

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y PETROGRÁFICA DE LOS
DEPÓSITOS VOLCANOCLÁSTICOS DEL VOLCÁN SUMACO, PROVINCIA DE
NAPO Y ORELLANA; UN APORTE EN LA PREPARACIÓN DEL PRIMER MAPA
DE AMENAZAS VOLCÁNICAS DEL SUMACO.**

**TRABAJO DE INVESTIGACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO
DE INGENIERA GEÓLOGA**

JHOVANA ELIZABETH PUMA LOOR

jhovana.puma@epn.edu.ec

Directora: PATRICIA ANN MOTHEs, Msc.

pmothes@igepn.edu.ec

QUITO, DICIEMBRE 2022

DECLARACIÓN

Yo, JHOVANA ELIZABETH PUMA, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.


A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su reglamento y por la normatividad institucional vigente.



JHOVANA ELIZABETH PUMA LOOR

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por JHOVANA ELIZABETH PUMA LOOR, bajo mi supervisión.



Msc. Patricia Ann Mothes

Directora del Proyecto

DEDICATORIA

A mi madre, Ellie

A mi hermano, Teo

“The mind has a thousand eyes,

And the heart but one:

Yet the light of a whole life dies

When love is done.”

— Francis William Bourdillon

AGRADECIMIENTOS

Bueno para empezar, me encontraba yo escuchando música mientras realizaba este trabajo y saltó la canción “Five Years”, una de mis favoritas de David Bowie, la cual tiene una frase que me parece perfecta para resumir esta sección “I never though I’d need so many people”, y con eso dicho quiero agradecer a todas esas personas, que hasta que me puse a meditarlo, me di cuenta que eran muchísimas.

A mi mamá, Ellie, sin todo tu apoyo esto nunca hubiera sido posible, eres el puro ejemplo de garra y perseverancia, te agradezco por todo lo que soy, y espero siempre hacerte sentir orgullosa de la hija que tienes.

A mis tías, Marcia, Angélica, Amelia, a mi abuelita Inés e Ian por sus enseñanzas, por nunca dejarme sola, por su compañía a pesar de la distancia, sé que siempre podré confiar en ustedes y que me apoyarán en cada decisión que tome en el futuro.

A todos y cada uno de los miembros de mi familia, su apoyo siempre ha sido muy importante para mí.

A mi directora de tesis, Msc. Patricia Mothes, siempre estaré eternamente agradecida, por toda su comprensión, su paciencia, tiempo y sobre todo la confianza y motivación que me ha brindado en cada momento de la realización de este trabajo.

Al Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, sobre todo a todas las personas que siempre estuvieron dispuestas a ayudarme para poder completar este trabajo.

Teo, “my partner in crime” desde el 2002, a parte de mi hermano, eres mi mejor amigo, gracias por siempre estar para mí, por ser mi cómplice, nunca juzgarme, siempre escucharme y debatir de todo conmigo, así sea la cosa más tonta, te quiero muchísimo.

Aldo, gracias por estar siempre pendiente de mí, por ser mi roca con todas esas palabras acertadas que evitaban que me rinda cuando más triste me sentía, por todo el amor que siempre me demuestras creyendo en mí, pero sobre todo, haciendo que yo crea en mí misma, eres la

coincidencia más bonita y una de las personas más importantes en mi vida, y espero seguir compartiendo contigo muchos años más, te amo mucho.

Abi, mi mejor amiga, por cada helado, perreo intenso y pizza, cada que nos rompían el corazón, no solo nuestras parejas, sino la Poli en general, toda la vida universitaria no hubiera sido lo mismo sin ti, te quiero mucho y estoy super orgullosa de ti.

Romel, Daya Q., Thalu, Benja, Gian, Gaby M., nunca olvidaría todo el apoyo moral que me brindaron en diferentes momentos de mi carrera, gracias por soportar tantos llantos y quejas, pero también por estar para celebrar cada pequeño triunfo, siempre los llevaré en mi corazón.

A todas esas increíbles personas que conocí en nuestra amada alma máter, Anita A., Marjou, Kelly, Liz P., Gi G., Vane, gracias por hacer más llevadera y divertida esta etapa, al final no fue inalcanzable, con esfuerzo y perseverancia todo se puede lograr.

A todos mis maestros a lo largo de la carrera, por enseñarme a comprender y amar la geología, agradezco cada conocimiento y experiencia compartidos, por su vocación y contribución para formar profesionales de excelencia. Gracias por tanto.

Finalmente me gustaría agradecerle a mi pequeña compañera peluda incansable de insomnio, por darme calor en esas frías noches quiteñas, por sus golpecitos con la nariz para que no me duerma, y por dejarme abrazarla cada que me sentía frustrada. ¡Geisha, al fin lo logramos!

Este trabajo ha beneficiado al proyecto grupal de investigación del Vicerrectorado (PIRG-19-12), cuya directora fue Patricia A. Mothes. El nombre del proyecto es “Estudio, Identificación, Caracterización y Evaluación de los Productos Eruptivos del Volcán Sumaco”.

TABLA DE CONTENIDO

DECLARACIÓN	II
CERTIFICACIÓN	III
DEDICATORIA	IV
AGRADECIMIENTOS	V
TABLA DE CONTENIDO	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
ÍNDICE DE TABLAS	XVI
RESUMEN	XVIII
ABSTRACT	XIX
CAPÍTULO I	1
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes	2
1.2 Justificativos	4
1.3 Objetivos	6
1.4 Alcance	7
1.5 Metodología	8
1.6 Descripción del área de estudio	9
CAPÍTULO II	13
2. MARCO TEÓRICO	13
2.1 Contexto geodinámico	13

VIII

2.2	Geología del volcán sumaco	18
2.3	Marco Tectónico y Geológico Local	22
CAPÍTULO III		29
3.	METODOLOGÍA	29
3.1	Estudio de Campo	29
3.2	Estudio Granulométrico	32
3.3	Estudio Petrográfico	36
3.4	Estudio Geoquímico	38
3.5	Estudio Geocronológico	41
CAPÍTULO IV		42
4.	RESULTADOS: DESCRIPCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS PERTENECIENTES AL SUMACO	42
4.1	Secciones Estratigráficas	42
4.2	Estudios Granulométricos	58
4.3	Estudios Petrográficos	64
4.4	Estudios Geoquímicos	104
4.5	Estudios Geocronológicos	121
CAPÍTULO V		125
5.	INTERPRETACIÓN	125
5.1	Interpretación	125
5.2	Discusión	136
CAPÍTULO VI		140
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	140
6.1	Conclusiones	140
6.2	Recomendaciones	143

BIBLIOGRAFÍA	145
ANEXOS	156
ANEXO I: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS DE LÁMINAS DELGADAS	156
ANEXO II: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS DE CENIZA	168
ANEXO III: DATOS DE ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS REALIZADOS EN LAS CENIZAS.	174
ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS (ELEMENTOS MAYORES)	177
ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS (ELEMENTOS MENORES)	177
ANEXO V: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS USADAS EN LOS ANÁLISIS PETROGRÁFICOS	178

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación de las zonas de estudio en la región del Volcán Sumaco, identificado con un triángulo verde. Los puntos de colores indican la ubicación de los sitios donde se realizaron los muestreos y los levantamientos estratigráficos (celeste, Pucuno Alto; rojo, Río Sapo; verde, Sendero Pacto Sumaco 1; fucsia, Sendero Pacto Sumaco 2; azul, Pachakutik; naranja, Oritoyacu). Además, los símbolos de las casas numeradas representan los refugios existentes en el ascenso a la cumbre del volcán; 1) Refugio Mirador, 2) Refugio Wawa Sumaco, 3) Refugio Pava Yacu. La línea circular en el mapa simboliza la cicatriz de deslizamiento del edificio volcánico. 10

Figura 1.2 Mapa Hidrográfico del Volcán Sumaco (Topografía tomada del IGM, 2015; MDT tomado del Centro Alemán de Datos de Detección Remota (DFD), resolución 30m). 12

Figura 2.1 Mapa del Valle Interandino su hidrografía y segmentación (tomado de Egüez y Aspdén, 1993)

Figura 2.2 Se observan las dos cicatrices de deslizamiento identificadas en el volcán Sumaco. La imagen **A)** Con una línea blanca entrecortada se puede observar la cicatriz del flanco occidental que divide a Paleo Sumaco de Sumaco Reciente con una apertura hacia el norte. **B)** Se puede observar la cicatriz más reciente que divide Sumaco Reciente de Sumaco Actual y que tiene un aspecto plano, sólo quedan aproximadamente 160m desde la cicatriz hasta la cumbre del edificio volcánico. (Fotografías aéreas tomadas por Ing. Patricio Ramón, IG-EPN; 28 de Enero de 2016, tomado de Salgado (2018)). 20

Figura 2.3 Morfología del volcán Sumaco. Se puede identificar las 3 fases evolutivas del volcán: Primera fase o PaleoSumaco, segunda fase o Sumaco Reciente y tercera fase o Sumaco Actual (Fotografía aérea tomada por Ing. Patricio Ramón, IG-EPN; 28 de enero de 2018) 21

Figura 2.4 Cono actual del volcán Sumaco, creció sobre los restos de la segunda fase del volcán o Sumaco Reciente. Mide aproximadamente 160 metros de altura. Es posible observar las antenas repetidoras (flechas blancas) instaladas en la cumbre del volcán, en su flanco Este. (Fotografía aérea tomada por Ing. Patricio Ramón - IGEPN; 28 de enero de 2016). 22

Figura 2.5 Fallas visibles e inferidas, en los alrededores del Volcán Sumaco (Egüez, 2003; Alvarado, 2012), tomado de Salgado (2019). 24

Figura 3.1 Mapa de ubicación de las muestras recolectadas en las campaña de campo, que resultaron en las 5 secciones estratigráficas realizadas en el presente estudio. En color celeste se indica Pucuno Alto, en rojo Río Sapo, en verde y fucsia Pacto Sumaco, en azul Pachakutik, y en anaranjado la Vía a Oritoyacu. 30

Figura 3.2 Imágenes del procedimiento llevado a cabo para (a) la limpieza de las muestras, (b y c) limpieza ultrasónica y secado de ceniza volcánica, coleccionada para el presente estudio. 32

Figura 3.3 Columna de tamices, que es el material que se utiliza para realizar el tamizado de cenizas. 33

Figura 3.4 Programa STF, en la columna de la izquierda se ingresan los valores de peso retenido para cada abertura de tamiz (ϕ). 34

Figura 3.5 Programa STF donde se muestra la curva granulométrica y el botón "Log Normal Statistics" que entrega los parámetros estadísticos de cada gráfica. 34

Figura 3.6 Programa SFT mostrando los parámetros estadísticos. 35

Figura 3.7 Histogramas de distribución para 9 muestras de cenizas. wt%: porcentaje en peso. Phi(ϕ): escala del tamaño de grano. 36

Figura 3.8 Curvas granulométricas de las facies proximales en las cenizas del volcán Sumaco. Porcentaje de material retenido en cada tamiz (wt. %) vs. Abertura del tamiz (ϕ) representado en formato "log-normal" Las muestras son pertenecientes a las secciones: Pachakutik, Oritoyacu, Rio Sapo, Pucuno Alto y Sendero Comunitario. 36

Figura 3.9 Se plotea la ubicación de las 9 muestras del Sumaco que fueron analizadas petrográficamente bajo microscopio con láminas delgadas. 37

Figura 3.10 Se muestra la ubicación de las 8 muestras de roca del Sumaco que fueron analizadas geoquímicamente. 40

Figura 3.11 Se plotea la ubicación de las 6 muestras de cenizas del Sumaco que fueron analizadas geoquímicamente. 40

Figura 4.1 Corte de Pachakutik en el que se pueden observar 5 capas, la capa de la base es visible en la siguiente Fig 4.2. Corte frente a la escuela /cancha cubierta, en la mitad del pueblo. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S). 44

Figura 4.2 Corte Pachakutik en el que se pueden observar 6 capas. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S). 44

Figura 4.3 Sección elaborada en el sector de Pachakutik, provincia de Napo, en un corte en frente de la escuela / cancha cubierta en la mitad del pueblo. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Minard Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova 45

Figura 4.4 a) Se puede ver el depósito caótico y los clastos subangulares de los que se toma la muestra de roca Sum-Pa-Jun21_#8, **b)** Podemos ver de cerca el depósito de caída del que se toma muestra, SUM-JP-01, **c)** Se ve más de cerca, en un color oscuro, la materia orgánica de la que se toma muestra para su posterior datación (SUM-EPN-34). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S). 45

Figura 4.5 Sección elaborada en un corte al costado del río Sapo, en el ascenso al Refugio Mirador del volcán Sumaco. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h: 1535 m). 48

Figura 4.6 Corte estratigráfico Río Sapo en el que se pueden observar 6 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m) 49

Figura 4.7 Corte de Río Sapo en el que se pueden observar 6 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535m). 49

Figura 4.8 Columna estratigráfica elaborada en la vía lastrada a Oritoyacu. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 206627 / 9918252 h: 1164m).

51

Figura 4.9 Corte de Oritoyacu en el que se pueden observar 2 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 206627 / 9918252 h: 1164m) 52

Figura 4.10 Sección estratigráfica realizada en Pucuno Alto, en el sendero del ascenso hacia el segundo refugio del volcán Sumaco. 0212121 / 9932709, 1709 msnm. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m). 54

Figura 4.11 Este corte que se encuentra a un lado del río Pucuno Alto, se aprecia de cerca el depósito de flujo piroclástico color marrón anaranjado, se tomó una muestra de esta ceniza (SUM-JP-07). Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m) 54

Figura 4.12 En esta imagen se puede observar el área donde se analizó el flujo piroclástico, se puede ver el río, que en su lecho fue de donde se tomó la muestra de roca del flujo de lava (SUM-PucAl_Oct21_#11). Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m). 54

XIII

Figura 4.13 Sección estratigráfica elaborada en el camino de la comunidad Pacto Sumaco, en el flanco sur del volcán Sumaco, en el Sendero Dos Mundos. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211585 / 9927849 h:1537 m). 56

Figura 4.14 Afloramiento que se encuentra a un costado de un riachuelo derivado del río Pucuno, se puede apreciar el depósito de flujo piroclástico de color marrón oscuro (SUM-JP-13) bajo una capa potente de suelo. Dentro se pueden observar restos de troncos carbonizados de los cuales se toma muestra, para su posterior datación (SUM-EPN-28). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m). 57

Figura 4.15 Se observa el depósito más de cerca, por lo que se puede ver que existen lentes de un material de caída más claro (color gris blanquecino) del cual también se toma muestra para su posterior análisis (SUM-JP-12). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m). 57

Figura 4.16 Flujo de lava (SUM-Ps_Jun21_#3) en el lecho del río que se encuentra a la base del depósito de flujo piroclástico encontrado en el sendero comunitario de Pacto Sumaco. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m). 57

Figura 4.17 Histogramas de frecuencia típicos para depósitos de caída, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Tomado de Lirer & Vinci (1991). 59

Figura 4.18 Muestra SUM-Ps_Jn21_#3, vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes vesículas irregulares, y un gran cristal de clinopiroxeno (titanoaugita) con inclusiones de minerales opacos, **B)** Un gran cristal de clinopiroxeno fracturado y con textura "sieve" de absorción ya casi convertido en hornblenda, a su lado un gran cristal subhedral de hauyna con un relieve muy marcado. 68

Figura 4.19 Muestra SUM-Pa_Jn21_#7, vista al microscopio (objetivo 2.5x)., **A)** Cristal grande de biotita cloritizada que aun mantiene su forma original, **(B)** Se puede apreciar la textura traquítica de la dirección de flujo que tienen las plagioclasas de la matriz y también se puede ver un cristal de biotita cloritizado con vidrio intersertal, **C)** Se puede observar grandes líticos holohialinos básicos de bordes irregulares, además se puede observar plagioclasas con maclas de Carlsbad y microinclusiones de apatita. 73

Figura 4.20 Muestra SUM-Pa_Jun21_#8, vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales de biotitas cloritizadas con microinclusiones de minerales opacos y apatita, **B)** textura seriada

o secuencial de las plagioclasas y feldespatos que se presentan en un agregado cumulo porfídico con una gradación continua de tamaños, **C)** se pueden apreciar fenocristales de plagioclasas bien desarrollados de distintos tamaños (textura seriada) con maclas polisintéticas y de Carlsbad. 76

Figura 4.21 Muestra SUM-Pa_Jn21_#9 vista al microscopio (objetivo 2.5x y 10x). **A)** Se pueden observar fenocristales de hornblenda transformándose en biotitas y a su vez, los cristales de biotita poseen coronas de alteración a clorita, **B)** Biotitas y cristales de hornblenda con coronas de oxidación, los feldespatos en general muestran texturas de reabsorción "sieve" **C)** Se pueden apreciar los distintos tipos de feldespatos, y sus maclas tipo Carlsbad y polisintéticas. 80

Figura 4.22 Muestra SUM-EPN-20 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales de hauyina con un color azul muy distinguible rodeadas de cristales de feldespato potásico y apatito con texturas sieve de reabsorción, **B)** Se pueden ver cristales de ortopiroxenos rodeando a un cristal de hornblenda con zonación que se presentan en agregados cumulo porfídicos consertales, **C)** Se puede apreciar un cristal muy grande de hauyina poiquilítico, con abundantes microinclusiones de pequeños piroxenos, plagioclasas y apatito en su interior. 85

Figura 4.23 Muestra SUM-Orit-Oct21_#10 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales e individuales marrones de titano-augita con una clara zonación, **B)** Se pueden ver un gran cristal de hornblenda en su cara longitudinal, con macla y zonación, además lo rodean varios cristales azulados pequeños de hauyina, **C)** se puede apreciar un cristal muy grande de hornblenda en su cara basal, el cual se encuentra zonado, se ven minerales opacos y apatito de gran tamaño y como inclusiones. 89

Figura 4.24 Muestra SUM-PucAl_Oct21_#11 vista al microscopio (objetivo 10x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales marrones de titano-augita con una clara zonación y macla de Carlsbad, y microinclusiones de minerales opacos. **B)** Cristales de titano-augita maclados en agregados consertales y con inclusiones de minerales opacos, los fenocristales de plagioclasa son escasos, sólo se observan en la matriz. **C)** se pueden apreciar cristales euhedrales de titano-augita con zonación y en agregados acumulados. 93

Figura 4.25 Muestra SUM-EPN-09 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Cristales de titano-augita anhedrales con zonación y ortopiroxenos en agregados cumulo porfídicos, en ambos se observan texturas de reabsorción, **B)** Se observa estructura amidgaloide de la roca, ya que algunas de sus vesículas están rellenas por cristales de cuarzo secundario, **C)** Cristales euhedrales de minerales opacos y pequeños cristales de biotita, que

seguramente son producto de alteración de hornblenda. La plagioclasa no cristaliza en fenocristales desarrollados, se encuentra solamente en la matriz junto con apatito y óxidos de hierro. 97

Figura 4.26 Muestra SUM-EPN-19 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar un gran cristal euhedral de titano-augita maclado y zonado junto a un cristal de hornblenda que se ve en su corte basal, están rodeados de vesículas aplanadas e irregulares, **B)** Hornblenda maclada junto con cristales de titano-augita en un agregado consertal cumulo porfídico, **C)** Titano-augita consertal poiquilítica (inclusiones de apatito) junto a un agregado de piroxenos de textura cumulo porfídica, **D)** Hornblenda en su cara longitudinal maclada y con zonación, la rodean varios cristales pequeños de hauyña que en su mayoría poseen bordes de oxidación, la plagioclasa no cristaliza más allá de la matriz. 101

Figura 4.27 Diagrama LOI vs SiO₂ 105

Figura 4.28 Diagrama Total Alkali Sílica (TAS) (Le Bas et al., 1986) que muestra el grupo de muestras menos diferenciadas (rojo) y el grupo de muestras más diferenciadas (azul) del Sumaco. 106

Figura 4.29 Diagrama SiO₂ vs. K₂O (Peccerillo and Taylor 1976). Se muestra las rocas del Sumaco pertenecientes a la serie shoshonítica. 108

Figura 4.30 Diagrama de elementos mayores con respecto al SiO₂. 111

Figura 4.31 Diagrama Spider de Elementos Traza para las rocas del Sumaco normalizados a la composición del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). 114

Figura 4.32 Diagrama Spider de Elementos de Tierras Raras (REE) para las rocas del Sumaco normalizados a la composición del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995) 115

Figura 4.33 Diagramas Harker de elementos traza (ppm) vs. Sílice (wt%). 118

Figura 4.34 Diagramas Harker de elementos traza (ppm) vs. Sílice (wt%) (continuación). 119

Figura 5.1 Variación de algunos elementos incompatibles para las lavas de los volcanes Sumaco y El Reventador, y de otros volcanes de los Andes Septentrionales ecuatorianos. (Tomado de Barragán & Baby (2004)) 127

Figura 5.2 Este depósito de avalancha se encuentra localizado en la nueva mina que se encuentra sobre el Río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211530 / 9921195, 1077 msnm. 129

Figura 5.3 Mapa que muestra las zonas con mayor riesgo de ser afectadas por la actividad volcánica en la región de Pacto Sumaco y Wawa Sumaco. El mapa se basa en la topografía de la zona y el análisis de las

muestras de depósitos volcánicos recolectadas. Las áreas más vulnerables se representan en verde y corresponden a las comunidades que se encuentran más cerca del cráter del volcán. Los cauces de flujos de lava y piroclásticos que podrían afectar estas zonas se muestran en rojo. Los refugios que se encuentran en el camino de ascenso a la cumbre, se representan con casitas de colores numeradas. Los cursos de agua se representan con líneas azules. 138

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Parámetros estadísticos de Folk & Ward (1957) y contenido (wt.%) de los componentes de las muestras de ceniza tomadas en campo. Mz: media. Md: mediana (Φ_{50}). Sigma-I: desviación estándar gráfica inclusiva (sorteo). SkI: asimetría inclusiva gráfica. KG: curtosis gráfica. 35

Tabla 4.1 Descripción simplificada de la muestra de ceniza volcánica SUM-JP-01, obtenida de la capa de depósito de caída. La muestra fue analizada en la sección Pachakutik después de ser limpiada con ultrasonido y secada, y se observó a través de una lupa binocular. 45

Tabla 4.2 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-04, SUM-JP-05 y SUM-JP-06. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Río Sapo y posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular. 48

Tabla 4.3 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-02 y SUM-JP-03. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Oritoyacu y posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular. 52

Tabla 4.4 Se realizó una descripción simplificada de la muestra de ceniza volcánica SUM-JP-07. Esta muestra fue obtenida de la capa de ceniza de la sección Pucuno Alto y posteriormente fue limpiada con ultrasonido y secada. Luego, se observó utilizando una lupa binocular. 53

Tabla 4.5 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-12 y SUM-JP-13. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Sendero Dos Mundos y

posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular.

56

Tabla 4.6 *Resumen de las dataciones radiométricas utilizadas en el presente estudio.* 121

RESUMEN

El estratovolcán Sumaco que está ubicado al nororiente del Ecuador, entre el límite provincial de Napo y Orellana. Es un edificio cónico que morfológicamente tiene dos cicatrices que demostrarían dos grandes avalanchas en su historia estructural, las cuales dividen al coloso amazónico en tres partes: PaleoSumaco, Sumaco Actual y Sumaco Reciente.

Este estudio de campo reveló una relación entre las erupciones anteriores de Sumaco y la actividad eruptiva esporádica. Ha habido erupciones más regulares en los últimos 4400 años, con depósitos de cenizas que se pueden descubrir a más de 20 km del viento principal y sus espesores miden alrededor de 0.25 m de potencia.

Las secciones estratigráficas examinadas en las laderas exteriores del volcán revelaron al menos cuatro depósitos principales de caída de ceniza correspondientes a la actividad de Sumaco. Las capas de ceniza contienen pómez con cristales de biotita, clinopiroxeno, plagioclasa y trazas de anfíbol, con líticos grisáceas con fenocristales de piroxeno y cristales de plagioclasa de composición andesítica. Además, se han identificado tres depósitos de avalanchas (DAE-Guamaní, DAE-Payamino y DAE-MPucuno), tres flujos de lava (F.L-Pacto Sumaco, F.L-Pucuno Alto, F.L-Río Pucuno”, y cuatro depósitos de flujos piroclásticos (F.P Oritoyacu, F.P. Río Sapo, F.P Pucuno Alto, F.P. Sendero Pacto Sumaco) y un flujo de oleada piroclástica (F.P-JP12-Sendero Pacto Sumaco).

Se concluyó el estudio, relacionando estos depósitos a los espacios de tiempo en los que ocurrieron las 3 fases estructurales de formación del cono actual del volcán, haciendo uso de estudios geoquímicos, granulométricos, petrográficos y dataciones de radiocarbón en restos vegetales carbonizados hallados en los depósitos.

ABSTRACT

The Sumaco stratovolcano is located to the northeast of Ecuador, between the provincial limit of Napo and Orellana. It is a conical edifice that morphologically has two scars that are testimony of two major collapse events in its structural history, which divide the Amazonian colossus into three parts: PaleoSumaco, Current Sumaco, and Recent Sumaco.

This field study revealed a relationship between previous eruptions at Sumaco and sporadic eruptive activity. There have been more regular eruptions in the last 4,400 years, with ash deposits that can be discovered more than 20 km from the main vent and measure up to 0.25 m in thickness.

Examined stratigraphic sections on the outer slopes of the volcano revealed at least four major ashfall deposits corresponding to Sumaco activity. The ash layers contain pumice with crystals of biotite, clinopyroxene, plagioclase and traces of amphibole, with greyish lithics of andesitic composition, with phenocrysts of pyroxene and plagioclase crystals. In addition, three avalanche deposits have been identified (DAE-Guamaní, DAE-Payamino and DAE-MPucuno), three lava flows (F.L-Pacto Sumaco, F.L-Pucuno Alto, F.L-Río Pucuno), four pyroclastic flow deposits (F.P Oritoyacu, F.P. Río Sapo, F.P Pucuno Alto, F.P. Sendero Pacto Sumaco) and one pyroclastic surge flow (F.P-JP12-Sendero Pacto Sumaco).

The study concluded, relating these deposits to the periods of time in which the 3 structural phases of formation of the current cone of the volcano occurred, making use of geochemical, granulometric, petrographic studies and radiocarbon dating in charred plant remains found in the deposits.

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

La localización de Ecuador en el cinturón de Fuego del Pacífico, una zona tectónicamente activa, ocasiona una alta frecuencia de sismos de gran magnitud y cantidad de volcanes en la región. El país cuenta con al menos 84 centros volcánicos pertenecientes al período geológico Plio-Cuaternario que forman su arco volcánico en el continente (Bernard & Andrade, 2011). En el contexto de la peligrosidad volcánica en países con alta actividad sísmica y volcánica, varios estudios destacan la importancia de la recopilación de información detallada para mejorar la comprensión de los volcanes y su comportamiento. Por ejemplo, según la investigación de Siebert et al., (2010), enfatizan que es esencial mejorar la comprensión de los procesos que controlan la actividad volcánica para reducir los riesgos asociados con los volcanes.

Asimismo, en un estudio realizado por Cioni et al., (2014), se enfatiza que la comprensión de la actividad y el comportamiento de los volcanes requiere la recopilación de datos detallados, interpretados y visualizados adecuadamente para poder distinguir entre los períodos de construcción y destrucción de las estructuras volcánicas.

Por lo tanto, dada la alta actividad volcánica y la presencia de volcanes potencialmente activos en nuestro país, es fundamental contar con información detallada y precisa para comprender mejor el origen y comportamiento de estas estructuras volcánicas y reducir los riesgos asociados con su actividad.

1.1 Antecedentes

El área de estudio es el volcán Sumaco (0, 54° S; 77, 63° W) localizado al nororiente del Ecuador entre las provincias de Napo y Orellana a 105 kilómetros al Sureste de Quito, y a 35 kilómetros al NW de la ciudad de Loreto, provincia de Orellana (Salgado, 2019). Sumaco es un estratovolcán compuesto por un cono simétrico que se eleva 3830 msnm. Se encuentra ubicado en la Zona Subandina Norte del Ecuador definida principalmente por tres volcanes adicionales: Yanahurco, Pan de Azúcar y Reventador. (IGEPN, 2018).

Las lavas del volcán Sumaco poseen características mineralógicas distintas, por este motivo importantes estudios (Garrison, et al., 2018); (Salgado, 2019) se han realizado en el campo petrográfico y geoquímico. Sin embargo, aún no se conoce en su totalidad la evolución estructural del edificio volcánico ni del rango mineralógico de las rocas vinculadas al volcanismo del Sumaco. La densa vegetación y la carencia de accesos debido a su remota ubicación han limitado el desarrollo de las investigaciones. El pueblo más cercano a partir del cual se puede realizar el recorrido al volcán es Pacto Sumaco (1530 msnm), desde donde inicia el sendero del Parque Nacional Sumaco Napo Galeras (PNSNG) que conduce hacia la cima del volcán. La caminata de ascenso consiste en 3 días y la de descenso de 2 días debido a las características selváticas y lluviosas del lugar, siendo indispensable una buena condición física (Salgado, 2019). Los estudios (Garrison et al., 2018 ; Eissen et al., 2002) más relevantes con respecto a la petrografía y geoquímica de las lavas del volcán Sumaco han determinado que estas se clasifican en dos grupos; 1) rocas de serie fonolítica, que están caracterizadas por una geoquímica de serie alcalina, altos contenidos de azufre (505-843 ppm), asociaciones minerales de haiyna + titanaugita, y concentraciones elevadas de elementos traza, algo que no es muy típico en los volcanes ecuatorianos que ya han sido descritos, 2) rocas de la serie picrobasaltos-basanitas que tienen bajos contenidos en azufre, y son las menos diferenciadas (Garrison et al., 2018). Las lavas en la cima del Sumaco son de color gris, con estructura masiva y textura

porfídica, presentan cristales de piroxeno 1 a 2 mm de tamaño, fenocristales de plagioclasa de 2 mm y cristales de haüyna azul zafiro de tamaño milimétrico. (Salgado, 2019).

La ocurrencia de lavas básicas y ultrabásicas en el trasarco, más notablemente en el Sumaco, sugiere un “magma padre” derivado del manto relativamente primitivo, no afectado por asimilación cortical, ya que isotópicamente los valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son menos radiogénicos que las lavas de arco frontal, que, si son comparadas con el Sumaco, vemos que este tiene la menor concentración de Sr y Nd radiogénico del arco ecuatoriano, composición isotópica que coincide con la de los basaltos de las Islas Galápagos y Carnegie Ridge, lo que implicaría una fuente de manto superior similar a la inferida para el arco frontal, pero con grados más bajos de asimilación cortical (Rosenbaum et al., 2019). La posición del volcán Sumaco inmediatamente por encima del gap sísmico y al norte del segmento del slab deformado, junto con las observaciones sísmicas y geoquímicas, pueden sugerir que la localización de lavas geoquímicamente anómalas en el volcán Sumaco está intrínsecamente ligada a la extensión espacial de la estructura identificada de slab desgarrado.

El desgarro del slab, junto con el flujo poloidal del manto, aumentó la propensión al melting del slab y facilitó el rápido ascenso del melt alcalino de baja viscosidad (Rosenbaum et al., 2019).

Eissen et al., (2002) realiza una breve descripción morfológica del volcán Sumaco, la cual evidenciaría por lo menos un gran evento de avalancha gracias a la cicatriz semi-circular que aún es visible en la topografía del flanco noreste del edificio volcánico, además su cono regular bien preservado sugeriría actividad volcánica reciente. Siguiendo esta línea, Salgado (2019) realiza un análisis morfológico del edificio volcánico y de las zonas donde se originaron las avalanchas, además caracteriza y describe de mejor manera los depósitos de avalanchas, cenizas, lodo y escombros, así como la mineralogía de algunos depósitos volcánicos, (depósitos de flujos piroclásticos), encontradas en los alrededores del cono.

La importancia del presente estudio radica en investigar a mayor profundidad los depósitos volcanoclásticos y llevar a cabo una descripción geológica, vulcanológica, petrográfica y geoquímica, conjuntamente con estudios de láminas delgadas en laboratorio, con el objetivo de contribuir a la evaluación de las amenazas potenciales existentes, así como apoyar a la creación del nuevo mapa de amenazas volcánicas a realizarse en el Instituto Geofísico, lo cual es de gran interés para los habitantes de los lugares más amenazados como Pacto-Sumaco, Loreto y Ávila Viejo (Salgado, 2019).

1.2 Justificativos

1.2.1 Justificación Teórica

El Sumaco es un volcán cuyas lavas son de composición alcalina y que ha sido objeto de escasos estudios petrológicos (Salgado, 2019; Garrison et al., 2018). Debido a su ubicación remota, se conoce poco sobre su desarrollo estructural y su historia eruptiva reciente. Esto justifica la necesidad de realizar el presente estudio con el objetivo de contribuir al conocimiento del volcán, ya que se desconoce en gran medida las características de los productos volcanoclásticos producidos por el Volcán Sumaco. Particularmente, en este estudio propuesto se concentrará en una evaluación de los aspectos granulométricos de los depósitos de flujos piroclásticos.

Se propone establecer una relación entre la geoquímica de la pómez encontrada en los flujos piroclásticos con otros productos eruptivos ya analizados, además, se busca vincular los líticos en los flujos piroclásticos con las lavas. Por otro lado, un estudio de las láminas delgadas de los componentes líticos de las avalanchas causadas por los colapsos de los flancos podría proporcionar información valiosa para determinar la etapa del desarrollo del volcán en la que ocurrieron estos eventos. Este aspecto reviste una gran importancia ya que, según Salgado (2019), los productos más recientes contienen cristales de los minerales hñüyna + titanoaugita.

La información obtenida servirá como referencia para establecer si las avalanchas ocurrieron en una etapa temprana o tardía del desarrollo del volcán Sumaco.

1.2.2 Justificación Metodológica

El estudio geológico de un volcán es la base para el entendimiento de su desarrollo estructural y su historia eruptiva. Un estudio geológico requiere de herramientas como jornadas de campo para la recolección de muestras, así como para reconocer la zona y poder llegar a mejores conclusiones. Además, se realizará los estudios granulométricos de las muestras recolectadas de depósitos representativos del volcán, los cuales son estándares y muy importantes para conocer la naturaleza de los depósitos. Se llevará a cabo un análisis exhaustivo de las muestras utilizando diferentes técnicas petrográficas y geoquímicas. Se realizarán descripciones macroscópicas y en lámina delgada de las muestras de roca, análisis granulométricos y análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y elementos traza de muestras representativas. Estos análisis se realizarán en laboratorios internacionales para garantizar la calidad y precisión de los resultados obtenidos. Con el fin de establecer correlaciones mediante el estudio geoquímico y de láminas delgadas para determinar si existe alguna similitud entre varios depósitos de escombros de avalanchas. Esto permitirá esclarecer los diferentes procesos geológicos que ocurrieron durante el desarrollo del cono y sus principales productos eruptivos.

1.2.3 Justificación Práctica

Los estudios geológicos de los volcanes proporcionan información esencial para una evaluación precisa de las posibles amenazas volcánicas. Las investigaciones llevadas a cabo en productos volcanoclásticos del volcán Sumaco, por medio del estudio de los aspectos granulométricos, geoquímicos y láminas delgadas contribuyen al conocimiento sobre este volcán. Los fenómenos eruptivos asociados al volcán Sumaco podrían representar futuras

amenazas para los habitantes e infraestructura principalmente de las comunas Pacto Sumaco (provincia de Napo), Ávila y Ávila Viejo (provincia de Orellana, cantón Aguarico) y en la ciudad de Loreto (provincia de Orellana).

Este trabajo contribuirá a la evaluación de las amenazas asociadas al volcán Sumaco, lo cual es esencial para reducir la vulnerabilidad frente a posibles amenazas volcánicas en las comunidades cercanas. La reducción de la vulnerabilidad puede lograrse mediante la implementación de una combinación de medidas preventivas, planificación de emergencias, educación y conciencia pública, y monitoreo continuo del volcán. De esta manera, se puede mejorar la capacidad de respuesta ante posibles emergencias y contribuir a la gestión de riesgo.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo General

Contribuir a la realización del nuevo mapa de amenazas volcánicas del Instituto Geofísico, mediante el estudio y descripción geológica, petrográfica y geoquímica de los productos eruptivos del volcán Sumaco.

1.3.2 Objetivos Específicos

1. Realizar campañas de campo de reconocimiento y un muestreo exhaustivo de los productos eruptivos del volcán Sumaco en las zonas aledañas al volcán, para su posterior análisis geológico, petrográfico y geoquímico.
2. Realizar un análisis microscópico y macroscópico detallado de las muestras de roca y ceniza recolectadas en campo para describir la composición mineralógica de los diferentes productos eruptivos recolectados y determinar su pertenencia al volcán Sumaco.
3. Caracterizar y describir los productos eruptivos del volcán Sumaco, que se transportan gravitacionalmente, para establecer sus características mediante análisis

granulométricos, con el objetivo de identificar las fracciones más susceptibles de generar peligros volcánicos y obtener información relevante sobre las características de estos productos.

4. Identificar las diferentes fases eruptivas del volcán Sumaco a través del análisis de las muestras de productos eruptivos recolectados y determinar la etapa de desarrollo del edificio volcánico a la que pertenecen.
5. Evaluar la amenaza potencial que presenta el volcán Sumaco en función de la información obtenida a partir de los estudios geológicos, petrográficos y geoquímicos realizados, contribuyendo así a la actualización del mapa de amenazas volcánicas del Instituto Geofísico.

1.4 Alcance

- Análisis petrográfico de las muestras recolectadas en las campañas de campo, con el objetivo de realizar una descripción de las muestras de mano (9 muestras).
- Análisis cualitativo y cuantitativo de las muestras mencionadas anteriormente en forma de láminas delgadas bajo microscopio petrográfico (9 muestras).
- Caracterización bajo lupa binocular de las diferentes capas de ceniza identificadas en los 5 sitios estudiados.
- Análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas de las muestras recolectadas (15 muestras).
- Elaboración de secciones estratigráficas de los sitios muestreados en los alrededores del Volcán Sumaco con el fin de caracterizar los afloramientos de capas de ceniza.
- Dataciones de material orgánico mediante datación radiométrica de ^{14}C para datar material orgánico (7 muestras) carbonizado sacado de los flujos piroclásticos, para

obtener información de la actividad eruptiva reciente, durante la época histórica, y qué flujos piroclásticos y lahares han bajado por los flancos del volcán.

1.5 Metodología

- Recopilación y análisis de información bibliográfica sobre actividades previas. Esto incluye la revisión de publicaciones científicas nacionales e internacionales, estudios regionales y locales realizados en la zona de estudio, así como el análisis de cartografía topográfica y geológica a escala 1:25.000 y 1:50.000, DEM, entre otros datos relevantes. Es importante destacar el trabajo de Salgado (2019), que proporciona información detallada sobre los depósitos volcanoclásticos en el volcán. Este conocimiento previo es fundamental para la exploración, investigación y planificación de las campañas de campo.
- Visitas de campo locales para estudiar las áreas más accesibles, con el fin de reconocer y describir los afloramientos e identificar los diferentes productos volcánicos (avalanchas y flujos piroclásticos), tanto en Pacto Sumaco, como en la zona del flanco sur y buscar evidencia de actividad volcánica reciente.
- Análisis y procesamiento de las muestras de roca obtenidas en campo (9 láminas delgadas y 15 análisis geoquímicos) para describir a detalle tanto macroscópicamente como microscópicamente en lámina delgada para identificar si pertenecen al volcán Sumaco y si son pulsos diferentes.
- Análisis de radiocarbono y geoquímicos de roca total (elementos mayores, menores y trazas) en laboratorios internacionales que luego se procesaron usando Excel para realizar las tablas y los cálculos pertinentes (promedios, gráficos, etc).

- Identificación de los componentes de los flujos piroclásticos, mediante el uso de una lupa binocular para examinar muestras de ceniza. Antes de la observación, las muestras se sometieron a una limpieza con limpiador ultrasónico durante 5 minutos para separar, en la medida de lo posible, la ceniza volcánica de los componentes orgánicos, así como de otros contaminantes como trozos de tallos, raíces y hojas. Las muestras se secaron al aire libre antes de someterlas a un análisis de componentes bajo la lupa binocular. Además, se realizaron análisis granulométricos mediante un tamizaje de las muestras.

1.6 Descripción del área de estudio

1.6.1 Localización

El volcán Sumaco se encuentra en el Parque Nacional Sumaco Napo-Galeras, en la región sur del levantamiento Napo de Ecuador. Con una altura de 3830 metros sobre el nivel del mar, se encuentra a una distancia de aproximadamente 105 kilómetros al sureste de la capital ecuatoriana, Quito. La localización de las zonas de estudio donde se realizaron los levantamientos estratigráficos se indica mediante puntos de colores en la Figura 1.1.

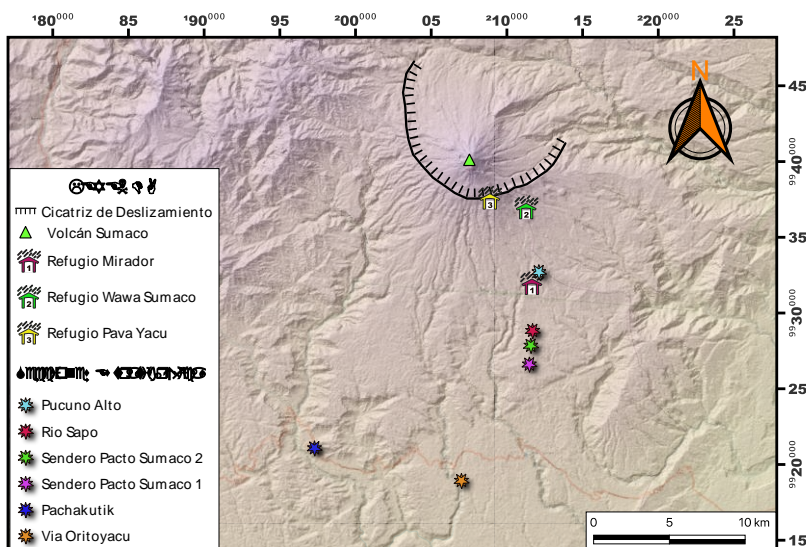


Figura 1.1 Mapa de ubicación de las zonas de estudio en la región del Volcán Sumaco, identificado con un triángulo verde. Los puntos de colores indican la ubicación de los sitios donde se realizaron los muestreos y los levantamientos estratigráficos (celeste, Pucuno Alto; rojo, Río Sapo; verde, Sendero Pacto Sumaco 1; fucsia, Sendero Pacto Sumaco 2; azul, Pachakutik; naranja, Oritoyacu). Además, los símbolos de las casas numeradas representan los refugios existentes en el ascenso a la cumbre del volcán; 1) Refugio Mirador, 2) Refugio Wawa Sumaco, 3) Refugio Pava Yacu. La línea circular en el mapa simboliza la cicatriz de deslizamiento del edificio volcánico.

1.6.2 Morfología e Hidrografía

El análisis de la morfología permite comprender la acción diferenciada de los mecanismos de formación, favoreciendo o no la remoción, adición, transformación y translocación de suelo o material fuente.

Sumaco es un estrato volcán cónico activo con un área de aproximadamente 250 km², que se levanta sobre los restos dejados por el colapso de un primer edificio volcánico que dejó un gran cráter abierto al nororiente donde consecuentemente se depositaron los productos de la subsecuente erupción. El vistoso cono actual que compone a la imponente cumbre surgió desde el interior de esta antigua caldera, siendo fruto de una actividad volcánica continuada provocada por colapsos y reconstrucciones (Ramón P. , 2012).

La cima de esta elevación tiene un cráter con dimensiones reducidas de 100m de diámetro, y dentro se pueden observar pequeñas estructuras de domos de lava y conos parásitos producto de erupciones con edades desconocidas; que por su nivel de erosión parecen ser de edades jóvenes, ocasionalmente se observa en su interior un lago alimentado por las continuas lluvias de la Amazonía. Sus dimensiones son de 20km en la base y 2.2 km de altura (desde la base hasta la cima) (Garrison et al., 2018).

El volcán Sumaco se encuentra alejado de la cordillera principal de los Andes, que se levanta en las planicies del Amazonas. En la descripción general de la región realizada por Wasson & Sinclair (1927), se afirma que el volcán se creó después del depósito del último estrato cretácico en su base, basados en las observaciones de que la base del volcán estaba

compuesta por rocas sedimentarias que pertenecían a la Formación Cretácica, la cual es conocida por contener el último estrato cretácico en la región.

Sin embargo, Wasson & Sinclair (1927) también observaron que las rocas sedimentarias que forman la base del volcán estaban cortadas por diques de lava, lo que sugiere que la actividad volcánica ocurrió después de la deposición de las rocas sedimentarias cretácicas en la región.

Su condición no erosionada indica que su origen es bastante reciente y de acuerdo a comparaciones realizadas entre los años de 1865 y 1925 de las condiciones del cráter por Colony & Sinclair (1928), se cree que debió haber habido actividad eruptiva entre esas fechas.

El Parque Nacional Sumaco Napo-Galeras es parte del conjunto constituido por el volcán Sumaco y por los cerros Negros y Pan de Azúcar, de los cuales nace una red hidrográfica importante que alimenta a los ríos Napo y Coca que son afluentes de la cuenca del gran Río Amazonas.

El Volcán Sumaco tiene varios drenajes importantes que lo rodean:

Rodeando al flanco norte tenemos el Río Suno que nace del Cerro Pan de Azúcar, es alimentado por el Río Molino y fluye hacia el este.

Hacia el Este y paralelo al río Suno, naciendo desde la cumbre, encontramos al Río Chacayacu. Hacia el sureste, tenemos algunos afluentes que no nacen directamente de la cumbre, que son el Río Huataracu y el Río Pingullo que se dirigen hacia el este, y al Río Pucuno que, si bien al principio se dirige hacia el sur, posteriormente cambia de dirección hacia el este.

En el flanco sur tenemos algunos ríos que, si bien no nacen desde el Sumaco como tal, son afluentes importantes como el Río Hollín Grande (que aguas abajo se conecta con el Río Guamaní, el río naciente desde la cumbre del Sumaco en el flanco sur), Río Chaloayacu y Río Guagua Pucuno (Figura 1.2).

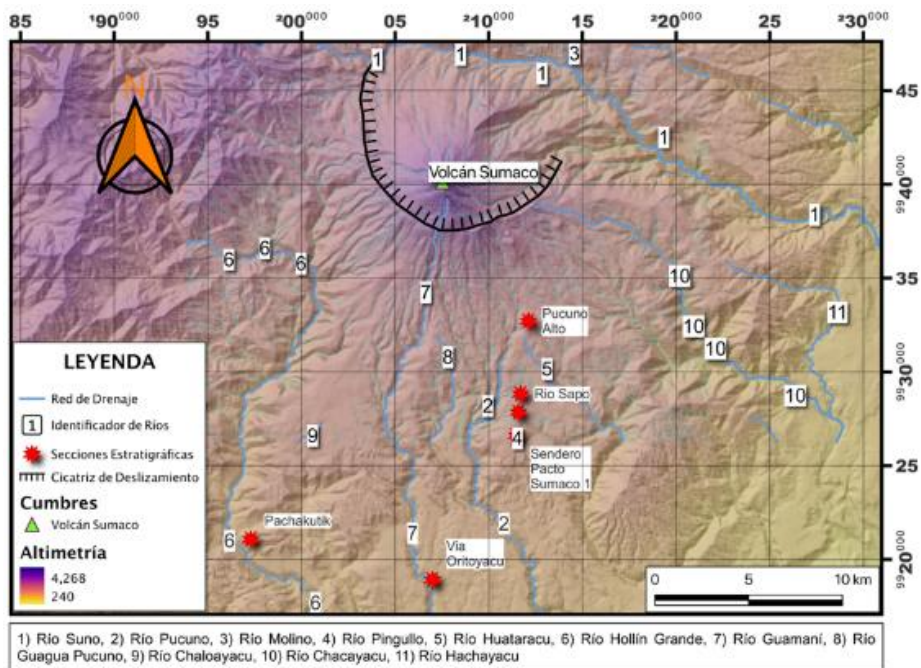


Figura 1.2 Mapa Hidrográfico del Volcán Sumaco (Topografía tomada del IGM, 2015; MDT tomado del Centro Alemán de Datos de Detección Remota (DFD), resolución 30m).

CAPÍTULO II

2. MARCO TEÓRICO

2.1 *Contexto geodinámico*

Los Andes ecuatorianos actualmente están dominados por un contexto geodinámico de margen convergente activo, ya que se produce la subducción de la Placa Nazca bajo la Sudamericana (Pennington, 1981; Ego et al., 1996; White et al., 2003; Lonsdale, 2005) a una velocidad de 56 mm/año (Nocquet et al., 2014 , Trenkamp et al., 2002).

Además, la Cordillera de Carnegie al ser producida por el Hotspot de las Galápagos, también se subduce bajo la costa de Ecuador (Yepes et al., 2016), lo que produce un cambio geoquímico en el arco volcánico (Gutscher et al., 1999; Bourdon et al., 2002).

Se ha debatido intensamente sobre la edad del momento en el que Carnegie empezó la subducción, pero las edades principales son 4-5 Ma (Collot et al., 2017), 9 a 15 Ma (Spikings et al., 2001), 6 a 8 Ma (Gutscher et al., 1999) y 1 a 2 Ma (Lonsdale et al., 1978, Witt et al., 2006).

Aunque no se tenga clara, la edad de subducción se piensa que Carnegie ya ha penetrado alrededor de 300 a 500km por debajo de los Andes Ecuatorianos (Yepes et al., 2016), lo que resultaría en la elevación de la superficie costera (Hidalgo et al., 2012; Michaud et al., 2009; Hall et al., 2008, Samaniego et al., 2005, Bourdon et al., 2003; Gutscher et al., 1999).

Debido a la dominancia de la convergencia de estas dos grandes placas tectónicas anteriormente mencionadas, converge también el Bloque Norandino (BNA) que comprende todo el territorio del Norte del Ecuador, Colombia y Venezuela, dirigiéndose hacia el NNE a razón de 7.5-9.5 mm/año (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al., 2014) a lo largo de un sistema de fallas inversas y transcurrentes, conocido como el Sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (Alvarado et al., 2016).

2.1.1 Volcanismo Cuaternario en el Ecuador

Los Andes ecuatorianos se componen de al menos 84 centros eruptivos plio-cuaternarios (Hall et al., 2008) entre extintos (sin registrar erupción desde Pleistoceno-Holoceno 11.700 años, potencialmente activos (última erupción durante el Holoceno), activos (durante periodo histórico post 1532 AD), en erupción (en los últimos 2 años) (IG-EPN, 2021; Ramón et al., 2021). La cordillera de nuestro país forma parte del Northern Volcanic Zone (NVZ), la cual se ubica entre 1°N (Chiles- Cerro Negro) y 2°S (Sangay) (Harmon et al., 1984).

El Ecuador está dividido en 4 columnas alineadas paralelamente, que se encuentran en dirección NS, Cordillera Occidental, Cordillera Real, Callejón Interandino y Zona Subandina (Hall et al., 2008; Monzier et al., 1999; Hidalgo et al., 2012). Las dos Cordilleras tienen elevaciones de 3500 a 4000 msnm, mientras que el Valle Interandino tiene elevaciones promedio de 2000 a 3000 msnm.

A continuación, se presenta un resumen de las características geológicas regionales de cada subdivisión.

2.1.1.1 Cordillera Occidental

Este frente de arco a pesar de tener una de las elevaciones más representativas de nuestro país (Chimborazo 6263 msnm), es relativamente más joven que la Cordillera Real ya que es producto de la acreción de la zona costanera. Una de sus características distintivas más importantes son sus cicatrices de deslizamiento abiertos al oeste y que poseen hasta 3km de diámetro.

Su basamento en general, son rocas máficas y ultramáficas de plateau oceánico (Formación Pallatanga y Unidad San Juan) (Hughes y Pilatasig et al., 2002; Vallejo et al., 2009).

La composición química de las rocas del Pleistoceno tardío-Holoceno en la Cordillera Occidental Ecuatoriana se caracteriza por ser andesítica-dacítica, con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti, mientras que el cuarzo y la biotita son escasos. La afinidad de estas rocas es principalmente toleítica, aunque algunas presentan características alcalinas (Gutscher et al., 1999; Hall et al., 2008). En términos porcentuales, las rocas volcánicas en la región tienen un contenido de sílice que varía entre el 50% y el 68%, con contenido moderado a alto de alúmina (12-17%), y bajo contenido de sodio (2-4%) y potasio (2-5%) (Hörmann & Pichler, 1982).

Además, el análisis de elementos traza en estas rocas revela un enriquecimiento relativo en elementos de tierras raras (REE) ligeros y un empobrecimiento relativo en elementos de tierras raras pesados (HREE), así como un enriquecimiento relativo en elementos de transición y elementos incompatibles (Gutscher et al., 1999).

En general, se considera que la Cordillera Occidental Ecuatoriana es el resultado de la actividad volcánica asociada con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Gutscher et al., 1999).

2.1.1.2 Cordillera Real

Los terrenos medianamente metamórficos afloran ampliamente en esta Cordillera, por lo que, desde el centro al sur del Ecuador, se encuentran grupos de rocas como, paragneis, mica-esquistos, pizarras, conocidas en su conjunto como el Grupo Zamora que se cree de edad paleozoica inferior a superior (Baldock et al., 1982). El grupo Zamora se encuentra intruído por algunos granitos deformados datados del Jurásico (Beckinsale et al., 1976).

En la Cordillera Real del centro del Ecuador, aflora lo que se conoce como Grupo Llanganates (Baldock et al., 1982), que es una serie metamórfica bastante deformada con dos fases de plegamiento (Kennerley et al., 1971) que consta de rocas como orto y paragneis, esquistos, cuarcitas y algunos mármoles.

En el extremo norte de la Cordillera Oriental del Ecuador, existen dos grupos descritos como los equivalentes a los grupos Zamora y Llanganates, conocidos como grupos Cofanes y Ambuquí atribuidos al precámbrico- paleozoico (Baldock et al., 1982). El grupo cofanes está conformado por rocas metamórficas de alto grado (Orto y Paragneis, mica-esquistos, anfibolitas), mientras que el grupo Ambuquí está compuesto por esquistos verdes.

Las elevaciones tienen de 5700-5900 msnm, y sus colapsos han llegado hasta los 10 km³ de volumen (Hall et al., 2008), destacándose entre ellos el Volcán Tungurahua (5023 msnm), Cotopaxi (5897 msnm) y Sangay (5286 msnm).

Por lo general sus productos volcánicos tienen composición andesítica a riolítica. Es muy típico encontrar flujos de escombros por derretimiento de glaciares en sus flancos, en algunos casos han llegado hasta el callejón interandino. Por lo general, se observa una composición química con afinidad calco alcalina (56-61% SiO₂; 1-2% K₂O) ya que se puede observar cristales de plagioclasa, clinopiroxeno, orto piroxeno y óxidos de Fe-Ti (Hall et al., 2008), aunque esto tampoco se cumple en todos los casos.

2.1.1.3 Valle Interandino

En el Ecuador el Valle Interandino (VIA) es una zona de depresión estructural que se encuentra entre ambas Cordilleras y entre 2° 10' S (Alausí) y 0° 30' N (Chota), la cual posiblemente comenzó su formación en el Mioceno Tardío- Plioceno (Winkler et al., 2002). El VIA se encuentra limitado por fallas que se formaron al momento de las acreciones sucesivas de terrenos oceánicos y continentales desde el Mesozoico, y que son los principales límites estructurales de ambas cordilleras (Falla Pallatanga, Falla Calacalí, Falla Peltetec) (Villagómez et al., 2003).

La mayoría de estos volcanes se encuentran extintos, mientras que los estratovolcanes activos se encuentran en el interior de la depresión, están concentrados desde Alausí hasta el

norte (Barberi et al., 1988). En general son centros volcánicos que poseen una composición química andesítica básica muy característica que varía entre 57-60% SiO₂ y 0.5-1% K₂O con piroxenos y anfíboles ocasionales (Hall et al., 2008).

El VIA se encuentra dividido por dos nudos volcánicos (Figura 2.1), que están representados por, 1) el Volcán Mojanda y Cusín y 2) Ilinizas, Pasochoa y Rumiñahui, que marcan importantes cambios en la orientación de la depresión (Villagómez et al., 2003).

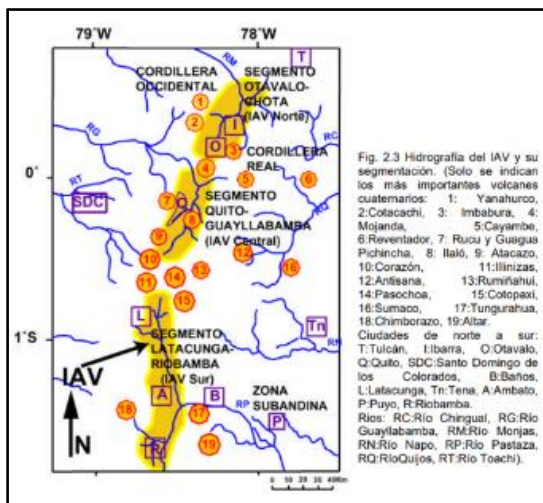


Fig. 2.3 Hidrografía del IAV y su segmentación. (Solo se indican los más importantes volcanes cuaternarios: 1: Yanahurco, 2: Colacachi, 3: Imbabura, 4: Mojanda, 5: Cayambe, 6: Reventador, 7: Rucu y Guagua Pichincha, 8: Ilaló, 9: Atacazo, 10: Corazón, 11: Ilinizas, 12: Antisana, 13: Rumiñahui, 14: Pasochoa, 15: Cotopaxi, 16: Sumaco, 17: Tungurahua, 18: Chimborazo, 19: Aliza. Ciudades de norte a sur: T: Tulcán, I: Ibarra, O: Otavalo, Q: Quito, SDC: Santo Domingo de los Colorados, B: Baños, L: Latacunga, Tn: Tena, A: Ambato, P: Puyo, R: Riobamba. Ríos: RC: Río Chingual, RG: Río Guayllabamba, RM: Río Monjas, RN: Río Napo, RP: Río Pastaza, RQ: Río Qujos, RT: Río Toachi).

Figura 2.1 Mapa del Valle Interandino su hidrografía y segmentación (tomado de Egüez y Aspden, 1993)

En cuanto al basamento del IAV, se sabe muy poco, pero lo más probable es que contenga a rocas de la Cordillera Occidental y Real en una cuña de acreción que se pudo haber formado en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, gracias a los procesos de acreción ya mencionados que pudieron haber provocado un desmembramiento de parte de la Cordillera Real (Egüez & Aspden, 1993).

2.1.1.4 Zona Subandina

El basamento de la zona Subandina que se encuentra subyaciendo a la potente serie sedimentaria cretácica, está constituido por las rocas metamórficas precámbricas del Escudo de Guayana, el cual nunca llega a aflorar en la superficie (Baldock et al., 1982).

En la zona oeste de la zona subandina, en la Cordillera del Cutucú aflora la formación Pumbuiza (Ribadeneira et al., 1942; Bristow & Hoffstetter, 1977) que está compuesta por pizarras grises a negras y areniscas cuarcíticas, y es atribuida al Devónico.

Pumbuiza se encuentra recubriendo en discordancia angular a la formación Macuma (Ribadeneira et al., 1942) del Carbonífero Superior (Bristow & Hoffstetter, 1977), la cual consta de 1500m de calizas. A esta formación, la sigue la Formación Chapiza (areniscas rojas del jurásico medio- cretácico inferior) que recubre a la formación Macuma en concordancia, pero con una fuerte discontinuidad.

Los volcanes de esta zona, generalmente, son estratovolcanes pequeños que van desde los 2000 a los 4000 msnm, y su historia eruptiva es en su mayoría desconocida (Hall, et al., 2008). Los centros eruptivos más relevantes son Sumaco (3990 msnm), Pan de Azúcar (4445 msnm), Yanahurcu (4556 msnm) y los Conos del Puyo (1103 msnm) (Hall & Beate, 1991; Hall et al., 2008; Hoffer et al., 2008).

Las características geoquímicas de estos volcanes son muy diferentes a las de los volcanes del frente volcánico, valle interandino y Cordillera Real (Bourdon et al., 2003, Hidalgo et al., 2012). Si tomamos en cuenta al volcán Sumaco, que es el que nos compete, posee productos eruptivos como basanitas y tefritas (42-53% SiO₂; 1-5% K₂O), y además grandes fenocristales de haüyna y piroxenos de sodio, inmersos en matriz cristalina de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti (Hall et al., 2008).

2.2 Geología del volcán sumaco

2.2.1 Descripción Morfológica

Aunque no se han realizado estudios específicos sobre la historia estructural del edificio volcánico del Sumaco, se han llevado a cabo algunos análisis morfológicos utilizando diversas

fuentes de datos, como fotografías aéreas, imágenes satelitales y modelos digitales de elevación procesados mediante un Sistema de Información Geográfica (SIG). Estos análisis permitieron identificar dos cicatrices de deslizamiento en el volcán, una de las cuales tiene forma semicircular y podría estar relacionada con una avalancha que provocó el colapso del flanco noreste del volcán. Estos hallazgos se han documentado en estudios realizados por Salgado en 2019 y Eissen et al. en 2002.

Las cicatrices que se observan en los volcanes son excelentes indicadores de los procesos que originaron la forma actual de estos. Con respecto a las identificadas en el Sumaco, la primera que es semicircular y de gran tamaño se ubica en la parte noroccidental del volcán y sería el resultado de primer gran colapso (Figura 2.2.A). La segunda, es plana y se encuentra a solo 160 m de la cumbre y se encuentra cubierta por espesas capas de flujos de lava recientes hacia el norte (Figura 2.2.B)

Gracias a estas estructuras volcánicas, el volcán Sumaco se puede dividir en tres etapas: PaleoSumaco, Sumaco Reciente y Sumaco Actual.

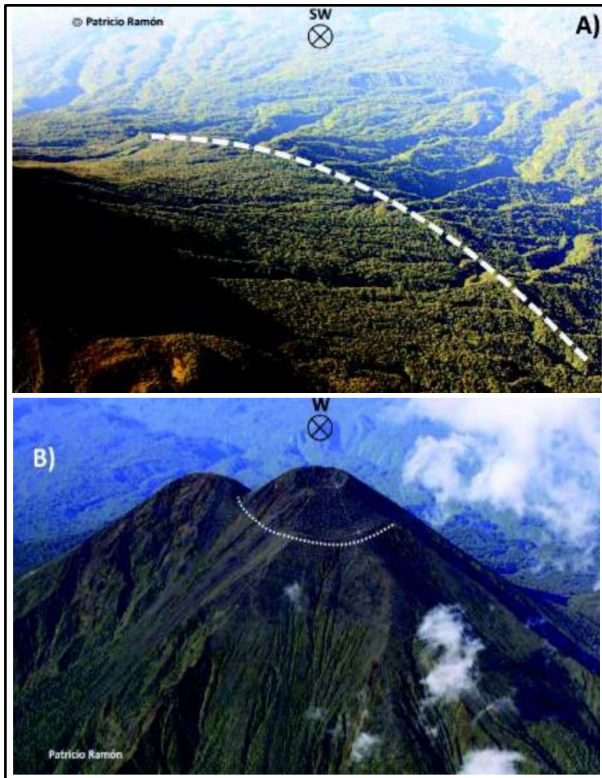


Figura 2.2 Se observan las dos cicatrices de deslizamiento identificadas en el volcán Sumaco. La imagen **A)** Con una línea blanca entrecortada se puede observar la cicatriz del flanco occidental que divide a Paleo Sumaco de Sumaco Reciente con una apertura hacia el norte. **B)** Se puede observar la cicatriz más reciente que divide Sumaco Actual y que tiene un aspecto plano, sólo quedan aproximadamente 160m desde la cicatriz hasta la cumbre del edificio volcánico. (Fotografías aéreas tomadas por Ing. Patricio Ramón, IG-EPN; 28 de Enero de 2016, tomado de Salgado (2018)).

2.2.1.1 PaleoSumaco

La primera fase o PaleoSumaco, se refiere a la base del volcán, es decir la fase más vieja que posee un diámetro de aproximadamente 20 km. Esta fase se caracteriza por el primer edificio que está delimitado por la cicatriz de gran tamaño ubicada a una altura de 2800 msnm en la parte sur y nor-occidental del volcán (Figura 2.3). Se nota en esta figura que las cicatrices de las quebradas son mucho más pronunciadas que el drenaje del Sumaco Reciente.



Figura 2.3
 Morfología del volcán Sumaco. Se puede identificar las 3 fases evolutivas del volcán: Primera fase o PaleoSumaco, segunda fase o Sumaco Reciente y tercera fase o Sumaco Actual (Fotografía aérea tomada por Ing. Patricio Ramón, IG-EPN; 28 de enero de 2018)

2.2.1.2 Sumaco Reciente

La segunda fase o Sumaco Reciente, se encuentra emplazada sobre el PaleoSumaco; tiene un aspecto mucho más rugoso en comparación con el Sumaco Actual. En la parte superior se evidencia un alto topográfico, el cual se relaciona con un segundo colapso del edificio volcánico, a su base se tiene la segunda cicatriz de deslizamiento con aspecto plano. (Figura 2.4). Esta vendría a formar una caldera inferior se encuentra a una altitud de aproximadamente 3.160 metros sobre el nivel del mar.

2.2.1.3 Sumaco Actual

El Sumaco Actual, creció sobre los restos del Sumaco Reciente, alcanzando una altura de 3.450 msnm. Es la parte más joven del edificio volcánico, corroborado por los flujos de lava que descienden hacia la parte Sur y Norte del volcán (Figura 2.4). La altura del actual cono es de 290 metros con respecto al tope de la caldera inferior, posee un diámetro de

aproximadamente 100 m y las pendientes de sus flancos tienen hasta 30° de inclinación. (Figura 2.4).

2.2.1.4 Actividad Eruptiva

Se sabe muy poco sobre la actividad eruptiva del volcán Sumaco debido a su ubicación remota y la densa vegetación que lo cubre. Se cree que ha estado activo durante el Holoceno, y la última erupción confirmada tuvo lugar alrededor del año 1410 d.C. (Hall et al., 2008). Sin embargo, es importante tener en cuenta que, como en cualquier volcán, la actividad en Sumaco es impredecible y puede representar un riesgo potencial para las poblaciones y la infraestructura cercanas.

Además, se han reportado dos erupciones no confirmadas: una aparentemente ocurrida en 1933 y otra con mayor probabilidad entre los años 1865 y 1925, aunque no hay registros históricos de ellas.



Figura 2.4 Cono actual del volcán Sumaco, creció sobre los restos de la segunda fase del volcán o Sumaco Reciente. Mide aproximadamente 160 metros de altura. Es posible observar las antenas repetidoras (flechas blancas) instaladas en la cumbre del volcán, en su flanco Este. (Fotografía aérea tomada por Ing. Patricio Ramón - IGEPN; 28 de enero de 2016).

2.3 Marco Tectónico y Geológico Local

2.3.1 Fallas y Lineamientos principales en el sector

La zona de estudio, el Volcán Sumaco, se encuentra al costado occidental del Levantamiento Napo (Díaz, 2003). en el dominio occidental tectónico de la cuenca Oriente, la cual cuenta con 3 dominios estructurales (Sistema Subandino, Corredor Sacha-Shushufindi y el Sistema Invertido

Capirón Tiputini) que están controlados por fallas de orientación NNE-SSW Y de buzamiento pronunciado, cuya cinética actualmente es inversa (Rivadeneira & Baby, 1999).

Se definen dos facies sísmicas: FSS-1 (Facies sísmica subandina-1), que representa al basamento granítico y/o metamórfico, y FSS-2, que corresponde a la Fm. Misahuallí. La cuenca oriente del Ecuador se formó gracias a 2 fases de estructuración, que sucedieron antes de los esfuerzos transpresivos que se dieron a partir del Cretácico Tardío (generadores de la elevación de la Cordillera Real y la estructuración de la cuenca tras arco (Rivadeneira y Baby, 1999).

En la zona de estudio, existe la presencia del Sistema de fallas Cutucú-Napo, ubicado al oriente y suroriente del volcán. Este es un segmento activo de tectónica de piel delgada, que viene afectando a la red de drenaje desde el cuaternario, en las zonas del Napo hasta Puyo (Alvarado 2016).

Las zonas de fallamiento son difícilmente observables debido a la cobertura de la densa vegetación y los depósitos volcánicos, pero existen varias fallas en los alrededores del volcán Sumaco (Figura 2.5)

- **Falla Payamino:** Se encuentra al NE del Volcán Sumaco. Forma la estructura del borde de empuje oriental del Levantamiento Napo. Es una falla inversa con una longitud de 50km y rumbo de $N10^{\circ}E \pm 16$, se desplaza aproximadamente $<1\text{mm/año}$. Ha tenido actividad durante el cuaternario tardío (Egüez et al., 2003).
- **Falla Sumaco:** Falla de tipo inversa con componente transcurrente dextral que forma el borde este del Levantamiento Napo y deforma el flanco SW del volcán Sumaco. Tiene una longitud de 39 km y un rumbo de $N13^{\circ}E \pm 7$ con buzamiento hacia el oeste y se desplaza alrededor de $<1\text{ mm/año}$ y presentó actividad durante el cuaternario. Controla los drenajes del flanco occidental del Sumaco. (Egüez, 2003)
 - **Falla Hollín:** Está ubicada tangencialmente al SE del volcán, se encuentra deformando rocas sedimentarias del mesozoico y volcánicas del cuaternario. Es una falla inferida ya que no se puede observar a simple vista, por lo que se piensa que tiene una longitud de 32km con un rumbo aproximado de $N61^{\circ}E \pm 4$, su buzamiento y su sentido de movimiento son totalmente

desconocidos. Se cree que ha tenido actividad desde el cuaternario con un desplazamiento aproximado de 1mm/año (Egüez, 2003).

Las fallas inferidas (Figura 2.5), que se encuentran ocultas como consecuencia de productos volcánicos recientes y densa vegetación, evidencian coincidencia con drenajes y cambios abruptos en

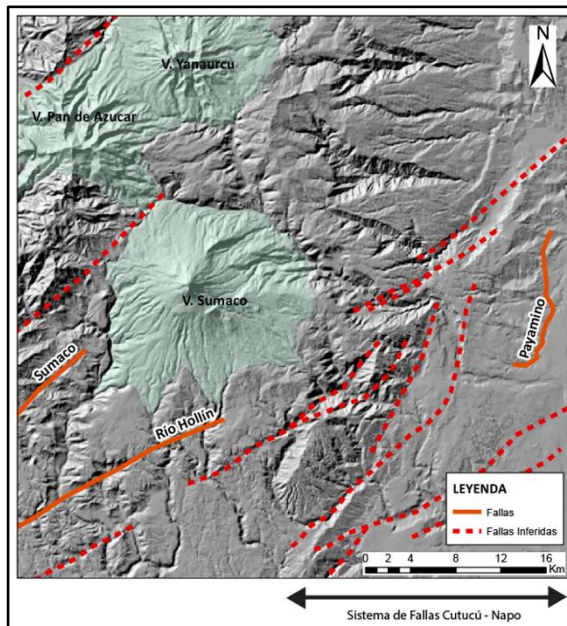


Figura 2.5 Fallas visibles e inferidas, en los alrededores del Volcán Sumaco (Egüez, 2003; Alvarado, 2012), tomado de Salgado (2019).

sus direcciones de flujo, se observa que la mayoría de estos lineamientos tienen una dirección NE-SW, es muy probable que su movimiento sea de tipo transcurrente con un componente inverso ya que se encontrarían relacionadas con el Sistema de Fallas Cutucú-Napo; que es un sistema actual predominante (Salgado et al., 2019).

2.3.2 El basamento geológico en el volcán Sumaco

La cuenca Oriente está subdividida en 3 dominios tectónicos, los cuales presentan sus propias características geométricas y cinemáticas (Baby et al., 1999), Dominio Occidental o Sistema Subandino, Dominio Central o Corredor Sacha-Shushufindi y el Dominio Oriental o Sistema Capirón Tiputini (Baby et al., 2004).

El volcán Sumaco se encuentra en el Dominio Occidental, en la zona este del Levantamiento Napo, el cual corresponde a un gran domo alargado con dirección NNE-SSW, con fallas transpresivas tanto en su límite este como oeste (Baby et al., 2004).

En la zona Subandina, cerca del Volcán Sumaco, afloran 6 formaciones que descansan sobre un basamento precámbrico, el Escudo Guayanés-brasileño, el cual está conformado por rocas ígneas graníticas y metamórficas (Baby et al., 1999), por lo tanto, el basamento del Sumaco se dividiría en 4 etapas: Basamento Precámbrico, Paleozoico, Jurásico y Cretácico. A continuación, se describirá cada una de estas subdivisiones, de la más antigua a la más reciente.

2.3.2.1 Basamento Precámbrico -Paleozoico

Existen 2 fases, que se pueden observar en registros sísmicos, establecidas en el Dominio del Sistema Subandino. El basamento pre-Cámbrico (asociado al cratón Guayanés, que son rocas ígneas graníticas y metamórficas) y, lutitas y calizas oscuras (que se relacionan a las formaciones Pumbuiza y Macuma del Paleozoico) (Díaz et al., 2003).

- ***Formación Pumbuiza:*** Esta formación es atribuida al Silúrico tardío-Devónico Temprano (Dashwood & Abbotts, 1990). Son pizarras grises a negras y areniscas cuarcíticas de ambiente de plataforma marina, en las que se puede identificar plegamientos y fallamientos marcados (Goldschmidt, 1941).

- **Formación Macuma:** Formación atribuida al Carbonífero Superior-Pérmico (Goldschmidt et al., 1941), consiste en aproximadamente 1500m de calizas bioclásticas y dolomitas, con intercalaciones de lutitas negra y areniscas finas con glauconita (Dozy, 1940, 1941; Goldschmidt et al., 1941). Ambiente marino proximal a plataforma en condiciones estables (Diaz et al., 2014).

2.3.2.2 Basamento Jurásico

Es la segunda fase que se puede observar en los registros sísmicos descritos por Diaz (2003). Está conformada por la Formación Misahuallí, la cual si llega a aflorar en la zona del Sistema Subandino.

- **Formación Misahuallí:** El afloramiento de esta formación solo se da en el Dominio Occidental, es un potente arco magmático que se extiende desde el norte de Perú hasta el norte de Colombia (Romeouf, 1997), y está asociada con la actividad tectónica jurásica debido a las intrusiones de los batolitos de Abitagua, Azafrán y Rosa Florida (Aspden & Litherland, 1992). Estudios recientes dan un intervalo de edad de 210 a 135 Ma (Drobe et al., 2013; Leary et al., 2016; Stewart et al., 2016). Este arco evidencia el arranque de la subducción andina, debido a su volcanismo calco-alcalino (Diaz et al., 2003).

2.3.2.3 *Basamento Cretácico*

En la Cuenca Oriente, el cretácico está formado por los miembros de tipo sedimentario Hollín, Napo y Tena Basal, y documentan muy bien todas las variaciones sufridas durante este periodo por la plataforma marina somera del Oriente.

Se encuentra sobreyaciendo al basamento constituido por la Fm. Misahuallí de manera inconforme. (Romero et al., 2018)

- **Fm. Hollín:** Está compuesta por 240m de areniscas blancas cuarzosas y lutitas fracturadas. La parte basal de la Formación Hollín se caracteriza como depósitos fluviales de relleno de valles (Barragán et al., 2014). Las areniscas de Hollín afloran en amplitud en la Zona Subandina y se pueden observar en varias partes del Levantamiento Napo (Baldock, 1982).

- **Fm. Napo:** (Albiano Medio a Campaniano Tardío) Corresponde a una sucesión de lutitas negras, calizas grises a negras y areniscas calcáreas de ambiente fluvial transicional a marino (Barragán et al., 2014). La formación descansa sobre la Fm. Hollín por todo el Oriente y su potencia llega hasta más de 700 metros.

- **Basal Tena:** (Maastrichtiano Temprano) tiene una litología que hacia la zona subandina, se presentan micro conglomerados, brechas calcáreas y areniscas cuarzosas. La base de este miembro corresponde a una discordancia regional

asociada a un cambio litológico importante. Se puede observar esta discordancia en ciertos afloramientos de la zona Subandina. Su ambiente es considerado como relleno de paleovalles en la base de una importante transgresión eustática (Barragán et al., 2004).

CAPÍTULO III

3. METODOLOGÍA

3.1 Estudio de Campo

En el presente estudio, se realizaron 2 campañas de campo, gracias a las cuales se visitaron afloramientos de posibles depósitos volcánicos del Sumaco y en los cuales se recolectaron muestras para su posterior análisis a profundidad.

Durante la inspección del afloramiento rocoso, se utilizó un libro de campo y una lupa de mano para identificar su estratigrafía y analizar las características mineralógicas de cada capa, además se recolectaron muestras de cenizas y rocas para su posterior estudio y obtener información valiosa sobre la composición y la historia geológica de la zona. También se recolectaron muestras orgánicas de tallos carbonizados para realizar dataciones con la técnica de radiocarbono y determinar las edades de los pulsos de los depósitos piroclásticos encontrados.

En la Figura 3.1, se pueden visualizar los sitios en los que se realizaron las visitas de campo y se tomaron las muestras correspondientes. En color celeste se indica Pucuno Alto, en rojo Río Sapo, en verde y fucsia Pacto Sumaco, en azul Pachakutik, y en anaranjado la Vía a Oritoyacu.

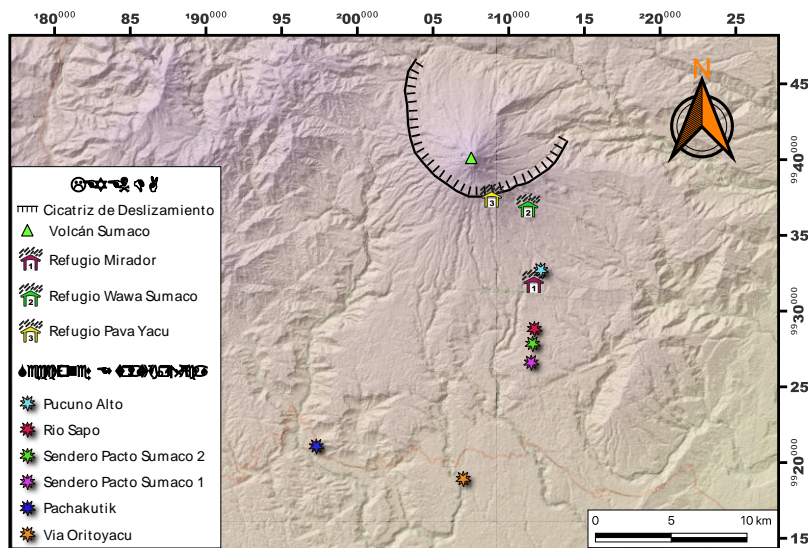


Figura 3.1 Mapa de ubicación de las muestras recolectadas en la campaña de campo, que resultaron en las 5 secciones estratigráficas realizadas en el presente estudio. En color celeste se indica Pucuno Alto, en rojo Río Sapo, en verde y fucsia Pacto Sumaco, en azul Pachakutik, y en anaranjado la Vía a Oritoyacu.

3.1.1 Elaboración de secciones estratigráficas

Uno de los objetivos del presente estudio es realizar la descripción de columnas estratigráficas. En las campañas de campo, se estudiaron algunas secuencias estratigráficas recolectando varias muestras de ceniza. Esta recolección fue efectuada en diferentes tipos de afloramientos:

- Cortes a lo largo de carreteras de segundo y tercer orden. (Pachakutik y Camino a Oritoyacu)
- Cortes a lo largo de los senderos de ascenso al volcán Sumaco. (Sendero Dos Mundos, Río Sapo, Pucuno Alto)

El muestreo de las capas de ceniza requiere del siguiente procedimiento:

1. Despejar la vegetación que se encuentra en el corte, para observar la estratigrafía del lugar.
2. Identificar las principales unidades litológicas y realizar una columna estratigráfica.

3. Registrar en la libreta de campo toda la información del lugar y de las capas de ceniza de interés, incluyendo un punto de localización con GPS del lugar.
4. Recolectar las muestras, intentando tomarlas de las partes más frescas del depósito.
5. Etiquetar la muestra recolectada tanto en la funda como en la libreta de campo.
6. Tomar fotografías del lugar de muestreo.

3.1.2 Análisis de muestras en laboratorio

En el presente estudio, se realizó el análisis usando el microscopio binocular con el objetivo de caracterizar las capas de ceniza pertenecientes al volcán Sumaco. El estudio bajo lupa binocular nos permite determinar características como el tamaño, forma, vesicularidad, color, brillo, translucidez, angulosidad y mineralogía de los elementos constituyentes de las cenizas volcánicas. Resulta relevante destacar que, a pesar de hallarse en una región de investigación con una marcada tendencia a experimentar fuertes precipitaciones a lo largo de la mayor parte del año y, por ende, ser una zona susceptible a la erosión, la tarea de identificar, describir y recolectar capas de ceniza no ha sido un obstáculo significativo. Se han encontrado lugares y afloramientos con capas de ceniza volcánica tanto en zonas cercanas como alejadas del volcán Sumaco. Las muestras de ceniza volcánica recolectadas se procesaron en el laboratorio del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (Figura 3.2) para su observación y análisis de la siguiente manera:

1. Lavar las muestras utilizando un limpiador ultrasónico.
2. Secar las muestras al aire libre.
3. Analizar las muestras bajo lupa binocular.
4. Tomar datos de las características de todos los elementos que conforman nuestras muestras de cenizas, tales como tamaño, forma, vesicularidad, color, brillo, translucidez, angulosidad, inclusiones, alteraciones, etc.

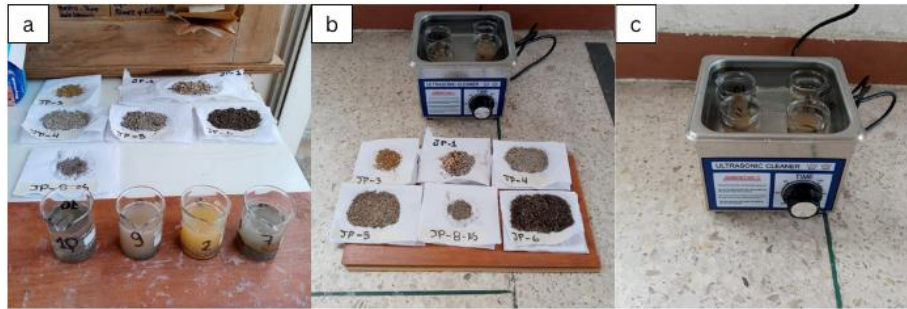


Figura 3.2 Imágenes del procedimiento llevado a cabo para (a) la limpieza de las muestras, (b y c) limpieza ultrasónica y secado de ceniza volcánica, coleccionada para el presente estudio.

3.2 Estudio Granulométrico

3.2.1 Granulometría por tamizado manual

Para el presente estudio, se utilizó el tamizado para determinar el tamaño de líticas y de pómez en las proximidades al volcán y sus diferencias de tamaños en cada depósito, que consiste en un método físico para separar mezclas de partículas de distintos tamaños, haciéndolas pasar por un tamiz. Las partículas de menor tamaño pasan por los poros del tamiz atravesándolo y las grandes quedan retenidas por el mismo.

Las muestras de ceniza volcánica recolectadas se procesaron en el laboratorio del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (Figura 3.2) para su observación y análisis de la siguiente manera:

1. Lavar las muestras utilizando un limpiador ultrasónico.
2. Secar las muestras al aire libre.
3. Disponer de una buena porción de la muestra para hacerla pasar por los tamices, la cual se va a pesar previamente para obtener el peso inicial de la muestra.
4. Los tamices utilizados van en un rango de diámetros de 4 mm, 2.8 mm, 2 mm, 1.4 mm, 1 mm, 710 μm , 500 μm , 350 μm , 250 μm , 180 μm , 125 μm , 90 μm , 63 μm .

5. Los tamices han de encajarse unos con otros con suavidad y sin holguras que provoquen pérdidas de producto durante el tamizado.
6. Se arma una columna de tamices, disponiendo los tamices en orden decreciente empezando por el tamiz superior (Figura 3.3).
7. En el tamiz superior se utiliza una tapa acoplada para evitar pérdidas de material durante el tamizado, y un fondo que encaja en el último tamiz de la columna, para recoger los finos que han pasado a través de él.
8. El material que se ha quedado retenido en cada tamiz se pesa en una balanza, con lo que el tamizado proporciona una distribución de porcentajes de masa.

Los datos resultantes se convierten en una distribución de diámetros equivalentes. Los resultados se presentan en porcentajes y en una curva de distribución granulométrica.



Figura 3.3 Columna de tamices, es lo que se utiliza para realizar el tamizado de cenizas.

3.2.2 Tratamiento de los datos estadísticos gráficos

Una vez obtenidos los datos anteriormente descritos, se procede a ingresar los datos de los pesos retenidos en cada tamiz en el programa SFT (Sequential Fragmentation /Transport). (Figura 3. 5)

En la columna izquierda donde se encuentran los rangos de Phi (Φ), se ingresan los datos de porcentaje de peso que se retuvo en cada uno de los tamices equivalentes a este valor de abertura. En este caso los tamices que fueron utilizados son desde -2 hasta 4.5 (phi), luego damos click en “normalizar”, para normalizar los datos y posteriormente en “analizar” para que el programa procese los datos y nos entregue como resultado la curva granulométrica (Figura 3.6).

Finalmente, al dar click en “Log Normal Statistics”, se abre una ventana que muestra los parámetros estadísticos de curtosis, asimetría, sorteo (desviación estándar), media, moda y mediana (Figura 3.7). Estos parámetros son calculados mediante las formulas obtenidas en Inman (1952) y Folk & Ward (1957).

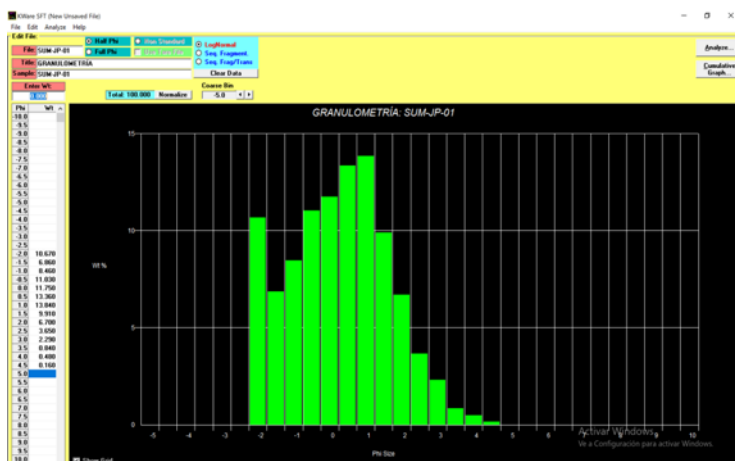
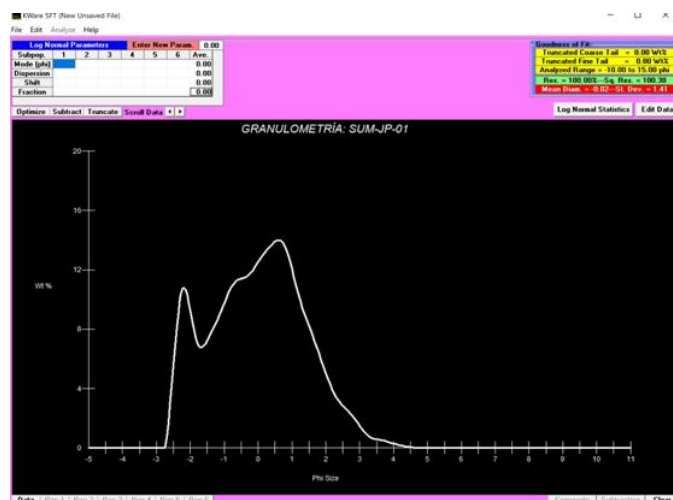


Figura 3.4 Programa STF, en la columna de la izquierda se ingresan los valores de peso retenido para cada abertura de tamiz (phi).

Figura 3.5 Programa STF donde se muestra la curva granulométrica y el botón “Log Normal Statistics” que entrega los parámetros estadísticos de cada gráfica.



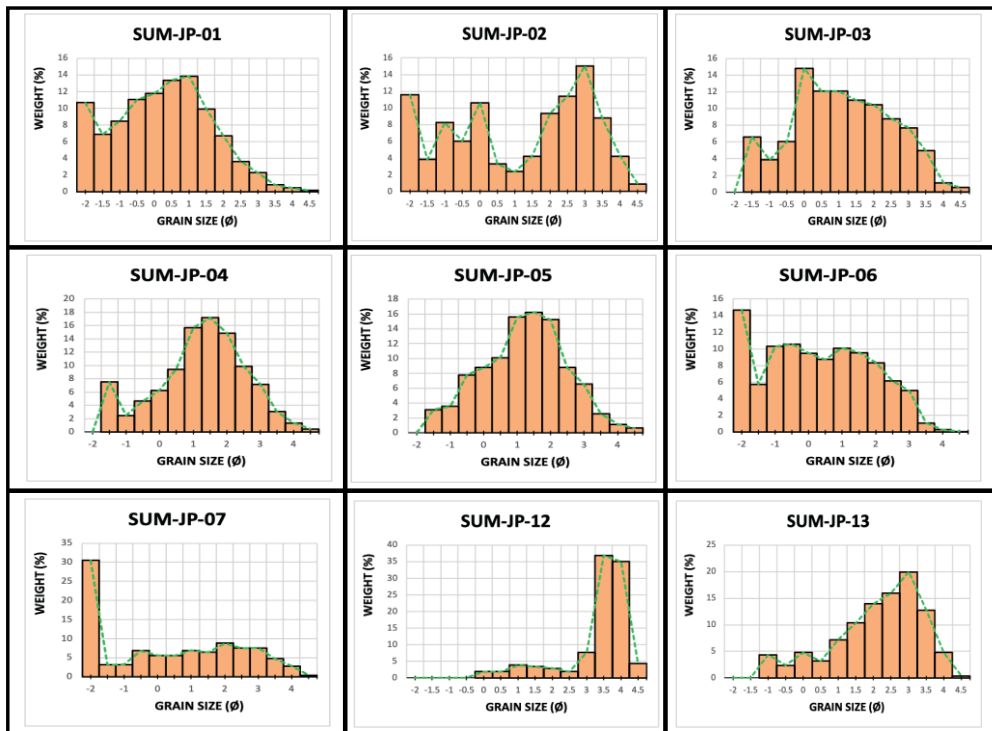


Figura 3.7 Histogramas de distribución para 9 muestras de cenizas. wt%: porcentaje en peso. $\Phi(\varnothing)$: escala del tamaño de grano.

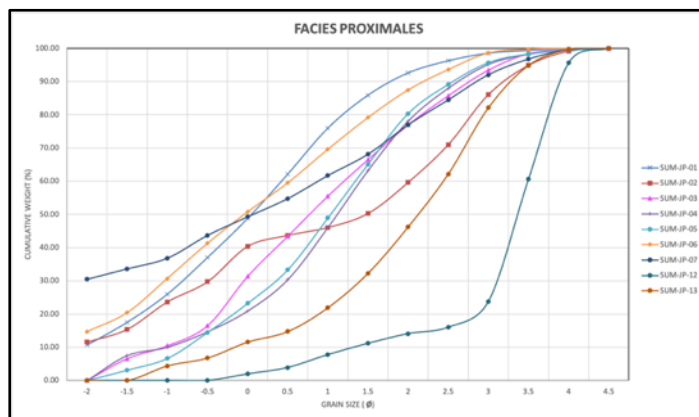


Figura 3.8 Curvas granulométricas de las facies proximales en las cenizas del volcán Sumaco. Porcentaje de material retenido en cada tamiz (wt. %) vs. Abertura del tamiz (\varnothing) representado en formato "log-normal" Las muestras son pertenecientes a las secciones:

3.3 Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico nos brinda información sobre el aspecto, textura, color, dureza, tamaño de grano o granularidad de la roca, siendo posible establecer ciertas condiciones cualitativas o semicuantitativas de su formación y los posibles procesos evolutivos que intervinieron durante su génesis.

Durante este estudio, se llevaron a cabo varias campañas de muestreo en el área de interés con el fin de recolectar rocas frescas de afloramientos representativos de los diferentes depósitos volcánicos presentes en la zona. En total, se colectaron 9 muestras.

En el siguiente mapa se muestra la ubicación de muestras representativas recolectadas y utilizadas en el análisis petrográfico (Figura 3.9).

En total se elaboraron 9 láminas delgadas, las cuales fueron realizadas en el laboratorio de la empresa Geostat S.A. en Quito

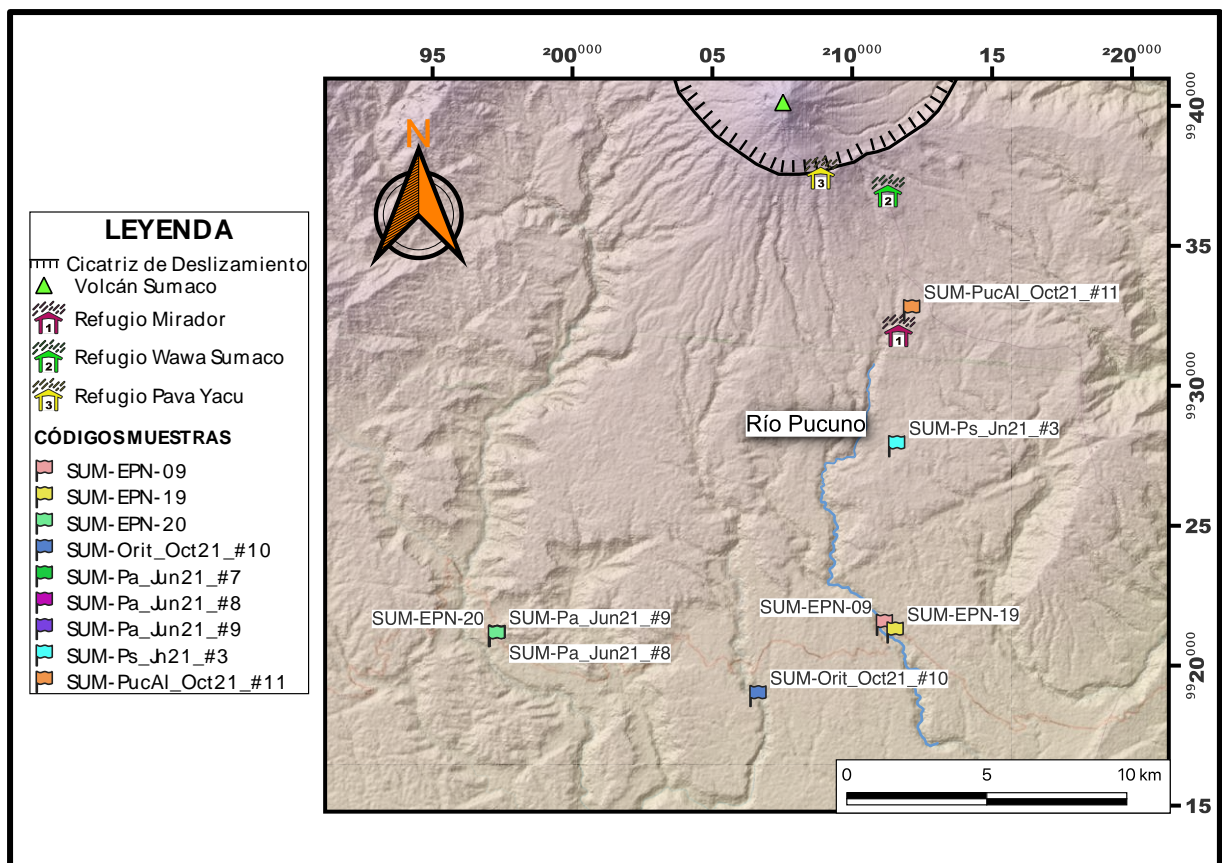


Figura 3.9 Se plotea la ubicación de las 9 muestras del Sumaco que fueron analizadas petrográficamente bajo microscopio con láminas delgadas.

3.3.1 Análisis de láminas delgadas

Estas se observaron en microscopio, con el cual se pudo realizar el proceso de conteo modal de los minerales, matriz y vesículas para determinar lo más precisamente posible sus

porcentajes. Después, se hizo un análisis de las texturas, estructuras, tipos de matriz y características de vesículas, para finalmente tomar fotos representativas de estas muestras.

El análisis petrográfico microscópico consta de un conteo modal de 300 puntos en secciones delgadas de 30 micras de espesor para cuantificar minerales y observar micro texturas (McPhie, 1993), los porcentajes de minerales se normalizaron y fueron ploteados en los diagramas de Streckeisen (1976).

3.4 Estudio Geoquímico

La geoquímica es una ciencia que estudia el origen, distribución y evolución de los elementos químicos en la corteza terrestre. Tiene un rol importante en el estudio e interpretación de procesos geológicos ya que permite diferenciar diversos tipos de rocas en especial cuando tienen características petrográficas similares.

3.4.1 Geoquímica de roca total (XRF)

En el presente estudio se seleccionaron seis muestras representativas para el análisis geoquímico de los pómez presentes en los depósitos de flujos piroclásticos. Las muestras se seleccionaron con el objetivo de diferenciar geoquímicamente cada depósito estudiado. Dos muestras pertenecen a rocas del depósito de Oritoyacu, dos muestras pertenecen al depósito de flujos piroclásticos de Río Sapo, una muestra pertenece al depósito piroclástico encontrado en Pucuno Alto y por último otra muestra pertenece al flujo piroclástico encontrado en Pachakutik (Figura 3.10).

Las seis muestras (SUM-JP-01, SUM-JP-03, SUM-JP-04, SUM-JP-06, SUM-JP-07, PM-1-OT) fueron enviadas al Departamento de Metalurgia Extractiva de la Escuela Politécnica Nacional donde fueron analizadas usando la técnica de fluorescencia de rayos X (XRF, siglas

en inglés) S8 Tiger, con el programa Spectra Pluss, para determinar los porcentajes de óxidos mayores.

Para el análisis de pérdidas por calcinación (%LOI), se realizó en una mufla marca SNOL, durante media hora a una temperatura de 950 °C.

Para la determinación del porcentaje de humedad se utilizó una estufa marca mrc, y se realizó durante 2 horas, a la temperatura de 110 °C .

Los análisis geoquímicos realizados en roca total, son ocho muestras (SUM-PAM-06, SUM-PAM-07, SUM-PAM-08, SUM-PAM-09, SUM-MOTH-10, SUM-MOTH-11, SUM-MOTH-12, SUM-MOTH-16) fueron enviadas a GeoAnalytical Lab de la Universidad del Estado de Washington en Estados Unidos, donde fueron analizadas usando la técnica de fluorescencia de rayos X (XRF, siglas en inglés), para determinar los porcentajes de óxidos mayores y elementos traza.

Los datos geoquímicos fueron recalculados al 100% sobre una base anhidra, es decir, excluyendo el valor del LOI (loss on ignition = pérdida al fuego). El LOI expresa el contenido total de volátiles determinado por el calentamiento de la muestra a temperaturas de °C, por lo cual ayuda a tener una idea de la calidad de la muestra.

Estas muestras pertenecen a rocas del depósito de avalancha del Puente El Tigre del Río Guamaní, dos muestras pertenecen al pómez del depósito de flujos piroclásticos de Río Sapo, una muestra pertenece al depósito de flujo de lava encontrado en Pucuno Alto, una muestra pertenece a un depósito de flujo de lava encontrado en el Sendero Comunitario de Pacto Sumaco, otra muestra pertenece a un bloque encontrado en el depósito de avalancha en la cancha de Pachakutik y por último otra muestra pertenece a una brecha encontrada en un depósito de avalancha en el Camino a Payamino (Figura 3.11).

Para la elaboración de los diagramas geoquímicos, se tomó en consideración que la suma de los porcentajes en peso (wt%) de los óxidos mayores corresponden al 100%, siendo así normalizados.

Los datos geoquímicos resultantes se procesaron en el software de acceso libre GSDkit 4.1. Este software escrito en lenguaje R, permite analizar datos geoquímicos y establecer sus relaciones, además de poder representarlos gráficamente.

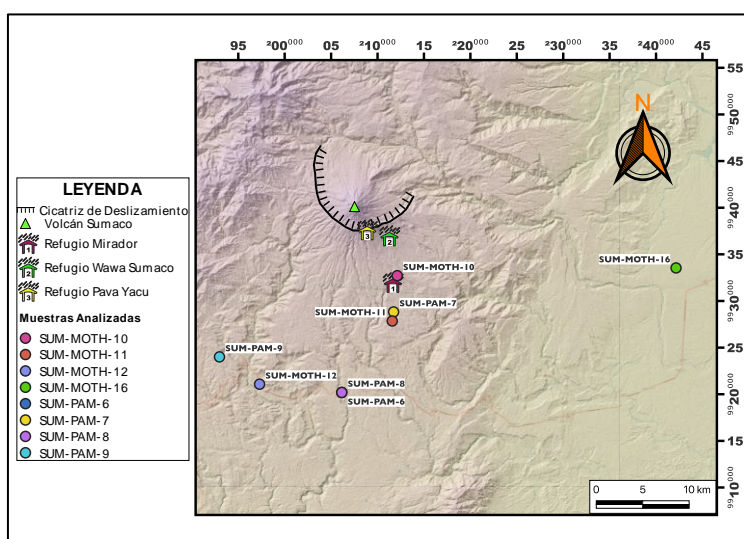


Figura 3.10 Se muestra la ubicación de las 8 muestras de roca del Sumaco que fueron analizadas geoquímicamente.

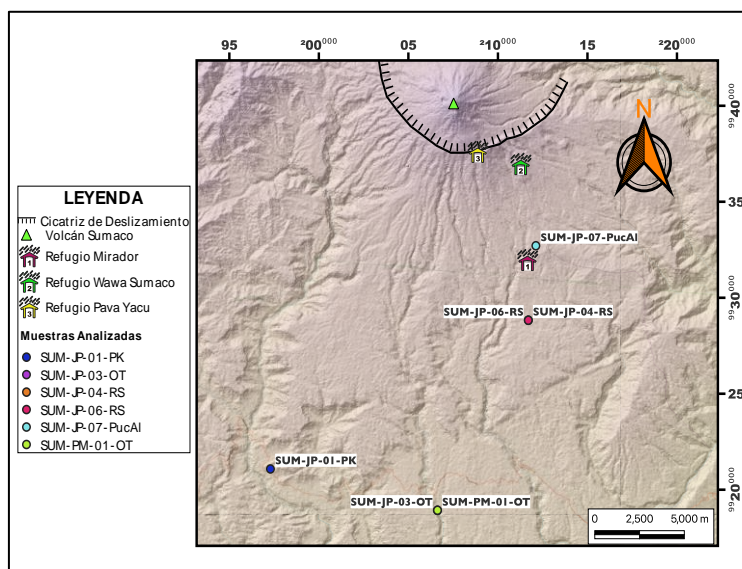


Figura 3.11 Se plotea la ubicación de las 6 muestras de cenizas del Sumaco que fueron analizadas geoquímicamente.

Los elementos traza fueron utilizados en base a sus concentraciones en partes por millón (ppm) y normalizados a manto primitivo con los datos de Sun & McDonough (1989).

3.5 Estudio Geocronológico

3.5.1 Dataciones radiométricas de carbono 14

En el presente trabajo se han realizado 7 dataciones ^{14}C para determinar la antigüedad de la actividad del volcán Sumaco, y así conocer sus periodos de actividad. Las primeras 3 dataciones corresponden al depósito de flujo piroclástico en Río Sapo, una que fue tomada por restos de material carbonizado en la parte alta del depósito (SUM-EPN-33) y las otras dos que se componían de fragmentos de madera tomadas tanto en la parte media (SUM-EPN-31) y en la base (SUM-EPN-05) del depósito.

Las siguientes 2 dataciones corresponden a restos de madera carbonizada pertenecientes a dos capas ubicadas en el depósito de flujo de densidad piroclástico de Pachakutik (SUM-EPN-34, SUM-EPN-35).

Se realizó una datación en una capa del flujo piroclástico de Pucuno Alto, ya que se encontraron materiales provenientes de una fuente vegetal (SUM-EPN-32).

También se recogieron fragmentos de madera carbonizada en 1 capa del flujo de densidad piroclástico que se encuentra en la sección del Sendero Comunitario de Pacto Sumaco (SUM-EPN-28).

CAPÍTULO IV

4. RESULTADOS: DESCRIPCIÓN Y CLASIFICACIÓN DE LOS PRODUCTOS VOLCÁNICOS PERTENECIENTES AL SUMACO

4.1 Secciones Estratigráficas

4.1.1 Sección Pachakutik

La sección estudiada se encuentra en un corte ubicado en la entrada de la comunidad de Pachakutik, provincia de Napo, a una distancia aproximada de 21 km al Suroeste de la comunidad de “Pacto Sumaco”.

Este sector, que se muestra en la Figura 4.1, presenta seis capas identificadas en la Figura 4.3, donde se observan lentes de rocas volcánicas muy meteorizadas, dos de estas capas posiblemente sean depósito de avalanchas que erosiona la vegetación, así como también se pueden observar areniscas puras de grano fino, posiblemente como un producto de la erosión de la Formación Hollín. Las rocas volcánicas presentan un borde de meteorización, producto de una erosión que se incorporó con materia orgánica pre-existente.

1. **Suelo con vegetación:** Este estrato es un suelo que contiene vegetación.
2. **Capa de 0.80 m de espesor compuesta por clastos subangulares:** La capa de 0.80m de espesor está compuesta por clastos subangulares de hasta 15 cm de tamaño, líticos félsicos grises con fenocristales grandes y alargados. Esta capa presenta fenocristales alargados de plagioclasa y piroxeno, y la muestra SUM-Pa_Jun21_#9 fue obtenida de ella. Además, la capa tiene un borde de meteorización de color amarillento/anaranjado y en general es de color gris.
3. **Arenisca limpia:** El espesor del estrato en cuestión es de alrededor de 0.6 metros. Se trata de una arenisca limpia que pudo haberse originado por la erosión de la formación

Hollín o de alguna otra formación de areniscas en la zona oriental. Cabe destacar que esta arenisca es pura, es decir, no contiene cristales.

4. **Gap tranquilo**, está formado por limos finos de color gris con presencia de materia orgánica, lo cual sugiere un período de sedimentación tranquila. La muestra SUM-EPN-35 fue extraída de este estrato. En resumen, se trata de un estrato que evidencia un periodo de tranquilidad y sedimentación, donde predominan los limos y la materia orgánica.
5. **Depósito caótico**: Este estrato se compone de un depósito caótico que contiene clastos subangulares con fenocristales grandes y elongados, junto con restos de tallos carbonizados. Las muestras SUM-Pa_Jun21_#8 y SUM-EPN-34 fueron obtenidas de este estrato. Se trata de una capa caótica, posiblemente un depósito de avalancha, con clastos subangulares que contienen grandes fenocristales de anfíboles y plagioclasas elongados (SUM-Pa-Jun21_#8). Además, se encuentra una considerable cantidad de materia orgánica carbonizada en esta capa, la cual podría haber sido preexistente debido a su compactación (SUM-EPN-34).
6. **Depósito de caída**, Este estrato consiste en un depósito de caída que posiblemente contiene ceniza, del cual se tomaron las muestras SUM-JP-01 y SUM-Pa_Jun21_#7. La capa, con un espesor de aproximadamente 40 cm, tiene un color gris claro debido a su alto contenido de pómez y plagioclasa. Los componentes principales incluyen pómez de hasta 6 cm de tamaño, cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y feldespato potásico. Además, se observa la presencia de líticos de composición andesítica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, así como obsidiana subredondeada con vesicularidad media. La capa de ceniza se resume en la Tabla 4.1, donde se puede apreciar el alto contenido de pómez y plagioclasa en las muestras.

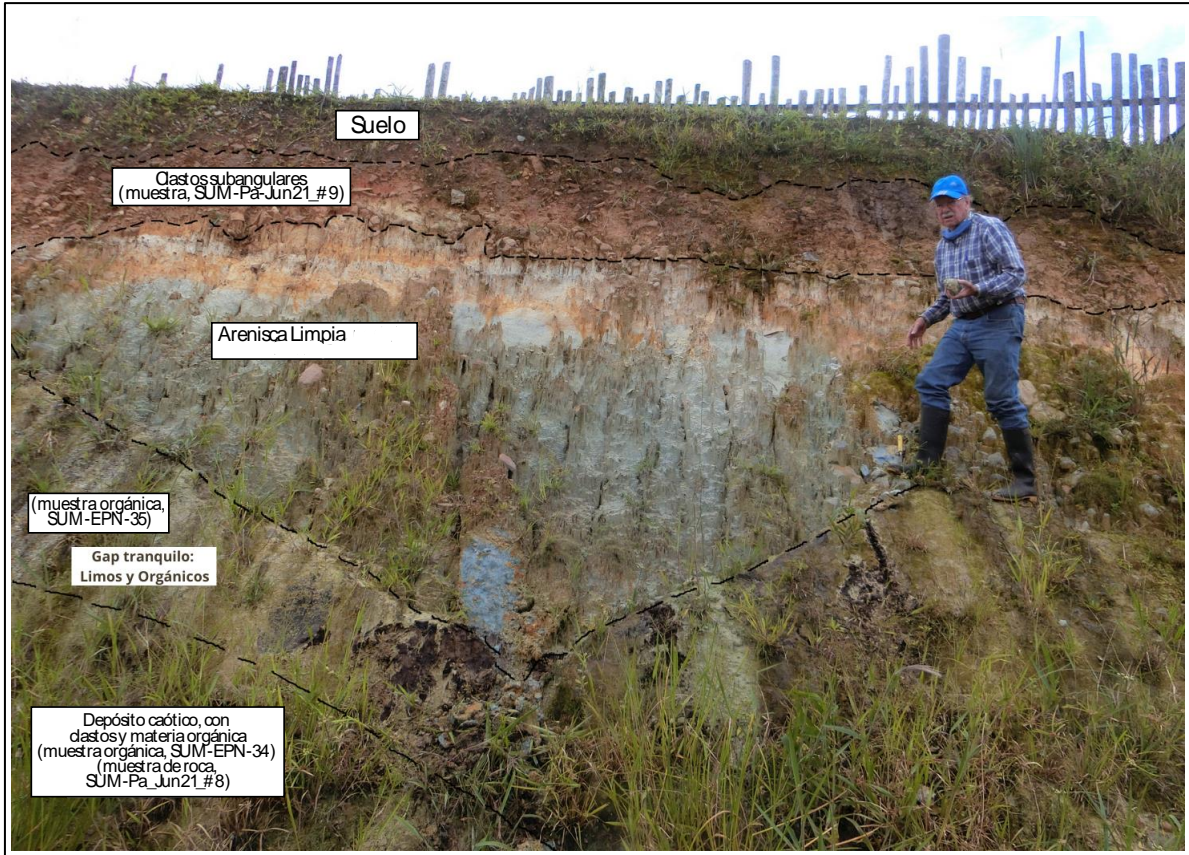


Figura 4.1 Corte de Pachakutik en el que se pueden observar 5 capas, la capa de la base es visible en la siguiente Fig 4.2. Corte frente a la escuela /cancha cubierta, en la mitad del pueblo. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S).

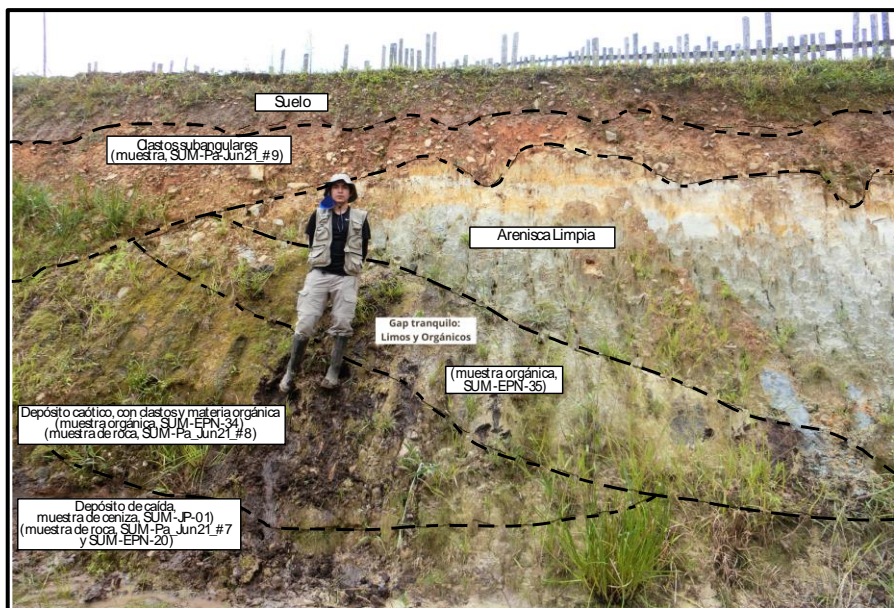


Figura 4.2 Corte Pachakutik en el que se pueden observar 6 capas. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S).

Tabla 4.1 Descripción simplificada de la muestra de ceniza volcánica SUM-JP-01, obtenida de la capa de depósito de caída. La muestra fue analizada en la sección Pachakutik después de ser limpiada con ultrasonido y secada, y se observó a través de una lupa binocular.

SITIO	Nombre	COMPONENTES					MINERALES						POMEZ
		MIN	POM	VID	LIT	ESC	PLG	QZO	PRX	FDK	HBD	BT	
PACHAKUTIK	SUM-JP-01	68%	23%	4%	5%		35%	5%	15%	5%	8%		Beige claro, sedoso, subredondeados

Columna Estratigráfica Pachakutik
(UTM 197294/9921077)

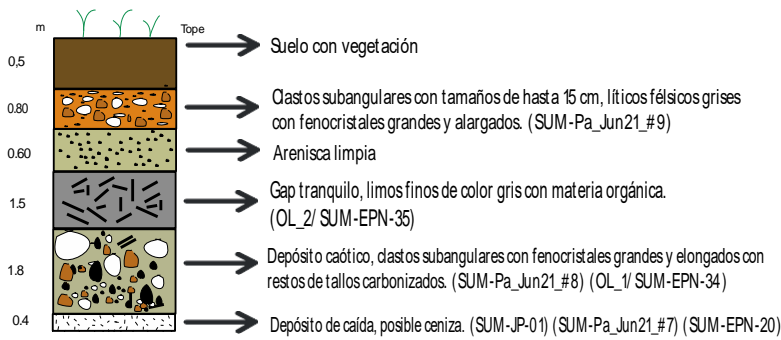
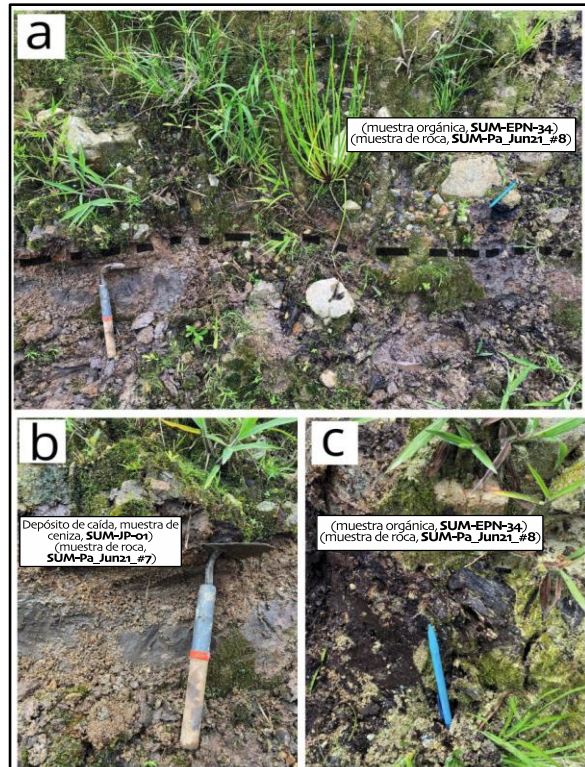


Figura 4.3 Sección elaborada en el sector de Pachakutik, provincia de Napo, en un corte en frente de la escuela / cancha cubierta en la mitad del pueblo. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Minard Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova

Figura 4.4 a) Se puede ver el depósito caótico y los clastos subangulares de los que se toma la muestra de roca Sum-Pa-Jun21_#8, **b)** Podemos ver de cerca el depósito de caída del que se toma muestra, SUM-JP-01, **c)** Se ve más de cerca, en un color oscuro, la materia orgánica de la que se toma muestra para su posterior datación (SUM-EPN-34). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, PhD. Hall, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (0197294, 9921077, 1130 msnm/ UTM WGS84-18S).



4.1.2 Sección Río Sapo

La sección fue expuesta en un corte situado en el sendero de ascenso a la cumbre del volcán Sumaco, donde un deslizamiento provocado por las intensas lluvias reveló un afloramiento de aproximadamente 8 metros de flujo piroclástico. Su ubicación se puede visualizar en la Figura 4.5. En este sitio, se han identificado cuatro niveles de capas de ceniza, con una capa de suelo de color café que sobreyace todo el afloramiento, tal como se muestra en la Figura 4.7.

La columna estratigráfica de la sección Río Sapo, de arriba hacia abajo, es la siguiente:

1. Suelo con vegetación de 0.5 m de espesor.
2. Afloramiento inaccesible de aproximadamente 3 m de espesor, rico en matriz y con líticos dispersos, similar a la capa inferior subyacente. No se recolectó muestra.
3. Capa de 1 metro de espesor, presenta una tonalidad grisácea-beige con matices anaranjados. Su compactación es muy baja y se pueden apreciar pequeños fragmentos de roca y ceniza, sugiriendo una erupción explosiva. Se recolectó una muestra de ceniza denominada SUM-JP-04. En la base de la capa, se observa una mayor concentración de pómez, la cual representa hasta el 20% de la muestra obtenida, así como acumulaciones de fragmentos de roca frescos o disgregados en forma de "bolsillos". La muestra es abundante en cristales, principalmente de plagioclasa, que llegan a representar hasta el 40% del contenido, y también se encontraron biotita y piroxeno. Adicionalmente, se detectó un 2% de obsidiana en la muestra.
4. Capa de espesor de 4 m, color gris, posee bolsillos de líticos (algunos frescos y disgregados).
5. Capa de de 0.6 metros de espesor compuesta por arcilla gris con líticos. Se observan lentes de turba, lo que sugiere la presencia de material orgánico que podría ser datable.

Se ha tomado una muestra (SUM-EPN-33) de este material orgánico para su análisis posterior.

6. Capa de 3 metros de espesor, se compone de arcilla gris con bolsillos de material orgánico y líticos grises. En su interior, se encuentra un lente de líticos, que es especialmente rica en pómez (muestra de ceniza SUM-JP-05). La capa en general presenta baja consolidación, con lentes de material orgánico y cristales, como plagioclasa, piroxeno, biotita y anfíbol. También hay presencia de pómez de hasta 0,2 cm, que parece ser bastante fresca, lo que sugiere que pudo haberse incorporado posteriormente. Los líticos, por su parte, son de composición andesítica, de color gris a verdoso oscuro, con un tamaño que oscila entre los 0,1 y los 0,5 cm, y suelen encontrarse solamente en la base o en forma de lentes. Esto podría indicar que se trató de una erupción de tipo andesita basáltica, menos explosiva. En este nivel, se toma muestra de materia orgánica (SUM-EPN-31).
7. Capa de 2 metros de espesor cerca del río, la cual contiene pómez, líticos y materia orgánica. Su color es grisáceo con tonalidades anaranjadas. La muestra de ceniza (SUM-JP-06) contiene piroxeno, plagioclasa y hornblenda como componentes principales, con un 10% de piroxeno, 35% de plagioclasa y 20% de anfíbol en el contenido mineral. La muestra de ceniza también contiene pómez con un tamaño de 0,5 cm que representa el 5% del contenido. El contenido en líticos es del 20% de volumen, son de color gris oscuro a negro, subredondeados, con baja-media vesicularidad y un diámetro entre 0,3 y 0,4 cm. Los líticos tienen fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Se recolectó una muestra de madera carbonizada (SUM-EPN-05) de esta capa para su datación. Esta capa podría indicar una erupción de tipo andesita basáltica menos explosiva debido a la baja cantidad de pómez y la presencia de líticos con fenocristales de plagioclasa y piroxeno.

En la siguiente tabla (Tabla 4.2), se resume la descripción de las tres capas de ceniza identificadas en la sección Río Sapo.

Tabla 4.2 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-04, SUM-JP-05 y SUM-JP-06. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Río Sapo y posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular.

SITIO	Nombre	COMPONENTES					MINERALES						POMEZ
		MIN	POM	VID	LIT	ESC	PLG	QZO	PRX	FDK	HBD	BT	
RIO SAPO	SUM-JP-06	60%	10%	10%	20%		25%	5%	10%			20%	gris oscuro, vesicularidad baja
	SUM-JP-05	70%	5%		25%		35%	5%	15%		10%	5%	gris oscuro, subangular, vesic. baja
	SUM-JP-04	80%	15%	2%	3%		35%	5%	20%		5%	15%	blanco/gris claro, subangular, vesic. baja

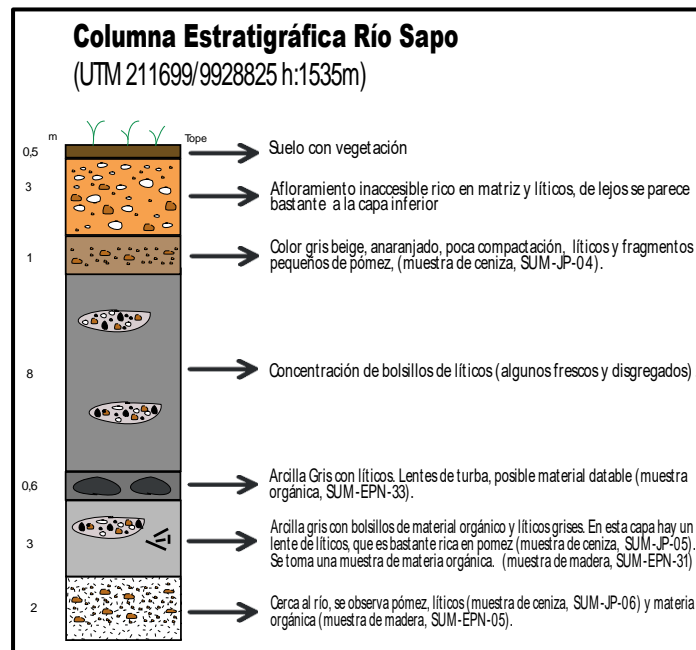


Figura 4.5 Sección elaborada en un corte al costado del río Sapo, en el ascenso al Refugio Mirador del volcán Sumaco. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h: 1535 m).



Figura 4.6 Corte estratigráfico Río Sapo en el que se pueden observar 6 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m)



Figura 4.7 Corte de Río Sapo en el que se pueden observar 6 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535m).

4.1.3 Sección Oritoyacu

Esta sección se encuentra localizada en el Valle del Río Guamaní, en la vía a Oritoyacu. Sus coordenadas (UTM) son 18S 0206627 / 9918252, 1164 msnm.

En el lugar ha sido posible identificar dos niveles de capas de ceniza que subyacen a un suelo color café de 2 a 3 m de potencia (Figura 4.8).

La columna estratigráfica de la sección Oritoyacu, de arriba hacia abajo, es la siguiente:

1. Suelo con vegetación de 3 m de espesor.
2. La capa de ceniza (SUM-JP-03) tiene 1 metro de espesor y está compuesta por granos muy finos y arcillosos de color gris oscuro a verdoso debido a la presencia de cloritas. Contiene pómez de hasta 1 cm de tamaño y cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y feldespato potásico. Los líticos representan el 8% del volumen total y son de color gris oscuro y rojizo, subredondeados, con vesicularidad muy baja y diámetros de hasta 0,3 cm, presentando fenocristales de plagioclasa y piroxeno. Además, contiene escorias de color negro a gris, con formas subangulares y alta vesicularidad, de hasta 7 mm de diámetro, que pueden representar hasta el 15% del volumen total de la muestra. También se puede observar un 20% de obsidiana.
3. Se trata de una capa de ceniza de tamaño arena (SUM-JP-02) que presenta una dureza moderada y una baja consolidación. En su composición se observan clastos subredondeados, de hasta 20 cm de tamaño, dispuestos de manera caótica y con signos de alteración. La muestra es rica en feldespato potásico y contiene pómez de hasta 0.4 cm y líticos basálticos de hasta 0.5 cm. La muestra también contiene cristales de piroxeno, plagioclasa y feldespato potásico.

En cuanto a la composición de los líticos, estos representan aproximadamente el 12% del volumen de la muestra y son de composición basáltica, con un color gris oscuro rojizo y una vesicularidad muy baja. La pómez, por su parte, presenta una coloración beige con un brillo

sedoso. Además, se han identificado trazas de escoria con alta vesicularidad y un 23% de obsidiana negra.

Se han tomado muestras de los clastos subredondeados para su posterior análisis petrográfico con el código SUM-Orit_Oct21_#10.

En la siguiente tabla (Tabla 4.3), se resume la descripción de las dos capas de ceniza identificadas en la sección Oritoyacu.



Figura 4.8 Columna estratigráfica elaborada en la vía lastrada a Oritoyacu. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 206627 / 9918252 h: 1164m).

Tabla 4.3 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-02 y SUM-JP-03. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Oritoyacu y posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular.

SITIO	Nombre	COMPONENTES					MINERALES						POMEZ
		MIN	POM	VID	LIT	ESC	PLG	QZO	PRX	FDK	HBD	BT	
ORITOYACU	SUM-JP-02	47%	20%	23%	8%	2%	10%	12%	5%	20%			Beige claro, sedoso, subredondeados
	SUM-JP-03	38%	20%	20%	12%	10%	10%	20%	3%	5%			anaranjado, muy alta vesicularidad



Figura 4.9 Corte de Oritoyacu en el que se pueden observar 2 capas, gracias a un derrumbe causado por abundante lluvia. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 206627 / 9918252 h: 1164m)

4.1.4 Sección Pucuno Alto

Esta sección estratigráfica se encuentra localizada en el ascenso del volcán Sumaco, específicamente antes de llegar al segundo refugio, en las coordenadas UTM 18S 0212121 / 9932709 y a una altitud de 1709 msnm. En la zona de estudio se ha identificado una capa de ceniza subyacente a una capa de suelo de color café, como se puede observar en la Figura 4.10.

La columna estratigráfica de Pucuno Alto se compone de tres capas, descritas de arriba hacia abajo:

1. Suelo con vegetación de 0.5 m de espesor.
2. Capa de 2 m de espesor, compuesta por una muestra de ceniza (SUM-JP-07) de color café con tonalidades anaranjadas. Esta capa contiene pómez de hasta 1 cm de tamaño, con cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y trazas de biotita. El contenido en líticos es del 5% de volumen y son de color gris oscuros, subredondeados, con vesicularidad muy baja y un diámetro entre 0.6 y 1.3 cm. Los líticos presentan fenocristales de plagioclasa y en mayor cantidad fenocristales de piroxeno. El porcentaje de vidrio volcánico, en forma de obsidiana color negra es del 8% de la muestra y tiene tamaños de hasta 0.1 cm. Se encontraron restos de troncos carbonizados para datación (SUM-EPN-32).
3. Flujo de lava en la zona basal y el piso del río. Esta capa se compone de una muestra de roca (SUM-Ps_Jn21_#3) de aproximadamente 1.5 m de espesor.

En la siguiente tabla (Tabla 4.4), se resume la descripción de la capa de ceniza identificada en la sección Pucuno Alto.

Tabla 4.4 Se realizó una descripción simplificada de la muestra de ceniza volcánica SUM-JP-07. Esta muestra fue obtenida de la capa de ceniza de la sección Pucuno Alto y posteriormente fue limpiada con ultrasonido y secada. Luego, se observó utilizando una lupa binocular.

SITIO	Nombre	COMPONENTES					MINERALES						POMEZ
		MIN	POM	VID	LIT	ESC	PLG	QZO	PRX	FDK	HBD	BT	
PUCUNO ALTO	SUM-JP-07	77%	10%	8%	5%		25%	8%	20%	15%	7%	2%	Anaranjado, vesicularidad media

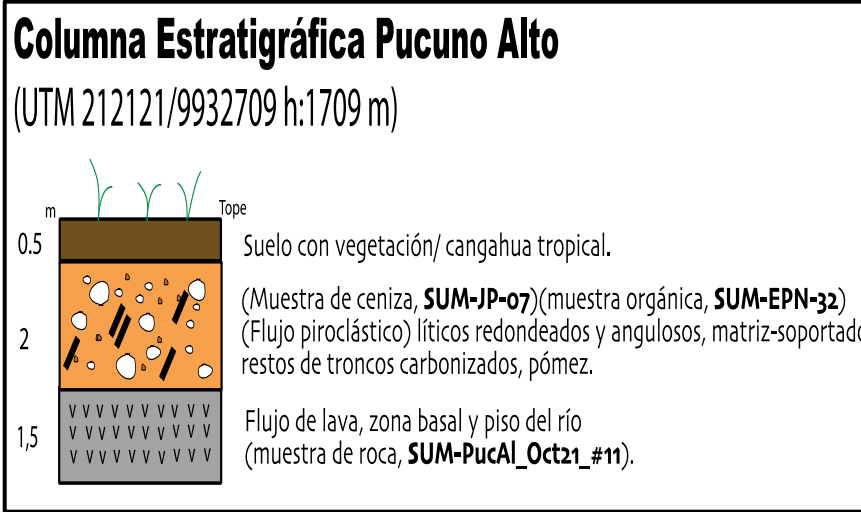


Figura 4.10 Sección estratigráfica realizada en Pucuno Alto, en el sendero del ascenso hacia el segundo refugio del volcán Sumaco. 0212121 / 9932709, 1709 msnm. Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m).



Flujo piroclástico, muestra de ceniza, **SUM-JP-07**
Restos de troncos carbonizados (muestra orgánica, **SUM-EPN-32**)

Figura 4.11 Este corte que se encuentra a un lado del río Pucuno Alto, se aprecia de cerca el depósito de flujo piroclástico color marrón anaranjado, se tomó una muestra de esta ceniza (SUM-JP-07). Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m)



Figura 4.12 En esta imagen se puede observar el área donde se analizó el flujo piroclástico, se puede ver el río, que en su lecho fue de donde se tomó la muestra de roca del flujo de lava (SUM-PucAl_Oct21_#11). Visitado el día 21 de octubre del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 212121 / 9932709 h:1709 m).

4.1.5 Sección Sendero Dos Mundos

Esta sección se ubica en el Sendero Dos Mundos, en la comunidad de Pacto Sumaco - Flanco Sur del volcán Sumaco, a una altitud de 1537 msnm y con coordenadas (UTM) de 18S 0211585 / 9927849. El sendero se utiliza para el transporte de las cosechas de la comunidad y se encuentra empalizado. En la sección se han identificado dos niveles de ceniza (Figura 4.13) que están intercalados. Estos niveles de ceniza se encuentran debajo de un suelo arenoso con vegetación de 80 cm de espesor.

La columna estratigráfica de la sección Sendero Dos Mundos se puede resumir en tres capas o niveles:

- 1) Capa superior: Suelo de 0.8m de espesor con vegetación.
- 2) Capa intermedia:
 - a) Ceniza SUM-JP-13, "roca caja", de tamaño medio y color gris oscuro con tonalidades cafés. Contiene pómez con un tamaño de 0.5 cm y cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y trazas de biotita. La cantidad de piroxeno en el contenido mineral es del 30% del volumen total. El contenido en líticos es del 2% de volumen, son de color negro, subredondeados, con vesicularidad media y un diámetro de hasta 0.8 cm. El porcentaje de vidrio volcánico, en forma de obsidiana color negra, es del 10% de la muestra. Contiene partículas de carbón de hasta 3 cm, lo que permite la datación (SUM-EPN-28).
 - b) Lentas o bolsillos de ceniza SUM-JP-12, mucho más fina, de color gris claro y rica en plagioclasa y pómez. Contiene pómez de hasta 2 cm y líticos rojizos de hasta 2 cm. Los cristales presentes en la muestra son piroxeno, plagioclasa, hornblenda y trazas de cristales laminares cafés de biotita. Se observan líticos de composición basáltica de

color rojizo con vesicularidad baja y un diámetro de 0.2 hasta 0.5 cm. El porcentaje de vidrio volcánico, en forma de obsidiana color negra, es del 12% de la muestra.

3) Capa inferior: Flujo de lava en el piso del río (muestra de roca, SUM-Ps_Jn21_#3).

En resumen, la columna estratigráfica de la sección Sendero Dos Mundos consta de tres capas, siendo la capa intermedia la más compleja desde el punto de vista geológico, con dos muestras de ceniza distintas (SUM-JP-13 y SUM-JP-12) y una muestra orgánica para datación (SUM-EPN-28). Además, se observa un flujo de lava en la capa inferior (SUM-Ps_Jn21_#3).

En la tabla 4.5, se resume la descripción de las 2 capas de ceniza identificadas en la sección Sendero Dos Mundos.

Tabla 4.5 Se realizó una descripción simplificada de las muestras de ceniza volcánica SUM-JP-12 y SUM-JP-13. Estas muestras fueron obtenidas de las capas de ceniza de la sección Sendero Dos Mundos y posteriormente fueron limpiadas con ultrasonido y secadas. Luego, se observaron utilizando una lupa binocular.

SITIO	Nombre	COMPONENTES					MINERALES						POMEZ
		MIN	POM	VID	LIT	ESC	PLG	QZO	PRX	FDK	HBD	BT	
SENDERO COMUNITARIO	SUM-JP-12	68%	15%	12%	5%		30%	5%	23%		10%		anaranjado, sedoso, subredondeado
	SUM-JP-13	83%	5%	10%	2%		30%	8%	25%		15%		beige oscuro, sedoso, subredondeado

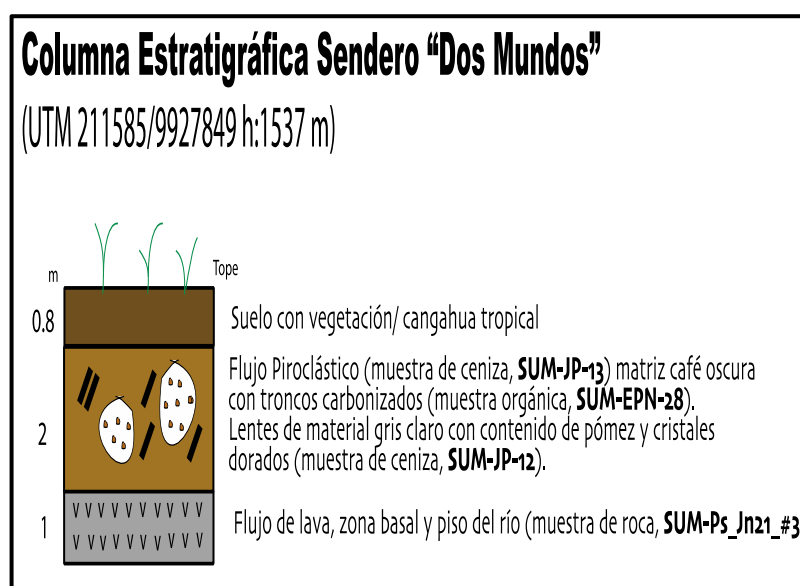


Figura 4.13 Sección estratigráfica elaborada en el camino de la comunidad Pacto Sumaco, en el flanco sur del volcán Sumaco, en el Sendero Dos Mundos. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211585 / 9927849 h:1537 m).

Figura 4.14 Afloramiento que se encuentra a un costado de un riachuelo derivado del río Pucuno, se puede apreciar el depósito de flujo piroclástico de color marrón oscuro (SUM-JP-13) bajo una capa potente de suelo. Dentro se pueden observar restos de troncos carbonizados de los cuales se toma muestra, para su posterior datación (SUM-EPN-28). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m).

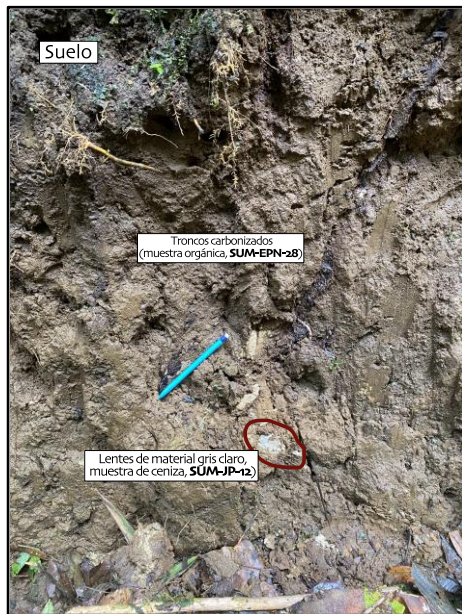
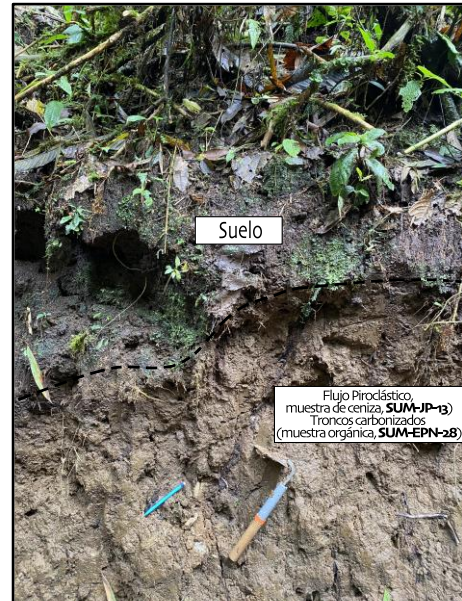


Figura 4.15 Se observa el depósito más de cerca, por lo que se puede ver que existen lentes de un material de caída más claro (color gris blanquecino) del cual también se toma muestra para su posterior análisis (SUM-JP-12). Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m).



Figura 4.16 Flujo de lava (SUM-Ps_Jun21_#3) en el lecho del río que se encuentra a la base del depósito de flujo piroclástico encontrado en el sendero comunitario de Pacto Sumaco. Visitado el día 10 de junio del 2021 con Msc. Patricia Mothes, Ing. Josué Salgado e Ing. Marco Córdova. (UTM 211699 / 9928825 h:1535 m).

4.2 Estudios Granulométricos

4.2.1 Resultados obtenidos

La información recopilada es importante ya que puede ser de mucha utilidad para darnos información de la fuente de origen, cantidad de transporte que estas partículas han experimentado, e inclusive su ambiente deposicional.

Podemos determinar la cantidad de transporte que las partículas han tenido ya que generalmente el tamaño de grano se correlaciona directamente con el nivel de energía del transporte y de esta manera sabremos si son facies proximales a distales. Los parámetros que fueron calculados, y que son los más importantes son: la asimetría, la curtosis, la desviación estándar (sorteo), mediana, moda y media. (Walker, 1971)

La importancia de la asimetría radica en poder aislar una población de granos de una población normal.

Por lo general, este parámetro estadístico refleja procesos de depósito en la eliminación o concentración de fracciones finas o fracciones gruesas. Por lo tanto, los depósitos que tienden a presentar sesgos finos, representan partículas en suspensión que representan el transporte más distal, mientras que, los depósitos con sesgos más gruesos representan menos transporte y por lo tanto facies más proximales al origen.

La curtosis es importante ya que sirve para clasificar sus distribuciones, mostrando si la parte dominante es el centro o los extremos de la población.

Similar a la clasificación para mostrar el dominio del centro o los extremos de la población.

Los sedimentos leptocúrticos suelen estar bien clasificados con una concentración de población en la media. Los sedimentos platicúrticos generalmente están mal clasificados con extremos gruesos y finos de población sobrerrepresentados. Las distribuciones bimodales o polimodales son platicúrticas, lo que típicamente refleja la mezcla de entornos

Los depósitos piroclásticos frecuentemente muestran distribuciones granulométricas bimodales o polimodales (Lirer & Vinci, 1991).

Según Lirer & Vinci (1991), los depósitos piroclásticos se pueden distinguir sobre la base de sus características de tamaño de grano, ya que sus resultados muestran que las clases de tamaño de grano – 3ϕ (depósitos de caída) , 1ϕ (flujos piroclásticos) y 6ϕ (oleadas piroclásticas) permiten una discriminación efectiva entre las facies piroclásticas.

La figura 4.17 , tomada de Lirer & Vinci (1991), indica que cada tipo de depósito tiene una distribución de frecuencia de tamaño de grano característica. Por lo tanto, los depósitos de caída tienen una distribución unimodal y con sesgo positivo, los depósitos de flujo tienen una distribución unimodal y casi simétrica y los depósitos de oleaje tienen una distribución débilmente bimodal y con sesgo negativo.

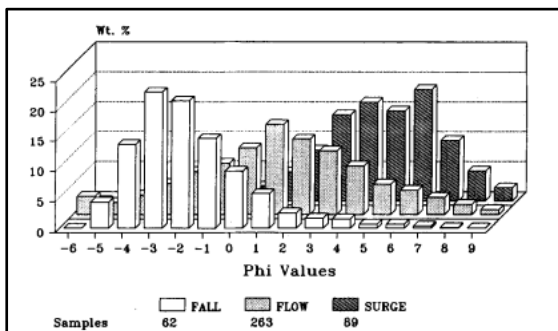


Figura 4.17 Histogramas de frecuencia típicos para depósitos de caída, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas. Tomado de Lirer & Vinci (1991).

Con los ensayos de granulometría se diferenciaron tres tipos de CDP:

⇒ **CDP del tipo Oleadas piroclásticas:** mas móviles, turbulentas con parámetros estadísticos gráficos como: diámetro medio tamaño 3.3 (ϕ), asimetría con un fuerte sesgo negativo hacia los finos y curtosis muy leptocúrtica y sorteo moderado. SUM-JP-12 (Sendero Comunitario) se encuentra contenida dentro de otra capa, por lo que tiene sentido que sea una oleada piroclástica, ya que estas nubes normalmente ocurren momentos antes de que sucedan los flujos piroclásticos, ya que, al ser menos densas, viajan mucho más rápido que estos (National Park Service, 2022).

⇒ **CDP asociadas a Flujos piroclásticos:** que tienen parámetros estadísticos gráficos como: diámetro medio tamaño 1 (\emptyset), casi simétricos o bimodales negativos, curtosis muy platicúrtica y mal sorteado.

- **Flujos Proximales al viento o productos de erupciones volcánicas de una alta magnitud explosiva:** En todos los afloramientos, este tipo de flujo lo tenemos en su mayoría en las capas de la base.
 - Pachakutik Base (SUM-JP-01)
 - Oritoyacu Base (SUM-JP-02)
 - Río Sapo Base (SUM-EPN-06)
 - Pucuno Alto Base (SUM-EPN-07)
- **Flujos Distales:** Están asociados a sesgos con tendencias ligeramente más marcadas hacia los finos, ocurre en las capas más superiores de los afloramientos.
 - Río Sapo capa tope (SUM-JP-04)
 - Río Sapo capa media (SUM-JP-05)
 - Sendero Comunitario capa contenedora (SUM-JP-13)

⇒ **CDP asociadas a Depósitos de caída:** que tienen parámetros estadísticos gráficos como: diámetro medio tamaño -1 (\emptyset), asimetría con sesgo positivo hacia los gruesos, curtosis mesocúrtica a y muy mal sorteo.

- Oritoyacu capa tope (SUM-JP-03)

4.2.1.1 Pachakutik

⇒ Muestra de ceniza, (**SUM-JP-01**), el mayor contenido de porcentaje en peso (82.31%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de cero en la

mediana, desviación estándar de 1.45 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP (corriente de densidad piroclástico) se clasificaría como depósito de **flujo piroclástico**, y debido a su contenido (17.53 %wt.) en partículas con tamaños mayores a 2mm, y debido a que este depósito se encuentra lejos del volcán, estos tamaños a esta distancia, pueden ser producto de una erupción muy potente y explosiva.

4.2.1.2 Oritoyacu

⇒ Muestra de ceniza de la capa basal, (**SUM-JP-02**), el mayor contenido de porcentaje en peso (83.67%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 1,4 en la mediana, desviación estándar de 2 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo negativo, pero con una distribución fuertemente bimodal (tendencia hacia los finos) y su curtosis es platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico** que, podría ser más **proximal** al viento del volcán, o ser producto de un pulso eruptivo muy explosivo, debido a su contenido (15.41 %wt.) en partículas con tamaños mayores a 2mm.

⇒ Muestra de ceniza de la capa tope (**SUM-JP-03**), el mayor contenido de porcentaje en peso (92.86%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 0,7 en la mediana, desviación estándar de 1.46 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo positivo (tendencia hacia los gruesos) y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de caída piroclástico**.

4.2.1.3 Río Sapo

⇒ Capa base (**SUM-JP-06**), el mayor contenido de porcentaje en peso (79.54%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), pero posee un contenido de

20.4% wt., en tamaños grava. Posee un valor de -0,1 en la mediana, desviación estándar de 1.68 (pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétricos y su curtosis es platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un depósito de **flujo piroclástico, que podría ser más proximal** al viento del volcán, o ser producto de un pulso muy explosivo, debido a su contenido en partículas con tamaños mayores a 2mm.

⇒ Capa media (**SUM-JP-05**), el mayor contenido de porcentaje en peso (96.28%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 1 en la mediana, desviación estándar de 1.28 (pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico**.

⇒ Capa tope (**SUM-JP-04**), el mayor contenido de porcentaje en peso (92.05%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 1,05 en la mediana, desviación estándar de 1.39 (pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo negativo (tendencia hacia los finos) y su curtosis es leptocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico más distal**.

4.2.1.4 Pucuno Alto

⇒ Capa Base (**SUM-JP-07**), el mayor contenido de porcentaje en peso (65.96%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de -0,05 en la mediana, desviación estándar de 2.05 (muy pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es muy platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico, que podría ser más**

proximal o ser producto de un pulso muy explosivo, debido a su contenido (33.62 % wt.) en partículas con tamaños mayores a 2mm.

4.2.1.5 Sendero Comunitario

⇒ Capa contenedora (**SUM-JP-13**), el mayor contenido de porcentaje en peso (99.60%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 1,29 en la mediana, desviación estándar de 1.29 (pobremente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrica con sesgo negativo (tendencia hacia los finos) y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico más distal**.

⇒ Capa huésped (lentes internos) (**SUM-JP-12**), el mayor contenido de porcentaje en peso (95.63%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 3.33 en la mediana, desviación estándar de 0.84 (moderadamente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con un fuerte sesgo negativo (fuerte tendencia hacia los finos) y su curtosis es muy leptocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de oleada piroclástico**.

4.3 Estudios Petrográficos

4.3.1 Sendero Pacto Sumaco

Este depósito está localizado en el lecho del riachuelo de una quebrada ubicada en el sendero comunitario empalizado de Pacto Sumaco, es un depósito de lava de color gris oscuro (UTM 18S 211585/ 9927850 h: 1537m). La roca es principalmente una tefrita-foidítica con estructura vesicular (muestra SUM-Ps_Jn21_#3).

4.3.1.1 SUM-Ps_Jn21_#3

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titano-augita y minerales opacos, además su estructura es vesicular. Las rocas presentan un ligero magnetismo al pasar el imán.

Microscópicamente la roca es hipocristalina, hipidiomórfica y la matriz presenta una textura intersertal microcristalina. La asociación mineral encontrada es titano-augita + plagioclasa + hornblenda + haüyna ± ortopiroxeno ± minerales opacos. (Figura 4.18)

La matriz está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, piroxenos, hornblendas y en menor cantidad minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a la plagioclasa.

Los **fenocristales de titano-augita** son subhedrales y anhedrales de diferentes tamaños 367-1600 (μm), también están presentes en la matriz en cristales que se ven minimamente con el mayor aumento y se distinguen gracias a sus colores de interferencia. En general, poseen zonación reloj de arena y maclas tipo Carlsbad, además se observan texturas de absorción como golfos de corrosión. Poseen microinclusiones de cristales de plagioclasa y óxidos de hierro.

Los **cristales de plagioclasa** se encuentran conformando la matriz en su mayoría. En la muestra de roca está presente 2 etapas de cristalización: la primera tiene tamaños de 150 μm , la segunda como fenocristales de 300 μm . También está muy presente en la matriz como

cristales alargados y tabulares que se perciben con el mayor aumento. Posee maclas polisintéticas, en su mayoría. La zonación no es perceptible. Los cristales de ambas etapas tienen forma subhedral tabular equigranular. Poseen textura cumulo porfídica, ya que se dan en agregados de varios fenocristales juntos, y afieltrada ya que no tienen una orientación determinada.

Los **cristales de hornblenda** son alargados hábitos aciculares de tamaños 300-650 (μm), poseen zonación y maclas tipo Carlsbad, y texturas de absorción. En menor porcentaje muestran su corte basal y exfoliación en 120° característica, se puede inferir que los cristales que muestran su cara longitudinal han sido los primeros en formarse en relación a los otros cristales de la muestra. En su mayoría son subhedrales a euhedrales.

Los **cristales de hauyna** tienen hábito euhedral poligonal, se encuentran zonados con bordes de oxidación muy marcados que normalmente ocurren cuando magmas hidratados alcanzan niveles superficiales. El diámetro de los cristales es de $450 \mu\text{m}$, lo que podría dar a entender un enfriamiento lento lo que permitió mayor crecimiento y una mejor formación de los cristales, lo que explicaría la forma euhedral en la mayoría de cristales. En LPP se observan los cristales traslúcidos con un tono azul pálido y en XLP (nícoles cruzados) son isotrópicos por lo que se ven opacos. Se pueden observar bordes de reacción que se deben a la entrada de agua en la cámara magmática que baja la temperatura de cristalización. Tienen inclusiones de plagioclasa, piroxenos y óxidos de hierro.

Los **cristales de ortopiroxeno** son subhedrales y euhedrales presentes con medidas desde $300 \mu\text{m}$, pero también se ven presentes en la matriz. Exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y grises, pleocroísmo en tonos verdes pálidos pero mantienen su forma original. Poseen cristales de óxidos de Fe intersticialmente. Poseen zonación.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y

anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

Basándonos en la información obtenida, se puede inferir una secuencia de cristalización probable para la roca descrita.

La formación de la roca parece haber comenzado con la cristalización de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda, que se observan en la matriz de la roca. Estos cristales parecen haber crecido juntos en una textura cumuloportífrica. Esta etapa de cristalización probablemente ocurrió a temperaturas más altas, ya que los cristales son subhédricos y equigranulares.

Posteriormente, la cristalización continuó con la formación de fenocristales de titanogita que tienen una zonación reloj de arena y maclas tipo Carlsbad. Estos cristales son más grandes que los cristales anteriores y pueden ser anhedrales o subhédricos. La presencia de microinclusiones de cristales de plagioclasa y óxidos de hierro en los cristales de titanogita sugiere que la cristalización de estos fenocristales ocurrió después de la cristalización de la plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda.

En la misma etapa de cristalización que los fenocristales de titanogita, se formaron cristales de hauyina, que son euhédricos y tienen un tamaño más grande que los cristales de plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda. La presencia de bordes de oxidación sugiere que la cristalización de hauyina ocurrió en condiciones más oxidantes.

Finalmente, la matriz se cristalizó en una textura intersertal microcristalina, que consiste en una masa de cristales pequeños de plagioclasa, piroxenos, hornblendas y minerales opacos. La presencia de vesículas sugiere que la cristalización de la matriz ocurrió en un ambiente volcánico, y la presencia de vidrio sugiere que la matriz se enfrió rápidamente.

En resumen, la secuencia de cristalización probable para esta roca es la siguiente: plagioclasa, ortopiroxeno y hornblenda en la matriz, seguidos por titanio-augita y hauyna como fenocristales, y finalmente la matriz en una textura intersertal microcristalina.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 22% de la muestra, estas tienen distintos tamaños, algunas son redondeadas y pequeñas, pero las grandes tienen bordes muy irregulares, algunas tienen aspecto vermicular, algunas vesículas son amidaloideas rellenas con cuarzo secundario que parece haberse precipitado en esos lugares de manera posterior.

Esta roca contiene **crystalos de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

La **asociación mineral** que la roca presenta de titanio-augita, plagioclasa, hornblenda, hauyna, ortopiroxeno y minerales opacos, así como la textura y la estructura de la roca, se puede clasificar como una roca ígnea extrusiva de tipo basáltico.

La presencia de vesículas indica que esta roca pudo haberse formado a partir de una erupción volcánica, con la liberación de gases que dieron lugar a la formación de burbujas en la masa fundida. La textura porfírica sugiere que la roca sufrió un enfriamiento rápido en la superficie, lo que dio lugar a la formación de fenocristales de titanio-augita de diferentes tamaños suspendidos en una matriz fina.

La presencia de plagioclasa, hornblenda y ortopiroxeno sugiere que la roca tiene una composición máfica, con una abundancia de silicatos ferromagnesianos. La presencia de hauyna, un feldespatoide, indica que la roca puede ser un traquibasalto, un tipo de basalto alcalino con un contenido relativamente alto de alcalinos (Na y K).

En resumen, se puede clasificar esta roca como una roca ígnea extrusiva de tipo basáltico, con una textura porfídica, una matriz fina y vesículas, y una asociación mineral de

titano-augita, plagioclasa, hornblenda, hauyna, ortopiroxeno y minerales opacos. La presencia de hauyna sugiere que la roca puede ser un **trachibasalto**.

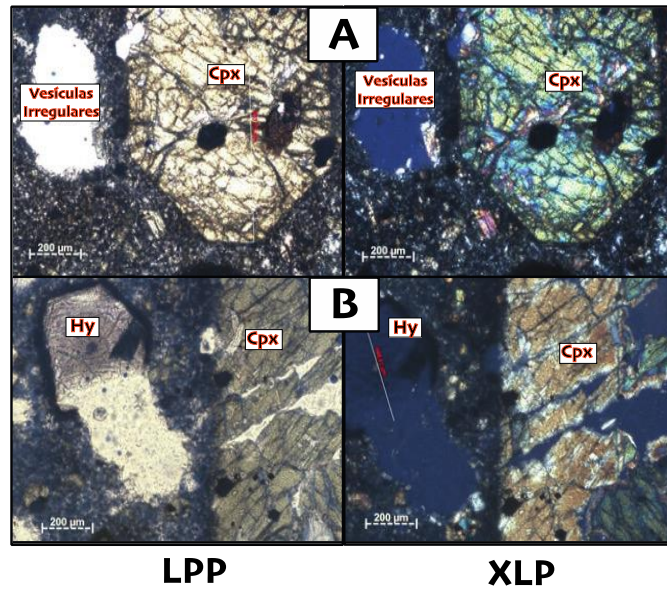


Figura 4.18 Muestra SUM-Ps_Jn21_ #3, vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes vesículas irregulares, y un gran cristal de clinopiroxeno (titanoaugita) con inclusiones de minerales opacos, **B)** Un gran cristal de clinopiroxeno fracturado y con textura "sieve" de absorción ya casi convertido en hornblenda, a su lado un gran cristal subhedral de hauyna con un relieve muy marcado.

4.3.2 Pachakutik

El depósito de avalancha, compuesto de brecha, está localizado en la carretera en la entrada a la comunidad de Pachakutik en un corte en frente de la escuela/cancha cubierta en la mitad del pueblo, provincia de Napo, este sector se encuentra aproximadamente a una distancia aproximada de 21 km al Suroeste de la comunidad de “Pacto Sumaco”. Sus coordenadas (UTM) son 18S 0197294/ 9921077 h: 1130 m.

4.3.2.1 SUM-Pa_Jun21_#7

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de plagioclasa, además su estructura es vesicular y clástica por lo que se observan líticos bastante grandes. (muestra SUM-Pa_Jn21_#7).

Microscópicamente la roca es hipocristalina, alotromórfica y presenta líticos Fig. 4.19, la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es plagioclasa \pm feldespatos potásicos + biotita \pm clorita/epidota \pm minerales opacos \pm sericita \pm cuarzo.

La matriz siendo el 61% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa con textura traquítica por lo que indica dirección de flujo, minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los cristales **de plagioclasa** están presentes en 3 etapas de cristalización, y además un gran porcentaje de estos cristales se encuentran conformando la matriz. La primera fase son cristales que llegan hasta aproximadamente 3000 (μm) de diámetro y tienen texturas sieve de absorción y algunas ya se encuentran totalmente sericitizadas además no se observa zonación, pero guardan la forma del cristal original, en la segunda fase se observan como fenocristales

de hasta 1000 (μm) en la que algunos pocos poseen zonación, la tercera fase tiene fenocristales de hasta 200 (μm). Los cristales en general tienen forma subhedral a anhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. En la matriz se observan como microcristales alargados y tabulares que se perciben con el mayor aumento. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oikocristales de pequeños cristales de óxidos de hierro en su interior.

Los **fenocristales de feldespato potásico** son subhedrales de diferentes tamaños 100-600 μm . No se percibe zonación, pero si se ven claramente maclas tipo Carlsbad o simples ya que muchas no poseen macla, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral a anhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. Poseen cristales de Óxidos de hierro y sericita de manera intersertal, debido a un proceso de remineralización en fracturas o alteración.

Los **cristales de biotita** poseen bordes de oxidación que se ven en LPP. Tienen forma subhedral presentes en tres etapas de cristalización, la primera de 200 a 300 (μm), la segunda de 400 a 600 (μm) y la tercera de 950 a 1000 (μm). Poseen exfoliación perfecta, colores de interferencia altos debido a que la mayoría se encuentran cloritizados y epidotizados, pleocroísmo en tonos verde ya que los cristales se encuentran en su mayoría cloritizados o epidotizados, pero mantienen su forma original. Posee formas subhedrales a anhedrales y vidrio intersticial.

La **clorita** se presenta como un mineral color verdoso pálido en LPP que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las biotitas. Tiene pleocroísmo que va desde verde pálido a verde, y colores de birrefringencia bajos. Su hábito es similar al de la biotita.

La **epidota** posee extinción paralela, son cristales anhedrales, presentes debido a la alteración que se da tanto en la biotita como en la plagioclasa, tiene texturas coroníticas de

sericita, extinción paralela y pleocroismo en tonos verdes (pálido a oscuro). Colores de birrefringencia altos y textura poiquilítica por presencia de inclusiones de microinclusiones de óxidos de hierro. Algunos cristales mantienen las formas de las biotitas predecesoras.

La **sericita** se presenta inequigranularmente como cristales disgregados, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos tienen formas tabulares debido a la forma predecesora de plagioclasa que se alteró. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

El **cuarzo** representa solamente el 2.5% de la muestra. Se encuentra como muy pequeños cristales formando texturas miarolíticas, ya que crece en forma de drusa en las vesículas, por lo que se da de manera secundaria, después de la formación de la roca y de las vesículas.

No contiene cristales de feldespatoides (hauyna).

Con base en la información proporcionada, la secuencia de cristalización de la muestra SUM-Pa_Jn21_#7 podría ser la siguiente:

1. Comenzó con la formación de fenocristales de plagioclasa de hasta 3000 (μm) de diámetro con texturas sieve de absorción y algunas ya sericitizadas.
2. Posteriormente, se formaron fenocristales de feldespato potásico de diferentes tamaños (100-600 μm) con texturas de absorción y algunas maclas tipo Carlsbad o simples. Estos cristales son subhedrales y no presentan zonación.

3. En una tercera etapa, se formaron fenocristales de plagioclasa de hasta 1000 (μm) de diámetro, algunos de los cuales presentan zonación.
4. Finalmente, se formaron los fenocristales de plagioclasa más pequeños, de hasta 200 (μm) de diámetro.

En general, los cristales tienen forma subhedral a anhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas. Los intersticios entre los cristales están rellenos de sericita y clorita debido a la alteración.

En cuanto a los minerales accesorios, la biotita se presenta en tres etapas de cristalización, la primera de 200 a 300 (μm), la segunda de 400 a 600 (μm) y la tercera de 950 a 1000 (μm). La clorita y la epidota son minerales secundarios que se formaron por la alteración de la biotita y la plagioclasa. Ambos minerales tienen texturas poiquiliticas debido a la presencia de inclusiones de óxidos de hierro.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 11% de la muestra, estas son de distintos tamaños, pero la mayoría son grandes y aplanadas con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una andesita porfirítica. La presencia de fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico en una matriz de textura traquítica indica que la roca se enfrió lentamente después de una erupción volcánica. También se observa la presencia de minerales secundarios como biotita, clorita y epidota debido a procesos de alteración.

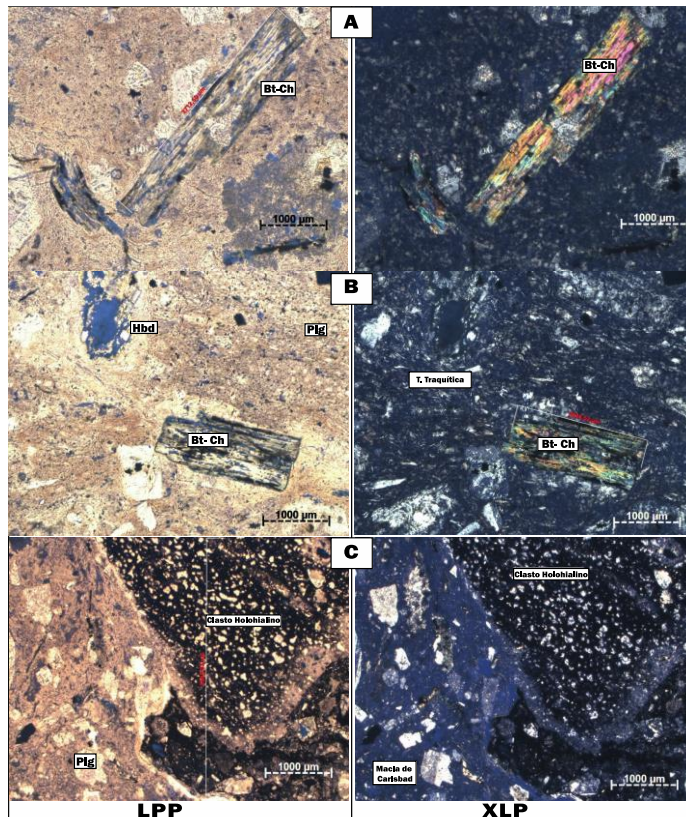


Figura 4.19 Muestra SUM-Pa_Jn21_#7, vista al microscopio (objetivo 2.5x)., **A)** Cristal grande de biotita cloritizada que aun mantiene su forma original, **(B)** Se puede apreciar la textura traquítica de la dirección de flujo que tienen las plagioclasas de la matriz y también se puede ver un cristal de biotita cloritizado con vidrio intersertal, **(C)** Se puede observar grandes líticos holohialinos básicos de bordes irregulares, además se puede observar plagioclasas con maclas de Carlsbad y microinclusiones de apatita.

4.3.2.2 SUM-Pa_Jun21_#8

En muestra de mano la roca presenta una textura porfírica con abundancia de fenocristales de plagioclasa, además su estructura es maciza por lo que se observan líticos y ninguna vesícula. (muestra SUM-Pa_Jn21_#8).

Microscópicamente la roca es hipocristalina, hipidiomórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es plagioclasa \pm feldespato potásico + biotita \pm clorita \pm minerales opacos \pm sericita \pm cuarzo. (Figura 4.20)

La matriz siendo el 54% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos, sericita intersticial y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **cristales de plagioclasa** tienen una textura seriada. Están presentes en 3 etapas de cristalización, y además un gran porcentaje de estos cristales se encuentran conformando la matriz. La primera fase son cristales que llegan hasta aproximadamente 3000 (μm) de diámetro en los que no se percibe zonación, en la segunda fase se observan como fenocristales de hasta 700 (μm) en la que algunos pocos poseen zonación, la tercera fase tiene fenocristales con zonación de hasta 300 (μm). Los cristales en general tienen forma subhedral con maclas polisintéticas y de carlsbad, además hábitos tabulares con sus intersticios rellenos con sericita. En la matriz se observan como microcristales alargados y tabulares que se perciben con el mayor aumento. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oicocristales de pequeños cristales de óxidos de hierro en su interior de microinclusiones.

Los **fenocristales de feldespato potásico** son subhedrales de diferentes tamaños 500 a 700 μm . Algunos cristales poseen zonación y algunas no tienen macla, pero si se ven claramente maclas tipo Carlsbad o simples, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita debido a alteración. Poseen cristales de Óxidos de hierro y sericita de manera intersertal, debido a un proceso de remineralización en fracturas o alteración.

Los **cristales de biotita** poseen bordes de oxidación que se ven en LPP y XLP. Tienen formas anhedralas presentes en dos etapas de cristalización, la primera de 200 a 500 (μm), la segunda de 600 a 1200 (μm). Poseen exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y verdosos por cloritización, pleocroismo en tonos verde ya que los cristales se encuentran alterados, pero mantienen su forma original. Algunos cristales se encuentran un poco deformados siguiendo la dirección del flujo, tienen texturas sieve debido a reabsorción, y poiquilíticas ya que intersticialmente tienen óxidos de hierro.

La **clorita** se presenta como un mineral color verdoso pálido en LPP que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las

biotitas, por lo que se la encuentra formando coronas a su alrededor.. Tiene pleocroismo que va desde verde pálido a verde, y colores de birrefringencia bajos. Su hábito es similar al de la biotita.

La **sericita** se presenta inequigranularmente como cristales disgregados, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos tienen formas tabulares debido a la forma predecesora de plagioclasa que se alteró. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

El **cuarzo** representa el 12% de la muestra. Se encuentra como muy pequeños cristales irregulares con exfoliación inexistente y bajo relieve, extinción ondulosa y colores de interferencia bajos (gris), posiblemente se produce de manera secundaria, después de la formación de la roca.

La **matriz** tiene una estructura maciza clástica, ya que no se observan vesículas, y además se ven varios líticos por lo que la roca es claramente una brecha maciza.

No contiene **cristales de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más antiguas del volcán.

Con base en la información obtenida se puede inferir la siguiente secuencia de cristalización:

1. La primera etapa de cristalización fue la formación de plagioclasa. Los cristales de plagioclasa que se encuentran en la muestra no presentan zonación y se observan en tres etapas de cristalización. Esta fase fue seguida por la formación de la matriz de la

roca, que está compuesta principalmente por plagioclasa, minerales opacos, sericita intersticial y vidrio.

2. En la segunda etapa de cristalización se formaron los fenocristales de feldespato potásico, algunos de los cuales presentan zonación y maclas tipo Carlsbad o simples. También se formaron los cristales de biotita en dos etapas diferentes, seguidos de la formación de clorita y sericita, que se produjeron por alteración de la biotita.
3. En la tercera y última etapa de cristalización, se formaron los fenocristales de plagioclasa con zonación y los cristales de óxidos de hierro.

Además, se puede inferir que el cuarzo presente en la muestra se produjo de manera secundaria, después de la cristalización de los otros minerales, posiblemente como resultado de procesos de alteración.

Dado que la roca presenta una textura porfírica y una asociación mineral que incluye plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cuarzo, puede clasificarse como una riolita.

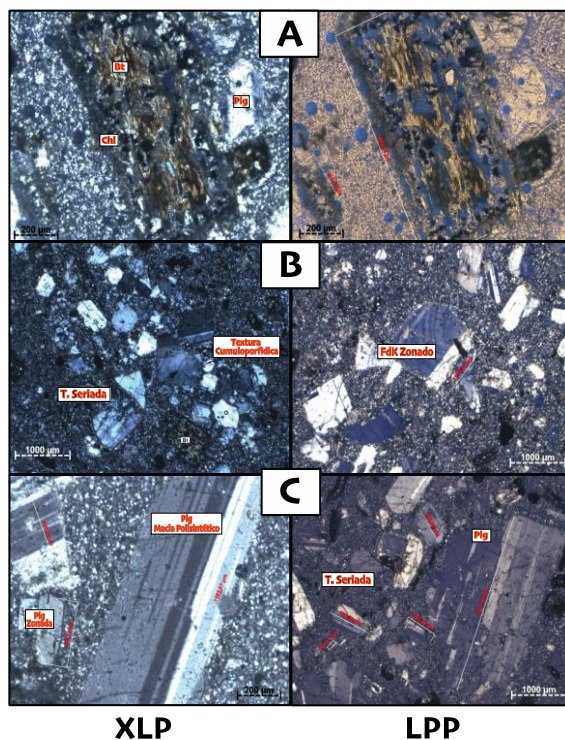


Figura 4.20 Muestra SUM-Pa_Jun21_#8, vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales de biotitas cloritizadas con microinclusiones de minerales opacos y apatita, **B)** textura seriada o secuencial de las plagioclasas y feldespatos que se presentan en un agregado cumuloportidico con una gradación continua de tamaños, **C)** se pueden apreciar fenocristales de plagioclasas bien desarrollados de distintos tamaños (textura seriada) con maclas polisintéticas y de Carlsbad.

XLP

LPP

4.3.2.3 SUM-Pa_Jun21_#9

En muestra de mano la roca es una roca que presenta una textura porfírica con abundancia de fenocristales de plagioclasa, además su estructura es vesicular y se observan líticos y vesículas pequeñas redondeadas (muestra SUM-Pa_Jn21_#9).

Microscópicamente la roca es hipocristalina, alotromórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es plagioclasa ± feldespato potásico + biotita + hornblenda ± clorita/epidota ± minerales opacos ± sericita ± cuarzo. (Figura 4.21)

La matriz siendo el 41% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos, sericita intersticial y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **cristales de plagioclasa** están presentes en 3 etapas de cristalización, y además un gran porcentaje de estos cristales se encuentran conformando la matriz. La primera fase son cristales que llegan hasta aproximadamente 1500 (μm) de diámetro y tienen texturas sieve de absorción y algunas ya se encuentran totalmente sericitizadas además no se observa zonación, pero guardan la forma del cristal original, en la segunda fase se observan como fenocristales de hasta 950 (μm) en la que algunos pocos poseen zonación, la tercera fase tiene fenocristales de hasta 500 (μm) que poseen zonación. Los cristales en general tienen maclas polisintéticas y de Carlsbad, además forma subhedral con bordes irregulares y hábito tabular en agregados seriados sin orientación preferente (afieltrada) y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. En la matriz se observan como microcristales alargados y tabulares que se perciben con el mayor aumento. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oikocristales de pequeños cristales de óxidos de hierro y feldespatos más pequeños en su interior.

Los **fenocristales de feldespato potásico** son subhedrales de diferentes tamaños 700-950 μm . Algunas tienen zonación, con maclas tipo Carlsbad o simples ya que muchas no poseen macla, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. Poseen cristales de Óxidos de hierro y sericita como microinclusiones, debido a un proceso de remineralización en fracturas o alteración.

Los **cristales de biotita** poseen bordes coroníticos de clorita que se ven en LPP y XLP. Tienen forma subhedral presentes en cuatro etapas de cristalización, la primera de 1200 a 1300 (μm), la segunda de 850 a 950 (μm) y la tercera de 600 a 800 (μm) y la cuarta de 300 a 500 (μm). Poseen exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y verdosos debido a que la mayoría se encuentran cloritizados, sobre todo en sus bordes. También se pueden observar colores de interferencia altos debido a epidotización. Pleocroismo en tonos verdosos debido a la alteración presente. Algunos cristales se encuentran un poco deformados siguiendo la dirección del flujo, tienen texturas sieves debido a reabsorción, y poiquilíticas ya que intersticialmente tienen óxidos de hierro.

Los **cristales de hornblenda** son subhedrales y se ven en 2 etapas de cristalización: la primera de tamaños 1200 (μm) y la segunda con tamaños 200 (μm), la segunda etapa está mejor conservada, mientras que la primera etapa se encuentra bastante destruída con texturas sieve y alteradas, por lo que se pueden observar coronas de clorita a su alrededor, pero en sus fragmentos se observa su característica exfoliación.

La **clorita** se presenta como un mineral color verdoso pálido en LPP que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las biotitas. Tiene pleocroismo que va desde verde pálido a verde, y colores de birrefringencia bajos. Su hábito es similar al de la biotita.

La **epidota** posee extinción paralela, son cristales anhedrales, presentes debido a la alteración que se da tanto en la biotita como en la plagioclasa, tiene texturas coroníticas de sericita, extinción paralela y pleocroismo en tonos verdes (pálido a oscuro). Colores de birrefringencia altos y textura poiquilítica por presencia de inclusiones de microinclusiones de óxidos de hierro. Algunos cristales mantienen las formas de las biotitas predecesoras.

La **sericita** se presenta inequigranularmente como cristales disgregados, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos tienen formas tabulares debido a la forma predecesora de plagioclasa que se alteró y también se encuentran en forma de coronas por la alteración de los feldespatos. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

El **cuarzo** representa solamente el 6% de la muestra. Se encuentra como muy pequeños cristales formando texturas miarolíticas, ya que crece en forma de drusa en las vesículas, por lo que se da de manera secundaria, después de la formación de la roca y de las vesículas.

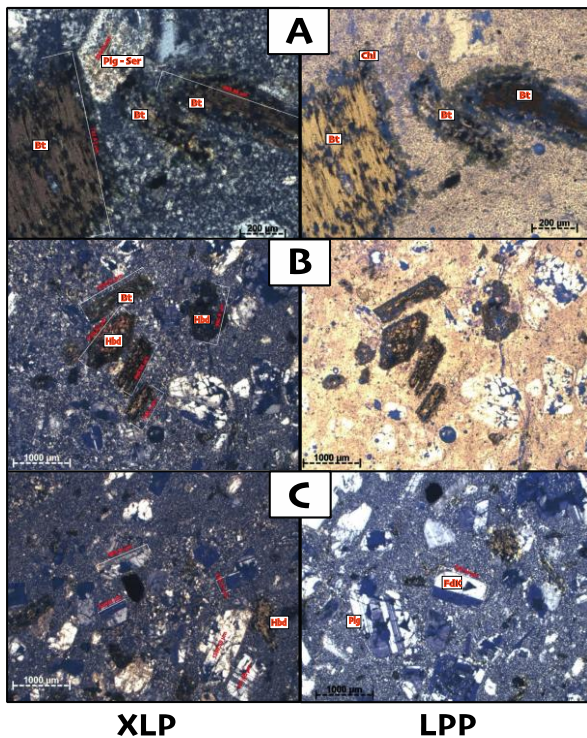


Figura 4.21 Muestra SUM-Pa_Jn21_#9 vista al microscopio (objetivo 2.5x y 10x). **A)** Se pueden observar fenocristales de hornblenda transformándose en biotitas y a su vez, los cristales de biotita poseen coronas de alteración a clorita, **B)** Biotitas y cristales de hornblenda con coronas de oxidación, los feldspatos en general muestran texturas de reabsorción “sieve” **C)** Se pueden apreciar los distintos tipos de feldspatos, y sus maclas tipo Carlsbad y polisintéticas.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 16% de la muestra, estas son en general de tamaños pequeños, pero la mayoría son pequeñas con bordes redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

No contiene **cristales de feldespatoideos** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más antiguas del volcán.

La información obtenida sugiere una **secuencia de cristalización** de la roca en cuestión. Comenzó como un magma hipocristalino, alotromórfico que contenía plagioclasa y feldespato potásico. La cristalización temprana se caracterizó por la formación de plagioclasa en tres etapas, la primera de las cuales incluía cristales grandes que ahora están completamente sericitizados y no presentan zonación. La segunda etapa incluyó fenocristales de plagioclasa más pequeños con algunas zonas, mientras que la tercera etapa incluyó fenocristales aún más pequeños con zonación evidente. Los fenocristales de feldespato potásico se formaron a lo

largo de la cristalización y se caracterizan por ser subhedrales y tener diferentes tamaños, algunos de los cuales presentan zonación y maclas tipo Carlsbad. En general, los cristales tienen forma subhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas. La biotita se formó en cuatro etapas de cristalización, y los cristales en general son subhedrales con bordes coroníticos de clorita. Los cristales de hornblenda se formaron en dos etapas de cristalización y son subhedrales. La alteración produjo clorita y epidota, que remplazaron a la biotita y hornblenda. La roca final presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de plagioclasa y una matriz criptocristalina que contiene cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y sericita intersticial.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una andesita porfirítica vesicular con matriz criptocristalina. La asociación mineral incluye plagioclasa, feldespato potásico, biotita, hornblenda, clorita/epidota, minerales opacos, sericita y cuarzo.

4.3.2.4 SUM-EPN-20

Este depósito de avalancha, se encuentra localizado en la nueva mina localizada sobre el Río Pucuno. Sus coordenadas (UTM) son 18S 211530 / 9921195, 1077 msnm.

En muestra de mano la roca es que presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titano-augita, además su estructura es vesicular por lo que se observan vesículas de distintos tamaños y formas. (muestra SUM-EPN-20).

Microscópicamente la roca es hipocristalina, alotromórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es titano-augita + feldespato potásico/plagioclasa + hauyna ± hornblenda ± ortopiroxeno ± minerales opacos. (Figura 4.22)

La matriz siendo el 48% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **fenocristales de titanio-augita** son subhedrales de diferentes tamaños 500 a 600 (μm), la mayoría presentan zonación reloj de arena y maclado simple. Se presentan en agregados consertales y cumulo porfídicos. Su forma varía de subhedral a anhedral. Poseen texturas ofíticas y subofíticas ya que la mayoría de sus inclusiones a parte de los Óxidos de Fe, son plagioclasas que están incluídas o parcialmente incluídas. No se observan sobrecrecimientos.

Los **fenocristales de feldespato potásico** son subhedrales de diferentes tamaños 200-500 μm . Se observa zonación no muy marcada y perceptible, posee maclas tipo Carlsbad, pero en algunos cristales no se observa macla. No se observan alteraciones. Tienen formas tabulares anchas euhedrales. Poseen inclusiones de óxidos de hierro y piroxenos.

Los **cristales de plagioclasa** están presente con tamaños de hasta 200(μm). La mayoría de las plagioclasas se encuentran en la matriz. Se observan maclas tipo Carlsbad en poco porcentaje y maclas polisintéticas muy finas, pero en general no se ven muchas maclas. Poseen zonación. Tienen hábitos euhedrales tabulares equigranulares. No se observan inclusiones debido a su tamaño, pero las plagioclasas si se encuentran dentro de otros minerales como inclusiones. No se observan alteraciones.

Los **cristales de hauyna** tienen un hábito es euhedral lo que podría dar a entender un enfriamiento lento que permitió mayor crecimiento y una mejor formación de los cristales. Estos tienen tamaños de hasta 700 (μm). Presentan exfoliación, muy visible ya que en LPP se observan los cristales traslúcidos con un color azul muy marcado evidente y con relieve perceptible. En XLP son isótropicos por lo que se ven opacos. Se observan inclusiones de óxidos de hierro, plagioclasas y piroxenos en los cristales grandes.

Los **cristales de hornblenda** son subhedrales color marrón verdoso en LPP, que se pueden observar tanto en corte longitudinal en hábitos aciculares, con tamaños de aproximadamente 400 μm a 500 μm en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maclado, zonación, no se observan bordes de sobrecrecimiento, también se observan inclusiones de opacos. Los cristales que se presentan como cortes basales con exfoliación característica, tienen tamaños de aproximadamente 200 (μm) y 800 (μm), poseen zonación, y algunas poseen maclado. Los cristales más pequeños tienen un poco de sericitización casi imperceptible, se observan inclusiones de plagioclasa y opacos.

Los **cristales de ortopiroxeno** cristales subhedrales presentes con medidas desde 600 a 1600 (μm) con color marrón verdoso en LPP y pleocroismo que va de tonos claros a oscuros. Poseen zonación y maclado simple, tienen colores de interferencia más bajos que los clinopiroxenos. Se presentan en agregados cumulo porfídicos consertales con otros minerales. La mayoría del hábito observado es euhedral debido a que se encuentran muy fracturados. Poseen inclusiones de cristales de óxidos de hierro y plagioclasas. No se observan texturas de sobrecrecimiento.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 16% de la muestra, estas son en general de distintos tamaños, pero en su mayoría son grandes y aplanadas con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

Esta roca contiene cristales de **feldespatoideos (hauyna)**, por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

A partir de la descripción de la muestra, se puede inferir una **secuencia de cristalización** hipotética que podría ser la siguiente:

1. En primer lugar, se formaron los fenocristales de titano-augita subhedrales de diferentes tamaños (500-600 μm) en agregados consertales y cumulo porfídicos, presentando texturas ofíticas y subofíticas.
2. Posteriormente, se formaron los fenocristales de feldespato potásico subhedrales de diferentes tamaños (200-500 μm), con formas tabulares anchas euhedrales, que presentan zonación no muy marcada y perceptible.
3. A continuación, se formaron los cristales de plagioclasa con tamaños de hasta 200(μm), que se encuentran mayoritariamente en la matriz, con hábitos euhedrales tabulares equigranulares.
4. Después, se formaron los cristales de hauyna con un hábito euhedral y tamaños de hasta 700 (μm), presentando exfoliación y una clara zonación.
5. A continuación, se formaron los cristales de hornblenda subhedrales, de color marrón verdoso, en hábitos aciculares y cortes basales con exfoliación característica, con tamaños que varían desde 200 a 500 μm .
6. Finalmente, se formaron los cristales de ortopiroxeno subhedrales, con medidas desde 600 a 1600 (μm), de color marrón verdoso y con zonación y maclado simple, presentándose en agregados cumulo porfídicos consertales con otros minerales.

Cabe destacar que en todo momento la matriz estuvo presente en la formación de los cristales mencionados, estando compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio. Además, la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de

fenocristales de titanio-augita y su estructura es vesicular, presentando vesículas de distintos tamaños y formas.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una fonolita tefrítica, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas ácidas y más diferenciadas del Sumaco.

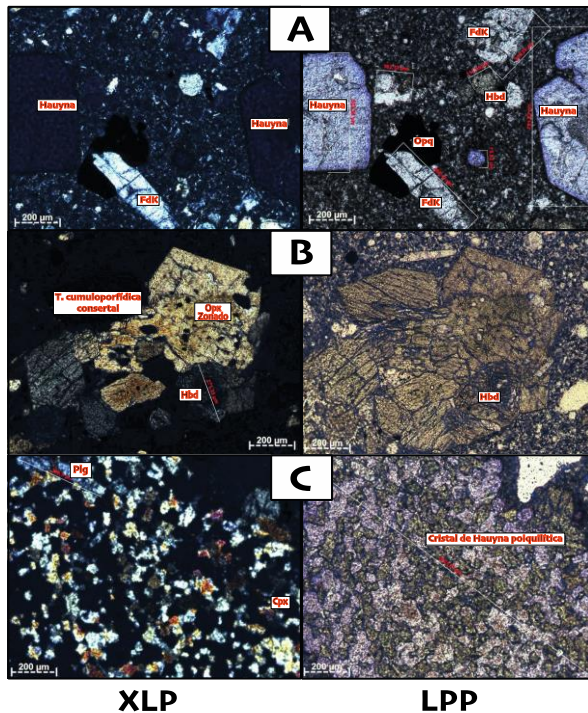


Figura 4.22 Muestra SUM-EPN-20 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales de hauyina con un color azul muy distinguible rodeadas de cristales de feldespato potásico y apatito con texturas sieve de reabsorción, **B)** Se pueden ver cristales de ortopiroxenos rodeando a un cristal de hornblenda con zonación que se presentan en agregados cumuloportídicos consertales, **C)** Se puede apreciar un cristal muy grande de hauyina poiquilítica, con abundantes microinclusiones de pequeños piroxenos, plagioclasas y apatito en su interior.

4.3.3 Quebrada Oritoyacu

Este depósito de flujo piroclástico está localizado en Valle del Río Guamaní, en la vía a Oritoyacu. Sus coordenadas (UTM) son 18S 0206627 / 9918252, 1164 msnm.

4.3.3.1 SUM-Orit_Oct21_#10

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titanio-augita y hornblenda, además su estructura es vesicular por lo que se observan vesículas de distintos tamaños y formas.

Microscópicamente la roca es hipocristalina, alotromórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es titano-augita + hornblenda + feldespato potásico/plagioclasa + hauyna \pm ortopiroxeno \pm minerales opacos. (Figura 4.23)

La matriz siendo el 26% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **fenocristales de titano-augita** cristales euhedrales bastante grandes de diferentes tamaños con textura seriada desde 200 a 1000 μm , zonados, con maclas tipo Carlsbad y simple, texturas consertales y cumuloportidicas con otros piroxenos. Su hábito es en su mayoría euhedral pero si existen cristales subhedrales. Poseen cristales de óxidos de hierro o plagioclasas de manera intersertal. Poseen texturas ofíticas y subofíticas ya que la mayoría de sus inclusiones a parte de los óxidos de hierro, son plagioclasas que están incluidas o parcialmente incluidas. Extinción característica de reloj de arena.

Los **fenocristales de feldespato potásico** son subhedrales equigranulares con tamaños de aproximadamente 300 (μm), se observa zonación, además de maclas tipo Carlsbad y en rejilla muy fina, pero en algunos xles no se observa macla. Tienen formas tabulares anchas. No se observan inclusiones ni alteraciones.

Los **cristales de plagioclasa** están presentes equigranularmente en cristales de hasta 200 (μm). Se pueden observar algunas maclas polisintéticas o de Carlsbad. Todos los cristales poseen zonación. Tienen forma euhedral tabular cuadrado. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oikocristales de pequeños cristales de óxidos de hierro en su interior. No se observan grados perceptibles de alteración.

Los **cristales de hauyna** tienen un hábito es euهدral a subهدral (se observa gracias a las coronas de oxidación muy marcadas), con tamaños de hasta 200 (μm), pero se encuentran muy fracturados, o como pequeñas fracciones de cristales en las vesículas. Presenta exfoliación muy poco perceptible ya que en LPP se observan los cristales traslúcidos con un ligero tono gris azulado poco visible con relieve marcado y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.

Los **cristales de hornblenda** son euهدrales color verdoso en LPP que se pueden observar tanto en corte longitudinal con tamaños de aproximadamente 600 a 1400 (μm) en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maclado, zonación y bordes con sobrecrecimiento de sericita, también se observan inclusiones tabulares de plagioclasa, piroxeno y opacos, en algunos casos se observa textura sieve. Los cristales que se presentan como caras basales se ven con su exfoliación característica, tienen tamaños de aproximadamente 400 a 900 (μm), poseen zonación, se percibe maclado, no se observa alteración ni sobrecrecimiento, pero en sus fragmentos aun se observan sus característica exfoliación y hábito, se observan inclusiones de opacos.

Los **cristales de ortopiroxeno** son de diferentes tamaños 200-700(μm), poseen zonación y maclado simple, texturas de absorción y sobrecrecimiento de sericita. Tienen texturas consertales. Su forma varía de subهدral a anهدral debido a sus fracturas. Poseen inclusiones de cristales de óxidos de hierro.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subهدrales y anهدrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 32% de la muestra, estas son en general de distintos tamaños, pero en su mayoría son grandes

y redondeadas con bordes regulares, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

Esta roca contiene **cristales de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

Basado en la información obtenida, se puede inferir la siguiente **secuencia de cristalización** para la muestra de roca:

1. La roca comienza a solidificar y se forman vesículas debido a la liberación de gases volátiles.
2. La cristalización comienza con la formación de fenocristales de titano-augita, hornblenda y feldespato potásico/plagioclasa, que son euhedrales y de diferentes tamaños. Los cristales de titano-augita son los más grandes y zonados, y tienen texturas ofíticas y subofíticas con inclusiones de óxidos de hierro y plagioclasa. Los cristales de feldespato potásico son equigranulares y tienen maclas tipo Carlsbad y en rejilla fina, mientras que los cristales de plagioclasa son más pequeños y tienen maclas polisintéticas o de Carlsbad.
3. La matriz se forma alrededor de los fenocristales, y está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio, que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales. La matriz es hipocristalina, alotromórfica y tiene una textura intersertal criptocristalina.
4. Los cristales de hornblenda se forman después de los fenocristales anteriores, y son euhedrales, de color verdoso en LPP, con exfoliación de 90 grados y texturas de maclado y zonación. También se observan inclusiones tabulares de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos, y en algunos casos se observa textura sieve. Los bordes de la hornblenda presentan sobrecrecimiento de sericita.

5. Los cristales de hauyna se forman al final del proceso de cristalización y tienen un hábito euhedral a subhedral, con tamaños de hasta 200 μm , pero se encuentran muy fracturados o como pequeñas fracciones de cristales en las vesículas. No se observan inclusiones y presentan exfoliación poco perceptible.
6. Los cristales de ortopiroxeno se forman después de los fenocristales anteriores, y tienen diferentes tamaños, zonación y maclado simple, con texturas de absorción y sobrecrecimiento de sericita. También tienen inclusiones de cristales de óxidos de hierro.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una fonolita tefrítica, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas ácidas y más diferenciadas del Sumaco.

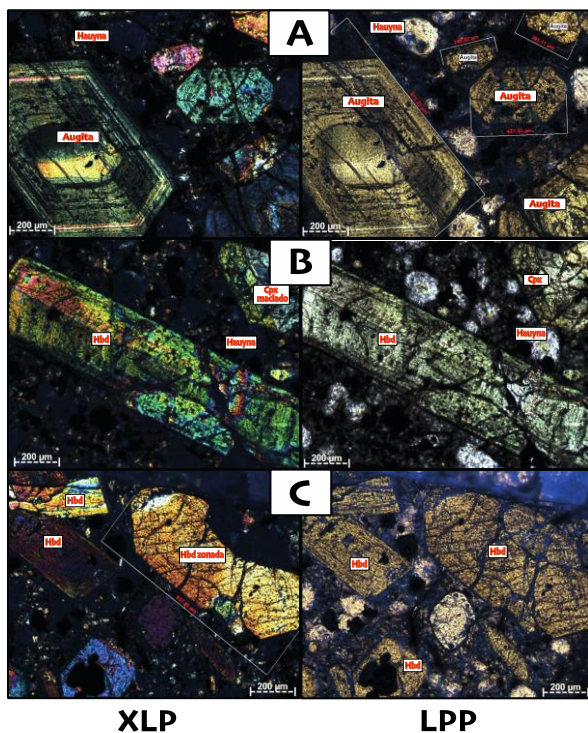


Figura 4.23 Muestra SUM-Orit-Oct21_#10 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales e individuales marrones de titanio-augita con una clara zonación, **B)** Se pueden ver un gran cristal de hornblenda en su cara longitudinal, con macla y zonación, además lo rodean varios cristales azulados pequeños de hauyna, **C)** se puede apreciar un cristal muy grande de hornblenda en su cara basal, el cual se encuentra zonado, se ven minerales opacos y apatito de gran tamaño y como inclusiones

4.3.4 Quebrada Pucuno Alto

Este depósito de lava, se encuentra localizada en el ascenso del volcán Sumaco antes de llegar al segundo refugio, en la Quebrada del Río Pucuno Alto en el flanco sur del Volcán Sumaco. Sus coordenadas (UTM) son 18S 0212121 / 9932709, 1756 msnm.

4.3.4.1 SUM-PucAl_Oct21_#11

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titano-augita, además su estructura es vesicular por lo que se observan vesículas de distintos tamaños y formas.

Microscópicamente la roca es hipocristalina, hipidiomórfica y la matriz presenta una textura intersertal microcristalina. La asociación mineral encontrada es titano-augita \pm ortopiroxeno \pm plagioclasa \pm minerales opacos. (Figura 4.24)

La matriz siendo el 51% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos, piroxenos que se distinguen minimamente por las interferencias altas, y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **fenocristales de titano-augita** cristales anhedralmente fracturados y formando vesículas, de diferentes tamaños 600-4300 (μm), zonados, con maclas tipo Carlsbad, y texturas de absorción o aspectos surcados. Tienen texturas consertales y cumulo porfídica. Su forma varía de euhedral a subhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe o plagioclasas de manera intersertal. Extinción característica de reloj de arena.

Los **cristales de plagioclasa** están presentes en gran porcentaje en la matriz, pero los fenocristales más grandes tienen tamaños: de 200 a 300 (μm) máximo con hábitos tabulares subhedralmente. Maclas: polisintética. Presentan textura traquítica, ya que en ciertas áreas de la

lámina se puede observar una orientación preferente. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oikocristales de pequeños cristales de óxidos de Fe.

Los **cristales de ortopiroxeno** son por lo general subhedrales fracturados y formando vesículas, de diferentes tamaños 200-600(μm), poseen zonación y maclado, y texturas de absorción o aspectos surcados. Tienen texturas consertales y cumulo porfídicas. Su forma varía de subhedral a anhedral debido a sus fracturas. Poseen cristales de Óxidos de Fe o plagioclasas de manera intersertal.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz. Tienen bordes de oxidación.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 12% de la muestra, son bastante pequeñas, por lo que solo son visibles como parte de la matriz, son bastante redondeadas y de tamaños uniformes. parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

No contiene **cristales de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más antiguas del volcán.

Basándonos en la información proporcionada, se puede inferir la siguiente **secuencia de cristalización** de la roca:

1. La roca presenta una textura porfirítica, lo que indica que los fenocristales de titanogita se formaron primero y se enfriaron lentamente en la cámara magmática antes de que el resto de la roca se enfriara rápidamente.

2. La matriz de la roca es hipocristalina, hipidiomórfica e intersertal microcristalina, lo que sugiere que la roca se formó a partir de una mezcla de cristales pequeños y vidrio, que se enfriaron rápidamente en la superficie terrestre.
3. Los fenocristales de titano-augita tienen texturas consertales y cumuloportífidicas, lo que sugiere que se formaron por cristalización fraccionada en la cámara magmática. Los fenocristales de titano-augita están rodeados por vidrio, lo que indica que se formaron en una fase tardía de la cristalización y fueron arrastrados por el magma que los llevó a la superficie.
4. Los cristales de plagioclasa presentan textura traquítica y son polisintéticamente maclados, lo que indica que también se formaron por cristalización fraccionada en la cámara magmática.
5. Los cristales de ortopiroxeno tienen texturas consertales y cumuloportífidicas, lo que sugiere que también se formaron por cristalización fraccionada en la cámara magmática.
6. Los óxidos de hierro se presentan como cristales isotrópicos y se encuentran tanto en los fenocristales como en la matriz, lo que indica que se formaron en diferentes etapas del proceso de cristalización.
7. La matriz de la roca es vesicular debido a la presencia de vesículas, que se formaron por la liberación de gases volátiles durante la cristalización.
8. La ausencia de feldespatoides (hauyna) indica que la roca se asocia a las rocas más antiguas del volcán.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una andesita, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas intermedias básicas y más diferenciadas del Sumaco.

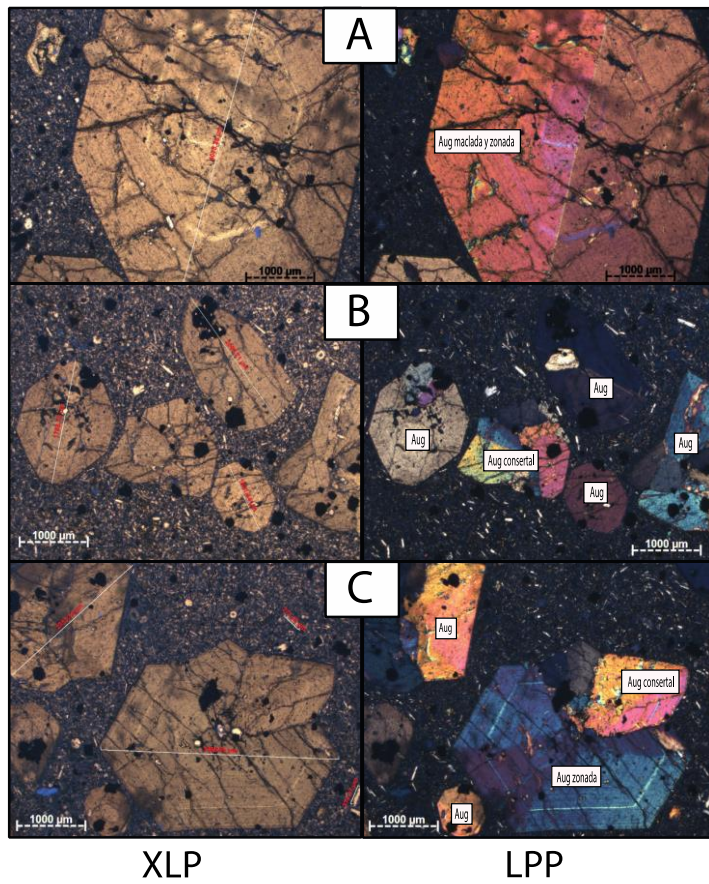


Figura 4.24 Muestra SUM-PucAl_Oct21_#11 vista al microscopio (objetivo 10x). **A)** Se puede observar grandes cristales euhedrales marrones de titanio-augita con una clara zonación y macla de Carlsbad, y microinclusiones de minerales opacos. **B)** Cristales de titanio-augita maclados en agregados consertales y con inclusiones de minerales opacos, los fenocristales de plagioclasa son escasos, sólo se observan en la matriz. **C)** se pueden apreciar cristales euhedrales de titanio-augita con zonación y en agregados acumulados.

4.3.5 Río Pucuno

4.3.5.1 SUM-EPN-09

Este depósito de lava se encuentra localizada en el lecho del río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211147 / 9921468, 1039 msnm.

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titano-augita y hornblenda, además su estructura es vesicular por lo que se observan vesículas de distintos tamaños y formas.

Microscópicamente la roca es hipocristalina, hipidiomórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es titano-augita + hornblenda + ortopiroxeno ± biotita ± hauyna ± cuarzo ± plagioclasa ± minerales opacos. (Figura 4.25)

La matriz siendo el 53% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **fenocristales de titano-augita** son subhedral de diferentes tamaños que se dividen en dos etapas de formación: La primera de 1400 a 650 (μm) y la segunda de 450 a 250 (μm). La mayoría presenta zonación, y maclado simple. Se presentan en agregados consertales. Su forma varía de subhedral a anhedral. Poseen inclusiones de óxidos de hierro, plagioclasas y hauyna de manera intersertal. Algunos poseen coronas de oxidación y sobrecrecimiento de sericita.

Los **cristales de plagioclasa** son bastante pequeños, los más grandes tienen tamaños de 200 a 90 (μm). Posee maclas que en su mayoría son polisintética, pero también poseen zonación y maclas de Carlsbad. Los cristales tienen formas subhedral tabulares equigranulares, con bordes irregulares. Poseen texturas poiquilíticas ya que actúan como oikocristales de pequeños

cristales de óxidos de hierro en su interior. La mayoría de los cristales se encuentran sericitizados, pero mantienen la forma del cristal original por lo que no se observan muy bien sus detalles, la mayoría de la plagioclasa presente está en la matriz.

Los **cristales de hauyna** tienen un hábito anhedral con gran cantidad de fracturas y se observan tamaños desde hasta 500 (μm). Presenta exfoliación, pero es muy poco visible ya que en LPP se observan los cristales traslúcidos transparentes con relieve perceptible y en XLP son isótropicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.

Los **cristales de hornblenda** son subhedrales que se puede observar tanto en cortes basales con exfoliación característica con tamaños de aproximadamente 500 a 250 (μm). No se observa zonación, pero se observa muy bien la exfoliación en 120 grados. La mayoría se encuentran alteradas con sericitización, por lo que su extinción se ve moteada y en LPP se observa. Tienen inclusiones de opacos.

Los **cristales de ortopiroxeno** son de diferentes tamaños 400 a 300 (μm), poseen zonación, y la exfoliación en 90 grados es bastante marcada y evidente. Se presentan en agregados consertales con otros piroxenos. La mayoría del hábito observado es anhedral. Poseen cristales de óxidos de hierro. Algunas poseen texturas de sobrecrecimiento de sericita.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos con tamaños de hasta 155 (μm), por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales como inclusiones, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. No se observan bordes de oxidación

El **cuarzo** representa solamente el 9.2% de la muestra. Se encuentra como mineral secundario rellenando vesículas. Pequeños cristales irregulares con exfoliación inexistente y bajo relieve, con extinción ondulosa y colores de interferencia bajos (gris).

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 20% de la muestra, estas son en general de distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su

mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

Esta roca contiene **cristales de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

A partir de la descripción de la muestra, se puede inferir una secuencia de cristalización hipotética que podría ser la siguiente:

1. **Inicio de la cristalización:** se forman cristales de titano-augita y hornblenda en una matriz de vidrio.
2. **Cristalización temprana:** se forman los primeros fenocristales de titano-augita de tamaño grande, seguidos por los de hornblenda.
3. **Cristalización intermedia:** se forman cristales de ortopiroxeno, plagioclasa y hauyna, que se encuentran en la matriz. También se forman pequeños cristales de óxidos de hierro.
4. **Cristalización tardía:** se forman los últimos fenocristales de titano-augita, de tamaño más pequeño que los primeros, y algunos cristales de plagioclasa más pequeños que los primeros. El cuarzo se forma como mineral secundario rellenando las vesículas.
5. **Enfriamiento y solidificación:** la roca se enfría y solidifica, y se forman las vesículas debido a la expansión de los gases disueltos en la lava.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una tefrita-foidítica, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas ácidas y más diferenciadas del Sumaco.

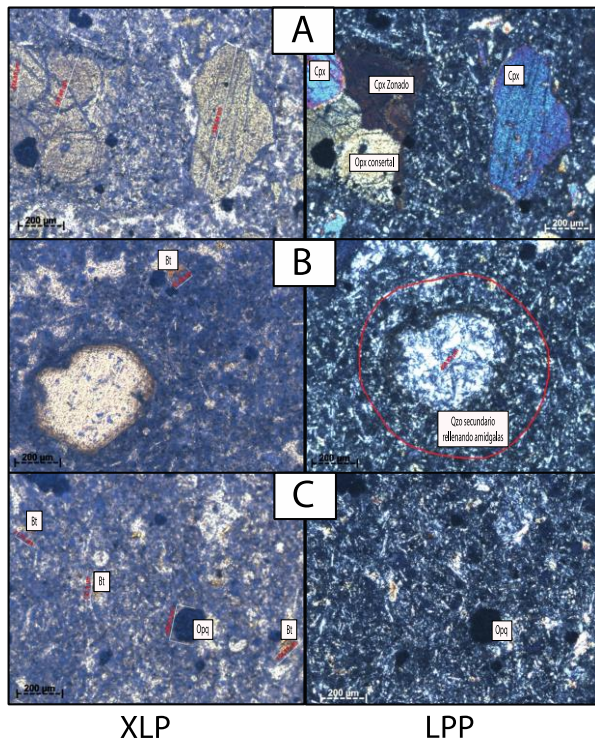


Figura 4.25 Muestra SUM-EPN-09 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Cristales de titanogita anhedrales con zonación y ortopiroxenos en agregados cumuloportfídicos, en ambos se observan texturas de re-absorción, **B)** Se observa estructura amidgaloide de la roca, ya que algunas de sus vesículas están rellenas por cristales de cuarzo secundario, **C)** Cristales euhedrales de minerales opacos y pequeños cristales de biotita. La plagioclasa no cristaliza en fenocristales desarrollados, se encuentra solamente en la matriz junto con apatito y óxidos de hierro.

4.3.6 Nueva Mina del Río Pucuno

4.3.6.1 SUM-EPN-19

Este depósito de avalancha se encuentra localizado en la nueva mina que se encuentra sobre el Río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211530 / 9921195, 1077 msnm.

En muestra de mano la roca presenta una textura porfirítica con abundancia de fenocristales de titanio-augita, hornblenda y hauyina, además su estructura es vesicular por lo que se observan vesículas de distintos tamaños y formas.

Microscópicamente la roca es hipocristalina, hipidomórfica y la matriz presenta una textura intersertal criptocristalina. La asociación mineral encontrada es titanio-augita + hornblenda + hauyina ± plagioclasa ± ortopiroxeno ± minerales opacos. (Figura 4.26)

La matriz siendo el 40.5% de la muestra, está compuesta por cristales tabulares pequeños de plagioclasa, minerales opacos y vidrio que se presenta como una masa marrón grisácea que rodea en ciertas áreas a los criptocristales de la matriz y a los fenocristales.

Los **fenocristales de titanio-augita** son subhedralmente de diferentes tamaños 1550, 1100, 900, 500 (μm). Color verdoso pálido en LPP con pleocroísmo ligero, no muy perceptible de más claro a más oscuro. La mayoría presenta zonación, y maclado simple. Se presentan en agregados cumulo porfíricos consertales. Poseen cristales de óxidos de hierro y plagioclasas. Tiene sobrecrecimiento de corona sericítica.

Los **cristales de plagioclasa** están presentes en una etapa de cristalización: es solo un poco más grande que las plagioclasas que se encuentran en la matriz son tabulares rectangulares subhedralmente. Tienen tamaños de 100 hasta 400 (μm). Cuentan con maclas polisintéticas (en su mayoría) y de Carlsbad. Poseen zonación, aunque no es muy perceptible debido al tamaño en que se presentan. No se observan inclusiones. La mayoría de los cristales se encuentran alterados, pero mantienen la forma del cristal original.

Los **cristales de hauyna** tienen un hábito es subhedral y anhedral (se observa gracias a las coronas de oxidación muy marcadas), con tamaños de 120 (μm) a 450 (μm). Presenta exfoliación, solo perceptible en algunos cristales en LPP, ya que se observan los cristales translúcidos con un ligero tono azul grisáceo con relieve perceptible y en XLP son isótropicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.

Los **cristales de hornblenda** son subhedral color marrón verdoso en LPP que se pueden observar tanto en corte longitudinal con tamaños de aproximadamente 1600 a 1700 (μm) en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maclado, zonación y bordes con sobrecrecimiento de sericita, también se observan inclusiones tabulares de plagioclasa, opacos y hauyna. Los cristales que se presentan como cortes basales con exfoliación característica, tienen tamaños de aproximadamente 500 a 900 (μm), poseen zonación, pero no se percibe maclado en las más grandes, sólo en las pequeñas de < 500 (μm), algunas se encuentran un poco alteradas con sericitización, se observan inclusiones de plagioclasa y opacos.

Los **cristales de ortopiroxeno** son de diferentes tamaños de 850 a 1400 (μm), color verdoso acentuado en LPP con pleocroismo muy ligero de más claro a más oscuro. Poseen zonación y maclado simple, tienen colores de interferencia más bajos que los clinopiroxenos. Se presentan en agregados cumulo porfídicos con otros piroxenos y hornblendas. La mayoría del hábito observado es subhedral. Poseen inclusiones de cristales de óxidos de hierro y plagioclasas. No se observan texturas de sobrecrecimiento.

Los **óxidos de hierro** se presentan como cristales isotrópicos, por lo tanto se ven como opacos tanto en LXP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedral, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz. No se observan bordes de oxidación.

La **matriz** tiene una estructura vesicular, ya que las vesículas llegan a conformar el 32% de la muestra, estas son en general de distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.

Esta roca contiene **cristales de feldespatoides** (hauyna), por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

A partir de la descripción de la muestra, se puede inferir una **secuencia de cristalización** hipotética que podría ser la siguiente:

1. La formación de la matriz de la roca, compuesta principalmente por plagioclasa pequeña, minerales opacos y vidrio criptocristalino.
2. La cristalización de fenocristales de titano-augita, hornblenda y hauyna en una etapa temprana de la cristalización, antes de que la matriz se haya solidificado completamente.
3. La formación de cristales de plagioclasa tabulares rectangulares subhedrales, que son un poco más grandes que los cristales de plagioclasa presentes en la matriz.
4. La cristalización de cristales de ortopiroxeno de diferentes tamaños, que se presentan en agregados cumulo porfídicos con otros piroxenos y hornblendas.
5. La cristalización de óxidos de hierro en cristales isotrópicos, que se presentan como fenocristales, inclusiones dentro de otros cristales más grandes y también como componentes de la matriz.
6. La formación de la estructura vesicular de la roca, con vesículas de distintos tamaños y formas, que parecen haberse formado por la liberación de gases durante la solidificación de la matriz y los fenocristales.

Es importante tener en cuenta que esta secuencia de cristalización es una inferencia basada en la información obtenida y podría no ser completamente precisa.

La **asociación mineral** presente en la roca, permite clasificarla como una foidolita, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas ácidas y más diferenciadas del Sumaco.

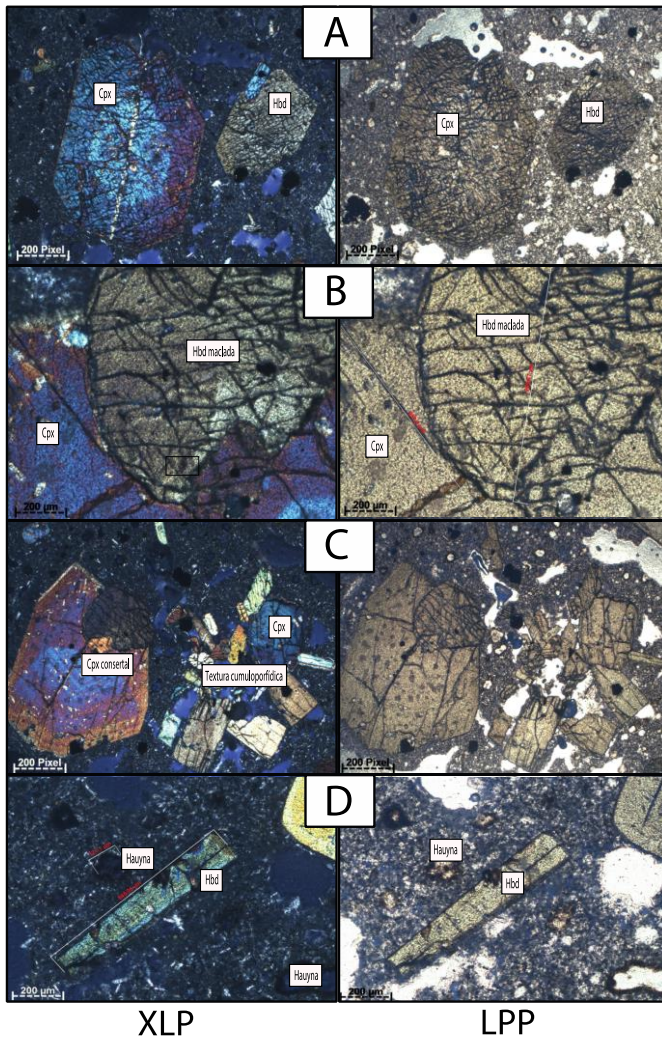


Figura 4.26 Muestra SUM-EPN-19 vista al microscopio (objetivo 2.5x). **A)** Se puede observar un gran cristal euhedral de titanio-augita maclado y zonado junto a un cristal de hornblenda que se ve en su corte basal, están rodeados de vesículas aplanadas e irregulares, **B)** Hornblenda maclada junto con cristales de titanio-augita en un agregado consertal cumuloportidico, **C)** Titanio-augita consertal poiquilítica (inclusiones de apatito) junto a un agregado de piroxenos de textura cumuloportidica, **D)** Hornblenda en su cara longitudinal maclada y con zonación, la rodean varios cristales pequeños de hauyna que en su mayoría poseen bordes de oxidación, la plagioclasa no cristaliza más allá de la matriz.

4.3.7 Sumario de las observaciones mineralógicas realizadas

Se han observado dos paragénesis minerales en las rocas del volcán Sumaco:

- a) titano-augita + plagioclasa
- b) titano-augita + plagioclasa + hornblenda + haiüyna

En la primera paragénesis mineral (a), se clasifican a las rocas menos diferenciadas del Sumaco, mientras que las rocas más diferenciadas se caracterizan por presentar las paragénesis minerales que contienen feldespatoide (haiüyna) y hornblenda (b).

En la primera paragénesis mineral, de las rocas menos diferenciadas provenientes de magmas más calientes y profundos del volcán, las rocas que se pueden dar aquí son picrobasaltos, basanitas y tefritas.

- Las plagioclasas se caracterizan por: presentarse solo como parte de la matriz en cristales muy pequeños y euhedrales con maclas polisintéticas o de Carlsbad sin zonación perceptible. Esto podría indicar la inhibición de la formación de la plagioclasa en una etapa temprana de la cristalización. Según, (Garrison, et al., 2018), esto puede deberse a 3 razones, 1) que el contenido de SiO₂ de estas muestras sea <46% wt., 2) debido al aumento en la concentración del Sr durante la diferenciación de picrobasaltos a tefritas, o 3) que la cámara magmática haya tenido un melt con alto contenido de agua.
- Las titanoaugitas se caracterizan por: presentar zonación (lo que refleja variaciones de temperatura consistentes con un rápido ascenso y enfriamiento), tener bordes de oxidación (indicador de magmas hidratados), texturas “sieve” porque ya se encuentran muy reabsorbidas (indicador de que este cristal se formó inicialmente en un magma más máfico y ya no se encuentra en equilibrio con la nueva composición más diferenciada

que tiene un magma justo antes de un evento eruptivo), se presentan como agregados cumulo porfídicos.

En la segunda paragénesis, de las rocas más diferenciadas provenientes de un lugar probablemente más somero, esta paragénesis puede darse tanto para fono-tefritas, como para tefri-fonolitas

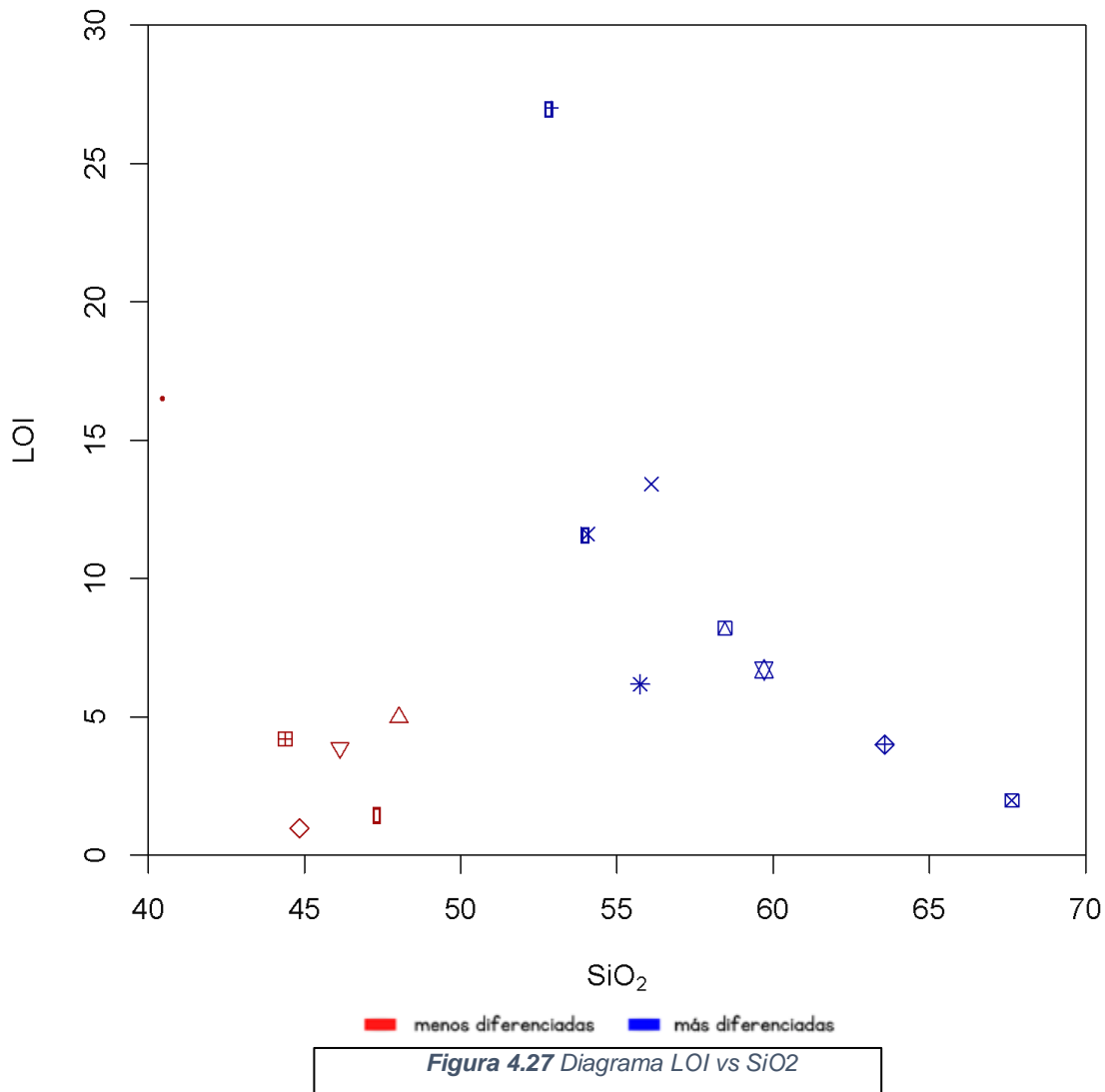
- las titanogaugitas se caracterizan por: zonación, absorción (sieve), cumulos, maclas.
- Las plagioclasas: en las fono-tefritas se ven como fenocristales subhedrales y sin texturas de absorción en agregados cumulo porfídicos; sin embargo, en las tefri-fonolitas (50-54% wt. SiO₂), las plagioclasas tienen texturas surcada de “sieve” por reabsorción debido a que ya no son estables en esta composición.
- La hornblenda se caracteriza por: zonación, maclas, fracturas, se presentan de manera individual como cristales solitarios, probablemente debido a que estos recién se estaban formando a partir de los clinopiroxenos.
- La hauyna: en las fono-tefritas se ven como fenocristales de un azul muy pálido casi transparente, son anhedrales con texturas surcadas de tipo “sieve” debido a que en magmas más calientes no son tan estables en esta composición y no se pueden formar bien, en las tefri-fonolitas (50-54% wt. SiO₂), al ser el ambiente propicio para su cristalización (bajas temperaturas) se ven mucho más azules y euhedrales.

4.4 Estudios Geoquímicos

El valor del porcentaje de pérdidas por calcinación, por sus siglas en inglés LOI (Loss on Ignition) refleja el contenido total de volátiles presentes como humedad absorbida o agua de cristalización, que se determinó mediante el proceso de calcinación de la muestra en una estufa a 950 °C. Si existe un valor más alto de volátiles, puede deberse a una mayor cantidad de oxígeno, dióxido de carbono u otros elementos y compuestos volátiles en la muestra, por lo que reflejaría procesos de oxidación y posiblemente alteración. El contenido de SiO₂ de una roca determina su diferenciación, y generalmente las rocas más ácidas contienen minerales que necesitan más contenido de agua para su cristalización, por lo que concluiríamos que mientras más diferenciada es una roca, más pérdidas al fuego va a manifestar.

En el caso de las muestras de este estudio se puede observar que los valores para el LOI están aproximadamente en el rango entre 0- 27 wt% (Figura 4.27).

En este estudio se decidió clasificar las muestras de acuerdo a su contenido en SiO₂, de acuerdo a la clasificación que realiza Garrison et al., (2018) en la que divide a sus muestras en dos campos, “bajo contenido de azufre” y “alto contenido de azufre”, siempre teniendo en cuenta sus contenidos en SiO₂. Así, los dos campos que se presentan en este análisis geoquímico son “menos diferenciadas” (SiO₂ < 49% wt) y “más diferenciadas” (SiO₂ > 49% wt).



Según el diagrama de clasificación química TAS (Le Bas, et al. 1986). El primer grupo de muestras menos diferenciadas, estarían dentro del campo de rocas ultrabásicas y básicas (foidita, tefrita basanita, fonotefrita) con un contenido en SiO₂ entre 40 a 49 wt% y MgO desde 3.4 a 7.6 wt%.

El segundo grupo, estaría dentro del campo de rocas intermedias y ácidas (traquibasalto, traquiandesita, traquita), en el que figuran las rocas más diferenciadas del Sumaco delimitadas por su contenido en SiO₂ desde 49 a 64 wt% y MgO de 0.429 a 3.31wt% (Figura 4.28).

La mayoría de las muestras de Sumaco pertenecen al campo del diagrama, de composición alcalina, excepto por dos muestras que se encuentran en el campo Subalcalino/toleítico y que se plotean como, una andesita basáltica (SUM-JP-03), que

pertenece a la pómez y líticos encontrados en la capa tope de la sección en Quebrada Oritoyacu, y una traquiandesita basáltica (SUM-JP-04) que pertenece al pómez del flujo piroclástico de la capa tope de río Sapo. Esto podría indicar que estos dos depósitos de flujo piroclástico (SUM-JP-03 y SUM-JP-04) no tiene origen en el volcán Sumaco, ya que a diferencia de las demás rocas pertenecientes al arco volcánico ecuatoriano (Cotopaxi, Reventador, Antisana y Tungurahua) que se encuentran dentro del campo subcalino/toleítico del diagrama TAS, las rocas del Sumaco son las únicas que presentan características alcalinas (Salgado et al., 2019).

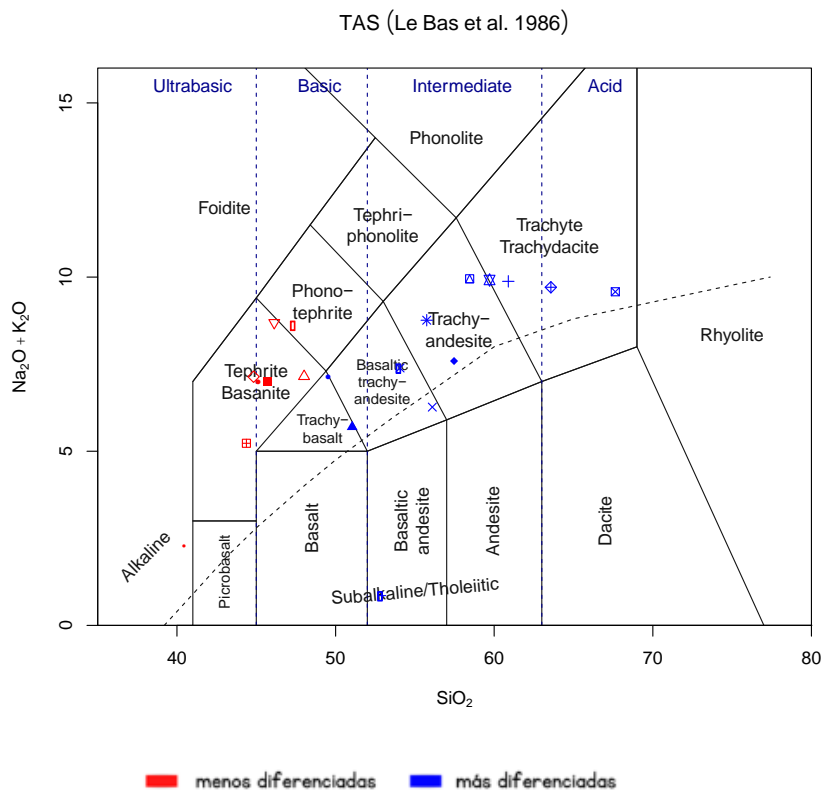


Figura 4.28 Diagrama Total Alkali Sílica (TAS) (Le Bas et al., 1986) que muestra el grupo de muestras menos diferenciadas (rojo) y el grupo de muestras más diferenciadas (azul) del Sumaco.

4.4.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores, toman este nombre debido a que normalmente están presentes en altas concentraciones (>1.0 wt.% expresadas como óxidos) y controlan en gran medida la mineralogía y el comportamiento de cristalización-fusión en los sistemas ígneos, además de otras propiedades (Winter J. D., 2013).

Las principales características geoquímicas de los datos analizados, evidencian que el primer grupo (SiO_2 , < 49 wt%) se caracteriza por presentar niveles de potasio relativamente más bajos (K_2O , 1.32 a 3.58 wt%), altos contenidos en fósforo (P_2O_5 , 0.82 a 2.25 wt%) y altos contenidos de titanio (TiO_2 , 1.27 a 1.66 wt%) en comparación con el segundo grupo de rocas del Sumaco.

Las muestras pertenecientes al segundo grupo (SiO_2 , > 49 wt%) presentan valores más altos de potasio (K_2O , 2.71 a 5.54 wt%), menor cantidad de fósforo (P_2O_5) con valores de 0.10 a 0.86 wt% y más bajo contenido de titanio (TiO_2 , 0.38 a 1.51 wt%) en comparación con el primer grupo de rocas del Sumaco.

En la clasificación de Peccerillo & Taylor (1976) casi todas las muestras pertenecen a la serie shoshonítica, excepto por la misma muestra mencionada anteriormente (SUM-JP-03 y SUM-JP-04) que se encuentra en el campo de la serie calco-alcalina (Figura 4.29), a la que también pertenecen las rocas de otros centros volcánicos del Arco Ecuatoriano, como fue mencionado anteriormente.

La serie shoshonítica se caracteriza por ser altamente rica en potasio, son rocas alcalinas relacionadas con la subducción de tras-arco, se presume que el aumento de contenido de potasio es debido al incremento proporcional del contenido de este elemento con la profundidad que se da hasta la Zona de Wadati-Benioff (Morrison, 1980). Esto coincidiría con las emanaciones volcánicas de la zona de subducción ecuatoriana en placa continental.

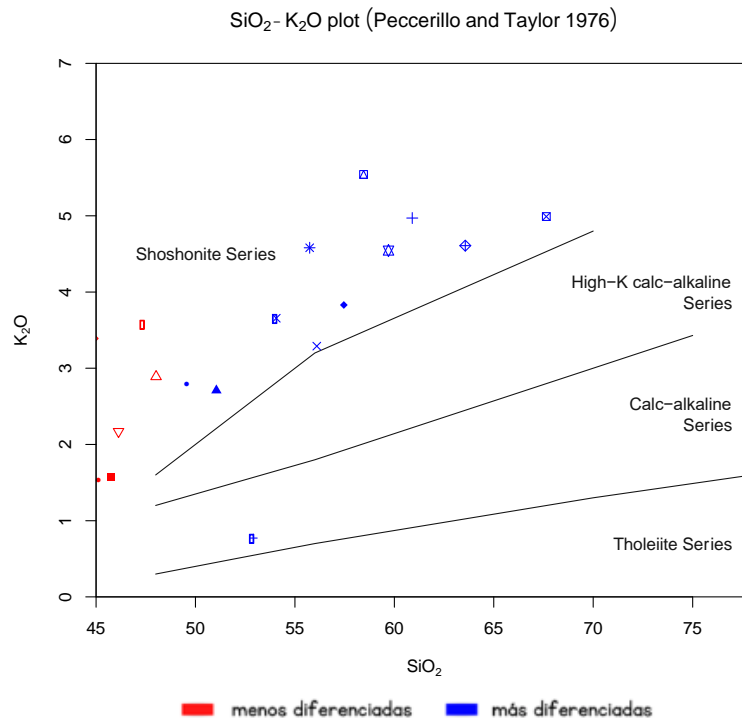


Figura 4.29 Diagrama SiO₂ vs. K₂O (Peccherillo and Taylor 1976). Se muestra las rocas del Sumaco pertenecientes a la serie shoshonítica.

4.4.2 Diagrama Harker

Este diagrama es un diagrama x-y que representa el contenido en porcentaje de peso de SiO₂ en la abscisa contra los otros óxidos mayores en el eje de las ordenadas. Este diagrama permite describir la evolución magmática, ya que Harker (1909) propuso que el contenido de SiO₂ aumentaba constantemente a medida que el magma evolucionaba y, por este motivo, lo utilizó como abscisa para indicar el grado de evolución (Figura 4.30).

Las concentraciones para el Al₂O₃ muestran una tendencia interesante, en la que primero aumenta y luego disminuye. La muestra menos diferenciada tiene un contenido relativamente más bajo de aluminio que llega a 15.6 wt% con respecto al alto contenido de aluminio de las muestras más diferenciadas (25.15 wt%).

Los cristales se remueven a medida que se diferencian las rocas, debido a la cristalización. En esta gráfica el aluminio es muy bajo en las rocas menos diferenciadas porque generalmente este elemento aparece en rocas que cristalizan minerales como la hornblenda, las plagioclasas (tanto sódicas como cálcicas), hauyina, titano-augita, feldespato potásico y biotita, además de algunos minerales opacos, que son más comunes en rocas más evolucionadas. Comienza con una tendencia positiva, debido a que los cristales van consumiendo más de este elemento, pero luego comienza a tener una tendencia negativa, que puede relacionarse con el CaO, ya que este disminuye constantemente, posiblemente debido a cristalización de clinopiroxenos y plagioclasa cálcica, pero luego que queda removido el CaO solo queda aluminio para que posteriormente cristalicen plagioclasas sódicas, por lo que existe una disminución en la tendencia.

El TiO₂, se caracteriza por presentar una tendencia con pendiente negativa. El contenido de Ti en la muestra menos diferenciada es 1.27 wt%, siendo más alto que los valores de las rocas diferenciadas (0.38 wt%).

El titanio se encuentra en minerales como la titano-augita, que es el principal encontrado en muestras del Sumaco, pero también lo encontramos en óxidos de hierro (minerales opacos) como la hercinita y la ilmenita. Las muestras menos diferenciadas contienen más minerales opacos en su composición y titano-augita (clinopiroxeno) que las rocas más diferenciadas, por lo que se ve una tendencia negativa.

El MgO tiene un comportamiento negativo con valores muy bajos (0.43 wt%) en las muestras más evolucionadas del Sumaco, comparadas con el altísimo valor de la muestra menos diferenciada que tiene un valor de 7.6 wt% .

La tendencia observada sugiere la cristalización clinopiroxeno (titano-augita) y biotita.

El CaO que generalmente cristaliza en la plagioclasa, muestra una tendencia negativa. La muestra más máfica (13.49 wt%) está enriquecida en comparación a las muestras más diferenciadas (0.43 wt%).

Este elemento está asociado a la formación del clinopiroxeno (titano-augita) y hornblenda. Las rocas menos diferenciadas del Sumaco contienen plagioclasa cálcica, por este motivo, se tiene en este grupo un contenido más alto de CaO. En el grupo más diferenciado, si bien el contenido es bajo, aun existe, debido a la presencia de hauyna y hornblenda.

Los niveles de P₂O₅ presentan una tendencia negativa bien definida. La muestra menos evolucionada tiene un contenido de 2.25 wt%, el cual es mayor al de las muestras más evolucionadas (0.10 wt%).

La tendencia negativa, se debería a presencia de minerales accesorios fosfatos (apatito) que actúan como inclusiones, predominantemente en los minerales de las muestras menos diferenciadas.

El Na₂O muestra una pendiente positiva. El contenido de Na en la muestra menos evolucionada (2.32 wt%) es muy inferior respecto a las más diferenciadas (5.37 ± 18.3 wt%).

Las muestras se enriquecen en Na₂O a medida que se diferencian debido a la cristalización de plagioclasas que tienen un contenido cada vez más sódico, además de la cristalización del sulfato de sodio y calcio, hauyna, que también se encuentra predominantemente en este grupo de muestras.

Los contenidos en FeO se alinean con una pendiente negativa. Los valores de FeO en la muestras más máficas es mucho más alto (11.24 wt%), comparado con los valores de las muestras más diferenciadas (4.35 ± 18.6 wt%).

Esta tendencia negativa, se asocia a la presencia de un alto contenido de óxidos de hierro como la hercinita e ilmenita, además de la titanoaugita y biotita, sobre todo en el grupo

menos diferenciado. En todas las rocas del Sumaco, existen estos minerales accesorios, pero en menor cantidad en las rocas más diferenciadas.

Por su parte el contenido de K_2O tiene una pendiente positiva. Las muestras más enriquecidas corresponden a las rocas más diferenciadas (5.54 wt%) en comparación con la muestra menos evolucionada (1.32 wt%) (Figura 4.30) Esta tendencia se debe a la presencia de feldespato potásico en la diferenciación.

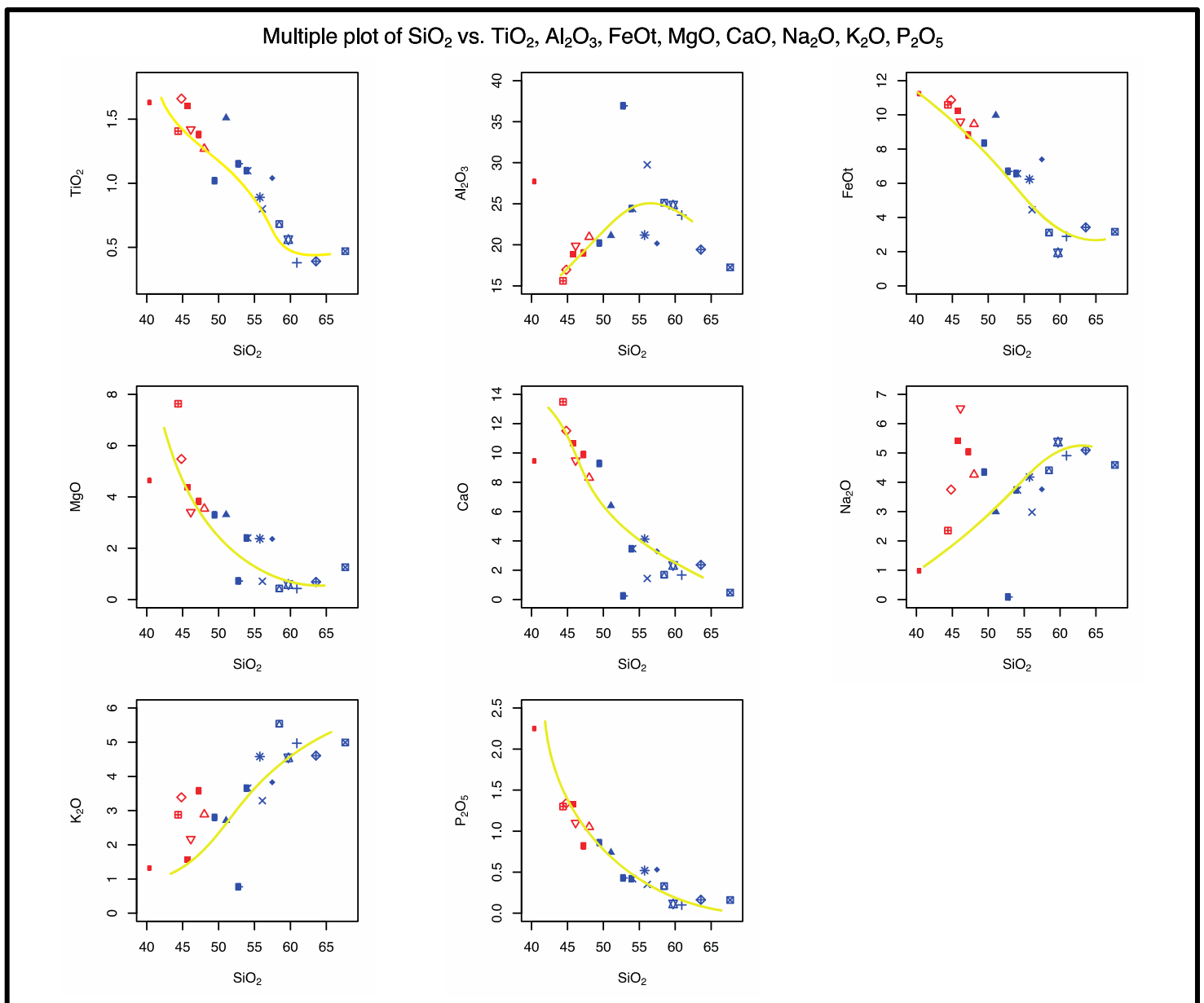


Figura 4.30 Diagrama de elementos mayores con respecto al SiO_2 .

4.4.3 Elementos traza

Los elementos traza (concentraciones $< 0.1\%$) son importantes debido a que las diferentes fases incorporan o excluyen selectivamente elementos traza con una selectividad mucho mayor que en los elementos mayores. Los elementos traza son mucho más sensibles a los procesos de fraccionamiento ígneo. Como resultado, los procesos evolutivos por lo general se pueden delimitar mejor mediante el uso de elementos traza (Winter, 2013).

Estos elementos fueron plotados en un diagrama Spider normalizado al manto primitivo de Sun y McDonough (1989), se observan anomalías que afectan a ambos grupos de rocas por igual, y también anomalías que afectan más marcadamente a uno de los dos grupos (Figura 4.31).

- Las anomalías que afectaron a ambos grupos por igual son:
 - Anomalía negativa en **Nb** que es más pronunciada en una de las rocas más diferenciadas del Sumaco (SUM-MOTH-12), pero en general es bastante similar para ambos grupos de muestras. Normalmente las concentraciones bajas de este elemento indican fundidos relacionados con ambientes de subducción.
 - Anomalía positiva de **La** (en ambas por igual, pero con un contenido ligeramente más alto en las rocas menos diferenciadas). Este elemento suele ingresar en los anfíboles y clinopiroxenos, en ambos grupos se encuentran estos minerales, por eso los contenidos son bastante similares.
- Las anomalías que afectaron en mayor proporción al grupo de rocas “más diferenciadas”, son:
 - Se observa también, una anomalía negativa en **Sr** (más marcada en las rocas más diferenciadas), este elemento sustituye al Ca en la plagioclasa (pero no en el piroxeno) y, en menor medida, al K en el feldespato potásico. Se comporta como un elemento

compatible a baja presión, donde la plagioclasa se forma tempranamente, por este motivo las concentraciones de este elemento serían mayores en las rocas menos diferenciadas.

- Anomalía negativa de **Y** (más marcada en las rocas más diferenciadas). Este elemento es comúnmente incompatible. La titano-augita y el apatito tienen concentraciones de Y, por lo que la presencia de estos minerales con más abundancia en las rocas menos diferenciadas hace que se vean más enriquecidas de este elemento que las rocas más evolucionadas.
- Anomalía negativa de **Ce** (más marcada en las rocas más evolucionadas). Este elemento suele ingresar en anfíboles y clinopiroxenos, ya que el contenido de estos dos minerales es relativamente más bajo en las rocas más diferenciadas que en las menos diferenciadas, se marcaría la anomalía negativa en el segundo grupo.
- Anomalía positiva en **Pb** (más marcada en las rocas más evolucionadas). Las anomalías positivas en Pb se atribuyen al metasomatismo de la cuña del manto por fluidos derivados de la placa que se subduce y/o contaminación con corteza continental (Collerson, Kamber, & Schoenberg, 2002)
- Anomalías que afectaron en mayor proporción al grupo de rocas “menos diferenciadas”, son:
 - Anomalía positiva de **Ba** (más marcada en las rocas menos evolucionadas). Este elemento se puede albergar fácilmente en la estructura del clinopiroxeno, ya que puede sustituir al Fe²⁺, por su tamaño similar, y puede sustituir parcialmente al Ca.
 - Anomalía negativa de **Th** (sobre todo en rocas menos diferenciadas). Este es un elemento incompatible para minerales máficos como la titano-augita, ya que su radio iónico y su alta carga no les permiten entrar cómodamente en la estructura del clinopiroxeno. Por lo tanto, no es raro que las rocas máficas presenten anomalías

negativas de Th, ya que este elemento tiende a permanecer en el magma basáltico y no a formar parte de los acumulados derivados de este.

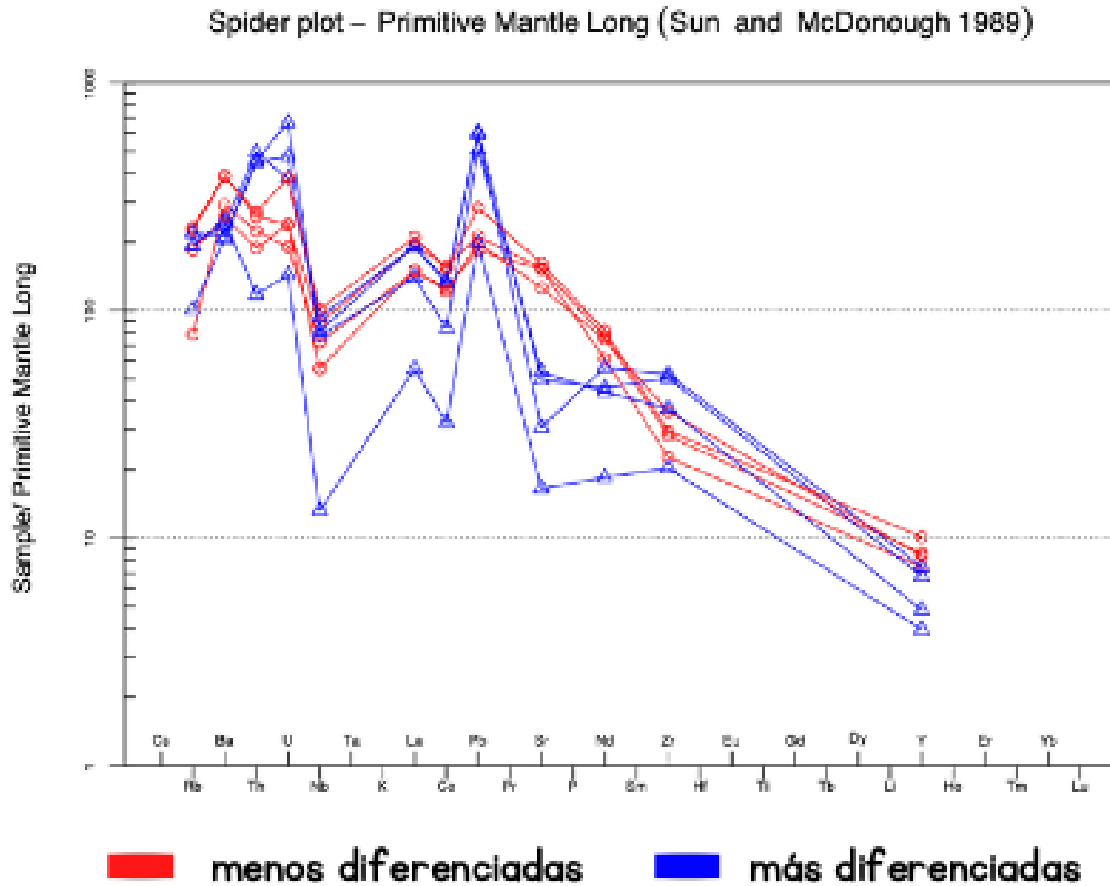


Figura 4.31 Diagrama Spider de Elementos Traza para las rocas del Sumaco normalizados a la composición del manto primitivo (Sun & McDonough, 1989).

En el segundo diagrama Spider, normalizado al manto primitivo (McDonough & Sun, 1995), se puede evidenciar claramente que en estas muestras sólo tenemos información de algunos LREE (La, Ce, Pr, Nd). Las concentraciones en LREE de las rocas menos diferenciadas son superiores respecto a las muestras más diferenciadas. En el diagrama se puede apreciar que todos los datos siguen la misma tendencia (Figura 4.32).

En general, las rocas del Sumaco presentan características relacionadas a zonas de subducción con anomalías negativas en Nb, enriquecimiento en LREE y nulas/bajas concentraciones en HREE.

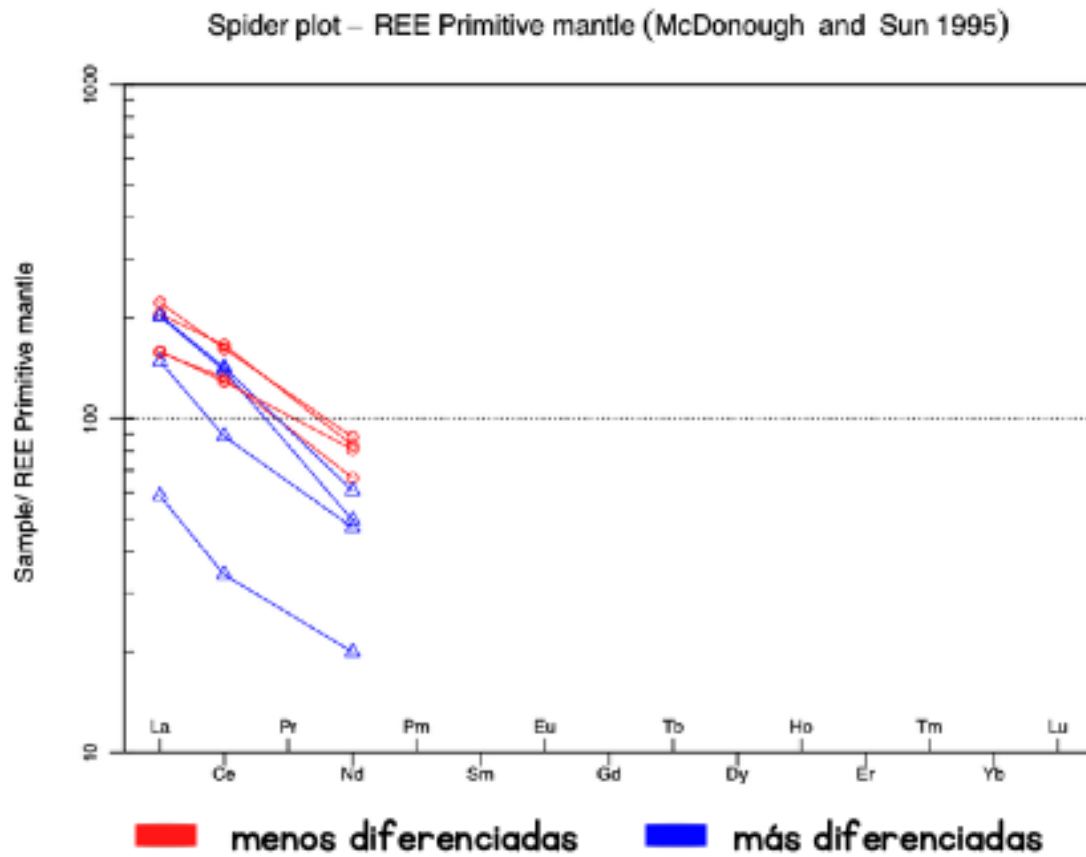


Figura 4.32 Diagrama Spider de Elementos de Tierras Raras (REE) para las rocas del Sumaco normalizados a la composición del manto primitivo (McDonough & Sun, 1995)

A continuación, se presenta el análisis de los elementos trazas realizado a partir de los diagramas Harker (Figura 4.33 y Figura 4.34).

El **Sc** muestra una correlación negativa conforme incrementa el contenido de SiO_2 . Las muestras más diferenciadas presentan valores inferiores (5.3 ± 3.2 ppm) respecto a las muestras más máficas (11.95 ± 6.14 ppm). Por consiguiente, se tiene que el Sc estaría formando el clinopiroxeno (titano-augita).

El **V** generalmente sigue la tendencia del TiO_2 , el cual decrece a medida que aumenta el contenido de SiO_2 (Gill, 2012). Las muestras presentan una clara correlación negativa, los valores en las muestras más máficas presentan valores superiores (261.31 ± 30.6 ppm), y en las muestras más diferenciadas valores inferiores (76.4 ± 38.3 ppm). El V muestra un fuerte

fraccionamiento en los óxidos de Fe-Ti, minerales accesorios principales en todas las rocas del Sumaco.

El **Cr** presenta una correlación lineal negativa conforme incrementa el contenido de SiO₂; la correlación es menos uniforme a la mostrada por el V. Los contenidos de Cr son más dispersos (5 a 40 ppm) aunque superiores en las rocas más máficas (20.72 ± 130 ppm) que en las rocas más diferenciadas (13.91 ± 11.08 ppm). El Cr cristaliza generalmente en el clinopiroxeno.

El **Rb** presenta una correlación ligeramente negativa, no tan clara debido a la dispersión de los datos. En general, el contenido de este elemento es alto en casi todas las muestras; las rocas más máficas presentan un contenido de Rb ligeramente más alto (114.48 ± 44.8 ppm) a diferencia de las muestras más evolucionadas (111.9 ± 32.7 ppm). Algunas muestras máficas se encuentran dispersas con valores altos y muy bajos de Rb. El Rb es un elemento incompatible, correlacionándose bien con el tren que presenta el K, dado que los dos elementos cristalizan en fases minerales similares.

El diagrama Harker del **Sr**, muestra una correlación negativa, a medida que incrementa la sílice. Las concentraciones en este elemento son muy altas con valores que llegan hasta los 3395 ppm. Garrison et al., (2018) menciona que las concentraciones de Sr en las rocas del Sumaco son las más altas reportadas en rocas volcánicas del mundo debido a un aumento en las concentraciones de azufre de aproximadamente 100 a 700 ppm, así como a un aumento potencial en fO₂.

Las rocas menos diferenciadas presentan un contenido de Sr mucho más alto (2652 a 3395 ppm) a diferencia de las muestras más evolucionadas (348 a 1133 ppm).

El **Y** muestra una correlación negativa. Las rocas más diferenciadas presentan un contenido más alto de este elemento (39.27 ± 5.2 ppm) respecto a las rocas más máficas (26.16

± 7.5 ppm). Este elemento se concentra en los minerales de apatito presentes en todas las rocas del volcán Sumaco.

El contenido de **Ba** es bastante disperso, pero en general se puede observar una correlación negativa, haciendo una línea de tendencia de una nube de valores hacia la otra. Las muestras menos diferenciadas presentan valores más altos (1805 a 2730 ppm) respecto a las más diferenciadas (1439 a 1729 ppm).

El diagrama de **La** se comportan de manera constante y no es tan evidente una correlación, aunque podríamos decir que esta tendencia es negativa. El comportamiento no es muy claro, pero se observa una mayor dispersión en los elementos de las rocas más evolucionadas. El contenido es alto en casi todas las muestras; las rocas menos evolucionadas presentan un mayor contenido de La (102 a 144 ppm) a diferencia de las muestras más evolucionadas (38 a 132 ppm).

El elemento **Ce** presenta valores altos en general, pero se puede apreciar una ligera tendencia de pendiente negativa. Las rocas menos evolucionadas presentan un contenido un poco más alto de Ce (216 a 278 ppm) que las muestras más evolucionadas (57 a 238 ppm).

El **Zr** presenta una correlación positiva. Las rocas más máficas presentan un menor contenido de Zr (325.25 ± 60.8 ppm) a diferencia de las muestras más evolucionadas (448.72 ± 166.31 ppm). Las muestras más evolucionadas conforman una nube bien dispersa en el diagrama. Las altas concentraciones de este elemento con respecto a las otras rocas del arco ecuatoriano implican un enriquecimiento en la fuente.

El **Nb** presenta una correlación lineal ligeramente negativa con una gran dispersión de datos tanto de las rocas diferenciadas (9.4 a 66.5 ppm) como de las rocas más máficas (39.6 a 72.3 ppm). El contenido en Nb es mayor en las muestras máficas con valores que alcanzan los 72.3 ppm.

El **Nd** tiene un comportamiento marcado de tendencia negativa. Las rocas menos evolucionadas presentan un contenido un poco más alto de Nd (83 a 110 ppm) que las muestras más evolucionadas (25 a 76 ppm), se lo puede asociar con la cristalización del clinopiroxeno presente en todas las muestras.

El elemento **Ni** presenta valores altos con tendencia ligeramente marcada de pendiente negativa. Las rocas menos evolucionadas presentan un contenido un poco más alto de Ni (9 a 27 ppm) que las muestras más evolucionadas (7 a 17 ppm).

El **Th** muestra un comportamiento incompatible, siendo evidente una clara tendencia con pendiente positiva. Las muestras con mayor cantidad de SiO₂ presentan una mayor cantidad de este elemento, es decir las muestras más diferenciadas (10 a 42 ppm), mientras que las muestras con menos cantidad de SiO₂, presentan menos contenido de Th (16 a 23 ppm).

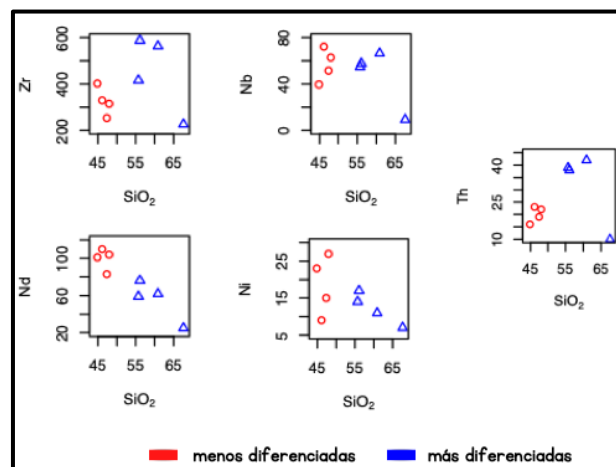


Figura 4.33 Diagramas Harker de elementos traza (ppm) vs. Sílice (wt%).

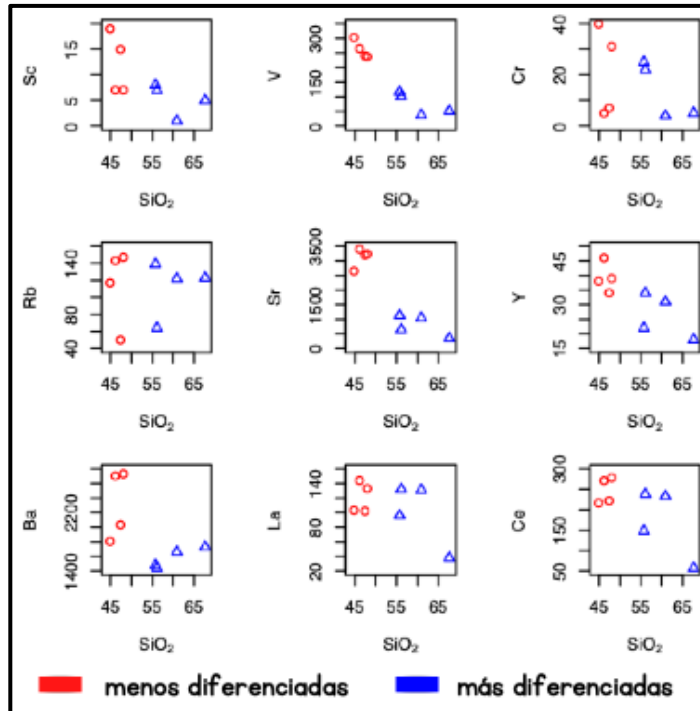


Figura 4.34 Diagramas Harker de elementos traza (ppm) vs. Sílice (wt%) (continuación).

4.4.4 Sumario sobre las observaciones Geoquímicas

En conclusión, los elementos mayores de las muestras del volcán Sumaco, exhiben principalmente una correlación negativa para: $\text{TiO}_2 > \text{CaO} > \text{P}_2\text{O}_5 > \text{MgO} > \text{FeO}_t$ y correlaciones positivas para: $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$.

Las líneas de tendencia evidencian procesos de cristalización fraccional. El empobrecimiento de TiO_2 , MgO , FeO_t , CaO , a medida que aumenta el SiO_2 , demostraría la remoción temprana de plagioclasa cálcica y titanio-augita desde el líquido que va enfriándose, que se encuentran presentes en las rocas menos diferenciadas del Sumaco.

El enriquecimiento en Na_2O , K_2O y Al_2O_3 , se debe a que no son incorporados a los minerales que cristalizan tempranamente y se concentran en el líquido residual, para cristalizar después. Los elementos son parte de minerales como la hauyna, plagioclasa albita, hornblenda y feldespato potásico, los cuales son muy comunes en las rocas más diferenciadas del Sumaco.

Los experimentos muestran que la sustitución de titanio se ve favorecida por la alta temperatura y el bajo contenido de sílice, ambiente común de magmas basálticos subsaturado

(Verhoogen, 1962). Por este motivo, existe una mayor solubilidad del titanio dentro del piroxeno durante la diferenciación a medida que aumenta el contenido de sílice.

En cuanto a los REE, las tendencias negativas se muestran en los elementos (Ni, Cr, Sc, V, Ba, Rb, Sr, Y, Nb, Ga, Cu, Zn, Pb, La, Ce, Nd) ya que hay un empobrecimiento a medida que aumenta la concentración de SiO₂.

Las rocas del Sumaco se encuentran enriquecidas en los elementos Zr y Th mostrando cada uno de ellos una correlación lineal positiva. Las concentraciones de estos elementos son menores en las rocas más máficas del Sumaco. Las concentraciones en Zr son mayores en el grupo de rocas más evolucionadas del Sumaco, con valores de hasta 588 (ppm).

Los valores de Sr son muy altos en ambos grupos de rocas, con cantidades que llegan hasta los 3395 (ppm), pero de todas formas, el grupo de las rocas no evolucionadas tiene los valores más altos.

El grupo más básico tiene concentraciones de Sr ~2615 ppm en comparación con los ~1309 ppm de las muestras más diferenciadas. Esto podría explicar el motivo por el que no hay cristalización de plagioclasas en las rocas con <46% SiO₂, ya que manifiestan un aumento en la concentración del Sr durante la diferenciación de picrobasaltos a tefritas.

4.5 Estudios Geocronológicos

Los datos obtenidos de edades de los CDP, entregados por el laboratorio se detallan en la Tabla 4.6.

Tabla 4.6 Resumen de las dataciones radiométricas utilizadas en el presente estudio.

Capa	Código de Muestra	Material	Número de Laboratorio	Edad 14C (años AP)	Edad calibrada 95.4% (años AP) (2σ)	UTM			Localización	Fuente
						x	y	z (msnm)		
SUM-JS-44	Sumaco 3	Carbonized twigs	Beta-498933	4370 ± 30	3081-3061 cal BC 3029-2888 cal BC	212862	9926900	1485	El Desbanque	Salgado (2019)
Core "Guagua Sumaco" lagoon	OL1	Peat	Beta-586749	1950 AD	Modern era	211262	9936958	2500	Laguna Guagua Sumaco	Salgado (2019)
	OL3	Peat	Beta-509967	360 ± 30	1483-1644 cal AD					
DAE-RS	SUNO18	Wood	Beta-490995	>43500	-	239248	9931636	497	Mina CPO, Río Suno, Karutambo	Salgado (2019)
EDADES CALIBRADAS USANDO SHCAL 20 + SH3 curve										
PF río Sapo Base	SUM-EPN-05	Wood	Beta-633585	27390 ± 130	29675-29186 cal BC	211699	9928825	1535	Río Sapo	Este estudio
PF sendero comunitario	SUM-EPN-28	Wood	Beta-633586	1950 AD	Modern era	211585	9927849	1537	Sendero 2 Mundos (Camino de la comunidad)	Este estudio
PF río Sapo parte media	SUM-EPN-31	Wood	Beta-633587	25160 ± 100	27834-27194 cal BC	211699	9928825	1535	Río Sapo	Este estudio
PF Pucuno Alto	SUM-EPN-32	Plant material	Beta-633588	1950 AD	Modern era	212121	9932709	1709	Pucuno Alto	Este estudio
PF río Sapo parte alta	SUM-EPN-33	Charred material	Beta-633589	28940 ± 160	32053-30931 cal BC	211699	9928825	1535	Río Sapo	Este estudio
Pachakutik base OL1	SUM-EPN-34	Wood	Beta-633590	>43500		197294	9921077	1130	Pachakutik-corte en la cancha	Este estudio
Pachakutik OL2	SUM-EPN-35	Wood	Beta-633591	>43500		197294	9921077	1130	Pachakutik-corte en la cancha	Este estudio
DAE Las Peñas	SUM-EPN-38	Wood	Beta-633592	>43500		235868	9920392	387	Balneario Las Peñas - El Balcón	Salgado (2019)
SAO 1	SAO1	Wood	SUERC-58952	38 503 ± 968	41 885 - 43 325	183047	993363	2090	Vinillos	Loughlin et al., 2017
SB04	SB04	Wood	SUERC-58953	40 524 ± 1245	43 091 - 45 218	183047	993363	2090	Vinillos	Loughlin et al., 2017

4.5.1 Sumario sobre las observaciones Geocronológicas

El depósito más antiguo (> 43500 años) es el depósito de flujo piroclástico Pachakutik ubicado al suroeste del volcán, mientras que la edad más reciente (1950 AD) pertenece a las muestras de Pucuno Alto (SUM-EPN-32) y el Sendero Comunitario (SUM-EPN-28).

En ambos depósitos con edades recientes, no se acumulaba ninguna capa de tefra encima de las capas muestreadas, solamente unas capas de suelo menores a 25 cm indicando que no poseen mucha antigüedad. Por tanto, se podría decir que son de las erupciones más jóvenes que pudo haber tenido el volcán, confirmando lo descrito por Colony & Sinclair (1928) acerca de que el último periodo de actividad volcánica del Sumaco pudo haber sido en estas fechas.

El depósito de Pachakutik tiene una edad mayor a 43 500 años BP y puede ser correlacionada a un periodo de actividad del volcán durante el Pleistoceno Superior, esto tomando en cuenta que se encuentra una capa de ceniza volcánica gruesa localizada al occidente del Sumaco, en el sector de Vinillos cuya edad de deposición se encuentra entre los 45 - 42 ka, edad obtenida por Loughlin et al., (2017), además de dos muestras datadas por Salgado (2019) que también fueron correlacionadas a este periodo (DAE-RS y DAE-LP) ya que las edades obtenidas fueron > 43.5 ka .

Una edad más joven se obtuvo del depósito de flujo piroclástico de Río Sapo, en la capa de la parte media con una edad de $25\,160 \pm 100$ años BP. Sobre este nivel de tefra se encuentran al menos 4 capas de ceniza del volcán Sumaco, excluyendo a la capa del tope de Río Sapo (SUM-EPN-33) que ha arrojado una edad de $28\,940 \pm 160$ años BP. La diferencia entre estas edades obtenida es de 3780 años BP. Por tanto, se puede determinar a groso modo que la tasa de recurrencia de las erupciones es de una erupción grande cada 945 años. Teniendo presente, que una edad similar ($25\,310 \pm 100$ años BP) se obtuvo por Salgado (2019) en el depósito de

flujo de lodo y escombros “Puente Loreto”, posiblemente estén asociada a otro periodo de actividad volcánica en el Sumaco.

Adicionalmente, se ha tomado en cuenta la datación realizada por Salgado (2019) en la sección “El Desbanque” la cual está al SE del cráter, y en la que se obtuvo una edad de 4370 años \pm 30 años BP. Esta datación apoya la idea de que ha existido actividad reciente, pero de grandes proporciones, por lo tanto, Sumaco es posiblemente un volcán potencialmente activo, lo que también ha sido confirmado por las dataciones de material orgánico, intercalado entre capas de pómez, sacado de un núcleo de la laguna Guagua Sumaco (Salgado et al., 2019).

CAPÍTULO V

5. INTERPRETACIÓN

5.1 Interpretación

A partir de los resultados obtenidos en las muestras recolectadas de los depósitos volcánicos, se puede llevar a cabo una interpretación exhaustiva para determinar el tipo de producto volcánico correspondiente. Esta tarea implica la integración de los datos recopilados en campo, junto con los análisis petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y granulométricos realizados en laboratorio. Una vez obtenida esta información detallada, se compara con la información previa disponible en la literatura geológica sobre la cronología y los tipos de productos volcánicos del volcán Sumaco. De esta manera, se puede establecer una correspondencia clara entre los diferentes depósitos y los productos volcánicos generados por las erupciones. Este análisis es fundamental para entender la actividad volcánica en la zona y evaluar los riesgos asociados a esta actividad.

5.1.1 Depósitos de Avalanchas de Escombros

5.1.1.1 Avalancha de Pachakutik

El depósito de avalancha Pachakutik (DAE-Pk) se encuentra a 20 km al sur del volcán Sumaco y se caracteriza por una heterogeneidad en su composición, que va desde ceniza volcánica fina hasta bloques y rocas grandes. Las estructuras sedimentarias presentes en el depósito son caóticas y desordenadas, como estratificación cruzada, escaso desarrollo de estratos horizontales y deformaciones.

Además, se puede observar una amplia variedad de tamaños de partículas, desde finas hasta gruesas, así como bloques angulares y fracturados, lo que indica una deformación y fracturación previa al evento. Todo esto sugiere que el depósito de Pachakutik es un depósito de avalancha (Siebert L. , 1984).

Las 3 muestras tomadas en el depósito de avalancha, de la sección Pachakutik, tienen una asociación mineral que no encaja muy bien con las que normalmente se encuentran para el volcán que nos concierne: la asociación mineral encontrada es plagioclasa \pm feldespato potásico + biotita + hornblenda \pm clorita/epidota \pm minerales opacos \pm sericita \pm cuarzo.

Las 3 rocas coinciden con la misma paragénesis y esta no se relaciona bien con Sumaco, ya que generalmente no se ha encontrado biotita en sus productos volcánicos, y estas muestras no poseen titano-augita ni piroxenos, sólo cristales muy bien desarrollados de hornblenda.

Geoquímicamente esta muestra tiene un contenido de SiO₂ (67,64 %), el cual es demasiado alto en comparación con las otras muestras del grupo de rocas evolucionadas, por lo que se procedió a hacer comparaciones de todo el grupo con otras muestras de Sumaco y otros volcanes del tras-arco ecuatoriano, concuerda más con los patrones geoquímicos de otros volcanes (Figura 4.1).

En cuanto a la muestra SUM-EPN-20, parece tener una composición un tanto más ácida (tefri-fonolita), su asociación mineral encontrada es titano-augita + hornblenda + hauyña \pm plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm minerales opacos.

Estas asociaciones sugieren que este depósito de avalancha puede tener un origen distinto al del volcán Sumaco. Sin embargo, la presencia de la muestra SUM-EPN-20 en este depósito, que incluye el mineral hauyña característico de las rocas más jóvenes del volcán Sumaco, sugiere que la avalancha pudo haber ocurrido posteriormente a la formación del Sumaco Reciente. Aunque esto no necesariamente indica que la avalancha tenga su origen en el volcán Sumaco, es posible que se haya alimentado de productos previos de una avalancha generada por dicho volcán. Se recomienda realizar estudios adicionales y tomar más muestras de este afloramiento para determinar si existe alguna relación con el volcán Sumaco o descartar dicha relación por completo.

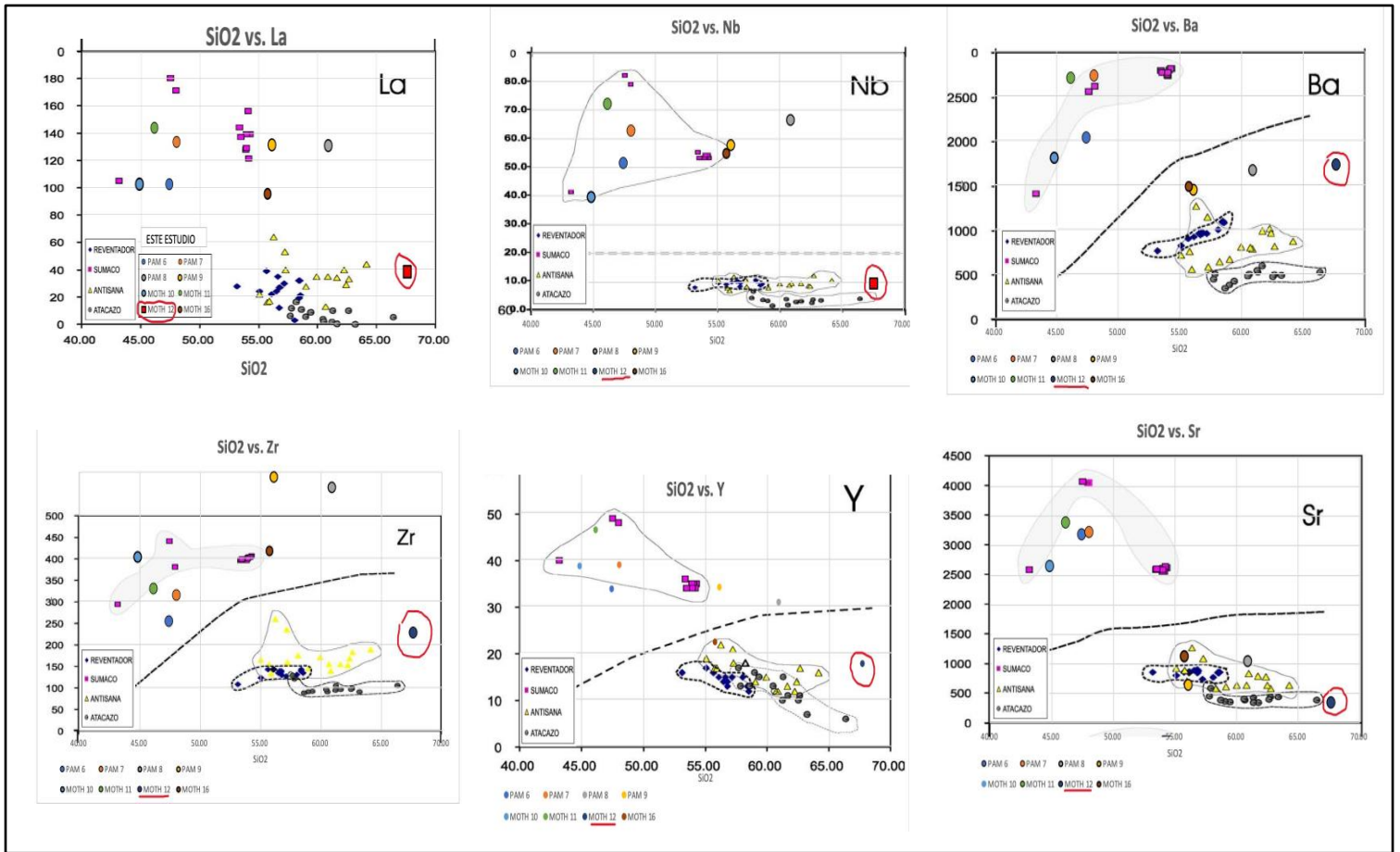


Figura 5.1 Variación de algunos elementos incompatibles para las lavas de los volcanes Sumaco y El Reventador, y de otros volcanes de los Andes Septentrionales ecuatorianos. (Tomado de Barragán & Baby (2004))

5.1.1.2 Avalancha de Mina Pucuno

Este depósito de avalancha se encuentra localizado en la nueva mina que se encuentra sobre el Río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211530 / 9921195, 1077 msnm.

El depósito exhibe una heterogeneidad en su composición, que abarca desde ceniza volcánica fina hasta bloques y rocas de gran tamaño. Las estructuras sedimentarias presentes en el depósito son caóticas y desordenadas, como la estratificación cruzada, con un desarrollo limitado de estratos horizontales y deformaciones notables. Además, se puede observar una amplia gama de tamaños de partículas, que van desde finas hasta gruesas, y bloques angulares y fracturados, lo que indica una deformación y fracturación previa al evento. En resumen, estas características sugieren que el depósito en la mina del río Pucuno es el resultado de un evento de avalancha en la zona.

En este depósito de avalancha de escombros, se tomaron 2 muestras, las cuales coinciden con la asociación mineral de las rocas más evolucionadas.

En la muestra SUM-EPN-19, la plagioclasa está extremadamente surcada con texturas de absorción que incluso llegan a formar vesículas bastante grandes, y la hauyna forma cristales euhedrales grandes, por lo que está muy estable en esta composición.

La asociación mineral encontrada es titano-augita + hornblenda + hauyna \pm plagioclasa \pm ortopiroxeno \pm minerales opacos.

Esta avalancha pudo haberse producido posteriormente a la formación de Sumaco Reciente.



Figura 5.2 Este depósito de avalancha se encuentra localizado en la nueva mina que se encuentra sobre el Río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211530 / 9921195, 1077 msnm.

5.1.2 Depósitos de Flujos Piroclásticos

5.1.2.1 Flujo Piroclástico de Pachakutik

La sección elaborada en Pachakutik tiene una capa (Sum-JP-01) en la base que está compuesta de un material muy fino color gris claro con alto contenido en pómez y 5% (wt.) de líticos de composición andesítica, la cual cuando se analiza granulométricamente arroja que los granos de tamaños 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina) son los que tienen el mayor contenido de porcentaje en peso (82.31%), posee una desviación estándar de 1.45 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como depósito de **flujo piroclástico**, y debido a que su contenido (17.53 % wt.) en partículas con tamaños mayores a 2mm, y a la lejanía del volcán al depósito, es posible que sean producto de una erupción muy potente y explosiva.

Esta muestra vista en lupa binocular, contiene cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y feldespato potásico, lo que le da un contenido de minerales alcalino ácido que

posteriormente cuando se analiza con geoquímica (SUM-JP-01), cuyo contenido de SiO₂ es de 63.5%, Na₂O 5.09% Y K₂O 4,6% se ubica en el grupo más diferenciado en el diagrama de Le Bas (1986) se plotea con una composición alcalina como una traquidacita, pero no tiene una composición shoshonítica, y con estos minerales y contenido de silíceo, para formar parte del “patrón Sumaco” debería plotearse en el campo de Tefri-fonolitas a tefritas , y su edad debería ser bastante joven, pero cuando se realiza la datación de radiocarbono, se encuentra que tiene una edad de 43.500 años, por lo que se piensa que tal vez no tiene relación con el volcán Sumaco o se deberían hacer más estudios a este depósito para saber su fuente con más certeza.

5.1.2.2 Flujo Piroclástico de Oritoyacu

La sección elaborada en Oritoyacu tiene dos niveles de ceniza (Sum-JP-02, en la base y SUM-JP-03, en el tope). El nivel del tope está compuesto de un material fino y arcilloso color gris oscuro verdoso, con alto contenido en pómez y 12% (wt.) de líticos de composición andesítica, la cual al analizarse granulométricamente el mayor contenido de tamaños de partículas se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina) (92.86%), posee una desviación estándar de 1.46 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo positivo (tendencia hacia los gruesos) y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de caída piroclástico**.

La muestra de ceniza vista en lupa binocular, contiene cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y feldespato potásico.

La muestra de ceniza de la capa basal, (**SUM-JP-02**) compuesto de un material mucho más fino que el del tope y con clastos subredondeados dispuestos de forma caótica, contiene pómez y líticos de diámetros más pequeños que los del nivel anteriormente descrito, la cual granulométricamente tiene tamaños del rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina), con un valor de 1,4 en la mediana, desviación estándar de 2 (pobrementemente sorteado), su curva

granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo negativo, pero con una distribución fuertemente bimodal (tendencia hacia los finos) y su curtosis es platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico** que, podría ser más **proximal** al viento del volcán, o ser producto de un pulso eruptivo muy explosivo, debido a su contenido (15.41 % wt.) en partículas con tamaños mayores a 2mm.

La muestra de ceniza vista en lupa binocular, contiene cristales de piroxeno, plagioclasa, hornblenda y feldespato potásico, este conjunto de minerales alcalino al analizarse geoquímicamente, exhibe 44,4% de SiO₂, 2,35% de Na₂O y 2,87% de K₂O, se ubica en el grupo menos diferenciado en el diagrama de Le Bas (1986) se plotea con una composición shoshonítica como una tefrita.

Este depósito podría ser producto de un pulso que se dio después del evento generador de Sumaco Actual.

5.1.2.3 Flujo Piroclástico de Río Sapo

La sección elaborada en Río Sapo tiene tres niveles de ceniza (Sum-JP-04, en el tope y SUM-JP-05, en el medio y SUM-JP-06, en la base).

SUM-JP-04 (tope), está compuesta de un material fino tipo arena, color beige, el tamaño medio del diámetro de pómez y líticos es pequeño, son angulares y de baja vesicularidad. Al analizarla granulométricamente, se observa que el mayor contenido de porcentaje en peso (92.05%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina), con un valor de 1,05 en la mediana, desviación estándar de 1.39 (pobremente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con sesgo negativo (tendencia hacia los finos) y su curtosis es leptocúrtica.

Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico más distal** o de un evento poco explosivo. Geoquímicamente, su contenido de SiO₂ es de 59.7%, Na₂O de 5.4%

y K₂O de 4,5%, lo que la ubica en el diagrama de Le Bas (1986) como una traquiandesita con composición alcalina y en el grupo de rocas más evolucionadas. Al datarla se obtuvo una edad de ~27.39Ka, lo cual está en medio de las rocas más viejas (>43.5Ka) y las más jóvenes (edad moderna, 1950 AD). Quizás este pulso pertenezca a las rocas de Sumaco Reciente.

SUM-JP-05 (medio), está compuesta de un material fino tipo arena fina, color gris, el tamaño medio del diámetro de pómez es milimétrico pero también es muy fresco, y los líticos son de tamaños milimétricos, subangulares y de baja vesicularidad, además se acumulan más hacia la base, lo que podría indicar una erupción de tipo más básica y por lo tanto menos explosiva. Granulométricamente, el mayor contenido de porcentaje en peso (96.28%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de 1 en la mediana, desviación estándar de 1.28 (pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico**. En la datación de radiocarbono, que fue realizada en restos de madera carbonizada, arrojó una edad de 25.16Ka, lo cual se acerca bastante a la edad de la capa que se sobrepone a esta.

SUM-JP-06 (base), está compuesta de un material fino tipo arcilla, color gris blanquecino, el tamaño medio del diámetro de pómez y líticos es milimétrico, son subredondeados y de baja - media vesicularidad. Granulométricamente, el mayor contenido de porcentaje en peso (79.54%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), pero posee un contenido de 20.4% wt., en tamaños grava. Posee un valor de -0,1 en la mediana, desviación estándar de 1.68 (pobrememente sorteado), su curva granulométrica e histograma son casi simétricos y su curtosis es platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un depósito de **flujo piroclástico**, que podría ser **más proximal** al viento del volcán, o ser producto de un pulso muy explosivo, debido a su contenido en partículas con tamaños mayores a 2mm.

Geoquímicamente, su contenido de SiO₂ es de 54.1%, Na₂O de 3.5% y K₂O de 3,7% lo que la ubica en el diagrama de Le Bas (1986) como una traquiandesita basáltica con composición alcalina y en el grupo de rocas más evolucionadas. Al datarla se obtuvo una edad de ~ 28.94Ka, lo que le da la edad más antigua de esta serie, y tiene sentido ya que se encuentra en la base de toda la columna.

Es muy probable que este depósito haya sido una erupción continua, ya que sus diferencias de edad entre una capa y otra no son muy espaciadas. Quizás este evento pertenezca a las rocas de Sumaco Reciente.

5.1.2.4 Flujo Piroclástico de Pucuno Alto

Es una capa base que sobreyace a la capa de flujo de lava (SUM-JP-07) está compuesta de un material fino, color café anaranjado, el tamaño de pómez es hasta de 1cm y sus líticos son redondeados y muy vesiculares. Se analizó granulométricamente y, el mayor contenido de porcentaje en peso (65.96%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena), con un valor de desviación estándar de 2.05 (muy pobremente sorteado), su curva granulométrica e histograma es casi simétrico y su curtosis es muy platicúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico**, que podría ser **más proximal** o ser producto de un pulso muy explosivo, debido a su contenido en partículas con tamaños mayores a 2mm (33.62 %wt.).

Geoquímicamente, su contenido de SiO₂ es de 58.5%, Na₂O 4.4% y K₂O 5,5% poniéndolo en el grupo más diferenciado, en el diagrama de Le Bas (1986) se plotea con una composición alcalina como una traquiandesita.

En la datación de radiocarbono realizada en material de origen planta, arrojó una edad muy joven, data de la edad moderna, después de 1950 AD, por lo es muy probable que este depósito pertenezca a la fase de Sumaco Actual.

5.1.2.5 *Flujo Piroclástico de Sendero Pacto Sumaco*

En esta sección existe un solo nivel de ceniza (SUM-JP-13), pero dentro de este nivel, se encuentran lentes de otro tipo de ceniza más blanquecino y fino (SUM-JP-12).

SUM-JP-13: (depósito “anfitrión”) está compuesto de un material tipo arena fina, color café anaranjado, el tamaño medio del diámetro de pómez y líticos es milimétrico, son subredondeados y de baja vesicularidad. Cuando esta muestra se analiza granulométricamente, se encuentra que, el mayor contenido de porcentaje en peso (99.60%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina) , con un valor de 1,29 en la mediana, desviación estándar de 1.29 (pobrementemente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrica con sesgo negativo (tendencia hacia los finos) y su curtosis es mesocúrtica. Este CDP se clasificaría como un **depósito de flujo piroclástico** más distal o producto de un evento no tan explosivo. Los datos radiométricos de radiocarbono realizada en material de origen vegetal, arrojó una edad de la edad moderna, después de 1950 AD, siendo un evento muy reciente, probablemente perteneciente a las rocas de Sumaco Actual.

SUM-JP-12: (Depósito “huésped”) está compuesto de un material fino tipo arcilla, color gris claro, el contenido de pómez y líticos es muy bajo, son subredondeados y de baja vesicularidad. El mayor contenido de porcentaje en peso (95.63%) se encuentra en el rango de 0,063 a 2 mm (tamaño arena fina), con un valor de 3.33 en la mediana, desviación estándar de 0.84 (moderadamente sorteado), su curva granulométrica e histograma es asimétrico con un fuerte sesgo negativo (fuerte tendencia hacia los finos) y su curtosis es muy leptocúrtica.

Este CDP se clasificaría como un **depósito de oleada piroclástico**, tiene sentido ya que las oleadas piroclásticas son menos densas que los flujos, y generalmente son eventos que ocurren antes que los flujos piroclásticos, y al estar dentro de la otra capa que se clasifica como un flujo piroclástico y que tiene una datación de la edad moderna, se concluye que este evento debe ser mucho más joven que el anterior descrito.

5.1.3 Depósitos de Flujos de Lava

5.1.3.1 Lava de Pacto Sumaco

Este depósito está localizado en el lecho del riachuelo de una quebrada ubicada en el sendero comunitario empalizado de Pacto Sumaco, es un depósito de lava de color gris oscuro (UTM 18S 211585/ 9927850 h: 1537m).

La muestra, SUM-Ps_Jn21_#3, del flujo de lava en Pacto Sumaco, concuerda con la paragénesis mineral de las rocas más diferenciadas y someras del volcán.

La asociación mineral encontrada es titanio-augita + plagioclasa + hornblenda + haiyina ± minerales opacos, lo que nos permite clasificarla en el diagrama de Streckeisen (1976) como una tefrita-foidítica, lo que indica un alto contenido de feldespatoides, por lo que está asociada a las rocas más recientes del volcán, ya que estos minerales se encuentran en las rocas de la cumbre del volcán Sumaco.

La muestra SUM-MOTH-16, tomada también en este depósito para análisis geoquímico, cuyo contenido de SiO₂ es de 46.1%, Na₂O 6.52% y K₂O 2,17%, en el diagrama de Le Bas (1986) se plotea con una composición shoshonítica como una tefrita.

Este depósito podría ser producto de un evento eruptivo que se dio después del evento generador de Sumaco Actual.

5.1.3.2 Lava de Pucuno Alto

Este depósito de lava, se encuentra localizado en el ascenso del volcán Sumaco antes de llegar al segundo refugio, en la Quebrada del Río Pucuno Alto en el flanco sur del Volcán Sumaco. Sus coordenadas (UTM) son 18S 0212121 / 9932709, 1756 msnm.

La muestra, SUM-PucAl_Oct21_#11, del flujo de lava en Pacto Sumaco, concuerda con la paragénesis mineral de las rocas menos evolucionadas y antiguas del volcán.

La asociación mineral encontrada es titanio-augita \pm plagioclasa \pm minerales opacos, lo que permite clasificarla en el diagrama de Streckeisen (1976) como una andesita, por lo que se ubica dentro del grupo de rocas más básicas del Sumaco.

La muestra SUM-MOTH-10, tomada también en este depósito para análisis geoquímico, cuyo contenido de SiO₂ es de 44.8%, Na₂O 3.8% y K₂O 3,4% en el diagrama de Le Bas (1986) se plotea con una composición shoshonítica como una basanita.

Este depósito podría ser producto de un evento eruptivo que se dio después del evento generador de Sumaco Reciente, o ser parte de PaleoSumaco.

5.1.3.3 Lava del Río Pucuno

Este depósito de lava se encuentra localizada en el lecho del río Pucuno y sus coordenadas (UTM) son 18S 0211147 / 9921468, 1039 msnm.

La muestra del flujo de lava (SUM-JP-09) coincide con la paragénesis mineral de las rocas más diferenciadas, titanio-augita + plagioclasa + hornblenda + hauyna \pm minerales opacos.

Esta asociación mineral, permite clasificarla en el diagrama de Streckeisen (1976) como una tefrita foidítica, ya que posee un alto contenido de feldespatoides.

Este depósito podría ser producto de una erupción volcánica que se dio después del evento generador de Sumaco Actual.

5.2 Discusión

Basándonos en la información obtenida sobre los depósitos volcánicos en el área del Volcán Sumaco, podemos inferir datos importantes sobre el riesgo volcánico y la predicción de erupciones.

En cuanto al riesgo volcánico, se puede afirmar que el área aledaña al volcán Sumaco, como la Quebrada del Río Pucuno y el Sendero Comunitario Empalizado de Pacto Sumaco, presenta una alta probabilidad de actividad eruptiva en el futuro, dado que se han identificado depósitos de lava y tefritas foidíticas que sugieren la presencia de feldespatoides y minerales volcánicos característicos del Sumaco en la zona. Esto indica que hubo eventos eruptivos en la zona, ya sea relativamente recientes (como en el caso del flujo de lava de Pacto Sumaco) o más antiguos (como en el caso del depósito de lava de Pucuno Alto y la lava del Río Pucuno). Además, la presencia de rocas ígneas con contenido de gas en el área también aumenta la probabilidad de explosiones volcánicas. La presencia de depósitos piroclásticos y lahares en las quebradas cercanas al volcán Sumaco indica que en el pasado el volcán ha tenido erupciones explosivas y ha generado flujos de lodo, lo que aumenta el riesgo volcánico para las comunidades cercanas.

En términos de la predicción de erupciones, los datos de la muestra geoquímica de la lava del Río Pucuno sugieren que la erupción volcánica que la originó ocurrió después del evento generador de Sumaco Actual. La muestra SUM-PucAl_Oct21_#11 del depósito de lava en la Quebrada del Río Pucuno Alto se clasifica como una andesita, lo que sugiere que se trata de una roca menos evolucionada y antigua del volcán. Por lo tanto, estos datos pueden ayudar a determinar la secuencia temporal de las erupciones pasadas y potenciales del Volcán Sumaco.

La presencia de depósitos de lava de diferentes edades y composiciones en el volcán Sumaco sugiere que es un volcán activo y que puede tener futuras erupciones. Sin embargo, la magnitud y frecuencia de las erupciones futuras no se pueden predecir con precisión, lo que hace necesaria una monitorización constante para detectar cualquier cambio en la actividad volcánica.

En base a la disposición de las muestras encontradas y la información previamente proporcionada sobre la presencia de depósitos volcánicos y lahares en las quebradas cercanas

al volcán Sumaco, es razonable inferir que las zonas más afectadas en caso de una erupción volcánica podrían ser la comunidad de Pacto Sumaco y Wawa Sumaco (Figura 5.3).

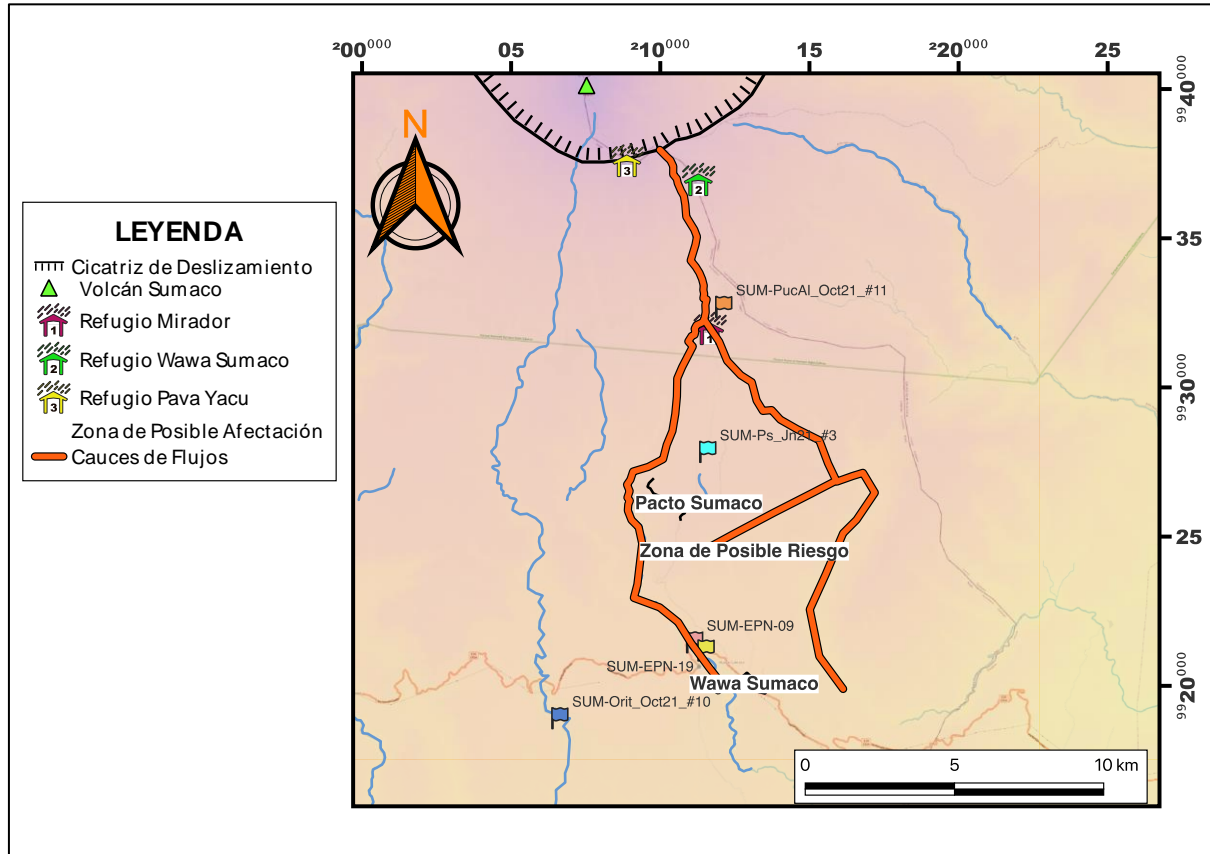


Figura 5.3 Mapa que muestra las zonas con mayor riesgo de ser afectadas por la actividad volcánica en la región de Pacto Sumaco y Wawa Sumaco. El mapa se basa en la topografía de la zona y el análisis de las muestras de depósitos volcánicos recolectadas. Las áreas más vulnerables se representan en verde y corresponden a las comunidades que se encuentran más cerca del cráter del volcán. Los cauces de flujos de lava y piroclásticos que podrían afectar estas zonas se muestran en rojo. Los refugios que se encuentran en el camino de ascenso a la cumbre, se representan con casitas de colores numeradas. Los cursos de agua se representan con líneas azules.

Otro dato interesante, es que la presencia de diferentes tipos de rocas ígneas en el área sugiere que el Volcán Sumaco ha tenido una evolución compleja a lo largo del tiempo, lo que sugiere que el volcán ha experimentado diferentes procesos eruptivos y diferentes estados de actividad en el pasado.

En definitiva, la información proporcionada por los depósitos volcánicos en el área del Volcán Sumaco nos da una idea de la complejidad de la actividad volcánica en la región, el potencial de riesgo volcánico y la secuencia temporal de las erupciones. Todos estos datos son

importantes para la predicción de futuras erupciones y para tomar medidas de prevención y mitigación adecuadas para proteger a la población y las comunidades aledañas al volcán.

CAPÍTULO VI

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

En conclusión, se analizaron las rocas del volcán Sumaco y se clasificaron tres tipos de depósitos volcanoclásticos relacionados con el volcán. Los estudios de petrografía, mineralogía, geoquímica, granulometría y radiometría, realizados en muestras recolectadas durante los viajes al campo, permitieron clasificar los depósitos volcanoclásticos que se cree que están relacionados con Sumaco. Se identificaron 2 depósitos de avalanchas de escombros (Pachakutik y Nueva Mina Pucuno), 4 depósitos de flujos piroclásticos (Oritoyacu, Río Sapo, Pucuno Alto y Sendero Pacto Sumaco), y 3 depósitos de flujos de lava (Pacto Sumaco, Pucuno Alto y Río Pucuno).

Se descubrió que el corte Pachakutik, que se ubica al suroeste del volcán, es el afloramiento que según los datos de geocronología de dos muestras, es el más antiguo (> 43,500 años). Sin embargo, después de los análisis petrográficos y geoquímicos, se cree que este depósito puede no ser producto del volcán. Según las asociaciones observadas, se plantea la posibilidad de que el depósito de avalancha analizado no tenga su origen en el volcán Sumaco. Sin embargo, se encontró una muestra que contiene el mineral hauyña, característico de las rocas más jóvenes del volcán Sumaco, lo que sugiere que la avalancha podría haber ocurrido después de la formación del volcán.

Aunque no se puede afirmar que el depósito tenga un origen volcánico de Sumaco, es posible que se haya alimentado de productos previos de una avalancha generada por dicho volcán. Por lo tanto, se sugiere realizar más estudios y tomar más muestras para determinar si existe alguna relación con el volcán Sumaco o descartar dicha relación por completo.

Por lo tanto, la columna estratigráfica del Río Sapo (25,1 - 28,9 Ka) es probablemente el depósito más antiguo datado relacionado con Sumaco. Es muy probable que su origen en Sumaco sea producto de una erupción continua, ya que las diferencias de edad entre capas no son muy espaciadas.

Los depósitos más recientes (1950 dC) se encontraron en Pucuno Alto (SUM-EPN-32) y en el Sendero Comunitario (SUM-EPN-28). No había capas de tefra o de más ceniza acumulada encima de ninguno de estos dos depósitos, solo capas moderadas de suelo < 20 cm. Esto sugiere que estas erupciones son de las más recientes observadas en el volcán y apoya la teoría planteada por Colony & Sinclair (1928) de que estas fechas corresponden a la última fase activa conocida del volcán Sumaco. Además, estas edades jóvenes se correlacionan con los resultados presentados por Salgado et al. en 2021, quienes obtuvieron material orgánico y cenizas de un núcleo de una laguna cercana al segundo refugio.

En términos generales, este estudio identificó depósitos volcanoclásticos relacionados con el volcán Sumaco y proporcionó información sobre sus edades. Los resultados sugieren que Sumaco ha estado activo durante un largo período, desde la era del Pleistoceno hasta tiempos muy recientes.

En cuanto al estudio geoquímico de las rocas del Sumaco, sugiere que se formaron a partir de procesos magmáticos relacionados con la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental. Además, se observan diferencias en la composición y evolución magmática de las rocas, dependiendo del grado de diferenciación y el contenido de SiO₂.

Las muestras menos diferenciadas se clasifican como rocas ultrabásicas y básicas y tienen una composición alcalina, mientras que las muestras más diferenciadas se clasifican como rocas intermedias y ácidas y tienen una composición calco-alcalina. Estas diferencias sugieren que las rocas pueden haberse formado a partir de diferentes fuentes de magma o haber experimentado diferentes grados de fraccionamiento y mezcla.

Además, se observan tendencias negativas en el diagrama Harker del Sumaco para TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 y FeO , mientras que las tendencias para Na_2O y K_2O son positivas. Las anomalías en Sr, Y y Ce son más marcadas en las rocas más diferenciadas, lo que sugiere que estas rocas han sufrido un mayor grado de evolución magmática que las menos diferenciadas.

En cuanto a los elementos traza, las anomalías negativas en Nb son coherentes con la interpretación de que estas rocas se formaron en un ambiente de subducción, y las anomalías positivas en La sugieren la presencia de anfíboles y clinopiroxenos en ambas rocas. Las anomalías en Sr, Y, Ce y Pb sugieren la presencia de metasomatismo de la cuña del manto por fluidos derivados de la placa que se subduce y/o contaminación con corteza continental.

Para concluir, este estudio proporciona información valiosa sobre su origen y evolución magmática, lo que puede ayudar a comprender mejor los procesos tectónicos y geológicos en la región, y puede ser útil para la gestión del riesgo volcánico y la toma de decisiones en la zona de influencia del volcán Sumaco.

6.2 Recomendaciones

Este trabajo ha sido realizado con el objetivo de mejorar la comprensión del volcán Sumaco mediante el estudio a detalle de los depósitos volcánicos que lo rodean, para comprobar su proveniencia, y de esta manera saber si son lo suficientemente jóvenes para confirmar actividad reciente. En este trabajo se ha constatado que la actividad más reciente del volcán Sumaco fue en la era moderna, mientras que en Salgado (2019) se confirma además actividad alrededor de los años 1483-1644 AD, lo que da un periodo de aproximadamente 306 años entre un evento y el siguiente. Permitiendo clasificarlo como un volcán activo del Ecuador, ya que se le da esta clasificación si ha tenido actividad cuando menos un vez en los últimos 10 mil años (holoceno),

Con estas conclusiones, llegamos a demostrar la necesidad de más investigación sobre el volcán Sumaco, particularmente sobre su evolución por lo que es crucial continuar la investigación de depósitos piroclásticos en las áreas cercanas al volcán. En general es complicado encontrarlos debido a la densa vegetación y difícil acceso, pero gracias a las condiciones climáticas suelen ocurrir derrumbes que descubren nuevas áreas para ser investigadas.

Para áreas inaccesibles debido a su altura o peligrosidad de acceso debido a la poca consolidación del terreno, recomendaría el uso de drones ya que nos permite estudiar de forma económica y rápida estas zonas muy escarpadas, además se le puede adaptar sensores geoquímicos para analizar mediante espectrómetros, a una mayor escala, depósitos que tal vez no se puedan ver a simple vista ya que con esta técnica es posible la eliminación de la vegetación.

Para el estudio estructural y geomorfológico del volcán se podría implementar drones con sensores LiDAR que permiten la obtención de DEMs y contornos de alta resolución para el reconocimiento e interpretación de estructuras y fallas geológicas que podrían estar

afectando la zona, e incluso se podría implementar un sensor geofísico gravimétrico para determinar los cambios en la densidad de las capas geológicas por debajo de la superficie y la presencia de cuerpos magmáticos a poca profundidad y de esta manera comprobar la hipótesis de Garrison, et al., (2018) sobre una cámara magmática poco profunda en el volcán Sumaco.

La geotermobarometría puede ser muy útil para resolver las condiciones de presión y temperatura de formación de un mineral, en este caso podrían ser útiles los clinopiroxenos para calcular las condiciones del magma que produjeron las rocas que contienen a este mineral, así se podría conocer un poco más sobre la hipótesis de “rápido ascenso” de magma que postulan algunos artículos sobre este volcán.

BIBLIOGRAFÍA

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., . . . Cisneros, D. (2016, 5). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065. Retrieved from <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002/2016TC004117>

Andújar, J., Costa, F., Marti, J., Wolff, J., & Carroll, M. (2008). Experimental constraints on pre-eruptive conditions of phonolitic magma from the caldera-forming El Abrigo eruption, Tenerife (Canary Islands.). *Chemical Geology*, 257(3-4), 173-191.

Aspden, J., & Litherland, M. (1992, 4). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204.

Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, R. (2004). *La cuenca Oriente: geología y petróleo* (Vol. 144). Institut français d'études andines.

Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., & Barragan, R. (1999). Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, University of Goettingen, Germany, Extended Abstracts Volume*, 68-72.

Baldock, J. (1982). Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador. Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70.

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J., & Santacrose, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14. Retrieved from <https://www.cambridge.org/core/journals/geological-magazine/article/abs/plioquaternary-volcanism-in-ecuador/9E5F54AF6FAA35AAB4D6124B55F19E8C>

Barragán, R., & Baby, P. (2004). Evolución magmática actual de la zona subandina: volcanes el Reventador y Sumaco, modelos geodinámicos preliminares. *La Cuenca Oriente: geología y petróleo*.

Barragán, R., Christophoul, F., White, H., Baby, P., Rivadeneira, M., Ramirez, F., & Rodas, J. (2014). Estratigrafía secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente. *La Cuenca Oriente: Geología y petróleo*, 55-78.

Bernard, B., & Andrade, D. (2011). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. *IGEPN Poster Informativo*.

Berndt, J., Holtz, F., & Koepke, J. (2001). Experimental constraints on storage conditions in the chemically zoned phonolitic magma chamber of the Laacher See volcano. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(4), 469-486.

Blatter, D. L., & Carmichael, I. S. (1998). Plagioclase-free andesites from Zitacuaro (Michoacan), Mexico: petrology and experimental constraints. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(2), 121-138.

Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotten, J., & Hall, M. L. (2002). Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath Andean Northern Volcanic Zone. *Journal of Petrology*, 43(2), 199-217.

Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M., Monzier, M., Hall, M., & Cotten, J. (2003, 1). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205(3-4), 123-138.

Bristow, C., & Hoffstetter, R. (1977). Ecuador: Lexique International de Stratigraphie. *Paris*, 5a2.

Bustamante, M. (2013). Los elusivos caminos del volcàn. *Ecuador Tierra Incógnita*, 1-6.

Cioni, R., Bertagnini, A., Andronico, D., Apuani, T., & Cole, P. D. (2014). Towards an understanding of volcanic hazard and risk in eruption crises: complexities and challenges. *Journal of Applied Volcanology*, 3(1), 1-14.

Collerson, K. D., Kamber, B. S., & Schoenberg, R. (2002). Applications of accurate, high-precision Pb isotope ratio measurement by multi-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, 188(1-2), 65-83.

Collot, J. Y., Sanclemente, E., Nocquet, J. M., Leprêtre, A., Ribodetti, A., Jarrin, P., & Charvis, P. (2017). Subducted oceanic relief locks the shallow megathrust in central Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 3286-3305.

Colony, R. J., & Sinclair, J. H. (1928). The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador, South America. *American Journal of Science*, 5(94), 299-312.

Dashwood, M., & Abbotts, I. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. *Geological Society Special Publication*, 50, 89-117.

Diaz, M., Baby, P., Rivadeneira, M., & Christophoul, F. (9 de 2003). El Pre-Aptense En La Cuenca Oriente Ecuatoriana. cp-33-00074. Obtenido de <https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609-pdb.33.Paper75>

Dowty, E. (1976). Crystal structure and crystal growth; II, Sector zoning in minerals. *American Mineralogist*, 61(5-6), 460-469.

Dozy, J., & Baggelaar, H. (1940). Geological reconnaissance of the Middle Pastaza and Macuma area. *Shell Geological Report*(9).

Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H., & Gabites, J. (1 de 2013). Geology, Mineralization, and Geochronological Constraints of the Mirador Cu-Au Porphyry District, Southeast Ecuador. *Economic Geology*, 108(1), 11-35. Obtenido de <http://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-pdf/108/1/11/3467353/11-35.pdf>

Ego, F., Sébrier, M. L., A, & et al, .. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1-3), 101-116.

Eguez, A., & Aspden, J. (1993). The mesozoic-cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. *OO University (Editor), Andean Geodynamics*, 179-182.

Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R., & Bradley, L. (2003). Database and map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. *US Geological Survey Open-File Report*, 3, 289.

Eissen, J. P., Bourdon, E., Beate, B., Hidalgo, S., & Cotten, J. (2002). Second partial melting stage of a slab-melt metasomatized mantle at Sumaco volcano. *ISAG*, 16-18.

Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary research*, 27(1), 3-26.

Garrison, J., Sims, K. W., Yogodzinski, G. M., Escobar, R. D., Scott, S., Mothes, P., . . . Ramon, P. (2018). Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(1), 1-19.
doi:<https://doi.org/10.1007/s00410-017-1431-4>

Gill, J. (2012). *Orogenic andesites and plate tectonics* (Vol. 16). Springer Science & Business Media.

Goldschmid, K. (1941). Geological compilation on the Cutucu-Macuma-Cangaime Region. *SHELL Geological Report (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131)*.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S. C., & Y., J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.

Hall, M. L. (1977). El volcanismo en el Ecuador. (IPGH, Ed.) *Sección Nacional del Ecuador*, 120.

Hall, M. L., Mothes, P. A., & Vaca, M. (2008). Geology of Ecuador. *Geological Society of America*.

Hall, M., & Beate, B. (1991). El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. *Estudios Geograficos*, 4, 5-38.

Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen & Company.

Harmon, R. (1984). Regional O-, Sr-, and Pb-isotope relationships in Late Cenozoic calc-alkaline lavas of the Andean Cordillera. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 803-822.

Hidalgo, S., Gerbe, M., Martin, H., & et, a. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132-133, 180-192.

Hoffer, G., Eissen, J., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., & Cotten, J. (9 de 2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 107-118.

Hörmann, P., & Pichler, H. (1982). Geochemistry, petrology and origin of the Cenozoic volcanic rocks of the Northern Andes in Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12(3-4), 259-282.

Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002, 2). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., . . . Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2), 75-124.

IGEPN. (03 de Septiembre de 2018). *INSTITUTO GEOFÍSICO DEL ECUADOR*. Recuperado el 18 de junio de 2021, de <https://www.igepn.edu.ec/>

INEFAN. (1993). Diagnóstico de la Investigación Forestal en el Ecuador. Ecuador: Proyecto PD .

Inman, D. L. (1952). Measures of describing the size distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Research*, 22(3), 125-145.

Kennerley, J., & Bromley, R. (1971). Geology and geomorphology of the Llanganati mountains, Ecuador. Editorial Minerva.

Le Bas, M., Streickesen, A., Zanetin, B., & Rocks, I. S. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.

Leary, S., Sillitoe, R., Stewart, P., Roa, K., & Nicolson, B. (2016, 8). Discovery, Geology, and Origin of the Fruta del Norte Epithermal Gold-Silver Deposit, Southeastern Ecuador. *Economic Geology*, 111(5), 1043-1072.

Leung, I. S. (1974). Sector-zoned titanaugites: morphology, crystal chemistry, and growth. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 59(1-2), 127-138.

Leyrit, H., & Montenat, C. (2000). Leyrit, H., & Montenat, C. (Eds.). (2000). Volcaniclastic rocks, from magmas to sediments. CRC Press.

Lirer, L., & Vinci, A. (1991). Grain-size distributions of pyroclastic deposits. *Sedimentology*, 38(6), 1075-1083.

Lonsdale, P. (2005, Agosto 1). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4), 237-264.

Loughlin, N. J., Gosling, W. D., Coe, A. L., Gulliver, P., Mothes, P., & Montoya, E. (2018). Landscape-scale drivers of glacial ecosystem change in the montane forests of the eastern Andean flank, Ecuador. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 489, 198-208.

McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3-4), 223-253.

McPhie, J. (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.

Medina, C. A. (2016). AL ENCUENTRO DEL SUMACO. *Ñan Magazine*.

Menezes, S. G., Azzone, R. G., Rojas, G. E., Ruberti, E., Cagliariani, R., Gomes, C. D., & Chmyz, L. (2015). The antecryst compositional influence on Cretaceous alkaline lamprophyre dykes, SE Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 79-93.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (2013). *Sistema de Clasificación de los Ecosistemas del Ecuador Continental*. Quito: Subsecretaría de Patrimonio Natural.

Ministerio del Ambiente del Ecuador. (2015). *SISTEMA NACIONAL DE ÁREAS PROTEGIDAS DEL ECUADOR*. Recuperado el 14 de Febrero de 2022, de <http://areasprotegidas.ambiente.gob.ec/es/areas-protegidas/parque-nacional-sumaco-napo-galeras>

Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., & al., e. (1999). Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 90(1-2), 49-79.

Morrison, G. W. (1980). Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1), 97-108.

National Park Service. (2022, Agosto 05). *Pyroclastic Flows and Ignimbrites, and Pyroclastic Surges*. (U. D. Interior, Producer) Retrieved Diciembre 2022, from Sitio Web de National Park Service: <https://www.nps.gov/articles/000/pyroclastic-flows-and-ignimbrites-and-pyroclastic-surges.htm#onthisPage-7>

Nocquet, J., Mothes, P., & Alvarado, A. (2012). Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador .

Nocquet, J.-M., Mothes, P., & Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*, 83-95.

Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., . . . Bondoux, F. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291.

Ohba, T., Matsuoka, K., Kimura, Y., Ishikawa, H., & Fujimaki, H. (2009). Deep crystallization differentiation of arc tholeiite basalt magmas from Northern Honshu Arc, Japan. *Journal of Petrology*, 50(6), 1025-1046.

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.

Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753- 10770.

Ramón, P. (2012). El volcán Sumaco. *Montaña*, 20-23.

Ramón, P., Vallejo, S., Mothes, P., Andrade, D., Vásconez, F. J., Yepes, H., . . . Santamaría, S. (2021). Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, the Ecuadorian Seismology and Volcanology Service. *Volcanica*, 4, 93-102.

Ribadeneira, J. (1942). La Minería y el Petróleo en el Ecuador. Anuario.

Romero Córdor, C. (3 de 2018). Identificación y Caracterización de Facies de la Formación Hollín en Centro Shaima: El Registro de una Transición Fluvio-Marina en la Región Sur Oriental del Ecuador. Obtenido de <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/19278>

Romeuf, N., Münch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pik, R., & Aguirre, L. (1997). Mise en évidence de deux lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone

subandine équatorienne. *COMPTES RENDUS-ACADEMIE DES SCIENCES PARIS SERIE 2 SCIENCES DE LA TERRE ET DES PLANETES FASCICULE A*, 324, 361-368.

Rosenbaum, G., Sandiford, M., Caulfield, J., & Garrison, J. M. (2019). A trapdoor mechanism for slab tearing and melt generation in the northern Andes. *Geology*, 47(1), 23-26.

Salgado, J. (2019). Estudio de los depósitos volcánicos desde el Pleistoceno superior del volcán Sumaco, provincias de Napo y Orellana. Quito: Tesis de Ingeniería.

Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J., & Cotten, J. (2005, 11). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 46(11), 2225-2252. Retrieved from <https://academic.oup.com/petrology/article/46/11/2225/1433614>

Siebert, L., Simkin, T., & Kimberly, P. (2010). *Volcanoes of the world*. California: University of California Press.

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22(3-4), 163-197.

Sisson, T. W., & Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to mineralogy and petrology*, 113(2), 143-166.

Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (3 de 2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73. Obtenido de <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012821X01002254>

Stewart, P., Stein, H., & Roa, K. (2014). Fruta del Norte, Ecuador: a completely preserved Late Jurassic epithermal gold-silver deposit. *Ore Geology Reviews*.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.

Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.

Trenkamp, Kellogg, Freymueller, & Mora. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.

Verhoogen, J. (1962). Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science*, 260(3), 211-220.

Villagómez, D. (2003). *EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PLIO-CUATERNARIA DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL EN ECUADOR (ZONA DE QUITO-GUAYLLABAMBA-SAN ANTONIO)*. ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL. Quito: PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO.

Walker, G. P. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79(6), 696-714.

Wasson, T., & Sinclair, J. H. (1927). Geological explorations east of the Andes in Ecuador. *AAPG Bulletin*, 11(12), 1253-1281.

White, S., Trenkamp, R., & Kellogg, J. (2003). Recent crustal deformation and the earthquake cycle along the Ecuador–Colombia subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(3), 231-242.

Winter, J. D. (2013). Principles of igneous and metamorphic petrology. Pearson education.

Winter, T. (1990). Mécanismes des déformations récentes dans les Andes équatoriennes. Paris: Doctoral dissertation.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006, 6). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3). doi:10.1029/2004TC001723

Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279.

ANEXOS

**ANEXO I: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS DE LÁMINAS
DELGADAS**

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-Ps_In21_#3		Localización: Sendero Comunitario Pacto Sumaco				
UTM:	X: 211585	Y: 9927850	Z: 1537 m	Fecha:	Jun-21	Descripción General: Lava
Texturas:	porfirítica, hipocristalina, hipidiomorfica, cumulo porfídica, poiquilitica, intersertal, felty					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal microcristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente 2 etapas de cristalización: la 1era tiene tamaños de 150(µm), la 2da como fenocristales de 300 (µm), también está muy presente en la matriz como cristales alargados y tabulares. Maclas: polisintética (en su mayoría). La zonación no es perceptible. Los cristales de ambas etapas tienen forma subhedral tabular, poseen texturas cumulo porfídicas y afieltrada.					8.27%
Clinopiroxeno	Xies subhedral y anhedral de diferentes tamaños 367-1600 (µm), también presentes en la matriz, con zonación y con maclas tipo Carlsbad, y texturas de absorción. Su forma varía de subhedral a anhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe y plagioclasa.					37.41%
Ortopiroxeno	Xies subhedral y euhedral presentes con medidas desde 300 (µm), pero también se ven presentes en la matriz. Exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y grises, Pleocroismo en tonos verdes pálidos pero mantienen su forma original. Poseen cristales de Óxidos de Fe intersticialmente. Poseen zonación.					7.55%
Hornblenda	Fenocristales alargados con hábitos aciculares de tamaños 300-650 (µm), zonados, con maclas tipo Carlsbad, y texturas de absorción. En menor porcentaje se ven con corte basal y exfoliación en 120. En su mayoría subhedral a euhedral, muchos se encuentran en la matriz.					5.04%
Huayna	En general su hábito es euhedral poligonal, tiene exfoliación pero es muy poco visible ya que en LPP se observan los cristales traslúcidos con un ligero tono azul pálido y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. Tiene textura coronítica ya que se ven coronas de oxidación a su alrededor. Tienen inclusiones de plagioclasa, óxidos y piroxenos					18.71%
Óxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedral, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Se observan como fenocristales y como parte de la matriz.					23.02%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x) y con textura afieltrada.					50.51%
piroxeno	Cristales subhedral que se ven con el mayor aumento (20x)					
hornblenda	Cristales subhedral tanto basal como alargados, se ven con el aumento de 20x					
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos					
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESICULAS	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Vesículas irregulares y de distintos tamaños	De distintos tamaños, algunas son redondeadas y pequeñas, pero las grandes tienen bordes muy irregulares, algunas tienen aspecto vermicular, algunas vesículas son amigdaloides rellenas con cuarzo secundario que parece haberse precipitado en esos lugares de manera posterior.					22.45%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES						27.04%
TOTAL DE MATRIZ						50.51%
TOTAL DE VESICULAS						22.45%
4. Clasificación según análisis modal:		Q= 0%	A= 0%	P= 30,67%	F= 69,32%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						
6. Nombre de la Roca: tefrita-foidítica						

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-Pa_Jun21_#7		Localización: Pachakutik-Napo_Muestra 1				
UTM:	X: 197294	Y: 9921077	Z: 1130	Fecha:	Jun-21	Descripción General: Avalancha breccia_Sumaco
Texturas:	porfirítica, hipocristalina, alotrópica, cumuloporfídica, poiquilítica, intersertal, felty					
Estructura:	vesicular, clásica					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal criptocristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente 3 etapas de cristalización: la 1era tiene tamaños de 3000(um), la 2da de fenocristales de 1000 (um) y la 3era como cristales de 200 (um). Maclas: polisintética (en su mayoría) y Carlsbad. En los cristales de la 1era etapa existen texturas sieve de absorción y algunas ya se encuentran totalmente sericitizadas. Posee zonación en algunos cristales de la 2da etapa, en los cristales de la 1era etapa no existe o no es perceptibles. Los cristales en general tienen forma subhedral a anhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. Poseen texturas poiquilíticas ya que actúan como oiocristales de pequeños cristales de óxidos de Fe en su interior.					47.15%
Feldespato K	Xls subhedral de diferentes tamaños 100-600 (um), sin zonación, con maclas tipo Carlsbad o simple y muchas no poseen macla, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral a anhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita y clorita debido a alteración. Poseen cristales de Óxidos de Fe y sericita de manera intersertal, debido a un proceso de remineralización en fracturas o alteración.					17.72%
Biotita	Bordes de oxidación que se ve en LPP. Xls subhedral presentes en tres etapas de cristalización, la 1era de 200-300 (um), la segunda de 400-600 (um) y la tercera de 950-1000 (um), exfoliación perfecta, colores de interferencia altos debido a que la mayoría se encuentran cloritizados y epidotizados. Pleocroismo en tonos verdes debido a la alteración presente. Algunos cristales se encuentran un poco deformados siguiendo la dirección del flujo. Posee formas subhedral a euhedral y vidrio intersticialmente.					3.16%
Cuarzo	Se encuentra como muy pequeños xls formando texturas miarolíticas, ya que crece en forma de drusa en las vesículas, por lo que se da de manera secundaria, después de la formación.					2.53%
Clorita	Mineral color verdoso pálido que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las biotitas. Tiene pleocroismo que va desde verde pálido a verde, y colores de birrefringencia bajos. Su habito es similar al de la biotita.					16.77%
Sericita	Presentes inequigranularmente, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos tienen formas tabulares debido a la forma predecesora de plagioclasa que se alteró. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.					5.38%
Epidota	Extinción paralela, anhedral, es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, presentes debido a la alteración dada en la biotita y plagioclasa, tiene texturas coroníticas de sericita, extinción paralela y pleocroismo en tonos verdes (pálido a oscuro). Colores de birrefringencia altos y textura poiquilítica por presencia de inclusiones de pequeños óxidos de Fe. Mantiene las formas de las biotitas predecesoras.					3.80%
Oxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedral, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Tienen bordes de oxidación.					3.48%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven minimamente con el mayor aumento (20x). Cristales alargados con textura traquita por lo que indica					61.07%
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos					
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESICULAS	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Vesículas irregulares y aplanadas	De distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.					10.73%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES	28.18%					
TOTAL DE MATRIZ	61.07%					
TOTAL DE VESICULAS	10.73%					
4. Clasificación según análisis modal:		Q=0%	A=27,3%	P=72,7%	F=0%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						
6. Nombre de la Roca: Lati-Andesita						

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-Pa_Jun21_R8		Localización: Pachakutik-Napo_Muestra 2				
UTM:	X: 197294	Y: 9921077	Z:	Fecha:	Jun-21	Descripción General: Avalancha breccia_Sumaco
Texturas:	porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica, cumulo porfídica, seriada, coronítica, intersertal, fety					
Estructura:	maciza					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal criptocristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	Textura seriada inequigranular. En la muestra de roca está presente 3 etapas de cristalización: la 1era tiene tamaños de 150-300 (um), la 2da como fenocristales de 400-700 (um) y la 3era como cristales de 1000 a 3000 (um). Maclas: polisintética, de Carlsbad. Posee zonación en los cristales de la 2da y 3ra etapa, en los cristales de la 3era etapa o no existe o no son perceptibles. Los cristales en general tienen hábito tabular subhedral. Poseen sericita y óxidos de Fe intersticialmente.					35.75%
Feldespato K	Xls subhedral de diferentes tamaños 500-700 (um), algunas tienen zonación, con maclas tipo Carlsbad o simple, o sin macla, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral a con bordes irregulares y formas tabulares anchas y con sus intersticios rellenos con sericita. Posee sericita de manera intersertal.					8.60%
Biotita	Bordes de coronítico de clorita que se ve en LPP y XLP. Xls anhedrales presentes en dos etapas de cristalización, la 1era de 200-500 (um), la segunda de 600-1200 (um), exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y verdosos debido a que la mayoría se encuentran cloritizados, sobre todo sus bordes. Pleocroismo en tonos verdosos debido a la alteración presente. Algunos cristales se encuentran un poco deformados siguiendo la dirección del flujo, tienen texturas sieves debido a reabsorción, y poiquiliticas ya que intersticialmente tienen óxidos de Fe.					12.67%
Cuarzo	Pequeños cristales irregulares con exfoliación inexistente y bajo relieve, con extinción ondulosa y colores de interferencia bajos (gris).					12.22%
Clorita	Mineral color verdoso pálido que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las biotitas, por lo que se la encuentra formando coronas a su alrededor. Tiene pleocroismo que va desde verde pálido a verde oscuro, y colores de birrefringencia bajas.					9.95%
Sericita	Presentes inequigranularmente, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos se encuentran coroniticamente en los feldespatos. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.					4.52%
Oxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Algunos exhiben débiles bordes de oxidación.					16.29%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).					53.94%
sericita	Intersticialmente, se ve con extinción moteada con el mayor aumento (20x).					
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos.					
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESICULAS	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
No se observan	---					0.00%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES						46.05%
TOTAL DE MATRIZ						53.94%
TOTAL DE VESICULAS						0.00%
4. Clasificación según análisis modal:		Q=21,6%	A=15,2%	P=63,2%	F=0%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						
			<p>Diagrama de Streckeisen QZ Para rocas extrusivas QAPF. No se aplica.</p>			

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-Pa_jun21_09		Localización: Pachakutik-Napo_Muestra 3				
UTM:	X: 197294	Y: 9921077	Z:	Fecha: jun-21	Descripción General:	Avalancha breccia_Sumaco
Texturas:	porfírica, hipocristalina, alotromórfica, cumulo porfídica, poiquilitica, intersertal, felty					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	intersertal criptocristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
CARACTERÍSTICAS						PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente 3 etapas de cristalización: la 1era tiene tamaños de 300-500(um), la 2da como fenocristales de 700-950 (um) y la 3era como cristales de 1300 a 1500 (um). Macías: polisintética (en su mayoría), y Carlsbad. Posee zonación en los cristales de la 1era y 2da etapa, en los cristales de la 3era etapa o no existe o no son perceptibles. Los cristales en general tienen forma subhedral tabular con una textura sericita, sin una orientación preferente. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como microcristales de pequeños cristales de óxidos de Fe y de otros cristales de Plg más pequeños en su interior. Algunos de estos cristales se encuentran sericitizados, pero mantienen la forma del cristal original.					31.15%
Feldespatos K	Xlcs subhedral de diferentes tamaños 700-950 (um), algunas tienen zonación, con macías tipo Carlsbad o sin macía, y texturas de absorción. Los cristales en general tienen forma subhedral con bordes irregulares y formas tabulares anchas. Posee sericita de manera intersertal.					13.93%
Hornblenda	Xlcs subhedral con 2 etapas de cristalización: la 1era de tamaños 1200 (um) y la 2da con tamaños 200 (um), la 2da etapa está mejor conservada, mientras que la 1era etapa se encuentra bastante destruida con texturas sieve y alterada; por lo que se pueden observar coronas de clorita a su alrededor, pero en sus fragmentos se observa su característica exfoliación.					9.84%
Biotita	Bordes de corintico de clorita que se ve en LPP y XLP. Xlcs anhedral presentes en 4 etapas de cristalización, la 1era de 300-500(um), la 2da de 600-800(um), la 3era de 850-950(um), la 4ta de 1200-1300(um) exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones y verdosos debido a que la mayoría se encuentran cloritizados, sobre todo en sus bordes. También se pueden observar colores de interferencia altos debido a epidotización. Pleocroismo en tonos verdosos debido a la alteración presente. Algunos cristales se encuentran un poco deformados siguiendo la dirección del flujo, tienen texturas sieve debido a reabsorción, y poiquiliticas ya que intersticialmente tienen óxidos de Fe.					13.93%
Cuarzo	Pequeños cristales irregulares con exfoliación inexistente y bajo relieve, con extinción ondulosa y colores de interferencia bajos (gris).					5.74%
Clorita	Mineral color verdoso pálido que es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, solo es producto de la alteración de las biotitas, por lo que se la encuentra formando coronas a su alrededor. Tiene pleocroismo que va desde verde pálido a verde oscuro, y colores de birrefringencia bajos.					9.78%
Sericita	Presentes inequigranularmente, con bordes irregulares. En ciertas áreas se encuentra de manera masiva, o intersticialmente rellenando fracturas por efecto de la alteración, en algunos casos se encuentran corinticamente en los feldespatos. Tiene un color beige con extinción moteada y color marrón-gris oscuro en LPP.					4.92%
Epidota	Extinción paralela, anhedral, es secundario y por lo tanto no desarrolla cristales bien formados, presentes debido a la alteración dada en la biotita y plagioclasa, extinción paralela y pleocroismo en tonos verdes (pálido a oscuro). Colores de birrefringencia altos y textura poiquilitica por presencia de inclusiones de pequeños óxidos de Fe. Mantiene las formas de las biotitas precursoras.					2.46%
Oxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedral, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Tienen bordes de oxidación.					7.79%
MATRIZ						PORCENTAJE
Plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).					41.02%
Sericita	Intersticialmente, se ve con extinción moteada con el mayor aumento (20x).					
Opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos.					
Vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESICULAS						PORCENTAJE
Vesículas pequeñas y redondas	De tamaño pequeño, en su mayoría con bordes redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.					16.24%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES	42.73%					
TOTAL DE MATRIZ	41.02%					
TOTAL DE VESICULAS	16.24%					
4. Clasificación según análisis modal:	Q=11,3%	A=27,4%	P=61,3%	F=0%		
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-Ort_0x121_#10		Localización: Quebrada Orttoyacu_Flanco sur del Volcán Sumaco				
UTM:	K: 0206627	Y: 9918252	Z: 1164	Fecha:	Oct-21	Descripción General: Bomba en PF
Texturas:	porfírica, hipocristalina, idiomórfica, cumulo porfídica, poiquilitica, intersertal, felty					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal criptocristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente equigranularmente en ritales de hasta 200 (µm). Se pueden observar algunas maclas polisintéticas o de Carlsbad. Todos los cristales poseen zonación. Tienen forma euhedral tabular cuadrado. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como olocristales de pequeños cristales de óxidos de Fe en su interior. No se observan grados perceptibles de alteración.					5.88%
Feldespato K	Xies subhedral es equigranulares con tamaños de aprox. 300 (µm), se observa zonación, además de maclas tipo Carlsbad y en rejilla muy fina, pero en algunos xies no se observa macla. Tienen formas tabulares anchas. No se observan inclusiones ni alteraciones.					17.23%
Hornblenda	Xies euhedrales color verdoso en LPP que se pueden observar tanto en corte longitudinal con tamaños de aprox. 600-1400 (µm) en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maclado, zonación y bordes con sobrecrecimiento de sericita, también se observan inclusiones tabulares de plagioclasa, piroxeno y opacos, en algunos casos se observa textura sieve. Los xies que se presentan como cortes basales con exfoliación característica, tienen tamaños de aprox. 400 a 900 (µm), poseen zonación, se percibe maclado, no se observa alteración ni sobrecrecimiento, pero en sus fragmentos aun se observan sus característica exfoliación y hábito, se observan inclusiones de opacos,					22.27%
Auqita	Xies euhedrales bastante grandes de diferentes tamaños con textura seriada desde 200 a 1000 (µm), zonados, con maclas tipo Carlsbad y simple, y texturas. Tienen texturas consertales con otros piroxenos. Su hábito es en su mayoría euhedral pero si existen cristales subhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe o Plagioclasas de manera intersertal. Extinción característica de reloj de arena.					31.51%
Ortopiroxeno	Xies subhedral de diferentes tamaños 200-700(µm), poseen zonación y maclado simple, y texturas de absorción y sobrecrecimiento de sericita. Tienen texturas consertales. Su forma varía de subhedral a anhedral debido a sus fracturas. Poseen inclusiones de cristales de Óxidos de Fe.					2.94%
Hauyna	En general su hábito es euhedral a subhedral (se observa gracias a las coronas de oxidación muy marcadas), con tamaños de hasta 200 (µm), pero se encuentran muy fracturados, o como pequeñas fracciones de cristales en las vesículas. Presenta exfoliación muy poco perceptible ya que en LPP se observan los cristales translúcidos con un ligero too gris azulado poco visible con relieve marcado y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.					5.46%
Óxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedral y anhedral, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Tienen bordes de oxidación.					14.71%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).					25.75%
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos					
vidrio	Masa marrón griscea rodeando los cristales de plagioclasa.					32.57%
VESÍCULAS	CARACTERÍSTICAS					
Vesículas redondeadas	De distintos tamaños, pero grandes y redondas en su mayoría con bordes regulares redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por gases.					32.57%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES	41.67%					
TOTAL DE MATRIZ	25.75%					
TOTAL DE VESÍCULAS	32.57%					
4. Clasificación según análisis modal:		Q=0%	A=60.3%	P=20.58%	F=19.11%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						

6. Nombre de la Roca: Fonolita tefítica

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-PuCAL_Oct21_#11		Localización: Quebrada Pucuno Alto-Flanco sur del Volcán Sumaco				
UTM:	X: 0212121	Y: 993272	Z: 1756	Fecha:	Oct-21	Descripción General: Lava
Texturas:	porfirítica, hipocristalina, hipidomórfica, cumuloporfídica, poiquilitica, intersertal, traquítica					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal microcristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente en gran porcentaje en la matriz, pero los fenocristales más grandes tienen tamaños de 200 a 300 (um) máximo con "hábitos tabulares subhedrales. Maclas: polisintética. Presentan textura traquítica, ya que en ciertas áreas de la lámina se puede observar una orientación preferente. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oiocristales de pequeños cristales de óxidos de Fe.					2.30%
Ortopiroxeno	Xiles subhedrales fracturados y formando vesículas, de diferentes tamaños 200-600(um), poseen zonación y maclado, y texturas de absorción o aspectos surcados. Tienen texturas consertales y cumuloporfídicas. Su forma varía de subhedral anhedral debido a sus fracturas. Poseen cristales de Óxidos de Fe o plagioclasas de manera intersertal.					4.60%
Augita	Xiles anhedrales fracturados y formando vesículas, de diferentes tamaños 600-4300 (um), zonados, con maclas tipo Carlsbad, y texturas de absorción o aspectos surcados. Tienen texturas consertales y cumuloporfídica. Su forma varía de euhedral a subhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe o plagioclasas de manera intersertal. Extinción característica de reloj de arena.					77.86%
Opacos	Son Isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Tienen bordes de oxidación.					17.24%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).					51.24%
piroxeno	Se ven con el mayor aumento pequeños cristales de interferencias altas.					
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos					
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESÍCULAS	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Vesículas redondeadas y pequeñas	Las vesículas son bastante pequeñas, por lo que solo son visibles como parte de la matriz, son bastante redondeadas y de tamaños uniformes.					12.39%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES						36.36%
TOTAL DE MATRIZ						51.24%
TOTAL DE VESÍCULAS						12.39%
4. Clasificación según análisis modal:		Q=0%	A=0%	P=100%	F=0%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						
		Diagrama de Streckeisen Qz Para rocas extrusivas QAPF. No se aplica.				
		Diagrama de Streckeisen Qz Para rocas extrusivas QAPF. Diagrama detallado con líneas de clasificación para rocas extrusivas.				

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-EPN-01		Localización: Puente El Tigre, Avalancha Guamaní				
UTM:	X: 206146	Y: 9920135	Z: 1071	Fecha:	Nov-19	Descripción General: Roca de avalancha
Texturas:	porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica, cumuloporfídica, consertal, serial, intersertal, traquítica					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	Intersertal microcristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente en su mayoría en cristales de aprox. 100-200 (um). La mayoría se encuentra en la matriz con texturas traquíticas que muestran la dirección del flujo en ciertas áreas, sobre todo alrededor de fenocristales se ven con flujo concéntrico. Se ven muy alteradas y con texturas de reabsorción, pero se observan maclas polisintéticas y algo de zonación. Los cristales tienen forma subhedral tabular equigranular. Algunos de los cristales se encuentran sericitizados, pero mantienen la forma del cristal original.					9.23%
Clinopiroxeno	Xles subhedralas fracturados y formando vesículas, de diferentes tamaños 600-1000 (um), algunos con zonación, y texturas de absorción o aspectos surcados. Tienen texturas consertales y cumuloporfídicas. Su forma varía de euhedral a subhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe o plagioclasas de manera intersertal. Algunos poseen coronas de sericita.					12.31%
Hornblenda	Xles subhedralas que se puede observar tanto en corte longitudinal con tamaños de aprox. 1000(um) y cortes basales con exfoliación característica con tamaños de aprox. 300 (um), se encuentran bastante alteradas con texturas sieve y sericitización y epidotización, algunas poseen coronas de sericita a su alrededor, pero en sus fragmentos aun se observa su característica exfoliación y forma.					35.38%
Hauyna	En general su hábito es anhedral ya que se encuentra muy fracturada y formando vesículas, tiene exfoliación pero es muy poco visible ya que en LPP se observan los cristales traslúcidos con un ligero tono azul pálido (casi imperceptible) y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.					38.46%
Óxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedralas y anhedralas, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. Tienen bordes de oxidación.					4.62%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
plagioclasa opacos	Tabulares que se ven minimamente con el mayor aumento (20x). Siguen texturas traquíticas y seriadas. Se ven como pequeños puntos isotrópicos					59.06%
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESICULAS	CARACTERÍSTICAS					PORCENTAJE
Vesículas irregulares y aplanadas	De distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.					27.48%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES						13.45%
TOTAL DE MATRIZ						59.06%
TOTAL DE VESICULAS						27.48%
4. Clasificación según análisis modal:		Q=0%	A=0%	P=19,4%	F= 80,6%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						
5. Nombre de la Roca: Traquita feldespatoidea						

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO							
Código de Lámina: SUM-EPN-09		Localización: Río Pucuno, flowlahar Pucuno					
UTM:	X: 211147	Y: 9921468	Z: 1039	Fecha:	Nov-19	Descripción General:	Lava
Texturas:	porfírica, hipocristalina, hipidiomórfica, cumuloporfídica, poiquilitica, intersertal, fetty, consertal						
Estructura:	vesicular						
Tamaño de grano:	medio						
Tipo de matriz:	Intersertal criptocristalina						
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA							
FENOCRISTALES	CARACTERÍSTICAS						PORCENTAJE
Plagioclasa	Los cristales son bastante pequeños, los más grandes tienen tamaños de 90-200(um). Macias: Polisintética (en su mayoría). Poseen zonación y macias de Carlsbad. Los cristales tienen formas subhedrales tabulares equigranulares, cristales con bordes irregulares. Poseen texturas poiquiliticas ya que actúan como oikocristales de pequeños cristales de óxidos de Fe en su interior. La mayoría de los cristales se encuentran sericitizados, pero mantienen la forma del cristal original por lo que no se observan muy bien sus detalles, la mayoría de la plagioclasa presente está en la matriz.						0.88%
Clinopiroxeno	Xls subhedrales de diferentes tamaños 250-450(um) 650-1400(um). La mayoría presenta zonación, y maclado simple. Se presentan en agregados consertales. Su forma varía de subhedral a anhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe, plagioclasas y hauyna de manera intersertal. Algunos poseen coronas de oxidación y sobrecrecimiento de sericita.						34.21%
Ortopiroxeno	Xls de diferentes tamaños 300-400(um), poseen zonación, y la exfoliación en 90 grados es bastante marcada y evidente. Se presentan en agregados consertales con otros piroxenos. La mayoría del hábito observado es anhedral. Poseen cristales de Óxidos de Fe. Algunas poseen texturas de sobrecrecimiento de sericita.						10.96%
Hornblenda	Xls subhedrales que se puede observar en cortes basales con exfoliación característica con tamaños de aprox. 250-500(um). No se observa zonación, pero se observa muy bien la exfoliación en 120 grados. La mayoría se encuentran alteradas con sericitización, por lo que su extinción se ve moteada y en LPP se observa. Tienen inclusiones de opacos.						21.05%
Biotita	Xls de 90 a 150 (um), exfoliación perfecta, colores de interferencia marrones, pleocroismo en tonos café, pero mantienen su forma original. Posee formas anhedrales y no se observan inclusiones.						8.77%
Cuarzo	Relleno de vesículas como mineral secundario Pequeños cristales irregulares con exfoliación inexistente y bajo relieve, con extinción ondulosa y colores de interferencia bajos (gris).						9.21%
Hauyna	En general su hábito es anhedral pero se encuentran muy fracturados, o como pequeñas fracciones de cristales en las vesículas. Presenta exfoliación, pero es muy poco visible ya que en LPP se observan los cristales traslucidos transparentes con relieve perceptible en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.						3.07%
Óxidos de Fe	Son isotrópicos con tamaños de hasta 155 (um), por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales como inclusiones, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. No se observan bordes de oxidación.						11.84%
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS						PORCENTAJE
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).						53.60%
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos.						
vidrio	Masa marrón grisácea rodeando los cristales de plagioclasa.						
VESÍCULAS	CARACTERÍSTICAS						PORCENTAJE
Vesículas irregulares y aplanadas	De distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.						19.90%
OBSERVACIONES GENERALES:							
TOTAL DE COMPONENTES							
TOTAL DE CRISTALES	26.50%						
TOTAL DE MATRIZ	53.60%						
TOTAL DE VESÍCULAS	19.90%						
4. Clasificación según análisis modal:		Q=0%	A=0%	P=23%	F=77%		
ESQUEMAS EXPLICATIVOS							

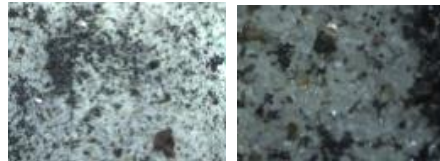
ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-EPN-19		Localización: Nueva mina sobre Rio Putumayo, Avarancha Putumayo				
UTM:	X: 221330	Y: 992299	Z: 2077	Fecha:	01/10	Descripción General: Roca de Avarancha tipo 1
Textura:	porfírica, hipocristalina, hipidomórfica, cumuloportírica, poiquilítica, interaxial, féty, conaxial					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	interaxial cristocristalina					
COMPOSICIÓN MINERALÓGICA						
MINERAL	CARACTERÍSTICAS	PORCENTAJE				
Plagioclasa	Los cristales están presentes en 1 etapa de cristalización: es solo un poco más grande que las plagioclasas que se encuentran en la matriz, son tabulares rectangulares subhedrales. Tienen tamaños de 100-400(µm). Matrices poliaxiales (en su mayoría) y Caribead. Poseen zonación aunque no es muy perceptible debido al tamaño en que se presentan. No se observan inclusiones. La mayoría de los cristales se encuentran alterados, pero mantienen la forma del cristal original.	2.62%				
Clinopiroxeno	Xilas subhedrales de diferentes tamaños 500-900 (µm) y 1100-1550 (µm). Color verdoso pálido en LPP con pleocroismo ligero, no muy perceptible de más claro a más oscuro. La mayoría presenta zonación, y maclado simple. Se presentan en agregados cumuloportíricos con otros piroxenos y hornblendas. La mayoría del hábito observado es subhedral. Poseen inclusiones de coronas anécticas. Poseen cristales de óxidos de Fe y plagioclasas. Tiene sobrecrecimiento de coronas anécticas.	22.85%				
Ortopiroxeno	Xilas de diferentes tamaños de 850 a 1400 (µm), color verdoso acentuado en LPP con pleocroismo muy ligero de más claro a más oscuro. Poseen zonación y maclado simple, tienen colores de interferencia más bajos que los cpx. Se presentan en agregados cumuloportíricos con otros piroxenos y hornblendas. La mayoría del hábito observado es subhedral. Poseen inclusiones de coronas anécticas de Fe y plagioclasas. No se observan texturas de sobrecrecimiento.	7.87%				
Hornblenda	Xilas subhedrales color marrón verdoso en LPP que se pueden observar tanto en corte longitudinal como con tamaños de aprox. 1600 a 1700(µm) en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maclado, zonación y bordes con sobrecrecimiento de laetita. También se observan inclusiones tabulares de plagioclasas, opacos y hapena. Las xilas que se presentan como cortes basales con exfoliación característica, tienen tamaños de aprox. 500-900 (µm), poseen zonación, pero no se percibe maclado en las más grandes, solo en las pequeñas de <500 (µm), algunas se encuentran un poco alteradas con sericitización, se observan inclusiones de plagioclasas y opacos.	17.98%				
Hayna	En general su hábito es subhedral y anhedral (se observan a las coronas de oxidación muy marcadas), con tamaños de 120(µm) a 450 (µm). Presenta exfoliación, solo perceptible en algunos cristales en LPP, ya que se observan los cristales traucidos con un ligero tono azul grisáceo con relieve perceptible y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. No se observan inclusiones.	25.09%				
Oxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera inequigranular, subhedrales y anhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. No se observan bordes de oxidación.	23.60%				
MATRIZ	CARACTERÍSTICAS	PORCENTAJE				
plagioclasa	Tabulares que se ven mínimamente con el mayor aumento (20x).					
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos.	40.50%				
vidrio	Mezcla marrón grisáceo rodeando los cristales de plagioclasa.					
VESÍCULAS	CARACTERÍSTICAS	PORCENTAJE				
Vesículas irregulares y aplanadas	De distintos tamaños, pero grandes y aplanadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.	31.90%				
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES						27.60%
TOTAL DE MATRIZ						40.50%
TOTAL DE VESÍCULAS						31.90%
4. Clasificación según análisis modal:						
		Q=0%	A=0%	P=10%	F=90%	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS						

ANÁLISIS MICROSCÓPICO DE MUESTRAS SUMACO						
Código de Lámina: SUM-EFN-20		Localización: Comunidad de Pachabutti				
UTM:	K: 197280	Y: 9921063	Z: 1121	Fecha:	02-20	Descripción General: Roca de Flujo Piroclástico.
Textura:	porfírica, Nipocríalina, hipidiomórfica, cumulo porfírica, poiquilítica, intaneral, fehy					
Estructura:	vesicular					
Tamaño de grano:	medio					
Tipo de matriz:	intaneral/cryptocríalina					
FENOCRISTALES		CARACTERÍSTICAS		COMPOSICIÓN MINERALÓGICA		
						PORCENTAJE
Plagioclasa	En la muestra de roca está presente con tamaños de hasta 2000µm. La mayoría de las plagioclasas se encuentran en la matriz. Macia: Caribidá en un poco porcentaje y macia potásica muy fina, en general no se ven muchas macias. Posee zonación. Tienen hábitos euhedrales tabulares equigranulares. No se observan inclusiones debido a su tamaño, pero las plagioclasas si se encuentran dentro de otros minerales como inclusiones. No se observan alteraciones.					3.95%
Feldspato K	Xías equigranulares con tamaños de aprox. 200 a 500 (µm), se observa zonación no muy marcada, posee macias tipo Caribidá, pero en algunos xías no se observa macia. No se observan alteraciones. Tienen formas tabulares anchas euhedrales. Poseen inclusiones de óxidos de Fe y proceos.					15.95%
Clinopiroxeno	Xías subhedrales de diferentes tamaños 500 (µm) a 600 (µm). La mayoría presenta zonación, y maciado simple. Se presentan en agregados concertados y cumulo porfíricos. Su forma varía de subhedral a euhedral. Poseen texturas ópticas y subópticas ya que la mayoría de sus inclusiones a parte de los Óxidos de Fe, son plagioclasas que están incluidas o parcialmente incluidas. No se observan sobrecrecimientos.					22.93%
Orthopiroxeno	Xías de diferentes tamaños 600(µm) y 1500 (µm), color marrón verdoso en LPP con pleocroismo marcado de más claro a más oscuro. Poseen zonación y maciado simple, tienen colores de interferencia más bajos que los xías. Se presentan en agregados cumulo porfíricos concertados con otros minerales. La mayoría del hábito observado es euhedral debido a que se encuentran muy fraccionados. Poseen inclusiones de cristales de Óxidos de Fe, plagioclasas. No se observan texturas de sobrecrecimiento.					2.28%
Hornblenda	Xías subhedrales color marrón verdoso en LPP que se pueden observar tanto en corte longitudinal con tamaños de aprox. 400(µm) a 500(µm) en los que se puede observar la exfoliación de 90 grados, además maciado, zonación, no se observan bordes de sobrecrecimiento, también se observan inclusiones de opacos. Los xías que se presentan como cortas basales con exfoliación características tienen tamaños de aprox. 200 (µm) y 800 (µm), poseen zonación, y algunas poseen macias. Los cristales más pequeños tienen un poco de sericitización casi imperceptible, se observan inclusiones de plagioclasas y opacos.					10.83%
Naúna	En general su hábito es euhedral, con tamaños de hasta 700 (µm). Presenta exfoliación, muy visible ya que en LPP se observan los cristales tralocados con un color azul muy marcado y evidente y con relieve perceptible y en XLP son isotrópicos por lo que se ven opacos. Se observan inclusiones de Opacos y Plagioclasas y Proceos en los cristales grandes.					27.64%
Óxidos de Fe	Son isotrópicos, por lo tanto opacos tanto en XLP como en LPP. Presentes de manera irregular, euhedrales y subhedrales, pero exhiben hábitos hexagonales o romboidales. No se observan bordes de oxidación.					15.38%
MATRIZ		CARACTERÍSTICAS		PORCENTAJE		
plagioclasas	Tabulares que se ven microscópicamente con el mayor aumento (20x).					
opacos	Se ven como pequeños puntos isotrópicos					48.20%
vidrio	Muy marcado y visible rodeando los cristales de plagioclasas.					
VESÍCULAS		CARACTERÍSTICAS		PORCENTAJE		
Vesículas irregulares y aplomadas	De distintos tamaños, pero grandes y aplomadas en su mayoría con bordes irregulares y redondeados, algunas vesículas parecen haberse formado por cristales que ya se fracturaron y ya no se encuentran en la roca.					16.30%
OBSERVACIONES GENERALES:						
TOTAL DE COMPONENTES						
TOTAL DE CRISTALES	35.50%					
TOTAL DE MATRIZ	48.20%					
TOTAL DE VESÍCULAS	16.30%					
4. Clasificación según análisis modal:						
	Q=0%	A=33.5%	P=8.4%	F=58.1%		
ESQUEMA EXPLICATIVO						
6. Nombre de la Roca: Fonolita telúrica						

ANEXO II: DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LAS MUESTRAS DE CENIZA

SITIO		COMPONENTES				MINERALES LIBRES									COLOR POMEZ EN AFLORAMIENTO	VIDRIO	
LUGAR	MUESTRA	MIN	POM	VIDR	LIT	AUG	PLAG	HBD	BIOT	FS	HC	ZRN	QZO	FRY	SHRD	ESC	
Oritoyacu	SUM-JP-02	47%	20%	23%	8%	5%	10%			20%			12%		Beige claro	x	x
	SUM-JP-03	38%	20%	20%	12%	3%	10%			5%			20%		anaranjado	x	x
PACHAKUTIK	SUM-JP-01	68%	23%	4%	5%	15%	35%	8%		5%			5%		Beige claro	x	
SENDERO COMUNITARIO	SUM-JP-12	68%	15%	12%	5%	23%	30%	10%					5%		anaranjado	x	
	SUM-JP-13	83%	5%	10%	2%	25%	30%	15%					8%		beige oscuro	x	
PUCUNO ALTO	SUM-JP-07	77%	10%	8%	5%	20%	25%	7%	2%	15%			8%		anaranjado	x	
RIO SAPO	SUM-JP-06	60%	10%	10%	20%	10%	25%		20%				5%		gris oscuro	x	
	SUM-JP-05	70%	5%		25%	15%	35%	10%	5%				5%		gris oscuro	x	
	SUM-JP-04	80%	15%	2%	3%	20%	35%	5%	15%				5%		blanco	x	

Lugar	Sendero 2 Mundos (Camido de la comunidad)		
Muestra	JP-12		
Color	Gris claro (parte más fina)		
Ubicación	211585	9927849	1537 m
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
beige-anaranjado	sedoso	subredondeada	no presenta	media		0,6mm-2 cm	15%

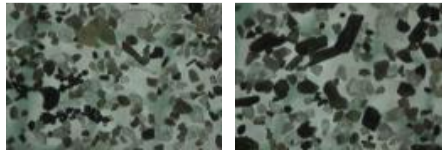
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	Incoloro/blanco	Graso	Anhedral		Concoidea		0,2 mm	5%
Plagioclasa	Incoloro	Vitreo	Prismática		Clivaje		0,1 mm	30%
Piroxeno	negro	Graso	Prismático		Clivaje		0,1- 0,2 mm	23%
Anfibol	Negra	Vitreo	Prismático		No presenta		1,3 mm	10%
Biotita	Café	vitreo-perlado	laminar		buen clivaje		0,2 mm	3%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	sedoso	Anhedral			0,1 mm	12%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	rojizos	subredondeado	baja	oxidación		0.1mm	5.0%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	Sendero 2 Mundos (Camino de la comunidad)		
Muestra	JP-13		
Color	Gris oscura (parte más oscura)		
Ubicación	211585	9927849	1537 m
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
							5%

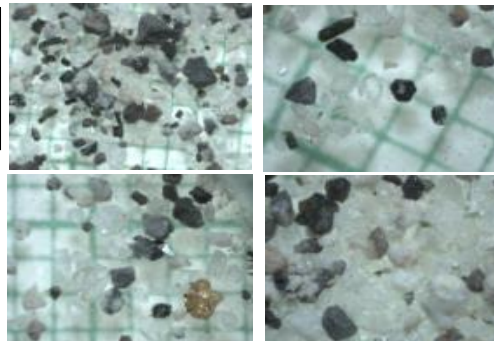
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	Incoloro/blanco	Graso	Anhedral		Concoidea		0,2 mm	8%
Plagioclasa	Incoloro	Vítreo	Prismática	piroxeno	Clivaje		0,1 mm	30%
Piroxeno	negro	Graso	Prismático		Clivaje		0,1- 0,2 mm	25%
Anfibol	Negra	Vítreo	Prismático	piroxeno	clivaje		1,3 mm	15%
Biotita	Café	vítreo-perlado	laminar		buen clivaje		0,2 mm	5.0%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	vítreo	Anhedral			0,1 mm	10%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	negro	subredondeado	media	algunos contienen amidgalas rellenas con cuarzo	contienen anfiboles, piroxenos	0.8mm	2.0%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	Pachakutik		
Muestra	JP-1		
Color	Beige claro		
Ubicación	197294	9921077	1130 m
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
beige claro	sedoso	subredondeada	piroxeno-hornblenda-cuarzo-plagioclasa	media		0,6mm-2cm	23.0%

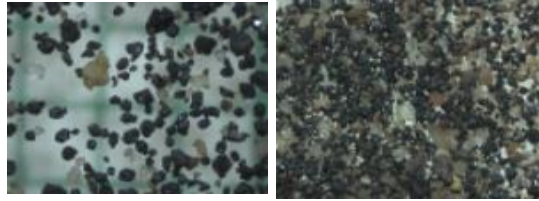
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	Incoloro/blanco	Graso	Anhedral		Concoidea		0,2 mm	5.0%
Plagioclasa	Incoloro	Vítreo	Prismática	piroxeno	Clivaje		0,1 mm	35.0%
Piroxeno	Verde oscuro-negro	Graso	Prismático		Clivaje		0,1- 0,2 mm	15.0%
Feldespatos K	Anaranjado/rosado	Mate	Prismático	piroxeno	Poco fracturados		0,4mm	5.0%
Hornblenda	Negra	Vítreo	Prismático	piroxeno	No presenta		0,3 mm	8.0%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
-	-	-	-	-	-	-	4%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
andesita	gris oscuro	subangular	baja	oxidación		2mm-1cm	5.0%

Total	100.00%
--------------	----------------

Lugar	Oritoyacu Basal		
Muestra	JP-2		
Color	Café -anaranjado oscuro		
Ubicación	206627	991825	
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
beige	sedoso	subredondeado	no presenta	alta	-	6 cm	20%

Escoria							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
negro/gris oscuro	mate	subangular	vidrio-piroxenos	alta		0,7mm	2%

Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	incoloro/rosáceo	vítreo	Anhedrales	feldespato	Concoidea		0,2 mm	12%
Plagioclasa	Incoloro	Mate	Prismática, Granulares		Clivaje		0,2 mm	10%
Piroxeno	negro	Graso	Prismático		Clivaje		0,1- 0,2 mm	5%
Feldespato K	Anaranjado/rosado	Mate/vítreo	Prismático	No presenta	clivaje		0.20	20%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	Vitreo	Anhedral	piroxenos		0,1 mm	23%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros/rojos	subredondeados	muy baja	oxidación	-	0,2 mm	8%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	Oritoyacu Tope		
Muestra	JP-3		
Color	Café- anaranjado oscuro		
Ubicación	206627	991825	
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
blanco/anaranjado	sedoso	subredondeado	vidrio-piroxenos	muy alta		0,4mm	20%

Escoria							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
negro/gris oscuro	mate	subangular	vidrio-piroxenos	alta		0,7mm-1mm	10%

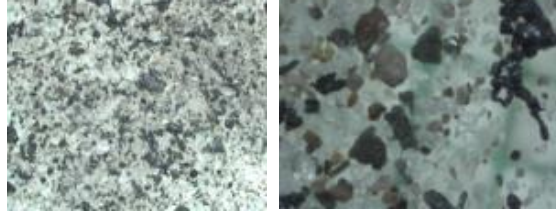
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	incoloro/blanco lechoso/crema	vitreo/sedoso	Anhedrales	no presenta	Concoidea		0,3 mm	20%
Plagioclasa	Incoloro	Mate	Prismatica, Granulares		Clivaje		0,2 mm	10.0%
Piroxeno	verde	traslúcido	Prismatico		Clivaje		0,2 mm	3.0%
Feldespatos K	Anaranjado/rosado	Mate/vitreo	Prismatico	No presenta	clivaje		0,05 mm	5%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	Vitreo	Anhedral			0,1 -0,2 mm	20%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros/rojos	subredondeados	muy baja	oxidación	-	0,3 mm	12%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	PUCUNO ALTO- Pf		
Muestra	JP-7		
Color	gris blanquecino		
Ubicación	212121	9932709	1709
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
blanco/naranja	sedoso	subredondeado	no presenta	media	-	0,2 mm	10%

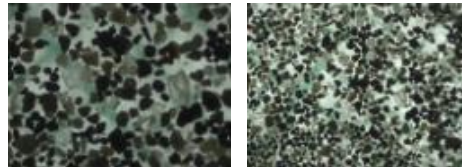
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	incoloro/blanco lechoso	vitreo	Anhedrales	no presenta	Concoidea		0,4 mm	8%
Plagioclasa	Incoloro	Mate	Prismática, Granulares		Clivaje		0,2 mm	25%
Piroxeno	negro	Graso	Prismático		Clivaje		0,1 mm	20%
Anfibol	Negro/verde claro	Vitreo	Prismático		No presenta		0,2 mm	7%
Feldespatos K	Anaranjado/rosado	Mate/vitreo	Prismático	No presenta	clivaje		0,25 mm	15%
Biotita	negro	perlado	laminar	No presenta	buen clivaje		0,2 mm	2%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	sedoso	Anhedral	piroxenos		0,1 mm	8%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros	subredondeados	muy baja	oxidación	-	0,4 mm	5%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	RIO SAPO-Base		
Muestra	JP-6		
Color	gris oscuro		
Ubicación	211699	9928825	1535
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
gris oscuro	sedoso	subredondeada	piroxenos	baja	-	0,2- 1cm	10%

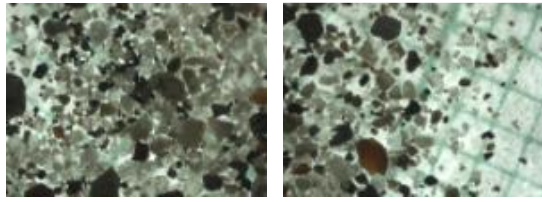
Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	blanco	graso	Anhedrales		Concoidea		0,2 mm	5%
Plagioclasa	Incoloro	vitreo	Prismática, Granulares		Clivaje		0,2 mm	25%
Piroxeno	negro	vitreo	Prismático		Clivaje		0,05 mm	10%
Anfibol	Negro/verde claro	Vitreo	Prismático		clivaje		0,2 mm	20%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	Vitreo	Anhedral	piroxenos		0,1 mm	10%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros	subredondeados	media		-	0,4 mm	20%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	RIO SAPO-Bolsillo de lítico en capa 4		
Muestra	JP-5		
Color	gris claro		
Ubicación	211699	9928825	1535
Muestreado por	Jhovana Puma		



Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
gris oscuro	sedoso	subangular	piroxenos	baja	-	0,5-2cm	5%

Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	incoloro/blanco	vítreo	Anhedrales		Concoidea		0,3 mm	5%
Plagioclasa	Incoloro	vítreo	Prismática, Granulares		Clivaje		0,35 mm	35%
Piroxeno	café	traslucido	Prismático		Clivaje		0,3 mm	15%
Biotita	negro	perlado	laminar	No presenta	buen clivaje		0,2 mm	5%
Anfibol	Negro/verde claro	Vítreo	Prismático		clivaje		0,2 mm	10%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
							0%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros	subredondeados	media		-	0,5 mm	25%

Total	100%
--------------	-------------

Lugar	RIO SAPO-pf pomez y liticos en capa 1		
Muestra	JP-4		
Color	gris blanquecino		
Ubicación	211699	9928825	1535
Muestreado por	Jhovana Puma		

Pómez							
Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Vesicularidad	Otros	Tamaño	% total
gris claro/blanco	sedoso	subangular	-	baja	-	0,5cm	15%

Mineral	Color	Brillo	Forma Cristalina	Inclusiones	Fracturamiento	Otros	Tamaño de grano	% mineralógico
Cuarzo	incoloro	vítreo	Anhedrales		Concoidea		0,2 mm	5%
Plagioclasa	Incoloro	vítreo	Prismática, Granulares		Clivaje		0,2 mm	35%
Piroxeno	negro/verde claro	vítreo	Prismático		Clivaje		0,1- 0,2 mm	20%
Biotita	negro	perlado	laminar	No presenta	buen clivaje		0,2 mm	15%
Anfibol	Negro/café oscuro	Vítreo	Prismático		clivaje		0,2 mm	5%

Vidrio	Color	Brillo	Forma	Inclusiones	Otros	Tamaño	% total
Obsidiana	negro	Vítreo	Anhedral	piroxenos		0,1 mm	2%

Líticos	Color	Forma	Vesicularidad	Alteración	Otros	Tamaño	% total
	grises/negros	subredondeados	media-alta	oxidación	-	1-2mm	3%

Total	100%
--------------	-------------

**ANEXO III: DATOS DE ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS REALIZADOS EN LAS
CENIZAS.**

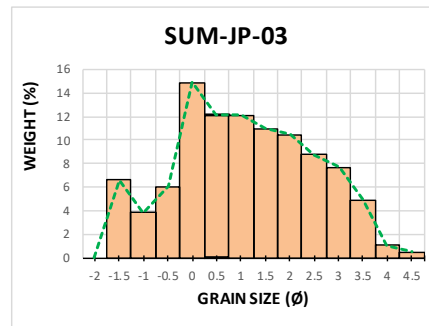
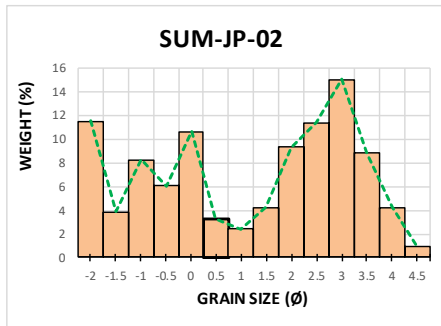
JP-1-Pk						
diámetro (um)	diámetro (phi)	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo
4	-2	405.17	407.83	2.66	10.67	10.67
2.8	-1.5	390.78	392.49	1.71	6.86	17.53
2	-1	380.02	382.13	2.11	8.46	25.99
1.4	-0.5	320.7	323.45	2.75	11.03	37.02
1	0	332.21	335.14	2.93	11.75	48.78
710	0.5	1.03	4.36	3.33	13.36	62.13
500	1	1	4.45	3.45	13.84	75.97
350	1.5	1.01	3.48	2.47	9.91	85.88
250	2	1.05	2.72	1.67	6.70	92.58
180	2.5	1.01	1.92	0.91	3.65	96.23
125	3	1.02	1.59	0.57	2.29	98.52
90	3.5	1.07	1.28	0.21	0.84	99.36
63	4	1.05	1.17	0.12	0.48	99.84
45	4.5	1.06	1.1	0.04	0.16	100.00
				24.93	100.00	
	peso bandeja	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra			
	6.25	31.6	25.35			

SUM-JP-01

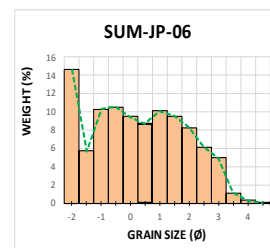
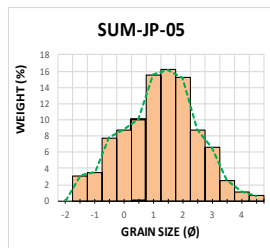
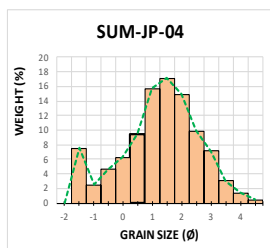
WEIGHT (%)

GRAIN SIZE (φ)

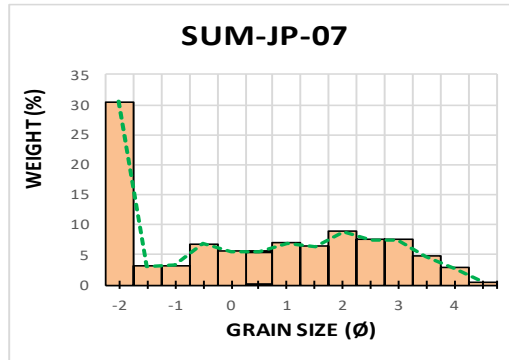
JP-2-Ot						JP-3-Ot					
um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo	um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo
4	405.09	405.72	0.63	11.56	11.56	4	405.06	405.06	0	0.00	0.00
2.8	390.61	390.82	0.21	3.85	15.41	2.8	390.6	390.72	0.12	6.59	6.59
2	379.85	380.3	0.45	8.26	23.67	2	379.87	379.94	0.07	3.85	10.44
1.4	315.59	315.92	0.33	6.06	29.72	1.4	315.59	315.7	0.11	6.04	16.48
1	332.13	332.71	0.58	10.64	40.37	1	332.13	332.4	0.27	14.84	31.32
710	0.97	1.15	0.18	3.30	43.67	710	0.98	1.2	0.22	12.09	43.41
500	1	1.13	0.13	2.39	46.06	500	0.99	1.21	0.22	12.09	55.49
350	1.01	1.24	0.23	4.22	50.28	350	1	1.2	0.2	10.99	66.48
250	1.01	1.52	0.51	9.36	59.63	250	0.97	1.16	0.19	10.44	76.92
180	1.01	1.63	0.62	11.38	71.01	180	0.98	1.14	0.16	8.79	85.71
125	1	1.82	0.82	15.05	86.06	125	0.99	1.13	0.14	7.69	93.41
90	0.98	1.46	0.48	8.81	94.86	90	0.97	1.06	0.09	4.95	98.35
63	0.97	1.2	0.23	4.22	99.08	63	0.97	0.99	0.02	1.10	99.45
45	0.98	1.03	0.05	0.92	100.00	45	1	1.01	0.01	0.55	100.00
			5.45	100.00					1.82	100.00	
peso bandeja	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra				peso bandeja	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra			
6.16	15.08	8.92				6.17	8.09	1.92			



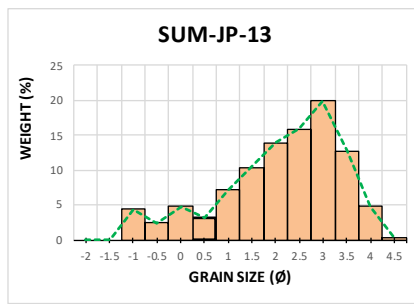
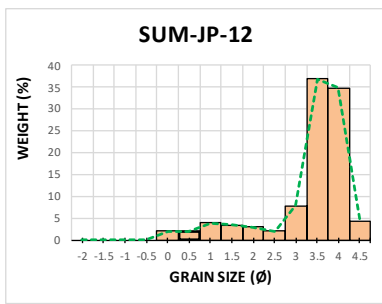
JP-4-RS					JP-5-RS					JP-6-RS							
um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo	um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo	um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo
4	405.12	405.12	0	0.00	0.00	4	405.15	405.15	0	0.00	0.00	405.16	407.31	2.15	14.67	14.67	
2.8	390.65	391.31	0.66	7.50	7.50	2.8	390.8	391.15	0.35	3.10	3.10	390.9	391.74	0.84	5.73	20.40	
2	379.92	380.14	0.22	2.50	10.00	2	380.2	380.6	0.4	3.54	6.64	380.27	381.78	1.51	10.30	30.70	
1.4	320.71	321.12	0.41	4.66	14.66	1.4	320.88	321.76	0.88	7.79	14.44	321.06	322.61	1.55	10.57	41.27	
1	332.21	332.76	0.55	6.25	20.91	1	332.27	333.26	0.99	8.77	23.21	332.7	334.09	1.39	9.48	50.75	
710	1	1.83	0.83	9.43	30.34	710	0.97	2.11	1.14	10.10	33.30	0.95	2.23	1.28	8.73	59.48	
500	0.99	2.37	1.38	15.68	46.02	500	0.97	2.73	1.76	15.59	48.89	1	2.48	1.48	10.10	69.58	
350	0.99	2.5	1.51	17.16	63.18	350	0.98	2.81	1.83	16.21	65.10	0.98	2.38	1.4	9.55	79.13	
250	1	2.31	1.31	14.89	78.07	250	0.97	2.69	1.72	15.23	80.34	0.98	2.2	1.22	8.32	87.45	
180	0.99	1.86	0.87	9.89	87.95	180	1	1.99	0.99	8.77	89.11	0.95	1.85	0.9	6.14	93.59	
125	0.97	1.6	0.63	7.16	95.11	125	0.98	1.72	0.74	6.55	95.66	0.96	1.69	0.73	4.98	98.57	
90	0.96	1.23	0.27	3.07	98.18	90	0.97	1.26	0.29	2.57	98.23	0.95	1.11	0.16	1.09	99.66	
63	0.97	1.09	0.12	1.36	99.55	63	1	1.13	0.13	1.15	99.38	0.98	1.02	0.04	0.27	99.93	
45	0.97	1.01	0.04	0.45	100.00	45	0.96	1.03	0.07	0.62	100.00	0.98	0.99	0.01	0.07	100.00	
			8.8	100.00					11.29	100.00				14.66	100.00		
peso bandeja	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra				peso bandeja	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra				peso bandeja + muestra	peso inicial muestra				
6.12	15.16	9.04				6.11	17.99	11.88				21.02	14.91				



JP-7-PA				
peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo
405.1	412.97	7.87	30.48	30.48
390.62	391.43	0.81	3.14	33.62
379.88	380.71	0.83	3.21	36.83
315.56	317.33	1.77	6.86	43.69
332.15	333.59	1.44	5.58	49.26
0.98	2.4	1.42	5.50	54.76
0.98	2.77	1.79	6.93	61.70
0.99	2.65	1.66	6.43	68.13
0.95	3.23	2.28	8.83	76.96
0.98	2.92	1.94	7.51	84.47
0.97	2.92	1.95	7.55	92.02
0.99	2.21	1.22	4.73	96.75
0.96	1.69	0.73	2.83	99.57
0.99	1.1	0.11	0.43	100.00
		25.82	100.00	
peso bandeja + muestra	peso inicial muestra			
31.93	25.82			



JP-12-SC						JP-13-SC					
um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo	um	peso tamiz	peso muestra + tamiz	peso muestra	%w muestra	%w acumulativo
4	405.07	405.07	0	0.00	0.00	4	405.09	405.09	0	0.00	0.00
2.8	390.6	390.6	0	0.00	0.00	2.8	390.61	390.61	0	0.00	0.00
2	379.86	379.86	0	0.00	0.00	2	379.86	379.97	0.11	4.38	4.38
1.4	315.59	315.59	0	0.00	0.00	1.4	315.6	315.66	0.06	2.39	6.77
1	332.15	332.19	0.04	1.94	1.94	1	332.14	332.26	0.12	4.78	11.55
710	0.98	1.02	0.04	1.94	3.88	710	1.01	1.09	0.08	3.19	14.74
500	0.95	1.03	0.08	3.88	7.77	500	0.99	1.17	0.18	7.17	21.91
350	0.96	1.03	0.07	3.40	11.17	350	0.98	1.24	0.26	10.36	32.27
250	0.97	1.03	0.06	2.91	14.08	250	0.97	1.32	0.35	13.94	46.22
180	0.99	1.03	0.04	1.94	16.02	180	0.96	1.36	0.4	15.94	62.15
125	0.98	1.14	0.16	7.77	23.79	125	0.97	1.47	0.5	19.92	82.07
90	0.98	1.74	0.76	36.89	60.68	90	0.96	1.28	0.32	12.75	94.82
63	0.98	1.7	0.72	34.95	95.63	63	0.98	1.1	0.12	4.78	99.60
45	0.98	1.07	0.09	4.37	100.00	45	0.98	0.99	0.01	0.40	100.00
			2.06	100.00					2.51	100.00	
peso bandeja + muestra	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra				peso bandeja + muestra	peso bandeja + muestra	peso inicial muestra			
6.11	8.17	2.06				6.1	8.7	2.6			



ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS (ELEMENTOS MAYORES)

Location	Unit	specimen	LOI	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Puente El Tigre (Guamaní)	Avalancha fresh rock	SUM-PAM-6	4,98	48,02	1,27	20,95	9,46	0,26	3,54	8,31	4,26	2,89	1,05
Río Sapo	Bomba in Pf deposit capa base (SUM-JP-06)	SUM-PAM-7	1,48	47,40	1,38	19,00	8,82	0,23	3,83	9,89	5,04	3,58	0,82
Pucuno Alto, South Flank	Lava	SUM-MOTH-10	3,88	46,13	1,42	19,89	9,61	0,26	3,41	9,49	6,52	2,17	1,10
Sendero Comunitario, Pacto Sumaco	Lava	SUM-MOTH-11	0,97	44,83	1,66	16,96	10,87	0,21	5,48	11,51	3,75	3,39	1,34
Q. Ontoyacu	roca-bomba dentro de capa inferior (SUM-JP-02)	PM-1-OT	4,2	44,379	1,407	15,616	10,594	0,348	7,636	13,49	2,352	2,878	1,3

Location	Unit	specimen	LOI	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5
Pachakutik, cancha cut	Avalancha block	SUM-MOTH-12	1,98	67,64	0,47	17,25	3,16	0,02	1,26	0,47	4,59	4,99	0,16
Pachakutik, cancha cut	pomez	SUM-JP-01	4,0	63,568	0,392	19,41	3,422	0,284	0,686	2,364	5,098	4,608	0,163
Río Guamaní	Pumice in Avalancha deposit	SUM-PAM-8	0,00	60,90	0,38	23,62	2,89	0,15	0,43	1,67	4,91	4,97	0,10
Río Sapo	CAPA TOPE	JP-4-RS	6,7	59,706	0,56	24,83	1,934	0,04	0,582	2,317	5,372	4,544	0,112
Pucuno Alto, South Flank	depósito de pf	JP-7-PA	8,2	58,453	0,682	25,15	3,117	0,198	0,429	1,693	4,409	5,542	0,33
Camino a Payamino	brecha de avalancha	SUM-MOTH-16	6,18	55,74	0,89	21,19	6,23	0,17	2,37	4,12	4,18	4,58	0,52
Río Sapo	CAPA BASE	JP-6-RS	11,6	54,065	1,098	24,41	6,57	0,183	2,399	3,463	3,735	3,656	0,419

■ menos diferenciadas ■ más diferenciadas

ANEXO IV: ANÁLISIS GEOQUÍMICOS DE LAS MUESTRAS (ELEMENTOS MENORES)

specimen	Mg#	Ni	Cr	Co	Sc	V	Ba	Rb	Sr	Zr	Y	Nb	Ga	Cu	Zn	Pb	La	Ce	Th	U	Nd
MOTH 11	0.388	9	5		7	265	2703	143	3395	330	46	72.3	23	100	139	20	144	271	23	8	110
MOTH 16	0.404	14	25		8	117	1480	139	1133	416	22	54.9	25	32	104	36	96	148	39	14	59
PAM 6	0.436	15	7		15	240	2033	50	3196	254	34	51.6	20	76	112	13	102	222	19	4	83
MOTH 10	0.473	23	40		19	303	1805	117	2652	402	38	39.6	21	134	107	14	103	216	16	5	101
PAM 7	0.400	27	31		7	237	2730	147	3236	315	39	62.8	23	59	132	15	133	278	22	5	104
PAM 8	0.208	11	4		1	37	1662	122	1044	564	31	66.5	28	10	111	43	131	233	42	8	62
PAM 9	0.223	17	22		7	101	1439	64	646	588	34	57.7	32	24	90	42	132	238	38	10	76
MOTH 12	0.416	7	5		5	51	1729	123	348	227	18	9.4	18	3	16	14	38	57	10	3	25

■ menos diferenciadas ■ más diferenciadas

**ANEXO V: UBICACIÓN DE LAS MUESTRAS USADAS EN LOS ANÁLISIS
PETROGRÁFICOS**

LAMINAS DELGADAS					
CÓDIGO	LOCALIZACIÓN	X	Y	Z	DESCRIPCIÓN
SUM-Mis_Ag21_#1	Río Misahuallí	178330	9894710	513 m	Bomba en un depósito de lahar
SUM-Mis_Ag21_#2	Río Misahuallí_Stop 3	187590	9892032	507 m	Bomba en un depósito de lahar
SUM-Ps_Jn21_#3	Sendero Comunitario_Pacto Sumaco	211585	9927850	1537 m	Lava
SUM-Pan_Ag21_#4	Río Pano_Stop 5	184114	9888621		Bomba en un depósito de lahar
SUM-Pa_Jun21_#7	Pachakutik-Napo_Muestra 1	197293	9921075	1130 m	Brecha en depósito de avalancha
SUM-Pa_Jun21_#8	Pachakutik-Napo_Muestra 2	197294	9921077	1130 m	Brecha en depósito de avalancha
SUM-Pa_Jun21_#9	Pachakutik-Napo_Muestra 3	197294	9921077	1130 m	Brecha en depósito de avalancha
SUM-Orit_Oct21_#10	Quebrada Oritoyacu_Flanco sur del Volcán Sumaco	206627	9918252	1164 m	Bomba en depósito de flujo piroclástico
SUM-PucAl_Oct21_#11	Quebrada Pucuno Alto-Flanco sur del Volcán Sumaco	212121	993272	1756 m	Lava
SUM-EPN-01	Puente El Tigre, Avalancha Guamaní	206146	9920135	1071 m	Roca de avalancha
SUM-EPN-02	Puente El Tigre, Avalancha Guamaní	206146	9920135	1071 m	Roca de avalancha
SUM-EPN-09	Río Pucuno, Lahar del Río Pucuno	211147	9921468	1039 m	Lava
SUM-EPN-10	Río Pucuno, Lahar del Río Pucuno	210861	9921331	1073 m	Roca del Lahar
SUM-EPN-17	Quebrada Río Tutapiasco Vía Payamino, Avalancha Payamino	239024	9937488	454 m	Roca de avalancha
SUM-EPN-18	Vía Asfaltada, San José de Payamino	242278	9933444	463 m	Roca de avalancha
SUM-EPN-19	Nueva mina sobre Río Pucuno, Avalancha Pucuno	211530	9921195	1077 m	Roca de avalancha
SUM-EPN-20	Comunidad de Pachakutik	197280	9921063	1121 m	Roca de Flujo Piroclástico

CENIZAS					
CÓDIGO	LOCALIZACIÓN	X	Y	Z	DESCRIPCIÓN
SUM-JP-01-PK	Pachakutik-Napo	197294	9921077	1130	Flujo Piroclástico
SUM-JP-02-OT	Oritoyacu_basal	206627	991825	1164	Flujo Piroclástico
SUM-JP-03-OT	Oritoyacu_tope	206627	991825	1164	Flujo Piroclástico
SUM-JP-04-RS	RIO SAPO-pf pomez y liticos en capa 1	211699	9928825	1535	Flujo Piroclástico
SUM-JP-05-RS	RIO SAPO-Bolsillo de lítico en capa 4	211699	9928825	1535	Flujo Piroclástico
SUM-JP-06-RS	RIO SAPO-Base	211699	9928825	1535	Flujo Piroclástico
SUM-JP-07-PucAl	PUCUNO ALTO- Pf	212121	9932709	1709	Flujo Piroclástico
SUM-JP-12-SC	Sendero 2 Mundos (Camino de la comunidad)	211585	9927849	1537	Flujo Piroclástico
SUM-JP-13-SC	Sendero 2 Mundos (Camino de la comunidad)	211585	9927849	1537	Flujo Piroclástico

DATACIONES RADIOMÉTRICAS					
CÓDIGO	LOCALIZACIÓN	X	Y	Z	DESCRIPCIÓN
SUM-EPN-05	Río Sapo	211699	9928825	1535	Wood
SUM-EPN-28	Sendero 2 Mundos (Camino de la comunidad)	211585	9927849	1537	Wood
SUM-EPN-31	Río Sapo	211699	9928825	1535	Wood
SUM-EPN-32	Pucuno Alto	212121	9932709	1709	Plant material
SUM-EPN-33	Río Sapo	211699	9928825	1535	Charred material
SUM-EPN-34	Pachakutik- corte en la cancha	197294	9921077	1130	Wood
SUM-EPN-35	Pachakutik- corte en la cancha	197294	9921077	1130	Wood

GEOQUÍMICA					
CÓDIGO	LOCALIZACIÓN	X	Y	Z	DESCRIPCIÓN
SUM-PAM-6	Puente El Tigre	206146	9920188	1071	Avalancha fresh rock
SUM-PAM-7	Rio Sapo	211733	9928824	1535	Bomba in Pf deposit
SUM-PAM-8	Rio Guamaní	206146	9920188	1071	Pumice in Avalancha deposit
SUM-PAM-9	Rio Sapo	792972	9924004	1535	Pumice in Pf deposit
SUM-MOTH-10	Pucuno Alto, South Flank	212121	9932709	1709	Lava
SUM-MOTH-11	Sendero Comunitario, Pacto Sumaco	211585	9927850	1537	Lava
SUM-MOTH-12	Pachakutik, cancha cut	197293	9921075	1130	Avalancha block
SUM-MOTH-16	Camino a Payamino	242164	9933537	450	brecha de avalancha