en el Volcán Azufre y las unidades de lavas afectadas por ella	41
Figura 35: Fotografías panorámicas realizadas a la Unidad de lavas IV del Volcán Azufre	43
Figura 36: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y distribución de la Unidad de lavas IV	44
Figura 37: Imagen satelital de la ladera norte del Volcán Azufre (detalle de la figura 38a), en la cual se exponen las estructuras presentes en las coladas de lava pertenecientes a la Unidad IV	45
Figura 38: Imágenes satelitales de lavas con estructuras	46
Figura 39: Imagen satelital exponiendo superposición del domo chac inca por sobre la Unidad de lavas IV.	46

Figura 40 : Fotomicrografías de andesitas de piroxeno pertenecientes a la Unidad de lavas IV.....	47
Figura 41: Fotomicrografías de andesitas de piroxeno a nícoles cruzados, en la cual se expone un fenocristal de plagioclasa (plg) de la muestra azu 16 009 portando un cristal de zircón (zrn).....	47
Figura 42: Fotomicrografía de cristales de biotita (bt) a nícoles paralelos pertenecientes a la Unidad de lavas IV.....	48
Figura 43: Fotomicrografías a cristales de hornblendas de la Unidad de lavas IV.....	49
Figura 44: Imagen satelital y fotografías de la Unidad de domos dacíticos II.....	51
Figura 45: Fotografías de los enclaves de la Unidad de domos II.....	52
Figura 46: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del sector NW del Domo Chanka.....	53
Figura 47: Modelo de superficie <i>TIN</i> del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del Domo Chac Inca.....	53
Figura 48: Imagen satelital y fotográfica de los circos glaciares y depósitos de morrena.....	55
Figura 49: Imagen satelital con teledetección de la mineralogía de alteración asociada al Volcán Azufre.....	56
Figura 50: Fotografías de <i>vents</i> hidrotermales.....	57
Figura 51: Fotomicrografías de lavas alteradas del volcán azufre.....	58
Figura 52: Tabla de mineralogía de alteraciones hidrotermales de Corbett y Leach (1998).....	60
Figura 53: Diagramas K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976) y Harker de óxidos mayores (Fe_{tot} , Mg y Ti) vs SiO_2 para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre.....	63
Figura 54: Diagramas harker de óxidos mayores (Ca, Al y Na) vs SiO_2 y harker de Sr vs SiO_2 para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre.....	64
Figura 55: Diagramas harker de óxidos mayores para la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor y las unidades de lavas del Volcán Azufre.....	65
Figura 56: Diagrama Sr vs SiO_2 para la Cadena Volcánica San Pedro-Linzor y las unidades de lavas del Volcán Azufre.....	66
Figura 57: Esquema representativo de la evolución geológica del Volcán Azufre.....	69
Figura 58: Difractogramas entregados por el <i>software Xpowder</i> para las muestras de roca total.....	117
Figura 59: Difractogramas entregados por el <i>software Xpowder</i> para las muestras de roca total.....	118

I. INTRODUCCIÓN

1.1. Marco teórico

El Orógeno Andino es la cadena montañosa más extensa del planeta Tierra, la cual con cerca de 7300 km de largo cruza todo el borde occidental de Sudamérica, desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en el extremo sur de Chile; continuando su prolongación a través de la Dorsal del Scotia hasta llegar a la Antártida. Sin embargo, el Orógeno Andino además de exponer dicha extensión de escala continental, también presenta un elemento adicional que lo diferencia de otras cadenas montañosas de la Tierra, el cual corresponde a un arco volcánico activo. La génesis de dicho arco se encuentra controlada por la geometría de subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la Placa Sudamericana, definiendo así cuatro zonas volcánicas y cuatro zonas sin su presencia (Stern, 2004; Stern et al., 2007), tal como se muestra en la figura 1a.

Dentro de tal configuración Andina, el presente trabajo relacionado con la evolución geológica del Volcán Azufre, se contextualiza en la Zona Volcánica Central de Los Andes (CVZ del inglés *Central Volcanic Zone*), y en particular al área denominada Complejo Volcánico del Altiplano Puna (APVC del inglés *Altiplano Puna Volcanic Complex*, *sensu* de Silva, 1989a) (figura 1b y c). De esta manera, para entender el tipo de volcanismo allí presente, es necesario comprender la evolución de los Andes Centrales y específicamente la evolución del Altiplano Puna.

El origen de la Cordillera de los Andes se remonta a procesos que datan del Jurásico, un periodo caracterizado por una subducción con extensión, un arco volcánico inmaduro y cuencas de tras arco (Coira et al., 1982; Vergara et al., 1995; Mpodozis y Ramos 2008). Posteriormente debido a los eventos o fases deformacionales compresivas del Cretácico Medio y Cenozoico (Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2009), se generó la inversión tectónica de las antiguas cuencas de tras arco (Amilibia et al., 2008; Martínez et al., 2012; 2013; 2016), la migración del arco volcánico hacia el E y el alzamiento de la Cordillera Andina (Coira et al., 1982; Trumbull et al., 2006; Allmendinger et al., 1997).

Sin embargo la morfología actual de la Zona Central de Los Andes, se debe a fenómenos que comenzaron hace 25 Ma. Así, rasgos de primer orden como el Oroclino Boliviano y el *Altiplano Puna Plateau*, deben su origen al aumento de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, a la disminución de la oblicuidad de convergencia entre éstas (Pardo-Casas y Moland, 1987) y a la disminución del ángulo de subducción (Isacks, 1988). Esto generó que la litósfera continental sufriera un debilitamiento termal y adelgazamiento de su espesor (Isacks, 1988; Prezzi et al.,

2006), provocando a su vez el acortamiento y engrosamiento de la corteza, produciendo así el alzamiento del *Altiplano Puna Plateau* (Allmendinger et al., 1997).

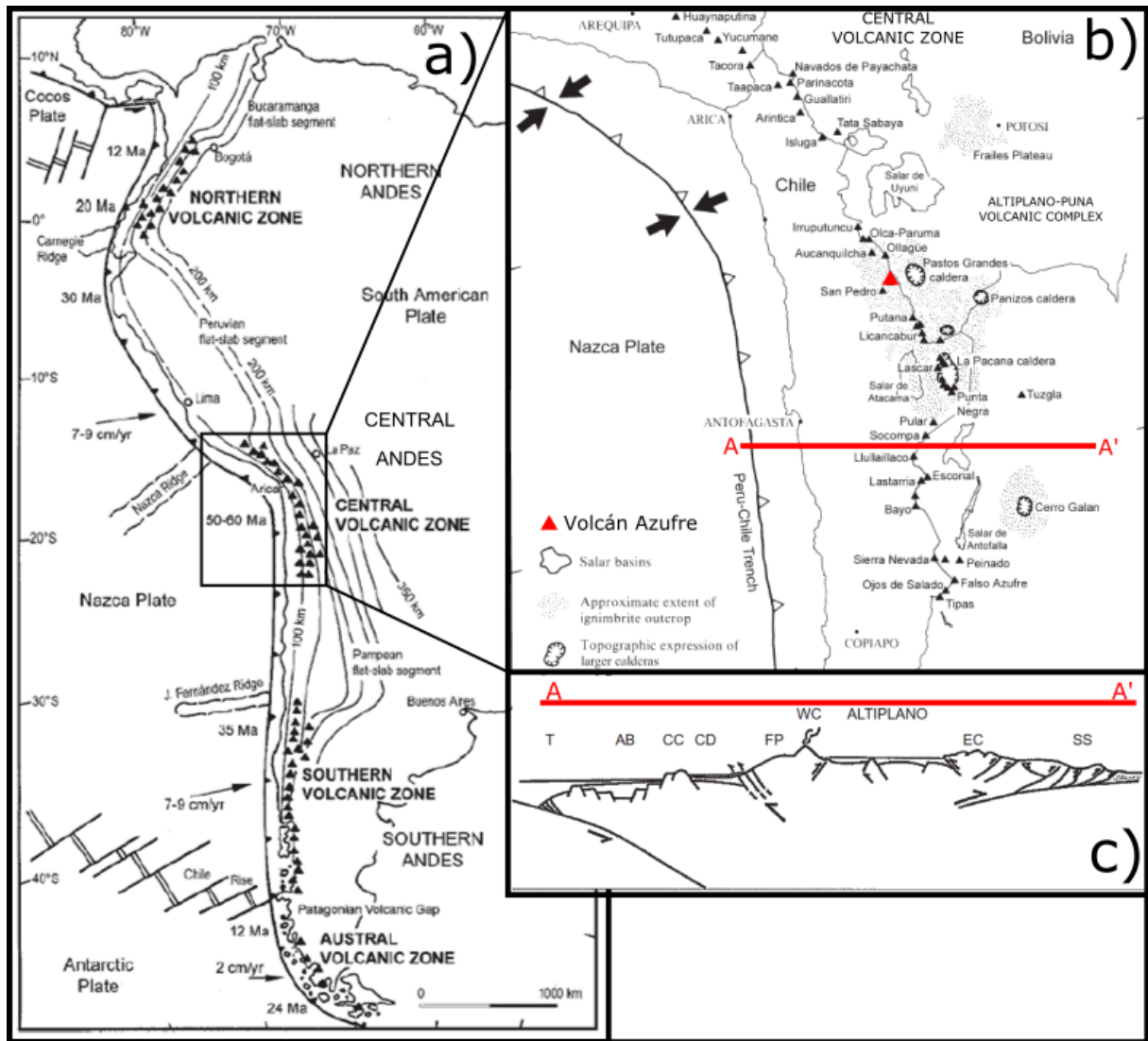


Figura 1: Esquema general del contexto geológico continental del Volcán Azufre. En a) las cuatro zonas volcánicas de los Andes, en la cual además se destaca la geometría de subducción, ridges oceánicos, edad de las placas cercanas a la fosa, junto a las tasas y dirección de convergencia de dichas placas. En b) se destaca la Zona Volcánica Central, y en particular, los principales volcanes, depósitos ignimbríticos y calderas del *Altiplano Puna Volcanic Complex*. En c) se proyecta el perfil geológico esquemático de la Zona Volcánica Central, indicando: T, Fosa; AB, Cuenca de Arica; CC, Cordillera de la Costa; CD, Depresión Central; FP, Antearco de la Precordillera; WC, Cordillera Occidental; EC, Cordillera Oriental; SS, Sierras Subandinas (modificado de Charrier et al., 2007; Stern et al., 2007).

El alzamiento topográfico principal del Altiplano que se produjo durante la Fase Quechua a los 10 Ma (Coira et al., 1982), fue acompañado de un intenso magmatismo ácido, producto del *input* termal generado sobre la corteza por parte de los flujos de magma máfico provenientes de la astenósfera y la litósfera adelgazada (de Silva, 1989a; de Silva et al., 2012). La intensidad de dicho magmatismo ácido se encuentra reflejada en los casi 15.000 km³ de depósitos ignimbríticos, cuyas edades se distribuyen entre los 5 y 10 Ma (de Silva y Francis, 1989; de Silva, 1989b; Salisbury et al., 2011). Posteriormente, durante el Plioceno-Holoceno el magmatismo continuó latente, siendo manifestado por la formación de estratovolcanes de lavas andesíticas a dacíticas (Stern et al., 2007; Godoy et al., 2014), y por domos dacíticos (de Silva et al., 1994; Watts et al., 1999). De esta forma dentro del *Altiplano Puna Plateau*, se da el nombre de *Altiplano Puna Volcanic Complex* a la región en la cual dominan dichas ignimbritas, estratovolcánes y domos dacíticos (figura 1b).

Actualmente, se ha evidenciado por medio de técnicas sísmicas (Chmielowski et al., 1999; Ward et al., 2014) y electromagnéticas (Brasse et al., 2002), la presencia de un gran cuerpo magmático de 500.000 km³, ubicado entre los 4 y 25 km de profundidad bajo el nivel del mar que subyace al *Altiplano Puna Volcanic Complex* (Ward et al., 2014). Éste, se ha denominado Cuerpo Mágmatco del Altiplano Puna (APMB del inglés *Altiplano Puna Magma Body*) (figura 2). A su vez, por estudios petrológicos y geoquímicos de lavas pertenecientes a cadenas volcánicas del Plioceno-Holoceno ubicadas en el borde occidental del Altiplano (Martínez, 2004; Godoy et al., 2014; 2017), se ha determinado que el origen de tales volcanes se debe a fenómenos magmáticos relacionados con asimilación cortical y cristalización fraccionada, los cuales son atribuibles a la presencia de un cuerpo fundido cortical. De esta forma, el *Altiplano Puna Magma Body* corresponde a un material de composición dacítica-riolítica con un 25% de fusión parcial, que ha controlado la evolución del volcanismo presente en el *Altiplano Puna Volcanic Complex*.

Por lo tanto dentro del contexto relacionado al *Altiplano Puna Volcanic Complex* y al *Altiplano Puna Magma Body*, el presente trabajo busca determinar cuál es la evolución geológica del Volcán Azufre, con el fin de comprender cuáles son las manifestaciones exógenas del magmatismo en un lugar puntual del borde occidental del Altiplano. De esta manera se entrega información geológica básica que va en ayuda de los futuros estudios técnicos y científicos que se realicen en el área cercana al Volcán Azufre, un sector que junto al Volcán Apacheta y el Graben de Inacaliri representan una de las zonas más prominentes para el desarrollo de la energía geotérmica en Chile (Aravena et al., 2015), y que en la actualidad cuenta con la primera planta de energía geotérmica de Sudamérica, Cerro Pabellón (figura 3).

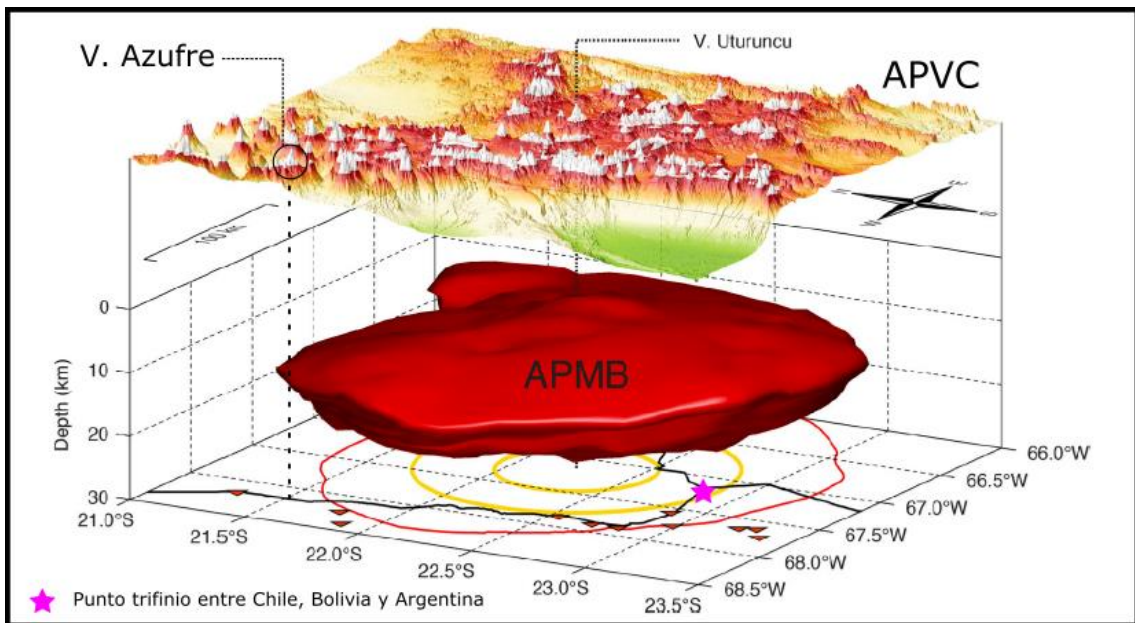


Figura 2: Modelo 3D para la distribución del *Altiplano Puna Magma Body* (APMB) y su manifestación exógena en el *Altiplano Puna Volcanic Complex* (APVC) (modificado de Ward et al., 2014).

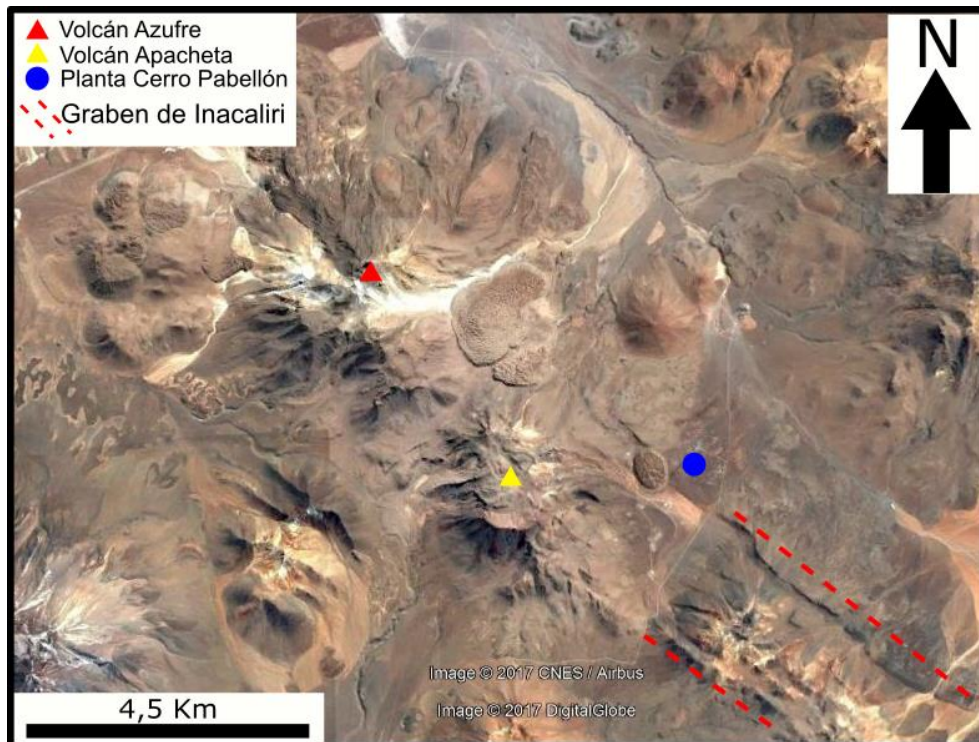


Figura 3: Imagen satelital del Volcán Azufre y Volcán Apacheta. Además se expone su cercanía geográfica con la planta de energía geotérmica Cerro Pabellón.

1.2. Ubicación y vías de acceso a la zona de estudio

Geográficamente el Volcán Azufre se ubica a los 21°47' de latitud S y a los 68°14' de longitud W; mientras que políticamente se encuentra en la comuna de Ollagüe, provincia de El Loa en la Segunda Región de Antofagasta, Chile.

La ciudad más cercana al Volcán Azufre es Calama, a partir de la cual se debe tomar la ruta CH 21 para llegar a éste (figura 4). Sin embargo, para acceder a sus depósitos de lavas, a la altura del kilómetro 120 se deben tomar con dirección SE caminos secundarios y huellas.

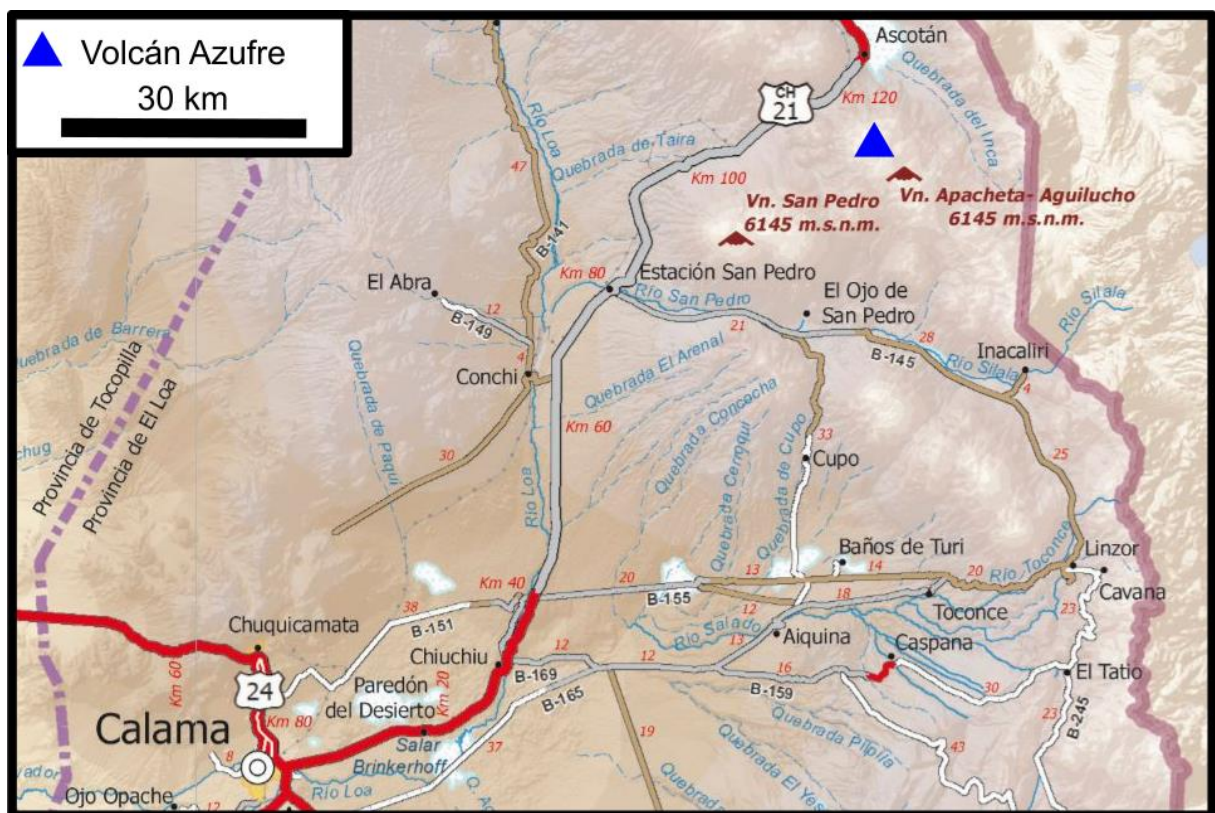


Figura 4: Mapa rutero con la vía de acceso "ruta CH 21" al Volcán Azufre a partir de la ciudad de Calama (modificado de Red Caminera de Chile, MOP).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

El presente estudio tiene como finalidad global comprender la evolución geológica del Volcán Azufre, por medio de sus diferentes etapas eruptivas.

1.3.2. Objetivos específicos

1. Establecer la evolución estratigráfica de las principales unidades y eventos reconocibles del Volcán Azufre.
2. Determinar la petrografía de las unidades de lava del Volcán Azufre.
3. Establecer la evolución geoquímica de las unidades de lava del Volcán Azufre.

1.4. Hipótesis de trabajo

Considerando que la pregunta científica de la presente investigación busca determinar cuál es la evolución geológica del Volcán Azufre, dentro del contexto del borde occidental del *Altiplano Puna Volcanic Complex*, se plantea como hipótesis que dicha evolución sería similar a la de otros centros eruptivos cercanos al Azufre; como por ejemplo los situados en la cadena San Pedro-Linzor (figura 5), los cuales han evolucionado a partir de cámaras magmáticas a bajas presiones corticales y asimilando material cortical. De esta manera la génesis de dicha cadena volcánica se relaciona con el *Altiplano Puna Magma Body* (Godoy et al., 2014; 2017).

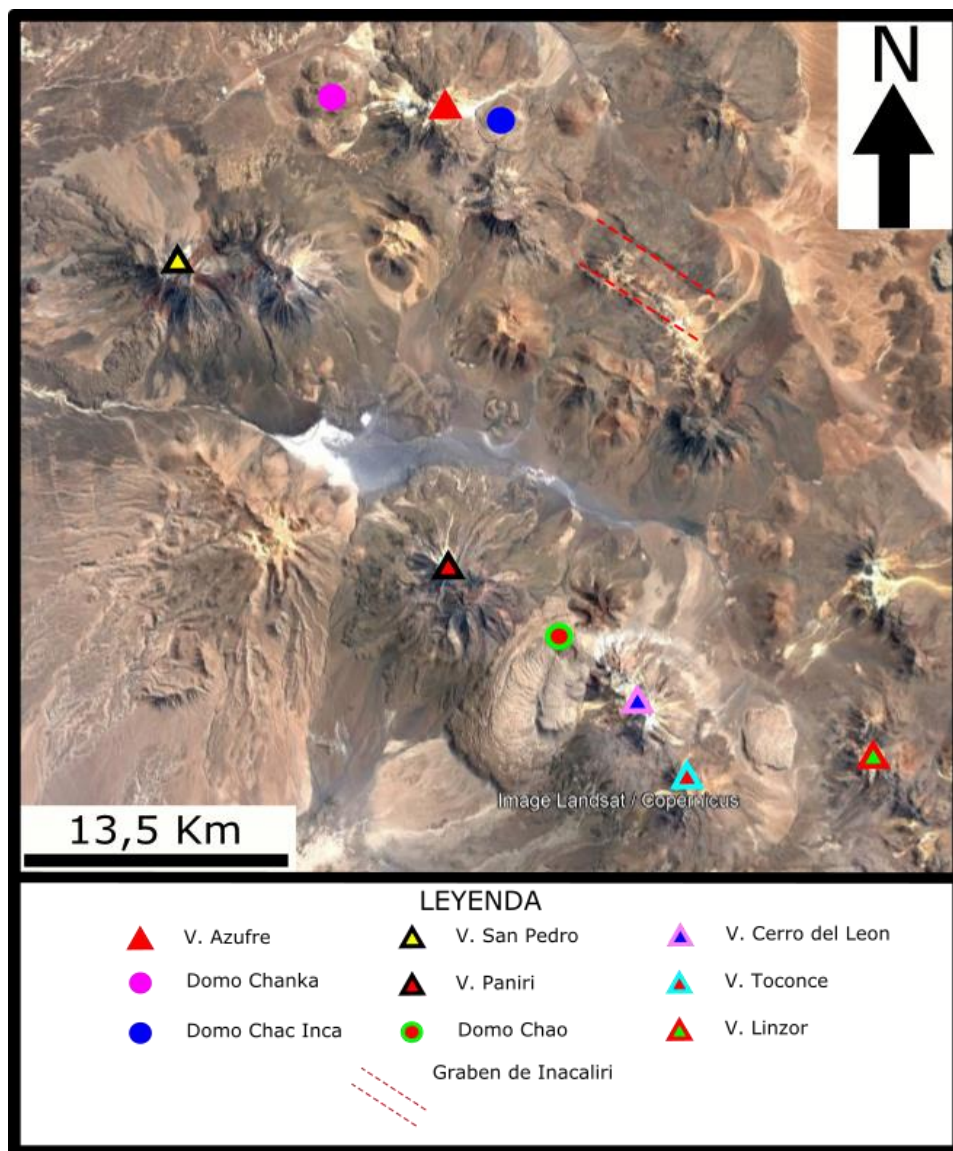


Figura 5: Imagen satelital que destaca algunos de los principales centros eruptivos del borde occidental del APVC (modificado de Google Earth).

II. METODOLOGÍA DE TRABAJO Y ANÁLISIS

2.1. Geología del Volcán Azufre

Dado que para el caso del Volcán Azufre no existen publicaciones que hagan referencia a su geología, fue necesario recopilar información bibliográfica general sobre el *Altiplano Puna Volcanic Complex*, y en particular, antecedentes sobre los tipos de volcanes y depósitos presentes en este sector. Junto con lo anterior, también se comenzaron a realizar los preparativos para la campaña de terreno, lo cual incluyó el análisis de imágenes aerofotográficas del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile, e imágenes satelitales de *Google Earth*; esto, con el objetivo de definir previamente los puntos de muestreo y las posibles unidades del volcán. De esta manera, se confeccionó un mapa preliminar mediante el *software ArcGIS*.

La campaña de terreno se llevó a cabo entre los días 29 de marzo y 9 de abril del 2017, y tuvo como finalidad definir de manera precisa los contactos entre las distintas unidades del volcán, junto con realizar observaciones respecto de sus potencias, litologías y estructuras. También se tomaron muestras de lava y de la alteración hidrotermal presente en el Volcán Azufre.

Posteriormente una vez definida la disposición estratigráfica y la petrografía de las unidades, se procedió a realizar un mapa geológico de escala 1:50.000 mediante el *software ArcGIS*. Para lo anterior, se utilizó como base una imagen satelital *Landsat* descargada de la página web *Earth Explorer* (figura 6a), sobre la cual se mapearon las distintas unidades del volcán (figura 6c). Adicionalmente, se descargó una imagen *DEM* (*Digital Elevation Model*) (figura 6b) desde la página web *opentopomap*, con el fin de obtener a partir de ésta las curvas de nivel para la topografía del mapa y una imagen *TIN* (*Triangulated Irregular Network*) (figura 6d). Finalmente, la edición del mapa con su respectivo perfil geológico, simbología y leyenda, se realizó con el *software Inkscape*.

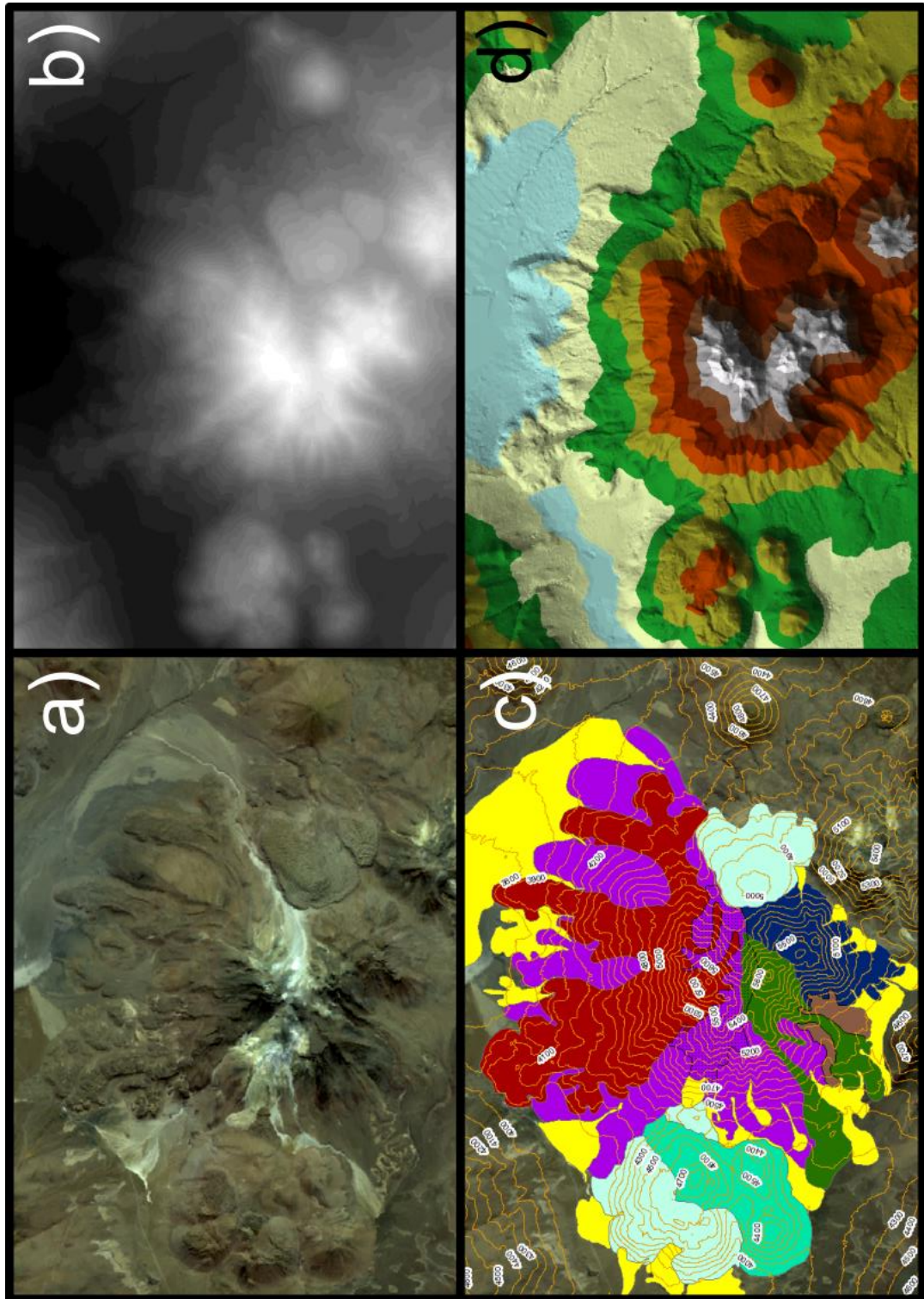


Figura 6: Imágenes utilizadas para la confección del mapa geológico del Volcán Azufre. En a) se muestra imagen satelital *Landsat* a partir de la cual se realiza el mapeo de las unidades del volcán, tal como se muestra en c). En b) se expone modelo de elevación digital (*DEM*) a partir del cual se generan las curvas de nivel mostradas en c) y el modelo de superficie *TIN* presentado en d).

La imagen *TIN* consiste en un modelo de superficie continua discretizada en una malla irregular de triángulos, y a partir de la cual es posible calcular el área y volumen de las unidades de lava correspondientes a un edificio volcánico por sí solo; es decir, para las unidades de geometría cónica (figura 7). De esta forma, mediante la imagen *TIN* y la herramienta *Polygon Volume* de *ArcGIS*, se calcula el área de proyección ortogonal a la superficie mapeada sobre un plano determinado por una cota base (figura 7); mientras que el cálculo del volumen considera dicho plano base y la superficie triangular delimitada por la zona mapeada (figura 7).

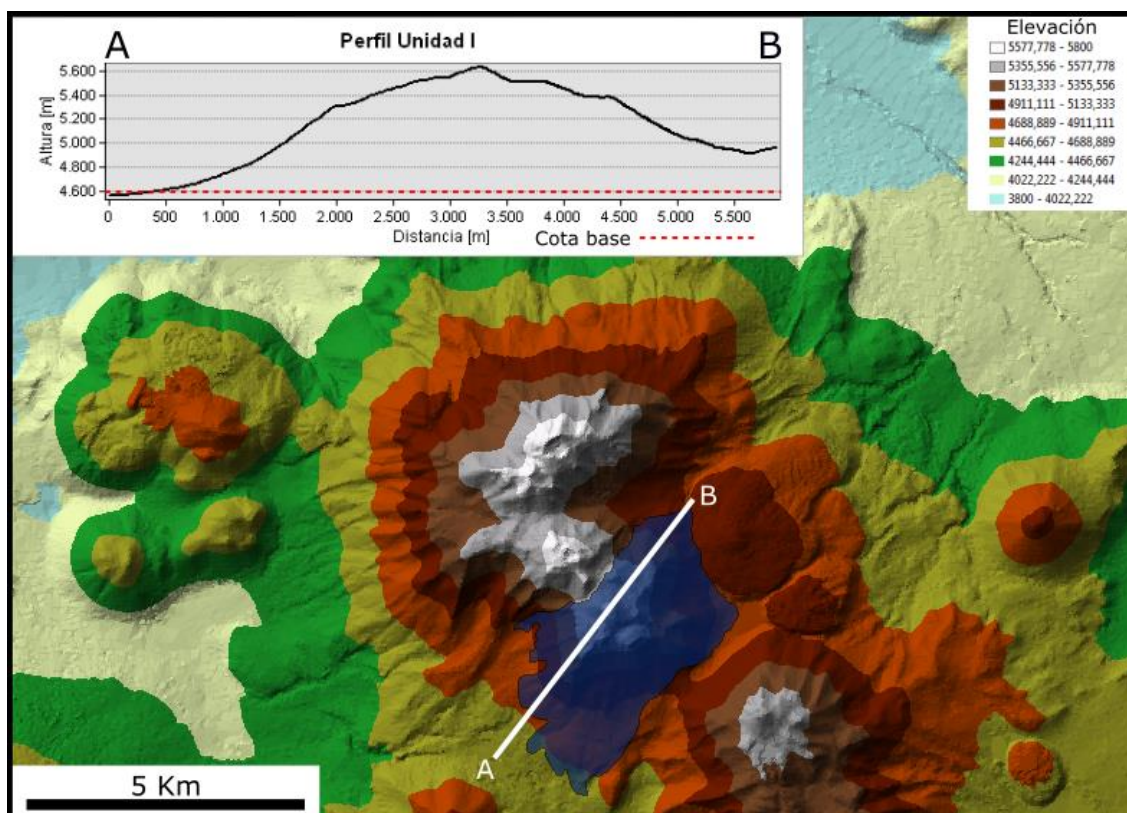


Figura 7: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y su Unidad de lava I (en azul). Esta unidad presenta una geometría cónica tal como lo muestra el perfil AB, en el cual se destaca en rojo la cota base de 4600 m.s.n.m. como el plano de referencia para el cálculo del área y volumen (modificado de *ArcGIS*).

Por otro lado, si la unidad considerada no presenta un forma cónica, o mejor dicho, corresponde a un flujo de lava depositado sobre un edificio volcánico perteneciente a otra unidad (figura 8), entonces el área y volumen se determina por medio de la segmentación de los flujos en cuerpos geométricos regulares, tales como prismas rectangulares, prismas trapezoidales isósceles, discos o segmentos de discos. Los datos para realizar dicho procedimiento (es decir, los ángulos, las longitudes de las aristas de los cuerpos considerados y las potencias de los flujos de lava) se determinan mediante el promedio de los datos recogidos en terreno, más las mediciones realizadas en el *software GoogleEarth*. En el anexo A se adjuntan los cuerpos geométricos, datos y fórmulas utilizadas para el cálculo del área y volumen.

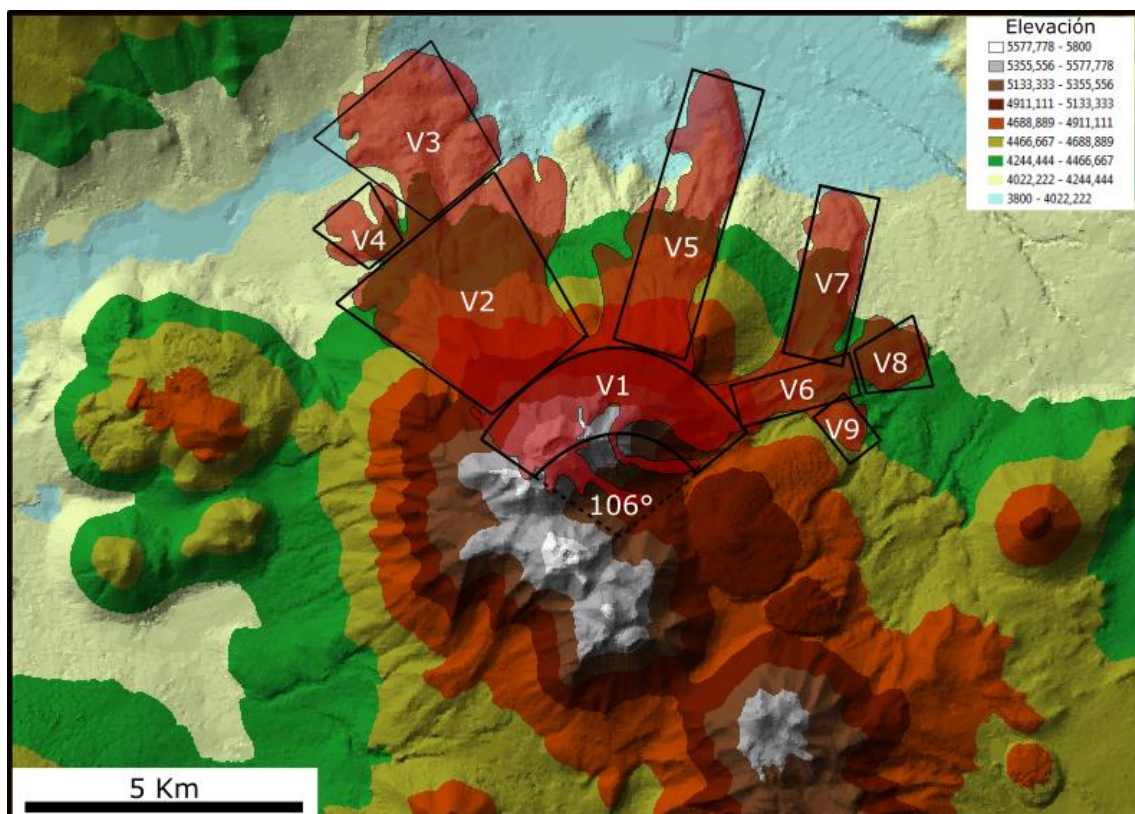


Figura 8: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y su Unidad de lava IV. Para calcular el área y volumen de esta unidad de geometría no cónica, se realiza una segmentación de sus flujos en cuerpos geométrico regulares tales como una sección de anillo (V1), prismas trapezoidales isósceles (V2, V3, V4 y V8) y prismas rectangulares (V5, V6, V7 y V9).

2.2. Petrografía de las lavas del Volcán Azufre

Para clasificar y definir la petrográfica de las lavas que componen el Volcán Azufre, se observó, determinó y describió de manera visual la mineralogía presente en 11 muestras de mano. De la misma forma, pero por medio de un microscopio petrográfico, se observó, determinó y describió la mineralogía y textura de 14 cortes transparentes. La confección de éstos se realizó en el Taller de Cortes del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile, mientras que el análisis microscópico de los cortes se llevó a cabo en el Laboratorio de Microscopios del mismo Departamento de Geología. Las descripciones de las muestras de mano y de los cortes transparentes, se encuentran en el anexo B y anexo C respectivamente.

2.3. Alteración hidrotermal del Volcán Azufre

Debido a la presencia de una zona con alteración hidrotermal en el Volcán Azufre, también se observaron y describieron tres cortes transparentes de lavas alteradas, con la finalidad de determinar la intensidad de la alteración, minerales y texturas producto de dicho proceso. Sin embargo, debido a que la mineralogía secundaria no siempre se puede reconocer por medio del microscopio petrográfico, de manera adicional, con el propósito de dar una primera aproximación a la mineralogía de alteración presente en el Volcán Azufre, se realizaron análisis de difracción de rayos X (*XRD* del inglés *X ray diffraction*) en polvos de roca total para seis muestras.

Los polvos de roca total se obtuvieron por la pulverización de las muestras en un mortero de ágata, lo cual se realizó en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Posteriormente, los polvos fueron analizados mediante *XRD*, con un equipo *Bruker-binary V3* perteneciente al Departamento de Física de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Para el análisis se utilizó una radiación $\text{Cu K}\alpha$ obtenida a 40 kV y 30 mA. A su vez, la medición se realizó a intervalos de 2θ igual a $0,02^\circ$ (entre los 2° y 80°) con un tiempo de conteo de 37,8 s por cada intervalo.

Los difractogramas resultantes del análisis por *XRD*, fueron examinados con el *software XPowder*. De esta manera, para determinar fases minerales a partir del difractograma, se utilizó la biblioteca del propio *software* más las bases de datos existentes en las páginas de *internet webmineral* y *mindat*. Los difractogramas son presentados en el anexo E.

2.3. Geoquímica de las lavas del Volcán Azufre

Para clasificar y definir la evolución geoquímica de las Lavas del Volcán Azufre, se realizaron análisis químicos cuantitativos de fluorescencia de rayos X (*XRF* del inglés *X ray fluorescence*) en polvos de roca total para 18 muestras de lava. Dicho análisis se llevó a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad del Cabo, Sudáfrica, con un espectrómetro *WDS-XRF Panalytical Axios Fast* (del inglés *Wavelength dispersive spectroscopy- X ray fluorescence*).

Para realizar los análisis químicos, las muestras de lavas fueron pulverizadas en discos de acero carburado hasta obtener un tamaño máximo de partícula de 25 µm.

El porcentaje de H₂O se determinó por medio del peso perdido en 2 gramos de muestra, al ser éstas expuestas a un periodo de secado de 8 horas a 110°C. Posteriormente, las muestras fueron calentadas a 800°C por un tiempo de 4 horas, y nuevamente pesadas con el fin de cuantificar el *lost of ignition (LOI)*, el cual representa el porcentaje de peso perdido (positivo por convención) debido a la presencia de elementos o moléculas volátiles en la estructura interna de los minerales, tales como S, Hg, Cd, H₂O o CO₂; como también el peso ganado (negativo por convención) al oxidarse el hierro ferroso (Fe⁺²) a hierro férrico (Fe⁺³) por la captación de átomos de oxígeno (Fe₂O₃). Así realizado los procedimientos antes mencionados, se procedió a confeccionar briquetas mezclando 0,7 gramos de muestra con 6 gramos de fundente compuesto de BO₂Li y Li₂B₄O₇, con el fin de medir la proporción de óxidos mayores presentes en las muestras de lava.

Para determinar el porcentaje de elementos traza presentes en las lavas, se confeccionaron pellets a partir de 6 gramos de muestra seca, emulsionada con alcohol polivinílico y comprimidas a 10 toneladas de presión.

El *WDS-XRF Panalytical Axios Fast* realiza los análisis de óxidos mayores con un límite de detección de 0,01 wt%, mientras que para los elementos traza lo hace con un límite de 5 ppm. A su vez, la concentración de óxidos mayores y elementos traza se determina por la comparación de las intensidades de los *peaks* del espectro de rayos X obtenido a partir de la muestra, con las curvas de calibración de 40 estándares naturales.

Para visualizar los resultados geoquímicos mediante los diagramas *TAS* (del inglés *Total alkalis versus silica*) y Harker, se utilizó el *software Petrograph2beta*.

Finalmente, los resultados de los análisis geoquímicos se presentan en el anexo D.

III. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DE LA ZONA EN ESTUDIO

3.1. Geología regional

La geología regional del área de estudio se encuentra caracterizada en la carta geológica Hoja Ollagüe (Ramírez y Huete, 1981), la cual comprende el sector fronterizo entre Chile-Bolivia con el meridiano 69° de longitud W, y entre los paralelos 21° y 22° de latitud S. De esta manera, la hoja cubre un área de 9.000 km² a una escala de 1:250.000.

En la carta geológica se establece que, debido a las inconsistencias descriptivas entre los trabajos previos realizados en el sector occidental de la hoja (Maksaev, 1978; Vergara, 1978), no fue posible utilizar los nombres de las unidades formacionales propuestas. A consecuencia de lo anterior, las unidades rocosas se agrupan en función de su edad entre el Paleozoico y Cuaternario.

3.1.1. Unidades estratigráficas

Paleozoico: Se constituye de rocas metamórficas como filitas, cuarcitas, esquistos micáceos, gneises y migmatitas, las que son intruidas por granitos de muscovita con edades correspondientes al Ordovícico-Silúrico y Carbonífero-Pérmico.

Mesozoico: Depositadas sobre una discordancia erosiva al paleozoico, se encuentran afloramientos de rocas sedimentarias marinas de ambiente plataformal a sublitoral constituidas de conglomerados, arenisca calcáreas, lutitas fosilíferas y calizas. A esta secuencia, se le otorga una edad comprendida entre el Jurásico Medio a Oxfordiano. De manera concordante, siguen depósitos continentales de areniscas, lutitas y conglomerados, a los cuales se les da una edad Kimmeridgiana a Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Seguidamente, separadas por una discordancia angular, se encuentran depósitos volcano-sedimentarios compuestos de andesitas, andesitas brechosas, tobas dacíticas, y subordinadamente brechas tobáceas, conglomerados y areniscas. Posteriormente, de manera discordante con una edad asociada al Cretácico Inferior, existen coladas de lava e ignimbrítas de composición dacítica y riolítica. Por último, sobre una discordancia angular, se reconocen sedimentos continentales de areniscas y conglomerados con edades comprendidas entre el Cretácico Superior y Paleoceno.

Terciario: La primera unidad de este periodo, depositada de manera concordante a las unidades previas, corresponde a secuencias volcánicas y volcanoclásticas Eocenas, las cuales se componen de lavas andesíticas, conglomerados, areniscas y tobas riolíticas. Seguidamente, delimitadas en la base por una discordancia angular, se encuentran rocas sedimentarias continentales del Oligoceno-Mioceno compuestas de conglomerados, brechas, areniscas, limolitas y yeso. Este periodo se cierra con depósitos sedimentarios de limo, chert y areniscas calcáreas, los cuales son discordantes a las secuencias previas, pero engranan lateralmente con los depósitos ignimbríticos del Mioceno Superior y Plioceno.

Terciario Superior-Cuaternario: Se compone de unidades de roca volcánica que afloran principalmente al este del Río Loa, las cuales a su vez, se subdividen en dos grupos ignimbríticos y tres grupos de estratovolcanes.

Las ignimbríticas poseen una química dacítica a riolítica, y son portadoras de fenocristales de plagioclasa, biotita, cuarzo y piroxeno. Éstas, en base a datos radiométricos, se dividen en un grupo perteneciente al Mioceno Superior y otro correspondiente al Plioceno.

Los volcanes por su lado, presentan coladas de lavas compuestas en general por andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda. Éstos se diferencian por medio de dataciones y en función de sus rasgos morfológicos erosivos. Así, se reconocen tres episodios volcánicos correspondientes al Mioceno Superior, Plioceno y Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, de forma adicional a los edificios volcánicos, existen cuerpos de domo silíceos con edades entre los 80 y 130 ka (de Silva et al., 1994; Renzulli et al., 2006), convirtiéndolos así en los productos volcánicos más modernos dentro del Complejo Volcánico del Altiplano Puna.

Las unidades que cierran la estratigrafía, corresponden a depósitos sedimentarios cuaternarios morrénicos, aluviales, coluviales, salinos y eólicos.

Los depósitos morrénicos, cuya génesis se encuentra asociada a las glaciaciones acontecidas a los ca. 20 ka (Clapperton, 1994; Ammann et al., 2001), se encuentran distribuidos en los volcanes San Pedro, San Pablo, Paniri y Toconce en cotas superiores a los 4.500 m.s.n.m (Marinovic y Lahsen, 1984).

Los sedimentos aluviales y coluviales se encuentran distribuidos en quebradas y laderas de edificios volcánicos, mientras que los depósitos eólicos se encuentran en las planicies formando dunas. Por su parte, los depósitos salinos se encuentran en el Salar Ascotán, presentando salmueras ricas en sulfato de calcio y sodio, carbonato de calcio, halita y boratos (Vilas, 2010).

3.1.2. Rocas intrusivas

Paleozoico: Estos intrusivos se dividen entre los que pertenecen al Paleozoico Inferior y los que corresponden al Paleozoico Superior. Los primeros, son granitos de muscovita de edad Ordovícico-Silúrico; mientras que el segundo, se compone de granodioritas, granitos y dioritas con edades oscilantes entre el Carbonífero y el Pérmico.

Mesozoico: Los intrusivos de este periodo se dividen en dos grupos según su edad. Los del Cretácico Inferior corresponden a granitos y granodioritas; mientras que los del Cretácico Superior son granitos, granodioritas, pórfidos cuarzo-diríticos y anortositas.

Terciario: Corresponden a intrusivos de múltiples clases, tales como dioritas, tonalitas, granodioritas, pórfidos dioríticos, pórfidos graníticos, pórfidos tonalíticos, pórfidos riolíticos y otros menores de composición andesítica, dacítica y riolítica.

3.2. Geología estructural

El contexto que enmarca el alzamiento del *Altiplano Puna Plateau*, y en particular la evolución estructural de su borde occidental, posee una estrecha relación con los eventos tectónicos ocurridos en los últimos 25 Ma. De esta manera, el aumento de las tasas de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, la disminución de la oblicuidad entre éstas (Pardo-Casas and Moland, 1987) y el debilitamiento termal de la litósfera (Isacks, 1988), han permitido el acortamiento y engrosamiento de la corteza continental, generando así el levantamiento topográfico del *Altiplano Puna Plateau*. Sin embargo, en esta evolución tectónica se han identificado cambios en los regímenes de estrés (Tibaldi et al., 2009; Giambiagi et al., 2016), reconociéndose etapas compresivas, transformantes y extensivas que se evidencian principalmente por medio de los cambios de lineamientos volcánicos (Tibaldi et al., 2017).

Los complejos volcánicos más modernos del borde occidental del *Altiplano Puna Volcanic Complex*, se disponen en lineamientos NW-SE (figura 9), siendo los principales los ubicados en las cadenas volcánicas Paniri-Toconce (Giambiagi et al., 2016), Azufre-Inacaliri (Rivera et al., 2015; Tibaldi et al., 2017) y el Complejo de Domos Runtu Jarita y Chascón (Watts et al., 1999).

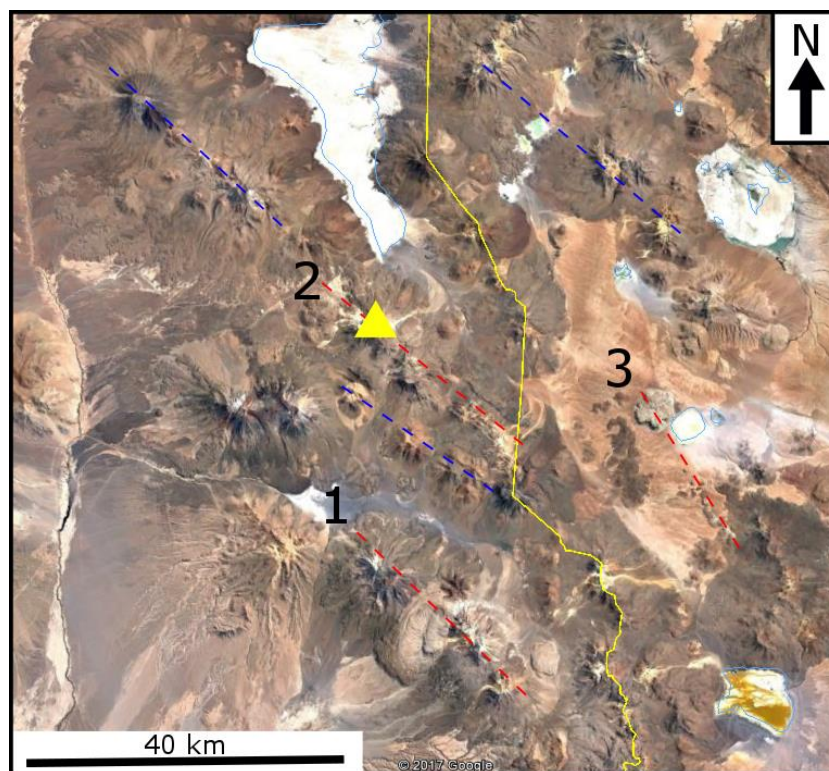


Figura 9: Imagen satelital exponiendo los lineamientos NW-SE. En 1, 2 y 3 (en rojo) se presentan los lineamientos Paniri-Toconce, Azufre-Inacaliri y Runtu Jarita-Chascón respectivamente. En azul se presentan otros alineamientos volcánicos. Triángulo amarillo corresponde al Volcán Azufre.

Entre todos estos lineamientos se destaca la Cadena Volcánica Azufre-Inacaliri, ya que en éste se encuentra una estructura denominada Graben de Inacaliri. Dicho graben que expone una depresión de 100 m, un largo de 20 km y un ancho de 3 km, corresponde a un conjunto de estructuras alineadas con un rumbo de N55°W, las cuales actualmente se muestran como fallas normales (figura 10). El origen de tal estructura se desconoce, pero se debate que podría corresponder a una zona de debilidad mayor dentro de la corteza (Tibaldi et al., 2017), o al colapso gravitacional de un anticlinal (Rivera et al., 2015).

De esta manera la importancia del Graben de Inacaliri corresponde a que por medio de su proyección NW, se da la evolución geológica de los volcanes Apacheta y Aguilucho (Ahumada y Mercado, 2009), del Volcán Azufre y el emplazamiento de los domos dacíticos Chanka, Chac Inca y Pabellón (figura 10).

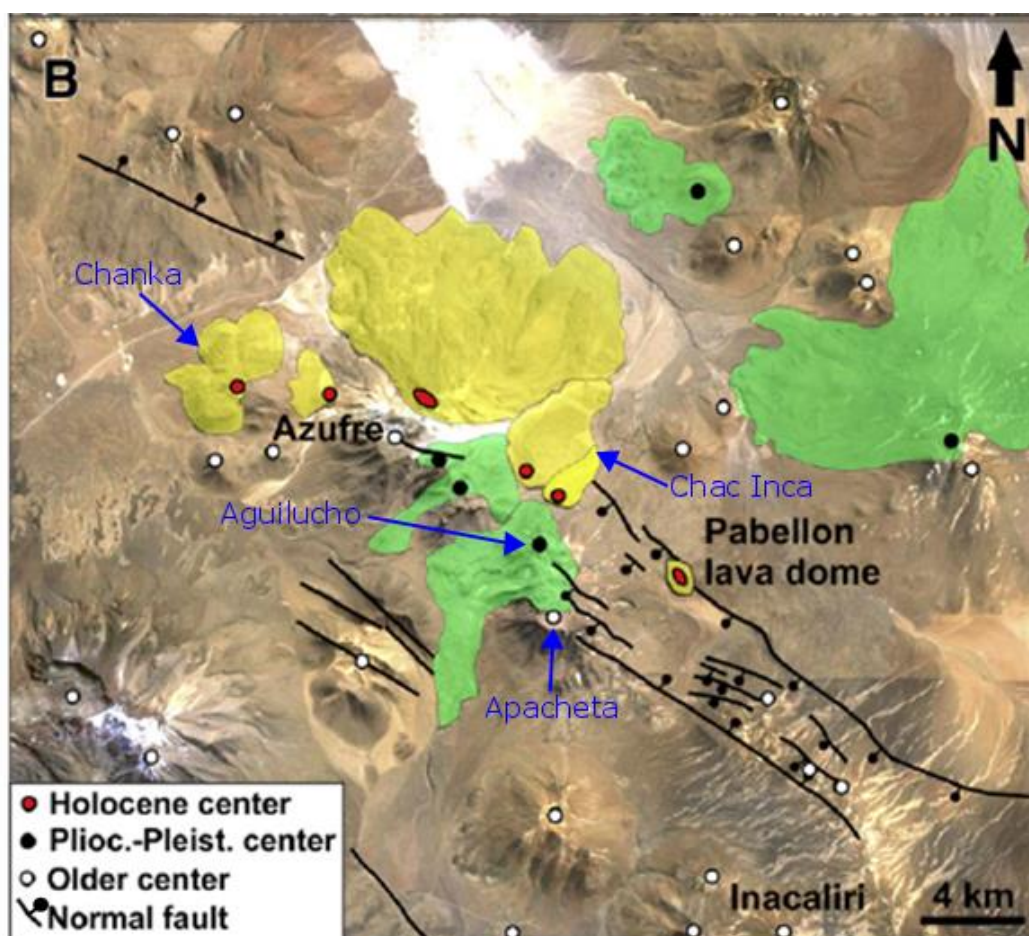


Figura 10: Imagen satelital del Graben de Inacaliri. Adicionalmente, se presentan los principales centros volcánicos emplazados en su proyección NW (modificado de Tibaldi et al., 2017).

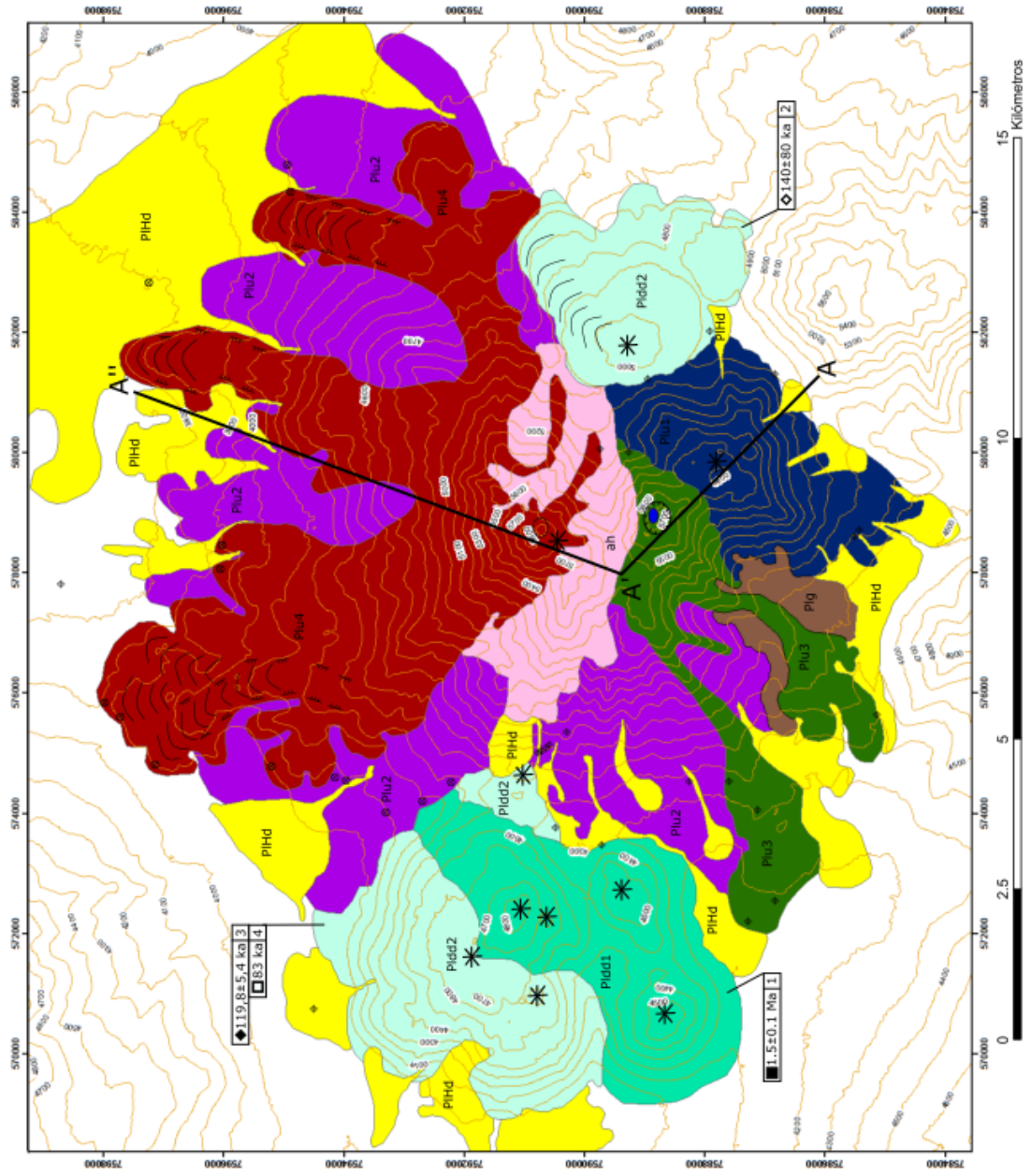
IV. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN AZUFRE

4.1. Generalidades

La geología del Volcán Azufre se representa por medio de nueve unidades, las cuales se agrupan en, las unidades de lava del volcán por un lado, y en los depósitos sedimentarios y unidades volcánicas asociadas a la evolución del Azufre por el otro. La distribución temporal de las unidades y depósitos que se da entre el Mioceno Superior y el Holoceno, se expone en la figura 11; mientras que su distribución espacial, se representa en el mapa geológico del Volcán Azufre (figura 12) y en el perfil geológico AA'A" (figura 13). Las unidades de lavas del Volcán Azufre se constituyen por andesitas de piroxeno, andesitas de hornblenda y andesitas de biotita; mientras que las unidades asociadas corresponden a depósitos de ignimbritas, lavas de domos dacíticos, depósitos de morrenas, abanicos aluviales y coluviales. Adicionalmente el volcán presenta una alteración hidrotermal que afecta el centro de su edificio volcánico principal, lugar donde se puede además observar *vents* hidrotermales.

		Volcán Azufre	Depósitos sedimentarios y Unidades volcánicas	
Cenozoico	Cuaternario	Pleistoceno	Depósitos aluviales y coluviales (Pleistoceno - Holoceno) PIHd	
			Depósitos glaciales (Pleistoceno Superior; ca. 20 ka) PIg	
		Holoceno	Unidad de lavas IV (Pleistoceno Superior; ca. 100-150 ka) Plu4	Domos dacíticos II (Pleistoceno Superior; ca. 80-140 ka) Pldd2
			Unidad de lavas III (Pleistoceno Superior; ca. 300 ka) Plu3	
Neógeno	Plioceno	Unidad de lavas II (Pleistoceno Medio - Superior; ca. 600 ka) Plu2		
		Unidad de lavas I (Pleistoceno Medio; ca. 1500 ka) Plu1	Domos dacíticos I (Pleistoceno Medio; ca. 1500 ka) Pldd1	
			Basamento (Mioceno Superior; ca. 5-8 Ma) Msub	

Figura 11: Esquema de las unidades que conforman la geología del Volcán Azufre.



- SIMBOLOGÍA**
- Traza de perfil geológico
 - Cráter volcánico
 - Levees
 - Ojivas
 - Laguna
 - Muestras de mano
 - Corte transparente
 - Vents hidrotermales
 - Punto efusivo
 - Alteración hidrotermal

Figura 12: Mapa geológico del Volcán Azufre.

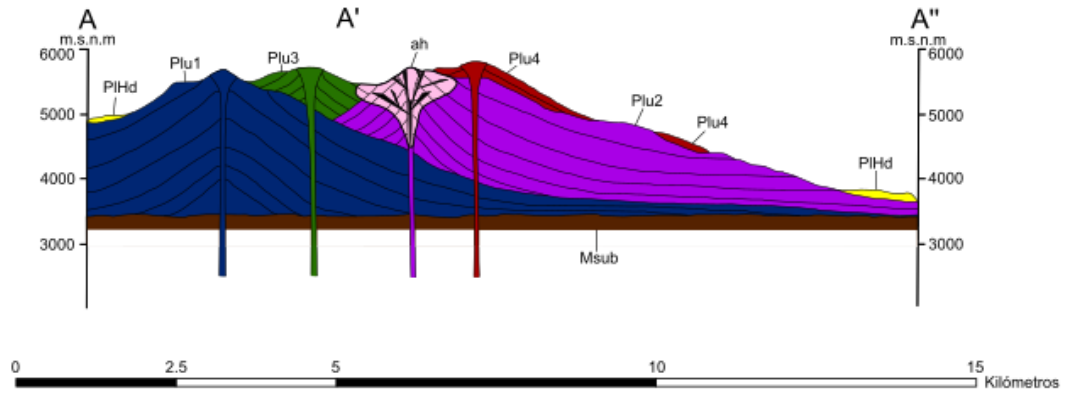


Figura 13: Perfil geológico del Volcán Azufre.

4.2. Basamento (Msub; Mioceno Superior ca. 5 - 8 Ma)

Por trabajos previos realizados en la región (de Silva, 1989b; de Silva y Francis, 1989; Salisbury et al., 2011), se tiene conocimiento que el basamento de los volcanes cuaternarios está compuesto por depósitos ignimbríticos. Para el caso particular del Volcán Azufre, dicho basamento lo constituyen los depósitos de las formaciones ignimbríticas Artola, Sifón y Carcote. Éstas afloran 20 km al W del Azufre, en las quebradas contiguas al Volcán San Pedro (Bertín y Amigo, 2015) (figura 14).

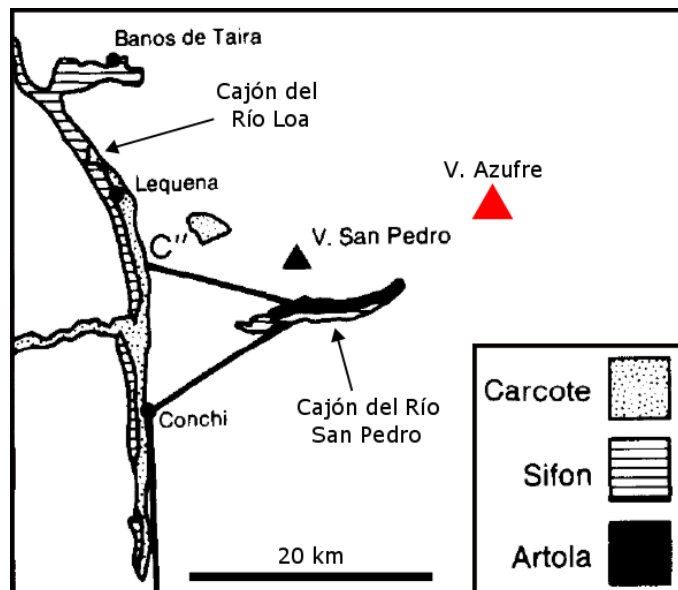


Figura 14: Mapa geológico con los afloramientos del basamento para el Volcán Azufre. En el cajón del Río Loa se encuentran los depósitos de las ignimbritas Sifón y Carcote, mientras que en el cajón del Río San Pedro están las secuencias de las ignimbritas Artola y Sifón (modificado de de Silva, 1989b).

4.2.1. Formación Artola

Esta ignimbrita datada en 9,6 Ma (de Silva, 1989b) y de composición dacítica con un 71% de SiO₂ (de Silva y Francis, 1989), aflora sin exponer su base con una potencia media de 20 m a través del cajón del Río San Pedro, el cual se ubica en la ladera S del Volcán San Pedro (figura 14). Dicho depósito que corresponde a dos flujos piroclásticos, posee fragmentos líticos y de pumita con tamaños variables entre los 10 y 15 cm. Éstos a su vez se encuentran en una matriz no soldada de ceniza. Los fragmentos de pumita son dominantes hacia el techo de cada flujo, y se componen de un 25% de cristales, entre los que se incluyen plagioclasa, hornblenda, biotita y escaso cuarzo (de Silva, 1989b).

4.2.2. Formación Sifón

Esta ignimbrita datada en 8,3 Ma (de Silva, 1989b) y de composición dacítica con un rango entre los 64% y 66% de SiO₂ (Guest, 1969), representa uno de los depósitos ignimbríticos más masivos de la Zona Volcánica Central de los Andes. Sólo con los afloramientos reconocidos en el norte de Chile, cuyas potencias medias son de 30 m, se le estima un área y volumen de 20.000 km² y 600 km³ respectivamente (de Silva y Francis, 1989). Sin embargo considerando datos de sondajes, afloramientos con 70 m de potencia y que el centro eruptivo que dio origen a esta ignimbrita se encuentra en el SW de Bolivia, de Silva (1989b) propone que el volumen total de este depósito supera los 1.000 km³.

Por su parte, en el área de estudio la Ignimbrita Sifón aflora superponiéndose a los depósitos de la Ignimbrita Artola a través de la quebrada del Río San Pedro. Adicionalmente, sus afloramientos también se exponen en el cajón del Río Loa, 10 km al W del Volcán San Pedro (figura 14). Los depósitos corresponden a un flujo piroclástico único no soldado de 10 m de potencia, con una matriz de ceniza que presenta cristales de plagioclasa y biotita. Hacia la base del depósito abundan los fragmentos líticos que exponen estructuras de flujo tipo *flames* (de Silva, 1989b).

4.2.2. Formación Carcote

Esta ignimbrita datada en 5,6 Ma (Baker, 1977), expone sus principales afloramientos a lo largo del cajón del Río Loa, lugar donde se superpone a la Ignimbrita Sifón (figura 14). Los depósitos de la Ignimbrita Carcote que se presentan con potencias de 6 m, corresponden a pumitas con un 15% de cristales de plagioclasa y biotita en su volumen. Adicionalmente, las pumitas también presentan fragmentos líticos de 2 cm de diámetro (de Silva, 1989b).

4.3. Domos dacíticos I (Pldd1; Pleistoceno Medio ca. 1,4 - 1,6 Ma)

4.3.1. Generalidades

Esta unidad ubicada en la ladera W del Volcán Azufre, se encuentra conformada únicamente por la porción SE del Domo Chanka (figura 15). Dicho sector a su vez, se integra por cuatro cuerpos de domos menores que presentan diámetros medios de 2 km y alturas medias de 400 m. Por su parte el área y volumen de esta unidad, calculado por la herramienta *Polygon Volume* y considerando una cota de 4100 m.s.n.m. como la base del conjunto de cuerpos cónicos que conforman el sector SE del domo (figura 16), corresponden a 14,16 km² y 4,08 km³ respectivamente.

Las lavas del Domo Chanka se constituyen por coladas tipo bloque, de composición dacítica con un 65% de SiO₂, las cuales contienen fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita (de Silva et al. 1994). Sin embargo, debido a la mayor antigüedad del sector SE respecto a la porción NW y NE del domo, las coladas tipo bloque sólo son identificables en la unidad de Domos dacíticos II (figura 17b).

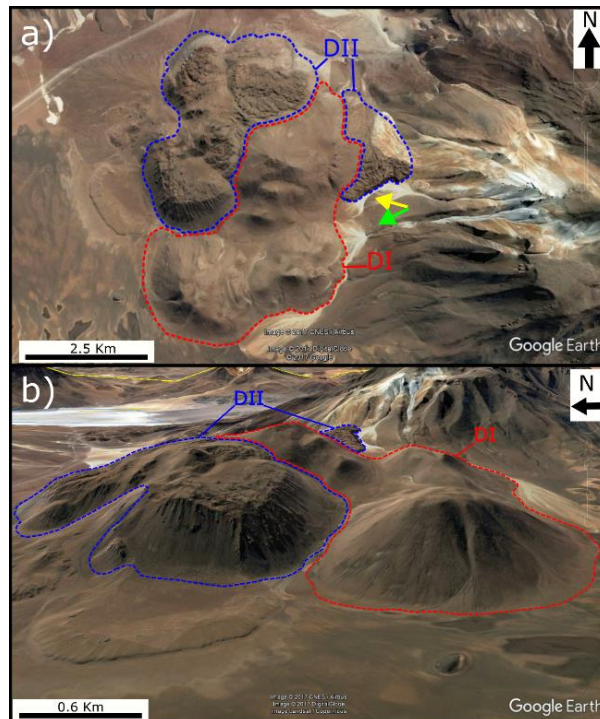


Figura 15: Imagen satelital que expone las diferencias morfológicas y texturales del Domo Chanka. En a) vista en planta del domo, indicando además la dirección de las fotografías de la figura 17 (flecha verde figura 17a, flecha amarilla figura 17b). En b) vista lateral hacia el E, en la cual se aprecia una morfología cónica con cúspide en forma de punta para la unidad de Domos I (DI en rojo) y una cónica con cúspide plana para la unidad de Domos II (DII en azul) (modificado de Google Earth).

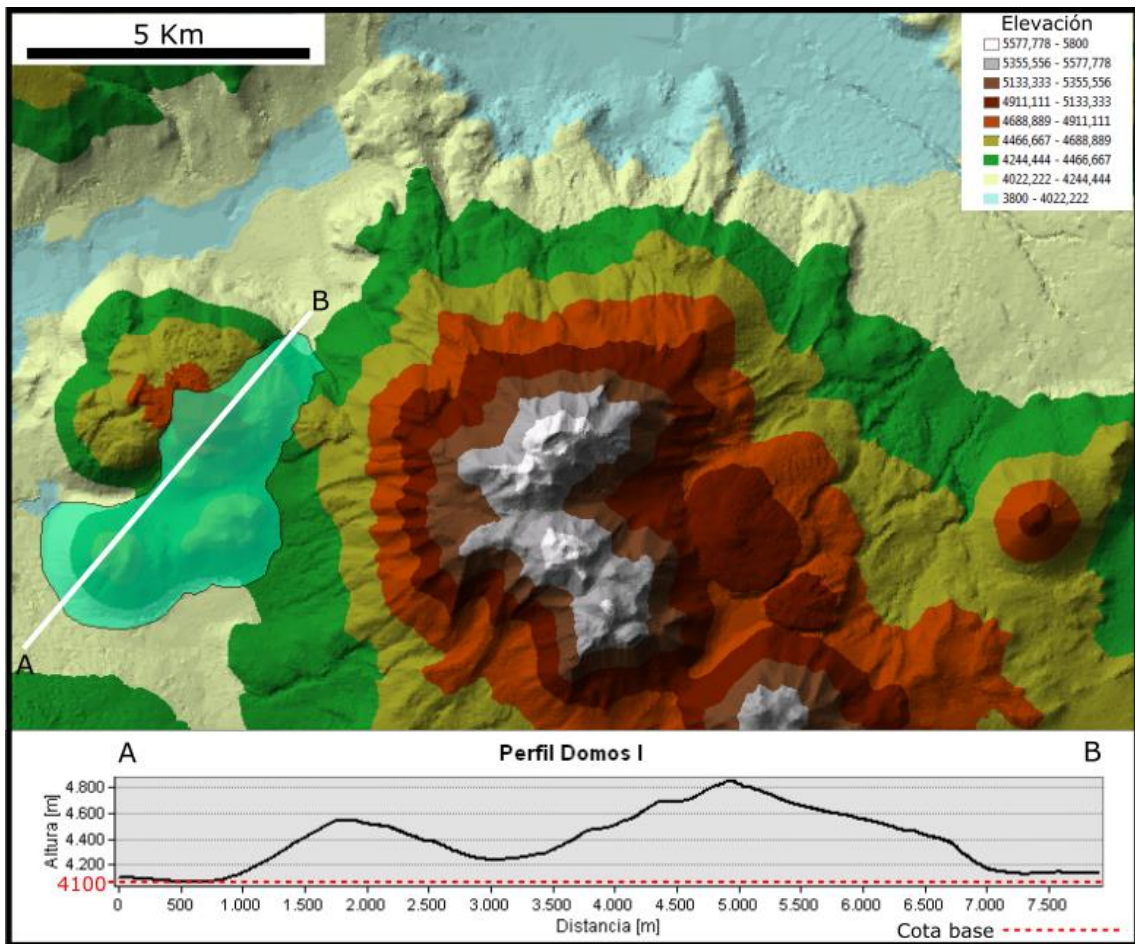


Figura 16: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la unidad de Domos dacíticos I. En el perfil se destaca la cota de 4100 m.s.n.m. como la base para el cálculo del área y volumen (modificado de *ArcGIS*).

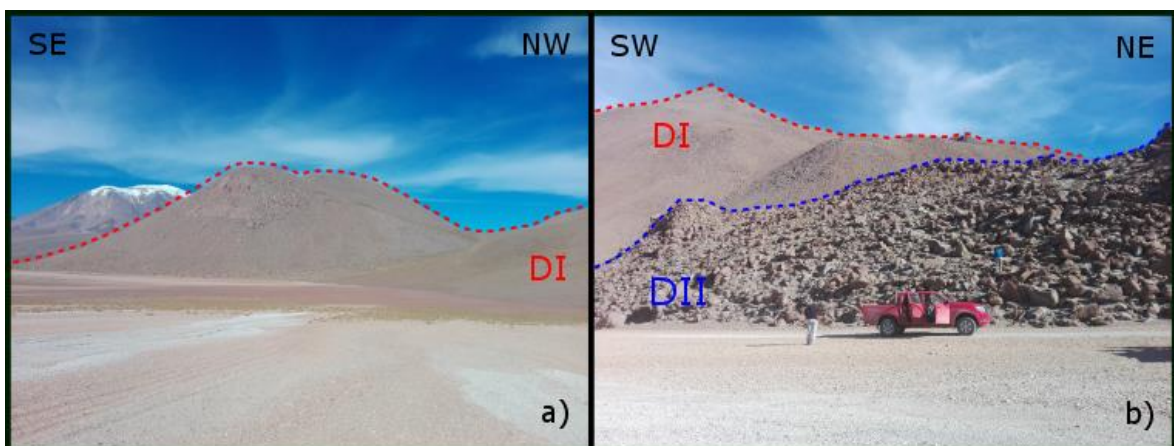


Figura 17: Fotografías del Domo Chanka. En a) se observa la textura suave de la unidad de Domos I (DI). En b) se observan las diferencias texturales entre la unidad de Domos dacíticos I (DI) y la unidad de Domos dacíticos II (DII), siendo posible identificar coladas tipo bloque sólo para esta última unidad.

4.3.2. Edad

La diferencia entre el sector NW y SE del Domo Chanka, radica en la edad de cada uno de éstos, lo cual se expresa visualmente por medio de una heterogeneidad textural y morfológica (figura 15 y 17). Así el sector SE del Domo Chanka, producto de su mayor longevidad, ha sufrido una erosión más prolongada. Por tal razón, éste expone cuerpos con morfologías cónicas de flancos abruptos, con textura suave y cúspides finalizadas en forma de punta. Al contrario, la parte NW presenta una morfología cónica de textura rugosa de cúspides anchas y planas, características que son propias de un cuerpo más joven y con una erosión menor (figura 15b). De esta manera, al sector SE del Domo Chanka se le asigna una edad de 1,5 Ma (Roobol et al., 1976).

La edad de $1,5 \pm 0,1$ Ma se establece a partir de la interpretación de la localización referenciada por Roobol et al. (1976) (figura 18 y figura 19), siguiendo lo planteado por Ramírez y Huete (1981), de Silva et al. (1994) y Renzulli et al. (2006).

Por lo tanto el sector antiguo del Domo Chanka, correspondiente a la unidad de Domos dacíticos I, posee una edad entre los 1,4 y 1,6 Ma que lo sitúa en la época del Pleistoceno Medio.

492	Dacita de domo extrusivo	Flanco SE del Volcán Azufre	21° 48' S	68° 15' W	1.5 ± 0.1
-----	--------------------------	-----------------------------	-----------	-----------	-----------

Figura 18: Extracto de la tabla de dataciones de Roobol et al. (1976), en la cual se expone la unidad, lugar y ubicación cartográfica para éstas.



Figura 19: Imagen satelital que exhibe el punto en coordenadas sexagesimales de la muestra datada por Roobol et al. (1976) (figura 18), más la interpretación del mismo en el presente documento, asociado a la unidad de Domos dacíticos I (DI) (modificado de *Google Earth*).

4.4. Unidad de lavas I (Plu1; Pleistoceno Medio ca. 1,4 - 1,6 Ma)

4.4.1. Generalidades

Esta unidad corresponde al edificio volcánico más septentrional del volcán, el cual alcanza un diámetro medio de 3 km y una altura de 750 m. Por su parte el área y volumen del edificio, calculado mediante la herramienta *Polygon Volume* y considerando una cota de 4600 m.s.n.m. como la base del cuerpo cónico que conforma dicho edificio (figura 20), corresponden a 11,8 km² y 5,15 km³ respectivamente.

Debido a su antigüedad, y por tanto a un mayor grado de erosión, esta unidad expone escasas estructuras que sean propias o asociadas a un cuerpo volcánico y/o a un flujo de lava. De esta manera la morfología del edificio volcánico no presenta un cráter volcánico, ni tampoco flujos de lavas distales con respecto al punto efusivo. Del mismo modo, las lavas de esta unidad se encuentran con una textura suavizada en comparación a las unidades más jóvenes del Volcán Azufre. De esta manera la Unidad de lavas I se asemeja morfológicamente a la Unidad de domos I, es decir a la parte antigua SE del Domo Chanka (figura 15).

Las lavas de esta unidad, que corresponden a coladas tipo bloque, exponen potencias medias entre los 80 y 100 m (figura 21a), con bloques de lava cuyos diámetros medios varían de los 0,2 a 1 m (figura 21b). A su vez los colores que presentan dichas coladas, varían de gris oscuro a claro y de pardo a marrón en el caso de estar oxidadas.

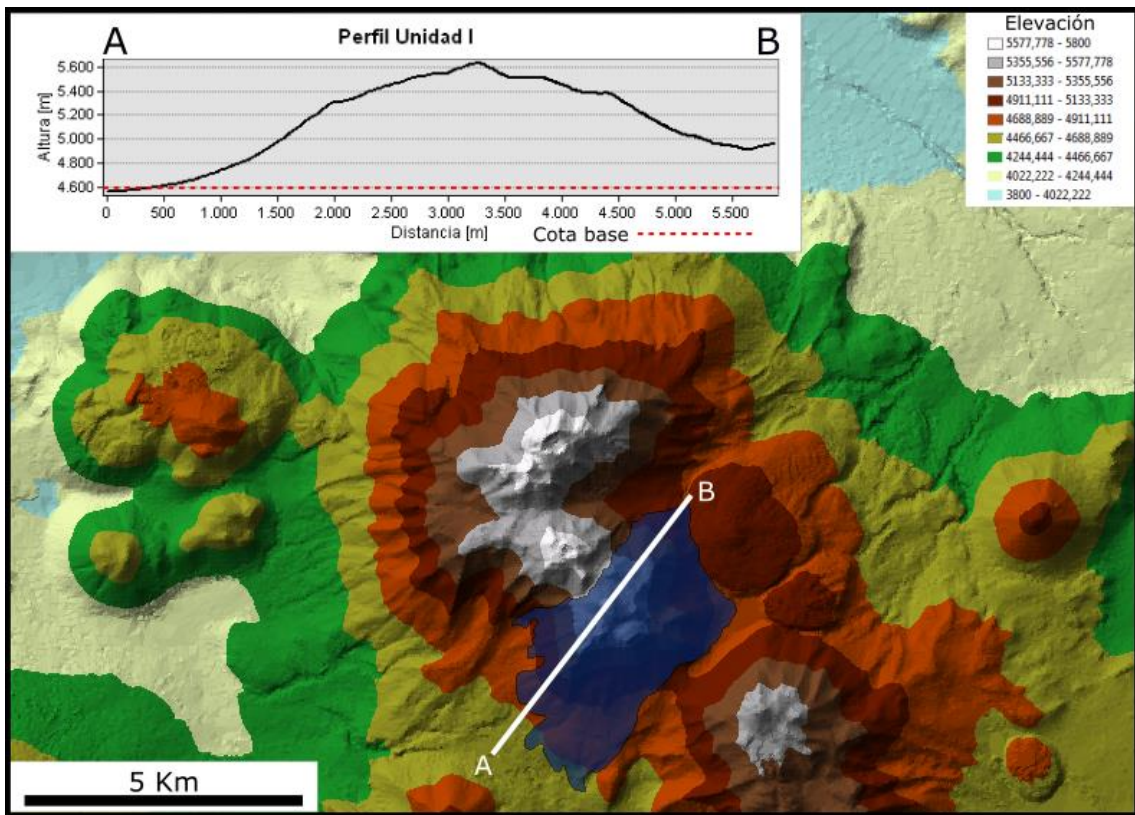


Figura 20: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la Unidad de lavas I. En el perfil se destaca la cota de 4600 m.s.n.m. como la base para el cálculo del área y volumen de la Unidad de lavas I (modificado de *ArcGIS*).

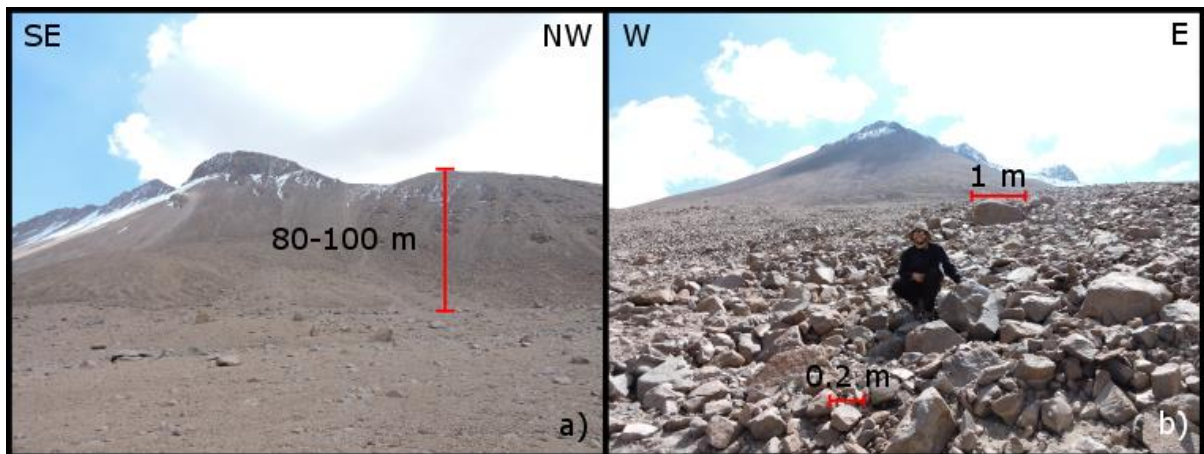


Figura 21: Fotografías de la Unidad de lavas I. En a) se observa la textura suavizada de la unidad y la potencia media de sus coladas. En b) se observa la textura suavizada de la unidad y las coladas de bloque, con diámetros que varían entre los 0,2 y 1 m.

4.4.2. Edad

La edad asociada a esta unidad se respalda en una serie de observaciones estratigráficas y morfológicas. Así estratigráficamente, la Unidad de lavas I se encuentra sobreyacida directamente por la Unidad de lavas III y la unidad de Domos dacíticos II, específicamente el Domo Chac Inca (figura 12). Con respecto a la morfología, el edificio volcánico se presenta suavizado (figura 21), y por tal, no se identifican estructuras como cráteres volcánicos o flujos de lava distales. Adicionalmente, el tamaño de los bloques de lava varían entre los 0,2 y 1 m (figura 12b), las cuales son dimensiones menores a las expuestas por los bloques de lavas de las unidades más jóvenes.

Por tales características de la presente unidad, se deduce una relación temporal con los Domos dacíticos I, por presentar rasgos erosivos similares entre ambos. Por lo tanto la edad de la presente unidad se encuentra entre los 1,4 y 1,6 Ma aproximadamente, perteneciendo así al Pleistoceno Medio.

4.4.3. Petrografía

Las lavas de la unidad fueron clasificadas a partir de diferentes muestras de mano, con las cuales se determinó que la totalidad de las coladas corresponden petrográficamente a andesitas de biotita, con un 15% de fenocristales de biotitas en el volumen total de la roca. Complementariamente, las lavas presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (40% volumen total) y piroxeno (10% volumen total). Adicionalmente, las coladas portan enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica (figura 22).



Figura 22: Fotografía de enclaves (en amarillo) portados por coladas de la Unidad de lavas I.

4.4.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS

Geoquímicamente, a partir de 3 muestras de lavas analizadas de la presente unidad, se determinó que éstas corresponden a andesitas y dacitas, con una concentración de SiO_2 entre el 61% y 63%. Sin embargo, debido al alto contenido de álcali entre 6,5% y 7% de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, éstas se encuentran bordeando el dominio de las traquiandesitas y traquidacitas (figura 23).

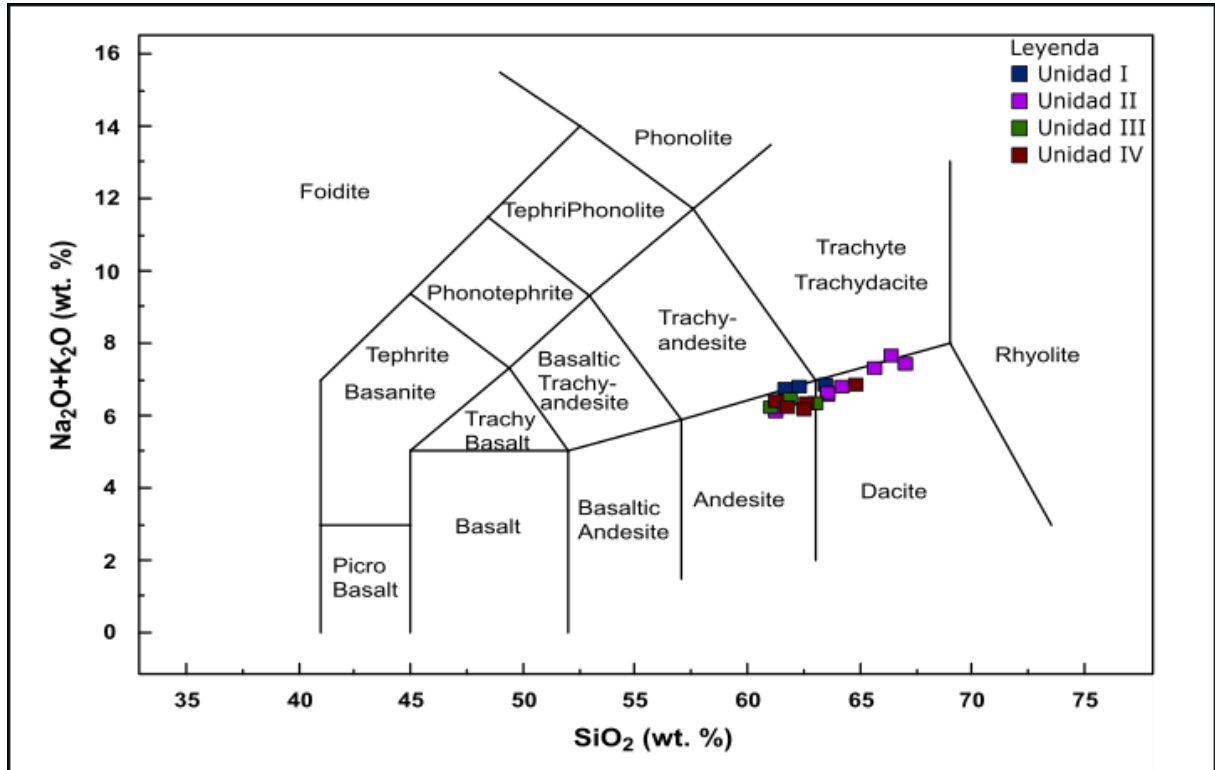


Figura 23: Diagrama Total Alkali vs Silice para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre (Bas et al., 1986). En azul muestras de la Unidad de lavas I, en morado muestras de la Unidad de lavas II, en verde muestras de la Unidad de lavas III y en rojo muestras de la Unidad de lavas IV.

4.5. Unidad de lavas II (Plu2; Pleistoceno Medio-Superior ca. 500 - 700 ka)

4.5.1. Generalidades

Esta unidad corresponde al edificio volcánico principal, en cuanto a volumen y posición se refiere, ya que éste se encuentra ubicado en la parte central del Volcán Azufre. Este edificio volcánico posee un diámetro medio de 12 km y una altura de 1,5 km, mientras que su área y volumen, calculados mediante la herramienta *Polygon Volume* y considerando una cota de 4100 m.s.n.m. como la base del cuerpo cónico que conforma el edificio volcánico (figura 24), corresponde a 76,6 km² y 41,4 km³ respectivamente.

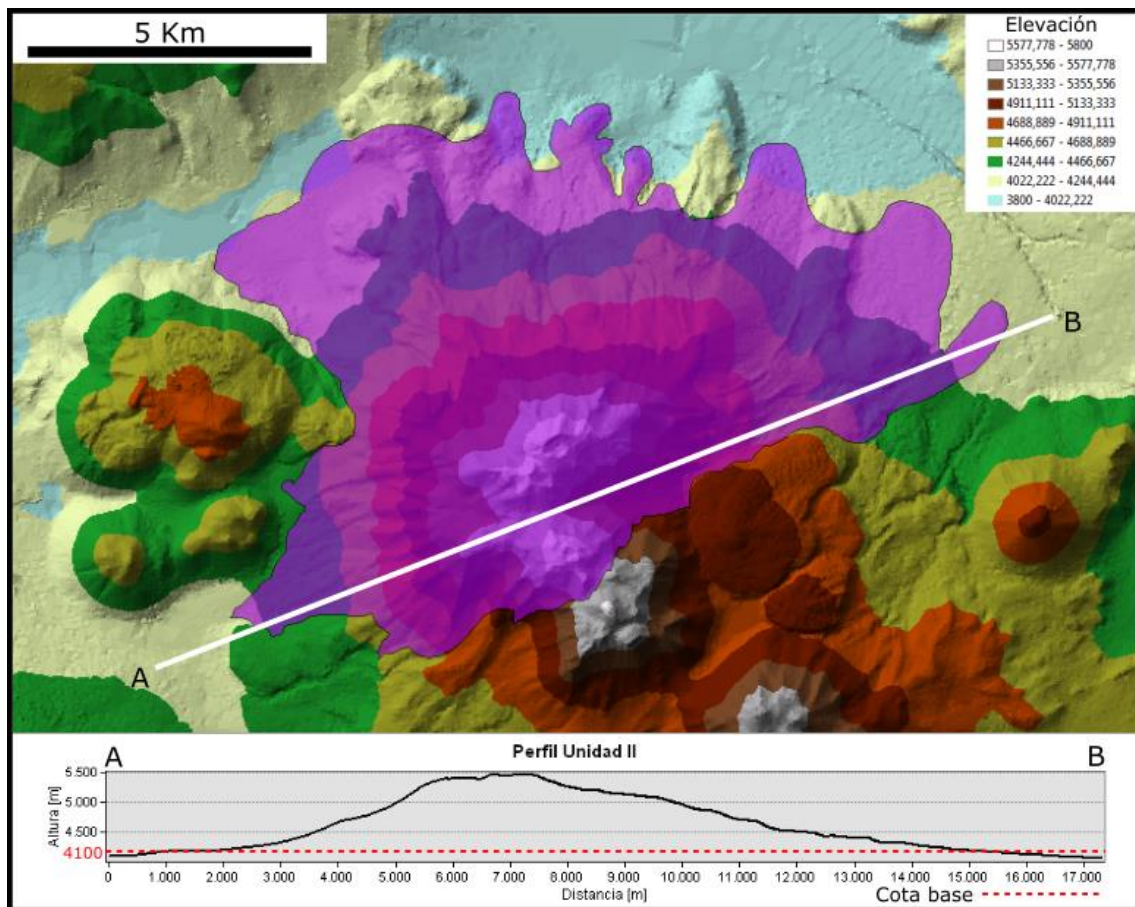


Figura 24: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB de la Unidad de lavas II. En el perfil se destaca la cota de 4100 m.s.n.m. como la base para el cálculo del área y volumen de la Unidad de lavas II (modificado de *ArcGIS*).

A causa de la antigüedad de la presente unidad, ésta comparte algunos rasgos morfológicos con la Unidad de lavas I. De esta forma el edificio volcánico de la Unidad de lavas II no presenta un cráter volcánico; mientras que sus lavas exponen una textura suavizada en comparación a las unidades más jóvenes, como por ejemplo las que se ubican en la Unidad de lavas IV (figura 25) o las lavas pertenecientes a la Unidad de domos II (figura 15). Sin embargo, al contrario de la Unidad de lavas I, la Unidad de lavas II sí presenta flujos de lava distales al punto efusivo. Dichos flujos caen del flanco N del volcán y alcanzan distancias de 7 km respecto de su punto efusivo (figura 25).

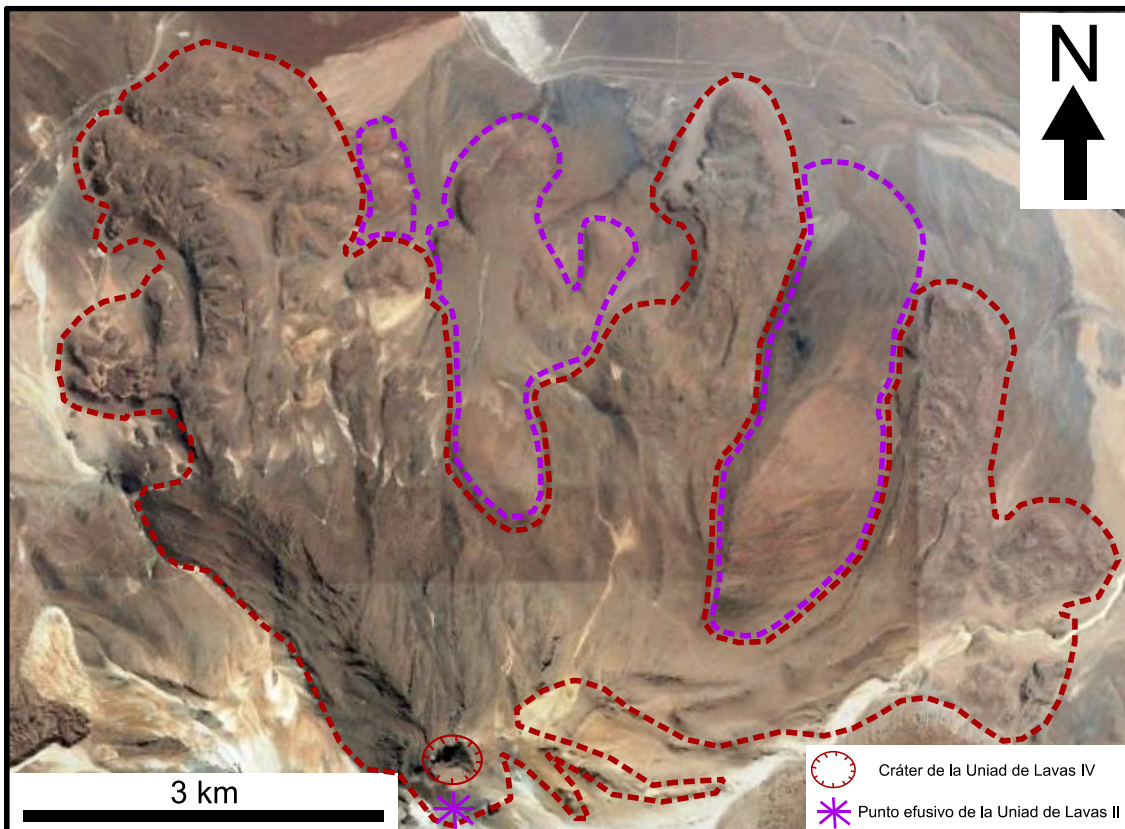


Figura 25: Imagen satelital del flanco N del Volcán Azufre. En este sector es posible identificar los flujos de lavas de las unidades II (morado) y IV (rojo). La diferencia entre dichos flujos radica en la textura suave para las primeras y la textura rugosa con estructuras para las segundas (modificado de *Google Earth*).

Las lavas de ésta unidad, correspondientes a coladas tipo bloque, muestran potencias que varían entre los 30 y 100 m. Los bloques de las lavas poseen diámetros medios que varían entre los 0,3 y 1 m (figura 26a).

Adicionalmente, la unidad se encuentra afectada por una alteración hidrotermal, presente a partir de la cota 4800 m.s.n.m (figura 26c). Esta alteración es fácilmente reconocida en terreno o a partir de imágenes satelitales, distinguiéndose tonalidades de color blanco, gris y pardo claro. Dentro del dominio de la alteración es posible reconocer estructuras de *vents* hidrotermales, los cuales son evidencia de la circulación de fluidos hidrotermales (figura 26b). Por tanto los colores que presentan las lavas son gris oscuro a claro si no están alteradas, marrón rojizo en el caso de estar oxidadas, y amarillas o blancas si están alteradas hidrotermalmente.

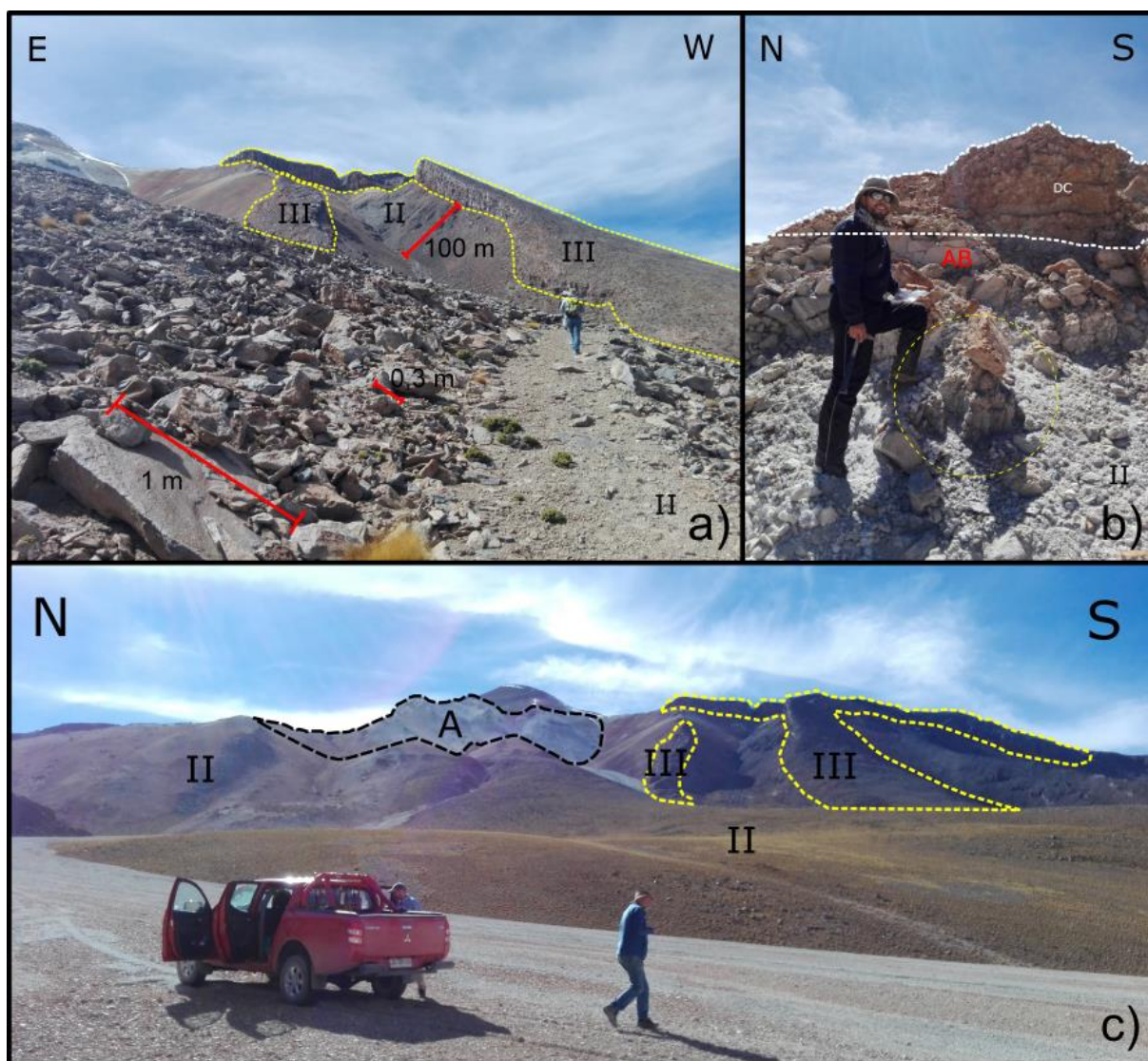


Figura 26: Fotografías de la Unidad de lavas II (II) del Volcán Azufre. En a) se observa como la Unidad de lavas II es sobreyacida por la Unidad de lavas III (III), así como también la potencia de 100 m de uno de los flujos de lava y las dimensiones de sus bloques. En b) se expone un depósito de caída (DC) de pumitas que sobreyace a una colada de andesita de biotita (AB), y junto con un *vent* hidrotermal (círculo amarillo), los cuales se presentan en el dominio de la alteración hidrotermal. En c) se presenta una vista panorámica del Volcán Azufre, en la cual se observa la alteración hidrotermal (A) de la Unidad de lavas II y la superposición de la Unidad de lavas III (III).

4.5.2. Edad

La edad asociada a esta unidad se respalda en observaciones morfológicas y estratigráficas. Como se mencionó anteriormente, la Unidad de lavas II comparte algunos atributos morfológicos con la Unidad de lavas I tales como, la carencia de un cráter volcánico y poseer lavas de textura suavizada (figura 25 y 26c). Sin embargo, la presente unidad posee otras características que son atribuibles a un menor grado de erosión, y por tanto a una edad más joven en relación a la Unidad de lavas I, como por ejemplo presentar flujos de lava distales. Estratigráficamente, la Unidad de lavas II se encuentra sobreyacida por la Unidad de lavas III (figura 26a y c), la Unidad de lavas IV (figura 25) y la Unidad de domos II (figura 12).

Por tales razones, para la Unidad de lavas II se propone una edad entre los 500 y 700 ka, relacionada al Pleistoceno Medio-Superior.

4.5.3. Petrografía

Petrográficamente la unidad se encuentra compuesta por andesitas de biotita, andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda. Adicionalmente se observó que las lavas portan enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica.

Macroscópicamente se identificaron andesitas de biotita, las cuales contienen un 20% de este mineral en el volumen total de la roca, junto también a fenocristales de plagioclasa (50% volumen total) y piroxeno (15% volumen total). En el sector de la alteración hidrotermal, sobreyaciendo a una lava de andesita de biotita, se observó un depósito con clastos vesiculados, cuyos tamaños promediaban los 10 cm. Esta secuencia fue clasificada como un depósito de caída compuesto por pumitas (figura 26b).

Microscópicamente se identificaron andesitas de piroxeno y andesita de hornblenda, conteniendo respectivamente un porcentaje de dichos minerales en relación a su volumen total de 20% para la andesita de piroxeno y 15% en el caso de la andesita de hornblenda.

La mineralogía de las andesitas de piroxeno está constituida por ortopiroxenos (15% volumen total) y clinopiroxenos (10% volumen total) (figura 27), mientras que las fases hidratadas corresponden a hornblenda (10% volumen total) o biotita (7% volumen total) según sea el caso de cada muestra, ya que en ninguna de éstas se encontraron ambas fases juntas. Por último, para el caso particular de la muestra Azu 16 010, no se observó ninguna fase hidratada.

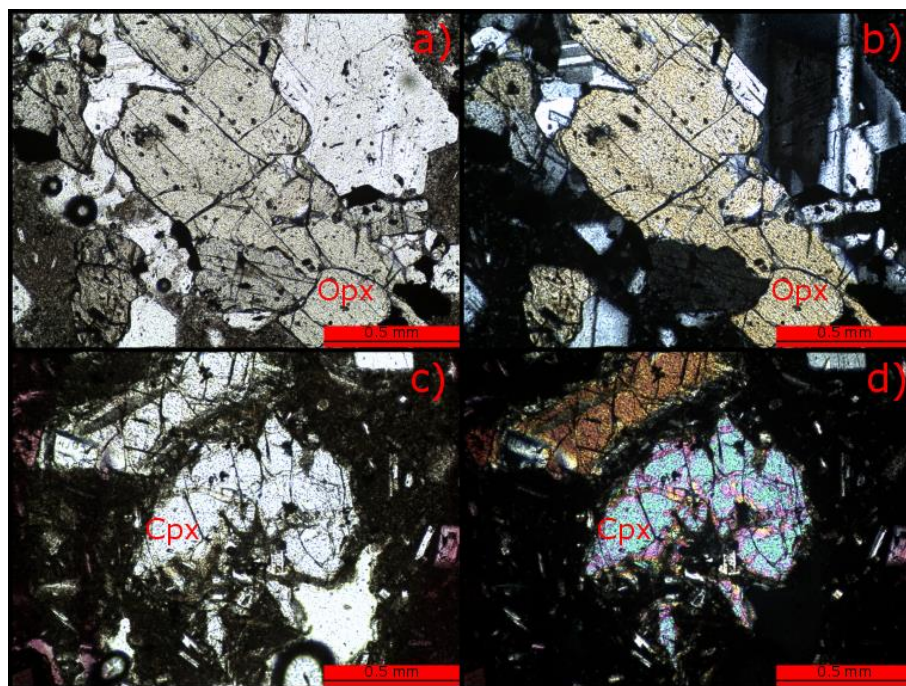


Figura 27: Fotomicrografías de andesitas de piroxeno. En a) se expone un cristal subhedral de ortopiroxeno (Opx) de la muestra Azu 16 004 a nícoles paralelos, mientras que en b) se presenta a nícoles cruzados. En c) se expone un cristal anhedral de clinopiroxeno (Cpx) de la muestra Azu 16 012 a nícoles paralelos, mientras que en d) se presenta a nícoles cruzados.

Las andesitas de hornblenda contienen fenocristales de biotita (10% volumen total) y ortopiroxenos (5% volumen total) como fases subordinadas. En particular, para la andesita de hornblenda correspondiente a la muestra Azu 16 007 se observó un cristal accesorio de apatito (figura 28).

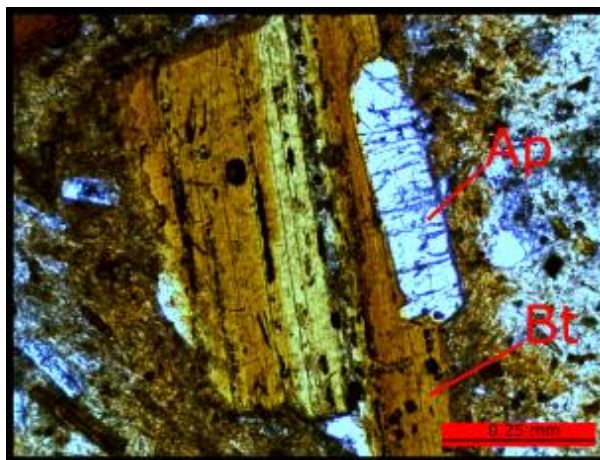


Figura 28: Fotomicrografías a nícoles paralelos de andesita de hornblenda. Corresponde a la muestra Azu 16 007, en la cual se expone la presencia de un cristal subhedral de apatito (Ap) junto a uno de biotita (Bt).

De manera adicional es posible observar la presencia de características que son comunes en los diferentes tipos de lavas. Así es posible encontrar la presencia de texturas de zonación, embahiamiento (figura 29a) y sieves en fenocristales de plagioclasas (figura 29b), y textura glomeroporfíricas de plagioclasas con piroxenos (figura 29c y d). También se observan cristales de hornblenda que exponen un pleocroísmo entre colores pardo claro a marrón (figura 30a, b y d), o un pleocroísmo que va de un pardo verdoso a marrón rojizo (figura 30c). Estas hornblendas adicionalmente presentan bordes de descomposición, es decir, la presencia de minerales opacos en los márgenes de sus cristales. Dichos atributos son característicos de la oxyhornblenda (Deer et al., 1992a; Deer et al., 1992b; Nesse, 2012), las cuales se forman por un proceso de oxidación-deshidrogenación (Barnes 1930).

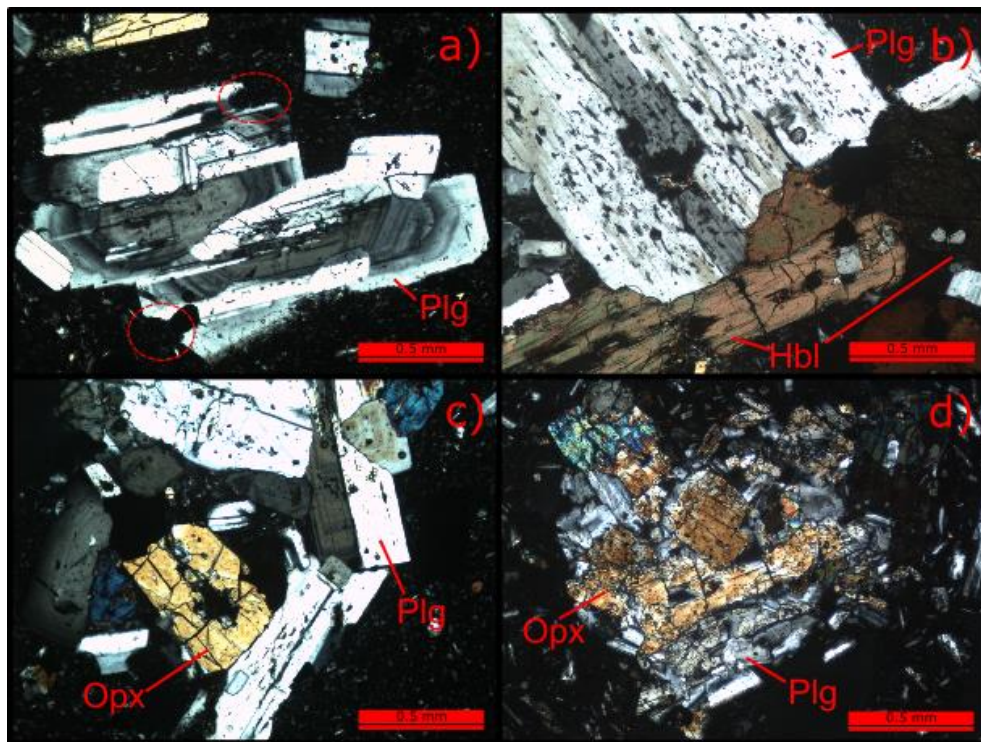


Figura 29: Fotomicrografía de texturas presentes en las lavas de la Unidad II. En a) se exponen plagioclasas zonadas con embahiamientos (círculos rojos). En b) se presenta fenocristal de plagioclasa con sieves. En c) y d) se muestran cúmulos de plagioclasa y ortopiroxenos.

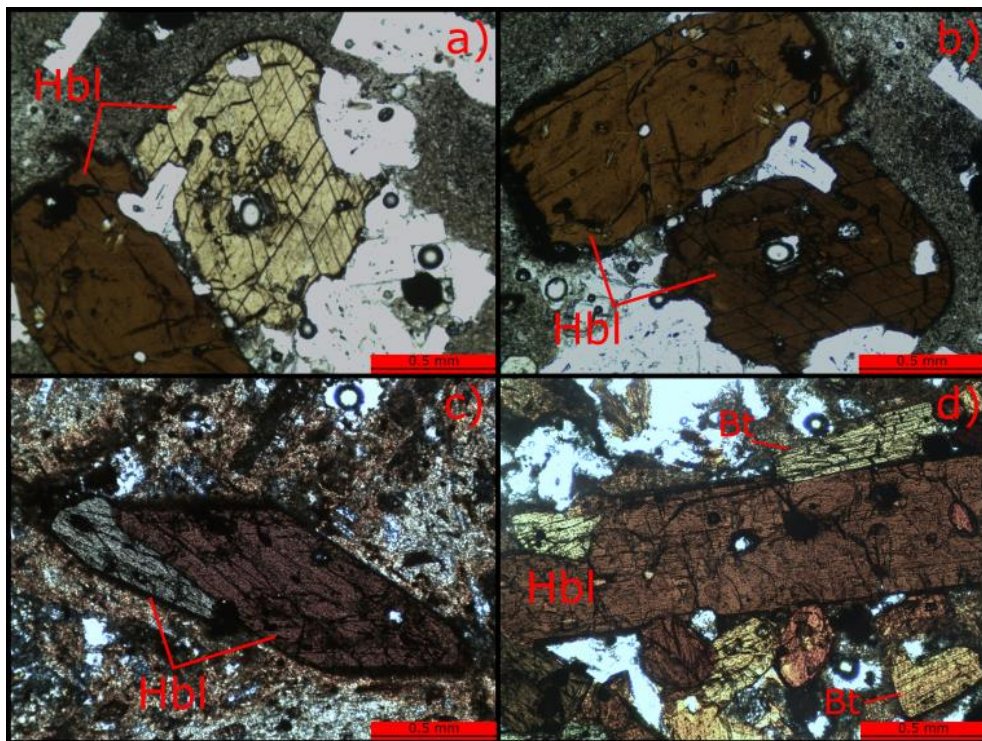


Figura 30: Fotomicrografías a cristales de hornblendas de la Unidad de lavas II. En a) y b) cristales de hornblenda (Hbl) a nícoles paralelos de la muestra Azu 16 004, los cuales exponen un pleocroísmo que va de un color pardo claro a marrón. En c) cristales de hornblenda a nícoles paralelos de la muestra Azu 16 007, exponiendo un pleocroísmo que va de un color pardo verdoso a marrón rojizo oscuro. En d) cristales de hornblenda y biotita a nícoles paralelos, de la muestra Azu 16 007.

Finalmente, en la tabla 1 se expone un resumen de la petrografía microscópica de la Unidad de lavas II.

Tabla 1: Síntesis de la petrografía presente en la Unidad de lavas II. Las abreviaturas utilizadas corresponden a las propuestas por Whitney y Evans (2010).

Muestra	Tipo de Lava	% Fenocristales	Fenocristales	% Masa Fundamental	Masa Fundamental
Azu 15 001	Andesita de piroxeno	50%	Plg (80%) Opx (15%) Cpx (3%) Bt (2%)	50%	Vidrio (40%) Plg (30%) Px (15%) Opacos (15%)
Azu 16 004	Andesita de piroxeno	40%	Plg (50%) Hbl (20%) Opx (15%) Cpx (15%)	60%	Vidrio (40%) Plg (40%) Px (5%) Hbl (5%) Opacos (10%)
Azu 16 007	Andesita de hornblenda	50%	Plg (50%) Hbl (30%) Bt (20%) Opx (10%)	50%	Plg (40%) Hbl (20%) Vidrio (20%) Bt (10%) Opacos (10%)
Azu 16 010	Andesita de piroxeno	40%	Plg (40%) Opx (20%) Cpx (20%)	60%	Vidrio (40%) Plg (25%) Px (20%) Opacos (15%)
Azu 16 011	Andesita de piroxeno	50%	Plg (60%) Opx (15%) Cpx (15%) Bt (10%)	50%	Vidrio (40%) Plg (30%) Px (20%) Opacos (10%)
Azu 16 012	Andesita de piroxeno	40%	Plg (50%) Opx (27%) Cpx (13%) Bt (10%)	60%	Plg (40%) Vidrio (25%) Px (20%) Opacos (15%)
Azu 16 013	Andesita de piroxeno	50%	Plg (70%) Px (25%) Bt (5%)	50%	Vidrio (50%) Plg (35%) Px (10%) Opacos (5%)

4.5.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS

Geoquímicamente, a partir de 7 muestras de lavas analizadas de la presente unidad, se determinó que estas corresponden a andesitas y dacitas, con una concentración de SiO₂ entre el 61% y 67,5%. Sin embargo, debido al alto contenido de álcali entre el 6,5% y 7,5% de Na₂O+K₂O, éstas se encuentran bordeando el dominio de las traquidacitas (figura 23).

4.6. Unidad de lavas III (Plu3; Pleistoceno Superior ca. 200 - 400 ka)

4.6.1. Generalidades

Esta unidad se encuentra constituida por un edificio volcánico y dos flujos de lavas, los cuales están asociados a un tercer ducto alimentador, expuesto por medio de un cráter volcánico de 250 m al sur de la Unidad de lavas II (figura 12). De esta forma, el edificio volcánico queda emplazado por sobre y entre las unidades de lavas I y II (figura 12 y 31).

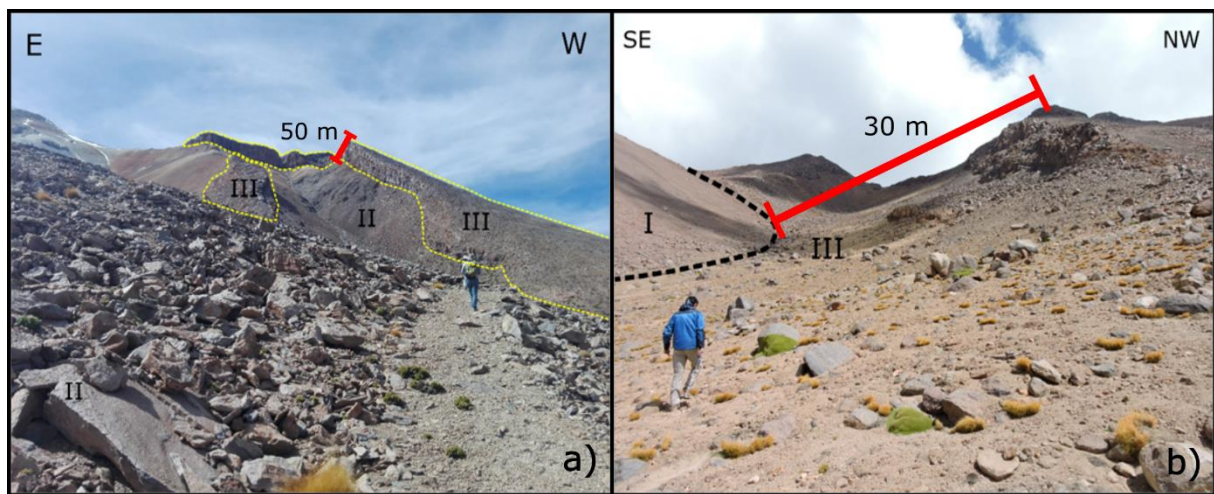


Figura 31: Fotografías panorámicas exponiendo diferentes flancos del Volcán Azufre. En a) se expone a la Unidad de lavas III (III) sobreyaciendo a la Unidad de lavas II (II). En b) se muestra como la Unidad de lavas III se sobrepone a la Unidad de lavas I (I).

Debido a la presencia de dos flujos de lavas que caen por sobre los edificios de las unidades I y II hacia el W y SW (figura 12), es que la geometría de la Unidad de lavas III no corresponde a un cono único. Por tanto el área y volumen de la unidad se calculó por medio de una descomposición de su geometría en un cono para el edificio volcánico, y en dos prismas trapezoidales isósceles y dos prismas rectangulares para los flujos de lava (figura 32). De esta forma el área y volumen total de la Unidad de lavas III, calculado por las formulas del anexo A para los flujos de lava y por la herramienta *polygon volume* para el edificio volcánico, corresponden a valores de 10,8 km² y 3,07 km³ respectivamente.

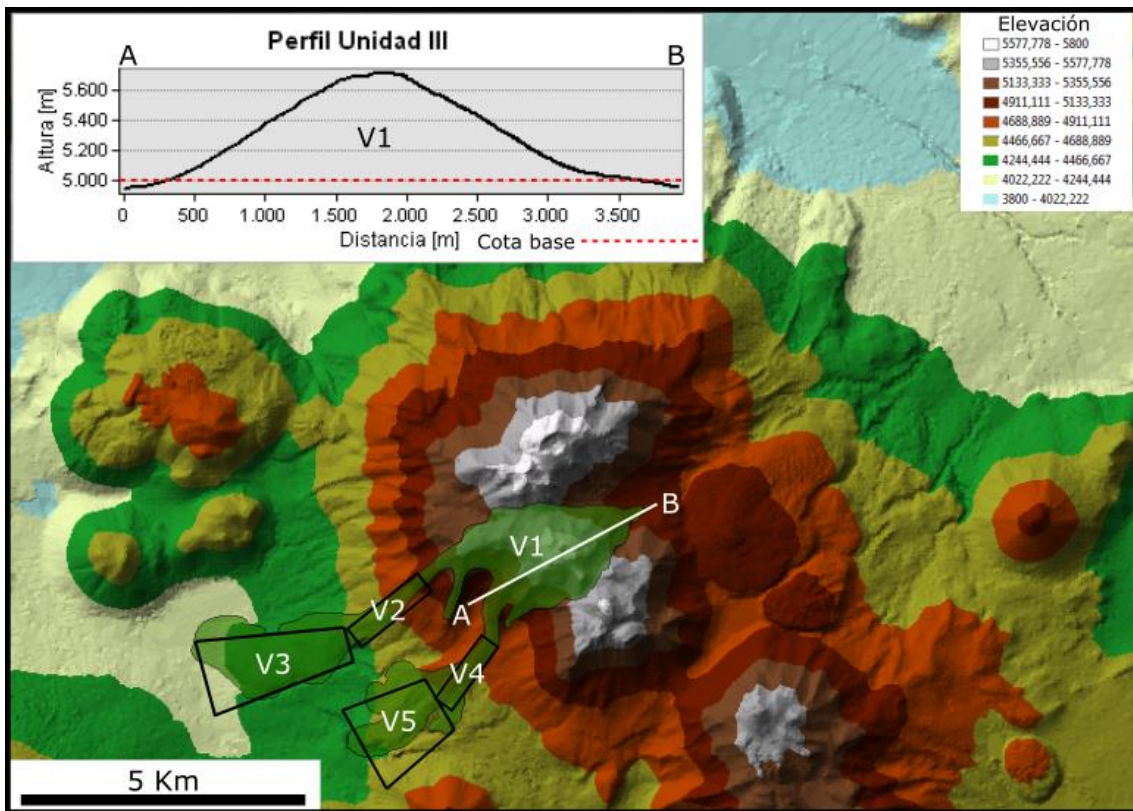


Figura 32: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del edificio volcánico la Unidad de lavas III. En el perfil se destaca la cota de 5000 m.s.n.m. como la base para el cálculo del área y volumen del edificio volcánico (V1). Por su parte los flujos de lava, son descompuestos en cuerpos simples para el cálculo de sus áreas y volúmenes. Así V2 y V4 corresponden a prismas rectangulares, mientras que V3 y V5 representan prismas trapezoidales isósceles (modificado de *ArcGIS*).

Para el cálculo del área y volumen de esta unidad se ha considerado un edificio volcánico con un diámetro medio de 2,5 km y una altura de 700 m a partir de la cota base de 5.000 m.s.n.m (figura 32). Así para este edificio se ha obtenido un área y volumen de 5,7 km² y 1,88 km³ respectivamente. Por su parte los dos flujos de lava, los cuales alcanzan una distancia de 5 km respecto del cráter volcánico aumentando progresivamente sus potencias a medida que se alejan de éste (entre los 30 m y 250 m), poseen un área y volumen total de 5,16 km² y 1,18 km³ respectivamente.

Por otra parte, las lavas de ambos flujos reconocidos corresponden a coladas tipo bloque, las cuales debido a su antigüedad y grado de erosión presentan texturas suavizadas. Los bloques de lava por su parte, poseen diámetros que varían entre 1 m y 2 m (figura 33).

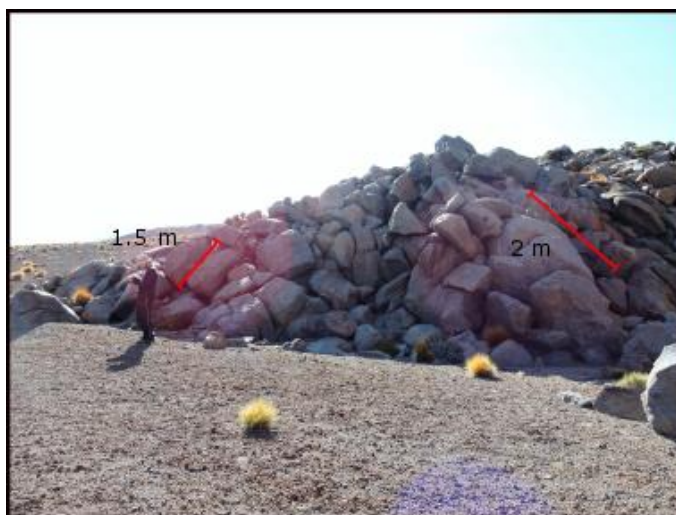


Figura 33 : Fotografía de colada en bloque perteneciente a la Unidad de lavas III.

Adicionalmente, la base del flanco N del edificio volcánico de esta unidad se encuentra afectado por la alteración hidrotermal (figura 34). Por tanto las lavas de la unidad presentan un color gris oscuro a claro si están frescas, pardo a marrón en el caso de estar oxidadas, y amarillo a blanco en el caso de estar alteradas hidrotermalmente.

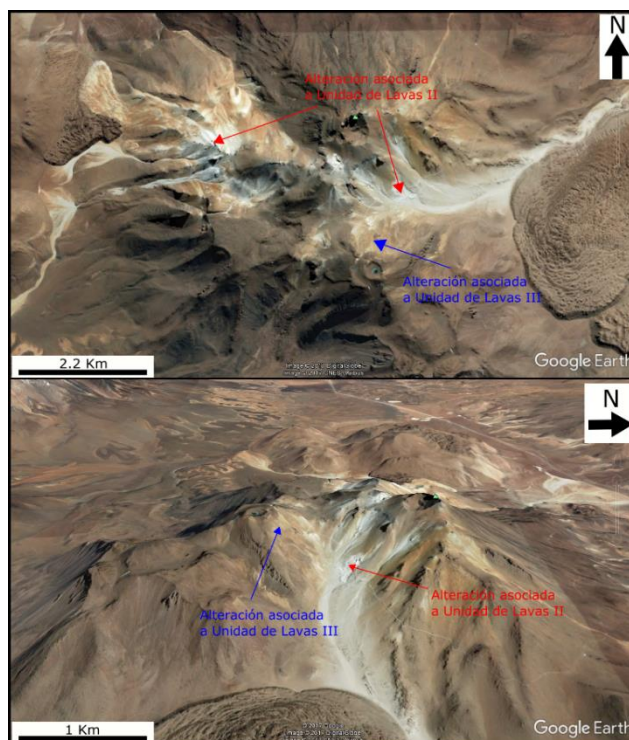


Figura 34: Imagen satelital presentando la distribución espacial de la alteración hidrotermal en el Volcán Azufre y las unidades de lavas afectadas por ella (modificado de Google Earth).

4.6.2. Edad

La edad asociada a esta unidad, nuevamente se respalda en observaciones morfológicas y estratigráficas. Morfológicamente, es posible observar un edificio volcánico con un cráter en su cúspide, como también dos flujos de lavas distales y de textura suavizada. Estas lavas, al contrario de las coladas de las unidades anteriores, exponen bloques de tamaños mayores, entre 1 y 2 m de diámetro medio (figura 33, 26a y 21b). De esta manera por los atributos recién mencionados, se evidencia un menor grado de erosión en comparación a las unidades de lavas I y II, las cuales no muestran cráteres volcánicos ni bloques de coladas con tales dimensiones. Del mismo modo la Unidad de lavas III, estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo a las unidades de lavas I y II (figura 31).

Por lo tanto para la Unidad de lavas III se propone una edad entre los 200 y 400 ka, correspondiendo así al Pleistoceno Superior.

4.6.3. Petrografía

La clasificación de las lavas se realizó mediante la descripción de muestras de mano, a partir de las cuales se determinó que la unidad se encuentra constituida por andesitas de hornblenda y andesitas de biotita, siendo el contenido de dichos minerales un 10% del volumen total de la roca en ambos casos. Adicionalmente ambos tipos de andesitas son portadoras de enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica.

Las andesitas de hornblenda poseen fenocristales de plagioclasa (30% volumen total) y de forma subordinada fenocristales de biotita (5% volumen total); mientras que las andesitas de biotita poseen fenocristales de plagioclasa (30% volumen total), y de forma marginal fenocristales de hornblenda (5% volumen total) y piroxeno (2% volumen total).

4.6.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS

Geoquímicamente, a partir de 3 muestras de lavas analizadas de la presente unidad, se determinó que éstas corresponden a andesitas con una concentración de SiO₂ variable entre el 61% y 62,5%. Mientras tanto el contenido de álcali es invariante entre las lavas, exponiendo sólo un 6,5% de Na₂O+K₂O (figura 23).

4.7. Unidad de lavas IV (Plu4; Pleistoceno Superior ca. 140 - 160 ka)

4.7.1. Generalidades

Esta unidad se encuentra constituida por las coladas de lavas más modernas del volcán, las cuales caen por sobre el edificio volcánico de la Unidad de lavas II a través del flanco N del Volcán Azufre (figura 35). De esta forma, por lo expuesto anteriormente, la presente unidad no posee un edificio volcánico propio. Sin embargo ésta expone un cráter de 400 m de diámetro (figura 25), a partir del cual salen tres flujos de lava que corresponden a coladas tipo bloque de 7,5 km de largo y con potencias que aumentan de 80 m a 150 m a medida que se alejan del cráter volcánico. Adicionalmente las coladas de lava presentan una textura rugosa con estructuras de flujo tales como ojivas, *levees* y frentes de flujo. Los colores de las lavas varían entre un color gris oscuro a claro si están frescas o pardo a marrón en el caso de estar oxidadas.

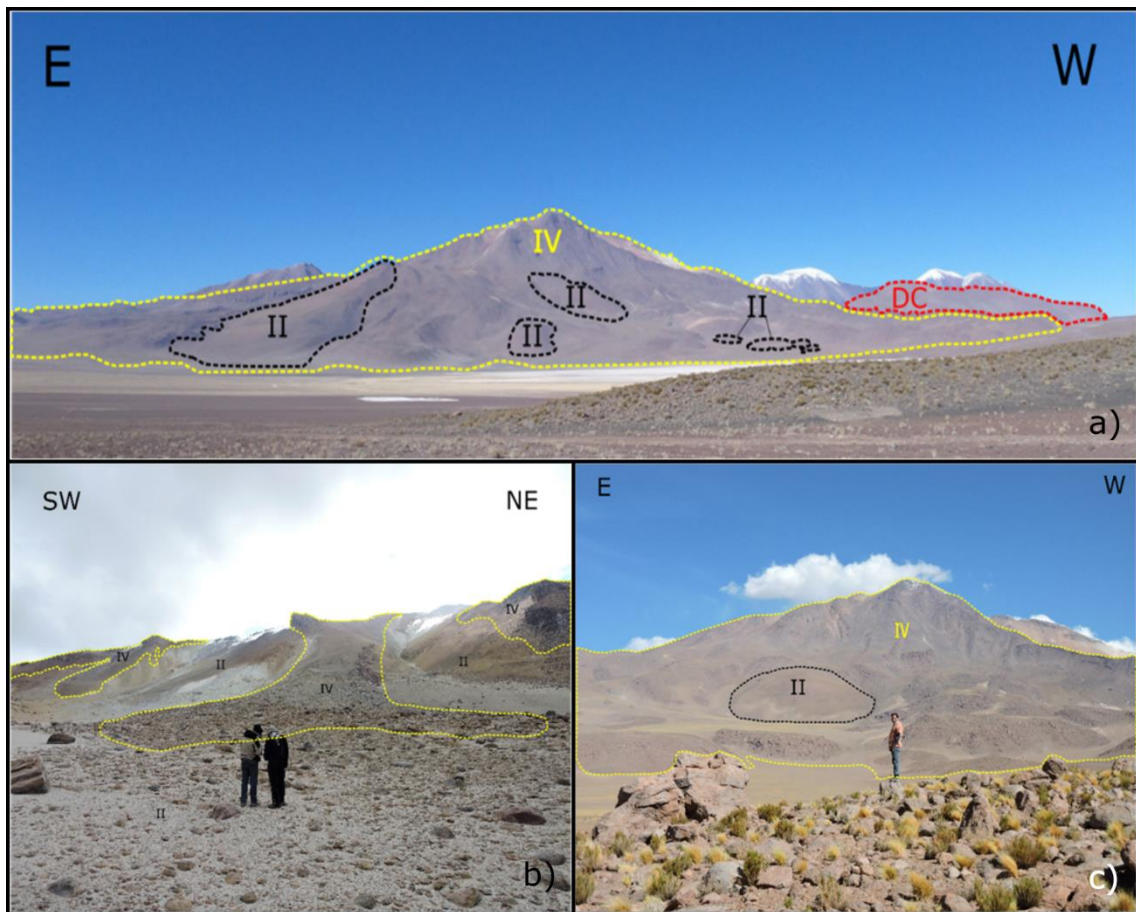


Figura 35: Fotografías panorámicas realizadas a la Unidad de lavas IV (IV) del Volcán Azufre. En a), b) y c) se observa a la Unidad de lavas IV sobreyaciendo a la Unidad de lavas II (II). Adicionalmente, en a) es posible observar en un segundo plano el Domo Chanka (DC).

Debido a que la Unidad de lavas IV no posee un edificio volcánico propio, no es posible representar su geometría por medio de un cono. De esta manera para cuantificar el área y volumen de la unidad, se realizó una descomposición de su geometría en cuerpos con formas regulares (anexo A). De este modo la unidad queda representada por un segmento de anillo con un arco de 106° , cuatro prismas rectangulares y cuatro prismas trapezoidales isósceles (figura 36), los cuales entregan un área y volumen total de $35,9 \text{ km}^2$ y $4,2 \text{ km}^3$ respectivamente.

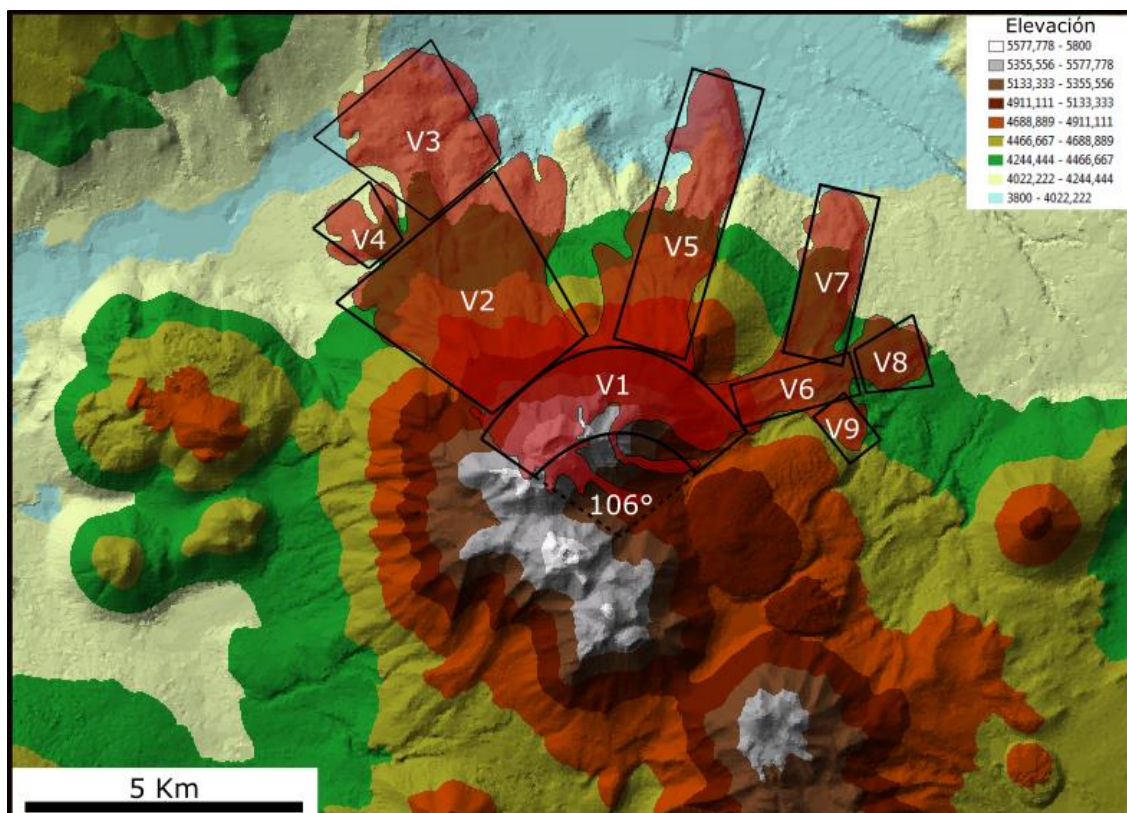


Figura 36: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y distribución de la Unidad de lavas IV. Debido a que la geometría de la unidad no se representa por un cono, ésta se descompone en un segmento de anillo con un arco de 106° (V1), cuatro prismas rectangulares (V5, V6, V7 y V9) y cuatro prismas trapezoidales isósceles (V2, V3, V4 y V8) con el fin de calcular su área y volumen (modificado de *ArcGIS*).

4.7.2. Edad

La edad asociada a esta unidad se respalda en observaciones morfológicas y estratigráficas.

Morfológicamente es posible identificar estructuras que son características al flujo de una colada de lava, tales como frentes de flujo, *levees* y ojivas (figura 37). Así, debido a la presencia de dichas estructuras, es posible realizar una correlación de edad con otras lavas presentes en los volcanes cercanos al Azufre, las cuales poseen atributos morfológicos similares. Tal es el caso de las lavas jóvenes de los volcanes San Pedro y Paniri (figura 38). Las coladas pertenecientes al Volcán San Pedro que presentan estructuras, se encuentran fluyendo en sentido NW y SW (figura 38a y b); éstas poseen análisis geocronológicos con edades que varían entre los 60 a 160 ka (Bertín y Amigo, 2015). Por su parte las coladas del Volcán Paniri que exponen estructuras, se encuentran en las laderas NE y SW de dicho volcán (figura 38a y c); éstas han sido datadas en 150 y 164 ka respectivamente (Godoy et al., 2017).

Asimismo a partir de la disposición estratigráfica del Domo Chac Inca por sobre la Unidad de lavas IV (figura 39), se establece una edad techo para ésta, ya que dicho domo ha sido datado en 140 ka (Ahumada y Mercado, 2009).

Por lo tanto para la Unidad de lavas IV se propone una edad acotada entre los 140 y 160 ka, correspondiente al Pleistoceno Superior.

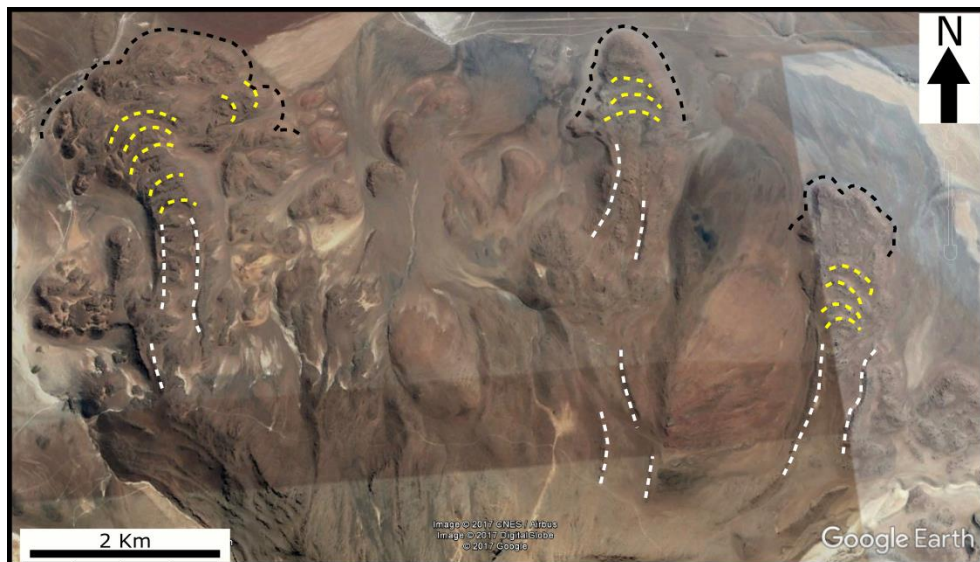


Figura 37: Imagen satelital de la ladera norte del Volcán Azufre (detalle de la figura 38a), en la cual se exponen las estructuras presentes en las coladas de lava pertenecientes a la unidad IV. De esta manera es posible observar *levees* (línea punteada blanca), ojivas (línea punteada amarilla) y frentes de flujo (línea punteada negra) (modificado de *Google Earth*).

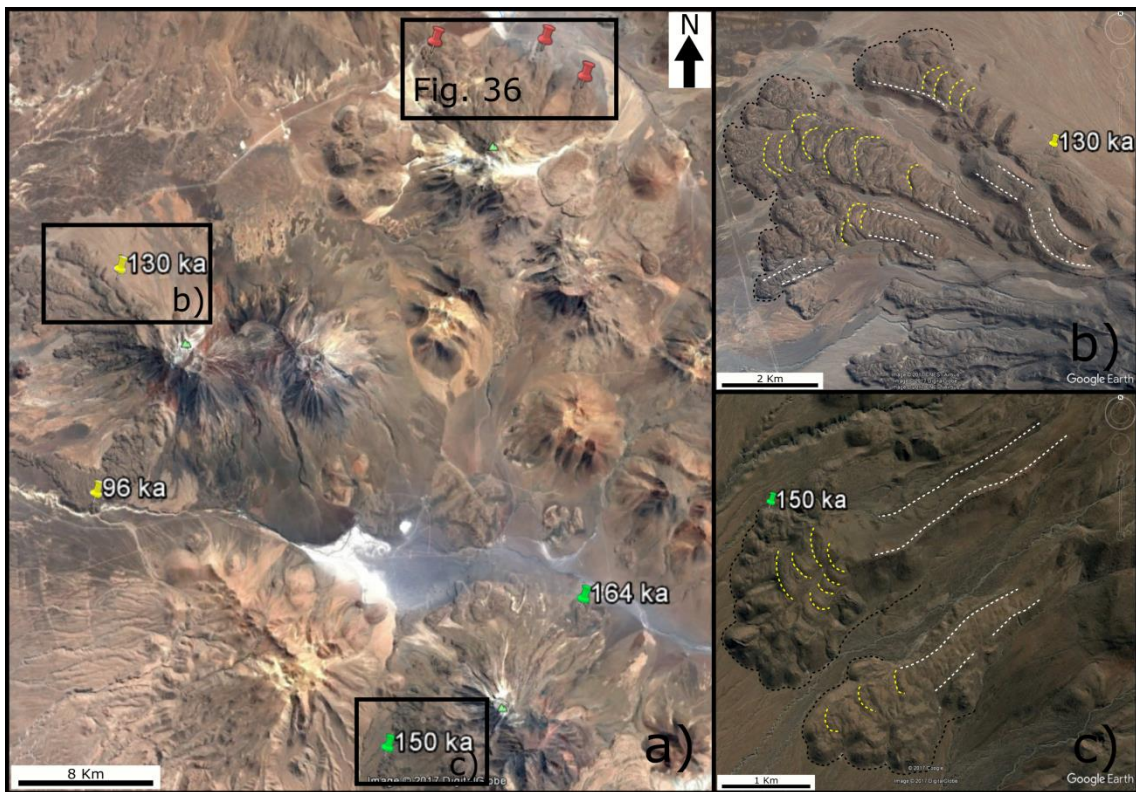


Figura 38: Imágenes satelitales de lavas con estructuras. En a) se expone la ubicación de las coladas de lava de los volcanes San Pedro (figura 38b) y Paniri (figura 38c), las cuales presentan estructuras y dataciones radiométricas. Así en b) y c) se detalla lo expuesto en a), mostrando la presencia de estructuras de flujo tales como *levees* (línea punteada blanca), ojivas (línea punteada amarilla) y frentes de flujo (línea punteada negra) (modificado de *Google Earth*).

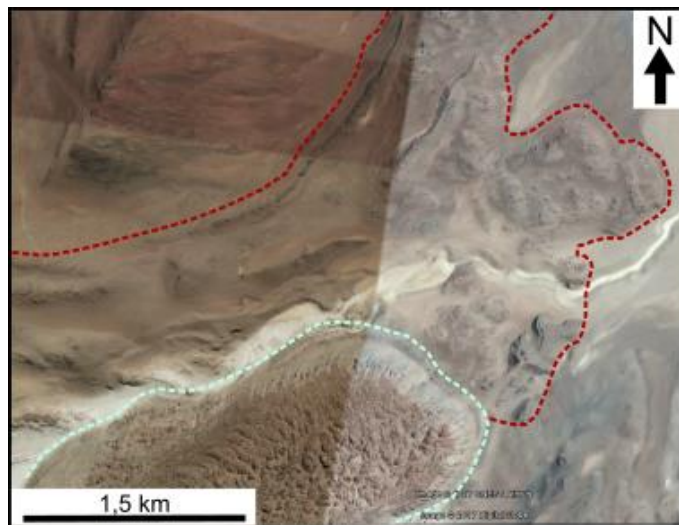


Figura 39: Imagen satelital exponiendo superposición del Domo Chac Inca (línea segmentada celeste) por sobre la Unidad de lavas IV (línea segmentada roja) (modificado de *Google Earth*).

4.7.3. Petrografía

A partir de la petrografía microscópica, se determinó que la presente unidad se compone de andesitas de piroxeno, andesitas de biotita y andesitas de hornblenda, conteniendo un porcentaje de dichos minerales en relación a su volumen total de 10%, 15% y 12% respectivamente. No obstante macroscópicamente, se observó que estas lavas son portadoras de enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica.

En el caso de la andesita de piroxeno (figura 40), se identificaron fenocristales de ortopiroxeno (10% volumen total), plagioclasa (20% volumen total), y de fases hidratadas de hornblenda (7% volumen total) y biotita (7% volumen total). Adicionalmente en la muestra Azu 16 009 se observó un cristal de zircón portado por un fenocristal de plagioclasa (figura 41).

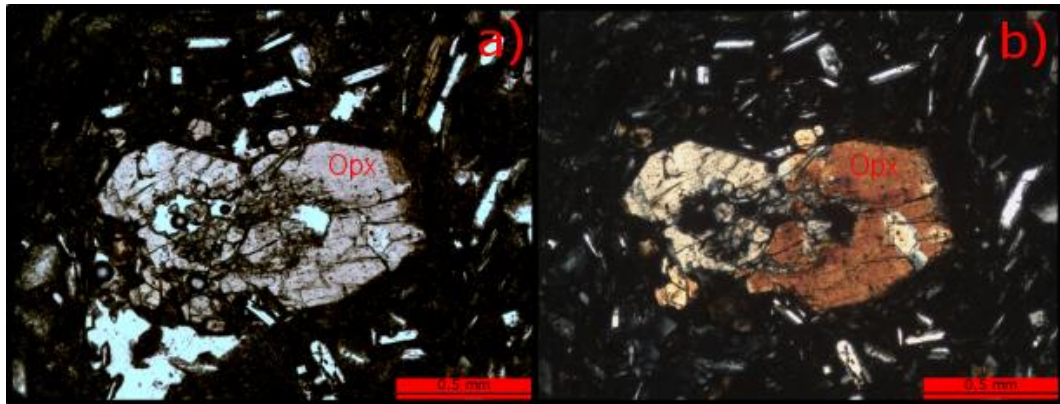


Figura 40 : Fotomicrografías de andesitas de piroxeno pertenecientes a la Unidad de lavas IV. En a) se exponen cristales subhedrales de ortopiroxeno (Opx) de la muestra Azu 16 009 a nícoles paralelos, mientras que en b) se presenta a nícoles cruzados.

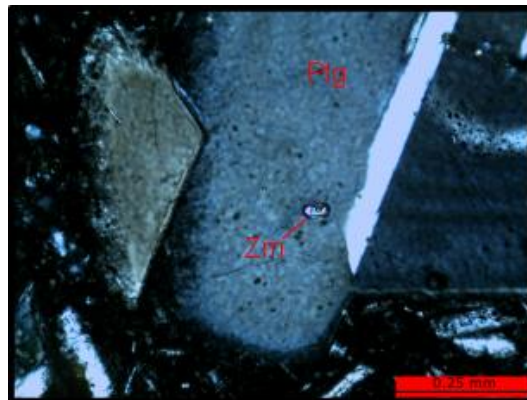


Figura 41 : Fotomicrografías de andesitas de piroxeno a nícoles cruzados, en la cual se expone un fenocristal de plagioclasa (Plg) de la muestra Azu 16 009 portando un cristal de zircón (Zrn).

Las andesitas de biotita se componen de fenocristales de plagioclasa (23% volumen total), y de forma subordinada por fenocristales de hornblenda (4% volumen total), ortopiroxeno (3% volumen total) y clinopiroxeno (1% volumen total). Cabe destacar que los cristales de biotita independiente del tipo de lava en que se encuentren, exponen un color que varían entre marrón rojizo (figura 42a) y pardo claro (figura 42b); adicionalmente los bordes de los cristales de biotita presentan textura de descomposición (figura 42).

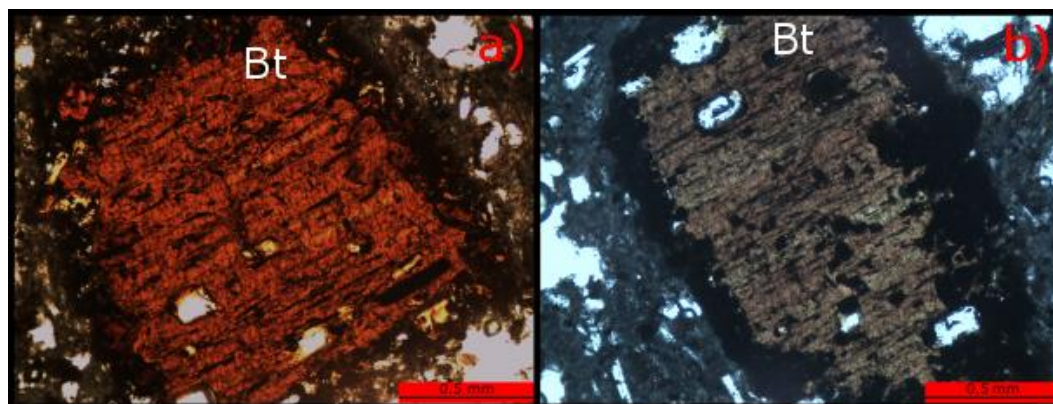


Figura 42 : Fotomicrografía de cristales de biotita (Bt) a nícoles paralelos pertenecientes a la Unidad de lavas IV. En a) se presenta una biotita de color marrón rojizo, mientras que en b) se expone una biotita de color pardo. A su vez los bordes de los cristales de biotita presentan textura de descomposición.

Las andesitas de hornblenda por su parte (figura 43), presentan de forma subordinada fenocristales de plagioclasa (28% volumen total), y según sea el caso, fenocristales de biotita (5% volumen total) y/o piroxeno (5% volumen total). Éstos últimos están conformados por ortopiroxenos (2,5% volumen total) y clinopiroxenos (2,5% volumen total).

Los cristales de hornblenda presentes en las lavas de la Unidad de lavas IV, al igual que los de la Unidad de lavas II (figura 30), exponen un pleocroísmo que varía entre un color pardo claro a marrón (figura 43a y b), lo cual indica que corresponden a oxyhornblendas (Deer et al., 1992a; Deer et al., 1992b; Nesse, 2012). Otra observación con respecto a los cristales de hornblenda tiene relación con sus texturas de descomposición, ya que es posible identificar dos familias de hornblendas. Una de éstas presenta cristales con textura de descomposición parcial o total (figura 43c), mientras que la otra familia, presenta sólo los bordes de los cristales con textura de descomposición (figura 43d).

Otras características transversales al tipo de lavas, son la presencia de texturas de zonación, embahiamiento y cievas en fenocristales de plagioclasas, y textura glomeroporfíricas de plagioclasas con piroxenos similares a las observadas en la Unidad de Lavas II (figura 29).

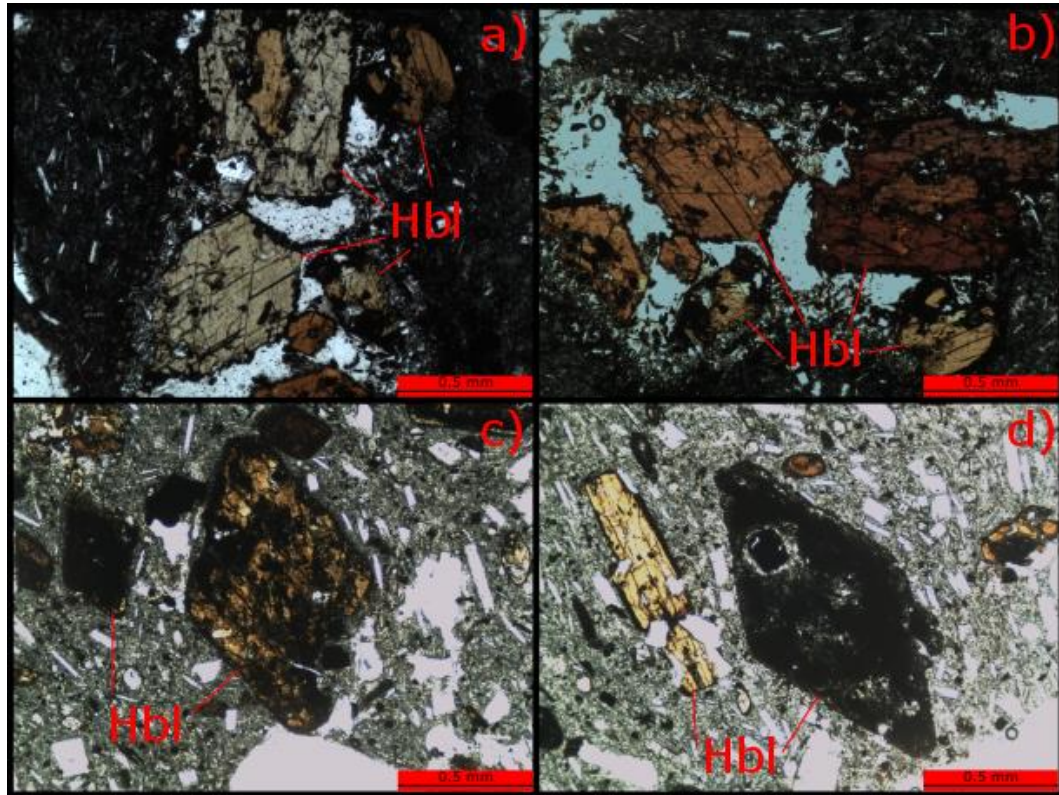


Figura 43 : Fotomicrografías a cristales de hornblendas de la Unidad de lavas IV. En a) y b) cristales anhedrales de hornblenda (Hbl) a nícoles paralelos de la muestra Azu 16 003, los cuales exponen un pleocroísmo que va de un color pardo claro a marrón. En c) y d) se presentan cristales euhedrales de hornblenda a nícoles paralelos de la muestra Azu 16 008, con una textura de descomposición completa (figura 43c izquierda, figura 43d derecha), parcial (figura 43c derecha) y solo en los bordes (figura 43d izquierda).

De manera adicional en la tabla 2 se expone un resumen con la petrografía de la Unidad de lavas IV.

Tabla 2: Síntesis de la petrografía presente en la Unidad de lavas IV. Las abreviaturas utilizadas corresponden a las propuestas por Whitney y Evans (2010).

Muestra	Tipo de Lava	% Fenocristales	Fenocristales	% Masa Fundamental	Masa Fundamental
Azu 16 001	Andesita de biotita	40%	Plg (50%) Bt (30%) Hbl (10%) Opx (8%) Cpx (2%)	60%	Plg (40%) Vidrio (30%) Bt (15%) Hbl (10%) Opacos (5%)
Azu 16 002	Andesita de biotita	60%	Plg (47%) Bt (30%) Hbl (20%) Px (3%)	40%	Vidrio (90%) Opacos (10%)
Azu 16 003	Andesita de hornblenda	40%	Plg (50%) Hbl (30%) Bt (10%) Opx (5%) Cpx (5%)	60%	Plg (35%) Vidrio (25%) Opacos (20%) Px (10%) Hbl (10%)
Azu 16 006	Andesita de hornblenda	40%	Plg (60%) Hbl (25%) Bt (15%)	60%	Plg (40%) Opacos (20%) Hbl (10%) Opx (10%) Cpx (10%) Vidrio (10%)
Azu 16 008	Andesita de hornblenda	50%	Plg (60%) Hbl (20%) Bt (10%) Opx (5%) Cpx (5%)	50%	Plg (30%) Vidrio (30%) Hbl (15%) Px (10%) Bt (5%) Opacos (10%)
Azu 16 009	Andesita de piroxeno	50%	Plg (50%) Opx (20%) Bt (15%) Hbl (15%)	50%	Plg (40%) Vidrio (20%) Opacos (15%) Bt (10%) Hbl (10%) Px (5%)

4.7.4. Clasificación geoquímica según diagrama TAS

Geoquímicamente, , a partir de 5 muestras de lavas analizadas de la presente unidad, se determinó que éstas corresponden a andesitas y dacitas con una concentración de SiO₂ que varía entre los 61% y 65%. Mientras tanto el contenido de álcali oscila entre 6% y 7% de Na₂O+K₂O (figura 23).

4.8. Domos dacíticos II (Plidd2; Pleistoceno Superior ca. 80 - 140 ka)

4.8.1. Generalidades

Estos cuerpos asociados a la evolución del Volcán Azufre, corresponden a los domos dacíticos Chac Inca (figura 44a) y Chanka, los cuales se emplazan en el flanco oriental y occidental del volcán respectivamente. Sin embargo para el caso del Domo Chanka, sólo el sector NW y NE, son incluidos como parte de los Domos dacíticos II (figura 15).

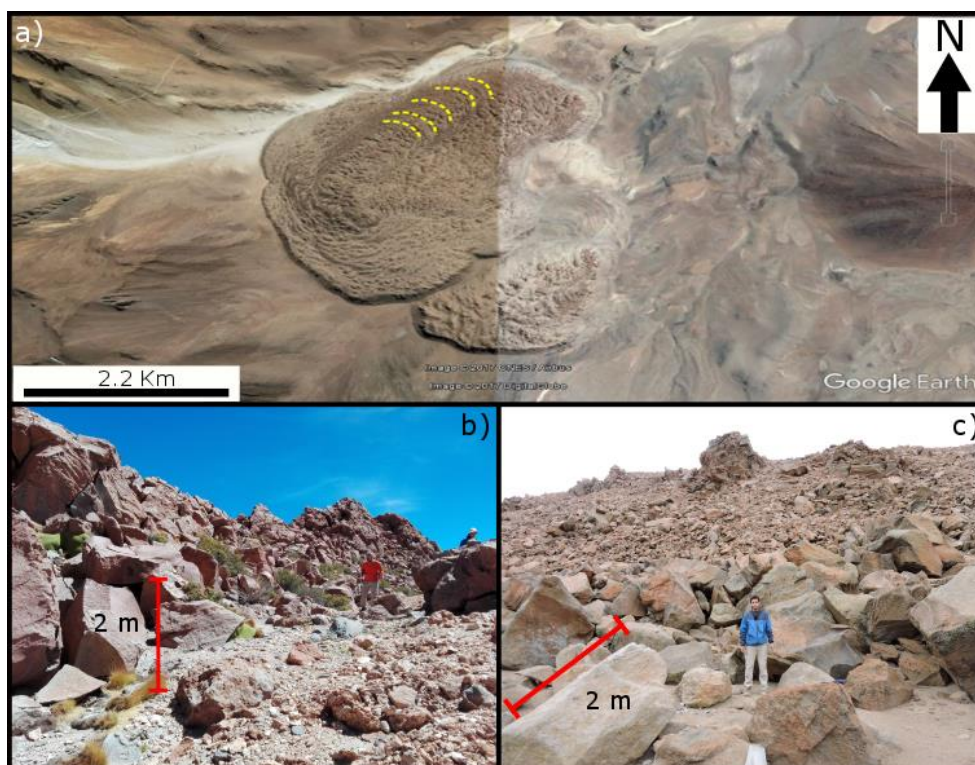


Figura 44: Imagen satelital y fotografías de la unidad de Domos dacíticos II. En a) se expone el Domo Chac Inca junto a sus estructuras de flujo correspondientes a ojivas (línea segmentada amarilla) (modificado de *Google Earth*). En b) y c) se muestran las dimensiones de los bloques de lava para la parte NE de Domo Chanka y para el Domo Chac Inca respectivamente.

La parte SE del Domo Chanka se excluye debido a las diferencias con las dataciones realizadas al sector NW, así como también por la heterogeneidad morfológica y textural presente entre estos dos dominios del domo. De esta forma el sector SE del domo Chanka, cuya edad es de 1,5 Ma (Roobol et al., 1976), posee una morfología caracterizada por estructuras cónicas de flancos abruptos y textura suavizada, cuyas cúspides terminan en forma de punta. Por el contrario la parte NW del domo expone

una morfología determinada por una estructura cónica de flancos abruptos, pero con la diferencia de poseer una cúspide ancha, plana y de textura rugosa (figura 15).

El sector NW del Domo Chanka, a su vez, se conforma por tres domos menores (figura 15a), los cuales presentan diámetros medios de 1,5 km y 650 m de altura. El Domo Chac Inca por su parte posee un diámetro medio de 4 km, y se encuentra conformado por dos flujos de lava (figura 44a), los cuales se emplazan por sobre las unidades de lavas I y IV entre las cotas de 4.600 y 5.000 m.s.n.m (figura 12).

Debido al poco grado de erosión sobre la unidad de Domos dacíticos II, es posible identificar que sus lavas corresponden a coladas tipo bloque. Dichos bloques de lava muestran diámetros medios de 2 m (figura 44b y c), y poseen como rasgo común ser portadores de enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica (figura 45). Del mismo modo, también por el poco grado de erosión, el Domo Chac Inca expone estructuras de flujo en sus lavas, las cuales corresponden a ojivas (figura 44a).

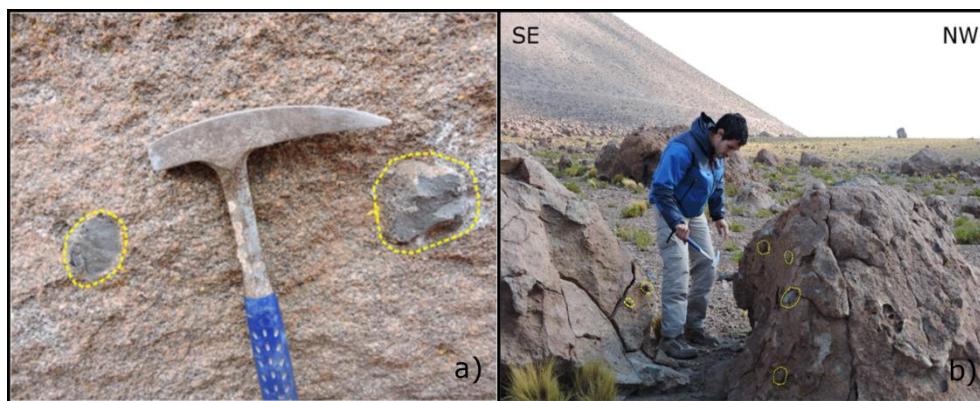


Figura 45: Fotografías de los enclaves de la Unidad de domos II. En a) enclaves del Domo Chac Inca. En b) enclaves del Domo Chanka.

El área y volumen del Domo Chanka correspondiente a la unidad de Domos dacíticos II, se determinó mediante la herramienta *Polygon Volume*, considerando una cota de 4000 m.s.n.m. como la base del cuerpo cónico que conforma la geometría del domo (figura 46). De este modo el área y volumen calculado corresponde a 12,2 km² y 4,08 km³ respectivamente. Para el caso del Domo Chac Inca, debido a que su geometría no es cónica y tampoco se representa de forma rigurosa por la descomposición en otros cuerpos geométricos, es que su área y volumen se calcula siguiendo la metodología de Aravena (2011). De esta manera se determinan tres cotas base (figura 47), a partir de las cuales se promedian los valores de área y volumen resultante para cada una de estas. Así el área y volumen del Domo Chac Inca corresponde a 6,9 km² y a 1,18 km³ respectivamente. Por lo tanto el área y volumen de la unidad de Domos dacíticos II suma un total de 19,1 km² y 5,26 km³.

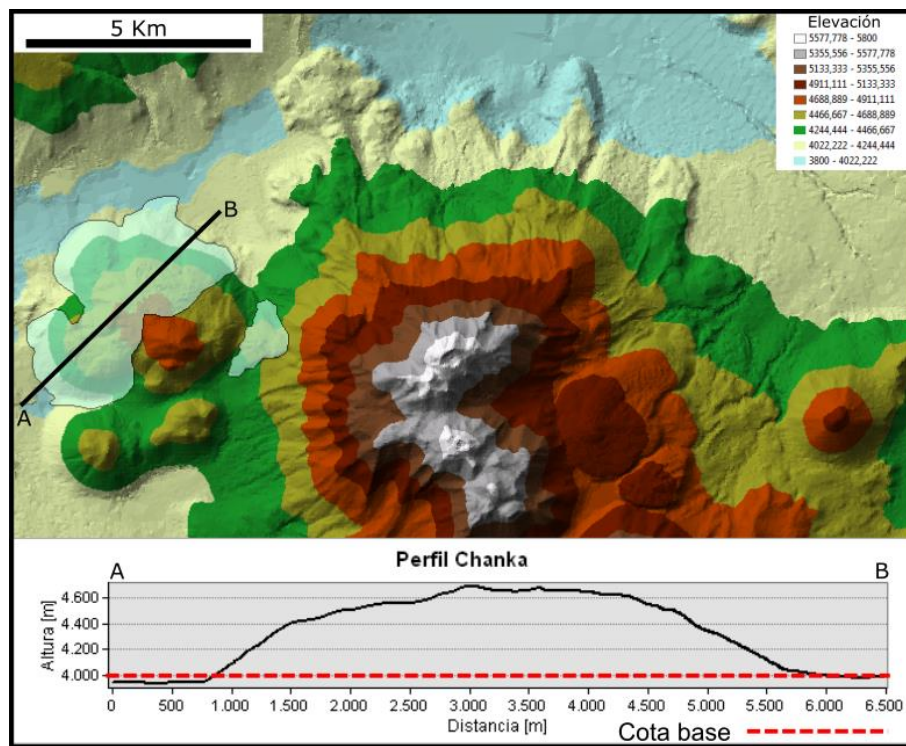


Figura 46: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del sector NW del Domo Chanka. En el perfil se destaca la cota de 4000 m.s.n.m. como la base para el cálculo de su área y volumen (modificado de *ArcGIS*).

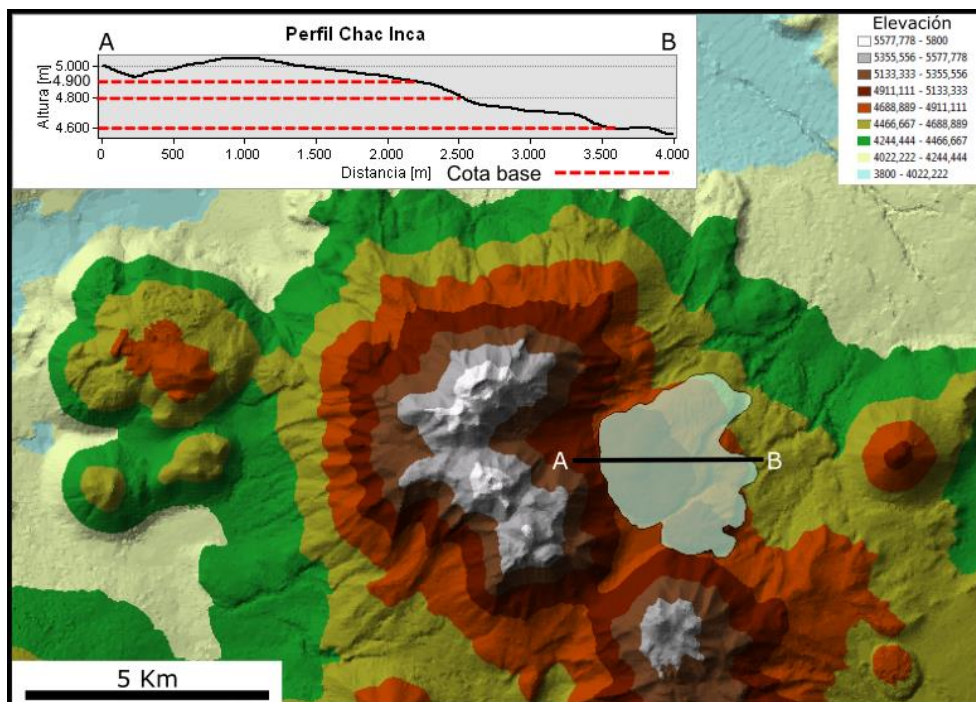


Figura 47: Modelo de superficie *TIN* del Volcán Azufre y perfil de elevación AB del Domo Chac Inca. En el perfil se destacan las cotas base para el cálculo del área y volumen según la metodología de Aravena (2011) (modificado de *ArcGIS*).

4.8.2. Edad

Las dataciones realizadas a la porción joven del Domo Chanka entregan una edad de 119,8 ka (Tierney 2011). Datos adicionales obtenidos por análisis de U-Pb en zircones extraídos desde el domo, dan una edad de 83 ka para las superficies más jóvenes de los cristales, es decir para los bordes exteriores del zircón (Tierney et al., 2016).

Las dataciones efectuadas al Domo Chac Inca proporcionan una edad de 140 ka (Ahumada y Mercado, 2009).

Por lo tanto se propone una edad entre los 80 y 140 ka para la unidad de Domos dacíticos II, correspondiente al Pleistoceno Superior.

4.9. Depósitos sedimentarios (PIg y PIHd, Pleistoceno-Holoceno ca. 0-20 ka)

Los depósitos más modernos asociados a la evolución del Volcán Azufre se encuentran constituidos principalmente por abanicos aluviales y coluviales, junto también a depósitos morrénicos. Dichos abanicos se distribuyen en torno a todas las laderas del volcán; mientras que las morrenas, se encuentran depositadas en el flanco SW del volcán, con material erosionado perteneciente a las unidades de lava I, II y III.

Se evidencia la presencia de antiguos glaciares sobre el volcán por medio de las dos incisiones presentes en el flanco SW del edificio volcánico, las que morfológicamente se caracterizan como circos glaciares (figura 48). Asimismo el avance progresivo del glaciar a través de sus lóbulos de hielo, queda manifestado en los depósitos morrénicos laterales y terminales (figura 48a), llegando estos últimos a una cota inferior de 4550 m.s.n.m. Mientras que la retirada del glaciar se verifica a través de los depósitos morrénicos de retroceso (figura 48a). En función de lo anterior, se evidencia que el sentido de desplazamiento del glaciar fue hacia el SW, extendiéndose entre las cotas 5500 y 4500 m.s.n.m. El origen de estas morrenas, al igual que otras que también se encuentran en el *Altiplano Puna Plateau*, se asocian a las glaciaciones acontecidas hace 20 ka (Clapperton, 1994; Ammann et al., 2001), y a un aumento de la tasa de pluviosidad (Messerli et al., 1993).

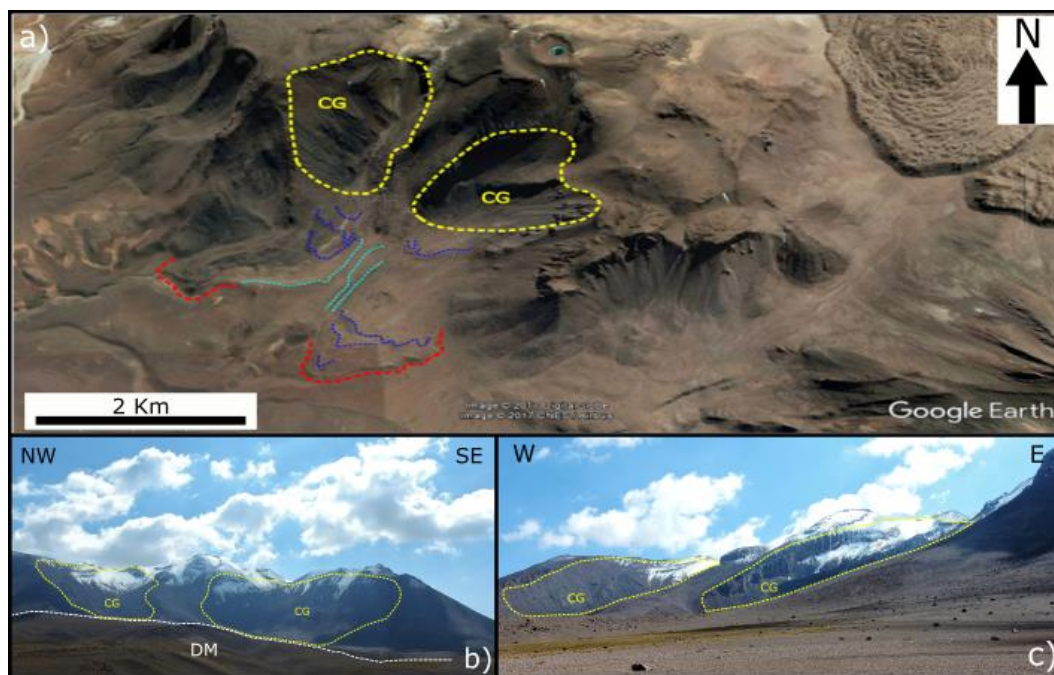


Figura 48: Imagen satelital y fotográfica de los circos glaciares y depósitos de morrena. En a) se destaca la existencia de los circos glaciares (CG) y los depósitos de morrena terminal (línea roja), lateral (línea celeste) y de retroceso (línea azul) (modificado de *Google Earth*). En b) y c) se exponen los circos glaciares (CG) y los depósitos de morrena (DM).

4.10. Alteración hidrotermal (Pleistoceno Superior-Holoceno ca. 10-300 ka)

4.10.1. Generalidades

El Volcán Azufre presenta una alteración hidrotermal que se puede identificar en terreno o a partir de imágenes satelitales (figura 49). Así es posible observar en ambos casos, tonalidades de colores que van desde un blanco grisáceo a un pardo claro.

La alteración se encuentra posicionada principalmente en el edificio volcánico de la Unidad de lavas II, a partir de la cota correspondiente a los 4800 m.s.n.m. Sin embargo la alteración hidrotermal también se identifica en la base del flanco N del edificio volcánico de la Unidad de lavas III. De esta manera la zona alterada cubre un área de 8,87 km².

Dicha alteración en primera instancia fue caracterizada por medio de teledetección (Hubbard y Crowler, 2005). Con esta metodología se identificó una mineralogía secundaria compuesta por alunita, caolinita, hematita y azufre nativo (figura 49).

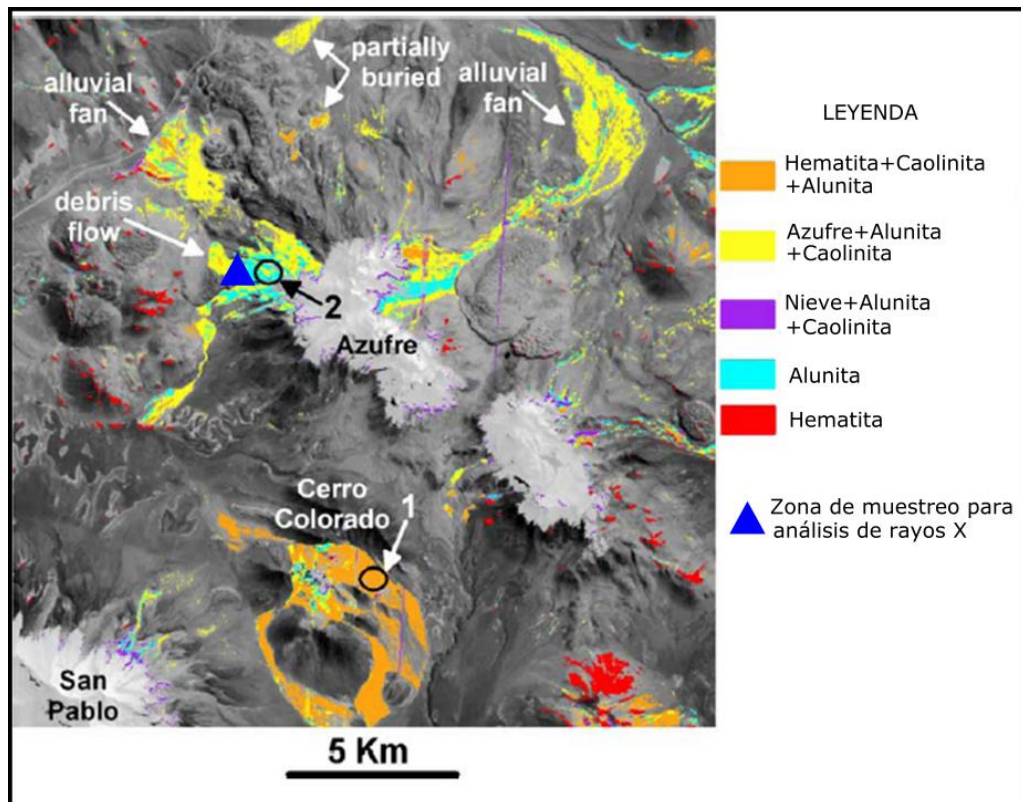


Figura 49: Imagen satelital con teledetección de la mineralogía de alteración asociada al Volcán Azufre. Adicionalmente se destaca con un triángulo azul el punto muestreado para la realización de los análisis por difracción de rayos X (modificado de Hubbard y Crowler, 2005).

Sin embargo gracias a la observación y muestreo realizado en terreno (figura 49), fue posible sumar nuevos antecedentes con respecto a la alteración hidrotermal del Volcán Azufre. De esta manera al explorar tal zona de alteración se identificaron diferentes *vents* hidrotermales (figura 26b y 50), los cuales son una evidencia de la circulación de los fluidos hidrotermales y de los gases volcánicos que alteraron las lavas.

Con el mismo propósito de sumar nuevos antecedentes sobre la alteración, se observaron cortes transparentes para identificar mineralogía secundaria, texturas e intensidad de la alteración hidrotermal presente sobre las lavas; mientras que para reconocer nuevas fases secundarias, se realizaron análisis mediante difracción de rayos X en polvos de roca total.

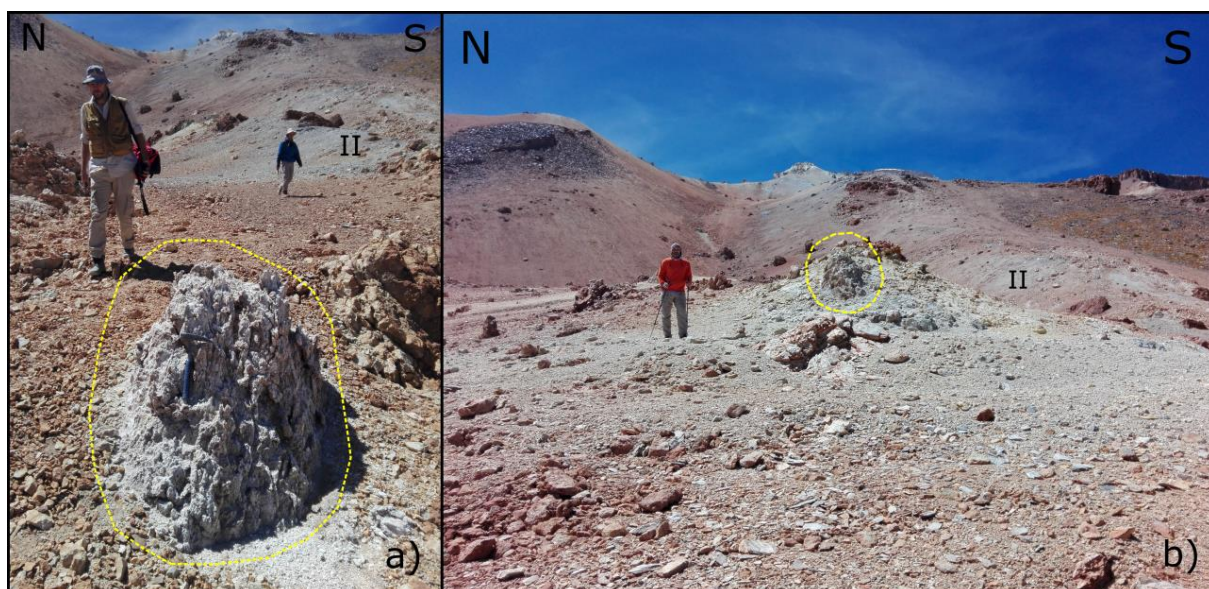


Figura 50: Fotografías de *vents* hidrotermales. En a) y b) se exponen los *vents* (círculos amarillos) presentes en la zona de mayor alteración hidrotermal, que afecta principalmente al edificio volcánico de la Unidad de lavas II (II) del Volcán Azufre.

4.10.2. Petrografía de la mineralogía de alteración

Para el caso de los cortes transparentes, en la muestra EC 9 se identificó la precipitación diseminada de azufre nativo (el cual también se identifica a muestra de mano), junto a la alteración de la masa fundamental y feldespatos (figura 51a y b). Mientras tanto en la muestra EC 10 se identificó la silicificación de la masa fundamental y la presencia de feldespatos alterados (figura 51c y d).

Los feldespatos alterados de la muestra EC 9 se exponen con una baja integridad y estructuralidad, mientras que los feldespatos alterados de las muestra EC 10 se encuentran con una baja integridad y buena estructuralidad. De esta forma la alteración hidrotermal se presenta con una intensidad alta a pervasiva en las lavas del Volcán Azufre, ya que la única mineralogía primaria posible de ser identificada (feldespatos) se reconoce sólo por su hábito.

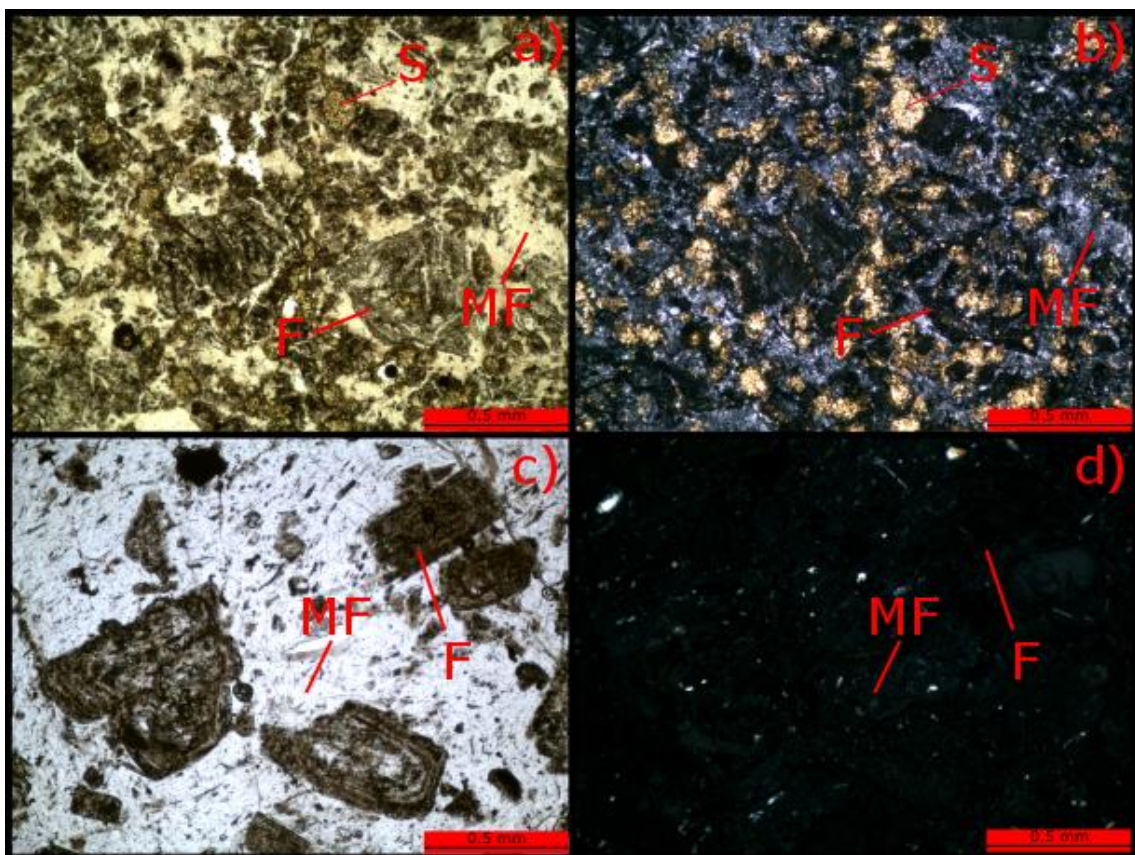


Figura 51: Fotomicrografías de lavas alteradas del Volcán Azufre. En a) a nícoles paralelos, se observa para la muestra EC 9 la precipitación de azufre nativo (S), feldespatos alterados (F) y masa fundamental alterada (MF). En b) misma microfotografía que a) pero en nícoles cruzados. En c) a nícoles paralelos, se observa para la muestra EC 10 la masa fundamental silicificada (MF) y feldespatos alterados (F). En d) misma microfotografía que c) pero en nícoles cruzados.

4.10.3. Difracción de Rayos X

Con el fin de identificar nuevas fases de alteración presentes en el Volcán Azufre, se realizaron análisis de difracción de rayos X en polvos de roca total. Así al estudiar los difractogramas del anexo E (página 117-118), se expone la presencia de polimorfos de sílice como ópalo, tridimita, cristobalita y cuarzo; junto a sulfatos como yeso, alunita y jarosita.

No obstante a partir de los mismos difractogramas, es posible realizar una serie de observaciones adicionales. En el caso del ópalo, se observa su presencia por medio de dos espectros distintos, uno que posee un único *peak* a los 4,11 Å (difractogramas 1b y c, página 117) y otro que expone tres *peaks* a los 4,3 Å; 4,11 Å y 2,5 Å (difractogramas 2a, página 118). Estos corresponden respectivamente a ópalo-A (ópalo amorfo) y ópalo-CT, siendo este último un ópalo interestratificado con capas de cristobalita- α y tridimita- α , las cuales son polimorfos de sílice estables a temperaturas menores de 100°C (Jones y Segnit, 1971; Fournier, 1985). Lo anterior sugiere que la tridimita y cristobalita de los difractogramas 2b y c (página 118), también corresponderían a los politipos de baja temperatura α .

La relación existente en la presencia de ópalo-A, ópalo-CT, tridimita- α , cristobalita- α y cuarzo, se debe a una secuencia de cristalización (Kano y Taguchi, 1981), identificada en ambientes sedimentarios con precipitación de sílice, como por ejemplo *hots springs* (Lynne et al., 2008). Dicha secuencia de cristalización se basa en la Regla de Ostwald (Nývlt, 1995), la cual establece que la cristalización se da a partir del polimorfo de menor estabilidad al de mayor estabilidad, independiente de cuál sea la fase termodinámicamente estable a las condiciones imperantes del ambiente. De este modo a pesar de tener ópalo, tridimita- α y cristobalita- α , no es posible acotar la temperatura a la cual circularon los fluidos hidrotermales (círculo rojo de la figura 52), ya que la presencia de cuarzo indica que éstas no estaban necesariamente en equilibrio con el fluido. Así la alunita es el único mineral que aproxima las condiciones fisicoquímicas a las cuales se dio la alteración del Volcán Azufre, ya que según la tabla de mineralogía de alteración hidrotermal de Corbett y Leach (1998) (círculo amarillo figura 52) la alunita precipita entre un pH 2 y 3.

Otra observación a partir de los difractogramas, es la presencia de *peaks* anchos (círculos rojos de los difractogramas del anexo E), los cuales indican espaciados medios de la red cristalina que van entre los 8,8 Å a los 13,5 Å. Dichos *peaks* corresponden a fases no identificadas, debido a que el análisis de difracción de rayos X se realizó en polvos de roca total.

En la tabla 3 se expone la mineralogía de alteración identificada por la petrografía y la difracción de rayos x en polvos de roca total.

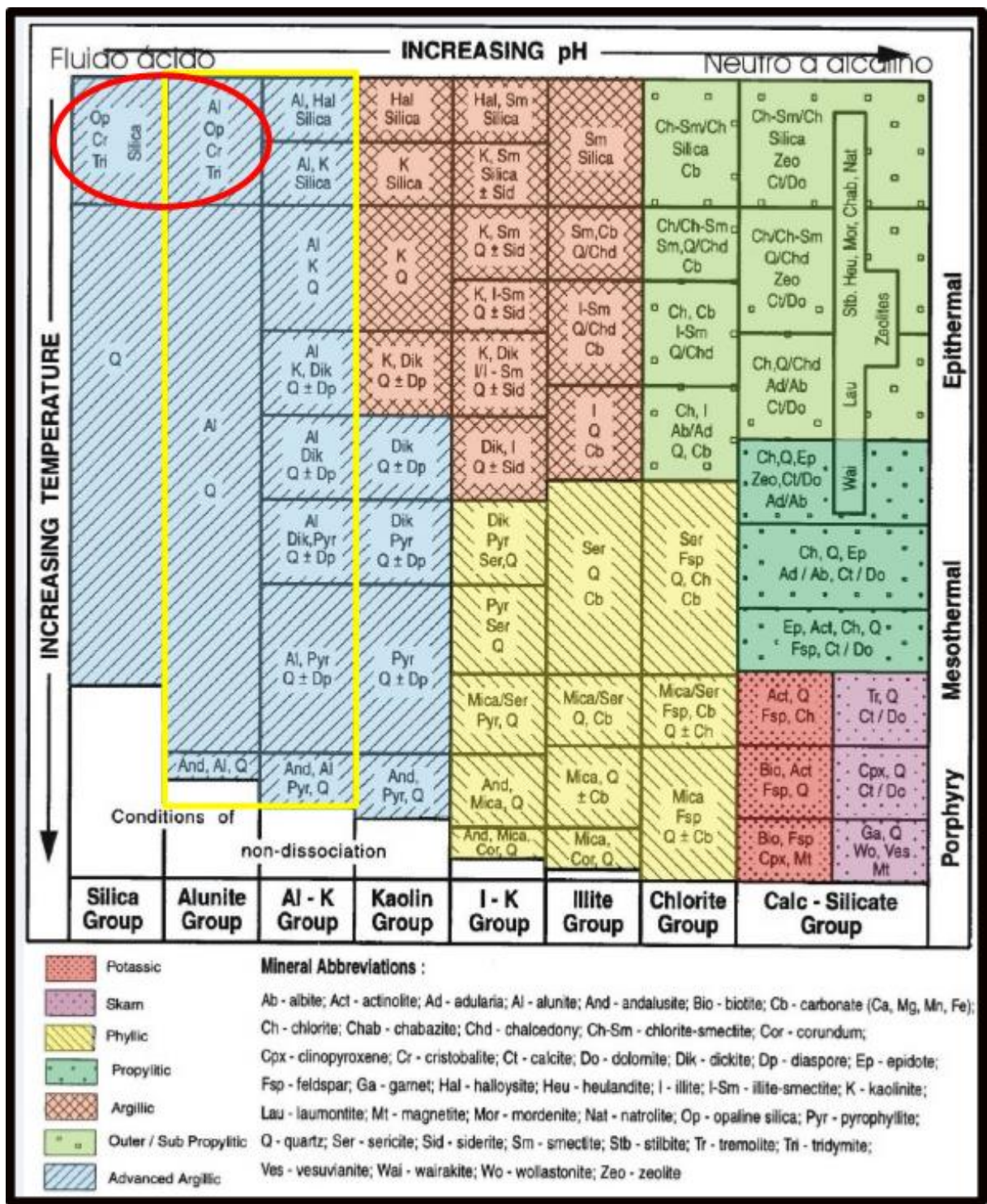


Figura 52: Tabla de mineralogía de alteraciones hidrotermales de Corbett y Leach (1998). En ella se destaca con un círculo rojo el campo de estabilidad para la precipitación de ópalo (Op), tridimita (Tri), cristobalita (Cr), sílice y lunita (Al); mientras que con el rectángulo amarillo se destaca el campo de estabilidad de la alunita, el cual se da en una amplia temperatura pero a un pH 2-3.

Tabla 3: Mineralogía de alteración identificada por medio de la petrografía y la difracción de rayos X en polvos de roca total para la alteración hidrotermal del Volcán Azufre.

Muestra	Mineralogía de alteración
EC 9	Azufre nativo, jarosita, yeso y alunita
EC 10	Cuarzo y ópalo-A
Azu 17 019	Cuarzo y ópalo-CT
Azu 17 020	Cristobalita- α
Azu 17 021	Cuarzo y ópalo-A
Azu 17 022	Cuarzo, tridimita- α y yeso

7.4.1. Edad de la alteración hidrotermal

La alteración se encuentra afectando principalmente al edificio volcánico de la Unidad de Lavas II. Sin embargo, dicha alteración también se encuentra en la base de las lavas de la Unidad III, tal como se evidencia en la figura 34.

A pesar que no existen edades cuantitativas para la alteración hidrotermal del Volcán Azufre, estratigráficamente el evento (o eventos) principal de alteración se da en un periodo de tiempo posterior al emplazamiento de la Unidad III (edad de ca. 300 ka) y previo al de la Unidad IV (edad de ca. 150 ka), ya que las lavas de esta última no presentan indicios de alteración. Así por la estratigrafía se podría sugerir una edad Pleistocena comprendida entre los 150 a 300 ka.

No obstante a pesar de dicha edad determinada en función de la estratigrafía, es posible que existan eventos de alteración hidrotermal recientes. Éstos son evidenciados por los *vents* hidrotermales, ya que su presencia en un área de alta tasa de erosión, por ser una zona árida de alta oscilación térmica, fuertes vientos, que además cuenta con antecedentes de glaciación (Clapperton, 1994; Ammann et al., 2001) y aumento en las tasas de pluviosidad a los ca. 20 ka (Messerli et al., 1993), sugiere una formación reciente de los *vents* hidrotermales.

Por lo tanto se propone que la alteración hidrotermal se compone de múltiples eventos, los cuales se distribuyen entre los 10 y 300 ka.

V. GEOQUÍMICA DE LAS UNIDADES DE LAVA

Con el objetivo de establecer la evolución geoquímica de las unidades de lavas que componen el Volcán Azufre, se realizaron análisis de fluorescencia de rayos X para 3 muestras de la Unidad de lavas I, 7 para la Unidad de lavas II, 3 para la Unidad de lavas III y 5 para la Unidad de lavas IV. Con los resultados obtenidos se confeccionaron los diagramas *TAS*, K_2O vs SiO_2 y Harkers.

Para el caso del diagrama *TAS* (*Total Alkalies Silica*) de la figura 23, éste expone de manera general cómo las unidades de lavas I y III se encuentran acotadas a valores de SiO_2 entre 61 a 64%, dando así una composición química correspondiente a andesitas con una leve componente dacítica. Por el contrario las lavas de las unidades II y IV muestran un mayor espectro composicional, el cual abarca valores de SiO_2 entre los 61 a 68%, de modo que la clasificación química de las lavas de dichas unidades, considera andesitas para las coladas menos evolucionadas y dacitas para las que son más diferenciadas. Del diagrama *TAS* también es posible observar cómo las rocas presentan valores de Na_2O+K_2O que las posiciona en un dominio cercano a las traquiandesita-traquidacita.

Las diferencias composicionales entre las unidades de lavas I y III con las unidades de lavas II y IV, no solo se expresan en el diagrama *TAS*. Éstas también se reflejan en los diagramas K_2O vs SiO_2 , Harker de óxidos mayores y Harker de Sr a medida que las lavas se diferencian.

En el diagrama K_2O vs SiO_2 de la figura 53a se observa cómo las coladas del Volcán Azufre pertenecen a una serie calcoalcalina de alto K; así también se expone cómo las unidades II y IV se encuentran comparativamente más enriquecidas en K que las unidades de lavas I y III. De la misma manera las unidades II y IV, muestran una tendencia a concentrar más Fe, Mg y Ti que las unidades de lavas I y III (figura 53b, c y d). Por el contrario estas unidades exponen un enriquecimiento del Ca, Al, Na y Sr mayor que el de las unidades II y IV (figura 54).

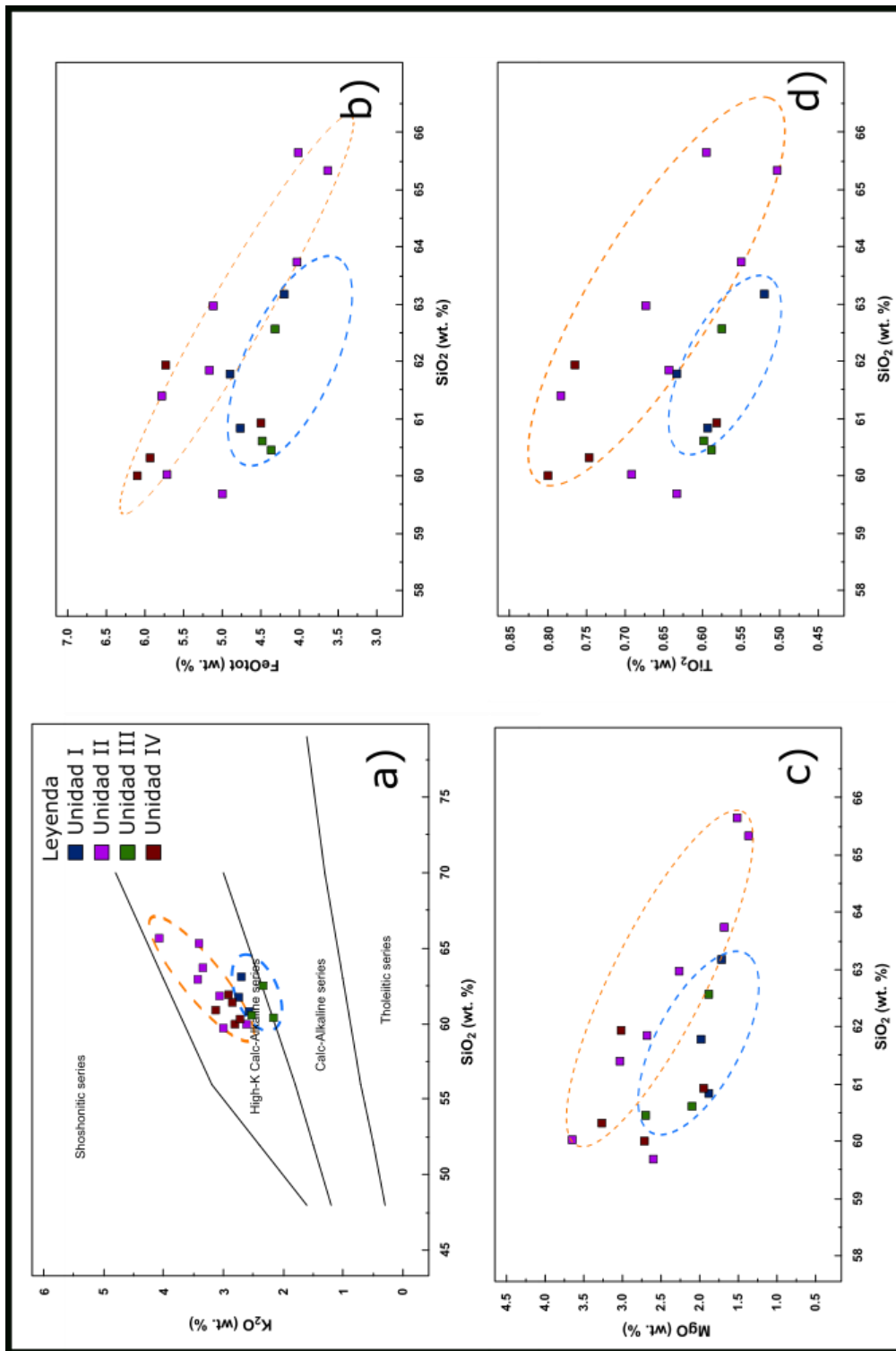


Figura 53: Diagramas K₂O vs SiO₂ (Peccerillo y Taylor, 1976) y Harker de Óxidos Mayores (Fe_{tot}, Mg y Ti) vs SiO₂ para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre.

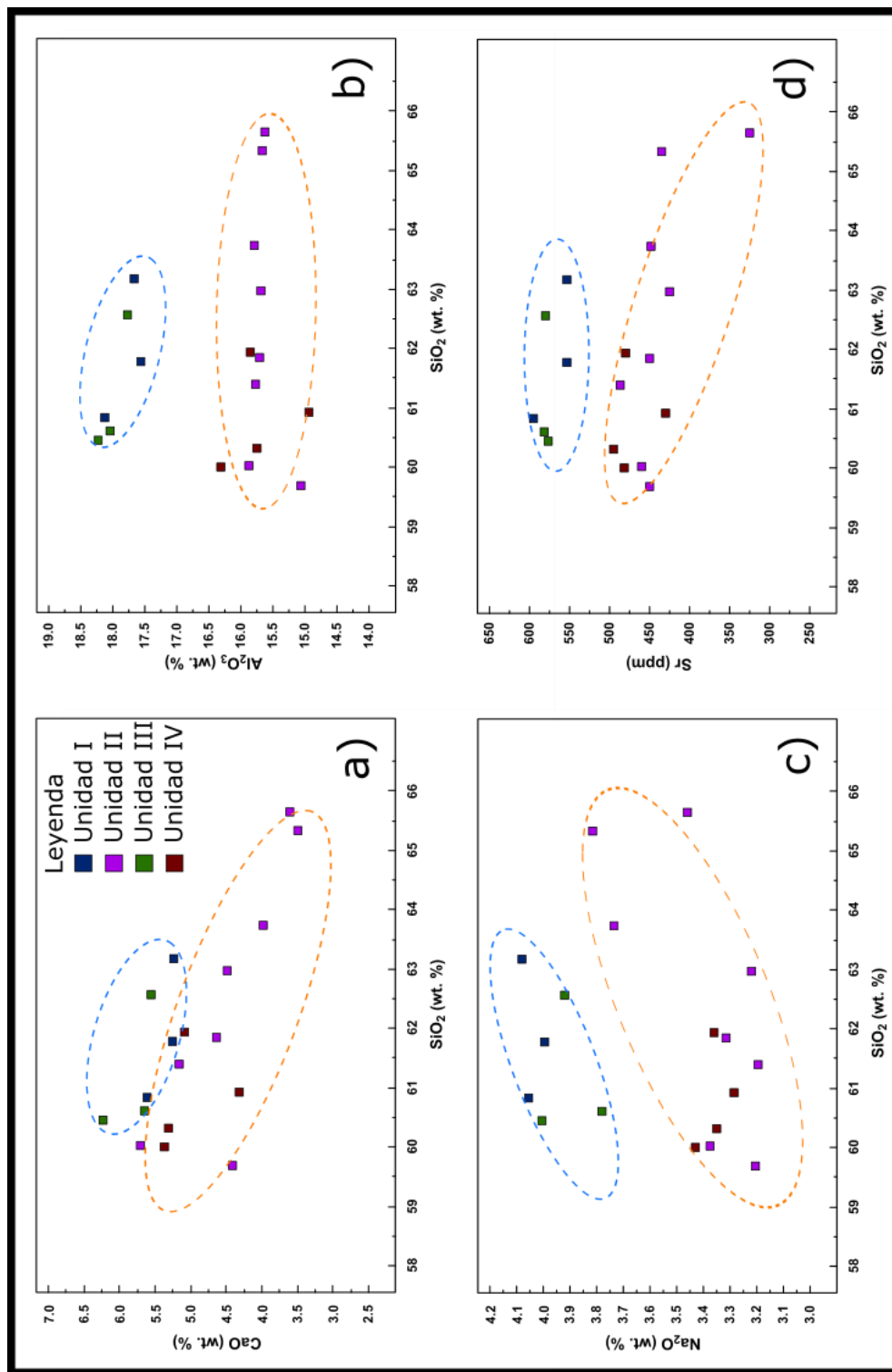


Figura 54: Diagramas Harker de Óxidos Mayores (Ca, Al y Na) vs SiO₂ y Harker de Sr vs SiO₂ para las distintas unidades de lavas del Volcán Azufre.

Las diferencias geoquímicas presentadas para las unidades de lavas I y III con las unidades de lavas II y IV (figura 53 y 54), son comparables a nivel regional tal como se muestra en la figura 55 y 56. En la primera se expone a modo de *background* la geoquímica de óxidos mayores de lavas pertenecientes a la cadena volcánica San Pedro-Linzor (figura 5), en las cuales se observan cómo las diferencias geoquímicas de las unidades de lavas del Volcán Azufre son contrastantes, en especial para el Al y K. En la figura 56 se presentan las diferencias de concentración del Sr en las unidades del Volcán Azufre a nivel regional.

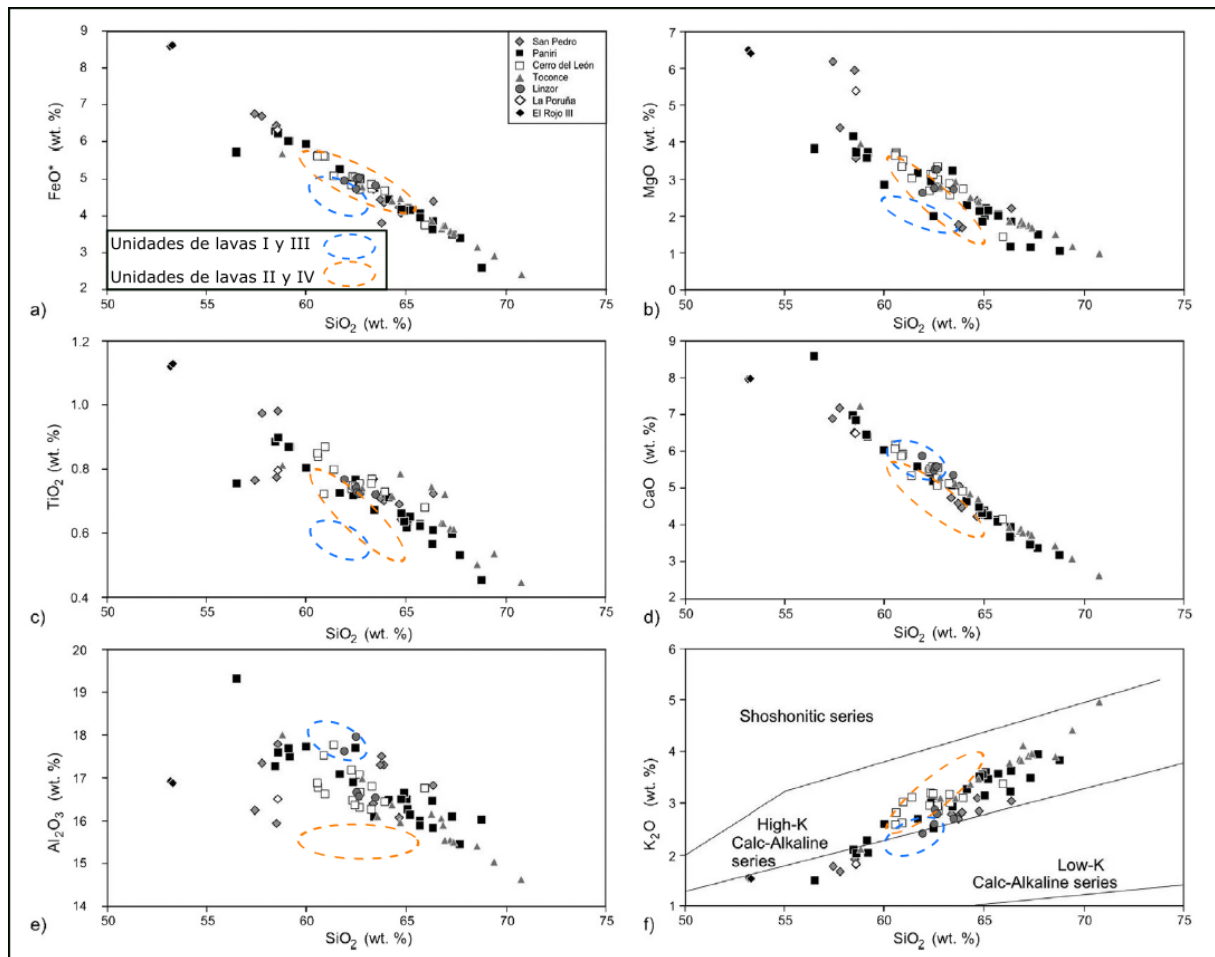


Figura 55: Diagramas Harker de óxidos mayores para la cadena volcánica San Pedro-Linzor y las unidades de lavas del Volcán Azufre. Los círculos azul (unidades de lavas I y III) y naranja (unidades de lavas II y IV) exponen los dominios de distribución para los dos grupos de lavas del Volcán Azufre (modificado de Godoy et al., 2014).

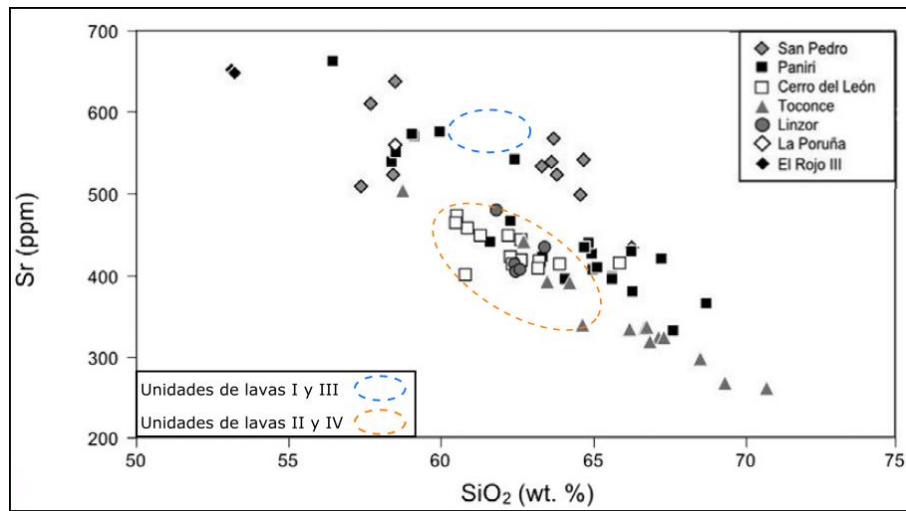


Figura 56: Diagrama Sr vs SiO₂ para la cadena volcánica San Pedro-Linzor y las unidades de lavas del Volcán Azufre. Los círculos azul (unidades de lavas I y III) y naranja (unidades de lavas II y IV) exponen los dominios de distribución para los dos grupos de lavas del Volcán Azufre (modificado de Godoy et al., 2014).

VI. EVOLUCIÓN GEOLOGÓGICA DEL VOLCÁN AZUFRE

La evolución del Volcán Azufre se sintetiza en cuatro etapas eruptivas, por medio de cuatro unidades de lavas más una alteración hidrotermal. Sin embargo la evolución geológica del Volcán Azufre se asocia también con un basamento ignimbrítico sobre el cual se emplaza el edificio volcánico del Azufre, dos unidades de domos dacíticos, junto a depósitos sedimentarios de morrenas, abanicos aluviales y cóluviales. Todas estas unidades, así como también la alteración hidrotermal que afectó al Volcán Azufre y la génesis de los depósitos sedimentarios, se distribuyen temporalmente entre el Mioceno Superior y el Holoceno. Adicionalmente la evolución del Azufre, se da a 5 km al NW de un área que al día de hoy expone un estilo estructural extensivo llamado Graben de Inacaliri. Producto de esto, es posible que existan fenómenos estructurales asociados con su evolución.

Así en la Etapa Azufre I (figura 57a), que acontece durante el Pleistoceno Medio entre los ca. 1400-1600 ka, se emplazan los Domos dacíticos I (parte antigua del Domo Chanka) y el edificio volcánico más septentrional del volcán (correspondiente a la Unidad de lavas I) sobre un basamento ignimbrítico. El volumen eyectado durante esta etapa es de 4,08 km³ para el domo y de 5,15 km³ para las lavas tipo bloque del edificio volcánico; mientras que el área cubierta por tales depósitos es de 14,6 km² y 11,8 km² respectivamente. Petrográficamente la Unidad de lavas I se encuentra compuesta por andesitas de biotita, mientras que químicamente corresponde a andesitas y dacitas con una concentración de SiO₂ entre el 61% y 63%. Adicionalmente tanto las lavas del edificio volcánico como las del domo presentan enclaves de color gris y textura afanítica.

En la Etapa Azufre II (figura b), que acontece durante el Pleistoceno Medio-Superior a los ca. 500-700 ka, se emplaza el edificio volcánico principal en posición y volumen del Volcán Azufre (Unidad de lavas II). En esta etapa eruptiva se eyecta un volumen de 41,4 km³ de lavas tipo bloque, cubriendo un área de 76,6 km². Las lavas de esta unidad, las cuales portan enclaves de color gris y textura afanítica, petrográficamente se componen de andesitas de biotita, andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda; mientras que químicamente corresponden a andesitas y dacitas con una concentración de SiO₂ entre el 61% y 67,5%.

En la Etapa Azufre III (figura 57c), que acontece durante el Pleistoceno Superior a los ca. 200-400 ka, se emplaza el edificio volcánico correspondiente a la Unidad de lavas III, del cual emergen dos flujos de lavas distales. Dichos flujos de lava tipo bloque, alcanzan distancias de 5 km a partir del cráter volcánico. El volumen eyectado durante esta etapa eruptiva corresponde a 3,07 km³, mientras que el área cubierta por los depósitos de lavas alcanza los 10,8 km². Las lavas de esta unidad, que son portadoras de enclaves de color gris y textura afanítica, petrográficamente se clasifican en

andesitas de biotita y andesitas de hornblenda; mientras que químicamente corresponden a andesitas con una concentración de SiO₂ variable entre los 61% y 62,5%.

En la Etapa Azufre IV, que acontece durante el Pleistoceno Superior entre los ca. 80 y 160 ka, se emplazan primero los flujos de lavas distales asociados a la Unidad de lavas IV (figura 57e) y posteriormente los Domos dacíticos II, que corresponden a la parte joven del Domo Chanka y al Domo Chac Inca (figura 57f). El volumen eyectado durante esta etapa es de 4,2 km³ para las lavas de la Unidad IV y de 5,26 km³ para los domos; mientras que el área cubierta por tales depósitos es de 35,9 km² y 19,1 km² respectivamente. Los flujos distales de lava, que corresponden a coladas tipo bloque, alcanzan distancias de 7,5 km respecto del cráter volcánico de la Unidad IV. Estas coladas debido a su juventud, presentan estructuras de flujo como ojivas, *levees* y frentes de flujo. Por su parte el Domo Chac Inca presenta estructuras de ojivas. Petrográficamente la Unidad de lavas IV se compone de andesitas de biotita, andesitas de piroxeno y andesitas de hornblenda; mientras que químicamente corresponden a andesitas y dacitas con una concentración de SiO₂ entre el 61% y 65%. Adicionalmente tanto las lavas de la unidad IV como los domos presentan enclaves de color gris y textura afanítica.

Posterior a la Etapa Azufre IV, entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno ca. 0-20 ka, se depositan los sedimentos glaciales, aluviales y coluviales (figura 57g) que cierran la evolución geológica del Volcán Azufre. Los sedimentos glaciales, que se ubican en el flanco SW del volcán, corresponden a depósitos de morrenas que se asocian a las últimas glaciaciones ocurridas hace 20 ka. Por su parte los depósitos aluviales y coluviales, se distribuyen alrededor de todas las laderas del volcán.

Un elemento adicional que se encuentra asociado a la evolución geológica del Volcán Azufre, corresponde a una alteración hidrotermal ácida (generada a un pH≈ 2-3) que afecta con una intensidad alta a pervasiva las coladas de las unidades de lavas II y III del volcán. Dentro del dominio de la alteración hidrotermal, se identificó la presencia de *vents* hidrotermales, junto a azufre nativo, sulfatos y polimorfos de sílice como fases secundarias. Los eventos de alteración poseen una edad máxima de ca. 300 ka por estar afectando la base del edificio volcánico de la Unidad de lavas III; mientras que su edad mínima se remonta a eventos hidrotermales posteriores a las últimas glaciaciones ca.10 ka producto de la presencia de los *vents* hidrotermales. De esta manera la alteración hidrotermal es una sumatoria de eventos que se han desarrollado a partir de la Etapa Azufre III ca. 10-300 ka (figura 57d-57g). Sin embargo se debe destacar la existencia de los *vents* hidrotermales, ya que su relativa juventud implica que las manifestaciones termales que le dieron su origen también son recientes, pudiendo así estar relacionados a la actividad geotermal que se manifiesta a través de fumarolas activas en el Volcán Apacheta (Ahumada y Mercado, 2009) y que nutre la planta Cerro Pabellón (Urzúa et al., 2002).

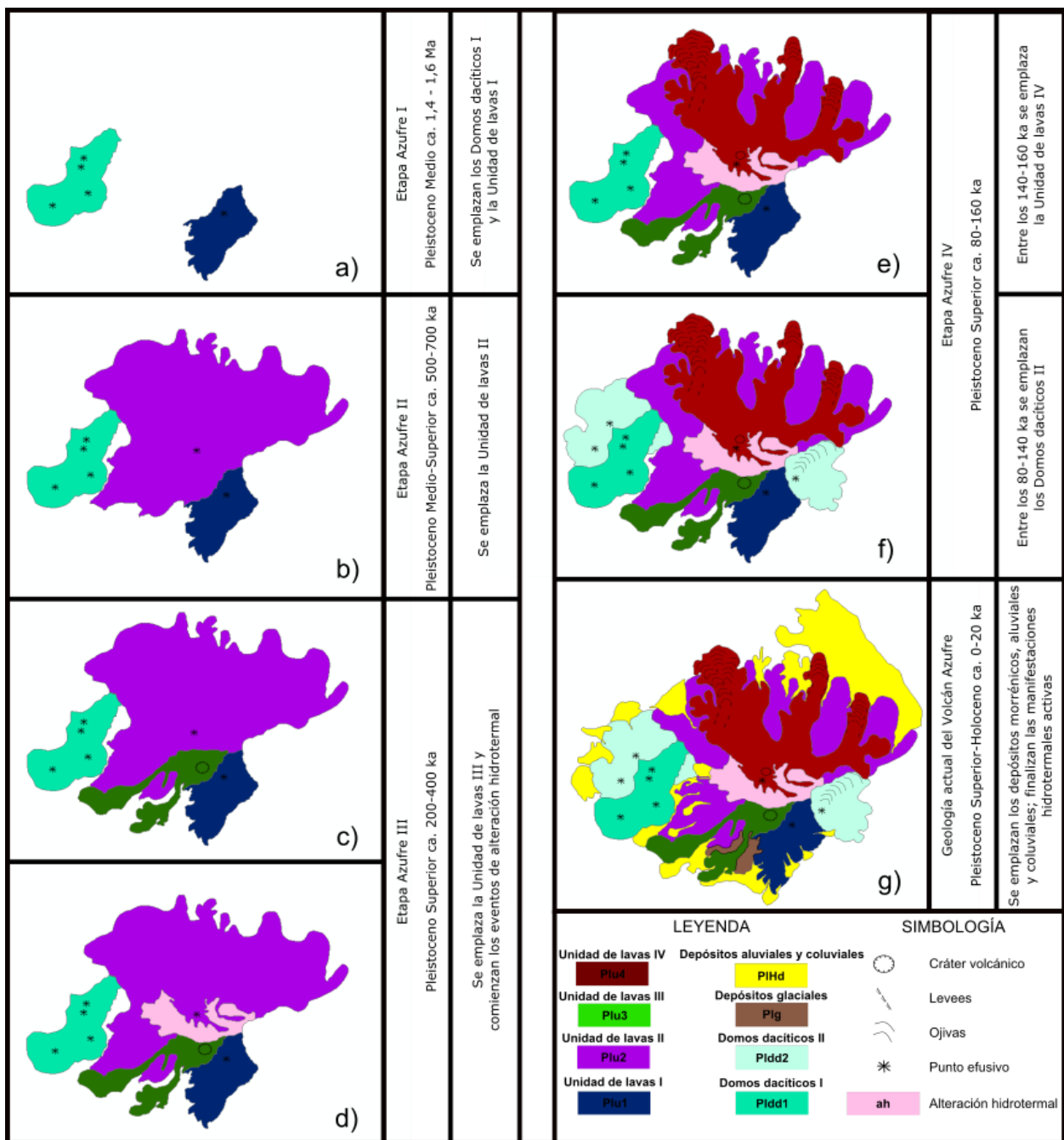


Figura 57: Esquema representativo de la evolución geológica del Volcán Azufre. En la Etapa Azufre I a) se emplazan los Domos dacíticos I y la Unidad de lavas I. En la Etapa Azufre II b) se emplaza la Unidad de lavas II. En la Etapa Azufre III c) se emplaza la Unidad de lavas III, y comienzan los eventos de alteración hidrotermal d). En la Etapa Azufre IV se emplaza la Unidad de lavas IV e) y los Domos dacíticos II f). Los eventos acontecidos a partir de los ca. 20 ka y la geología actual del Volcán Azufre se exponen en g).

Desde el punto de vista geoquímico las unidades I y III presentan una menor evolución de sus lavas (con concentraciones de SiO₂ entre los 61 y 63%) en comparación a las de las unidades II y IV (con concentraciones de SiO₂ entre los 61 y 67,5%) (figura 23). Adicionalmente las unidades de lavas del Volcán Azufre presentan una evolución cíclica, marcada por dos *trends* en los diagramas Harker de las figuras 53 y 54. Lo anterior quiere decir que las lavas de las etapas eruptivas I y III se encuentran enriquecidas en Ca, Al, Na y Sr, y empobrecidas en K, Fe, Mg y Ti; mientras que las lavas de las etapas eruptivas II y IV presentan una concentración del K, Fe, Mg y Ti, y un empobrecimiento en Ca, Al, Na y Sr. Esto sugiere que las condiciones fisicoquímicas de los magmas fueron distintas al momento de hacer erupción. Sin embargo se debe destacar que la segmentación geoquímica expuesta por las unidades de lava en dos grupos, coincide con la ubicación geográfica de éstas, ya que las unidades I y III se encuentran en la parte sur del volcán, mientras que las otras dos se ubican en la parte norte. De esta forma las condiciones fisicoquímicas podrían ser atribuidas a la evolución cíclica de una cámara magmática, a una cámara magmática heterogénea en su estructura o a dos cámaras magmáticas distintas.

Respecto a los volúmenes eyectados, se encuentran en el rango de 3 a 5 km³, a excepción de la Unidad de lavas IV que eyectó 41 km³ de material. Lo anterior puede implicar que la construcción del edificio volcánico de la unidad II se dio en un periodo de tiempo mayor al rango de los ca. 500 y 700 ka, o que simplemente dicha etapa eruptiva fue más efusiva.

A partir de la petrografía se determina que existe una leve variación en la mineralogía de las lavas. No obstante esta sólo es comparable entre las coladas de las unidades I-III y las unidades II-IV. Lo anterior dado que la mineralogía del primer grupo se estudió macroscópicamente; mientras que la del segundo fue analizada al microscopio. Comparando la petrografía macroscópica de las etapas I y III, se establece que en ambas hay una predominancia de las andesitas de biotita. Por su parte en las coladas de la Unidad de lavas II abundan las andesitas de piroxeno; mientras que en la Unidad de lavas IV son preponderantes las andesitas de hornblenda y las andesitas de biotita.

Finalmente se destaca una característica común a todas las lavas del Volcán Azufre y también a los domos dacíticos asociados a éste, la cual es el porte de enclaves de color gris oscuro y textura afanítica. Esto es relevante debido a que para otros centros eruptivos del *Altiplano Puna Plateau* como el Volcán Ollagüe (Feeley y Davidson, 1994), el Grupo Dacíticos Chascón (Hawkesworth et al., 1982; Davidson et al., 1990) y el Complejo de Domos Runtu Jarita y Chascón (Watts et al., 1999) se les han identificado enclaves de una composición andesita basáltica a andesita, con un porcentaje de SiO₂ entre el 51% y 62% (Feeley y Davidson, 1994; Hawkesworth et al., 1982; Watts et al., 1999). De esta manera los mecanismos eruptivos de estos centros volcánicos se han relacionado con un *mixing* de magmas extremos.

Por lo tanto considerando que el Volcán Azufre se emplaza sobre el borde occidental del *Altiplano Puna Volcanic Complex*, y en particular sobre una zona de debilidad estructural perteneciente a la proyección NW del dominio extensivo del Graben de Inacaliri, y más la presencia de enclaves en las cuatro unidades de lava del volcán, se podría establecer una posible relación entre un *mixing* de magmas extremos (magmas primitivos provenientes de zonas corticales profundas y magmas diferenciados relacionados con el *Altiplano Puna Magma Body*) y el mecanismo eruptivo de Volcán Azufre.

Tabla 4: Tabla con los principales datos de las unidades de lavas del Volcán Azufre.

Unidad de lava	Área	Volumen	Edad	Tipos de lavas	%SiO ₂	%Na ₂ O+K ₂ O
I	11,8	5,15	ca. 1,4-1,6 Ma	Andesita de biotita	61-63	6,5-7
II	76,6	41,4	ca. 500-700 ka	Andesita de piroxeno Andesita de hornblenda Andesita de biotita	61-67,5	6,5-7,5
III	10,8	3,07	ca. 200-400 ka	Andesita de biotita Andesita de hornblenda	61-62,5	6,5
IV	35,9	4,2	ca. 140-160 ka	Andesita de piroxeno Andesita de hornblenda Andesita de biotita	61-65	6-7

VII. CONCLUSIÓN

El Volcán Azufre es un estratovolcán formado petrográficamente por lavas de andesita de biotita, andesita de hornblenda y andesita de piroxeno, las cuales además son portadoras de enclaves de color gris oscuro y textura afanítica. Geoquímicamente las lavas poseen una signatura calcoalcalina de alto K, cuya composición corresponde a andesita y dacíta con un porcentaje de SiO₂ variable entre los 61% y 67,5%.

El emplazamiento del volcán y de sus domos dacíticos asociados (los cuales también son portadores de enclaves), se da sobre un basamento ignimbrítico, 5 km al NW de un área que al día de hoy expone un estilo estructural extensivo, llamado Graben de Inacaliri. Así el edificio volcánico del Azufre se construyó por medio de cuatro etapas eruptivas, las cuales eyectaron un volumen total de 61,98 km³ de lavas tipo bloque en un área de 161,9 km².

Así la evolución del Volcán Azufre comprende una Etapa Azufre I (Pleistoceno Medio ca. 1400-1600 ka) en la cual se emplazan su edificio volcánico más septentrional y el sector antiguo SE del Domo Chanka. Luego en la Etapa Azufre II (Pleistoceno Medio a Superior ca. 500-700 ka) se construyó el edificio volcánico principal del Azufre en cuanto a volumen se refiere, ubicándose en el sector más meridional del volcán. Posteriormente en la Etapa Azufre III (Pleistoceno Superior ca. 200-400 ka) se erigió un tercer edificio volcánico, por sobre y entre los otros dos ya existentes. Finalmente en la Etapa Azufre IV (Pleistoceno Superior ca. 140-160 ka) se sobre imponen al edificio volcánico de la Etapa II tres flujos de lavas, distales 7 km al norte de su cráter volcánico. En esta última etapa, también ocurre la erupción del Domo Chac Inka y la parte joven NW del Domo Chanka (Pleistoceno Superior ca. 80-140 ka). La evolución geológica del Volcán Azufre se cierra con los depósitos sedimentarios morrénicos asociados a las últimas glaciaciones (ca. 20 ka), y con los depósitos de abanicos aluviales y coluviales alrededor de sus flancos.

No obstante la evolución del Volcán Azufre también incluye un dominio de alteración hidrotermal ácida, generada a un pH \approx 2-3 debido a la presencia de alunita, y la cual afecta con una intensidad alta a pervasiva las coladas de las etapas II y III del volcán. Dentro del dominio de la alteración existe la presencia de *vents* hidrotermales, los cuales son indicativos de una actividad geotermal reciente (*post* glaciaciones ca. 20 ka).

La geoquímica de las lavas del volcán por su parte, establece que existen dos *trends* evolutivos, uno para las lavas de las etapas I y III que se encuentran enriquecidas en Ca, Al, Na y Sr, y empobrecidas en K, Fe, Mg y Ti; mientras que las lavas de las etapas eruptivas II y IV presentan una concentración del K, Fe, Mg y Ti, y un empobrecimiento en Ca, Al, Na y Sr.

De esta forma la presente investigación contribuye al conocimiento de la evolución geológica del Volcán Azufre, ya que no se contaba con estudios que en particular se hubiesen dedicado a generar información, y/o a sintetizar los pocos datos existentes para dicho volcán. A consecuencia de lo anterior, con esta publicación se aporta al entendimiento sobre el *Altiplano Puna Volcanic Complex*, al sumar nuevos antecedentes para uno de sus volcanes. Del mismo modo también se realiza una contribución al identificar y contextualizar, la posible relación existente entre los *vents* hidrotermales del Volcán Azufre y el sistema geotermal presente actualmente en el Volcán Apacheta y Pampa Apacheta, lugar donde se encuentra la planta geotérmica Cerro Pabellón.

Sin embargo a pesar de la nueva información desplegada, no significa que el saber de la génesis del Volcán Azufre termine aquí, puesto que con las observaciones presentadas, es posible seguir profundizando el entendimiento de su evolución.

Respecto a la alteración hidrotermal, se debería caracterizar de forma total la mineralogía de alteración (incluyendo la de los *vents* hidrotermales) presente por medio del análisis de rayos x en polvos de roca fraccionada, y complementar esto con los análisis semi cuantitativos e imágenes de las texturas presentes en la alteración, mediante el uso de *SEM (electron scanning microscope)*. Asimismo con el fin de tener un control sobre los eventos de actividad de la descarga de fluidos, es necesario establecer la geocronología de la alteración hidrotermal mediante la datación de alunitas y la búsqueda de algún material orgánico dentro de los *vents* hidrotermales. De esta manera se podría establecer la evolución de la alteración hidrotermal del Volcán Azufre, es decir las condiciones fisicoquímicas (temperatura y pH) de los fluidos y los distintos eventos de alteración, para así determinar si existe realmente alguna relación con el sistema geotermal activo de Pampa Apacheta.

Por otro lado es imperioso establecer de manera más exacta las edades de las distintas unidades de lavas del volcán. Dichas dataciones pueden ser realizadas en fases minerales puntuales que contengan K, o en la masa fundamental de las lavas, siguiendo las clásicas metodologías de $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ o $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$.

Asimismo gracias a la identificación de cristales de zircón y apatito, es posible estudiar la evolución de la cámara magmática (o cámaras magmáticas) que controlan la evolución del Volcán Azufre. Lo anterior quiere decir que con el zircón es posible establecer y datar eventos petrogenéticos como cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas, temperaturas de cristalización, fuentes de los magmas y condiciones de oxidación; mientras que con los apatitos es posible trazar la evolución de los volátiles de la cámara magmática. De la misma forma la evolución magmática puede ser estudiada mediante la realización de perfiles isotópicos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los fenocristales de plagioclasa, la geotermobarometría de fases en equilibrio, o por el estudio de inclusiones fundidas y fluidas de minerales.

Todos las propuestas antes planteadas, se pueden realizar de forma separada para las lavas y para los enclaves de coloración gris oscura y textura afanítica presentes en el Volcán Azufre, con el fin de determinar el grado de *mixing* que podría existir y el origen de los magmas extremos.

VIII. BIBLIOGRAFÍA

- AHUMADA, S. y MERCADO, J. 2009. Evolución Geológica y Estructural del Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (AAVC), Norte de Chile. Memoria para optar al grado de Magister en Geología. Antofagasta, Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas. 1-102p.
- 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: 139-174.
- AMILIBIA, A., SÀBAT, F., MCCLAY, K. R., MUÑOZ, J. A., ROCA E., CHONG G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the Central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, 30(12): 1520-1539.
- AMMANN, C., JENNY, B., KAMMER, K., MESSERLI, B. 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18–29°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172(3-4): 313-326.
- ARAVENA, D. 2011. Desarrollo de metodología para estimación de potencial geotérmico explotable en la región del Maule, Zona Volcánica Sur, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. 120-123p
- 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(A): 1-13.
- BAKER, M. C. W. 1977. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of North Chile. *Geologische Rundschau* 66(1): 455-465.
- BARNES, V. E. 1930. Changes in hornblende at about 800 C. *American Mineralogist*, 15: 393-417.
- BAS, M. J. L., MAITRE, R. W. L., STECKEISEN, A., ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750.
- BERTÍN, D., AMIGO, A. 2015. Geología y peligros del Volcán San Pedro, II Región. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno. Octubre 2015. La Serena, Chile, Colegio de Geólogos de Chile y Sociedad Geológica de Chile.

- BRASSE, H., LEZAETA, P., RATH, V., SCHWALENBERG, K., SOYER, W., HAAK, V. 2002. The Bolivian altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5).
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: MORENO, T., GIBBONS, W. *The Geology of Chile*. Geological Society of London. pp 21-114.
- CHARRIER, R., FARÍAS, M., MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 5-35.
- CHMIELOWSKI, J., ZANDT, G., HABERLAND, C. 1999. The central Andean Altiplano-Puna magma body. *Geophysical Research Letters*, 26(6): 783-786.
- CLAPPERTON C. M. 1994. The quaternary glaciation of Chile: a review. *Revista Chilena de Historia Natural*, 67(4): 369-383.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C., RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4): 303-332.
- CORBETT, G. J. y LEACH, T. M. 1998. Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. *Society of Economic Geologists*. 53p.
- DAVIDSON, J. P., SILVA, S. L., HOLDEN, P., HALLIDAY, A. N. 1990. Small-scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B11): 17661-17675.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1992a. Rock-forming minerals: Double-chain silicates, Volume 2B, 2°ed. Geological Society. 257-292p, 457-458p, 602-613p.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., ZUSSMAN, J. 1992b. An introduction to the rock-forming minerals, 2°ed. Hong Kong, Longman Scientific & Technical. 252-270p, 612-616p.
- DE SILVA, S. L. 1989a. Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 1989a, 17(12): 1102-1106.
- DE SILVA, S. L. 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21° 30' S to 23° 30' S portion of the central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2): 93-131.
- DE SILVA, S. L., FRANCIS, P. W. 1989. Correlation of large ignimbrites—two case studies from the Central Andes of Northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2): 133-149.

De SILVA, S. L., SELF, S., FRANCIS, P. W., CARLOS, R. R. 1994. Effusive silicic volcanism in the Central Andes: The Chao dacite and other young lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9): 17805-17825.

DE SILVA, S. L., ZANDT, G., TRUMBULL, R., VIRAMONTE, J. G., SALAS, G., JIMÉNEZ, N. 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. Geological Society, London, Special Publications, 269(1): 47-63.

FEELEY, T. C., DAVIDSON, J. P. 1994. Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volc´ n Ollagüe and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. *Journal of Petrology*, 35(5): 1295-1340.

FOURNIER, R.O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology*, 2:45-61.

GIAMBIAGI, L. B., RAMOS, V. A., GODOY, E., ALVAREZ, P. P., Orts, S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33 and 34 south latitude. *Tectonics*, 22(4).

GODOY, B., WÖRNER, G., KOJIMA, S., AGUILERA, F., SIMON, K., HARTMANN, G. 2014. Low-pressure evolution of arc magmas in thickened crust: The San Pedro–Linzor volcanic chain, Central Andes, northern Chile. *Journal of south american earth sciences*, 52: 24-42.

GODOY B., WÖRNER G., ROUX P. L., DE SILVA, S., PARADA, M. Á., KOJIMA, S., GONZALEZ MAUREL, O., MORATA, D., POLANCO, E., MARTÍNEZ, P. 2017. Sr-and Nd-isotope variations along the Pleistocene San Pedro–Linzor volcanic chain, N. Chile: Tracking the influence of the upper crustal Altiplano-Puna Magma Body. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 341:172-186.

GUEST, J. E. 1969. Upper Tertiary ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta province, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 80(3): 337-362.

HARKER A. 1909. *The natural history of igneous rocks*. Macmillan, New York.

HAWKESWORTH, C. J., HAMMILL, M., GLEDHILL, A. R., VAN CALSTERN, P., ROGERS, G. 1982. Isotope and trace element evidence for late-stage intra-crustal melting in the High Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 58(2): 240-254.

HUBBARD, B. E., CROWLEY, J. K. 2005. Mineral mapping on the Chilean–Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions. *Remote Sensing of Environment*, 99(1): 173-186.

ISACKS, B. L. 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B4): 3211-3231.

JONES, J. B., SEGNI, E. R. 1971. The nature of opal I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia*, 18(1): 57-68.

KANO, K., TAGUCHI, K. 1982. Experimental study on the ordering of opal-CT. *Geochemical Journal*, 16(1): 33-41.

LYNNE, B. Y., CAMPBELL, K., MOORE, J., BROWNE P. R. L. 2008. Origin and evolution of the Steamboat Springs siliceous sinter deposit, Nevada, USA. *Sedimentary Geology*, 210(3): 111-131.

MAKSAEV, V. 1978. Cuadrángulo Chitigua y sector occidental del cuadrángulo Cerro Palpana: region de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas.

MARINOVIC, N. S., LAHSEN, A. A. 1984. Carta Geológica Regional N°58: Hoja Calama. Servicio Nacional de Geología y Minería.

MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., MPODOZIS, C., PEÑA, M. 2012. The Lautaro Basin: A record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*, 39(2): 258-278.

MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DEL REAL, I., DECKART, K. 2013. The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 1-16.

MARTÍNEZ, F., ARRIAGADA, C., PEÑA, M., DECKART, K., CHARRIER, R. 2016. Tectonic styles and crustal shortening of the Central Andes "Pampean" flat-slab segment in northern Chile (27–29 S). *Tectonophysics*, 667: 144-162.

MARTINEZ, P. 2014. Petrología y Geoquímica de Lavas Recientes, al Noroeste del Campo Geotermal del Tatio. Memoria de Título en Geología, Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.

MERCADO, J. L., AHUMADA, S., AGUILERA, F., MEDINA, E., RENZULLI, A., PISCAGLIA, F. 2009. Geological and Structural Evolution of Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), Northern Chile. En: XII CONGRESO GEOLÓGICO Chileno, Noviembre 2009, Santiago, Chile, Colegio de Geólogos de Chile y Sociedad Geológica de Chile.

MESSERLI, B., GROSJEAN, M., BONANI, G., BÜRGI, A., GEYH, M. A., GRAF, K., RAMSEYER, K., ROMERO, H., SCHOTTERER, U., SCHREIER, H., VUILLE, M. 1993. Climate change and natural resource dynamics of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Research and Development*, 13(2): 117-127.

- MPODOZIS, C., RAMOS, V. A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 63(4): 481-497.
- NESSE, W. D. 2012. *Introduction to mineralogy*. 3^{ed}, New York, Oxford University Press. 208-212p.
- NÝVLT, J. 1995. The Ostwald rule of stages. *Crystal Research and Technology*, 30(4): 443-449.
- PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3): 233-248.
- PECCERILLO, A., TAYLOR, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1): 63-81.
- PREZZI, C. B., GÖTZE, H. J., SCHMIDT, S. 2009. 3D density model of the Central Andes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3): 217-234.
- RAMÍREZ, C., HUETE, C. 1980. Carta Geológica Regional N°40: Hoja Ollague. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- RENZULLI, A., MENNA, M., TIBALDI, A., FLUDE, S. 2006. New data of surface geology, petrology and Ar–Ar geochronology of the Altiplano–Puna volcanic complex (northern Chile) in the framework of future geothermal exploration. En: XI CONGRESO GEOLÓGICO Chileno, Agosto 2006, Antofagasta, Chile, Colegio de Geólogos de Chile y Sociedad Geológica de Chile.
- RIVERA, G., MORATA, D., RAMIREZ, 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, Chile. En: XIV CONGRESO GEOLÓGICO Chileno. Octubre 2015. La Serena, Chile, Colegio de Geólogos de Chile y Sociedad Geológica de Chile.
- ROOBOL, M. J., FRANCIS, P. W., RIDLEY, W. I., RHODES, M., WALKER, G. P. L. 1974. Physicochemical characters of the Andean volcanic chain between latitudes 21 and 22 South. *Bull. Volcanol.*
- SALISBURY, M. J., JICHA, B. R., DE SILVA, S. L., SINGER, B. S., JIMÉNEZ, N. C., ORT, M. H. 2010. 40Ar/39Ar chronostratigraphy of Altiplano-Puna volcanic complex ignimbrites reveals the development of a major magmatic province. *Geological Society of America Bulletin*.
- SCHEUBER, E., BOGDANIC, T., JENSEN, A., REUTTER, K. J. 1994. Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and

magmatism since the Jurassic. En: REUTTER, K. J., SCHEUBER E., WIGGER, P. J. Tectonics of the Southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin. Springer Verlag. pp: 121-139.

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

STERN, C. R., MORENO, H., LÓPEZ-ESCOBAR, L., CLAVERO, J. E., LARA, L. E., NARANJO, J. A., PARADA, M. Á., SKEWES, M. A. 2007. Chilean volcanoes. En: Moreno T., Gibbons W. *The Geology of Chile*. Geological Society of London. pp 147-178.

TIBALDI, A., CORAZZATO, C., ROVIDA, A. 2009. Miocene–Quaternary structural evolution of the Uyuni-Atacama region, Andes of Chile and Bolivia. *Tectonophysics*, 471 (1): 114-135.

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.

TIERNEY, C. R. 2011. Timescales of large silicic magma systems: implications from accessory minerals in Pleistocene lavas of the Altiplano-Puna Volcanic Complex, central Andes. Thesis of Master of Science in Geology, Oregon State University. 79p.

TIERNEY, C. R., SCHMITT, A. K., LOVERA, O. M., DE SILVA, S. L. 2016. Voluminous plutonism during volcanic quiescence revealed by thermochemical modeling of zircon. *Geology*, 44(8): 683-686.

TRUMBULL, R. B., RILLER, U., ONCKEN, O., SCHEUBER, E., MUNIER, K., HONGN, F. 2006. The time-space distribution of Cenozoic volcanism in the South-Central Andes: a new data compilation and some tectonic implications. En: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., GÖTZE, H. J., RAMOS, V., STRECKER, M., WIGGER, P. In *The Andes*. Springer Berlin Heidelberg. pp 29-43.

URZUA, L., POWELL, T., CUMMIG, W.B., DOBSON, P. 2002. Apacheta, a new geothermal prospect in northern Chile. Lawrence Berkeley National Laboratory.

VERGARA, H., SATO, E. 1978. Cuadrángulo Quehuita y sector occidental del cuadrángulo Volcán Miño. *Carta Geológica de Chile*.

VERGARA, M., LEVI, B., NYSTRÖM, J. O., CANCINO, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12): 1427-1440.

VILA, T. 2010. Geología de los depósitos salinos andinos, Provincia de Antofagasta, Chile. *Andean Geology* 2:41-55.

WARD, K.M., ZANDT, G., BECK, S.L., CHRISTENSEN, D H., MCFARLIN, H. 2014. Seismic imaging of the magmatic underpinnings beneath the Altiplano-Puna volcanic complex from the joint inversion of surface wave dispersion and receiver functions. *Earth and Planetary Science Letters*, 404: 43-53.

WATTS, R. B., DE SILVA S. L., RIOS G. J., CROUDACE, I. 1999. Effusive eruption of viscous silicic magma triggered and driven by recharge: a case study of the Cerro Chascon-Runtu Jarita Dome Complex in Southwest Bolivia. *Bulletin of Volcanology*, 61(4): 241-264.

WHITNET, D. L., EVANS, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95 (1): 185-187.

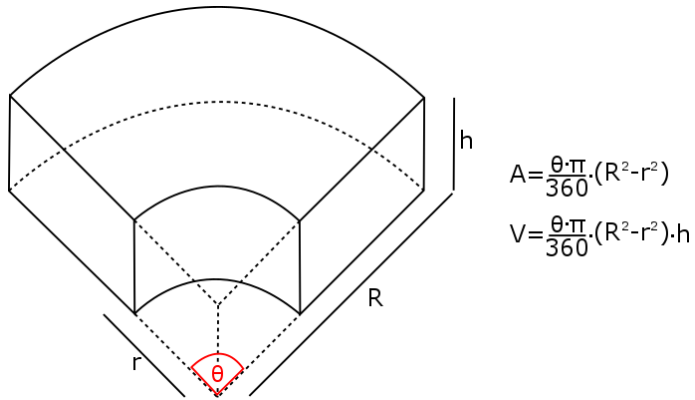
ANEXO A

ÁREAS Y VOLUMENES DE UNIDADES

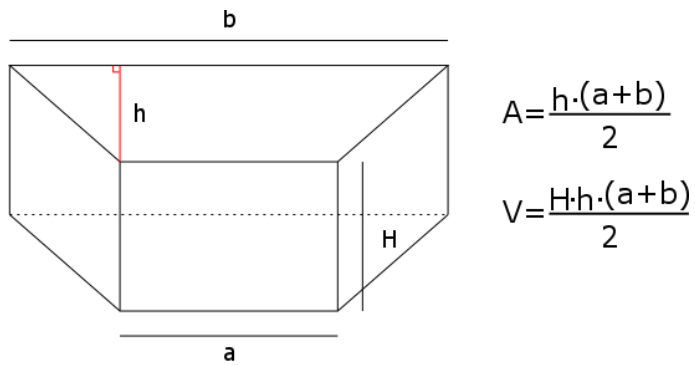
	Área [km ²]	Volumen [km ³]
Domos dacíticos I	14,6	4,08
Unidad de lavas I	11,8	5,15
Unidad de lavas II	76,6	41,4
Unidad de lavas III	10,8	3,07
Unidad de lavas IV	35,9	4,2
Domos dacíticos II	12,2	4,08

A.1. Cuerpos geométricos regulares utilizados para el cálculo de área y volumen

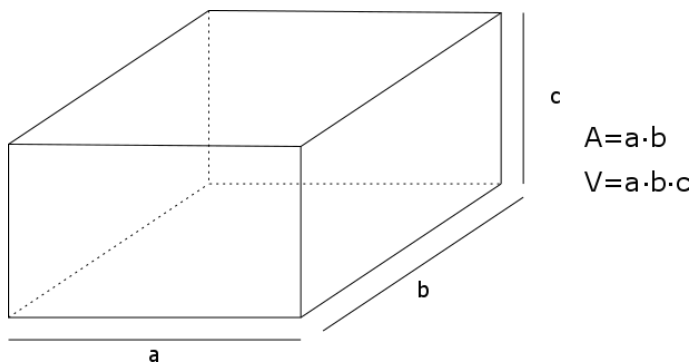
Área y volumen de sector de anillo



Área y volumen de trapezoide isósceles



Área y volumen de trapezoide rectangular



A.2. Áreas y volúmenes de unidades no cónicas

Unidad de lavas III

	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V1	5,72	1,88

	a [m]	b [m]	c [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V2	1.250	400	40	0,50	0,02
V4	1.250	400	40	0,50	0,02

	a [m]	b [m]	h [m]	H [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V3	400	1.400	2.400	300	2,16	0,64
V5	400	1.600	2.000	250	2,00	0,50

Área total [km ²]	10,88
Volumen total [km ³]	3,07

Para identificar V1, V2, V3, V4 y V5 consultar figura 32.

Unidad de lavas IV

	θ [°]	r [m]	R [m]	h [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V1	106	2.800	4.500	100	11,47	1,14

	a [m]	b [m]	h [m]	H [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V2	2.100	3.800	3.000	150	8,85	1,32
V3	1.300	2.400	2.400	140	4,44	0,62
V4	650	1.400	1.000	100	1,02	0,10
V8	500	900	1.200	150	0,84	0,12

	a [m]	b [m]	c [m]	Área [km ²]	Volumen [km ³]
V5	5.000	800	110	4,00	0,44
V6	2.400	700	80	1,68	0,13
V7	2.700	800	100	2,16	0,21
V9	1.800	800	120	1,44	0,17

Área total [km ²]	35,91
Volumen total [km ³]	4,28

Para identificar V1, V2, V3, V4, ... y V9 consultar figura 36

ANEXO B

PETROGRAFÍA DE MUESTRAS DE MANO

Unidad de Lavas I (ca. 1.5 Ma)	Unidad de Lavas II (ca. 1.5 Ma)	Unidad de Lavas III (ca. 300 ka)
Azu-17-002 andesita de biotita	Azu-17-009 andesita de biotita	Azu-17-001 andesita de biotita
Azu-17-003 andesita de biotita	Azu-17-018 andesita de biotita	Azu-17-008 andesita de biotita
Azu-17-004 7 andesita de biotita	Azu-17-025 andesita de hornblenda	Azu-17-011 andesita de hornblenda
Azu-17-005 andesita de biotita		Azu-17-026 andesita de biotita
Azu-17-007 andesita de biotita		Azu-17-027 andesita de biotita
Azu-17-010 andesita de hornblenda		

Muestras AZU 17 002 AZU 17 003 AZU 17 004 AZU 17 007	WGS 84 19S 578592.00 m E / 7585543.00 m N / H: 4707 m 578677.00 m E / 7585428.00 m N / H: 4722 m 578677.00 m E / 7585428.00 m N / H: 4722 m 581235.00 m E / 7588914.00 m N / H: 4987 m	
Descripción General	Las muestras AZU 17 002 y AZU 17 004 son de un color gris claro, hipocristalina (70% de cristales y 30% de vidrio), compuesta por cristales de grano medio (2-5 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno mayormente. Por su parte las muestras AZU 17 003 y AZU 17 007 comparten las mismas características que las anteriores, con la excepción de ser más leucocráticas y por tanto poseer una signatura más félsica posiblemente. Además las rocas presentan un magnetismo medio.	
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 50% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 3 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea. Un 30 % de las plagioclasas se encuentran levemente alteradas para la muestra AZU 17 002 y la AZU 17 004, mientras que para la AZU 17 003 y AZU 17 007 un 80% se presentan alteradas.
	Biotita	Comprende un 25% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
	Piroxeno	Comprende un 15% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
	Hornblenda	Comprende un 10% de los fenocristales, presentándose como cristales subhedrales anhedrales, con un tamaño promedio de 3 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
Observaciones	La muestra AZU 17 003 se diferencia de las otras tres muestras por presentar un tamaño de grano fino (1 mm). Por su parte la colada de lava representada por la muestra AZU 17 002 posee enclaves máficos.	
Nombre	Andesita de Biotita	



Muestras AZU 17 005		WGS 84 19S 581339.00 m E / 7586817.00 m N / H: 4892 m	
Descripción General	La roca es de un color gris oscuro, hipocristalina (70% de cristales y 30% de vidrio), compuesta por cristales de grano fino (1-2 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa, biotita y piroxeno mayormente. Además la roca presenta un magnetismo medio.		
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 60% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 3 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Biotita	Comprende un 20% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Piroxeno	Comprende un 15% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Hornblenda	Comprende un 5% de los fenocristales, presentándose como cristales subhedrales anhedrales, con un tamaño promedio de 3 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
Observaciones			
Nombre	Andesita de Biotita		



Muestras AZU 17 009		WGS 84 19S 579999.00 m E / 7589729.00 m N / H: 5059 m	
Descripción General	La roca es de un color gris claro, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), compuesta por cristales de grano fino (1-2 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y biotita mayormente. Además la roca presenta un magnetismo bajo.		
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 60% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Biotita	Comprende un 25% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Hornblenda	Comprende un 15% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
Observaciones	Casi la totalidad de la roca se presenta alterada (80%), presentando óxidos de hierro, arcillas y sulfatos posiblemente.		
Nombre	Andesita de Biotita		



Muestras AZU 17 018		WGS 84 19S 575295.00 m E / 7590279.00 m N / H: 4718 m	
Descripción General	La roca es de un color gris oscuro, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), compuesta por cristales de grano fino (1-2 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y biotita mayormente. Además la roca presenta un magnetismo medio.		
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 70% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Biotita	Comprende un 20% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Piroxeno	Comprende un 10% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
Observaciones	La colada de lava representada por dicha muestra presenta un bandeamiento entre colores oscuros y claros, asociados respectivamente a una mineralogía máfica y félsica respectivamente.		
Nombre	Andesita de Biotita		



Muestras AZU 17 025		WGS 84 19S 574564.00 m E / 7588244.00 m N / H: 4378 m	
Descripción General	La roca es de un color gris claro, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), compuesta por cristales de grano fino (1-2 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita mayormente. Además la roca presenta un magnetismo medio.		
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 60% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Hornblenda	Comprende un 30% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Biotita	Comprende un 10% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
Observaciones			
Nombre	Andesita de Hornblenda		



Muestras AZU 17 001 AZU 17 008 AZU 17 026 AZU 17 027	WGS 84 19S 572526.00 m E / 7586845.00 m N / H: 4165 m 579972.00 m E / 7589288.00 m N / H: 5145 m 574595.00 m E / 7587655.00 m N / H: 4369 m 574028.00 m E / 7587135.00 m N / H: 4312 m	
Descripción General	La roca es de un color gris claro, hipocristalina (70% de cristales y 30% de vidrio), compuesta por cristales de grano medio (2-4 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y biotita mayormente. Además la roca presenta un magnetismo bajo.	
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 60% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
	Biotita	Comprende un 20% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
	Hornblenda	Comprende un 15% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
	Piroxeno	Comprende un 5% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.
Observaciones	La muestra AZU 17 001 se diferencia del resto por estar medianamente alterada.	
Nombre	Andesita de Biotita	



Muestras AZU 17 010 AZU 17 011		WGS 84 19S 575604.00 m E / 7585112.00 m N / H: 4330 m 572186.00 m E / 7587311.00 m N / H: 4135 m	
Descripción General	La roca es de un color pardo claro, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), compuesta por cristales de grano medio (2-4 mm) y equigranulares entre ellos. Mientras tanto la textura general de la roca es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y biotita mayormente. Además la roca presenta un magnetismo medio.		
Mineralogía	Plagioclasa	Comprende un 70% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales a subhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Hornblenda	Comprende un 20% de los fenocristales, presentándose como cristales subhedrales a anhedrales, con un tamaño promedio de 2 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
	Biotita	Comprende un 10% de los fenocristales, presentándose como cristales euhedrales, con un tamaño promedio de 1 mm. Su distribución dentro de la roca es homogénea.	
Observaciones			
Nombre	Andesita de Hornblenda		

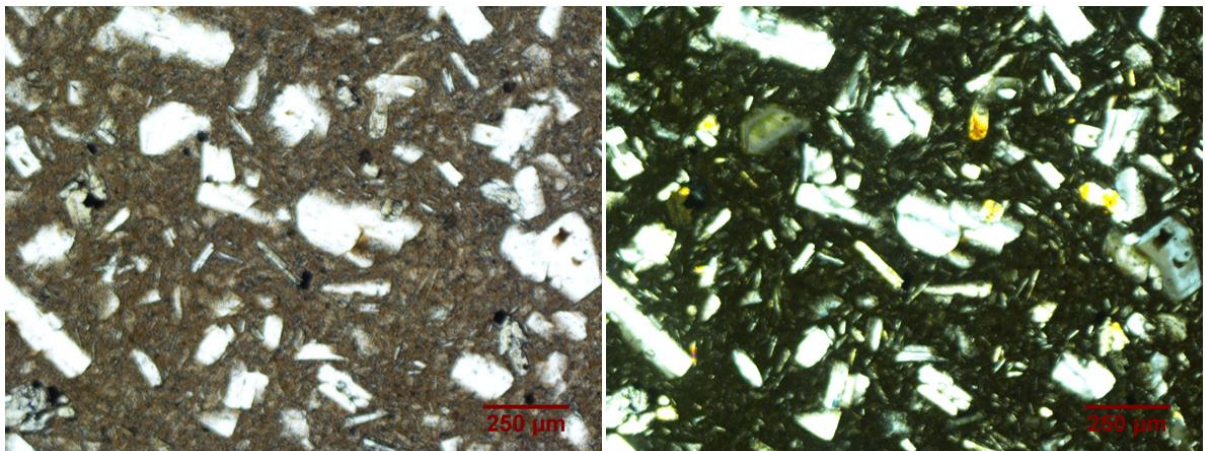


ANEXO C

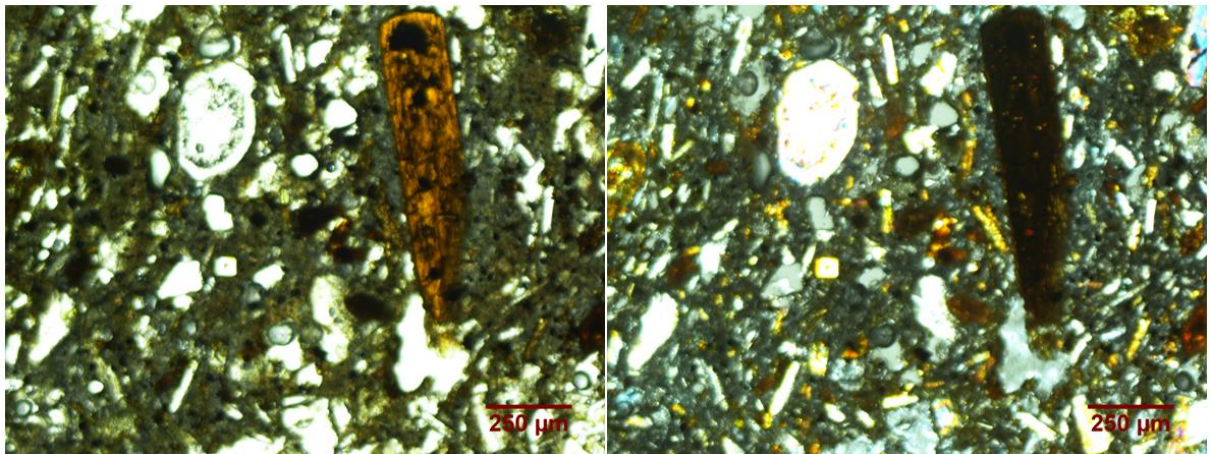
PETROGRAFÍA MICROSCÓPICA

Unidad de Lavas II (ca. 600 ka)	Unidad de Lavas IV (ca. 150 ka)	Alteración Hidrotermal (ca. 150-300 ka)
Azu-16-004 andesita de piroxeno	Azu-16-001 andesita de biotita	EC Azufre 09 (Unidad de Lavas II)
Azu-16-007 andesita de hornblenda	Azu-16-002 andesita de biotita	EC Azufre 10 (Unidad de Lavas II)
Azu-16-010 andesita de piroxeno	Azu-16-003 andesita de hornblenda	EC Azufre 11 (Unidad de Lavas II)
Azu-16-011 andesita de piroxeno	Azu-16-006 andesita de hornblenda	
Azu-16-012 andesita de piroxeno	Azu-16-008 andesita de hornblenda	
Azu-16-013 andesita de piroxeno	Azu-16-009 andesita de piroxeno	
Azu-15-001 andesita de piroxeno		

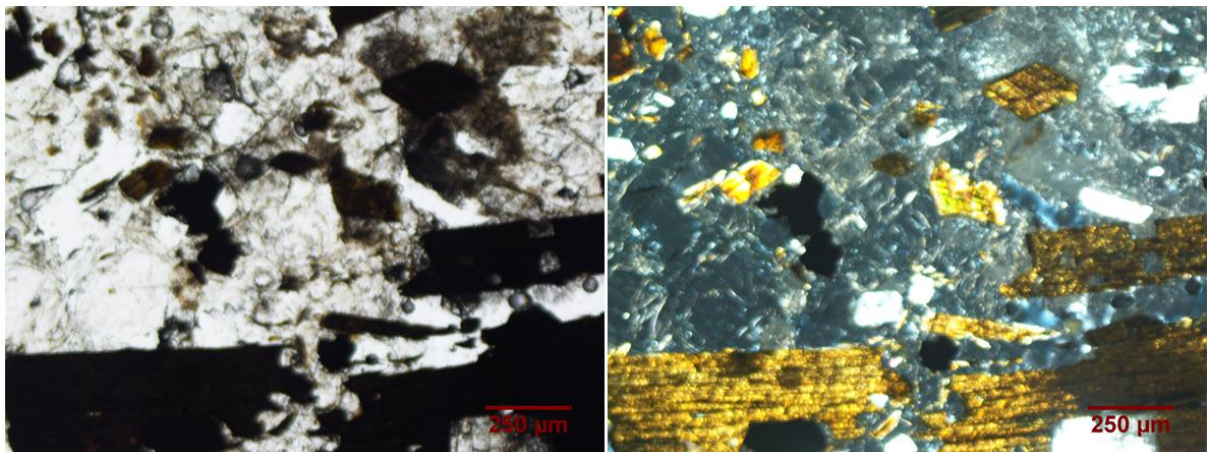
Muestra	AZU 15 001	WGS 84 19S 574177.00 m E / 7592666.00 m N / H: 4179 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (75% de cristales y 25% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 80%: Existen cristales que presentan zonaciones y textura de reabsorción. Otras poseen textura poikilítica ya que engloban cristales de piroxenos. También hay fenocristales de plagioclasas que se presentan intercrecidas con cristales de piroxenos, dando una textura glomeroporfírica. Los cristales van desde euhedrales a subhedrales.
		Piroxeno 18%: Son ortopiroxenos principalmente (15%), con tan solo un 3% de clinopiroxenos. Los cristales son en su mayoría anhedrales.
		Biotita 2%: Crece al centro de una plagioclasa totalmente obliterada, la cual a su vez es rodeada por microlitos de piroxeno. El cristal es subhedral.
	Masa Fundamental 50%	Presenta una textura intersertal, y se compone de vidrio (40%) además de microlitos de plagioclasa (30%) y piroxeno (15%), junto a minerales opacos (15%).
Observaciones	Fue posible reconocer un solo cristal de biotita en el corte transparente. Además la muestra se encuentra fresca.	
Nombre	Andesita de Piroxeno	



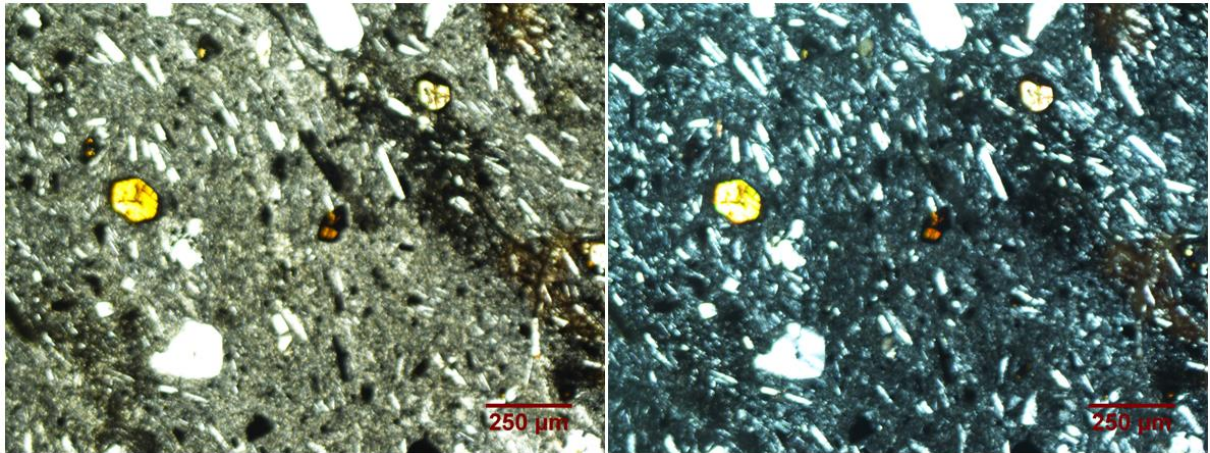
Muestra	AZU 16 001	WGS 84 19S 575511.00 m E / 7597718.00 m N / H: 3996 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (80% de cristales y 20% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inéquiangular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 50%: Existen algunas que presentan zonaciones, y textura de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Biotita 30%: Se encuentra como fenocristales primarios. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Hornblenda 10%: Los cristales en su mayoría son euhedrales para sus caras basales y laterales.
	Masa Fundamental 60%	Compuesta de vidrio (30%) además de microlitos de plagioclasa (40%), biotita (15%) y hornblenda (10%), junto a minerales opacos (5%).
Observaciones	El corte transparente de esta muestra resultó con un espesor un tanto grueso, por lo que los colores de interferencia se ven desfasados a los correspondientes a 30 micrones.	
Nombre	Andesita de Biotita	



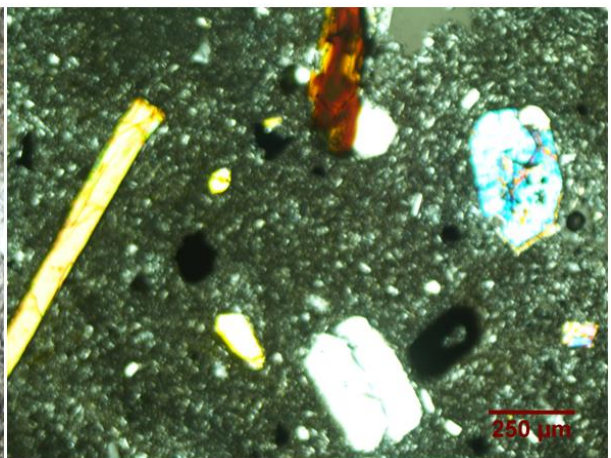
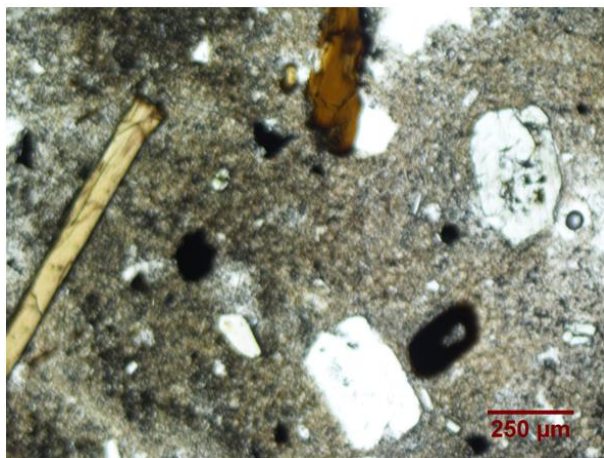
Muestra	AZU 16 002	WGS 84 19S 575768.00 m E / 7598059.00 m N / H: 3910 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 60%	Plagioclasa 47%: Existen algunas que presentan zonaciones, textura de reabsorción, enclaves de biotita, parches e inclusiones fundidas. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Biotita 30%: Algunas biotitas primarias (23%) presentan texturas de reabsorción, mientras que las secundarias (7%) se encuentran alterando los bordes de los cristales de hornblenda. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Hornblenda 20%: Algunos Cristales se encuentran biotitizados. Además presentan textura de descomposición, siendo posible su reconocimiento por medio del clivaje y caras basales. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Piroxeno 3%: Presentan textura de reabsorción, pero es posible su reconocimiento por medio del hábito de su cara basal. Los cristales son subhedrales.
	Masa Fundamental 40%	Compuesta de vidrio (90%) y minerales opacos (10%).
Observaciones	La roca se presenta silicificada, obliterando así la masa fundamental y parte de los fenocristales primarios.	
Nombre	Andesita de Biotita	



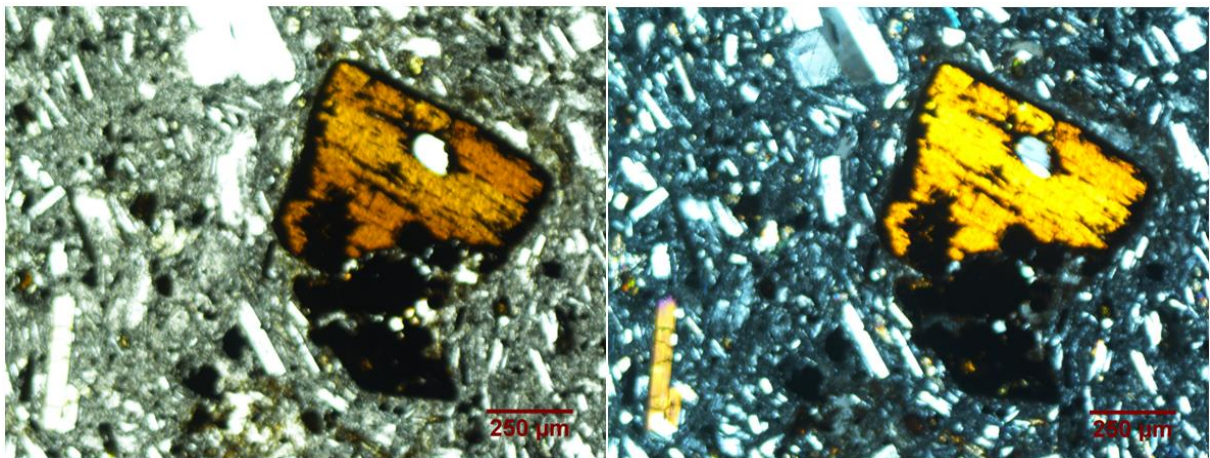
Muestra	AZU 16 003	WGS 84 19S 584317.00 m E / 7594881.00 m N / H: 4029 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (75% de cristales y 25% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 40%	<p>Plagioclasa 50%: Existen algunas que presentan zonaciones y textura de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.</p> <p>Hornblenda 30%: Algunas se encuentran alteradas en el centro de los cristales. Los cristales en su mayoría son subhedrales.</p> <p>Piroxeno 10%: Hay presencia de ortopiroxenos (5%) y clinopiroxenos (5%). En general los piroxenos poseen una textura glomeroporfírica, ya que se presentan en cúmulos. Alguno de ellos poseen los centros de sus caras basales reabsorbidas junto con cristales de plagioclasa en su interior. Los cristales en su mayoría son anhedrales.</p> <p>Biotita 10%: Cristales subhedrales a anhedrales.</p>
	Masa Fundamental 60%	Compuesta de vidrio (25%) y microlitos de plagioclasa (35%), los cuales presentan una textura traquítica, es decir una orientación de los cristales debido a un flujo. También hay presencia de microlitos de piroxeno (10%) y hornblenda (10%), junto a minerales opacos (20%).
Observaciones	La roca presenta un bandeamiento intercalado de color marrón y gris, lo cual puede ser asociado a una alteración por oxidación (color marrón). Junto con lo anterior, algunas biotitas y hornblendas presentan texturas de reabsorción y bordes de descomposición.	
Nombre	Andesita de Hornblenda	



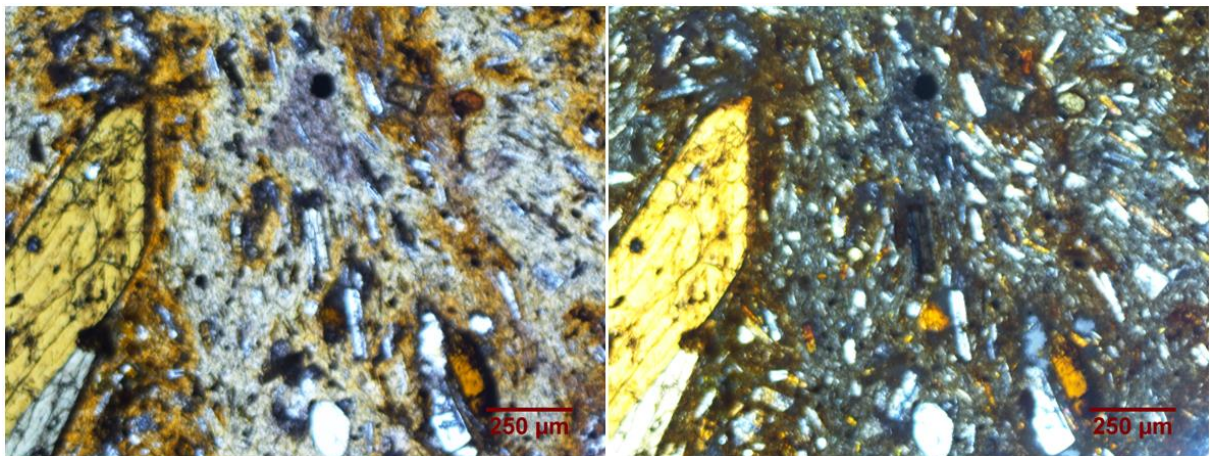
Muestra	AZU 16 004	WGS 84 19S 584768.00 m E / 7594926.00 m N / H: 4009 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (50% de cristales y 50% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inéqui-granular (fenocristales de 2 a 4 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 50%: Existen algunas que presentan zonaciones y textura de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Piroxeno 30%: Se cuenta con la presencia de ortopiroxenos (15%) y clinopiroxenos (15%). Además se presentan con textura glomeroporfírica intercrecidos con cristales de plagioclasa y hornblenda, pero también como cristales simples dentro de la masa fundamental. Los cristales en su mayoría son anhedrales, pero hay caras basales euhedrales.
		Hornblenda 20%: Algunas se presentan con textura glomeroporfírica, intercrecidas con plagioclasas y piroxenos. También es posible encontrarla como cristales simples dentro de la masa fundamental. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
	Masa Fundamental 60%	Presenta una textura intersertal, y se compone de vidrio (40%) y microlitos de plagioclasa (40%), piroxenos (5%) y hornblenda (5%), junto a minerales opacos (10%).
Observaciones		
Nombre	Andesita de Piroxeno	



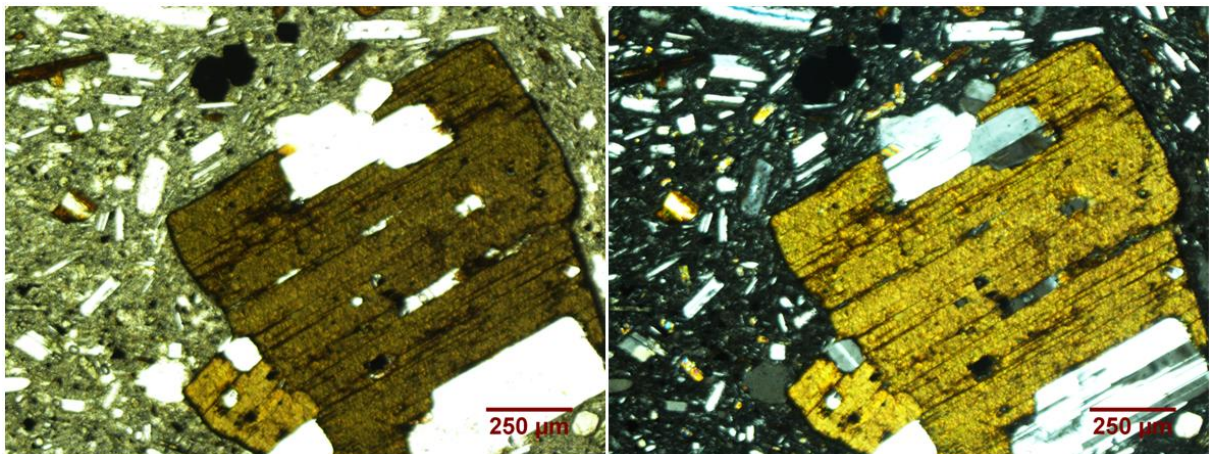
Muestra	AZU 16 006	WGS 84 19S 578377.00 m E / 7596107.00 m N / H: 3952 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (70% de cristales y 30% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 5 mm).	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 60%: Algunas de ellas presentan zonaciones, junto a texturas de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Hornblenda 25%: Algunos de los cristales presentan textura de descomposición. Las caras basales en su mayoría son euhedrales.
		Biotita 15%: Cristales subhedrales.
	Masa Fundamental 60%	Se compone de vidrio (10%), además de microlitos de plagioclasa (40%), hornblenda (10%), ortopiroxeno (10%) y clinopiroxeno (10%). Los microlitos de plagioclasa se presentan con textura traquítica. Adicionalmente también se cuenta con la presencia de minerales opacos (20 %).
Observaciones		
Nombre	Andesita de Hornblenda	



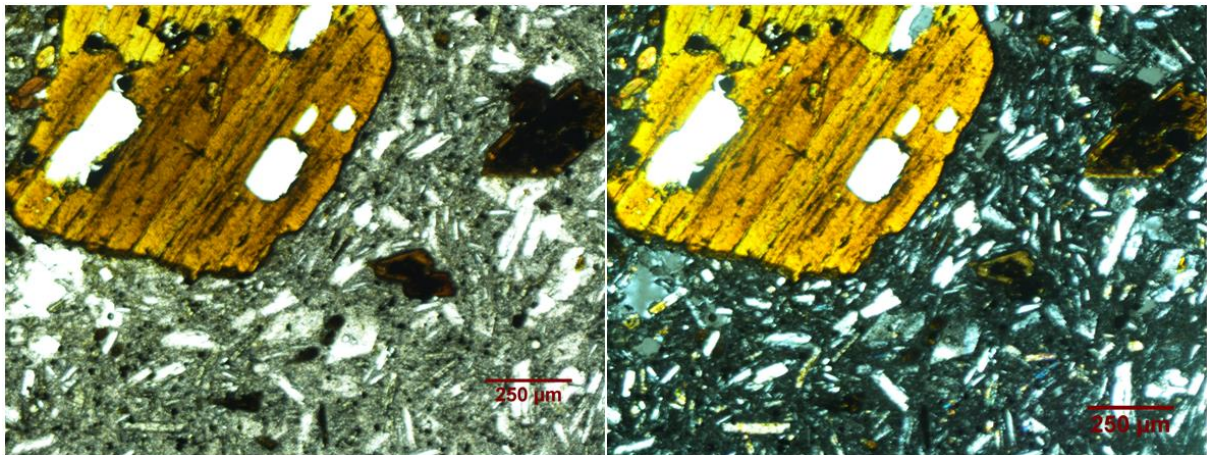
Muestra	AZU 16 007	WGS 84 19S 577990.00 m E / 7596038.00 m N / H: 3964 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (80% de cristales y 20% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 4 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 50%: Algunas presentan zonaciones, junto a texturas de reabsorción. También exponen una textura poikilitica, al encontrarse cristales de biotita encerrados dentro de fenocristales de plagioclasa. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Hornblenda 30%: Algunos de los cristales (12%) se encuentran biotitizadas. Las caras basales se presentan de forma euhedral.
		Biotita 20%: Se presenta como mineral primario (4%), pero también secundario (16%) alterando a la hornblenda. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Piroxeno 10%: Corresponden a cristales de ortopiroxeno.
	Masa Fundamental 50%	Compuesta por vidrio (20%) y microlitos de plagioclasa (40%), hornblenda (20%) y biotita (10%), junto a minerales opacos (10%).
Observaciones	La muestra de roca presenta un color marrón anaranjado, debido probablemente a una alteración por oxidación. Existe la presencia de un posible fenocristal de apatito.	
Nombre	Andesita de Hornblenda	



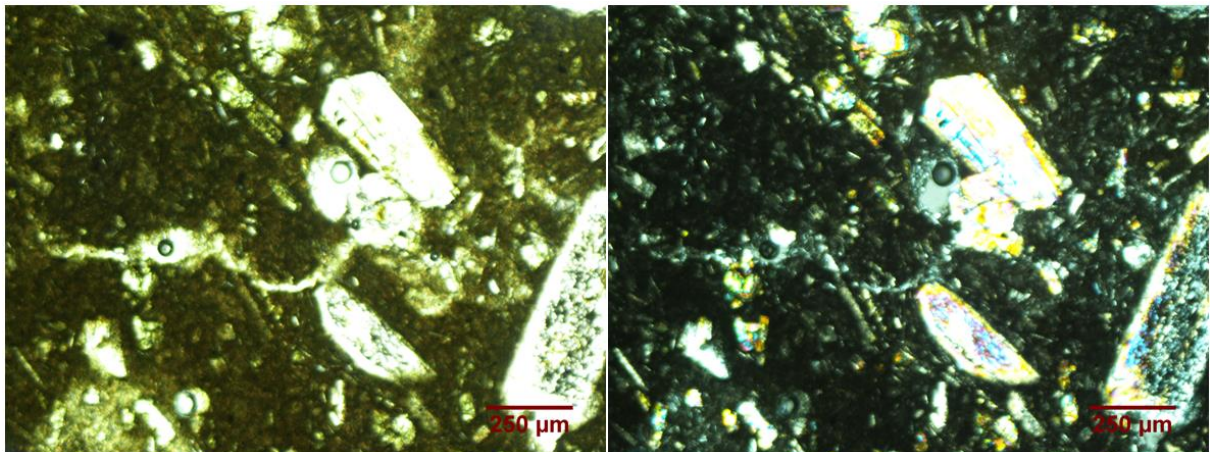
Muestra	AZU 16 008	WGS 84 19S 574719.00 m E / 7597155.00 m N / H: 3976 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (80% de cristales y 20% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 4 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 60%: Algunas de ellas presentan zonaciones, textura de reabsorción y textura poikilitica, ya que hay plagioclasas que engloban cristales de biotita. Los cristales en su mayoría son euhedrales.
		Hornblenda 20%: Los cristales presentan textura de bordes de descomposición, encontrándose los cristales totalmente oscurecidos por minerales opacos, conservando solo la forma euhedral de su cara basal (pseudomorfo).
		Biotita 10%: Los cristales presentan texturas de reabsorción en los centros de los cristales, quedando inclusiones de vidrio (inclusiones fundidas) o parches de plagioclasa. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
	Masa Fundamental 50%	Piroxeno 10%: Corresponden a ortopiroxenos (5%) y a clinopiroxenos (5%). Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Compuesta de vidrio (30%), además de microlitos de plagioclasa (30%) con textura traquítica, hornblenda (15%), piroxenos (10%) y biotita (5%), junto a minerales opacos (10%)
Observaciones	El corte posee un fenocristal, del cual existe la duda si se trata de un olivino.	
Nombre	Andesita de Hornblenda	



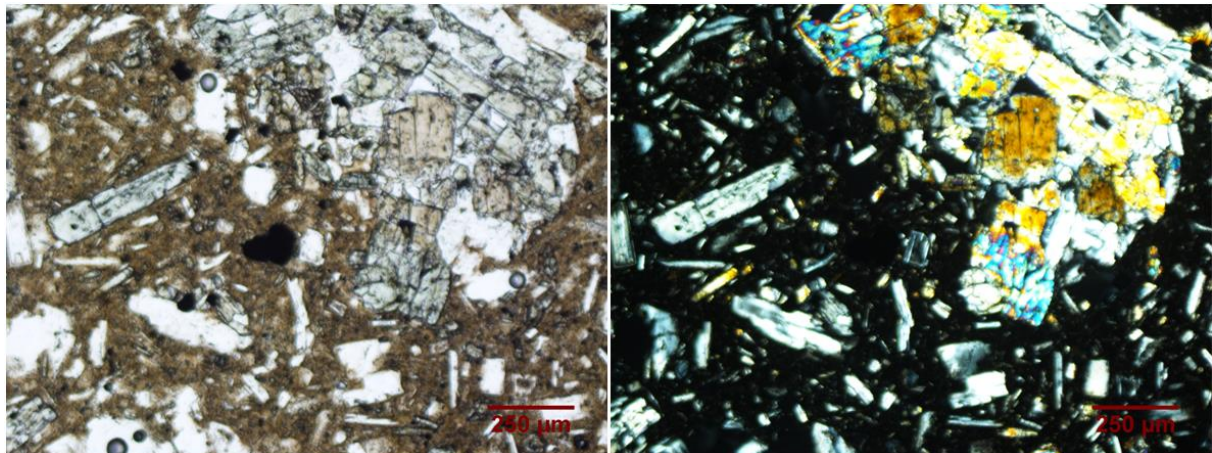
Muestra	AZU 16 009	WGS 84 19S 574707.00 m E / 7595184.00 m N / H: 4008 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (85% de cristales y 15% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 4 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 50%: Algunas presentan zonaciones, junto a texturas de reabsorción. Los cristales en su mayoría son euhedrales.
		Piroxeno 20%: Son ortopiroxenos los cuales se presentan como cristales simples, o en textura glomeroporfírica. Los cristales en su mayoría son anhedrales.
		Biotita 15%: Algunos cristales de biotita presentan textura poikilítica al englobar cristales de plagioclasa; junto a textura de bordes de descomposición. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Hornblenda 15%: Se encuentran con textura de descomposición, por lo que se les reconoce por sus caras basales euhedrales.
	Masa Fundamental 50%	Compuesta por vidrio (20%), además de microlitos de plagioclasa (40%), biotita (10%), hornblenda (10%) y piroxeno (5%), junto a minerales opacos (15%).
Observaciones	Se identifica un posible cristal de circón dentro de una plagioclasa. Hay cúmulos de cristales de hornblenda y ortopiroxeno, por lo que ambos minerales también se presentan con textura glomeroporfírica.	
Nombre	Andesita de Piroxeno	



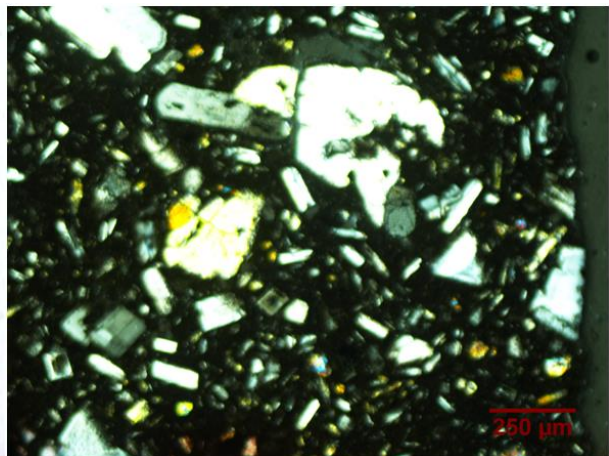
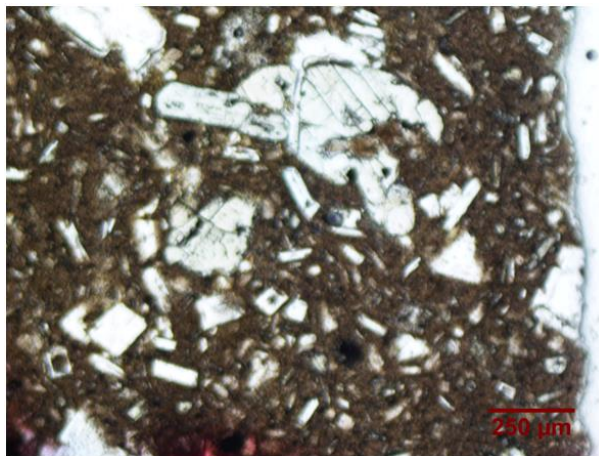
Muestra	AZU 16 010	WGS 84 19S 573926.00 m E / 7595292.00 m N / H: 3966 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (70% de cristales y 30% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 60%: Algunas presentan zonaciones, mientras que otras exponen texturas de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales. Piroxeno 40%: Hay presencia de ortopiroxeno (20%) y clinopiroxeno (20%). Estos se encuentran con una integridad y estructuralidad baja.
	Masa Fundamental 60%	Compuesta por vidrio (40%), además de microlitos de plagioclasa (25%) y piroxeno (20%), junto a minerales opacos (15%).
Observaciones	El corte transparente de esta muestra resultó con un espesor un tanto grueso, por lo que los colores de interferencia se ven desfasados a los correspondientes a 30 micrones. Además, la muestra presenta un color marrón oscuro, lo que se asocia a una alteración por oxidación.	
Nombre	Andesita de Piroxeno	



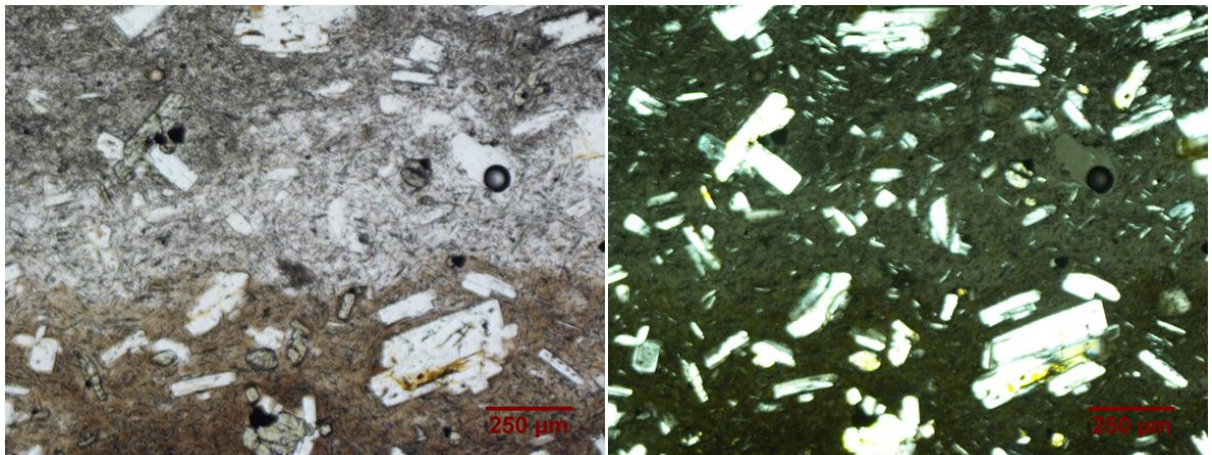
Muestra	AZU 16 011	WGS 84 19S 574483.00 m E / 7593966.00 m N / H: 4083 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (80% de cristales y 20% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 60%: Existen algunas que presentan zonaciones, textura de reabsorción e inclusiones fundidas. Los cristales en su mayoría son subhedrales. Piroxeno 30%: Corresponden a ortopiroxenos (15%) y clinopiroxeno (15%). Es posible encontrarlos con texturas glomeroporfírica, intercrecidos junto a cristales de plagioclasa. Los cristales son euhedrales a subhedrales. Biotita 10%: Se presentan con textura de bordes de descomposición. Los cristales son subhedrales.
	Masa Fundamental 50%	Presenta una textura intersertal, componiéndose de vidrio (40%), microlitos de plagioclasa (30%) y piroxeno (20%), junto a minerales opacos (10%).
	Observaciones	La masa fundamental de la roca presenta un color pardo debido a una posible alteración por oxidación.
Nombre	Andesita de Piroxeno	



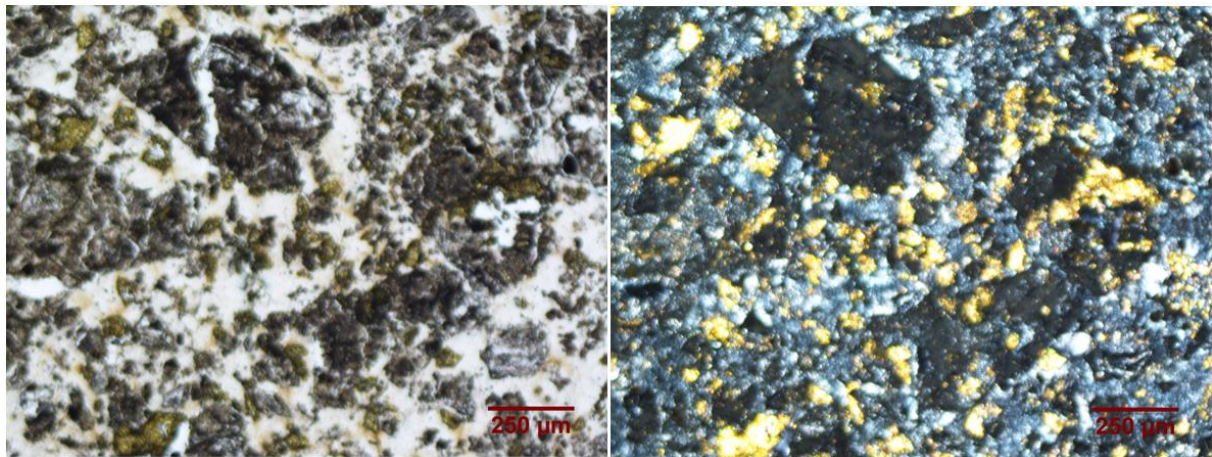
Muestra	AZU 16 012	WGS 84 19S 574563.00 m E / 7594168.00 m N / H: 4079 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (80% de cristales y 20% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm).	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 50%: Algunas presentan zonaciones, junto a texturas de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Piroxeno 40%: Corresponden a ortopiroxenos (27%) y clinopiroxenos (13%). Algunos piroxenos muestran textura coronítica y de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
	Masa Fundamental 60%	Biotita 10%: Presentan textura coronítica, de reabsorción y descomposición. Además hay cristales euhedrales (7%) y anhedrales (3%). Presenta una textura intersertal, estando compuesta además por vidrio (25%), microlitos de plagioclasa (40%) y piroxeno (20%), junto a minerales opacos (15%).
Observaciones	Existen cristales que podrían corresponder a olivino.	
Nombre	Andesita de Piroxeno	



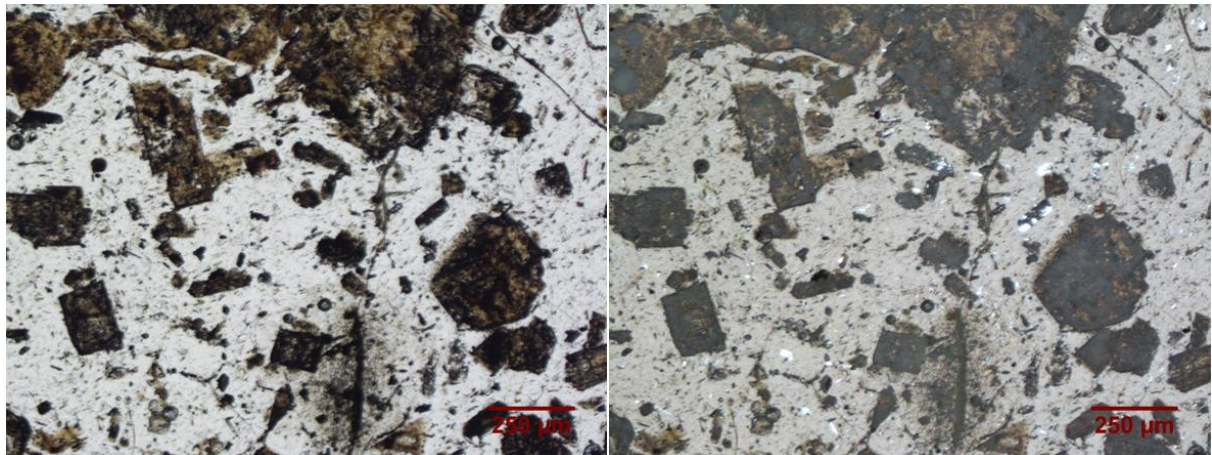
Muestra	AZU 16 013	WGS 84 19S 573984.00 m E / 7593312.00 m S / H: 4098 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (75% de cristales y 25% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 70%: Algunas presentan zonaciones y textura de reabsorción. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
		Piroxeno 25%: Son ortopiroxenos de los cuales algunos presentan textura de reabsorción. Los cristales en su mayoría son anhedrales.
		Biotita 5%: Se presenta con una textura coronítica. Los cristales en su mayoría son anhedrales.
	Masa Fundamental 50%	Presenta textura intersertal, estando compuesta además por vidrio (50%), microlitos de plagioclasa (35%) y piroxeno (10%), junto a minerales opacos (5%). Los microlitos de plagioclasa presentan textura traquítica.
Observaciones	La muestra presenta un bandeamiento de colores claros y pardos. Sólo se identificó un cristal de biotita.	
Nombre	Andesita de Piroxeno	



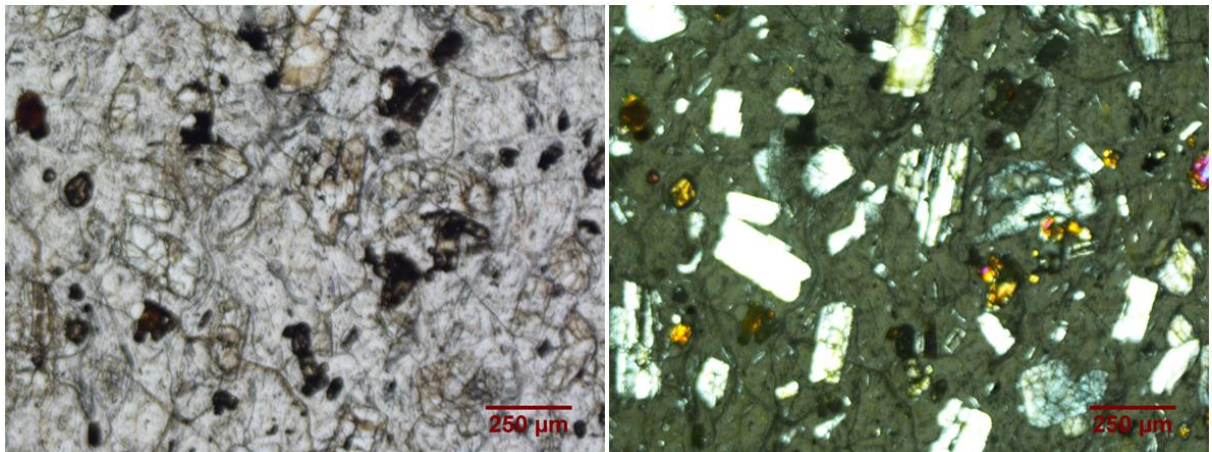
Muestra	EC Azufre 09	WGS 84 19S 574414.00 m E / 7592176.00 m N / H: 4272 m
Textura	La textura general de la roca es obliterada.	
Mineralogía	La roca se encuentra constituida en su totalidad por minerales de alteración, probablemente arcillas, sulfato y azufre.	
Observaciones	A pesar de que la roca se encuentra alterada de forma pervasiva, es posible identificar hábitos de minerales micáceos (biotita posiblemente). Por lo anterior la roca fue enviada a ser analizada por XRD.	
Nombre	Andesita	



Muestra	EC AZUPRE 10	WGS 84 19S 574414.00 m E / 7592176.00 m N / H: 4272 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (50% de cristales y 50% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 a 3 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 40%	Plagioclasa 100%: Se encuentran totalmente alteradas a arcillas. Los cristales en su mayoría son subhedrales.
	Masa Fundamental 60%	Compuesta por vidrio (80%) y microlitos de plagioclasa (20%) alteradas a arcillas.
Observaciones	En la muestra es posible observar plagioclasas alteradas a arcillas. Por lo anterior se recomienda su análisis con XRD.	
Nombre	Andesita	



Muestra	EC AZUPRE 11	WGS 84 19S 574414.00 m E / 7592176.00 m N / H: 4272 m
Textura	La textura general de la roca es porfírica, hipocristalina (60% de cristales y 40% de vidrio), con tamaño relativo de cristales inequigranular (fenocristales de 2 mm) e hipidiomórfica.	
Mineralogía	Fenocristales 50%	Plagioclasa 60%: Algunas presentan zonaciones, junto a texturas de reabsorción. Otros cristales de plagioclasa se encuentran alterados y fracturados. Los cristales en su mayoría son subhedrales. Piroxeno 30%: Son ortopiroxenos y se encuentran parcialmente alterados, pero conservan su integridad y estructuralidad. Los cristales en su mayoría son subhedrales. Biotita 10%: Los cristales en su mayoría son subhedrales.
	Masa Fundamental 50%	Compuesta por vidrio (45%), además de microlitos de plagioclasa (30%) y piroxeno (20%), junto a minerales opacos (5%).
	Observaciones	En el corte se presenta totalmente silicificado, junto con observarse cristales fracturados, una vetilla, textura de flujo y plagioclasas alteradas. Por lo anterior se podría inferir que por esta roca circuló un fluido.
Nombre	Andesita de Piroxeno.	



ANEXO D

GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

D.1. Geoquímica de óxidos mayores

Muestra	Unidad de Lava	SiO ₂ (%wt)	TiO ₂ (%wt)	Al ₂ O ₃ (%wt)	Fe ₂ O ₃ (%wt)	MnO (%wt)	MgO (%wt)	CaO (%wt)	Na ₂ O (%wt)
Azu 17-02	I	61.79	0.63	17.55	4.88	0.07	1.98	5.24	3.99
Azu 17-04	I	60.85	0.59	18.11	4.76	0.07	1.88	5.61	4.05
Azu 17-05	I	63.19	0.52	17.66	4.19	0.07	1.7	5.23	4.08
Azu 16-04	II	65.66	0.59	15.61	4.01	0.07	1.5	3.59	3.46
Azu 16-05	II	62.98	0.67	15.68	5.11	0.08	2.25	4.48	3.22
Azu 16-10	II	60.04	0.69	15.87	5.71	0.09	3.65	5.69	3.37
Azu 16-11	II	61.85	0.64	15.69	5.16	0.09	2.67	4.62	3.31
Azu 16-12	II	59.71	0.63	15.06	4.99	0.08	2.59	4.41	3.2
Azu 16-13	II	65.35	0.5	15.66	3.63	0.07	1.36	3.48	3.81
Azu 15-01	II	63.74	0.55	15.77	4.03	0.07	1.67	3.97	3.73
Azu 17-01	III	62.59	0.57	17.76	4.31	0.06	1.88	5.54	3.92
Azu 17-08	III	60.47	0.59	18.22	4.36	0.07	2.7	6.22	4
Azu 17-11	III	60.61	0.6	18.03	4.47	0.06	2.09	5.64	3.78
Azu 16-01	IV	60.59	0.75	15.69	5.57	0.09	3.00	5.37	3.32
Azu 16-02	IV	60.93	0.58	14.93	4.49	0.08	1.93	4.32	3.28
Azu 16-03	IV	60.02	0.8	16.31	6.1	0.1	2.71	5.37	3.43
Azu 16-06	IV	60.32	0.75	15.74	5.93	0.09	3.25	5.3	3.35
Azu 16-08	IV	61.95	0.76	15.84	5.72	0.09	3.01	5.07	3.36
Azu 16-09	IV	61.41	0.78	15.76	5.77	0.09	3.02	5.15	3.19

Muestra	Unidad de Lava	K2O (%wt)	P2O5 (%wt)	SO3 (%wt)	Cr2O3 (%wt)	NiO (%wt)	H2O (%wt)	LOI (%wt)	Sum (%wt)
Azu 17-02	I	2.73	0.18	0.01	0.00	0.01	0.03	0.13	99.22
Azu 17-04	I	2.56	0.18	0.00	0.00	0.01	0.03	0.44	99.14
Azu 17-05	I	2.69	0.14	0.00	0.00	0.01	0.00	-0.07	99.41
Azu 16-04	II	4.07	0.17	0.01	b.d.	0.01	0.46	0.60	99.82
Azu 16-05	II	3.43	0.21	0.01	b.d.	0.01	0.24	1.40	99.77
Azu 16-10	II	2.6	0.17	0.00	0.02	0.01	0.13	0.92	98.96
Azu 16-11	II	3.05	0.21	0.01	0.01	0.01	0.25	1.30	98.86
Azu 16-12	II	3	0.17	0.01	0.01	0.01	4.51	1.38	99.75
Azu 16-13	II	3.4	0.15	b.d.	b.d.	0.01	0.15	1.18	98.75
Azu 15-01	II	3.34	0.16	b.d.	0.01	0.01	0.18	1.35	98.58
Azu 17-01	III	2.34	0.15	0.01	0.01	0.01	0.05	0.30	99.49
Azu 17-08	III	2.16	0.17	0.02	0.01	0.01	0.03	0.45	99.47
Azu 17-11	III	2.51	0.15	0.00	0.00	0.01	0.08	1.08	99.11
Azu 16-01	IV	2.68	0.21	0.13	0.01	0.01	0.23	1.56	99.21
Azu 16-02	IV	3.11	0.23	0.05	b.d.	0.01	3.91	1.53	99.38
Azu 16-03	IV	2.79	0.24	0.01	b.d.	0.01	0.11	0.69	98.69
Azu 16-06	IV	2.7	0.2	0.01	0.01	0.01	0.23	0.96	98.86
Azu 16-08	IV	2.9	0.2	b.d.	0.01	0.01	0.19	0.92	100.02
Azu 16-09	IV	2.84	0.21	0.01	0.01	0.01	0.24	1.26	99.75

b.d. : Bajo el límite de detección

D.2. Geoquímica de elementos traza

Muestra	Unidad de Lava	Mo (ppm)	Nb (ppm)	Zr (ppm)	Y (ppm)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)	Cu (ppm)
Azu 17-02	I	<5	14	178	21	553	124	<5	16	15	56	16
Azu 17-04	I	<5	14	190	23	594	109	<5	13	15	55	14
Azu 17-05	I	<5	12	170	19	553	125	<5	15	15	46	20
Azu 16-04	II	<5	18	233	27	324	210	11	38	22	47	12
Azu 16-05	II	<5	14	185	20	424	149	<5	21	19	66	16
Azu 16-10	II	<5	11	151	18	459	101	<5	11	15	70	15
Azu 16-11	II	<5	13	182	24	450	120	<5	14	16	66	10
Azu 16-12	II	<5	13	182	21	450	125	<5	15	17	65	9
Azu 16-13	II	<5	13	169	14	434	136	<5	13	18	53	9
Azu 15-01	II	<5	13	172	18	447	130	<5	11	17	57	11
Azu 17-01	III	<5	12	161	19	580	82	<5	10	13	55	9
Azu 17-08	III	<5	10	149	17	575	83	<5	10	12	55	16
Azu 17-11	III	<5	12	164	20	581	92	<5	11	11	59	14
Azu 16-01	IV	<5	12	169	18	500	101	<5	11	14	72	16
Azu 16-02	IV	<5	13	154	20	429	151	<5	21	17	57	13
Azu 16-03	IV	<5	13	173	24	481	114	<5	14	16	77	14
Azu 16-06	IV	<5	13	171	19	495	102	<5	12	15	73	15
Azu 16-08	IV	<5	13	166	14	479	110	<5	12	15	72	10
Azu 16-09	IV	<5	13	179	24	485	100	<5	11	14	75	14

< 5 : Bajo el límite de detección

Muestra	Unidad de Lava	Ni (ppm)	Co (ppm)	Mn (ppm)	Cr (ppm)	V (ppm)	F (ppm)	S (ppm)	Cl (ppm)	Sc (ppm)	Ba (ppm)
Azu 17-02	I	<5	7	531	22	94	545	279	189	12	769
Azu 17-04	I	<5	<5	527	23	91	555	272	249	14	721
Azu 17-05	I	<5	<5	486	30	83	408	284	136	12	648
Azu 16-04	II	<5	<5	446	16	67	444	355	117	10	675
Azu 16-05	II	<5	<5	628	11	104	517	365	270	14	766
Azu 16-10	II	8	13	701	104	134	369	426	281	18	653
Azu 16-11	II	<5	9	619	64	111	478	509	294	14	752
Azu 16-12	II	<5	9	606	62	108	453	373	322	14	742
Azu 16-13	II	<5	<5	480	18	76	339	333	312	9	827
Azu 15-01	II	5	<5	514	61	86	314	272	303	11	806
Azu 17-01	III	<5	<5	486	41	87	490	266	167	12	703
Azu 17-08	III	<5	5	570	55	104	508	585	165	16	610
Azu 17-11	III	<5	5	521	51	88	476	270	173	14	684
Azu 16-01	IV	<5	8	684	56	122	581	1649	266	17	726
Azu 16-02	IV	<5	5	570	13	103	650	747	463	12	708
Azu 16-03	IV	<5	9	740	12	140	650	482	280	17	755
Azu 16-06	IV	5	13	698	65	128	541	463	332	18	724
Azu 16-08	IV	<5	8	662	53	125	496	365	291	15	729
Azu 16-09	IV	<5	9	663	55	123	496	465	316	16	739

< 5 : Bajo el límite de detección

ANEXO E

DIFRACTOGRAMAS DE RAYOS X

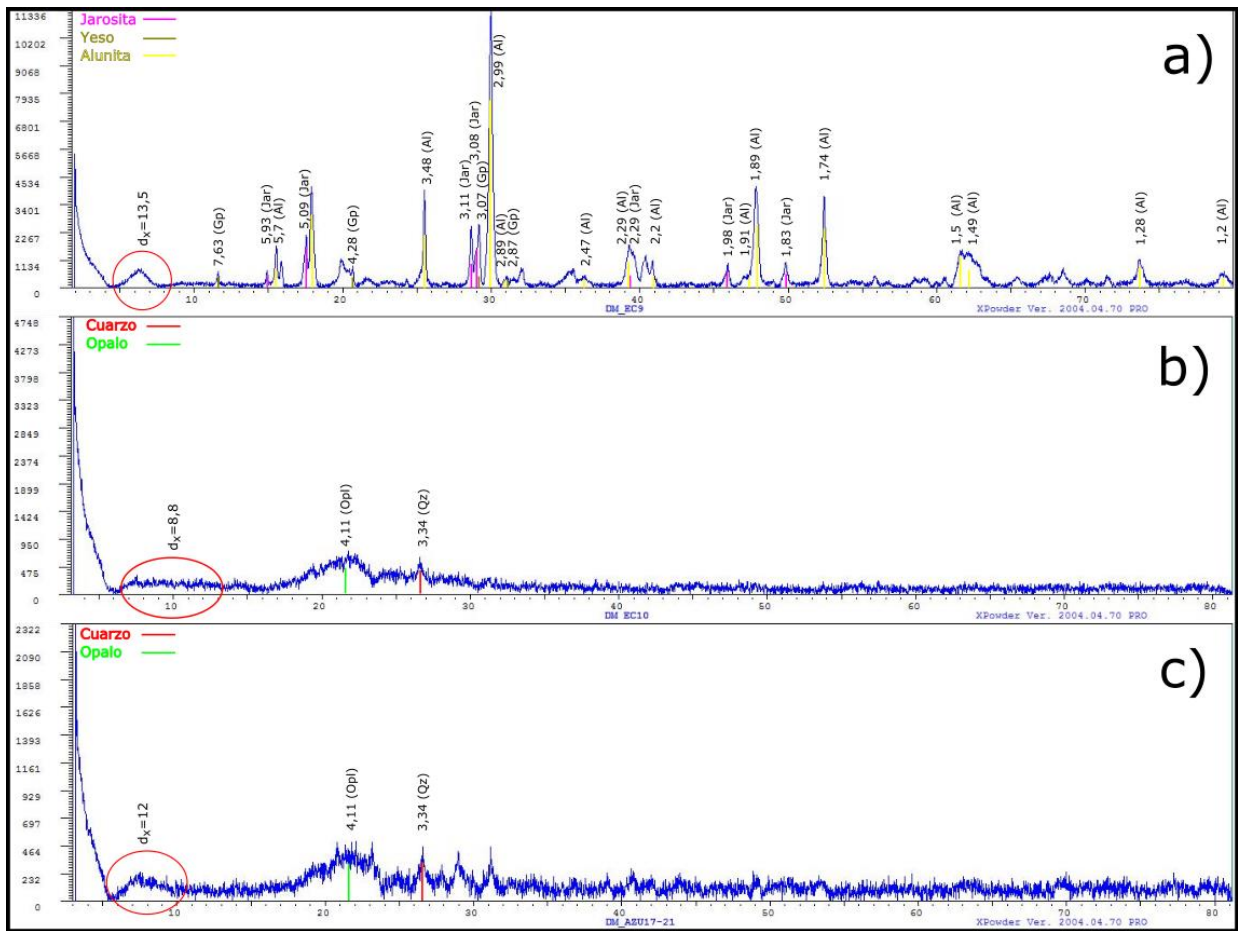


Figura 58: Difractogramas entregados por el software Xpoder para las muestras de roca total EC 9 en a), EC 10 en b) y Azu 2017 021. En ellos se expone la presencia de fases cristalinas correspondientes a jarosita (Jar), yeso (Gp), alunita (Al), cuarzo (Qz) y ópalo (Opl). Adicionalmente se evidencia la presencia de otras fases no identificadas (círculo rojo).

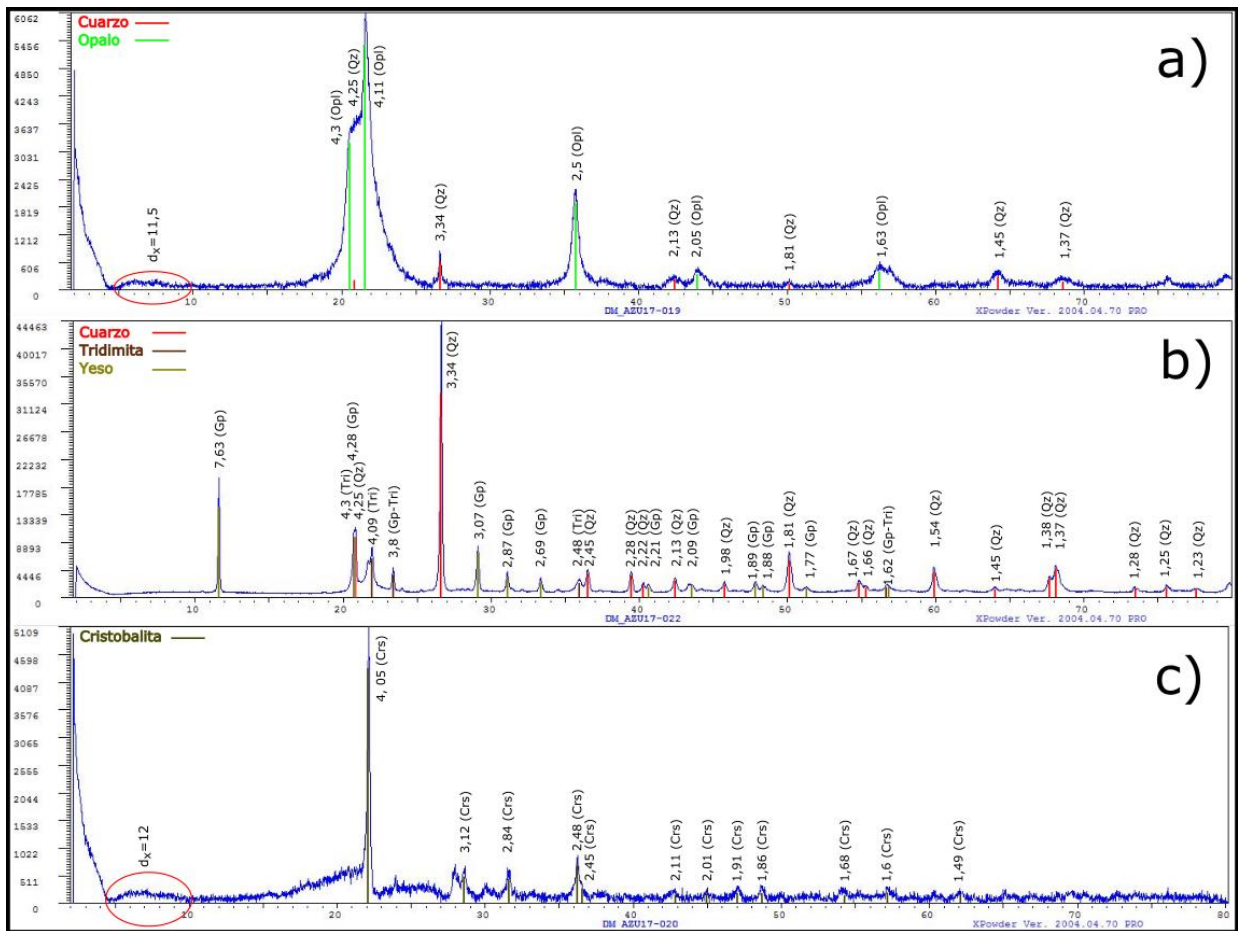


Figura 59: Difractogramas entregados por el software Xpoder para las muestras de roca total Azu 17 019 en a), Azu 17 022 en b) y Azu 17 020 en c). En ellos se expone la presencia de fases cristalinas correspondientes a cuarzo (Qz), ópalo (Opl), cristobalita (Crs), tridimita (Tri) y yeso (Gp). Adicionalmente evidencia la presencia de otras fases no identificadas (círculo rojo).

