

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**MODELO GEOLÓGICO DE LOS GRANDES MOVIMIENTOS EN  
MASA OYACOTO Y SAN FRANCISCO ASOCIADOS AL SISTEMA  
DE FALLAS ACTIVAS DE QUITO Y GUAYLLABAMBA, DMQ.**

**TRABAJO DE INTEGRACIÓN CURRICULAR PRESENTADO COMO  
REQUISITO PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA**

**MISHELL ELAINES LÓPEZ DEFFI**

**[mishell.lopez@epn.edu.ec](mailto:mishell.lopez@epn.edu.ec)**

**DIRECTORA: SILVIA VALLEJO VARGAS, PhD**

**[svallejo@igepn.edu.ec](mailto:svallejo@igepn.edu.ec)**

**DMQ, Junio 2022**

## CERTIFICACIONES

Yo, MISHELL ELAINES LÓPEZ DEFFI declaro que el trabajo de integración curricular aquí descrito 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.



---

**Mishell Elaines López Deffi**

Certifico que el presente trabajo de integración curricular fue desarrollado por MISHELL ELAINES LÓPEZ DEFFI, bajo mi supervisión.



---

**Silvia Vallejo Vargas, PhD.  
DIRECTOR**

## **DECLARACIÓN DE AUTORÍA**

A través de la presente declaración, afirmamos que el trabajo de integración curricular aquí descrito, así como el (los) producto(s) resultante(s) del mismo, son públicos y estarán a disposición de la comunidad a través del repositorio institucional de la Escuela Politécnica Nacional; sin embargo, la titularidad de los derechos patrimoniales nos corresponde a los autores que hemos contribuido en el desarrollo del presente trabajo; observando para el efecto las disposiciones establecidas por el órgano competente en propiedad intelectual, la normativa interna y demás normas.

MISHELL LÓPEZ DEFFI

SILVIA VALLEJO VARGAS

## **AGRADECIMIENTO**

Agradezco a Dios por darme el privilegio de vivir una vida plena en su maravilloso universo, gracias por siempre ser guía, luz y protector de quienes te honramos.

A mis padres Richard y Oonna por demostrarme día tras día que el amor es el motor del universo y que el cariño de quienes nos rodean debe ser el impulso más grande para alcanzar nuestros sueños.

A mis hermanitas Rashell y Shantal porque desde que llegaron a este mundo supe que nunca me haría falta compañía, gracias por llenar mi vida de aprendizajes, sonrisas y por enseñarme a ver el mundo desde una perspectiva distinta.

A mis profesores quienes me dieron todas las herramientas para ser profesional, dedicando sus horas de trabajo a forjar futuros geólogos, con cariño especial me puedo referir a mi querido profe Beate, a quien tengo una admiración eterna. A la Msc. Eliana Jiménez quien fue parte fundamental de esta investigación, gracias por toda la ayuda, la preocupación y el soporte en esta etapa. También quisiera agradecer a la PhD. Silvia Vallejo por el tiempo invertido, la paciencia, el conocimiento compartido y la guía para la culminación de este trabajo.

A mis amiguitos: Johanna, Henry y María P, gracias por permitirme entrar a sus vidas y dejarlos ser parte de la mía, mi tiempo en la universidad no hubiera sido el mismo sin ustedes, gracias por las amanecidas estudiando y por las que no se estudiaba tanto, por los viajes, las cenas, las “montañeadas” y los planes improvisados, me llena de satisfacción y orgullo verles crecer profesionalmente y finalmente lograr sus sueños. También agradezco a Nicolás por ser el mejor amigo, confidente, profesor y admirador.

A todos y cada uno de mis compañeritos de facultad, a aquellos con quienes compartí las aulas de clase, después de este ciclo el esfuerzo, los trabajos y las pruebas han culminado pero quedan en mis recuerdos las huellas de quienes tuvieron un gesto amable, especialmente gracias a: Marilyn, David, Jonathan y Yariv.

Finalmente a todo aquel que ha venido a buscar su nombre, aquí entre líneas está escrito aunque no haya sido pronunciado.

## DEDICATORIA

A mi versión futura,  
*“tú puedes, siempre puedes”.*

# ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICACIONES.....	II
DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
DEDICATORIA.....	V
RESUMEN .....	XX
ABSTRACT .....	XXII
1. INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Antecedentes .....	1
1.2 Planteamiento del Problema .....	3
1.3. Hipótesis .....	5
1.4 Objetivo General .....	5
1.5 Objetivos Específicos .....	5
1.6 Justificaciones.....	6
1.6.1 Teórica.....	6
1.6.2 Práctica.....	7
1.7 Alcance .....	7
1.8 Descripción de la zona de estudio .....	9
1.8.1 Localización .....	9
1.8.2 Acceso .....	10
1.8.3 Población.....	10
1.8.4 Hidrografía.....	11
1.8.5 Clima.....	12
2. CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOLOGÍA REGIONAL.....	14
2.1 Contexto Geodinámico.....	14
2.1.1 Geología de la Cordillera Real .....	15
2.1.2 Geología de la Cordillera Occidental.....	17
2.2 Geología del Valle Interandino .....	18
2.3 Geología de la cuenca de Quito y Guayllabamba .....	20
2.3.1 Sistema de Fallas de Quito.....	21
2.3.2 Sistema de Fallas de Guayllabamba.....	23
2.3.3 Estratigrafía de la cuenca de Quito y Guayllabamba.....	24
2.4 Caracterización de los volcanes de interés para la zona de estudio.....	28
2.4.1 Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha .....	31

2.4.2 Complejo Volcánico Mojanda – Fuya Fuya .....	31
2.4.3 Complejo Volcánico Pulumahua.....	32
2.4.4 Volcán Guagua Pichincha .....	33
2.4.5 Complejo Volcánico Atacazo-Ninahuilca.....	34
2.4.6 Cotopaxi .....	34
2.4.7 Complejo Volcánico Chalupas .....	37
2.4.8 Complejo Volcánico Chacana .....	38
2.4.9 Quilotoa.....	38
2.5 Los Grandes Movimientos en Masa.....	41
2.5.1 Movimientos en masa .....	41
2.5.2 Grandes Movimientos en Masa.....	43
2.5.3 Grandes Movimientos en Masa Oyacoto y San Francisco .....	45
3. METODOLOGÍA.....	46
3.1 Estudio Tefroestratigráfico .....	47
3.1.1 Levantamiento de datos en campo y muestreo de tefras .....	49
3.1.2. Estudio Petrográfico.....	52
3.1.3 Estudio Geoquímico .....	57
3.1.4 Correlación de Pearson y diagramas de barras.....	59
3.2 Estudio Morfoestructural .....	62
3.2.1 Análisis del modelo digital de elevación .....	62
4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	64
4.1 Estudio Tefroestratigráfico .....	64
4.1.1 Estudio petrográfico .....	64
4.2 Estudio Morfoestructural .....	100
4.2.3 Análisis e interpretación de estructuras y morfologías.....	100
4.2.4 Columna Tefroestratigráfica de los MM San Francisco y Oyacoto .....	108
4.3 Modelo Geológico .....	120
5. CONCLUSIONES.....	127
6. RECOMENDACIONES .....	129
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	130
8. ANEXO.....	142
ANEXO I. Descripción microscópica de tefras .....	142
ANEXO II. Geoquímica de las tefras.....	157
ANEXO III. Conversión de datos geoquímicos.....	161
ANEXO IV. Geoquímica de tefras marcadores .....	164

ANEXO V. Tefras marcadores normalizadas al 100% .....	167
ANEXO VI. Geoquímica en elementos traza .....	170
ANEXO VII. Cálculo del volumen del gran MM San Francisco y Oyacoto .....	172



## ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. 1 a) Colapso de talud dentro del escarpe San Francisco, Barrio Bellavista. b) Flujo de detritos dentro del escarpe San Francisco, Barrio Laderas de San Francisco. c) Caída de bloques dentro de los depósitos coluviales de Oyacoto, Panamericana Norte vía Guayllabamba. d) Desprendimiento de material en el escarpe de San Francisco, Barrio Laderas de San Francisco.....	3
Fig. 1. 2. Imagen satelital de la zona noroccidental del Distrito Metropolitano de Quito en donde se encuentran albergados los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco. OYC: Oyacoto; LSF: San Francisco. ....	4
Fig. 1. 3. Mapa de ubicación de los escarpes de los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco.....	9
Fig. 1. 4. Fotografía de asentamientos poblacionales sobre el escarpe del posible MM San Francisco. ....	11
Fig. 1. 5. Mapa de red hidrográfica de la subcuenca del río Guayllabamba.....	12
Fig. 2. 1. Configuración geodinámica del Ecuador, la figura representa la subducción de la placa de Nazca y el <i>ridge</i> o dorsal de Carnegie bajo la placa Sudamericana. Además se grafica el movimiento NNE del SNA y su límite oriental el sistema de fallas CCPP. Las ciudades principales se representan con letras blancas: Bu= Buenaventura; Pa= Pasto; Q= Quito; R= Riobamba; B= Bahía; G= Guayaquil; Cu= Cuenca; Ta= Talara. CC= Cordillera Costera; WC= Cordillera Occidental; ID= Valle Interandino; EC= Cordillera Oriental; ESB= Cinturón sub andino occidental; AB= Cuenca Amazónica. (Yepes et al., 2016). ....	15
Fig. 2. 2. Sección esquemática a través de la CR, representando las divisiones y los fallamientos regionales. PF: Falla Peltetec; BF: Frente Baños; LF: Falla Llanganates; CF-MF: Falla Cosanga-Méndez (Aspden et al., 1992).....	16
Fig. 2. 3. Esquema tectónico de la estructura del Valle Interandino diferenciando sus tres segmentos, el polígono amarillo muestra el segmento norte en donde se encuentran las cuencas de Otavalo y Chota, el polígono verde indica el segmento	

central en donde se encuentran la cuenca de Quito-Guayllabamba, el polígono rojo representa el segmento sur en el que se localizan las cuencas de Latacunga, Ambato, Alausí y Riobamba. (Winkler et al., 2005).....	19
Fig. 2.4 Distribución de la sismicidad local en el área de Quito, se observa el ángulo de inclinación del sistema de fallamiento ciego de Quito, con un ángulo de 55° (Alvarado et al., 2014).....	22
Fig. 2.5 Mecanismos focales de eventos sísmicos (2009-2022) en el segmento norte del SFQ. Modificado de (IG, 2022).....	23
Fig. 2.6 Resumen estratigráfico de la cuenca de Quito-Guayllabamba. Modificado de (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012). ....	25
Fig. 2.7 Mapa de ubicación de fuentes volcánicas de interés cercanas a los posibles MM San Francisco y Oyacoto. Color naranja: volcanes activos (actualmente se encuentran en erupción o actividad desde el 2018), color amarillo: volcanes potencialmente activos (última erupción durante el Holoceno), color verde: volcanes extintos o dormidos (última erupción durante el Pleistoceno) (Ramón et al., 2021). SF: San Francisco; OYC: Oyacoto; CO: Cordillera Occidental; VI: Valle Interandino; CR: Cordillera Real. ....	30
Fig. 2.8. Columna idealizada de las secuencias eruptivas, en la figura se indica las tefras marcadores estratigráficos con sus respectivas edades y ensamblaje mineral (Noroña, 2021). ....	40
Fig. 2.9 Corte geológico de la avalancha de Saidmarreh dirección N-W, mostrando la configuración tectónica y las secuencias litológicas (Roberts & Evans, 2013). ....	45
Fig. 3. 1. Diagrama de flujo de la metodología aplicada dentro de la investigación. ....	47
Fig. 3. 2 Mapa de ubicación de las muestras de tefras representadas dentro de columnas tefroestratigráficas.....	49
Fig. 3.3. Mapa de ubicación de los afloramientos. OYC: Oyacoto; LSF: San Francisco.....	52

Fig. 3.4. Procedimiento para la preparación de láminas delgadas. 1) Muestra de tefra 2)Cuarteo de muestra 3)Trituración en mortero y tamizado de la muestra 4) Secado en horno 5)Muestra cuarteada y colocada en molde 6)Elaboración de chip 7)Pulido de chip 8)Chips en portaobjetos 9) Láminas delgadas..... 55

Fig. 3.5. Vista de los minerales a través de microscopio petrográfico, además del ensamblaje mineral se pueden observar características de cada mineral como zonaciones en las plagioclasas, maclas polisintéticas y simples. Muestra Mojanda R1. lpa: luz polarizada; xlp: luz natural. 40x aumento del microscopio. Pl: plagioclasa; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Vd: vidrio. .... 56

Fig. 3.6. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras del depósito coluvial ubicadas cerca del escarpe. .... 60

Fig. 3.7. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras distales del depósito coluvial ubicadas al este del escarpe. .... 61

Fig. 3.8. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras distales del depósito coluvial ubicadas al sur del escarpe. .... 61

Fig. 4.1. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-003. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. .... 68

Fig. 4.2. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-002. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. .... 68

Fig. 4.3. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. .... 69

Fig. 4.4. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-004. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. .... 70

Fig. 4.5. Fotografía de lámina delgada de la muestra ELSF3-1. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. .... 70

Fig. 4. 7 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras del Grupo BPE-001. .....	72
Fig. 4. 8 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo BPE-003. .....	73
Fig. 4. 9 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo ELSF3-1. .....	74
Fig. 4. 10 Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras marcadores y las tefras del escarpe.....	75
Fig. 4.11 Correlación mineralógica en porcentaje del grupo TsPb-01.....	75
Fig. 4. 12 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo CSF-001. .....	76
Fig. 4.13 Correlación mineralógica en porcentaje del grupo Mojanda R1. ....	77
Fig. 4. 14 Fotografía de lámina delgada de la muestra OY-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	78
Fig. 4. 15 Fotografía de lámina delgada de la muestra OY-002. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	78
Fig. 4. 17 Fotografía de lámina delgada de la muestra PSF-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	79
Fig. 4. 18 Fotografía de lámina delgada de la muestra TGU-01. XLP: luz natural cruzados; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	80
Fig. 4.19 Fotografía de lámina delgada de la muestra TGU-02, se observa un cristal de plagioclasa con zonación concéntrica con inclusión de biotita. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	81
Fig. 4. 20 Fotografía de lámina delgada de la muestra TEFRA 4. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x. ....	81

Fig. 4. 21 Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras holocénicas .....	82
Fig. 4. 22 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo TGU-01, TGU-02, TOY-003 y CSF-001. ....	83
Fig. 4. 23 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo OY-001/PSF-001.....	84
Fig. 4. 24 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo OY-001/PSF-001.....	84
Fig. 4.25 Diagrama de SiO <sub>2</sub> vs K <sub>2</sub> O para las tefras volcánicas del escarpe (Peccerillo & Taylor, 1976).....	89
Fig. 4. 26 Diagramas Harker de elementos mayores de las tefras de edad Pleistoceno.....	91
Fig. 4. 27 Diagrama Pseudo Harker, SiO <sub>2</sub> vs elementos traza para las tefras pleistocénicas.....	92
Fig. 4. 28 Diagrama multielementos de las muestras BPE-002, BPE-003 y Mojanda R1, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).....	93
Fig. 4. 29 Diagrama multielementos de las muestras BPE-001 y Chalupas, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). ....	94
Fig. 4. 30 Diagrama multielementos de las muestras ELSF3-1 y Pifo A, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).....	94
Fig. 4. 31 Diagrama multielementos de las muestras TsPb-01 y PICHC normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).....	95
Fig. 4. 32 Diagrama SiO <sub>2</sub> vs K <sub>2</sub> O de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos. (Peccerillo & Taylor, 1976).....	96
Fig. 4. 33 Diagramas Harker. Elementos mayores vs SiO <sub>2</sub> de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos.....	98

Fig. 4. 34 Diagramas Pseudo-Harker. Elementos traza vs SiO <sub>2</sub> de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos. ....	99
Fig. 4.35 Diagrama multielementos de las muestras OY-001, OY-002, TEFRA 4, PSF-001 y los marcadores Guagua Pichincha (GGPA y GGP), normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).....	99
Fig. 4.36 Diagrama multielementos de las muestras CSF-001, TGU-01, TGU-02 y el marcador Pululahua (PUL), normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995). ....	100
Fig. 4.37 Mapa morfoestructural basado en el análisis MDE a una escala de 2m por pixel. LSF: San Francisco; OYC: Oyacoto. ....	101
Fig. 4.38 Fotografía del escarpe semicircular del posible MM San Francisco, se puede evidenciar el cambio abrupto de pendiente (Jiménez, 2020). ....	103
Fig. 4. 39 Fotografía del escarpe occidental del posible MM San Francisco, se puede observar la secuencia de tefras pleistocénicas sobre material colapsado y disturbado. (Jiménez, 2020).....	103
Fig. 4. 40 Fotografía de grietas de tensión paralelas al plano del escarpe en San Francisco.....	104
Fig. 4. 41 Imagen MDE del posible MM San Francisco con una resolución de 2m por pixel, se pueden observar grietas de tensión paralelas al escarpe. ....	105
Fig. 4.42 Mapa de variaciones en la dirección del río Guayllabamba en los pies de los escarpes de los posibles MM San Francisco y Oyacoto. LSF: San Francisco; OYC: Oyacoto. ....	107
Fig. 4.43 Columna tefroestratigráfica de los depósitos que afloran a lo largo de los posibles MM Oyacoto y San Francisco. ....	109
Fig. 4.44 Afloramiento de ~30m de espesor en el que se observa los depósitos de la Fm. Cangahua sobreyacida en contacto discordante con la Fm. Cangahua,	

también se pueden identificar las tefras marcadores estratigráficos Mojanda R1 y Pifo A (Jiménez, 2020).	110
Fig. 4.45 Afloramiento de ~25m de espesor en el que se observa los depósitos de la avalancha del volcán Pichincha (Fm. Guayllabamba) sobreyacida en contacto discordante con la Fm. Cangahua, se pueden identificar sobre la Fm. Cangahua la secuencia de tefras pleistocénicas perteneciente al escarpe del posible MM San Francisco.	112
Fig. 4. 46 Afloramiento de 10m de espesor en el que se observa los depósitos de avalancha del Domo Pacpo y volcán Pichincha pertenecientes a la Fm. Guayllabamba sobreyacidos por volcanosedimentos de colapso gravitacional (Jiménez, 2020).	112
Fig. 4. 47 Afloramiento en la quebrada del Barrio Planadas de San Francisco, este afloramiento tiene ~13m de espesor, se logran identificar depósitos de la avalancha del volcán Pichincha de edad ~850-600 Ka (Robin et al., 2010) dentro de los depósitos coluviales del posible MM San Francisco	113
Fig. 4.48 Afloramiento en el escarpe del posible MM San Francisco (UTM 788975/9992733) se pueden observar de la base al techo las tefras BPE-003, BPE-002, BPE-001, BPE-004 y CSF-001, además se observan fallas normales gravitacionales asociadas al colapso de los bloques, estas fallas no tienen tectónica.	116
Fig. 4. 49 Afloramiento en el escarpe del posible MM Oyacoto (UTM 787611/9989635) se pueden observar de la base al techo las tefras Pifo Basal A, Pifo B y la Tefra sobre Pifo (TsPb-01) (Jiménez, 2020).	117
Fig. 4. 50 Afloramiento de los depósitos post-colapso, se observa un depósito de brecha y flujo sobreyacida por la Fm. Cangahua de ~5m y la secuencia de tefras holocénicas. (Foto tomada por Jiménez, E. 2019)	119
Fig. 4.51 Afloramiento del depósito de tefra PSF-001 de 20cm, se presume una fuente de procedencia del volcán Pululahua.	120

Fig. 4. 52 Modelo Geológico del Pliegue pre colapso, se puede observar la interacción del SFQ en el levantamiento del pliegue de Calderón, así como su influencia en la deformación de los depósitos.....	126
Fig. 4. 53 Modelo Geológico del Pliegue post colapso, se puede observar la actividad del SFQ y estructuras asociadas a la ocurrencia de un movimiento en masa. ....	126
Fig. VII. 1. Uso de la herramienta “diferencia de superficies” para calcular el volumen del MM Oyacoto en el SIG ArcMap a partir de curvas de nivel y el trazado del polígono en Oyacoto. ....	173
Fig. VII. 2. Uso de la herramienta “diferencia de superficies” para calcular el volumen del MM San Francisco en el SIG ArcMap a partir de curvas de nivel y el trazado del polígono en San Francisco. ....	173



## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2. 1: Resumen de la clasificación de los movimientos en masa según el tipo de movimiento (Hungar et al., 2014) .....	41
Tabla 2. 2: Clasificación de los movimientos en masa según el volumen de material removido en metros cúbicos (Fell, 1994).....	44
Tabla 3. 1: Afloramientos de los que se recolectaron muestras de tefras volcánicas, se indica el número de afloramiento, las coordenadas en UTM WGS84 17S en X, Y del sitio de muestreo, número de muestras recolectadas y el tipo de depósito: escarpe, coluvial y post-colapso.....	50
Tabla 3. 2: Afloramientos de los que se recolectó muestras de tefras volcánicas marcadores regionales, se indica el nombre de la muestra, las coordenadas en UTM WGS84 17S en X, Y del sitio de muestreo y el número de muestras recolectadas.....	51
Tabla 3. 3: Factores de conversión para transformar las concentraciones de elementos en wt% a su óxido correspondiente en wt% (Murray et al., 2000). ....	58
Tabla 4. 1: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras del escarpe. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.....	64
Tabla 4. 2: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras holocénicas. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.....	65
Tabla 4. 3: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras pleistocénicas. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.....	66

Tabla 4. 4: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en los marcadores regionales Pifo A y Mojanda R1. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.....	67
Tabla 4. 5: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt% de óxidos normalizados y elementos traza en ppm de las muestras de tefras del escarpe. ....	85
Tabla 4. 6: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt% de óxidos normalizados y elementos traza en ppm de las muestras de las tefras holocénicas. ....	86
Tabla 4. 7: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt% de óxidos normalizados y elementos traza en ppm de las muestras de las tefras marcadores regionales.....	87
Tabla 4. 8: Tefras marcadores con código y edades.....	88
Tabla II. 1: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras del escarpe. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio <i>Geostrat S.A.</i> .....	157
Tabla II. 2: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras holocénicas. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio <i>Geostrat S.A.</i> .....	158
Tabla II. 3: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras marcadores regionales. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio <i>Geostrat S.A.</i> .....	159
Tabla III. 1: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt%. De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en ppm de las muestras de tefras del escarpe. ....	161

Tabla III. 2: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en <i>wt%</i> . De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en <i>ppm</i> de las muestras de tefras holocénicas.....	162
Tabla III. 3: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en <i>wt%</i> . De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en <i>ppm</i> de las muestras de los marcadores regionales.....	163
Tabla IV. 1: Geoquímica de elementos mayores de las tefras holocénicas .....	164
Tabla IV. 2: Geoquímica de elementos mayores de las tefras pleistocénicas...	166
Tabla V. 1: Geoquímica de elementos mayores las tefras holocénicas normalizadas al 100% .....	167
Tabla V. 2: Geoquímica de las tefras pleistocénicas normalizadas al 100%.....	169
Tabla VI. 1: Geoquímica de los elementos traza de las tefras pleistocénicas ....	170
Tabla VI. 2: Geoquímica de los elementos traza de las tefras holocénicas .....	171
Tabla VII. 1: Resultados de volúmenes obtenidos en los polígonos triangulados dentro los MM San Francisco y Oyacoto.....	174

## RESUMEN

El Ecuador corresponde a un margen activo caracterizado por la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana cuya convergencia oblicua genera movimientos corticales que producen fallas activas regionales y locales, arcos volcánicos activos y cinturones orogénicos, estas características regionales lo predisponen a la ocurrencia de grandes movimientos en masa. Los grandes movimientos en masa se caracterizan por remover volúmenes de material de hasta millones de metros cúbicos y su ocurrencia está relacionada a cinturones orogénicos tectónicamente activos, arcos volcánicos y fallamiento regional activo. Sin embargo, en el país no se han realizado suficientes estudios que caractericen estos movimientos en masa y el contexto tectónico en el que ocurren, es así como este trabajo de investigación está enfocado a determinar la ocurrencia temporal y espacial de estos eventos en el contexto dinámico de la zona norte de las cuencas intermontañas de Quito y Guayllabamba. Los datos morfológicos y litoestratigráficos obtenidos servirán para elaborar un modelo geológico de la zona de estudio que explique la evolución espacio-temporal de los depósitos de estos movimientos y los factores que los originaron. En el flanco oriental del pliegue anticlinal Bellavista-Catequilla, asociado al segmento norte del sistema de fallas inversas de Quito, se encuentran las zonas de San Francisco y Oyacoto. En estas se identificó morfologías como: escarpes, grietas y depósitos de colapso, que indican la existencia de estos movimientos en masa. Dentro de la caracterización morfotectónica se determinó que la cuenca de Quito-Guayllabamba actúa en un régimen transpresivo dextral debido a la interacción de los sistemas de fallamiento activo de Quito y Guayllabamba. A través de estudios morfoestructurales se logró definir que el levantamiento de Bellavista-Catequilla, sobre el que se encuentran los escarpes de San Francisco y Oyacoto, se dio debido a la influencia del fallamiento inverso del sistema de fallas de Quito. A su vez dicho levantamiento somete a las pendientes a un ángulo crítico y las predispone a desprenderse. Para este movimiento, además, se realizó el cálculo del volumen del material removido dando como resultado 569 millones de metros cúbicos, indicando que este correspondería a un movimiento en masa extremadamente grande. Además, los estudios tefroestratigráficos que se realizaron en las muestras de tefras volcánicas recolectadas en la zona de estudio, fueron comparados con los resultados de tefras marcadores estratigráficos de las cuales se conoce la edad debido a la información obtenida en estudios previos, logrando establecer una edad de ocurrencia para estos movimientos en masa, en aproximadamente 10ka. El presente proyecto de investigación fue desarrollado en el marco de cooperación investigativa de las universidades EPN, USFQ, FLACSO y universidades del Reino Unido a través del Proyecto

Internacional *Tomorrow's Cities*, que busca la construcción de espacios más seguros en el Distrito Metropolitano de Quito. En la zona de estudio se encuentran asentamientos urbanos en los escarpes y depósitos coluviales por lo que es indispensable conocer los eventos geológicos que influyen a la zona para poder desarrollar acciones que gestionen el riesgo.

## ABSTRACT

The Ecuador corresponds to an active margin characterized by the subduction of the Nazca plate under and the South American plate. This process generates crustal movements that are responsible for the regional and local active faults, as well as the active volcanic arcs and orogenic belts. The regional characteristics of the Ecuadorian territory also predisposes it to the occurrence of large mass movements. Large mass movements can remove volumes of material up to millions of cubic meters and its occurrence is related to tectonically active orogenic belts, volcanic arcs and active regional faults. Nonetheless, in the country there has not been yet carried out enough studies to truly characterize them or its tectonic context. In this sense, this research project focuses on determining the temporal and spatial occurrence of mass movement events within the dynamic context of the northern zone of the Quito and Guayllabamba intermountain basins. The morphological and lithostratigraphic data here obtained will be used to develop a geological model in the study area that explains the spatio-temporal evolution of the deposits generated by the mass movements and the factors that originated them. In the eastern flank of the Bellavista-Catequilla anticline fold, related to the northern segment of the Quito reverse fault system, there are the San Francisco and Oyacoto zones. In these zones some of the morphologies identified were: scarps, cracks, collapse deposits, interpreted as proof of the existence of mass movements. Concerning the morphotectonic characterization, it was determined that the Quito-Guayllabamba basin acts within a dextral transpressive regime caused by the interaction of the active fault systems of Quito and Guayllabamba. By means of morphostructural studies it was possible to outline that the Bellavista-Catequilla uplift, on which the San Francisco and Oyacoto escarpments are located, was produced by the influence of the reverse faulting of the Quito fault system. Likewise, it was determined that the mentioned uplift causes the slopes to have a critical angle and predisposes them to collapse. The volume of removed material in this event was estimated on 569 million m<sup>3</sup>, indicating that the last would correspond to an extremely large mass movement. In addition, the tephrostratigraphic studies conducted in the volcanic tephra samples collected in the study area, were compared with stratigraphic marker tephras, with previously defined ages. The results suggested an age of occurrence of these mass movements of approximately 10ka. This research project was developed within the framework of research cooperation between the Ecuadorian institutions EPN, USFQ, FLACSO and universities of the United Kingdom through the International Project "Tomorrow's Cities", which seeks to build safer spaces in the "Distrito Metropolitano de Quito". In the study area, there are urban settlements on the escarpments and colluvial deposits of mass movements. Since it constitutes a risk for some

Quito communities, it is essential to study the geological events that affect the area and develop actions that manage the risk.

# CAPITULO 1

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 ANTECEDENTES

El margen ecuatoriano corresponde a un margen activo en el que la convergencia oblicua de la placa Nazca subducida bajo la placa Sudamericana genera movimientos corticales que producen fallas activas tanto regionales como locales (Alvarado et al., 2014). Además, este movimiento entre placas además ocasiona la ocurrencia de rasgos morfológicos y tectónicos importantes como el Valle Interandino (VI), (Winkler et al., 2005). El VI es un rasgo morfológico limitado al este (E) por la Cordillera Real (CR) y al oeste (O) por la Cordillera Occidental, está conformado por una serie de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, cuya evolución geológica presenta un relleno sedimentario de edad Mioceno Tardío hasta Holoceno (Villagómez, 2003). Así mismo, el VI puede ser dividido en dos grandes secuencias separadas por una discordancia mayor: la secuencia inferior depositada en un leve régimen extensional E-W, desde el Pleistoceno Tardío al Pleistoceno Temprano y la secuencia superior depositada desde el Pleistoceno Medio al Holoceno en un régimen compresional E-W (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

La cuenca Quito-Guayllabamba está localizada dentro del VI, en esta cuenca interactúan dos sistemas de fallas: el sistema de fallas inversas de Quito (SFQ) y el sistema de fallas transcurrentes de Guayllabamba (GFS) (Alvarado et al., 2014). Los marcadores estructurales y estratigráficos como: cambios de drenaje, canales abandonados, discordancia entre depósitos lacustres-suelo y las superficies cuaternarias deformadas evidencian el control tectónico de la falla de Quito. Esta falla ha generado una serie de pliegues de crecimiento activo con tendencia NE que separan a la cuenca de Quito del área de los Valles con una diferencia de altura de 400 metros aproximadamente. Este modelo cinemático enfatiza el papel de los sistemas de fallas de Quito y Guayllabamba en la geodinámica de las subcuencas en donde se encuentra asentada la ciudad de Quito (Alvarado, et al., 2014), jugando un papel muy importante respecto a la ocurrencia de fenómenos de remoción en masa (FRM) (Robalino y Pullas, 2018).

En el presente proyecto de investigación se han estudiado los posibles grandes movimientos en masa (MM) San Francisco y Oyacoto, los cuales están ubicados al norte de la ciudad de Quito y al oeste de la ciudad de Guayllabamba, se encuentran en un rango de alturas de entre de 1830-2099 msnm (más bajas dentro del Distrito



Metropolitano de Quito). Las pendientes de estos posibles MM San Francisco y Oyacoto son pronunciadas (Robalino y Pullas, 2018) y varían entre 15-35° (Rivera et al., 2017) y se encuentran asentados sobre litologías holocénicas en las que se pueden encontrar: depósitos coluviales, cangahua, depósitos piroclásticos y lahares (Villagómez, 2003).

La combinación de parámetros geológicos y geomorfológicos determinan la exposición de la zona de San Francisco y Oyacoto a una susceptibilidad muy alta, alta y moderada a que ocurran FRM (Robalino y Pullas, 2018). La susceptibilidad es una propiedad del terreno que indica que tan favorable son las condiciones locales para que pueda ocurrir un FRM (Municipio del DMQ, 2015), se le otorga una valoración cuantitativa y cualitativa del volumen, la clasificación y distribución de material removible que puede suceder en determinada zona (Eras, 2014). Es necesario acotar que la susceptibilidad no especifica el momento en el cual se va a generar un FRM y tampoco predice el tipo de FRM que se va a desencadenar (Robalino y Pullas, 2018). En San Francisco y Oyacoto se ha podido evidenciar actividad reciente de FRM cuya ocurrencia no ha sido a gran escala, estos presentan diferentes ciclos de reactivación y se han identificado los siguientes: desprendimientos o caídas, vuelcos, expansiones laterales, flujos, deslizamientos rotacionales, deslizamientos traslacionales (Fig. 1.1).

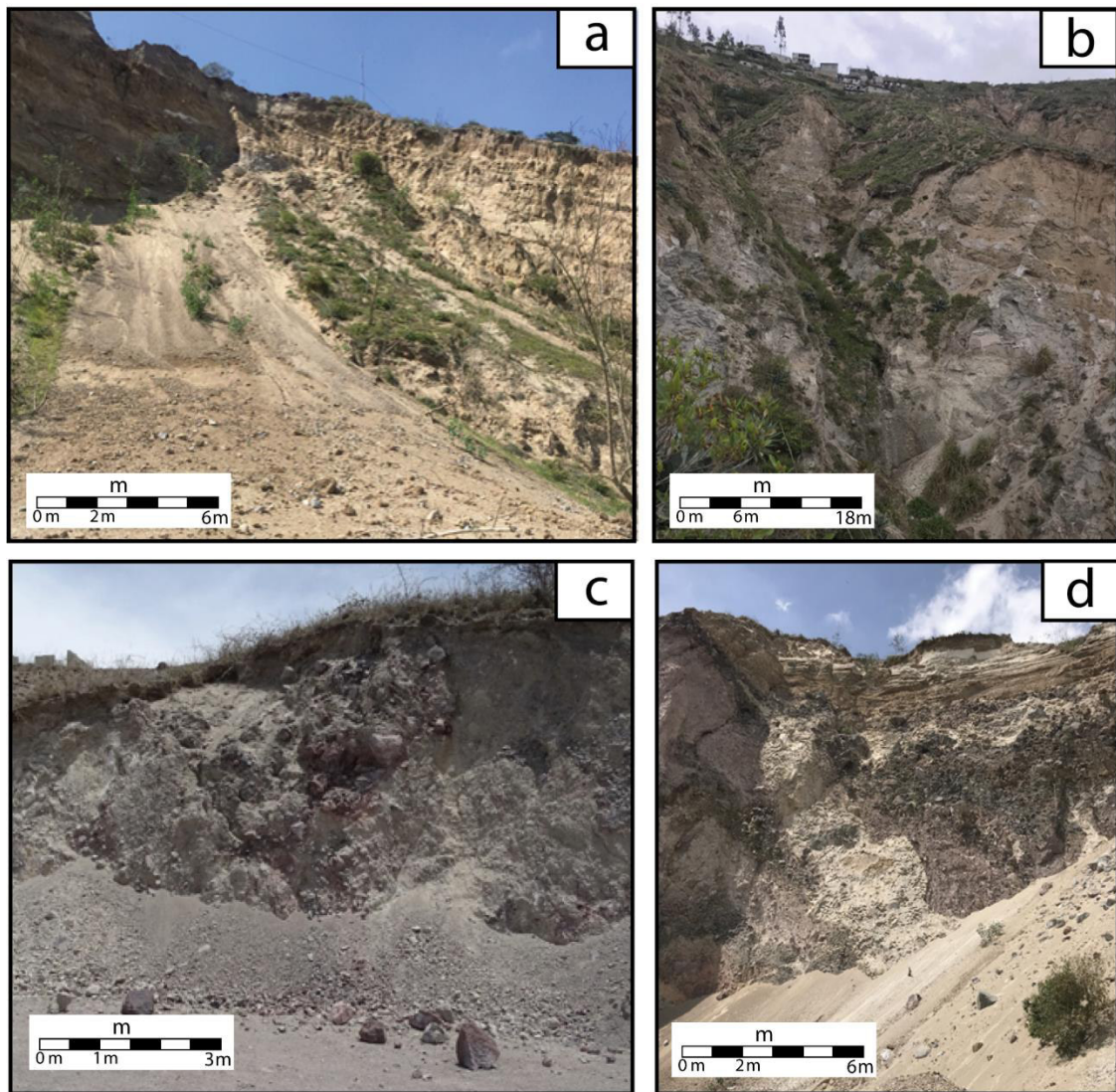


Fig. 1. 1 a) Colapso de talud dentro del escarpe San Francisco, Barrio Bellavista. b) Flujo de detritos dentro del escarpe San Francisco, Barrio Laderas de San Francisco. c) Caída de bloques dentro de los depósitos coluviales de Oyacoto, Panamericana Norte vía Guayllabamba. d) Desprendimiento de material en el escarpe de San Francisco, Barrio Laderas de San Francisco.

## 1.2 Planteamiento del Problema

La dinámica de la cuenca de Quito y Guayllabamba es controlada por la interacción entre el segmento norte del sistema de fallas de Quito y el sistema de fallas de Guayllabamba generando rasgos morfológicos como los plegamientos. El ejemplo de este tipo de morfologías plegadas es la loma Bellavista-Catequilla (Pacheco, 2013). Las asociadas al fallamiento inverso y el fallamiento transcurrente han influenciado en el posible colapso gravitacional del pliegue Bellavista-Catequilla y la posible generación de dos grandes movimientos en masa en las zonas de San Francisco y Oyacoto (Fig. 1.2) ubicados en la parroquia Calderón al norte del DMQ. Esto puede ser evidenciado en

estructuras asociadas al colapso de pliegues como: bloques disturbados que presentan fallas normales gravitacionales dentro de los depósitos holocénicos, grietas extensionales y depósitos coluviales sobre los cuales están asentados los barrios: Laderas de San Francisco, Planadas, Terrazas de Bellavista, San Francisco de Oyacoto, San Miguel del Común y Santa Ana.

Hasta la escritura del presente proyecto de investigación no ha sido considerada la posibilidad de que los rasgos morfológicos encontrados en los sectores de Oyacoto y San Francisco correspondan a grandes movimientos en masa, relacionados a la dinámica del pliegue Bellavista-Catequilla, cuyo levantamiento inició en el Pleistoceno Medio (Villagómez, 2003). Es así que no existen estudios previos que afirmen la existencia de estos dos grandes movimientos en masa, ni su edad de generación. En la presente investigación se plantea la utilización de la correlación tefro-estratigráfica entre las secuencias que afloran en el escarpe y los depósitos encontrados dentro de los bloques removidos del coluvial, para comprender parte de la evolución espacio temporal de estos grandes movimientos en masa. Adicionalmente, la combinación de esta correlación junto con el análisis morfológico y estructural servirán para generar y proponer un modelo geológico de colapso relacionado con el levantamiento y deformaciones producidas por la interacción de los sistemas de fallas Quito y Guayllabamba.

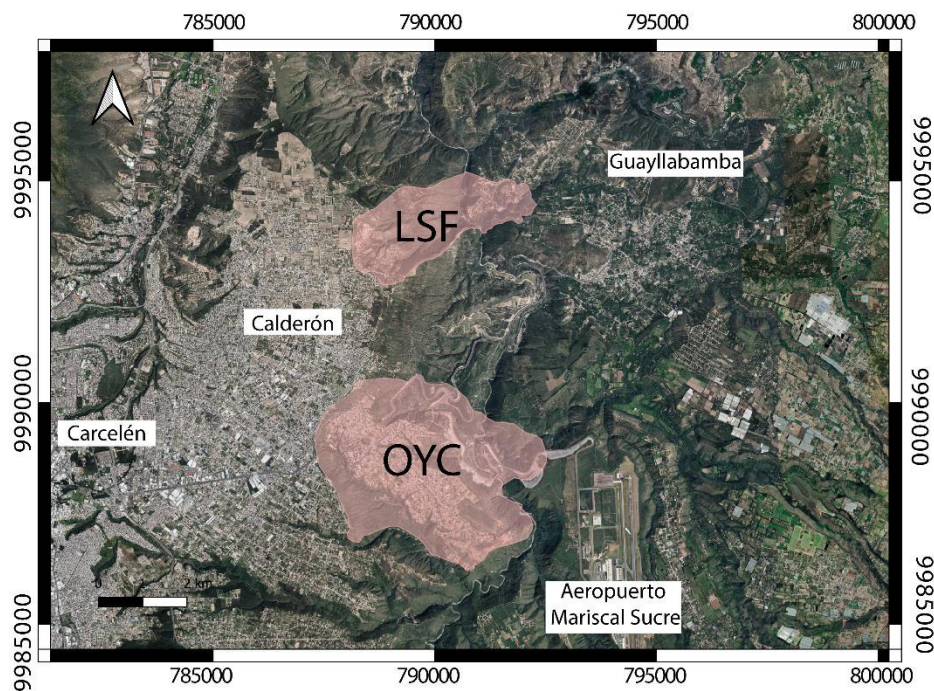


Fig. 1. 2. Imagen satelital de la zona noroccidental del Distrito Metropolitano de Quito en donde se encuentran albergados los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco. OYC: Oyacoto; LSF: San Francisco.

La importancia de comprender el dinamismo de estos posibles grandes MM radica en que varios barrios se encuentran asentados en los sectores de Oyacoto y San Francisco como: Laderas de San Francisco, Planadas, Terrazas de Bellavista, San Francisco de Oyacoto, San Miguel del Común y Santa Ana. En el caso de una reactivación futura estos asentamientos poblacionales podrían verse amenazados.

### **1.3. Hipótesis**

Los grandes movimientos de masa de Oyacoto y San Francisco están relacionados al colapso parcial del plegamiento activo Bellavista-Catequilla asociado al sistema de fallas inverso de Quito, así como a la dinámica transcurrente del sistema de fallas de Guayllabamba.

### **1.4 Objetivo General**

Proponer un modelo geológico para comprender la dinámica del colapso de los grandes movimientos de masa Oyacoto y San Francisco asociados a la dinámica de los sistemas de fallas Quito-Guayllabamba a través de un estudio lito-tefro-estratigráfico y morfo-estructural.

### **1.5 Objetivos Específicos**

- Realizar el levantamiento de datos geológicos: tefro-estratigráficos, morfo-estructurales de tefras volcánicas en la zona de estudio.
- Realizar análisis modal estadístico en microscopio petrográfico de las muestras de tefras volcánicas para la correlación de los depósitos de colapso.
- Analizar la geoquímica de las tefras marcador *in situ*, así como en las tefras Holocénicas post colapso para la correlación con las secuencias del escarpe de los grandes movimientos en masa.
- Correlacionar espacio temporalmente los datos tefro-estratigráficos y morfo-estructurales para comprender la evolución de los colapsos.
- Generar un modelo geológico a través del análisis e interpretación de la información geológica con la finalidad de comprender la evolución dinámica de los movimientos en masa en relación al sistema de fallamiento.

## 1.6 Justificaciones

### 1.6.1 Teórica

Los posibles grandes movimientos en masa San Francisco y Oyacoto pueden corresponder a macro avalanchas de escombros superficiales extremadamente rápidas, las cuales ocurren en zonas de pendientes empinadas durante un evento único, están asociados a depósitos poco cohesivos que bajo condiciones de estrés superficial se desprenden formando este tipo de estructuras (Hung et al., 2014). La mayoría de los movimientos de masa terrestres más grandes del planeta están agrupados en cinturones montañosos tectónicamente activos y arcos volcánicos identificados por Korup et al (2007) en las zonas de los Alpes europeos, Alpes del sur de Nueva Guinea, Himalaya, Pamir y las cordilleras americanas, en donde la mitad de los grandes movimientos en masa ocurren en la parte más empinada de estos paisajes. Otro ejemplo, es la avalancha de rocas de Saidmarreh que es el deslizamiento de tierra no volcánico más grande encontrado en la superficie del planeta, producido debido al desprendimiento de los depósitos que formaban parte del anticlinal de Kabir Kuh, el cual se encuentra dentro del pliegue de Zagros en Irán y cuya deformación tectónica se asocia a la colisión de las placas Arábigo-Euroasiática. Este gran deslizamiento se produjo en un solo evento, en donde el único mecanismo capaz de generarlo debió ser un gran terremoto, típico de la zona del pliegue de Zagros, además fue favorecido por factores que permitieron la ruptura de la pendiente del anticlinal como: la diferencia estratigráfica de los depósitos, alta continuidad estructural, diferencias de resistencia al corte de los estratos, deformación tectónica y la incisión de los ríos en el pie del anticlinal (Roberts et al., 2013). Con estos ejemplos podemos evidenciar que la interacción entre el levantamiento tectónico y procesos erosivos superficiales producen el alivio suficiente para predisponer las pendientes a deslizamientos catastróficos en grandes escalas.

La correlación tefro-estratigráfica entre las secuencias que afloran en el escarpe y los depósitos encontrados dentro de los bloques removidos del coluvial, permitirá comprender parte de la evolución espacio temporal de estos posibles grandes movimientos en masa. Adicionalmente, la combinación de esta correlación con el análisis de la morfología y datos estructurales, ayudará a generar un modelo geológico de colapso relacionado con el levantamiento y deformaciones producidas por los sistemas de fallas que se encuentran en la zona.

## 1.6.2 Práctica

Debido al rápido crecimiento de las zonas urbanas, barrios como Laderas de San Francisco, Planadas, Terrazas de Bellavista, San Francisco de Oyacoto, San Miguel del Común y Santa Ana se han asentado en zonas de escarpe y depósitos de colapso dentro de estos posibles grandes MM, los cuales están conformados por materiales volcanosedimentarios y piroclásticos poco cohesivos lo que los hace susceptibles a generar derrumbes, caídas y flujos de diferente magnitud. Los terrenos se vuelven más inestables una vez que el sector comienza a poblarse, con la apertura de vías de acceso a los terrenos, mal uso de aguas servidas, falta de canalización de aguas lluvias, y la explotación de canteras clandestinas de materiales pétreos han contribuido a la generación de colapsos e intensos procesos erosivos (Rivera et al., 2017).

Con la información generada a través del estudio de los posibles grandes movimientos en masa se podrá aportar a un futuro análisis del riesgo geológico al que se exponen cientos de familias asentadas en esta zona, lo cual constituyen una herramienta útil para el gobierno local.

## 1.7 Alcance

Para el presente estudio se ha realizado un mapeo geológico a escala 1:200000, en el que se incluyen cortes geológicos, columnas estratigráficas en los escarpes, columnas estratigráficas en el material removido, columnas estratigráficas de los depósitos periclinales *in situ*, muestreo de los depósitos de tefras de los escarpes y del material removido.

Para el levantamiento de datos estratigráficos se ha procedido a realizar un recorrido alrededor de los escarpes de los posibles grandes MM así como de las zonas en las que se intuía que existía material removido proveniente de los escarpes teniendo un total de 28 afloramientos. El recorrido se ha realizado en más de 45 km<sup>2</sup> lográndose encontrar depósitos existentes en la parte norte de la cuenca de Quito y la cuenca de Guayllabamba. Durante las visitas de campo se tomaron las medidas de dirección y buzamiento de los planos de falla, orientación de los plegamientos, tipos de contactos, información sobre movimientos en masa como: grietas, volcamientos, caídas, deslizamientos. A la final esto ha permitido obtener una base de datos estructurales y un inventario de movimientos en masa recientes de la zona.

Además de la toma de datos estructurales y estratigráficos, se realizó un reconocimiento de los depósitos aflorantes, para lo cual se tomó muestras de capas y lentes de tefras volcánicas en los afloramientos. No se tomó muestras en todos los afloramientos debido

a que no se encontraron capas o lentes de tefras, mientras que en otros afloramientos que representaban gran interés se pudo recuperar más de una muestra, teniendo un total de 43 muestras de 28 afloramientos. Estas muestras fueron recolectadas a lo largo de los escarpes, depósitos coluviales, terrazas y zonas periclinales de los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto.

La importancia de recolectar las tefras volcánicas es que proporcionan un registro o expediente completo del vulcanismo y de las tasas de recurrencia de erupciones durante el Cuaternario o periodos previos (Lowe, 2011). Las capas y lentes de tefra son parte del material piroclástico expulsado durante un periodo eruptivo de un volcán, estas llegan a recorrer decenas de kilómetros desde su fuente y se pueden depositar en grandes volúmenes, convirtiéndolas así en un material de fácil localización y acceso (Vallejo, 2019), por lo que se pudieron identificar y recolectar dentro de la zona de estudio. Una vez recolectadas las muestras de tefra se procedió a analizarlas en microscopio binocular y petrográfico y someterlas al análisis de espectrometría de masas, con el fin de obtener una base de datos mineralógica, petrográfica y geoquímica de las muestras de tefras depositadas dentro del área de estudio. La base de datos de los análisis mineralógicos y petrográficos integrados con los análisis geoquímicos permite realizar un esquema de la columna general de los depósitos de los posibles MM San Francisco y Oyacoto.

Además de la información tefro-estratigráfica se tiene como base de datos para el proyecto de investigación imágenes de modelos digitales de elevación de terrenos (MDE) del Distrito Metropolitano de Quito otorgadas por el proyecto *Tomorrow's cities* las cuales tienen una resolución de 2 metros por pixel, en estas imágenes se realizó un análisis de fotointerpretación logrando así identificar elementos estructurales importantes como: grietas, deformaciones, escarpes, fallas, anticlinales y sinclinales.

Los resultados obtenidos a través del análisis petrográfico y geoquímico de las muestras de tefras volcánicas y la información recolectada mediante el análisis foto interpretativo del MDE en el que se consiguieron datos estructurales y morfológicos se han integrado, permitiendo de esta manera correlacionar diferentes depósitos y lentes de tefras volcánicas localizadas a lo largo de los escarpes y material removido (coluviales) de los posibles MM San Francisco y Oyacoto. Así mismo ha posibilitado asociar estos depósitos con capas de tefras cuya fuente volcánica de procedencia y edad de depositación son conocidas y han sido identificadas en estudios previos.

La correlación e identificación de las muestras de tefras volcánicas han permitido generar un modelo geológico de colapso. Este modelo geológico explica de manera

gráfica la evolución a través del tiempo del colapso de estos posibles MM San Francisco y Oyacoto, ubicados en la parte norte de la cuenca de Quito y la cuenca de Guayllabamba y su probable ocurrencia relacionada a la influencia de la dinámica de los sistemas de fallamiento activo SFQ y SFG.

## 1.8 Descripción de la zona de estudio

### 1.8.1 Localización

Los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto se localizan en la zona norte del DMQ. El posible gran MM San Francisco se encuentra en la Parroquia Calderón dentro de los barrios Laderas de San Francisco, Planadas y Terrazas de Bellavista. El escarpe San Francisco (Fig. 1.3) se encuentra entre UTM 17S 788982/9992582 y UTM 17S 788303/9994219 y el desprendimiento de material se ha removido a través de sus pendientes que varían entre los 15-35° (Rivera et al., 2017).

El escarpe del posible gran MM Oyacoto (Fig. 1.3) ubicado en la parroquia Calderón se encuentra dentro de los barrios San Francisco de Oyacoto, San Miguel del Común y Santa Ana entre UTM 17S 788113/ 9987197 y UTM 17S 788102/ 9990393 (Rivera et al., 2017).

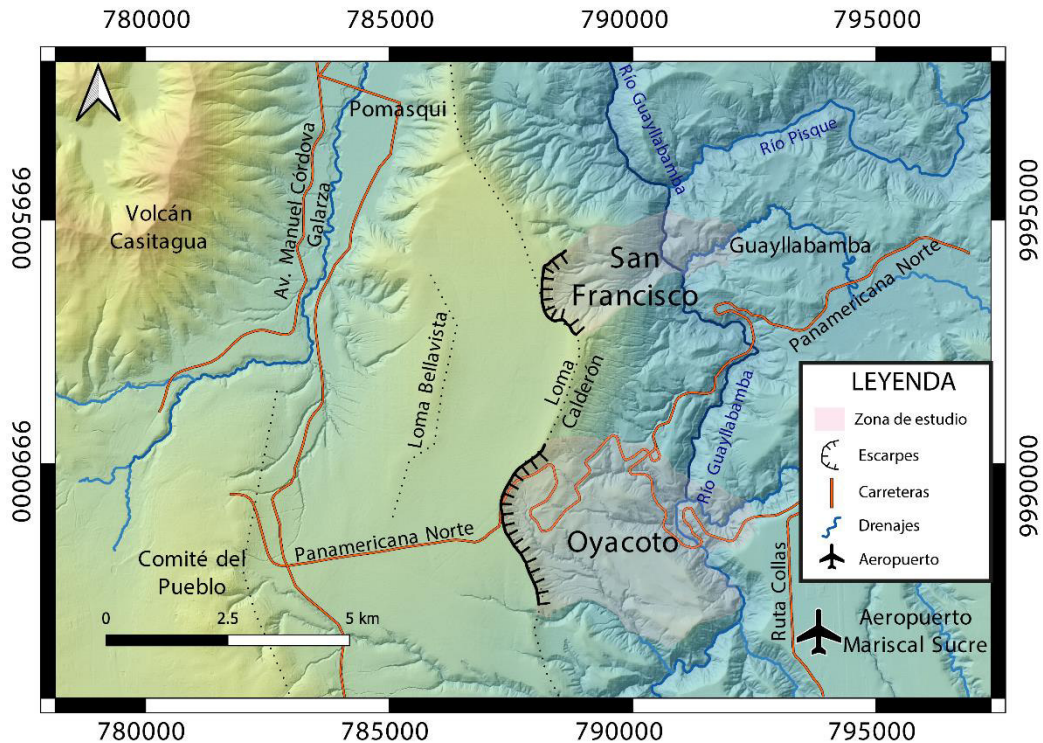


Fig. 1. 3. Mapa de ubicación de los escarpes de los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco.



### **1.8.2 Acceso**

El acceso hacia el escarpe del posible gran MM San Francisco en vehículo toma aproximadamente 30 minutos desde la entrada de Calderón tomando la vía Marianitas. Se puede acceder desde los barrios Laderas de San Francisco, Planadas y Terrazas de Bellavista. Los recorridos dentro del material removido se hicieron a lo largo de la Panamericana Norte e ingresando a la cantera de material pétreo que dotan de material de construcción a la ciudad, ubicada en el puente del río Guayllabamba.

El acceso hacia el escarpe del posible gran MM Oyacoto es a la altura de la Panamericana Norte desde los Km 1 y 2 y toma aproximadamente 5-8 minutos en vehículo, desde el Peaje Oyacoto. Para recorrer el material removido del posible MM Oyacoto se puede hacer desde la ruta Collas o ingresando a los barrios San Francisco de Oyacoto y San Miguel del Común.

La mayoría de los caminos son de tercer orden caracterizados por ser de tierra, trazados en ladera y sin sistemas de alcantarillado. En base a lo mencionado se debe considerar que los recorridos deben realizarse en un vehículo 4x4 debido a que no existe pavimentación, dentro de los barrios Laderas de San Francisco, Planadas, Terrazas de Bellavista, San Francisco de Oyacoto, San Miguel del Común y Santa Ana.

### **1.8.3 Población**

San Francisco y Oyacoto como se ha indicado anteriormente se encuentran dentro de la parroquia Calderón perteneciente al DMQ, esta zona es la que ha tenido mayor expansión y crecimiento población a lo largo de la ciudad que según datos del INEC en el censo del año 2010 llegaba a los 152.242 habitantes. Debido a este crecimiento urbano se ha generado la necesidad de construir viviendas, muchas de estas ubicadas en rellenos de quebradas y laderas, sin permisos de construcción, ni estudios técnicos (Fig. 1.4). Este crecimiento urbano del área y de las construcciones ha generado una mayor demanda de servicios básicos por parte de la ciudadanía, en las que el municipio no puede responder. La mayoría de los barrios de la parroquia Calderón asentados sobre los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco son invasiones y construcciones nuevas, las cuales no cuentan con servicios de agua potable y alcantarillado. Estas viviendas para abastecerse de agua potable cuentan con cisternas y los desechos son expulsados en pozos sépticos (León, 2015).

Todos estos asentamientos ilegales en zonas inestables aumentan el riesgo a la generación y reactivación de movimientos en masa (Rivera et al., 2017), además de exponer a cientos de familias a una situación de riesgo.



Fig. 1. 4. Fotografía de asentamientos poblacionales sobre el escarpe del posible MM San Francisco.

#### 1.8.4 Hidrografía

A lo largo de la cuenca de Quito existen quebradas intermitentes que forman sistemas de drenajes densos, con una evidencia de incisión rápida, especialmente durante la temporada de lluvias (Alvarado et al., 2014). Los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto se encuentran sobre la subcuenca hidrográfica del río Guayllabamba, perteneciente a la vertiente del Pacífico ecuatoriano y forma parte de la cuenca alta del río Esmeraldas (IGM, 2013). Esta vertiente corre varios niveles topográficos que fluctúan entre 80 msnm y 5880 msnm (Rivera et al., 2017).

En el pie de los posibles MM Oyacoto y San Francisco se encuentra el río Guayllabamba (Fig. 1.5). Se puede evidenciar además que existen incisiones de drenajes más pequeños cortando de manera vertical el material removido, en el posible MM Oyacoto se pueden encontrar algunas quebradas con caudal mayor estas son: Tumahuco, Umayaku y Rumilahuaycu (IGM, 2013).

El río Guayllabamba presenta un caudal medio diario de 33 m<sup>3</sup>/s (Orellana, 2015), es alimentado por deshielo del material glaciar proveniente de las cordilleras por lo que en épocas de invierno, las bajas temperaturas no permiten el deshielo y el caudal del río puede disminuir su nivel de los cursos principales, esto se presenta en los meses de septiembre y octubre (Orellana, 2015). Existe una red de afluentes del río Guayllabamba que cortan de manera vertical el material removido de los posibles MM (Fig. 1.5).

La tensión generada por la interacción de los ríos a los pies de los posibles MM ha crecido de manera lateral y vertical. Estas incisiones fluviales del río Guayllabamba en formaciones aluviales y lacustres pudieron haber contribuido en el desprendimiento de material generando grandes MM.

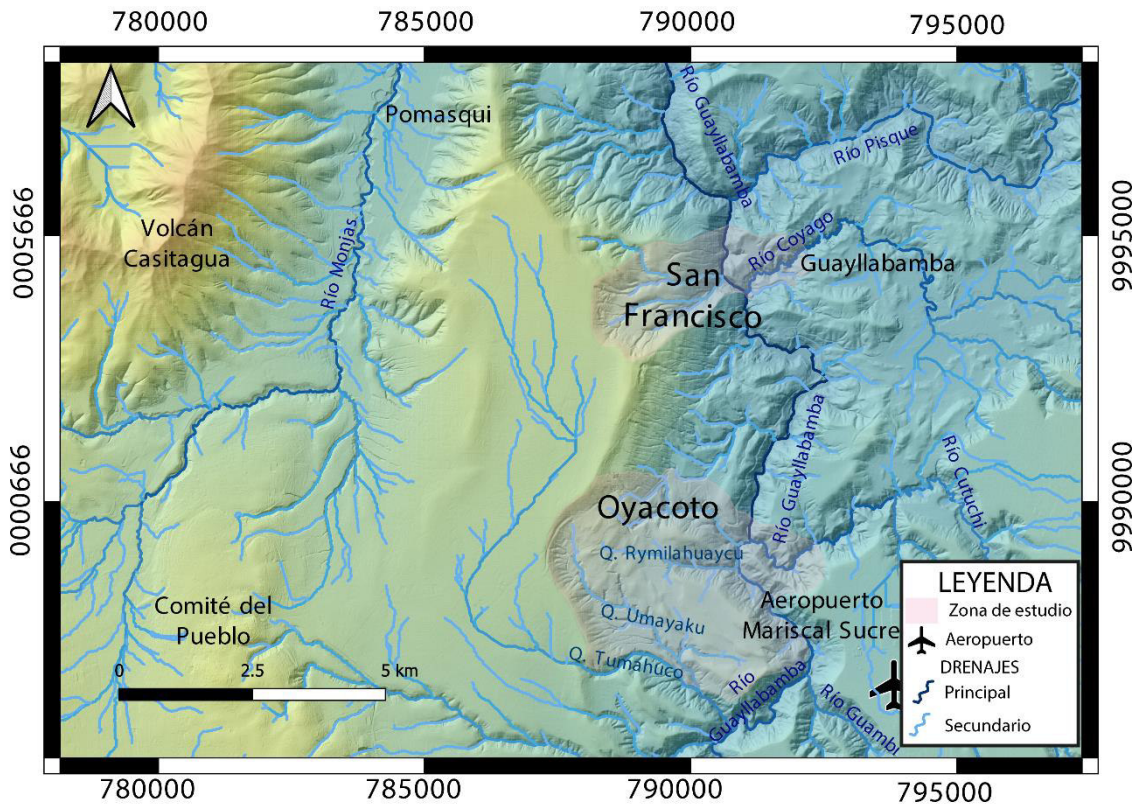


Fig. 1. 5. Mapa de red hidrográfica de la subcuenca del río Guayllabamba

### 1.8.5 Clima

La región interandina en la que se encuentra la cuenca Quito-Guayllabamba cuenta con un clima ecuatorial caracterizado por dos épocas: lluviosa y seca, definidas en función al régimen pluviométrico. Los cambios climáticos globales y locales han modificado la intensidad, duración y frecuencia de estos eventos (Rivera et al., 2017).

El régimen pluviométrico esta medido en milímetros de agua caídos por unidad de superficie, estos pueden ser medidos por su altura pluviométrica en intervalos de tiempo largos (días, meses o años) o por su intensidad en intervalos de tiempos cortos (desde minutos hasta varias horas) (Noni & Trujillo, 1986).

La intensidad y periodicidad de estas precipitaciones están condicionada por el comportamiento de los patrones meteorológicos locales. La precipitación media multianual del DMQ es de 1126,7 mm, donde las precipitaciones máximas se dan al sur de la ciudad y disminuyen hacia el norte. En esta zona se pueden identificar dos épocas

lluviosas una presente de febrero a mayo y otra de octubre a noviembre. Los meses de junio hasta agosto presentan menores precipitaciones en los que hay días de mayor insolación y poca cantidad de lluvia (Rivera et al., 2017).

El clima dentro de las zonas donde se ubican los posibles MM San Francisco y Oyacoto, en la parroquia de Calderón es principalmente seco con pocas lluvias con un promedio de precipitaciones anuales de entre 600-900mm (Salazar, 2014). Se pueden presentar ocasiones con altas intensidades pluviométricas que producen erosión laminar y generan flujos de lodo (Rivera et al., 2017), funcionando precisamente como mecanismos disparadores de los movimientos en masa.

## CAPITULO 2

### 2. CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 Contexto Geodinámico

El Ecuador se encuentra dentro de un margen continental activo caracterizado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana desde el Mioceno, aproximadamente 26 millones de años hasta el presente, a una velocidad de 56 mm/año con una dirección de convergencia de 83° N (Yepes et al., 2016), esta geodinámica además se ve influenciada por el choque de la cordillera submarina de Carnegie desde hace 2-8 Ma (Gutscher et al., 1999). Esta dinámica entre las placas en las latitudes ecuatoriales sería la responsable del movimiento con dirección NNE de un sub-bloque del Ecuador, conocido como *Silver Nor Andino* (SNA), con respecto al movimiento de la placa Sudamericana (Gutscher et al., 1999), con una tasa de 9 mm/año (Yepes et al., 2016), lo que implica una gran influencia en el desarrollo del volcanismo continental (Pennington, 1981) y cuencas intramontañosas (Lavenue et al., 1992). Toda esta configuración está dominada por un sistema de fallas activas, con estructuras viejas, en parte reactivadas por el empuje del SNA cuyo resultado genera fallas inversas, cabalgamientos e imbricaciones que añaden complejidad a las estructuras (Hungerbühler et al., 2002).

El movimiento del SNA produce desplazamientos dextrales en fallas regionales como el sistema Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), (Yepes et al., 2016). Estos sistemas de fallas transcurrentes forman parte del límite este del BNA, configurando la zona central del Ecuador con una estructura geológica importante conocida como Valle Interandino (VI) (Lavenue et al., 1995; Winkler et al., 2005). El VI es una estructura geológica caracterizada como *restraining bend* cuyo ancho no supera los 30km y tiene cotas que llegan hasta ~2200-3000 metros sobre el nivel del mar (msnm), está limitado por dos cadenas paralelas de dirección N-S que pueden tener hasta ~4000-4400 msnm, la cadena ubicada al este del VI es la Cordillera Real y al oeste es la Cordillera Occidental (Fig. 2.1) (Yepes et al., 2016).

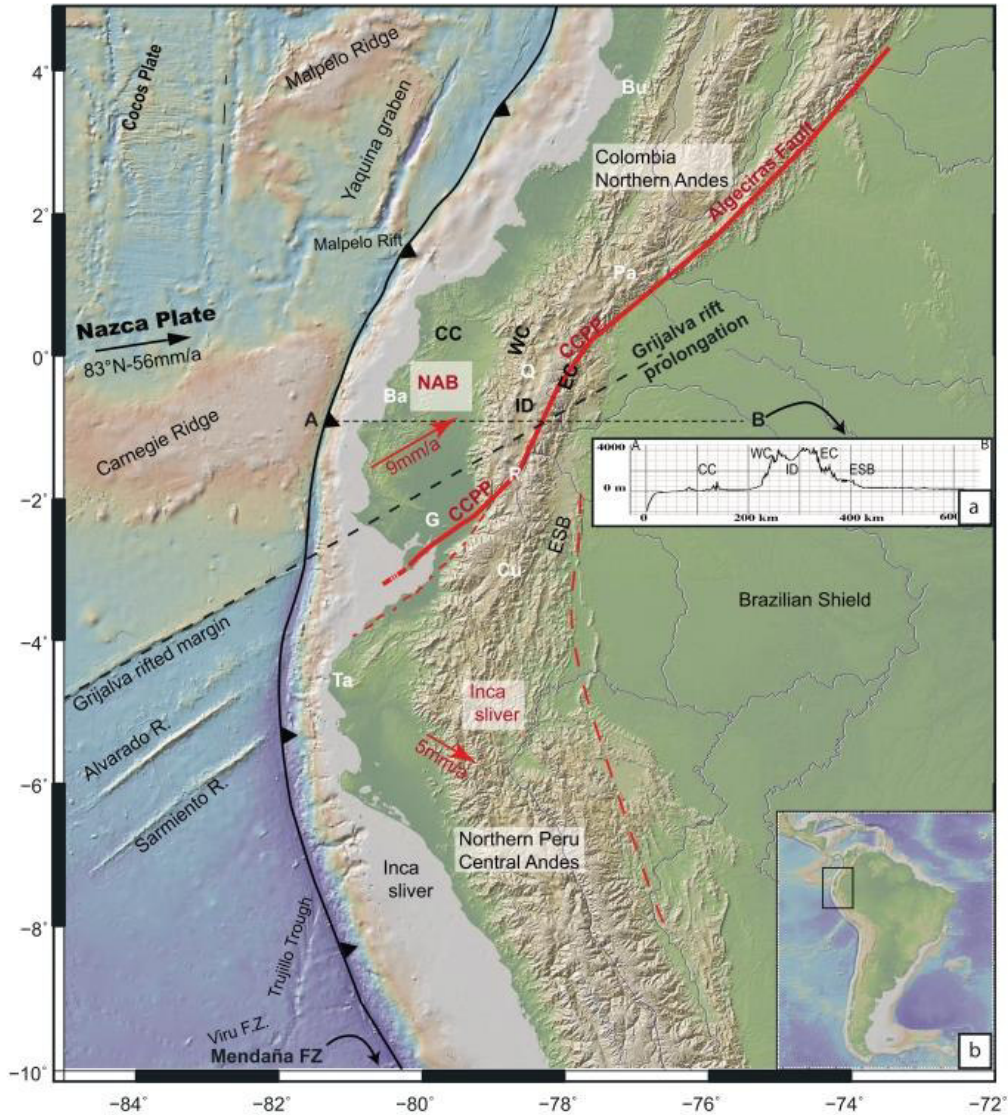


Fig. 2. 1. Configuración geodinámica del Ecuador, la figura representa la subducción de la placa de Nazca y el *ridge* o dorsal de Carnegie bajo la placa Sudamericana. Además se grafica el movimiento NNE del SNA y su límite oriental el sistema de fallas CCPP. Las ciudades principales se representan con letras blancas: Bu= Buenaventura; Pa= Pasto; Q= Quito; R= Riobamba; B= Bahía; G= Guayaquil; Cu= Cuenca; Ta= Talara. CC= Cordillera Costera; WC= Cordillera Occidental; ID= Valle Interandino; EC= Cordillera Oriental; ESB= Cinturón sub andino occidental; AB= Cuenca Amazónica. (Yepes et al., 2016).

### 2.1.1 Geología de la Cordillera Real

La Cordillera Real (CR) u Oriental está conformada por cinturones alargados de rocas metamórficas de bajo grado pertenecientes a las divisiones: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, los cuales están separados por grandes fallamientos regionales

conocidos como: Peltetec, Frente Baños, Llanganates y Cosanga-Méndez (Aspden et al., 1992; Litherland et al., 1994) (Fig. 2.2).

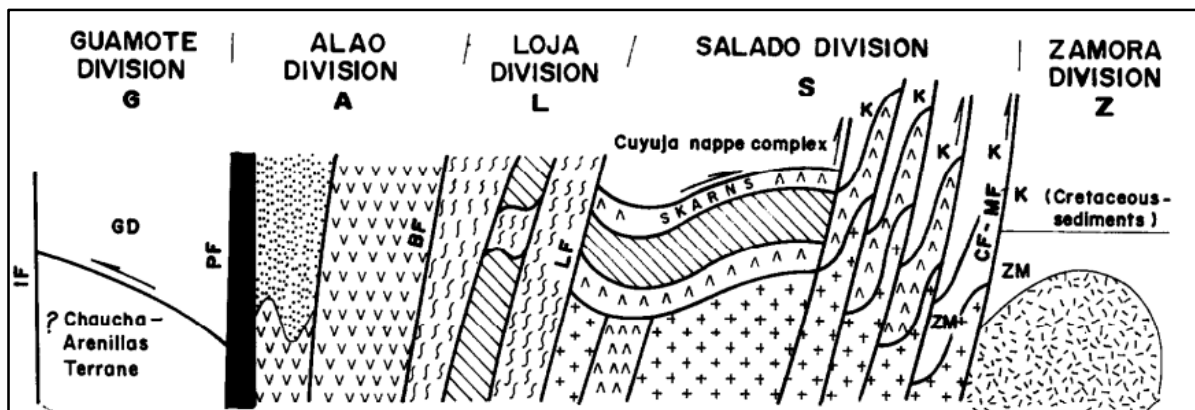


Fig. 2. 2. Sección esquemática a través de la CR, representando las divisiones y los fallamientos regionales. PF: Falla Peltetec; BF: Frente Baños; LF: Falla Llanganates; CF-MF: Falla Cosanga-Méndez (Aspden et al., 1992).

Las rocas de la Cordillera Real se ven afectadas por un magmatismo que intruyó a los granitoides tipo S durante el Triásico Superior (200-220 Ma) (Litherland, et al., 1994) en sedimentos paleozoicos, este tipo de granitoides se forman en magmas derivados de la fusión parcial de rocas metasedimentarias y es típico de zonas orogénicas en donde la meteorización superficial ingresa a la fuente enriqueciendo al magma en minerales peraluminicos (Winter, 2001). Adicional durante el Jurásico (150-190 Ma) se intruyó a los granitoides tipo I dentro de sedimentos triásicos y paleozoicos (Aspden, et al., 1992) (Litherland, et al., 1994), los granitoides tipo I provienen de magmas derivados de la fusión parcial de mantos máficos y corteza inferior, típico de márgenes continentales de placas (Winter, 2001).

Al oeste de la falla Peltetec se encuentra la división Guamote que se compone por rocas metamórficas de muy bajo grado principalmente cuarcitas y pizarras del Jurásico Superior (150-160 Ma) (Litherland, et al., 1994). La falla Peltetec está marcada por el melange ofiolítico Peltetec, se cree que es una zona de paleo subducción debido a que es el límite entre ambiente continental y marino (Litherland, et al., 1994).

La división Alao se encuentra limitada al oeste por el Frente Baños y al este por la falla Peltetec y se compone por rocas metamórficas de edad Jurásico Superior (Aspden, et al., 1992) de bajo grado en las que se encuentran rocas de arco de islas como son: secuencias ofiolíticas, cherts, filitas, esquistos, rocas verdes (Aspden, et al., 1992) (Litherland, et al., 1994).

La división Loja limitada al este por la falla Llanganates y al oeste por el Frente Baños se compone de granitoides tipo S de la unidad Tres Lagunas (Litherland, et al., 1994), gneises, esquistos pelíticos, anfíbolitas, filitas y cuarcitas. En esta división se puede observar plutones del Triásico superior emplazando sedimentos de origen continental (Aspden, et al., 1992).

La división Salado ubicada al oeste de la falla Llanganates de edad Jurásica 175 Ma (Litherland, et al., 1994), está conformada por rocas metamórficas de bajo grado: esquistos pelíticos, gneises, meta sedimentos, mármoles, además de dioritas y grano dioritas deformadas. Se pueden encontrar rocas de ambiente marino así como plutonismo dentro de las secuencias vulcano-sedimentaria (Aspden, et al., 1992) (Litherland, et al., 1994).

La división Zamora al oeste se ve limitada por la falla Cosanga-Méndez (límite este del tectono metamorfismo andino) consiste esencialmente de rocas ígneas y sedimentarias sin metamorfismo (Litherland, et al., 1994). Pueden observarse granitoides calco alcalinos, lavas calco alcalinas, piroclastos, aunque también se encuentran filitas y mármoles. Fueron formadas en un arco volcánico continental con magmatismo tipo I durante 150-190 Ma intruyendo a sedimentos Triásicos y Paleozoicos (Aspden, et al., 1992) (Litherland, et al., 1994).

Para el presente trabajo de investigación se debe considerar la posible influencia de xenolitos de las unidades que conforman las divisiones Guamote y Alao en el magmatismo cuaternario del VI debido a que son las más cercanas al límite oriental de este declive tectónico.

### **2.1.2 Geología de la Cordillera Occidental**

La Cordillera Occidental (CO o CW, por sus siglas en inglés) del Ecuador presenta una disposición NNE-SSO, tiene un basamento que está conformado por bloques oceánicos alóctonos los cuales fueron acrecionados a la placa Sudamericana durante el Cretácico Tardío (Jaillard et al., 1995; Vallejo, 2009). Estas son rocas volcánicas e intrusivas de composición máfica formadas a partir de arcos de islas y piso oceánico que se encuentran en contacto con depósitos marinos mayormente turbidíticos de edad Cretácico Tardío a Oligoceno (Vallejo, 2009). Las unidades sedimentarias y volcano sedimentarias recubren el basamento alóctono y tienen una organización estructural compleja debido a la actividad producida por las fallas (Hughes & Pilatasig, 2002; Vallejo, 2009). La Fm. Pallatanga la cual hace parte del basamento, aflora en el borde este de la Cordillera Occidental (Almagor, 2019) consiste en lavas basálticas



submarinas y doleritas fuertemente tectonizadas (Boland et al., 2007) con afinidades geoquímicas de plateau oceánico (Mamberti et al., 2003) de edad 84-87Ma (Vallejo, 2009) y las rocas ultramáficas del complejo San Juan (Almagor, 2019). Este bloque fue acrecionado entre los 85-60 Ma (Spikings et al., 2004) a lo largo de una zona de sutura conocida regionalmente como la Falla Calacalí-Pallatanga-Pujilí (Villagómez, 2003). La unidad Macuchi se encuentra en el borde oeste de la Cordillera Occidental (Almagor, 2019), es un arco submarino Eocénico (Vallejo, 2009) que consiste en una serie de rocas volcánicas primarias y volcanoclastos, su composición es basáltica a andesítica (Chiariadia et al., 2009) cuyo origen aún es debatido (Almagor, 2019).

Es importante reconocer las litologías que pertenecen a la CO ya que distinguir sus formaciones será de ayuda para las correlaciones necesarias que se realizarán en la zona de estudio en donde se encuentran los posibles MM San Francisco y Oyacoto que están siendo estudiados en este proyecto de investigación.

## **2.2 Geología del Valle Interandino**

El Valle Interandino (VI) es un elemento morfo estructural importante de los Andes de Ecuador que se extiende desde 2°10'S hasta 0°30'N (Villagómez, 2003) y empezó a formarse desde el Mioceno Tardío-Plioceno (Winkler et al., 2005). Este declive morfológico en forma de sinclinorio (Lavenue et al., 1995) está bordeado por la Cordillera Occidental al oeste y la Cordillera Real al este (Lavenue et al., 1996). Está limitado por fallas asociadas a los principales límites estructurales de la Cordilleras Occidental y Real (sistema de fallas CCPP y falla Pelitetec, Fig. 2.1). Estas estructuras tectónicas en compresión falladas se han identificado a lo largo del VI, muchas de ellas activas desde el pleistoceno (Soulas et al., 1991; Lavenue et al., 1996; Ego et al., 1996; Villagómez 2003; Winkler et al., 2005) y fueron inicialmente establecidas durante la sucesiva acreción de terrenos oceánicos desde el Mesozoico (Villagómez, 2003).

El VI presenta cambios en la orientación por lo que puede ser dividido en tres segmentos (Fig. 2.3.): el segmento norte que incluye a las cuencas de Otavalo y Chota, el cual tiene una dirección NNE; el segmento central el cual está limitado al norte por los volcanes Mojanda y Cusín y al sur por los volcanes Rumiñahui, Pasocha, Cotopaxi e Illiniza, dentro de este segmento se encuentra la cuenca de Quito-Guayllabamba, el cual presenta una dirección NNE y finalmente el segmento sur al que pertenecen las cuencas de Latacunga y Riobamba el cual se presenta una orientación N-S (Villagómez, 2003).

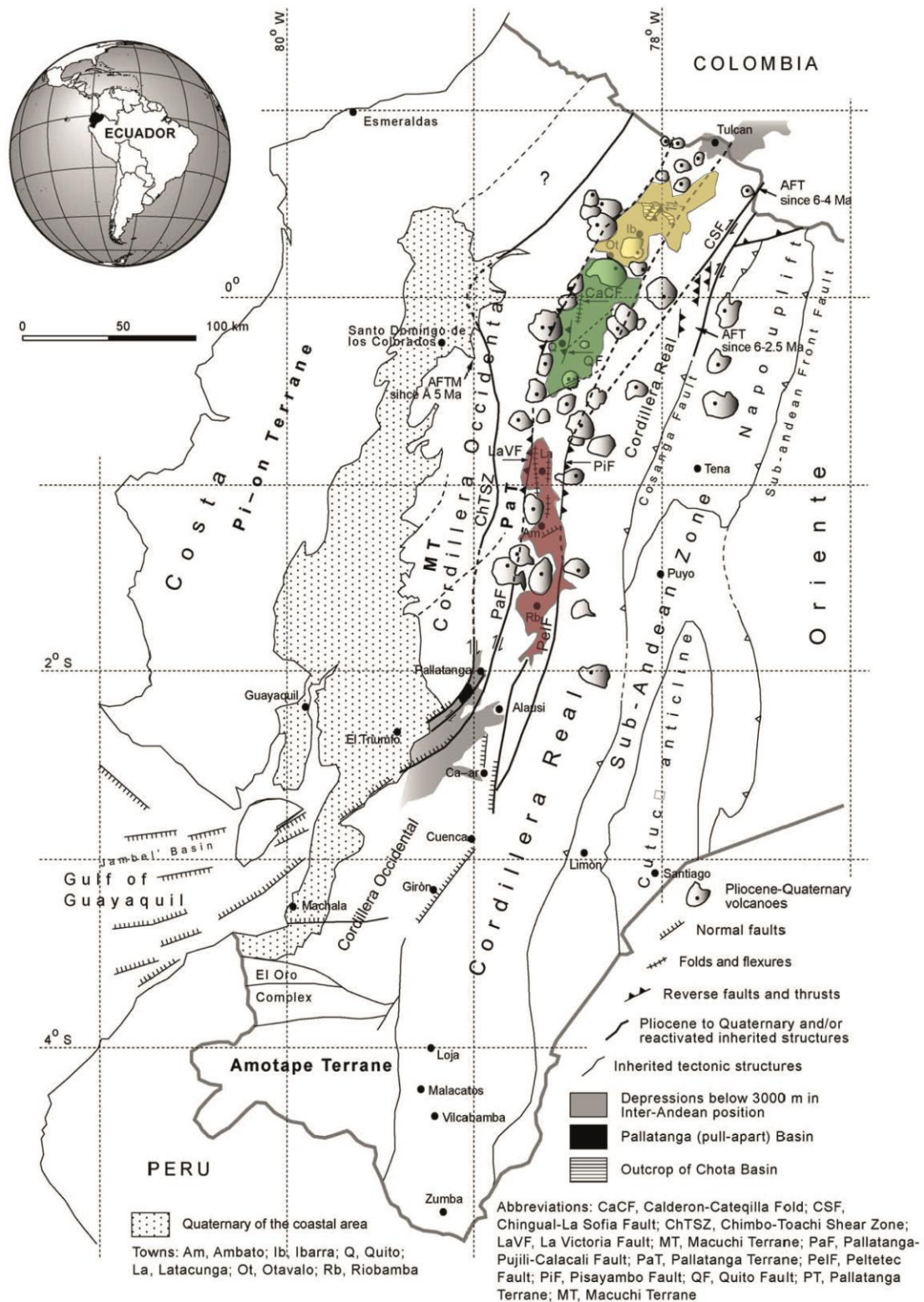


Fig. 2. 3. Esquema tectónico de la estructura del Valle Interandino diferenciando sus tres segmentos, el polígono amarillo muestra el segmento norte en donde se encuentran las cuencas de Otavalo y Chota, el polígono verde indica el segmento central en donde se encuentran la cuenca de Quito-Guayllabamba, el polígono rojo representa el segmento sur en el que se localizan las cuencas de Latacunga, Ambato, Alausí y Riobamba. (Winkler et al., 2005)

Las cuencas de Chota, Quito-Guayllabamba, Latacunga, Ambato, Alausí, Riobamba presentan un relleno sedimentario de edad Mioceno Tardío hasta Holoceno (Winkler et al., 2005). Existen algunas evidencias de que durante las etapas iniciales de la formación de las cuencas, ocurrió una extensión local (Winkler et al., 2005; Villagómez, 2003), empezando posiblemente desde el Norte (Cuenca del Chota) (Winkler et al., 2005), y que luego se dio una inversión compresiva ~E-W, que presumiblemente empezó en el Pleistoceno Medio (Villagómez, 2003).

Los posibles MM San Francisco y Oyacoto se encuentran en el segmento central del VI formando parte de la cuenca de Quito- Guayllabamba por lo que es necesario conocer la geología de dicha cuenca.

### **2.3 Geología de la cuenca de Quito y Guayllabamba**

La cuenca de Quito y Guayllabamba presenta una configuración tectónica controlada por un régimen transpresivo dextral que en el borde occidental genera levantamientos compresionales como las lomas de Bellavista-Catequilla y una semi cuenca *pull-apart* conocida como depresión de Guayllabamba (Villagómez, 2003).

La semi-cuenca *pull-apart* de Guayllabamba empezó a formarse a finales del Pleistoceno (Villagómez, 2003), en una zona donde su formación se atribuye a la interacción del SFQ y el SFG en donde se desarrolló una extensión local que adelgazó la corteza y generó el espacio suficiente para la depositación de sedimentos volcánicos y volcanoclásticos (Legg et al., 2007). Esta dinámica extensional provocó el colapso de los bloques ubicados en los bordes de la cuenca generando una serie de grandes deslizamientos (desde el Pleistoceno Superior-Holoceno hasta la actualidad), estos colapsos produjeron escarpes dentro de la cuenca (Villagómez, 2003). Luego de la extensión local se dio una inversión compresiva de dirección E-O que comenzó durante la depositación de la Fm. Guayllabamba hace aproximadamente 1.0 Ma (Villagómez, 2003).

La cuenca norte de Quito presenta una morfología que corresponde a una estructura plegada sobre una falla inversa ciega de buzamiento oeste (Alvarado et al., 2014) es una estructura levantada 400m respecto a la zona del valle de Los Chillos que presenta una secuencia sedimentaria de ~1000m de espesor, cuyos depósitos presentan edades desde el Plioceno Tardío-Holoceno (Pacheco et al., 2014), comparte una evolución tectónica con la cuenca de Guayllabamba en la que Winkler et al., (2005) propone que el control tectónico principal de la cuenca Quito-Guayllabamba es la deformación compresiva *synsedimentaria*. La tectónica *synsedimentaria* es aquella en donde la

deposición ocurre al mismo tiempo que el tectonismo (Robalino et al., 1990). La cuenca de Quito y la cuenca de Guayllabamba se ven afectadas por dos sistemas de fallamiento activo: el sistema de fallas de Quito (SFQ) y el sistema de fallas de Guayllabamba (SFG). Estos sistemas de fallas activas se reflejan en superficie en los cambios en las morfologías evidenciados en estructuras como pliegues, estos procesos tectónicos siguen ocurriendo en la actualidad por lo que se habla de actividad neotectónica.

Es necesario explicar los procesos neotectónicos que afectan las secuencias estratigráficas de la cuenca de Quito-Guayllabamba por lo que a continuación se explica el funcionamiento del SFQ y el SFG, así como un resumen estratigráfico de los depósitos de esta cuenca.

### **2.3.1 Sistema de Fallas de Quito**

El SFQ está compuesto por fallas inversas ciegas de alto ángulo con un empuje ciego de  $45^{\circ}$  (Fig. 2.4), tiene una longitud de ~60km, aflora en superficie como un sistema segmentado de pliegues en echelón, cada segmento individual tiene un componente principal de compresión y un componente secundario de deslizamiento dextral *strike-slip* (Fig. 2.5), migra hacia el NO conectándose con el SFG (Alvarado et al., 2014). Representa un sistema compresivo caracterizado por estructuras de acortamiento en cada uno de los segmentos de falla en echelón cuya incidencia en superficie se evidencia en el levantamiento de las lomas: Bellavista-Catequilla, Batán-La Bota, Ilumbisí-Puengasí, alargadas en dirección N-NNE situadas al borde oriental de la ciudad de Quito (Villagómez, 2003).

El flanco oriental del SFQ es más vertical que el occidental debido a la relación directa de la inmersión occidental de la falla ciega. Además genera una asimetría topográfica para cada segmento individual del plegamiento principal de tendencia NS. Según Alvarado et al., (2014) las tendencias de uno o dos ejes de falla pueden definir un segmento plegado simple por lo que sugiere que la presencia de segmentos curvos dentro del eje principal del SFQ se debe a la presencia de una estructura compleja que se propaga hacia el E. En consecuencia los deslizamientos de tierra controlados por pendientes son más frecuentes al borde oriental debido a que es el más empinado (Alvarado et al., 2014).

Existe además un set de escarpes secundarios de fallas normales activas dentro del SFQ con dirección NE-SW que parecen estar asociados a las principales estructuras de

buzamiento oeste, a lo largo del segmento norte de las lomas de Bellavista-Catequilla, y que actualmente afectan al flanco este de la subcuenca de Guayllabamba (Alvarado et al., 2014). El borde este del SFQ se activó durante las etapas finales de la depositación de la Fm. Guayllabamba, separando a San Antonio de la cuenca de Guayllabamba (Winkler et al., 2005). La parte norte del SFQ parece migrar hacia el noreste, conectándose así con el sistema de fallas de Guayllabamba (SFG) al noreste de la cuenca de Quito (Alvarado et al., 2014).

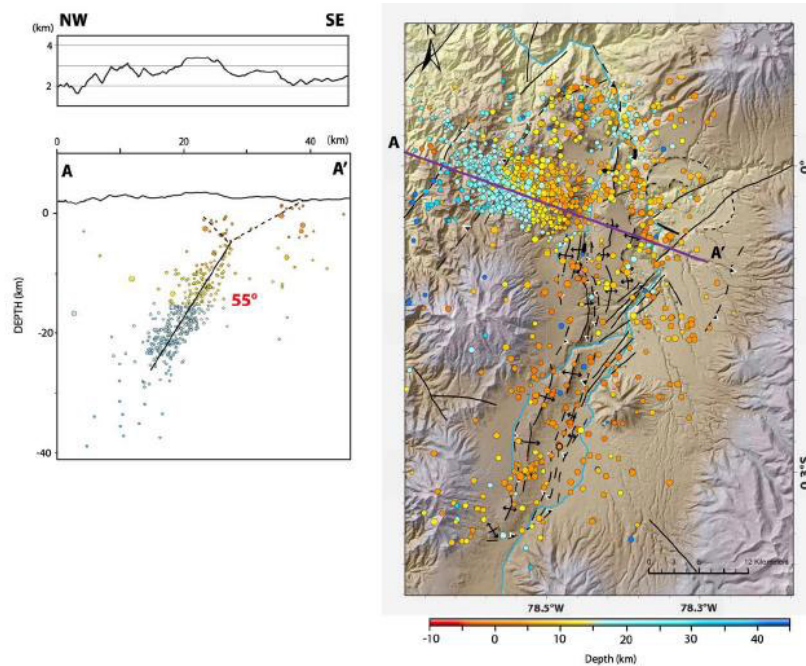


Fig. 2.4 Distribución de la sismicidad local en el área de Quito, se observa el ángulo de inclinación del sistema de fallamiento ciego de Quito, con un ángulo de  $55^\circ$  (Alvarado et al., 2014).

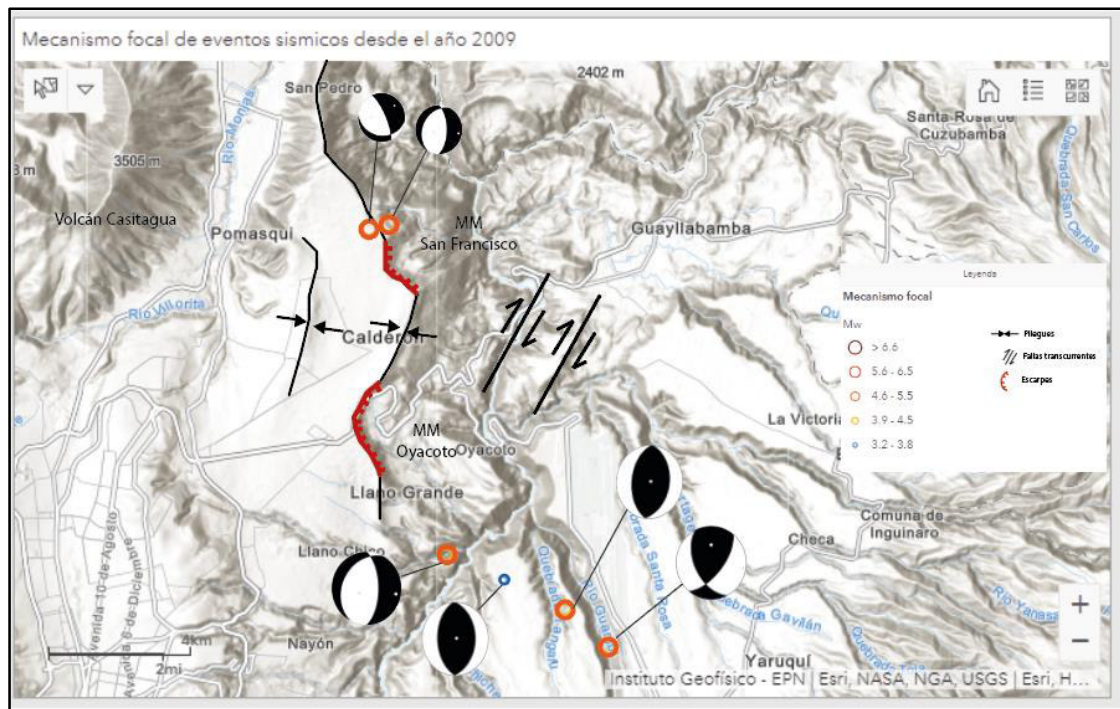


Fig. 2.5 Mecanismos focales de eventos sísmicos (2009-2022) en el segmento norte del SFQ. Modificado de (IG, 2022)

### 2.3.2 Sistema de Fallas de Guayllabamba

El SFG, es un sistema de fallas transpresionales con tendencia NE-SO, tiene un componente principal *strike-slip* en este sistema de fallas dextrales regionales, las estructuras en profundidad no tienen expresiones superficiales tan evidentes sin embargo están relacionadas con el desarrollo de un pliegue en echelón y un sistema de fallas inversas de alto ángulo hacia el norte del SFQ y su conexión con las fallas *strike-slip* hacia el este (Alvarado et al., 2014). Las grandes fallas continentales de deslizamiento *strike-slip* se componen de múltiples segmentos de falla (Dooley y McClay, 1997; McClay Bonora, 2001) y típicamente muestran escarpes y valles lineales que resultan de la erosión diferencial del material yuxtapuesto y la erosión de la hendidura de la falla (Allen, 1981). En el SFG no hay evidencia de un escarpe de falla importante y esto podría deberse a la ocurrencia de grandes deslizamientos de tierra y a la depositación de escombros volcánicos recientes (Alvarado et al., 2014).

La interacción entre el sistema de fallamiento inverso de Quito y el sistema de fallas transcurrentes de Guayllabamba generó un régimen transpresivo dextral al norte de la cuenca de Quito y un sistema de transtensión en la cuenca de Guayllabamba cuyo empuje dobló segmentos de la corteza provocando plegamientos y formando estructuras como anticlinales (Lomas de Bellavista-Catequilla, Batán-La Bota)

(Villagómez, 2003). A lo largo de la cuenca de Guayllabamba se pueden encontrar estructuras de disipación de fuerzas como la semi cuenca *pull-apart* la cual forma parte de la depresión de Guayllabamba. La evidencia de la existencia de una semi cuenca *pull-apart* en la depresión de Guayllabamba se puede evidenciar en las secuencias litológicas, la morfología de la cuenca y en diferentes estructuras como drenajes, pliegues, grietas de extensión, además de movimientos en masa generados debido al dinamismo de la zona.

### **2.3.3 Estratigrafía de la cuenca de Quito y Guayllabamba**

La secuencia estratigráfica de la cuenca de Quito y Guayllabamba está conformada por rocas volcánicas y volcanoclásticas (Villagómez, 2003). El basamento de la cuenca es de origen oceánico que fue rellenado durante las etapas iniciales de formación de la cuenca (5-6 Ma) (Winkler et al., 2005) y está conformado por gabros indiferenciados, rocas sedimentarias indiferenciadas y el miembro basal de la Fm. Pisque (Villagómez, 2003).

El relleno sedimentario puede ser dividido en dos grandes secuencias, inferior y superior que han sido separadas por una discordancia mayor (Villagómez, 2003). La secuencia inferior consiste en: lavas, tobas, lahares, sedimentos aluviales, fluviales, deltaicos y lacustres que corresponden a la Fms. Pisque y San Miguel (Fig. 2.6), esta secuencia fue depositada en un régimen extensional de dirección E-W, la extensión empezó desde el Plioceno Tardío y culminó en el Pleistoceno Temprano (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012). La secuencia superior a su vez consiste de depósitos volcánicos primarios como: lahares, flujos hiperconcentrados y depósitos fluviales que corresponden a las Fms. Guayllabamba, Chiche, Machángara, Mojanda y Cangahua (Fig. 2.6) estos fueron depositados desde el Pleistoceno Medio al Holoceno en un régimen compresional de dirección E-W (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012).

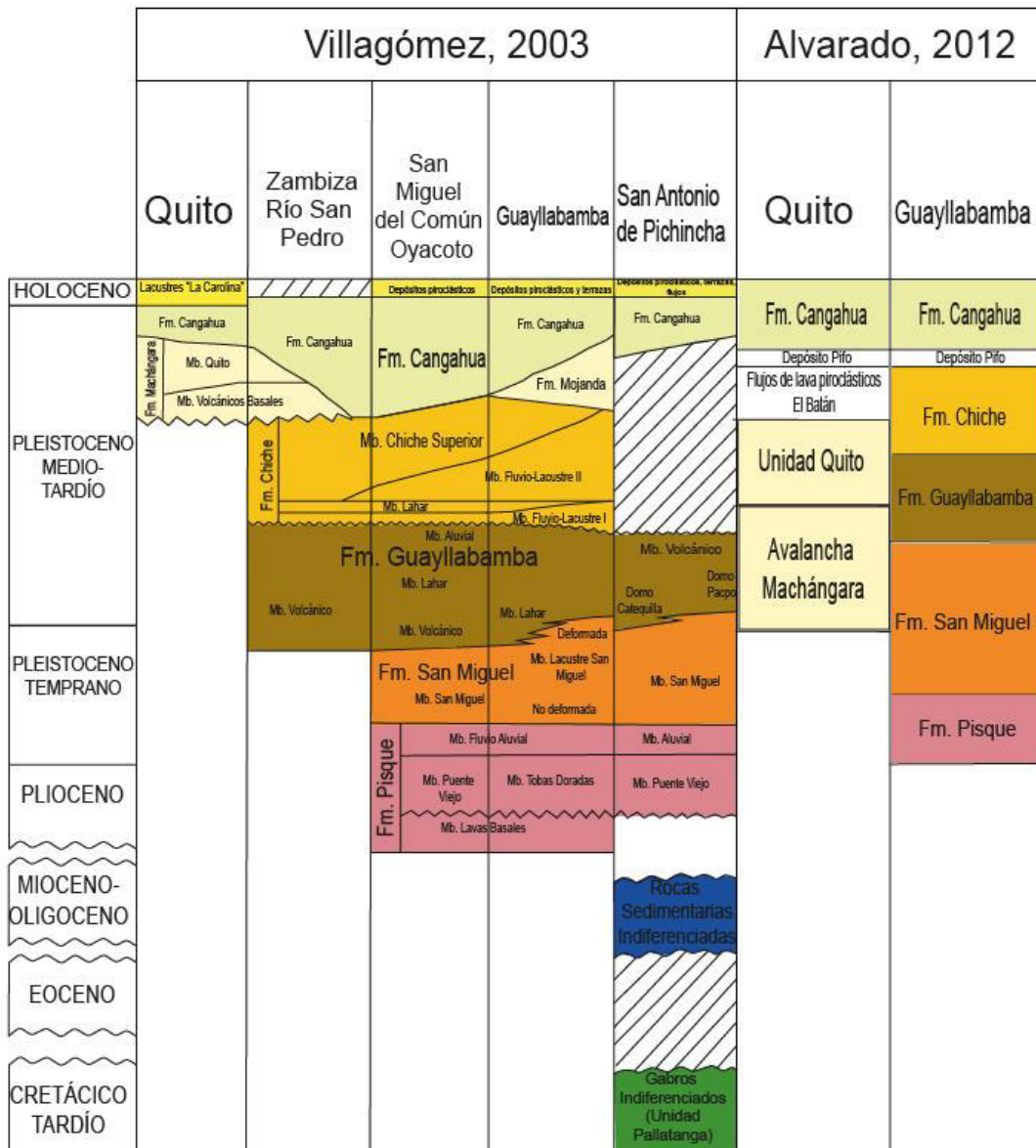


Fig. 2.6 Resumen estratigráfico de la cuenca de Quito-Guayllabamba. Modificado de (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012).

### Basamento

El basamento de los depósitos encontrados dentro del VI existe una formación compuesta por gabros indiferenciados, esta litología forma parte del basamento de la cuenca de Quito-Guayllabamba y son rocas máficas pertenecientes a la unidad Pallatanga de la Cordillera Occidental, en los que se encuentran gabros porfiríticos y microgabros con meterización esferoidal compuestos de plagioclasas (bytownita-labradorita), ortopiroxenos (enstatita e hipersteno) algo uralitizados y magnetita (Villagómez, 2003).



Rocas sedimentarias indiferenciadas también pertenecen al basamento de las cuencas y se conforma de limolitas, lutitas y areniscas (Villagómez, 2003). En la base afloran areniscas feldespáticas gruesas, ricas en cuarzo y plagioclasas (albita-oligoclasa), menormente feldespato potásico (ortoclasa), con cemento ferroso y calcáreo. En el tope facies más finas de limolitas y lutitas. Se encuentran restos fosilizados de hojas y ramas en las lutitas. Las rocas están tectónicamente bastante deformadas y podrían estar relacionadas a una proto cuenca intramontañosa Oligocénica o Miocénica (Villagómez, 2003).

### **Formación Pisque**

Sobre el basamento se encuentran los depósitos que rellenan la cuenca de Quito-Guayllabamba, las rocas más antiguas de la serie corresponden a la Fm. Pisque cuyo espesor varía entre 150-400m (Alvarado, 2012) y se compone por unidades volcánicas (flujos de lava, cenizas, flujos piroclásticos y tobas) y depósitos fluviales a lacustres (Villagómez, 2003). Las fuentes volcánicas de esta formación pertenecen a los volcanes de la CR y tiene una edad Plioceno-Pleistoceno Temprano (Alvarado, 2012).

### **Formación San Miguel**

Suprayaciendo en discordancia local (Alvarado, 2012) a la Fm. Pisque se encuentran los depósitos de la Fm. San Miguel de edad Pleistoceno Temprano-Medio (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012). La serie comienza con depósitos fluviales y deltaicos (arenisca, limolitas y tobas primarias y retrabajadas) formadas en un ambiente subacuoso (Villagómez, 2003) y cambia gradualmente a una serie de depósitos lacustres (limolitas, arcillolitas y tobas) (Alvarado, 2012) deformados y plegados en estructuras tipo *slumps* (Villagómez, 2003). La deformación de los miembros superiores es de tipo gravitacional synsedimentario en una época en la que los estratos no estaban suficientemente consolidados (López y Toro, 2019), esta deformación también se ve influenciada por las intercalaciones de flujos de lodo de la Fm. Guayllabamba (Villagómez, 2003).

### **Formación Guayllabamba**

El contacto superior de la Fm. Pisque es la Fm. Guayllabamba, este es un contacto del tipo discordante erosional o angular. La edad de depositación de la Fm. Guayllabamba es Pleistoceno Medio (Villagómez, 2003), esta formación se compone de lahares, flujos de lodo, flujos de lava y depósitos piroclásticos (Villagómez, 2003; Alvarado, 2012) y representa un importante evento volcánico y sub volcánico que produjo varios flujos de lodo que colmataron el lago San Miguel y cerraron su sedimentación (Villagómez, 2003).

### **Formación Chiche**

Sobre la Fm. Guayllabamba en contacto erosivo se encuentra la Fm. Chiche de edad Pleistoceno Medio a Tardío (Villagómez, 2003) que está compuesta por depósitos subhorizontales esencialmente volcánicos (Alvarado, 2012) en donde la serie de la depositación comienza con una facie lacustres y fluvial intercalada con tobas (Villagómez, 2003), encima de esta se encuentra una facie fluvial (conglomerados y lahares intercalados con tobas) (Alvarado, 2012). Estas series fueron depositadas en un periodo de relativa calma y baja energía en un ambiente fluvio lacustre (Winkler et al., 2005), la actividad tectónica durante la depositación de esta formación disminuyó (Villagómez, 2003).

### **Formación Machángara**

La Fm. Machángara de edad Pleistoceno Tardío (Villagómez, 2003) se encuentra en contacto inferior con la Fm. Chiche en discordancia angular implicando una actividad syngedimentaria del sistema de fallas de Quito (Villagómez, 2003) y está limitada únicamente al E de la subcuenca de Quito (Alvarado, 1996). La secuencia de esta formación inicia con depósitos conformados por: avalanchas, flujos piroclásticos, lavas andesíticas, *debris flows*, caídas de ceniza y pómez y termina con una secuencia de depósitos volcánicos epiclásticos (flujos de lodo, lahares intercalados con cenizas y arenas fluviales poco consolidadas). La fase final de depositación de la Fm. Chiche está ligada al levantamiento de la CO y una consecuente intensa erosión del Complejo Volcánico Pichincha (CVP) y la actividad volcánica del Atacazo (Villagómez, 2003).

### **Formación Mojanda**

La Fm. Mojanda de edad Pleistoceno Tardío se compone de depósitos volcánicos y volcanosedimentarios productos del Complejo Volcánico Mojanda (CVM). Predominan los flujos laháricos y *debris flows* intercalados con cenizas, menormente *surges* piroclásticos, arenas fluviales y conglomerados (Villagómez, 2003). En los que se pueden distinguir dos caídas de pómez importantes debido a su depositación regional denominadas Mojanda R1 y R2 producidas por el volcán Fuya-Fuya (Robin et al, 1997).

### **Formación Cangahua**

La Fm. Cangahua es un deposito periclinal limo arenoso de color marrón, formado de piroclastos, la mayoría retrabajados, junto con suelos volcánicos incipientes (Pacheco, 2013). Esta formación tiene un origen claramente volcánico y su depositación cubre

todas las superficies del VI (Alvarado, 1992). La composición litológica es intermedia, entre dacita y andesita (Vera y López, 1986). La edad estimada es de 120000-10000 años (Vera y López, 1986) y 260000-10000 años según (Hall y Mothes, 2001).

### **Depósitos Holocénicos**

Sobre los depósitos de la Fm. Cangahua se encuentran los depósitos La Carolina, estos son una secuencia de arenas, limos y arcillas, intercaladas con piroclastos (Pacheco, 2013) depositados en ambientes lacustre, palustres y fluviales (Alvarado, 1996). Dentro de los depósitos holocénicos encontrados a lo largo de la cuenca de Quito-Guayllabamba se pueden observar material volcánico proveniente del arco volcánico cuaternario del Ecuador.

## **2.4 Caracterización de los volcanes de interés para la zona de estudio**

En esta sección se realizó un resumen de las secuencias eruptivas de tefras marcadores regionales (Fig. 2.8) que se pudieron depositar como lentes o capas en los escarpes o depósitos coluviales de la zona de estudio. La existencia de un escarpe o material disturbado (depósito coluvial) son indicadores de zonas en las que han ocurrido grandes MM.

En el Ecuador continental se han identificado 76 centros volcánicos (Ramón et al., 2021) de edad Plio-Cuaternaria (Hall & Mothes, 1998). Estos centros volcánicos se extienden de norte a sur desde la frontera con Colombia en el volcán Cerro Negro hasta el volcán Sangay (2°S), ocupando cerca de 350 km de largo (Hall et al., 2008). Los centros volcánicos presentes a lo largo del Ecuador pudieron tener influencia en las secuencias litológicas del VI por lo que se ha considerado describir aquellos volcanes que se localizan en: la Cordillera Occidental, la Cordillera Real, el vulcanismo del Valle Interandino y el Tras Arco, de los cuales sus depósitos pudieron haber cubierto el VI.

Los centros volcánicos ubicados en la CO son conos compuestos que durante su actividad del Pleistoceno Tardío-Holoceno tuvieron una composición andesítica-dacítica ricos en: plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, escasa biotita y cuarzo y que fueron evolucionando a magmas de composición más andesítica (Hall et al., 2008), los volcanes que se localizan en la CO son: Pululahua, Atacazo-Ninahuilca, Quilotoa, Cuicocha, Chimborazo y Complejo Volcánico Pichincha (Hall et al., 2008; Robin et al., 2010)

Los centros volcánicos de la CR se produjeron en magmas de composición andesítica a riolítica de afinidad calco-alkalina con una mineralogía predominante en: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y ocasionalmente olivino. A esta zona pertenecen los volcanes: Cotopaxi, Chacana, Antisana, Cayambe y Sangay (Hall et al., 2008).

El vulcanismo del VI de edad Pleistoceno Medio es de composición andesítica en el que se pueden encontrar rocas andesíticas básicas ricas en plagioclasa, clino y orto piroxeno y bajo contenido de anfíbol. En este vulcanismo se encuentran los centros volcánicos: Ilaló, Pasochoa, Rumiñahui, Cusín, Mojanda Fuya-Fuya, Llimpi-Huisla e Imbabura (Hall et al., 2008).

Finalmente los volcanes pertenecientes al Tras Arco ecuatoriano se encuentran ubicados en la Amazonía. Estos centros eruptivos son de composición alcalina y pertenecen a este grupo los volcanes: Sumaco, Cerro Negro de Yanaurco, Pan de Azúcar, Reventador y Tungurahua, estos dos últimos tienen afinidad química similar a los volcanes de la CR (Hall et al., 2008).

Del vulcanismo antes mencionado se han considerado debido a la magnitud e importancia regional de sus erupciones y que están hayan sido depositadas en un rango de edades de Pleistoceno Medio-Holoceno, así como su cercanía geográfica con los posibles grandes MM Oyacoto y San Francisco, los volcanes que presentan un alto interés dentro de este estudio en relación a las posibles fuentes de las tefras volcánicas ubicados en el sector de estudio y corresponden de norte a sur a: Cotacachi-Cuicocha, Mojanda Fuya-Fuya, Pululahua, Complejo Volcánico Pichincha, Atacazo-Ninahuilca, Cotopaxi, Chalupas, Complejo Volcánico Chacana y Quilotoa. Los mismos que serán descritos según su ubicación geográfica de norte a sur (Fig. 2.7).

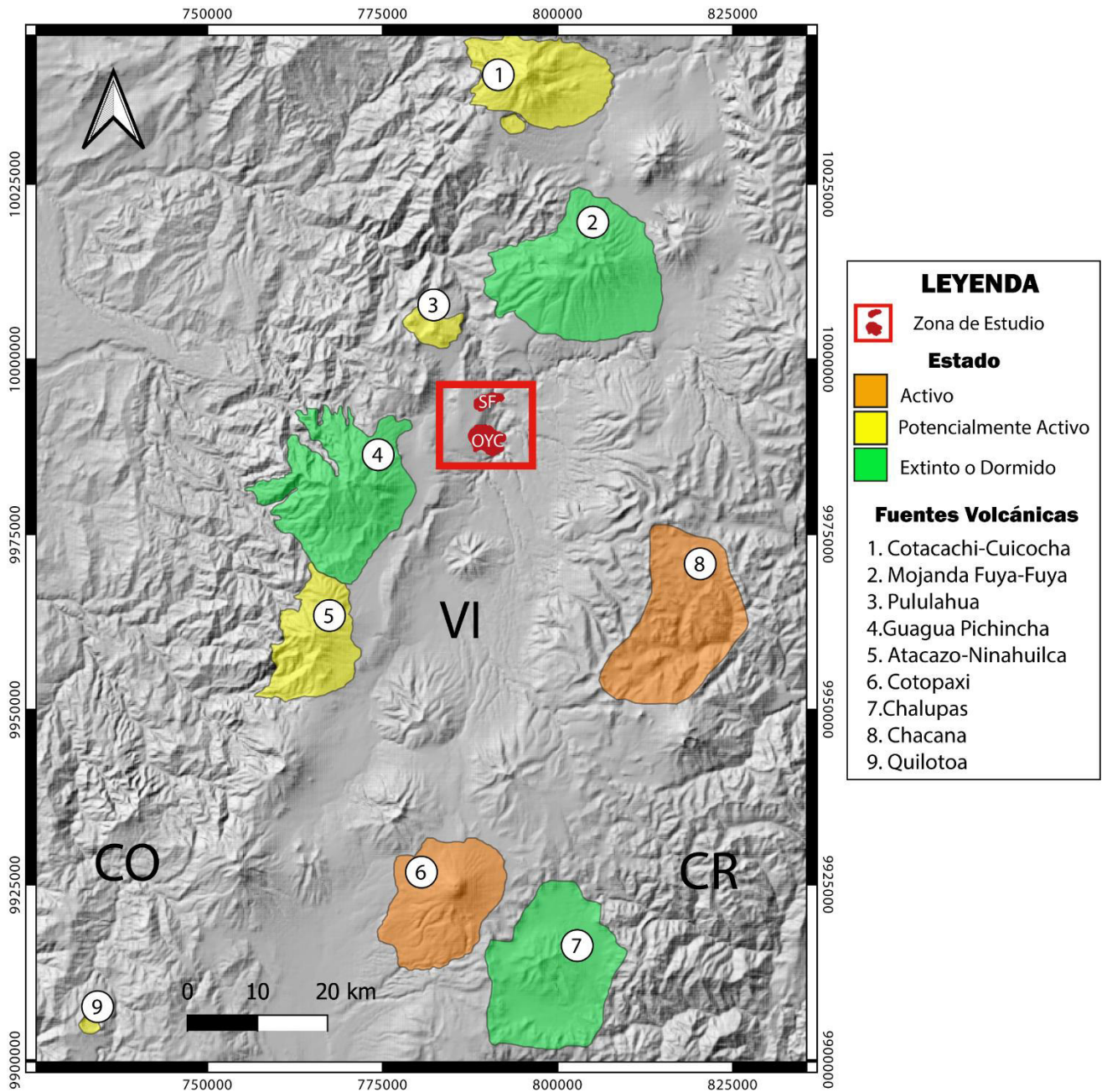


Fig. 2.7 Mapa de ubicación de fuentes volcánicas de interés cercanas a los posibles MM San Francisco y Oyacoto. Color naranja: volcanes activos (actualmente se encuentran en erupción o actividad desde el 2018), color amarillo: volcanes potencialmente activos (última erupción durante el Holoceno), color verde: volcanes extintos o dormidos (última erupción durante el Pleistoceno) (Ramón et al., 2021). SF: San Francisco; OYC: Oyacoto; CO: Cordillera Occidental; VI: Valle Interandino; CR: Cordillera Real.

### **2.4.1 Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha**

El Complejo Volcánico Cotacachi-Cuicocha (CVCC) se encuentra en la provincia de Imbabura ~45 km al norte de la zona de estudio, forma parte del vulcanismo de la CO y está conformado por los volcanes Cotacachi y Cuicocha (IG-EPN, 2021). Durante sus últimos periodos eruptivos presenta dos fases de actividad importante a los 3100 y 2900 AP (Hall & Mothes, 1994), es decir es un volcán potencialmente activo (Ramón et al., 2021), estas fases eruptivas serán descritas a continuación como Unidad Cotacachi II y III.

#### **Unidad Cotacachi II (CUI C)**

La denominada Unidad Cotacachi II por (Almeida, 2016) y *Fase C* por (Hillebrandt, 1989) es un depósito de flujos de ceniza y pómez de composición intermedia (andesita-dacita, 61-63% SiO<sub>2</sub> wt) (Almeida, 2016). Los depósitos de tefras consisten en lapilli y ceniza con alto contenido de pómez y baja cantidad de líticos, la pómez es de color gris claro, liviana, bien vesiculada con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, hornblenda, hipersteno y magnetita (Hillebrandt, 1989). Los líticos son bloques de andesita con escasos fenocristales de plagioclasa y de tamaños entre 10 cm a 1m de diámetro (Almeida, 2016). La edad de esta unidad es de 3100 AP (Hall & Mothes, 1994).

#### **Unidad Cotacachi III (CUI B)**

La denominada Unidad Cotacachi III por (Almeida, 2016) y *Fase B* por (Hillebrandt, 1989). Se compone de flujos piroclásticos de ceniza y pómez, líticos andesíticos con fenocristales de plagioclasa y dacíticos con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita. (Almeida, 2016), las tefras consisten de lapilli fino y ceniza gruesa con pómez color blanca amarillenta y líticos. El ensamblaje mineral consiste en plagioclasa, hornblenda, hipersteno, magnetita y cuarzo (Hillebrandt, 1989). La edad para esta unidad es de 2900 AP (Hall & Mothes, 1994).

### **2.4.2 Complejo Volcánico Mojanda – Fuya Fuya**

El complejo volcánico Mojanda-Fuya Fuya (CVMFF) está localizado a ~25 km de la zona de estudio, sobre el VI, está formado por los centros eruptivos Mojanda y Fuya-Fuya (Robin et al., 2008).

Debido a la importancia como marcador regional y la ocurrencia de estos depósitos dentro de la zona de estudio a continuación se detallará las características

estratigráficas de los depósitos *Lower Fuya-Fuya* en la que se produjeron los depósitos plinianos conocidos como depósito de caída de tefras Mojanda R1 (Robin et al., 2008).

### **Tefra Mojanda R1**

Es un depósito de lapilli de composición riolítica con contenidos de 70-71 SiO<sub>2</sub> %wt (Robin et al., 2008). En muestra de mano se observan pómez subangulares de color blanco sin oxidaciones, fibrosas con poca cantidad de vesículas alargadas. El ensamblaje mineral está conformado por plagioclasas y biotitas, raramente minerales máficos (Pacheco, 2013). La tefra Mojanda R1 muestra una composición bimodal marcada por un enriquecimiento progresivo en clastos de escoria andesíticos juveniles oscuros al tope del depósito (Robin et al., 2008). La edad de esta capa de tefra es de 474±17 ka, datada con el método K/Ar (Pacheco, 2013).

### **2.4.3 Complejo Volcánico Pululahua**

El complejo Pululahua está ubicado en la Cordillera Occidental de los Andes ecuatoriano, ~15 km de la zona de estudio. Es considerado un volcán potencialmente activo (Ramón et al., 2021) debido a que su última erupción ocurrió en el Holoceno tardío (Hall & Mothes, 1994).

Durante su formación el Pululahua ha mostrado transiciones en estilo eruptivo que van desde etapas de erupciones efusivas de magmas dacíticos hasta magmas andesíticos y erupciones altamente explosivas que dieron lugar a depositaciones plinianas y corrientes masivas de densidad piroclástica (Andrade et al., 2021). La actividad volcánica ha dado lugar a la existencia de cuatro unidades eruptivas geocronológicas, debido a su edad de depositación y alcance dentro de la zona de estudio consideraremos la Subunidad E4 y la Unidad IV (Andrade et al., 2021) para el presente proyecto de investigación.

### **Subunidad E4**

La tefra de lapilli y ceniza blanca de esta subunidad se distribuyó regionalmente sobre miles de kilómetros cuadrados, logrando reconocerla por su posición estratigráfica, su contenido de pómez blanca, fragmentos líticos alterados de basaltos y argilitas negras (Hall & Mothes, 1994). Es un depósito de flujos piroclásticos con capas enriquecidas con pómez de composición andesítica-dacítica (62-63 wt% SiO<sub>2</sub>) y bajo contenido de K<sub>2</sub>O %wt, el ensamblaje mineral consiste en plagioclasa zonificada (andesina-oligoclasa),

hornblenda, ortopiroxeno (enstatita) y magnetita (Andrade et al., 2021; Hall & Mothes, 1994). En la que presenta una edad de  $2320 \pm 30$  AP (Andrade et al., 2021).

#### **Unidad IV**

En la Unidad IV se produjo una actividad moderadamente explosiva que generó capas de tefras con pómez de color amarillo pálido con el mismo ensamblaje mineral de la subunidad E4. Sobre esta unidad (Andrade et al., 2021) encontró una edad de  $2240 \pm 30$  AP.

#### **2.4.4 Volcán Guagua Pichincha**

El volcán Guagua Pichincha (GGP), se localiza en la cordillera occidental, se encuentra a ~17 km de la zona de estudio. El GGP se ha desarrollado durante cuatro etapas de crecimiento, en las cuales se tienen evidencia de fases eruptivas desde finales del pleistoceno (Robin et al., 2010). Dentro de estas fases eruptivas existieron eventos explosivos recientes caracterizados por la expulsión de tefras volcánicas a los 1100-1000 AP y a los 300-290 AP (Robin et al., 2010) y serán descritas a continuación.

##### **Fase eruptiva 1100-1000 AP**

A los 1100-1000 AP se depositaron capas de ceniza gruesa y lapilli, cuyos depósitos pueden ser localizados hasta 15-20 km al oeste, noroeste y suroeste del viento del ggp. La pómez de este depósito está compuesta por agrupaciones de fenocristales de plagioclasa y hornblenda, más xenolitos del basamento. La composición química de la pómez está entre (65.1-65.7%  $\text{SiO}_2$ ) y tiene una edad de 970 años AP (Robin et al., 2010).

##### **Fase eruptiva 300-290 AP**

Esta fase eruptiva se compone de dos episodios eruptivos el primero durante 1556-1582 DP y el segundo durante el 1660 DP, en la cual esta última generó una gran columna eruptiva y caída densa de ceniza y lapilli de pómez en quito. También bajaron flujos piroclásticos por los valles occidentales (Robin et al., 2010). Es una de las erupciones más importantes de la actualidad, con depósitos de ceniza de color blanquecino-amarillento a gris clara depositadas hasta varios cientos de kilómetros del volcán. Este depósito se caracteriza por ser arenoso, con pómez vesiculares, cristales grandes de plagioclasa, hipersteno y hornblenda (Hall & Mothes, 1994). Su composición en wt% de  $\text{SiO}_2$  es de 62.6-64.2% (Robin et al., 2010).



### **2.4.5 Complejo Volcánico Atacazo-Ninahuilca**

El Complejo Volcánico Atacazo-Ninahuilca (CVAN), es un volcán potencialmente activo y se encuentra a ~33 km de la zona de estudio. La actividad explosiva del CVAN durante el Holoceno produjo capas gruesas de tefra y enormes depósitos de flujos piroclásticos que se depositaron a cientos de kilómetros hacia el oeste del viento (Hidalgo et al., 2008). Esta actividad explosiva está preservada dentro de la estratigrafía como seis capas de tefras (Hidalgo et al., 2008), definidas dentro de seis periodos N1 a N6, asociados a la formación de los domos (Hidalgo et al., 2008), debido a su alcance y edad se han considerado para el presente estudio las capas de tefra N5 y N6 y serán detalladas a continuación.

#### **Capa de tefra N5**

Es una caída de 23 cm con buen sorteo, compuesta por pómez subangulares de 2-4 cm de colores amarillos/naranjas, líticos angulares grises, así como líticos con alteración hidrotermal de 1-2 cm de diámetro. La matriz constituye el 20% del depósito y está compuesta por ceniza gruesa (plagioclasa, anfíbol y fragmentos vítreos). El 30% se compone de líticos de lava dacítica de colores rojizos con alteración hidrotermal. El ensamblaje mineral está compuesto por: plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno, óxidos de hierro-titanio. El contenido de SiO<sub>2</sub> es de 63% en peso. Sobreyacida por un paleosuelo (22-30cm) cuya edad al tope es de 4600±40 años AP (Hidalgo et al., 2008).

#### **Capa de tefra N6**

Es una secuencia de gran espesor la base está dominada por una ceniza gruesa con buen sorteo de 45 cm de espesor, dominado por pómez de tono blanco/amarillo subangulares de 2-5 cm, también se pueden encontrar líticos de tonos grises o rojizos con alteración hidrotermal. La matriz es de ceniza gruesa compuesta por plagioclasa, anfíbol, óxidos de hierro y titanio y fragmentos vítreos. La edad de esta erupción es de 2270±15 años AP. La composición de porcentaje en peso de SiO<sub>2</sub> está entre 62-65% (Hidalgo et al., 2008).

### **2.4.6 Cotopaxi**

El Cotopaxi es un estratovolcán joven compuesto, se encuentra ubicado en la Cordillera Real, se localiza a ~60 km de la zona de estudio. La historia eruptiva del Cotopaxi está caracterizada por la producción de un magmatismo bimodal (riolítico-andesítico), presenta erupciones andesíticas de tamaño leve a moderado y riolíticas cuyo tamaño

no es muy grande pero que pueden llegar a tener una amplia distribución (Hall & Mothes, 2008).

Los depósitos de este estratovolcán han ocurrido periódicamente desde los últimos 0.5 Ma (Hall & Mothes, 2008). Su historia eruptiva ha sido descrita por (Hall & Mothes, 2008) según las fases eruptivas definiendo los principales periodos eruptivos: **Cotopaxi I** generada hace ~560-300 ka, **Cotopaxi IIA** que inicia hace ~20-13 ka hasta 4000 años AP y **Cotopaxi IIB** generado hace 4000AP hasta el Holoceno Tardío.

Por su carácter regional y la posible depositación dentro de la zona de estudio se detallará los depósitos del volcán **Cotopaxi IIA y IIB**.

## **Cotopaxi IIA**

### **Series Riolíticas F**

#### **Tefra F1 (13200 a 9600 AP)**

La tefra F1 está representada por una caída de lapilli riolítico con contenidos de 75% SiO<sub>2</sub> wt% y 3.1 K<sub>2</sub>O wt%. El ensamblaje mineral está constituido por plagioclasa, cuarzo y en menor contenido biotita, magnetita e hipersteno (Hall & Mothes, 2008).

#### **Tefra F2 (7760 a 6300 AP)**

Esta serie está representada por una caída de tefra riolítica con contenidos de 74-76% SiO<sub>2</sub> wt% y 2.7-2.9 K<sub>2</sub>O wt%. El ensamblaje mineral está constituido por plagioclasa, biotita, hipersteno, magnetita y cuarzo (Hall & Mothes, 2008).

#### **Tefra F3 (6300 a 5940 AP)**

Se caracteriza por ser una caída de lapilli pliniana con contenidos de 75% SiO<sub>2</sub> wt% y 2.7 K<sub>2</sub>O wt%. Está compuesta por tefras de pómez microvesicular blanca que contiene biotita, plagioclasa, magnetita y cuarzo, con fragmentos de obsidiana gris (Hall & Mothes, 2008).

#### **Tefra F4 (5940 a 5830 AP)**

Este es el episodio eruptivo más largo de la serie y se caracteriza por ser una caída regional pliniana de lapilli con contenidos de 75% SiO<sub>2</sub> wt% y 2.8 K<sub>2</sub>O wt% (Hall & Mothes, 2008).

### **Tefra F5 (5830 AP)**

Las tefras de este episodio comienzan con un magmatismo andesítico representado por la caída de lapilli, escorio y flujos de escombros que presentan contenidos de 58-62% SiO<sub>2</sub> wt% y 1.4-1.8 K<sub>2</sub>O wt% (Hall & Mothes, 2008).

### **Riolita Cañón Colorado**

El episodio riolítico del Cañón Colorado, es una secuencia de explosiones featomagmáticas, erupciones plinianas, colapso sectorial, avalancha de escombros y un gran lahar. Los depósitos de pómez son altamente vesiculares, fibrosas, contienen plagioclasa, cuarzo, magnetita y biotita (Hall & Mothes, 2008).

### **Flujo de Ceniza I**

Este depósito tiene 25m de espesor y está constituido por cenizas y caída de pómez. Las pómez son blancas bien vesiculares contienen: plagioclasa, cuarzo, biotita y magnetita. El contenido de SiO<sub>2</sub> es de 75 wt% y 4.4 K<sub>2</sub>O wt% (Hall & Mothes, 2008).

### **Flujo de Ceniza II**

Es un depósito de pómez blancas microvesiculares que contiene plagioclasa, biotita y magnetita. El contenido SiO<sub>2</sub> es de 72wt% y 2.5 K<sub>2</sub>O wt%, es muy similar a las series riolíticas F (Hall & Mothes, 2008).

### **Lahar del Valle de los Chillos (LVC)**

El LVC es un flujo de escombros de color beige, matriz soportado, con clastos riolíticos, obsidianas perlíticas, bloques andesíticos grises, piedra pómez microvesicular blanca con biotita, escoria, lapilli, bombas, fragmentos de suelo y sedimentos (Mothes et al., 1998). Es el depósito más grande del Holoceno reportado hasta la actualidad y se le conoce una edad de 4500 años AP (Mothes et al., 1998).

### **Flujo de Ceniza III**

Es un depósito de pómez blancas microvesiculares que contiene plagioclasa, biotita y magnetita. El contenido SiO<sub>2</sub> es de 72wt% y 2.5 K<sub>2</sub>O wt%, sobre el que se encuentran depositados capas de escoria (Mothes et al., 1998).

## **Cotopaxi IIB**

### **Peñas Blancas**

Es un depósito de caída de lapilli de pómez blancas ricas en biotita. El contenido de  $\text{SiO}_2$  es de 73 wt% y 2.8  $\text{K}_2\text{O}$  wt%, la edad de este depósito es de 2100 AP (Hall & Mothes, 2008).

### **2.4.7 Complejo Volcánico Chalupas**

La caldera de Chalupas está situada en la Cordillera Real, localizada a ~70 km de la zona de estudio. Tiene de diámetro ~17 km con una elongación SW-NE es la segunda caldera más grande de los Andes del Norte de Sur América (Córdova et al., 2020), su caldera se formó durante la erupción de ignimbritas riolíticas denominadas “Ignimbrita de Chalupas” la cual resulta ser la mayor erupción de ignimbrita durante el Pleistoceno Tardío, debido a su gran dispersión además de su composición riolítica fácilmente reconocible, estos depósitos constituyen un importante marcador estratigráfico del VI (Bablon et al., 2020).

Debido a su importancia como marcador estratigráfico es necesario describir los depósitos de la caldera Chalupas, estos serán presentados a continuación:

#### **Ignimbrita del Chalupas**

El gran depósito de ceniza y pómez con textura fibrosa de tonalidades grises claros a blancos es conocido como Ignimbrita Chalupas tiene una disposición radial a la caldera y aflora predominantemente a lo largo del VI (Beate, 1985). Fue depositada hace  $211 \pm 11$  ka (Bablon et al., 2020), alcanza espesores de hasta 200m, cubre un área de 2000  $\text{km}^2$  con un espesor promedio de 30m (Hammersley, 2003) y con un volumen de  $\sim 230 \pm 30 \text{ km}^3$ , con un VEI de 7 (Bablon et al., 2020). Las capas se pueden encontrar de norte a sur a lo largo del VI recorriendo decenas de kilómetros (Hall et al., 2008). Este depósito es del tipo ignimbrita riolítica no soldada y su parte basal son tres capas plinianas de lapilli de pómez riolítico juvenil, rico en fragmentos volcánicos oxidados e hidrotermalizados, mayormente andesíticos. Constituida por ceniza gris clara muy fina (vidrio riolítico; 95%), fragmentos de pómez y líticos (<10%), además de cristales de biotita negra a dorada, tanto euhedral como rotos, escasos fragmentos de andesitas y rocas metamórficas (basamento de la Cordillera Real). En general son pómez riolíticas pobres en cristales (Córdova, 2018). Los magmas tienen un porcentaje en peso de  $\text{Si}_2\text{O}$  de entre 72-74%, está empobrecido en los principales óxidos mayores, a excepción del  $\text{K}_2\text{O}$  (4.6 wt%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (3.7-4.4wt%). Evidencia de un magma evolucionado, generando pómez riolíticas ricas en biotita (Córdova, 2018).

### **2.4.8 Complejo Volcánico Chacana**

El Complejo Volcánico Chacana se encuentra en la cordillera Real a ~35 km de la zona de estudio. La historia geológica de la caldera inició hace 2.7Ma y terminó hace 0.8 Ma y se compone de cuatro grupos litológicos: el primero compuesto por diques y brechas, el segundo compuesto por lavas, tobas e ignimbritas, el tercero brechas y tobas cubiertas por flujos de lava andesíticos. Luego de estas tres etapas se generó un levantamiento a los 1.5-0.44Ma generando una etapa final caracterizada por actividad riolítica muy explosiva (210ka), esta última etapa será detallada a continuación debido a su carácter de depositación regional (Hall & Mothes, 2008).

#### **Tefras Pifo A y Pifo B**

Estas tefras se originaron dentro de un periodo de actividad volcánica riolítica que generó flujos y caídas de pómez. En las erupciones de los 180 – 165 ka, cayó un extenso depósito pliniano de pómez en toda la región, conocidas como Pifo A (180ka) y Pifo B (165 ka), estas capas de tefras son ricas en pómez de composición riolítica, estos depósitos constituyen uno de los marcadores estratigráficos más importantes de la zona norte del arco ecuatoriano (Robin et al., 2008), fue seguido por grandes flujos de obsidiana dentro de la caldera (Hall & Mothes, 2008).

La capa de tefra Pifo A son pómez de color blanco compuesta principalmente por vidrio volcánico, el ensamblaje mineral es: plagioclasa, biotita dorada y raramente hornblenda, cuarzo y magnetita (Hall & Mothes, 1997). La capa de tefra Pifo B se encuentra separada de la tefra Pifo A por un depósito de Cangahua, esta es una coignimbrita de color blanco a crema que presenta la misma composición que la tefra Pifo A (Hall & Mothes, 1997).

### **2.4.9 Quilotoa**

El volcán Quilotoa, forma parte de la actividad volcánica más occidental de la CO (Hall & Mothes, 2008), está ubicada a ~101 km de distancia al sur de la zona de estudio, es esencialmente una caldera rellena por un lago que se caracteriza por la erupción de secuencias de erupciones plinianas (Hall & Mothes, 2008). Debido a su posible ocurrencia dentro de la zona estudiada en el presente proyecto de investigación se detallará la Unidad Q-I.

#### **Unidad Q-I**

La Unidad Q-I se refiere a la gran erupción pliniana dacítica mas reciente del volcán Quilotoa hace 800 años AP, la cual generó una gran dispersión de material que cubre un área de 810000 km<sup>2</sup> aproximadamente con un volumen de 18.3 km<sup>3</sup>. Posteriormente

se dan caídas de lapilli de pómez y líticos, las pómez tienen tonos blancos grisáceos con vesículas, fenocristales de anfíbol (hornblenda), mica negra (biotita), abundante plagioclasa y cuarzo. Edad  $840\pm 50$  -  $785\pm 50$  años AP. El material en su mayoría está depositado al noroccidente del volcán y se expande hacia el norte de Cayambe, oeste de Pujilí, este de Toacazo y al sur de Angamarca (Hall & Mothes, 2008).

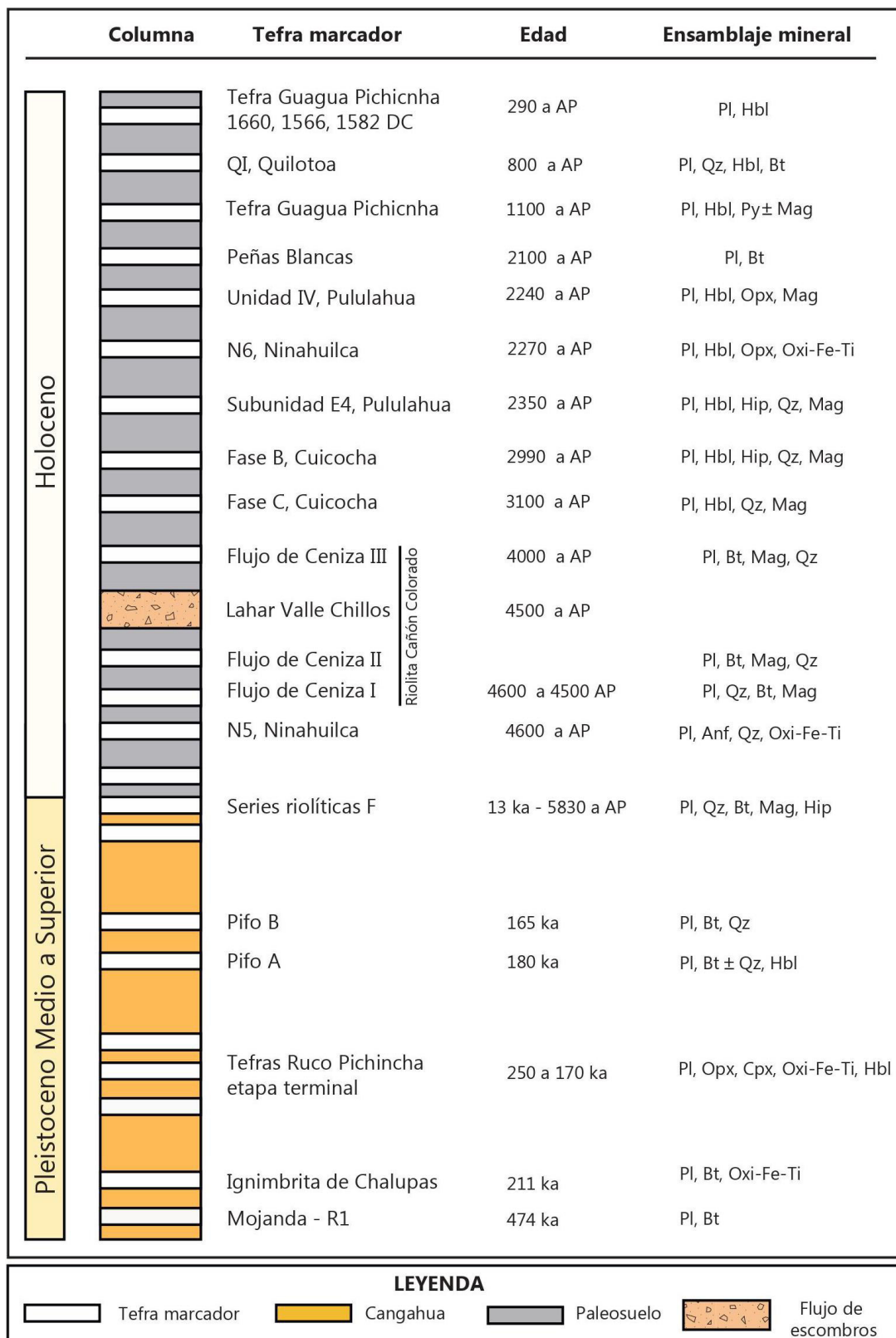



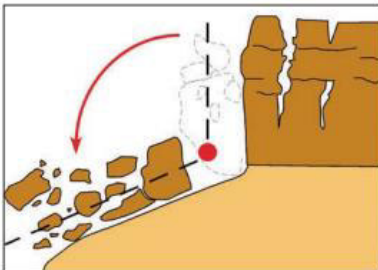
Fig. 2.8. Columna idealizada de las secuencias eruptivas, en la figura se indica las tefras marcadores estratigráficos con sus respectivas edades y ensamblaje mineral (Norofia, 2021).

## 2.5 Los Grandes Movimientos en Masa

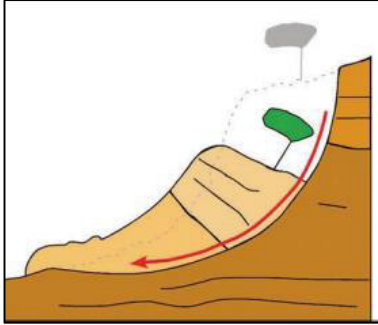
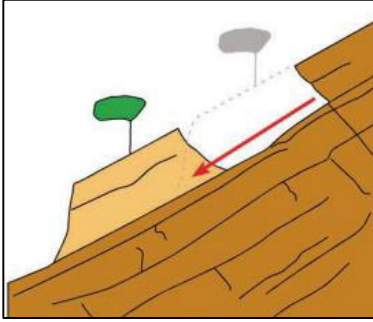
### 2.5.1 Movimientos en masa

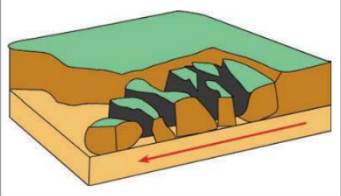
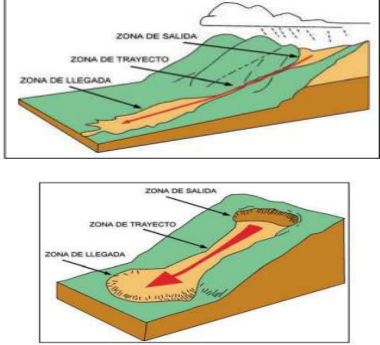
Un movimiento en masa (MM) es un sistema físico que se desarrolla en el tiempo a través de varias etapas, se pueden clasificar en 32 tipos, dependiendo de los factores que hayan podido influenciar su comportamiento, estos pueden ser el tipo de movimiento, el tipo de roca (litología) y el depósito asociado (Tab. 2.1) (Hungry et al., 2014). Los principales movimientos en masa han sido clasificados según su tipo de movimiento definido por (Hungry et al., 2014) como: caída, volcamiento, deslizamiento rotacional, deslizamiento translacional, expansión lateral, flujos y deformación gravitacional de ladera, estos han sido simplificados en la Tab. 2.1.

Tabla 2. 1: Resumen de la clasificación de los movimientos en masa según el tipo de movimiento (Hungry et al., 2014)

Tipo de Movimiento	Descripción (Hungry et al., 2014)	Esquema (Copons & Masquef, 2009)
<b>Caída</b>	Desprendimiento, caída, rodamiento puede ocurrir en roca, escombros, suelos, limos, cantos o fragmentos de hielo. Puede ocurrir individualmente o en grupos, los fragmentos individuales se mueven como cuerpos rígidos independientes que interactúan con el sustrato por medio de impactos episódicos. Este tipo de movimiento se da en zonas donde existen escarpes o excavaciones.	
<b>Volcamiento</b>	Rotación hacia adelante y vuelco de columnas, macizos rocosos, suelos cementados o placas de roca (una o muchas), caracterizadas por tener uniones o divisiones estrechamente espaciadas y con inclinación pronunciada. Se da principalmente en rocas fisibles o relativamente débiles, este tipo de movimiento puede ser lento, con una etapa inicial lenta y en las últimas etapas del volcamiento convertirse en un movimiento extremadamente rápido. Puede ocurrir en todas las escalas. La tensión	



	<p>principal está cercana a la superficie de los escarpes grandes, se orienta de forma paralela a la cara del escarpe. Este tipo de volcamiento puede ocurrir en escarpes anaclinales y cataclinales.</p>	
<p><b>Deslizamientos rotacionales</b></p>	<p>Deslizamientos de masas de rocas poco compactadas sobre superficies de ruptura cilíndricas o rotacionales las cuales no tienen control estructural. La morfología está caracterizada por un escarpe principal prominente, una característica secuencia de rocas inclinadas hacia atrás en el escarpe y deformación interna limitada, en las que las velocidades de movimiento pueden ser lento o moderado, debido a que el mecanismo de rotación se auto-estabiliza a medida que las fuerzas motrices gravitacionales disminuyen con el aumento del desplazamiento. Estos deslizamientos pueden ocurrir solo en masas de roca con muy poca compactación, a menudo ubicadas bajo una roca superior más fuerte.</p>	
<p><b>Deslizamientos traslacionales</b></p>	<p>Deslizamientos de masas de roca sobre una superficie de ruptura planar, en la que la superficie puede adelantarse, existe poca o nula deformación interna. La cabeza deslizante puede separarse de la roca estable a lo largo de una grieta de tensión vertical profunda. Suele ser extremadamente rápido. Este tipo de deslizamiento no se auto-estabiliza por lo que tienen a ser extremadamente rápidos, excepto en los casos de rocas poco cohesivas y fallas en planos de discontinuidad de inmersión planar. Estos deslizamientos generalmente involucran escarpes de inmersión que no han sido cortados por erosión o excavación. En algunos casos, la socavación no es completa y se debe desarrollar un mecanismo de "incisión del pie" que fractura a la masa rocosa.</p>	

<p><b>Extensión</b></p>	<p>Extensión (alargamiento) casi horizontal, difusión lateral de una masa de bloques de roca como resultado de intensos procesos de deformación de un material débil subyacente, o por múltiples deslizamientos regresivos controlado por una superficie basal débil. Usualmente con velocidades de movimiento lentas a extremadamente rápidas.</p>	
<p><b>Flujos</b></p>	<p>Flujos de movimientos continuos de masas de suelo, arenas, limos, detritos, rocas, hielo, avalanchas, en la que el movimiento del material puede ser de material granular sueltos en un medio seco, húmedo o subacuático, la velocidad del movimiento puede llegar a ser extremadamente rápido..</p>	
<p><b>Deformación Gravitacional de Ladera</b></p>	<p>Deformación gravitacional se da a gran escala en macizos rocosos muy estresados que forman laderas de montañas empinadas con un relieve vertical de más de 1km y que pueden estar sujetos a deformaciones visibles, esta deformación se evidencia por características topográficas de la superficie como: escarpes, benches, grietas, zanjas y protuberancias, pero sin una superficie de ruptura completamente definida. Las velocidades de este tipo de movimiento son extremadamente lentas o inconmesurables.</p>	

## 2.5.2 Grandes Movimientos en Masa

Los grandes movimientos en masa (MM) se caracterizan por remover volúmenes de material de hasta millones de metros cúbicos (Fell, 1994) los clasifica según la cantidad de material que pueden llegar a movilizar.

Tabla 2. 2: Clasificación de los movimientos en masa según el volumen de material removido en metros cúbicos (Fell, 1994).

Magnitud	Descripción	Volumen (m <sup>3</sup> )
7	Extremadamente grande	$> 5 \times 10^6$
6	Muy grande	$10^6 - 5 \times 10^6$
5	Grande	$25 \times 10^4 - 1 \times 10^6$
4	Mediano	$5 \times 10^4 - 25 \times 10^4$
3	Pequeño	$5 \times 10^3 - 5 \times 10^4$
2	Muy pequeño	$5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
1	Extremadamente pequeño	$< 5 \times 10^2$

Los grandes MM ocurren en zonas donde las condiciones de levantamiento y cambios en la elevación del relieve topográfico alcanzan una inclinación o altura crítica que predispone a las laderas a deslizamientos de tierra que pueden ser desencadenados por eventos tectónicos o climáticos (Korup et al., 2007). Además de la influencia de la tectónica activa que genera levantamientos estos grandes MM pueden verse afectados por procesos fluviales, en los que la incisión de los ríos en los pies de las laderas genera el alivio suficiente para predisponer a las pendientes a desprender grandes cantidades de material (Korup et al., 2007).

Las zonas en las que se producen estos grandes MM están caracterizadas por presentar morfologías como: valles incisos profundos, flancos de volcanes, escarpes, frentes montañosos delimitados por fallas y zonas adyacentes a fallas regionales activas, así como en cinturones montañosos tectónicamente activos y arcos volcánicos, en donde estos movimientos en masa ocurren principalmente en la parte más empinada del relieve (Korup et al., 2007).

Un ejemplo de caso de estudio de grandes MM es la avalancha de rocas de Saidmarreh (Fig. 2.9), este caso es el deslizamiento de tierra no volcánico más grande encontrado en la superficie del planeta, cuyo volumen de escombros es de  $44 \text{ Gm}^3$ , con una masa que mide 15.5 km de longitud y un espesor promedio de 410m, los escombros de la avalancha de roca recorrieron una distancia de 19km desde el tope del escarpe, se produjo debido al desprendimiento de la secuencia intercalada de depósitos de carbonatos, lutitas y margas del Cretácico Superior – Oligoceno cubiertas por limolitas resistentes del Oligoceno-Mioceno, esto muestra que geomecánicamente se tiene

material duro sobre material blando en las pendientes, esta secuencia formaba parte del anticlinal de Kabir Kuh, el cual se encuentra dentro del pliegue de Zagros en Irán. Este desprendimiento se generó durante un único evento posiblemente un terremoto de gran escala, en la que rocas deformadas tectónicamente con diferente resistencia al corte se levantaron y desprendieron (Roberts & Evans, 2013).

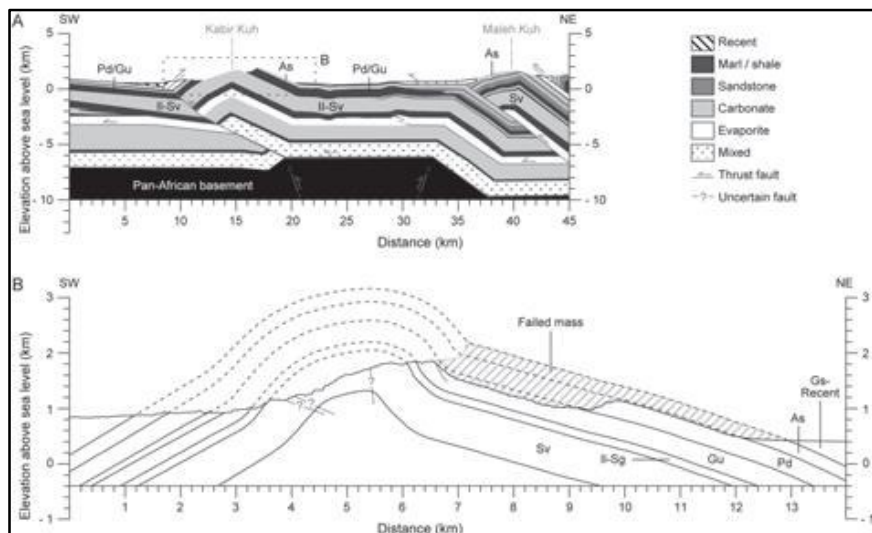


Fig. 2.9 Corte geológico de la avalancha de Saidmarreh dirección N-W, mostrando la configuración tectónica y las secuencias litológicas (Roberts & Evans, 2013).

### 2.5.3 Grandes Movimientos en Masa Oyacoto y San Francisco

Existen indicadores y rasgos morfológicos encontrados dentro de San Francisco y Oyacoto, además de información bibliográfica que reporta la ocurrencia de mega deslizamientos asociados a la dinámica de los sistemas de fallas de Quito y Guayllabamba en Alvarado, 2012; Alvarado et al., 2014 y Villagómez, 2003 que podrían definir a esta zona como un gran MM, pero para realizar esta conclusión es necesario realizar un estudio más profundo. Las metodologías utilizadas para el estudio de los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto serán presentadas en el capítulo 3 y los resultados obtenidos que sostengan o descarten esta hipótesis serán presentados en el capítulo 4.

## CAPITULO 3

### 3. METODOLOGÍA

Los métodos de estudio seleccionados para el análisis de los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto han permitido definir si se tratan de grandes colapsos, además de comprender la evolución geológica los mismos y estos son: estudio tefroestratigráfico y estudio morfoestructural. El estudio tefroestratigráfico comprendió inicialmente el levantamiento de datos de campo y recolección de muestras de tefras volcánicas. Las muestras colectadas fueron sometidas a análisis petrográficos y geoquímicos, los mismos que han permitido conocer la evolución espacio-temporal de los depósitos. Por otro lado, el estudio morfoestructural se realizó mediante un levantamiento de datos estructurales y el análisis un modelo digital de terreno, los cuales han permitido identificar estructuras localizadas dentro de estos grandes movimientos y a su vez, han permitido comprender su tipo y evolución. La integración de la tefroestratigrafía y el análisis morfoestructural han permitido generar el modelo geológico del colapso de los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto. A continuación se presenta un diagrama de flujo que visualiza gráficamente el proceso que se realizó para la obtención de resultados en el presente estudio y se presenta en la Fig. 3.1.

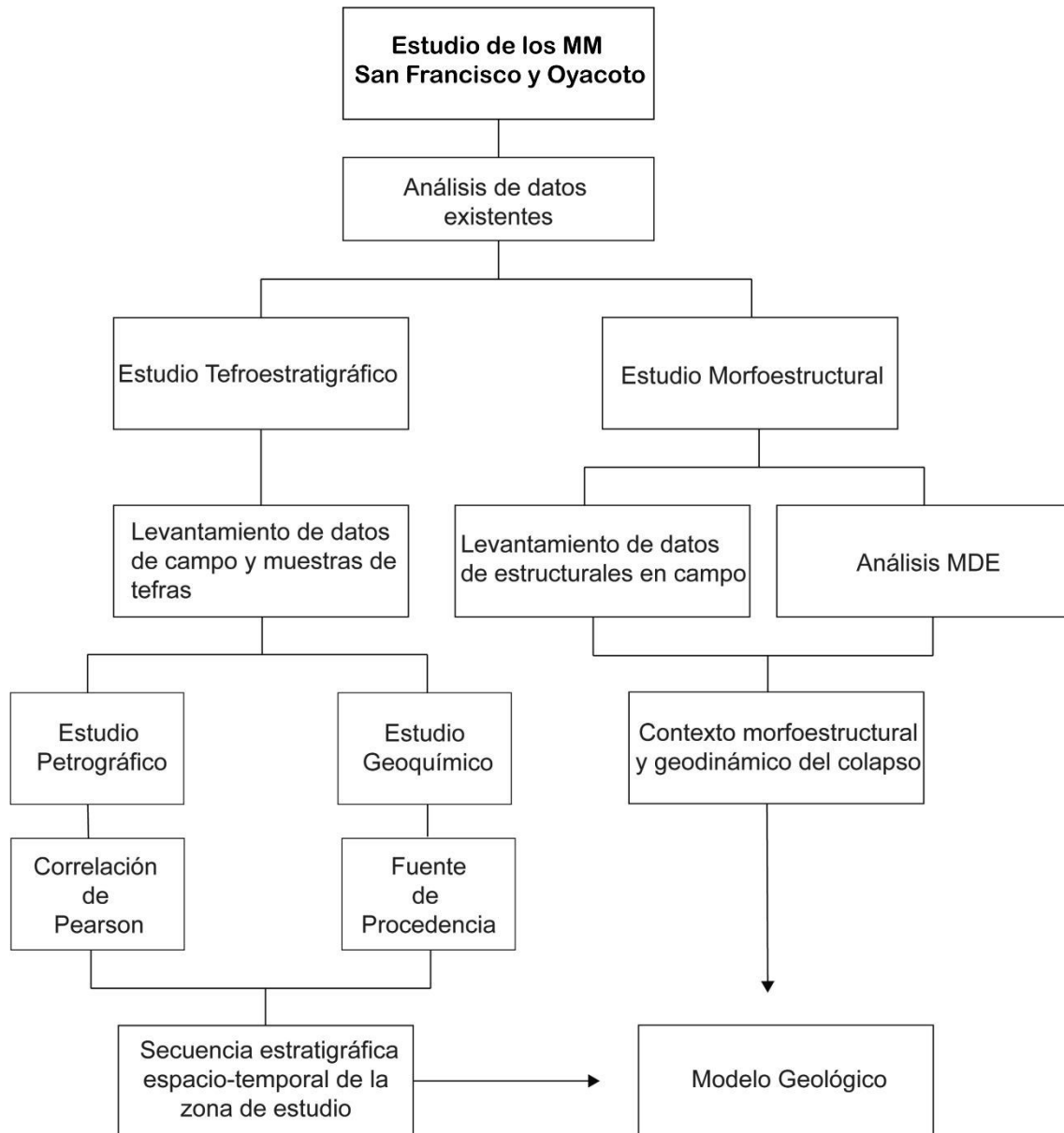


Fig. 3. 1. Diagrama de flujo de la metodología aplicada dentro de la investigación.

### 3.1 Estudio Tefroestratigráfico

La tefroestratigrafía es el estudio de secuencias de capas de tefra y depósitos asociados, su distribución y relaciones estratigráficas, y sus edades relativas y numéricas, lo cual implica definir, describir, caracterizar y fechar capas de tefra en el campo y en el laboratorio (Lowe, 2011). La importancia de fechar las capas de tefras se debe a que la edad proporcionada por una de estas capas generada durante una erupción volcánica corresponde a la edad de la erupción volcánica en la que esta se produjo.

La aplicación de la tefroestratigrafía según Lowe, 2011 se realiza por una parte a través del uso de la ley de la superposición dentro de la zona de estudio con la finalidad de conocer la distribución de los diferentes tipos de depósitos, esto permite correlacionar depósitos de un lugar a otro (Feibel, 1999) y por otra al identificar las capas de tefras, definiendo de esta manera una huella dactilar para cada capa, a través de las propiedades obtenidas durante el trabajo de campo y laboratorio. Los estudios realizados en el campo están relacionados con la descripción de las propiedades físicas de las capas de tefras mientras que los realizados en el laboratorio corresponden a los análisis mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de las tefras (Lowe, 2011; Pearce et al., 2004).

Dentro de esta investigación, el estudio tefroestratigráfico estuvo enfocado en el levantamiento de datos en campo y el muestreo de capas de tefras volcánicas, las cuales han sido sometidas a análisis petrográficos en lámina delgada y análisis geoquímicos en roca total.

Los resultados de los análisis petrográficos realizados en las muestras permitieron correlacionar las capas de tefras *in situ* ubicadas dentro de los escarpes de los posibles grandes MM San Francisco y Oyacoto con lentes de tefras dentro de los depósitos coluviales de colapso de los movimientos en masa permitiendo de esta manera conocer cómo se han distribuido espacialmente las capas de tefras del escarpe a lo largo del material removido. A su vez los resultados de los análisis geoquímicos en roca total de las muestras de tefra *in situ*, han permitido definir una posible procedencia volcánica de estas capas al ser comparados con marcadores estratigráficos regionales como son las tefras Pifo A, Ignimbrita de Chalupas y Mojanda R1, así como tefras Holocénicas que se encuentran depositadas periclinalmente sobre los depósitos coluviales. Finalmente, la aplicación de los análisis petrográficos, geoquímicos, morfológicos y estructurales en las muestras de tefras volcánicas logran definir un rango de edades en los que fueron depositadas las capas de tefra (Lowe, 2011), esto es de gran utilidad dentro de esta investigación ya que permite limitar el rango temporal de ocurrencia de estos posibles grandes MM.

Los análisis petrográficos y geoquímicos han sido aplicados a 43 muestras de tefras volcánicas, cuya distribución es la siguiente: 6 tefras que forman parte del escarpe del movimiento en masa (BPE-001, BPE-002, BPE-003, BPE-004, CSF-001, ELSF3-1); 16 lentes de tefra dentro de los depósitos coluviales cercanas al escarpe (CSF-001B, PSF-002A, PSF-002B, PSF-002C, PSF-004, PSF-005, PSF-006, PSF-006A, PSF-006B, PSF-007, PSF-009A, PSF-010, PSF-011, TBC-001A, TBC-001B, TBC-002); 5 lentes de

tefra distales dentro de los depósitos coluviales ubicadas al este del escarpe (CCH-02, CCH-03, CGU-2, CGU-2b, COY-08); 4 lentes de teфра distales dentro de los depósitos coluviales ubicadas al sur del escarpe (COY-04, COY-05, COY-06, OYC-004); 4 muestras de teфра que representan marcadores regionales (Mojanda R1, Ignimbrita de Chalupas, TsPb-01 y Pifo A y 7 muestras de teфras post-colapso (OY-001, OY-002, PSF-001, TGU-01, TGU-02, TOY-003, Tefra 4) (Fig. 3.2).

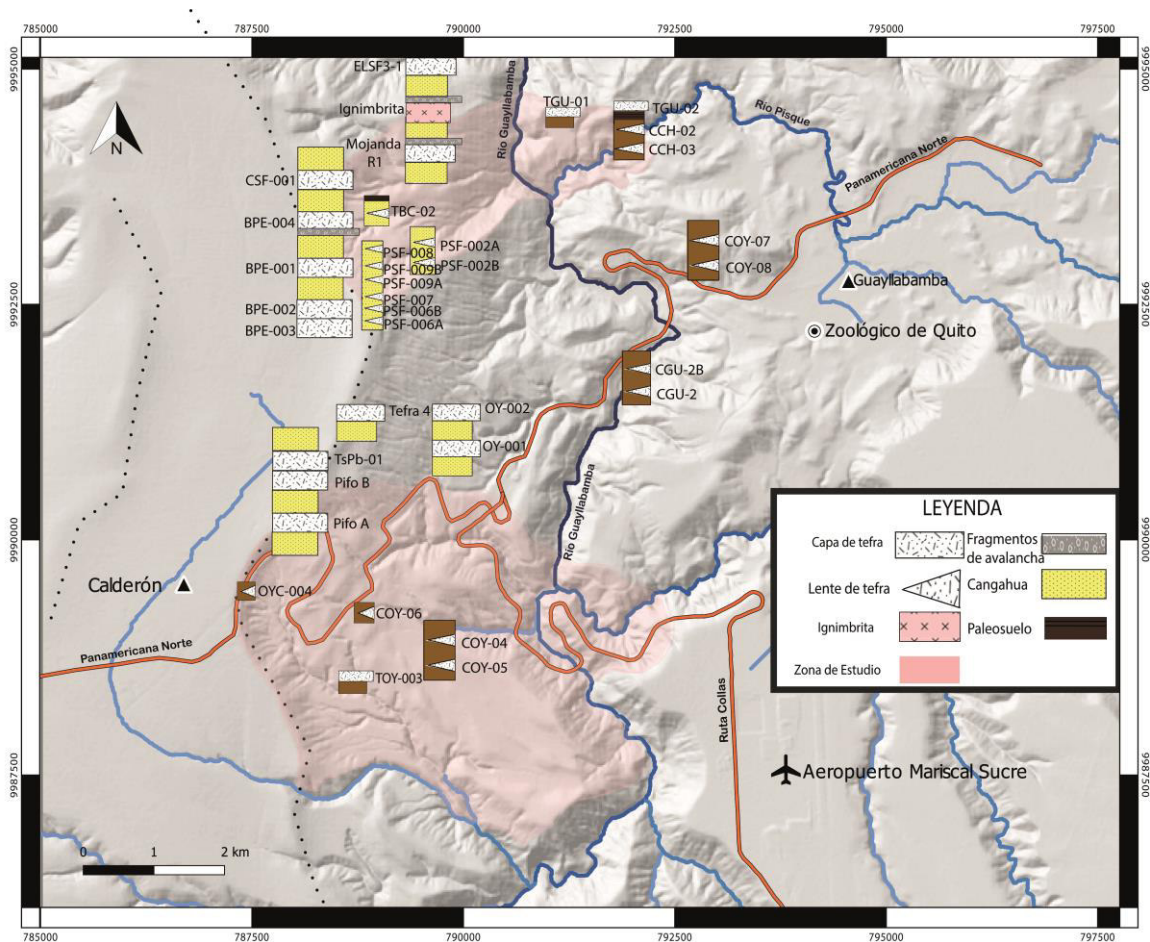


Fig. 3. 2 Mapa de ubicación de las muestras de teфras representadas dentro de columnas tefroestratigráficas.

### 3.1.1 Levantamiento de datos en campo y muestreo de teфras

El levantamiento de datos estratigráficos en campo y el muestreo de teфras se realizan en afloramientos representativos de unidades litológicas *in situ* y en los depósitos de colapso de las zonas donde se va a caracterizar los posibles grandes MM de San Francisco y Oyacoto.

Durante el trabajo de campo se realizaron 28 paradas geológicas en zonas de interés a lo largo de los posibles MM San Francisco y Oyacoto (Fig. 3.3) para levantar columnas



litoestratigráficas, datos estructurales y realizar el muestreo de tefras volcánicas en sitios de interés en un total de 43 muestras (Tab 3.1, Tab 3.2).

Tabla 3. 1: Afloramientos de los que se recolectaron muestras de tefras volcánicas, se indica el número de afloramiento, las coordenadas en UTM WGS84 17S en X, Y del sitio de muestreo, número de muestras recolectadas y el tipo de depósito: escarpe, coluvial y post-colapso.

Afloramiento	UTM 17S		# Muestras	Depósito
	X	Y		
P1	788975	99992733	5	Escarpe
P2	788261	9993778	1	Escarpe
P3	788833	9991825	1	Post-colapso
P4	789023	9993226	1	Post-colapso
P5	788775	9993151	3	Coluvial
P6	788613	9993137	1	Coluvial
P7	788213	9993217	2	Coluvial
P8	788375	9993195	1	Coluvial
P9	788686	9993081	1	Coluvial
P10	788654	9993069	3	Coluvial
P11	788673	9993035	1	Coluvial
P12	788691	9992925	1	Coluvial
P13	788504	9993024	1	Coluvial
P14	788452	9993032	1	Coluvial
P15	789675	9990486	1	Post-colapso
P16	789722	9990319	1	Post-colapso
P17	791128	9994914	1	Post-colapso
P18	791412	9994914	1	Post-colapso
P19	791412	9994914	2	Coluvial
P20	789040	9988270	1	Post-colapso
P21	791948	9992205	2	Coluvial
P22	791951	9992240	1	Coluvial
P23	789326	9988292	2	Coluvial
P24	788619	9988852	1	Coluvial
P25	792362	9993152	1	Coluvial
P26	788975	9992732	1	Coluvial
P27	789931	9989787	1	Coluvial
P28	787421	9989397	1	Coluvial

Tabla 3. 2: Afloramientos de los que se recolectó muestras de tefras volcánicas marcadores regionales, se indica el nombre de la muestra, las coordenadas en UTM WGS84 17S en X, Y del sitio de muestreo y el número de muestras recolectadas.

Nombre	UTM 17S		# Muestras	Depósito
	X	Y		
Chalupas	788261	9993778	1	Tefra marcador
Mojanda R1	788261	9993778	1	Tefra marcador
TsPb-01	787611	9989635	1	Tefra marcador
Pifo A	787611	9989635	1	Tefra marcador

Dentro de estos afloramientos (Tabla 3.1 y 3.2) se realizó los siguientes pasos para la toma de datos y el muestreo de tefras:

- Levantamiento de columnas lito-tefroestratigráficas en las que constan los datos de: litología, espesor de los estratos, color, petrografía, mineralogía, estructuras, contactos, plegamientos, entre otra información relevante observada en el campo.
- Reconocimiento de la presencia de tefras, fotografía general y registro de la ubicación geográfica a través de un GPS tomando las coordenadas UTM WGS84 17S del afloramiento.
- Descripción macroscópica de las tefras en muestra de mano, para lo que ha sido necesario tomar una porción representativa dentro de la capa que no se encuentre contaminada o perturbada, luego a través de una lupa con un aumento de 20x describir las fracciones de minerales, pómez y líticos. Los parámetros que se consideran para describir la porción de mineral son color, brillo, magnetismo, hábito. Para la descripción de la pómez se ha tomado en cuenta el tamaño de los clastos de pómez, color, vesicularidad, angularidad, inclusiones. Finalmente, para los clastos líticos se ha considerado el tamaño, color, textura, alteraciones, mineralogía.
- Recolección de la muestra de tefra, para este paso primero es necesario limpiar el lugar donde se encuentra el depósito de tefra con el objetivo de eliminar material vegetal o suelo que pueda contaminar la toma de la muestra, luego colocar aproximadamente 400 gramos de muestra dentro de bolsas transparentes, sellarlas y etiquetarlas. La importancia de recolectar las tefras volcánicas es que proporcionan un registro o expediente completo del

vulcanismo y de las tasas de recurrencia de erupciones durante el Cuaternario o periodos previos (Lowe, 2011). Además que son de fácil acceso porque pueden depositarse en grandes volúmenes y recorrer decenas de kilómetros.

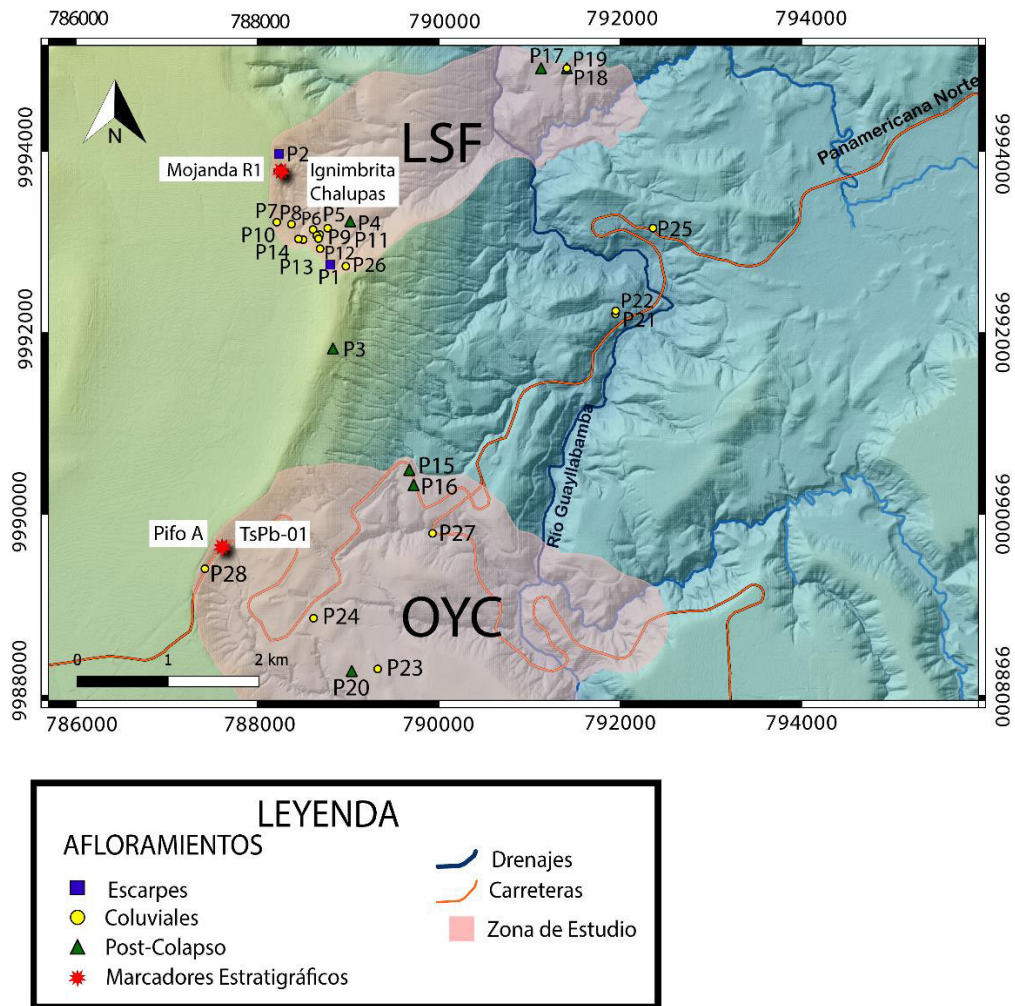


Fig. 3.3. Mapa de ubicación de los afloramientos. OYC: Oyacoto; LSF: San Francisco.

### 3.1.2. Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico consiste en el conteo e identificación de minerales y vidrio volcánico en una muestra de tefra volcánica realizado en lámina delgada a través del microscopio petrográfico. Este tipo de análisis permite reconocer características únicas como pleocroísmo, ángulo de extinción, relieve y birrefringencia de los fenocristales, clastos y pómez de la muestra, logrando que se observen propiedades físicas únicas de los depósitos, con el propósito de que las secuencias de capas de tefras puedan ser rastreadas de un afloramiento a otro, este es un método común para caracterizarlas (Lowe, 2011) permitiendo así realizar una correlación espacial de los colapsos a través de métodos estadísticos como el coeficiente de Pearson.

En este trabajo de investigación el estudio petrográfico se hizo a través del conteo modal petrográfico de los componentes principales: vidrio, clastos y minerales normalizados al 100% de las 43 láminas delgadas realizadas a las muestras de tefras recogidas. Los componentes minerales principales descritos en las muestras fueron: cuarzo, plagioclasa, piroxeno, hornblenda, biotita, feldespatos potásico y minerales opacos, además se normalizaron al 100% de la cantidad total de mineral hallada en la muestra.

El procedimiento para realizar el estudio petrográfico inició con la elaboración de láminas delgadas de las muestras de tefras, las cuales fueron preparadas en el laboratorio petrográfico, petrofísico y geoquímico Geostrat S.A. Quito de la siguiente manera (Fig. 3.4):

1. Se recolectaron 200 g de muestra aproximadamente, esta porción a escala micro será una representación del sustrato depositado.
2. La porción se coloca en una superficie limpia con el fin de evitar los contaminantes y se procede a cuartearla, el cuarteo consiste en dividir la muestra en cuatro partes y tomar una parte la cual será una proporción representativa del total de la muestra, los  $\frac{3}{4}$  de muestra que no se han utilizado se devuelven a su empaque.
3. La porción cuarteadada es colocada en un mortero y se tritura, es decir se aplasta la muestra en un mortero hasta que los granos de la muestra queden de tamaño de grano fino.
4. La porción triturada es lavada en un tamiz de  $250\mu\text{m}$ , separando de esta manera la porción de muestra mayor al tamaño de grano de ceniza gruesa de las de menor tamaño.
5. La porción de tamaño mayor a ceniza gruesa se coloca en un horno a una temperatura de máximo  $50^{\circ}\text{C}$  por 20 minutos hasta conseguir una muestra seca.
6. Una vez obtenida una muestra seca se realiza un nuevo proceso de cuarteo, es decir dividir la muestra en cuatro partes y se escoge una porción de este cuarteo, el cual es un ejemplar del total de la muestra.
7. La porción de la muestra tamizada, seca y cuarteadada es colocada dentro de un molde de silicona (la cantidad dentro del molde no debe superar un espesor de 2mm).
8. En el molde de silicona encima de la muestra añadimos resina y se ha dejado secar por al menos 24 horas, de esta manera se consigue un material sedimentado y compactado en forma de chip de 5cm de diámetro.

9. En seguida se procede a pulir el chip en discos de lijas número 100 y 320, eliminando de esta manera la resina sobrante del chip, este paso se realiza hasta que hasta que el grosor no supere los  $1.5\mu\text{m}$ .
10. El chip se pasa por pulimento gris de  $15\mu\text{m}$  y se procede a pegarlo en un portaobjetos, se continúa puliendo la muestra hasta que los colores de interferencia o birrefringencia de los minerales como cuarzo, plagioclasa de la lámina sean correctos, esto debe ser comprobado en un microscopio petrográfico.
11. Una vez que la lámina tiene el grosor adecuado está lista para ser pegada en un cubreobjetos.

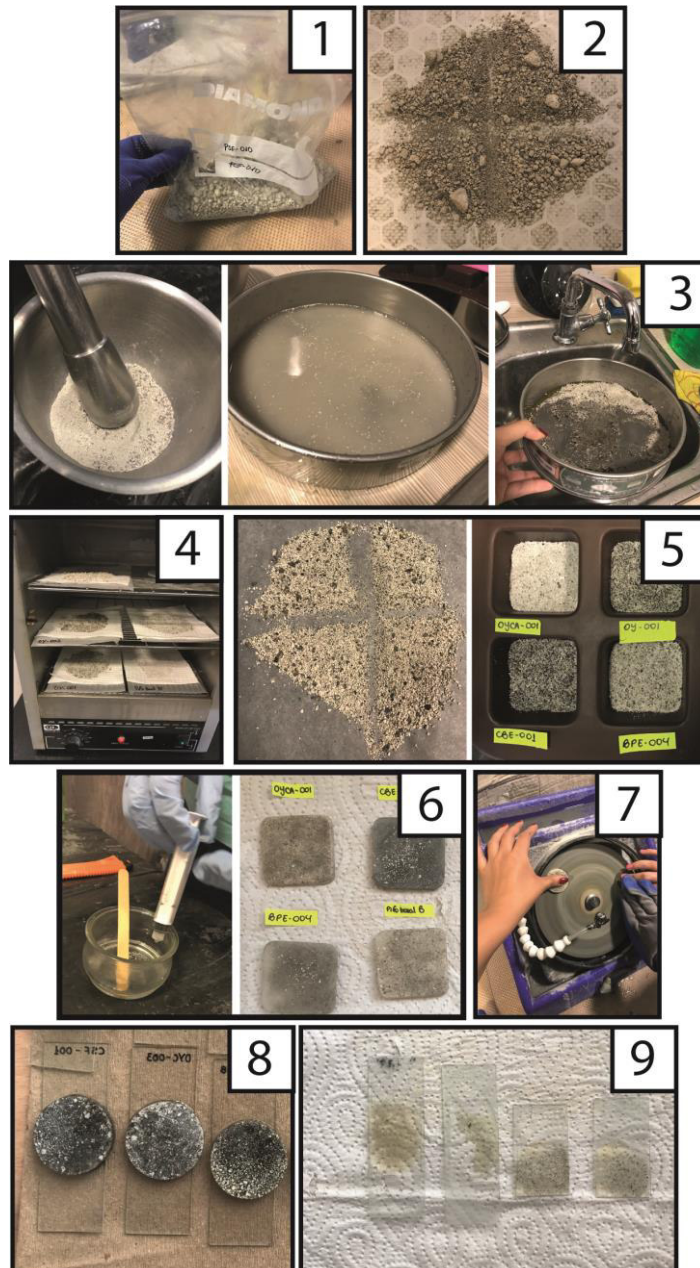


Fig. 3.4. Procedimiento para la preparación de láminas delgadas. 1) Muestra de tefra 2)Cuarteo de muestra 3)Trituración en mortero y tamizado de la muestra 4) Secado en horno 5)Muestra cuarteada y colocada en molde 6)Elaboración de chip 7)Pulido de chip 8)Chips en portaobjetos 9) Láminas delgadas.

Una vez se tengan preparadas las láminas delgadas se procede a la identificación de los minerales y vidrio volcánico a través del microscopio petrográfico. El análisis en microscopio petrográfico consiste en colocar la lámina delgada bajo el lente de aumento de 40x del microscopio, utilizando una platina graduada. La platina graduada permite el desplazamiento horizontal y vertical a través de la lámina delgada. El objetivo de desplazarse en una lámina delgada es identificar y contabilizar granos minerales, en

este trabajo de investigación se tomó como referencia un mínimo de 300 granos en los que se distinguieron los componentes minerales principales y secundarios así como los clastos y el vidrio que conforman la ceniza volcánica (Fig. 3.5).

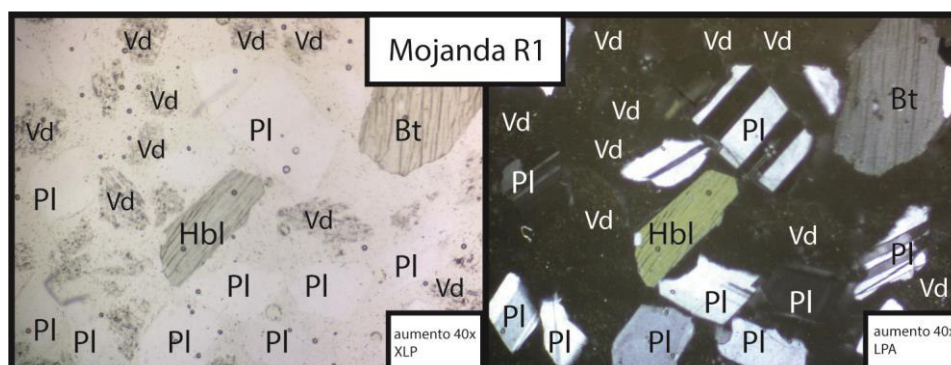


Fig. 3.5. Vista de los minerales a través de microscopio petrográfico, además del ensamblaje mineral se pueden observar características de cada mineral como zonaciones en las plagioclasas, maclas polisintéticas y simples. Muestra Mojanda R1. lpa: luz polarizada; xlp: luz natural. 40x aumento del microscopio. PI: plagioclasa; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Vd: vidrio.

Después de identificar cada uno de los puntos y anotar el tipo de mineral, lítico o vidrio que pertenece se debe aplicar la siguiente ecuación (3.1):

$$\%modal\ del\ mineral = \frac{cantidad\ de\ puntos\ del\ mineral * 100}{total\ de\ puntos\ de\ la\ muestra} \quad (Ec.\ 3.1)$$

Este valor será el valor porcentual de cada fracción de mineral, lítico o vidrio dentro de la muestra, indicando su abundancia relativa. Estos componentes principales en porcentaje (%) de cada muestra de tefra serán correlacionados con las muestras de lámina delgada de las tefras volcánicas marcador: (Ignimbrita Chalupas, Pifo A, Mojanda R1), también serán comparados los depósitos de los escarpes de San Francisco y Oyacoto con el material depositado de colapso y post colapso, con la finalidad de hallar una relación horizontal o vertical de las muestras a través de diagramas de barras horizontales. Los estudios petrográficos realizados a las muestras de tefras recolectadas a lo largo de los escarpes nos permiten caracterizarlas, estos rasgos identificados en cada una de estas tefras del escarpe han sido comparados con las tefras encontradas en los depósitos coluviales, logrando correlacionarlas espacialmente. La identificación de una capa de tefra del escarpe dentro de los depósitos coluviales proporciona información de que el material ha sido removido durante la ocurrencia de un movimiento en masa permitiéndonos de esta manera definir si una zona se ha deslizado.

### 3.1.3 Estudio Geoquímico

El estudio geoquímico proporciona información acerca de la fuente volcánica mediante la identificación de los elementos químicos de la muestra (Froggatt, 1992), al vincular los resultados obtenidos a través de los análisis químicos con la base de datos bibliográfica y la ubicación geográfica de la zona de estudio se puede reconstruir los eventos volcánicos que pudieron haber afectado al área y así realizar la correlación temporal de los depósitos.

En este trabajo se realizó el análisis geoquímico de las muestras a través del método de Fluorescencia de Rayos X (XRF, por sus siglas en inglés) en roca total, en 16 muestras de tefra *in situ* que forman parte de: 5 del escarpe (BPE-001, BPE-002, BPE-003, ELSF3-1, CSF-001), 7 lentes de tefra depositadas post colapso (TOY-003, TGU-01, TGU-02, PSF-001, TEFRA 4, OY-001 y OY-002) y 4 tefras marcadores regionales (Pifo A, Mojanda R1, Ignimbrita Chalupas y TSPb-01).

El proceso para realizar este análisis consiste en tomar una porción cuarteada de muestra y triturarla en el mortero, pasar a través de los tamices de 250 y 45  $\mu\text{m}$ , para separar la porción de tamaño de ceniza fina a muy fina, lavar y secar. Luego de este proceso se ha procedido a enviar las muestras al laboratorio Geostat S.A para el estudio geoquímico de elementos mayores y elementos traza.

Con la finalidad de comparar los datos obtenidos con la bibliografía es necesario transformar los resultados obtenidos de elementos químicos (cationes) de las muestras en elementos mayores (wt% óxidos) y elementos traza (ppm) utilizando los factores de conversión estequiométricos (Tab. 3.3) de (Murray et al., 2000). Para convertir un elemento químico a su óxido correspondiente ambos en %wt se utiliza la siguiente ecuación (3.2):

$$Z(\text{wt}\%) = O(\text{wt}\%) * K$$
$$O(\text{wt}\%) = \frac{Z(\text{wt}\%)}{K} \quad (\text{Ec. 3.2})$$

Donde  $Z$ , es el elemento o catión en wt%,  $O$  es el óxido en wt% y  $K$  es el factor de conversión. El factor de conversión es un dato constante para tipo de óxido y su elemento, se obtiene a partir de la fracción entre el peso molecular del elemento o catión ( $Z$ ) y el peso molecular del óxido ( $O$ ) (Ragland, 1989).



El proceso descrito previamente fue aplicado a cada uno de los cationes pertenecientes a las 16 muestras de tefras, ver resultados en el Anexo II, debido a que es necesario conocer su wt% de los elementos mayores en óxidos.

Tabla 3. 3: Factores de conversión para transformar las concentraciones de elementos en wt% a su óxido correspondiente en wt% (Murray et al., 2000).

<b>Elemento (wt%)</b>	<b>Factor de conversión K</b>	<b>Óxido (wt%)</b>
Si	0.4675	SiO <sub>2</sub>
Ti	0.5995	TiO <sub>2</sub>
Al	0.5293	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Fe	0.7773	FeO
Mn	0.7745	MnO
Mg	0.6030	MgO
Ca	0.7143	CaO
Na	0.7419	Na <sub>2</sub> O
K	0.8301	K <sub>2</sub> O
P	0.4365	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>

La suma de los óxidos mayores en wt% en una muestra debe ser ~100wt% ya que representa la concentración total de los elementos, en los resultados obtenidos este valor no fue igual al 100 wt%, ver resultados en el Anexo III. Esto se debe a que los resultados otorgados por el laboratorio no proporcionaron la información sobre el sodio (Na), por lo tanto tampoco se conoce la concentración del Na<sub>2</sub>O. Debido a que es necesario comparar las cantidades de elementos mayores obtenidos en los análisis geoquímicos del presente trabajo de investigación con tefras marcadores de estudios anteriores que si incluyen el wt% de Na<sub>2</sub>O, el siguiente paso a seguir es normalizar al 100% los resultados de óxidos eliminando el valor del Na<sub>2</sub>O, esta transformación es necesaria aplicarla tanto en los datos de estudios previos como en el presente estudio, este paso permite ubicar toda la información dentro de una misma nomenclatura y finalmente estos datos normalizados si pueden ser comparados.

En cuanto a los resultados de los elementos trazas están dados en concentraciones menores al 0.1% por lo que es necesario transformarlos a ppm (partes por millón), mediante la conversión de 1%=10<sup>4</sup> ppm (Ragland, 1989).

Es necesario acotar que los resultados obtenidos en estudios previos comparados con el presente están dados por distintos laboratorios, cuyos errores de calibración pueden hacer que estos varíen y no permitan una correcta correlación de los valores. Sin embargo, se pueden tener tendencias, “background” o valores que se consideran rangos normales para poder definir una posible fuente volcánica.

Para representar los datos obtenidos por la geoquímica se han utilizado los diagramas de: Peccerillo & Taylor, 1976; Harker, Pseudo-Harker y Multielementos.

La finalidad de realizar análisis químicos en las muestras de tefras *in situ* es determinar su posible fuente volcánica, esto se consigue al comparar datos geoquímicos de depósitos de tefras de volcanes previamente estudiados con los resultados obtenidos en este trabajo. Esta información permite establecer una cronología de los depósitos asociado a las erupciones volcánicas conocidas.

### **3.1.4 Correlación de Pearson y diagramas de barras**

La correlación espacial entre las tefras *in situ* de la zona del escarpe y los depósitos de colapso se realizará a través del coeficiente de correlación de Pearson, el cual mide el grado de asociación lineal entre dos variables (Dagnino, 2014) en el caso de las tefras se ha comparado la abundancia de vidrio y minerales principales de las muestras, sin considerar los clastos debido que han sufrido retrabajamiento y su información mineralógica afecta la correlación. Los valores obtenidos de esta correlación pueden situarse entre -1 y +1, aceptando como una correlación positiva muy alta a los valores >0,9 (Dagnino, 2014). La siguiente técnica utilizada ha sido los diagramas de barras horizontales para comparar la abundancia mineralógica, considerando la cantidad total en porcentaje de los cristales minerales. Los datos obtenidos a través de la matriz de correlación se han presentado en 3 agrupaciones: tefras del escarpe/ tefras coluviales cercanas (Fig. 3.6), tefras del escarpe/tefrs coluviales distales del este (Fig. 3.7) y tefras del escarpe/tefrs coluviales distales del sur (Fig. 3.8).

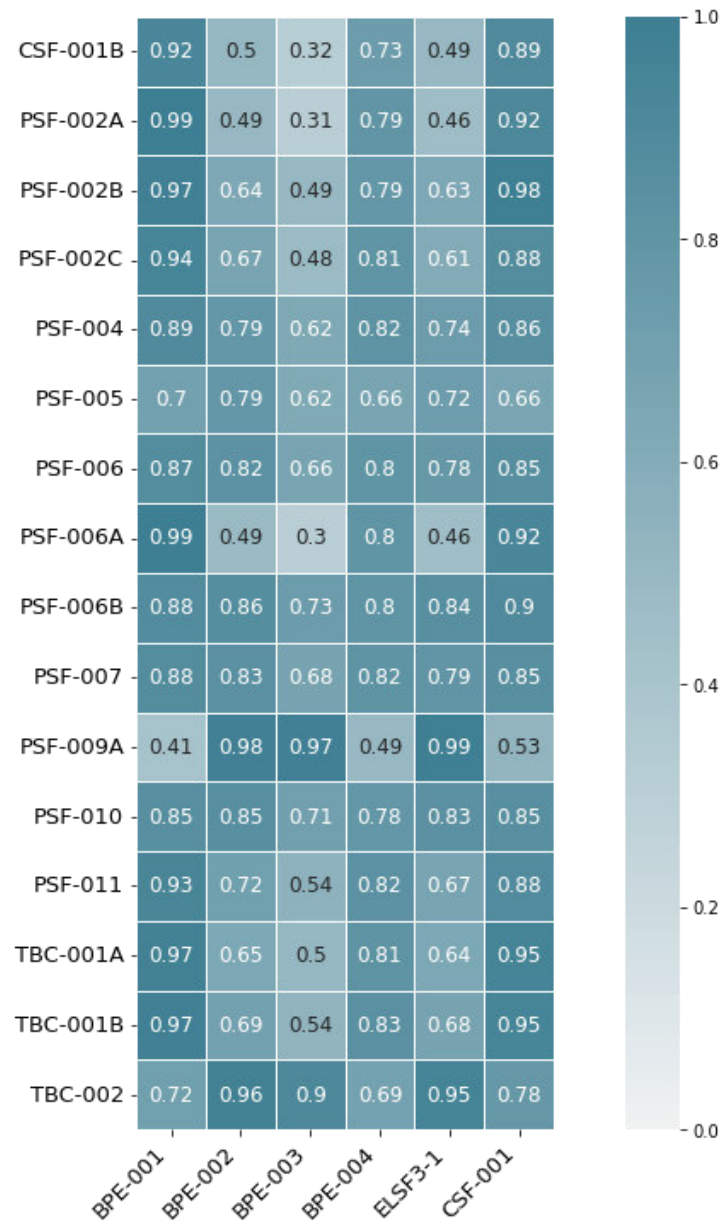


Fig. 3.6. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras del depósito coluvial ubicadas cerca del escarpe.

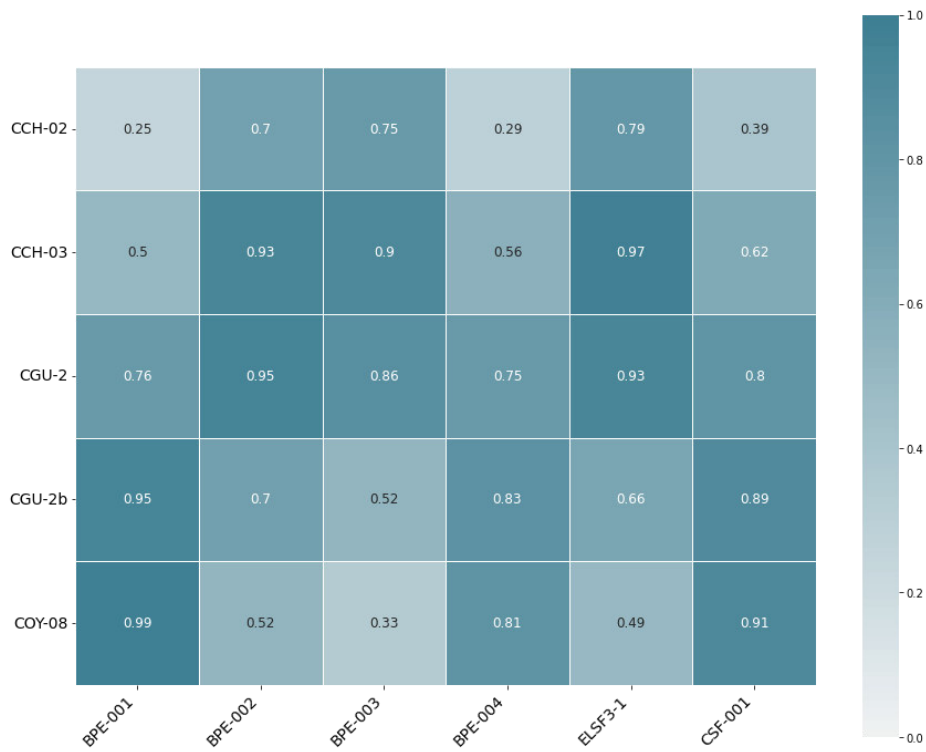


Fig. 3.7. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras distales del depósito coluvial ubicadas al este del escarpe.

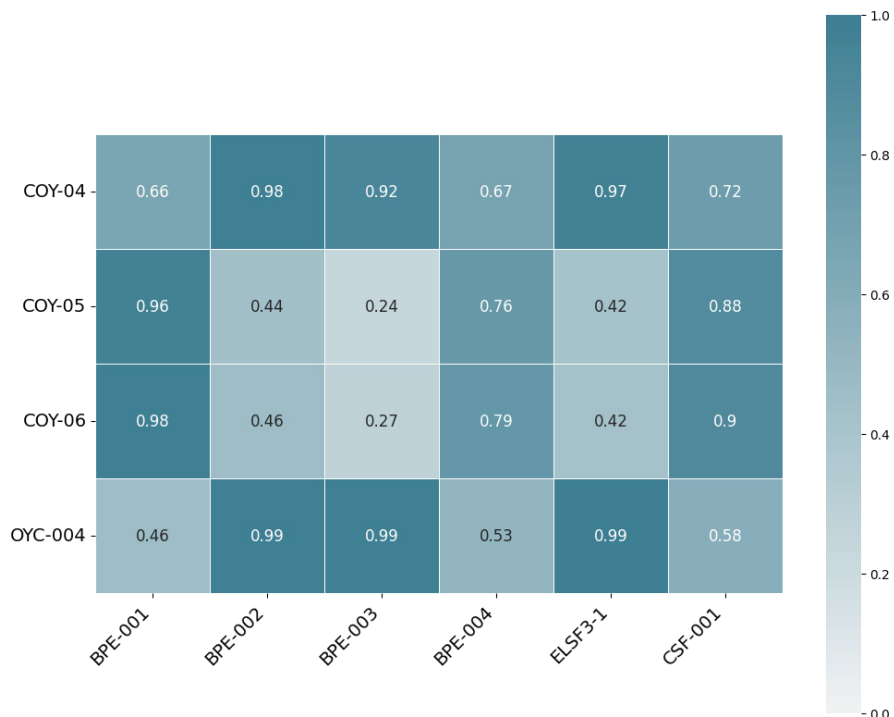


Fig. 3.8. Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras del escarpe con las capas de tefras distales del depósito coluvial ubicadas al sur del escarpe.

## **3.2 Estudio Morfoestructural**

El estudio morfoestructural es aquel que vincula los análisis geomorfológicos y estructurales, permite establecer una relación entre los cambios de los relieves en los paisajes y la influencia de estructuras geológicas. Este es el estudio de las interacciones entre los procesos tectónicos, el clima y la hidrología de la superficie terrestre, que se enfoca en describir accidentes geográficos, su disposición espacial, los procesos que condujeron a su formación y sus materiales constituyentes (Evans et al., 2009). Durante el presente trabajo de investigación este estudio estuvo enfocado en determinar si existe una relación entre el contexto geodinámico de los sistemas de fallas activos de Quito y Guayllabamba y la posible ocurrencia de los grandes movimientos en masa de la zona de San Francisco y Oyacoto.

En el presente trabajo de investigación el estudio morfoestructural se realizó mediante el levantamiento de datos estructurales en campo y los rasgos morfológicos los cuales permitieron caracterizar los posibles MM de la zona de estudio. Las estructuras medidas en campo corresponden a: zonas de escarpe, pliegues, fallas, grietas de tensión, variaciones en las redes de drenaje, entre otros, también se han considerado los cambios en el relieve en los que se anotó las variaciones en las pendientes, la perpendicularidad de los taludes y los tipos de contactos entre las formaciones. Además en el caso de las estructuras se tomaron mediciones referentes al rumbo y buzamiento de las fallas y ángulos de inclinación de las charnelas de los pliegues. Esta información dada durante el trabajo de campo ha sido interconectada con los datos obtenidos a través del análisis fotointerpretativo de los Modelos Digitales de Elevación (MDE), con una resolución de 2m por pixel, proporcionado por el proyecto *Tomorrow's Cities* y los datos recopilados de estudios anteriores como (Alvarado et al., 2014; Pacheco, 2013; Pacheco et al., 2014; Villagómez, 2003).

### **3.2.1 Análisis del modelo digital de elevación**

La importancia de los análisis de MDE en la interpretación geomorfológica y estructural ha revolucionado la fotointerpretación y la toma de imágenes aéreas, debido a que el MDE permite analizar la forma y la variación de la superficie terrestre en grandes áreas con una alta precisión en rangos de resolución que pueden ser decimétricos hasta centimétricos, permitiendo un análisis de los cambios en los ríos, canales, erosiones fluviales, flujos, pendientes pronunciadas y deslizamientos terrestres. (Evans et al., 2009). La precisión de estos análisis dependerá de la escala en la que haya sido tomado el MDE, el tamaño del deslizamiento de tierra, la temporada de adquisición, la densidad y altura de la cobertura forestal y la habilidad del interprete (Evans et al., 2009). El

análisis del MDE por sí solo no permite comprender los procesos asociados que dieron lugar a los deslizamientos (Evans et al., 2009) por lo que es necesario vincularlo con otros análisis como los petrográficos y geoquímicos, los cuales han sido detallados previamente en este capítulo.

Las estructuras principales que están asociadas a zonas de fallas y fallas *strike-slip* son: fallas, grietas de tensión, pliegues, cuencas y levantamientos (Fleming, 1989). El MDE otorgado por el proyecto *Tomorrow's Cities* en la zona de San Francisco y Oyacoto en una escala de 2m por pixel ha permitido identificar estas estructuras en las que se encuentran: pliegues, grietas de tensión, drenajes, escarpes y fallas.

## CAPITULO 4

### 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

#### 4.1 Estudio Tefroestratigráfico

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del estudio tefroestratigráfico el cual incluye los resultados de los estudios petrográficos y geoquímicos, los cuales han permitido correlacionar las muestras de tefras entre las encontradas en la zona de estudio e identificar las posibles fuentes volcánicas.

##### 4.1.1 Estudio petrográfico

Los resultados de estos conteos modales en microscopio petrográfico se han incluido en las siguientes tablas: tefras del escarpe (Tab 4.1, 8 láminas delgadas), tefras holocénicas post-colapso (Tab 4.2, 7 láminas delgadas), tefras encontradas como lentes dentro de los depósitos coluviales (Tab 4.3, 26 láminas delgadas) y las tefras marcadores Pifo A, TsPb-01 y Mojanda R1 (Tab 4.4, 3 láminas delgadas).

Tabla 4. 1: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras del escarpe. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespato potásico, Opq=opacos.

Tefras del escarpe										
Tefra	Vd	Cla	Min	Qz	Pl	Py	Hbl	Bt	Kfs	Opq
BPE-001	17	6,08	76,92	4,73	74,22	0	12,64	5,79	0	2,63
BPE-002	84,12	6,48	9,4	0	100	0	0	0	0	0
BPE-003	91,69	5,75	2,56	0	75	0	12,50	0	0	12,50
BPE-004	20,75	39,25	40	0	51,25	0	1,25	8,75	33,13	5,63
CSF-001	27,59	19,7	52,71	5,62	53,29	0	24,76	12,14	0,93	3,26
ELSF3-1	83,71	4,15	12,14	0	84,18	0	2,64	13,18	0	0

Tabla 4. 2: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras holocénicas. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.

<b>Tefras post-colapso</b>										
<b>Tefra</b>	<b>Vd</b>	<b>Cla</b>	<b>Min</b>	<b>Qz</b>	<b>Pl</b>	<b>Py</b>	<b>Hbl</b>	<b>Bt</b>	<b>Kfs</b>	<b>Opq</b>
OY-001	14,94	48,5	66,56	2,93	47,33	0	29,27	17,07	0	3,41
OY-002	30,56	27,91	41,53	13,60	78,40	0	0	4,79	0,79	2,41
PSF-001	16,27	42,01	41,72	1,41	51,77	0	21,28	19,85	0	5,68
TGU-01	27,97	31,51	40,52	3,97	55,55	0	4,76	32,53	0	3,18
TGU-02	18,32	14,27	67,40	0,55	71,74	1,08	4,90	18,47	0	3,26
TOY-003	33,71	12,35	53,93	0	59,71	4,17	6,95	25,70	0	3,47
TEFRA 4	20,14	42,08	37,78	4,76	85,71	0	2,86	5,72	0	0,95



Tabla 4. 3: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en las tefras pleistocénicas. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.

<b>Tefras dentro de los depósitos coluviales</b>										
<b>Tefra</b>	<b>Vd</b>	<b>Cla</b>	<b>Min</b>	<b>Qz</b>	<b>Pl</b>	<b>Py</b>	<b>Hbl</b>	<b>Bt</b>	<b>Kfs</b>	<b>Opq</b>
CCH-02	69,02	10,73	20,25	6,07	33,33	0	0	40,89	0	19,70
CCH-03	72,43	9,30	18,27	0	67,27	0	0	30,93	0	1,81
CGU-2	53,71	15,9	30,38	1,15	90,72	0	2,34	4,64	0	1,15
CGU-2B	17,9	30,55	51,55	9,58	80,83	0	0	5,99	0,60	2,99
COY-04	69,93	4,34	25,72	8,44	88,76	1,40	0	0	0	1,40
COY-05	1,57	38,56	59,87	3,66	64,39	2,09	6,81	20,43	0	2,62
COY-06	4,05	25	70,94	1,90	71,43	2,86	6,67	10,47	0	6,67
COY-08	11,96	10,14	77,90	2,32	78,14	2,32	1,86	13,95	0	1,40
CSF-001B	6,21	50,34	43,44	3,18	56,35	0	11,90	24,61	0	3,96
OYCA-001	85,11	7,08	7,79	13,61	86,39	0	0	0	0	0
OYC-004	79,10	11,94	8,96	4,13	75	0	4,13	8,37	0	8,37
PSF-002A	8,07	22,33	69,60	5,42	70,93	0	7,14	12,95	0	3,56
PSF-002B	23,59	21,71	54,70	2,94	61,28	0	15,19	18,14	0,49	1,96
PSF-002C	12,19	37,18	50,63	12,34	81,49	0	3,08	0	0,61	2,47
PSF-004	21,61	36,45	41,94	3,08	93,82	0	2,34	0	0	0,76
PSF-005	12,62	76,02	11,36	16,64	80,55	0	0	2,82	0	0
PSF-006	24,33	40,32	35,33	4,73	87,74	0	2,83	3,76	0	0,93
PSF-006A	9,17	15,68	75,14	3,54	72,84	0	6,69	14,17	0	2,75
PSF-006B	37,50	20,84	41,66	3,07	80	0	6,14	9,24	0	1,54
PSF-007	28,51	31,72	39,75	1,01	91,92	0	0	4,05	0	3,02
PSF-009A	85,37	10,96	3,67	11,17	77,66	0	0	11,17	0	0
PSF-010	31,56	33,89	34,54	10,57	75,97	0	0,96	12,51	0	0
PSF-011	15,56	35,93	48,51	4,58	87,80	0	3,05	2,29	0	2,29
TBC-001A	29,54	5,33	65,13	1,44	67,57	0	6,85	18,82	0	5,31
TBC-001B	30,11	5,38	64,51	2,77	75,01	0	5,01	15,01	0	2,20
TBC-002	62,5	3,24	34,25	4,06	72,96	8,12	4,06	4,06	0	6,74

Tabla 4. 4: Resultados del conteo modal de los componentes de vidrio (Vd), clastos (Cla) y minerales totales (Min) mostrados en porcentaje en los marcadores regionales Pifo A y Mojanda R1. Qz=cuarzo, Pl= plagioclasa, Py=piroxenos, Hbl= hornblenda, Bt=biotita, Kfs=feldespatos potásico, Opq=opacos.

<b>Tefras marcadores regionales</b>										
<b>Tefra</b>	<b>Vd</b>	<b>Cla</b>	<b>Min</b>	<b>Qz</b>	<b>Pl</b>	<b>Py</b>	<b>Hbl</b>	<b>Bt</b>	<b>Kfs</b>	<b>Opq</b>
PIFO A	66,48	5,45	28,06	9,94	28,90	0	2,85	40,77	11,37	6,17
MOJANDA R1	61,27	2,63	36,09	0	83,65	0	13,33	0	0	3,02
TSPB-01	24,46	21,44	57,09	3,31	90,07	0	1,24	2,49	0	2,89

#### **4.1.1.1 Descripción petrográfica de las tefras del escarpe**

Las muestras que conforman el escarpe de la base al tope son: BPE-003, BPE-002, BPE-001, BPE-004, ELSF3-1 y CSF-001 y sus descripciones petrográficas son presentadas a continuación.

##### **Muestra BPE-003**

El análisis petrográfico en muestra de mano se observa una tefra grisácea, las pómez presentan poca vesicularidad, contienen clastos de líticos andesíticos oxidados. Los datos en microscopio petrográfico arrojan que es una tefra con textura fragmental donde los componentes principales son vidrio 91,69%, clastos 5,75% y minerales 2,56%. Los minerales corresponden a plagioclasas cálcicas (anortotita), hornblenda y minerales opacos (magnetita), esto se puede observar en la Fig. 4.1. Los clastos presentan textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y opacos, además presentan alteración primaria, por lo que pueden definirse como clastos de composición andesítica.

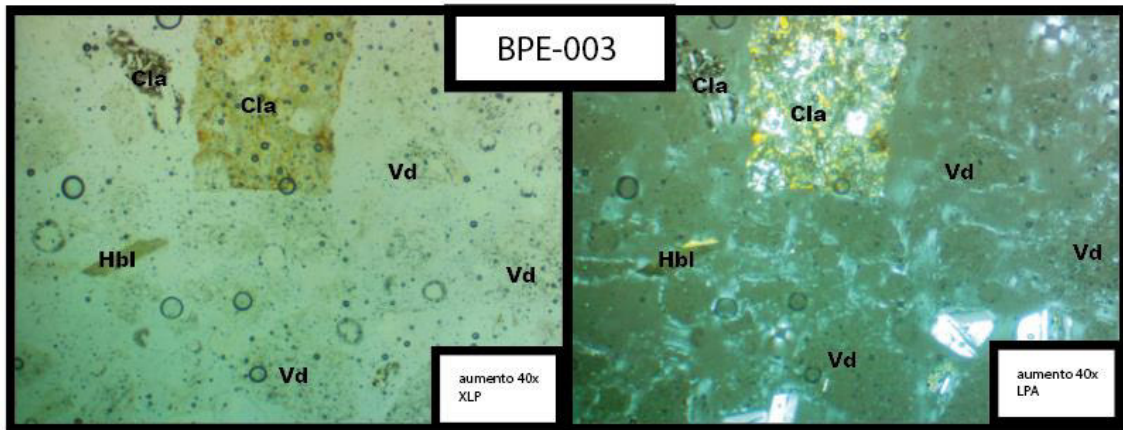


Fig. 4.1. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-003. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra BPE-002

Es una tefra de color blanco en la que en muestra de mano no se evidencia la presencia de minerales máficos, se encuentran pómez de hasta 3 cm y líticos de hasta 1cm. La muestra BPE-002 presenta textura fragmental (Fig. 4.2) cuyos componentes son vidrio 84,12%, clastos 6,48% y minerales 9,4%. Los clastos tienen una textura porfirítica hipocristalina de composición andesítica debido a su contenido de fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Los minerales principales que se encuentran son plagioclasas intermedias (andesinas) y plagioclasas sódicas (albita). Las plagioclasas presentan maclas polisintéticas además de que se pueden hallar zonaciones.

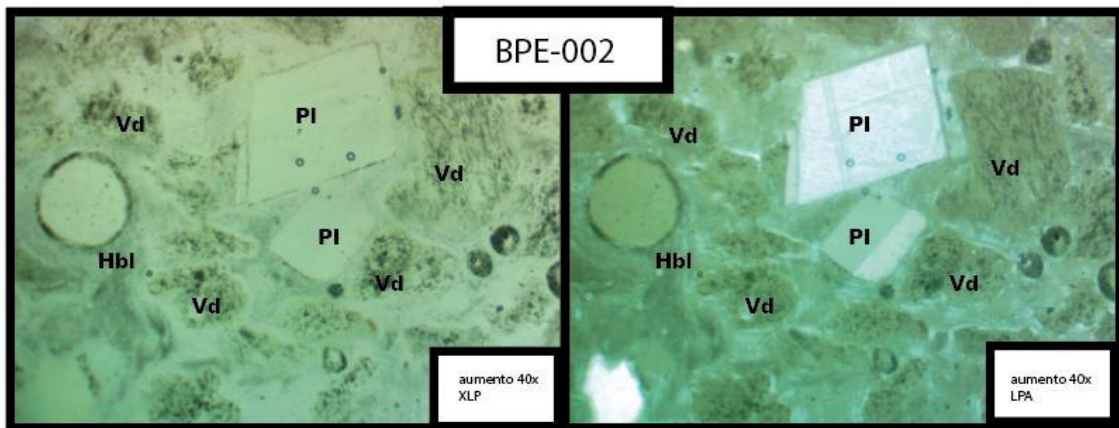


Fig. 4.2. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-002. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra BPE-001

La muestra BPE-001 en muestra de mano es de color gris, se puede observar cristales de magnetita y clastos líticos de hasta 2 mm y pómez de hasta 1cm. En el microscopio petrográfico es una muestra con textura fragmental (Fig. 4.3), se ha encontrado un

contenido de vidrio de 17%, clastos 6,08% y minerales 76,92%. Los clastos tienen textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y opacos, es decir clastos de composición andesítica. Los minerales que lo conforman son plagioclasas sódicas (oligoclasa), cuarzo con extinción ondulante, minerales ferromagnesianos biotita, hornblenda y opacos (magnetita). Las plagioclasas están zonadas. Las biotitas tienen inclusiones de minerales opacos y las hornblendas presentan inclusiones de opacos y biotitas.

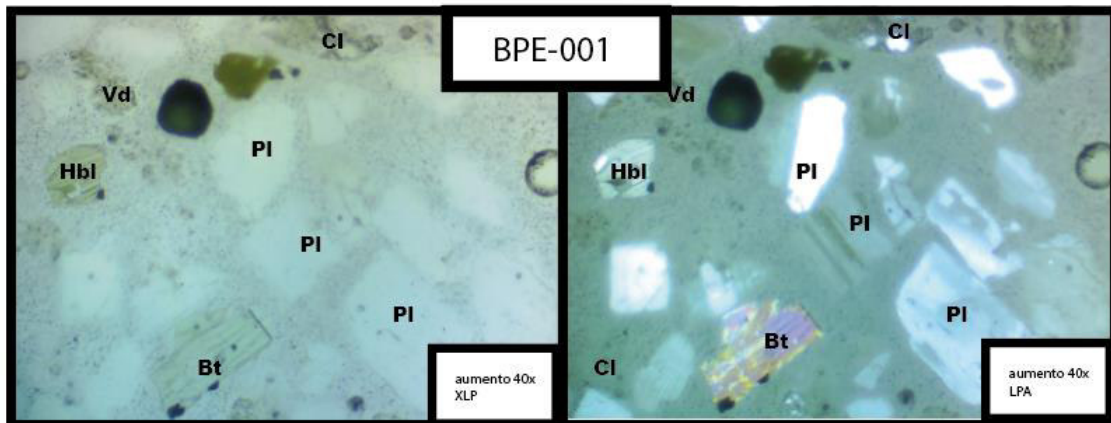


Fig. 4.3. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

#### Muestra BPE-004

El análisis petrográfico de la muestra BPE-004 nos muestra una textura fragmental cuyos componentes dieron como resultado un contenido del 20,75% de vidrio, 39,25% de clastos y 40% de minerales. Se pueden encontrar aureolas de alteración en los vidrios. Los clastos tienen textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa y anfíboles (Fig. 4.4), es decir composición andesítica. Los minerales están conformados por plagioclasas (oligoclasa y albita) con maclas polisintéticas y zonaciones, feldespatos alcalinos (sanidina y microclina) con maclas en enrejado y Carlsbad. También se encuentran cristales ferromagnesianos (hornblenda, biotita y magnetita).

En muestra de mano es un depósito de color grisáceo que evidencia la presencia de magnetita y clastos líticos de hasta 2 mm y pómez de hasta 1cm.

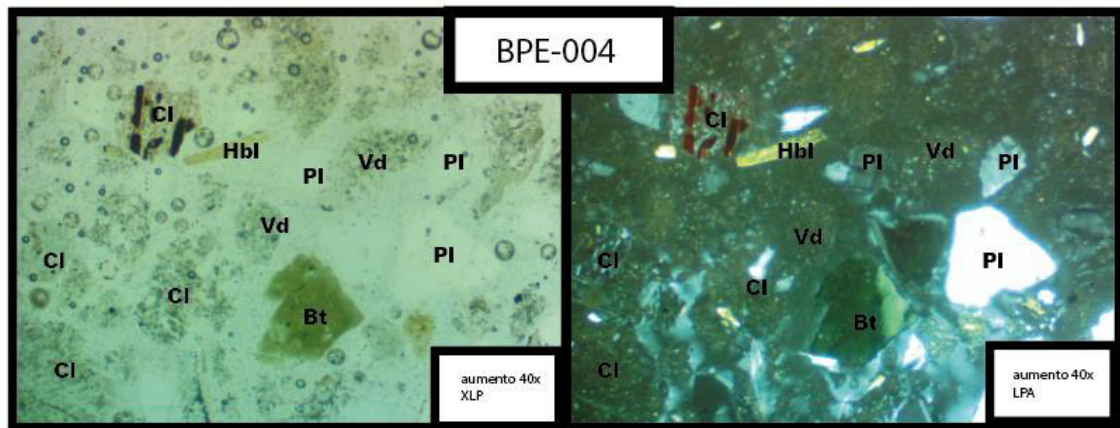


Fig. 4.4. Fotografía de lámina delgada de la muestra BPE-004. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra ELSF3-1

ELSF3-1 en muestra de mano se observa que es un depósito de tefra de color blanco, en donde la pómez tiene una estructura aplanada y achatada con fenocristales de biotita dorada y plagioclasa. El análisis petrográfico muestra una textura fragmental (Fig. 4.5) con contenido de vidrio de 83,71%, clastos 4,15% y minerales 12,14%. Los clastos son de textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, biotita y opacos (magnetita), por lo que son de composición andesítica. Los minerales son plagioclasas sódicas principalmente oligoclasas las cuales presentan zonaciones, también se encontraron hornblendas y biotitas. Las biotitas halladas en la muestra son de color dorado, este tipo de coloración se presenta en las biotitas cuando son secundarias o de alteración y forman parte de sistemas de alteración hidrotermal (Sillitoe, 2015).

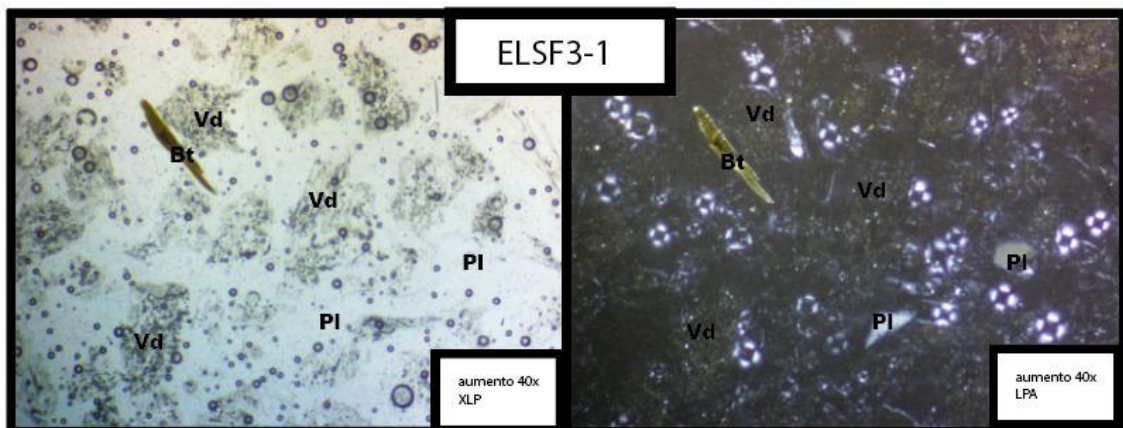


Fig. 4.5. Fotografía de lámina delgada de la muestra ELSF3-1. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra CSF-001

CSF-001 es una muestra de tefra blanca con fenocristales de cuarzo y biotita. El análisis petrográfico nos indica una textura fragmental compuesta por vidrio 27,59%, clastos 19,7% y minerales 52,71%. Los clastos tienen textura porfírica hipocristalina (Fig. 4.6) con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y opacos, algunos de estos clastos presentan oxidación, se pueden definir así como composición andesítica a dacítica. Los minerales se componen principalmente por plagioclasas sódicas (albita y oligoclasa) con maclas polisintéticas y simples además de zonaciones, también se compone su mineralogía de cuarzo, biotita, feldespatos (microclina) con maclas en enrejado y minerales opacos (magnetita).

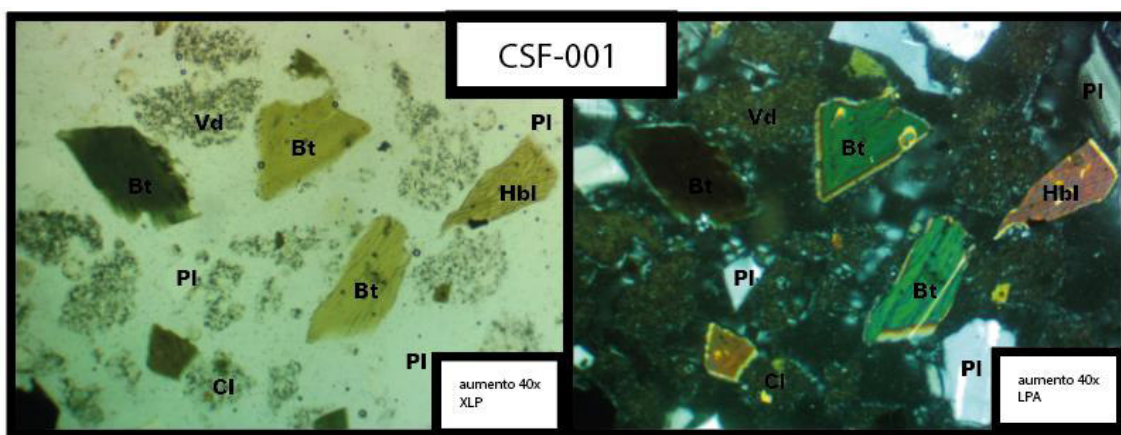


Fig. 4.6. Fotografía de lámina delgada de la muestra CSF-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

#### 4.1.1.2 Correlación petrográfica entre las tefras del escarpe y las tefras de los depósitos coluviales

La utilización del método de correlación de Pearson y los diagramas de barras han logrado distinguir 4 grupos de tefras que comparten características mineralógicas estos son: Grupo del BPE-001 (Fig. 4.7), Grupo del BPE-003 (Fig. 4.8) y Grupo del ELSF3-1 (Fig. 4.9).

#### Grupo de la tefra BPE-001

La capa de tefra ubicada en el escarpe BPE-001 al ser correlacionada con el coeficiente de Pearson y diagrama de barras (Fig. 4.7) se encuentra que tiene similitudes con los lentes de tefra CSF-001B, PSF-002A, PSF-002B, PSF-002C, PSF-006A, PSF-006B, PSF-011, TBC-001A y TBC-001B que forman parte del pie del escarpe ubicados a <1km. También se ha correlacionado con los lentes de tefra CGU-2b y COY-08, estos pertenecen al material coluvial distal a ~3,5 km al este del escarpe. Finalmente se ha podido identificar que las muestras COY-05 y COY-06 ubicadas en el material removido

a más de 4km al sur del escarpe comparten características mineralógicas con este grupo de muestras.

Las características petrográficas principales son el bajo contenido de vidrio y clastos comparado con el contenido de minerales. La mineralogía está enriquecida en plagioclasas sódicas en su mayoría oligoclasas, además de minerales máficos principalmente hornblenda, biotita y opacos, debido a observaciones realizadas en campo se puede establecer que los minerales opacos son magnetita. Las muestras COY-05, COY-06 y COY-08 se distinguen de la media de las tefras de este grupo debido a que se ha encontrado clinopiroxeno, este rasgo distintivo de estas muestras que se encuentran más distales pueden deberse a una contaminación durante el retrabajamiento de los depósitos.

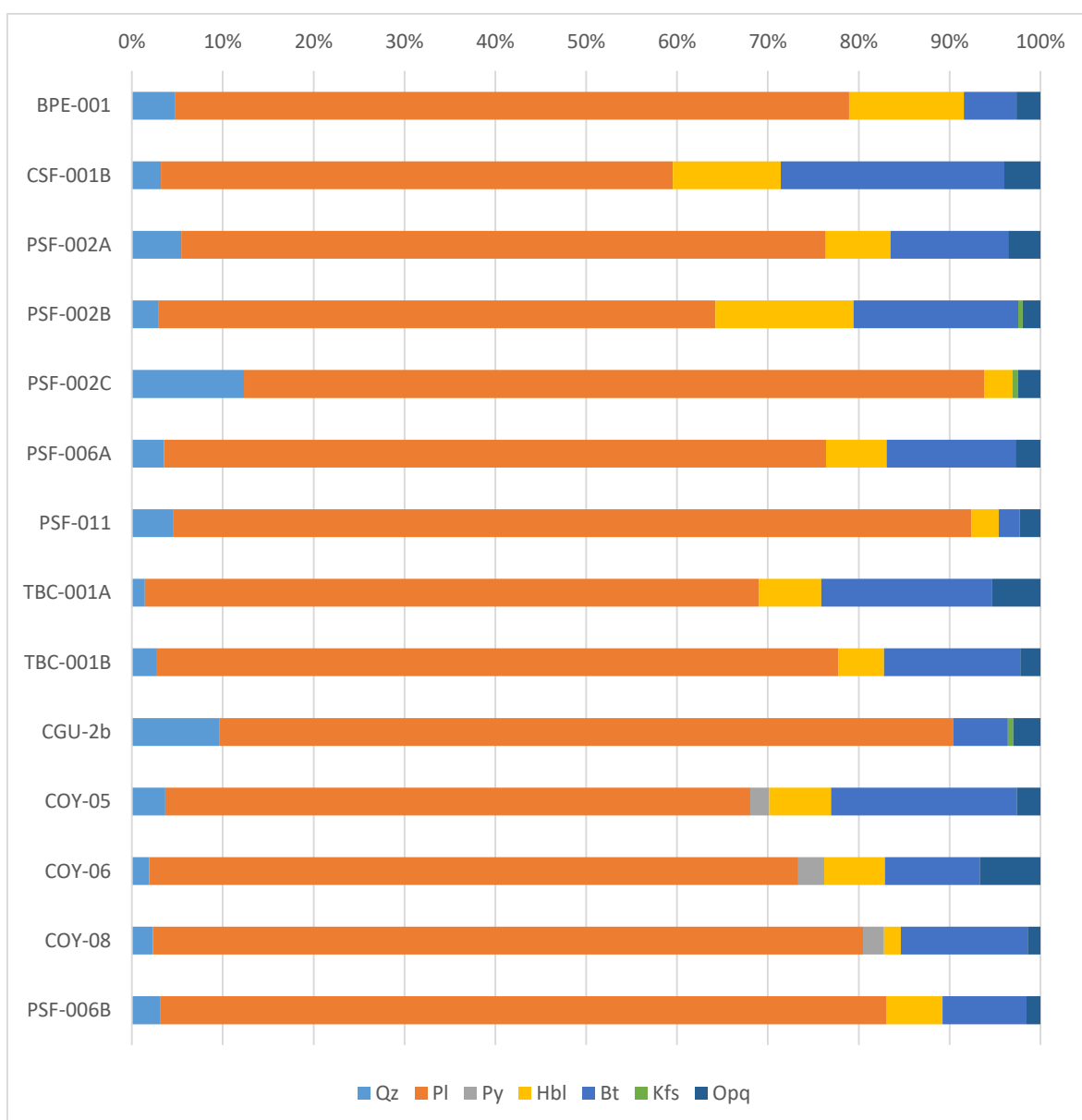


Fig. 4. 7 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras del Grupo BPE-001.

### Grupo de la tefra BPE-003

La muestra BPE-003 ha podido ser correlacionada en el diagrama de barras (Fig. 4.8) con el lente OYC-004, que forma parte del depósito coluvial distal ubicándose a más de 3km al sur del escarpe. La cantidad de vidrio de ambas muestras supera el 75%, en la muestra perteneciente al escarpe la cantidad de clastos es del 5,75% mientras que en el lente distal del coluvial los clastos llegan a ~12%, este aumento en la cantidad de líticos posiblemente este asociada con el retrabajamiento que sufrió la muestra. La mineralogía que comparten se compone principalmente de plagioclasas sódicas, también se pueden encontrar minerales ferromagnesianos como hornblenda, biotita y minerales opacos (magnetita). Además de la mineralogía similar se ha encontrado que en ambos depósitos la muestra se está alterando, esto se evidencia en clastos oxidados, vidrios alterados y el hallazgo de caolinita, que es un mineral formado por la meteorización de feldespatos y micas.

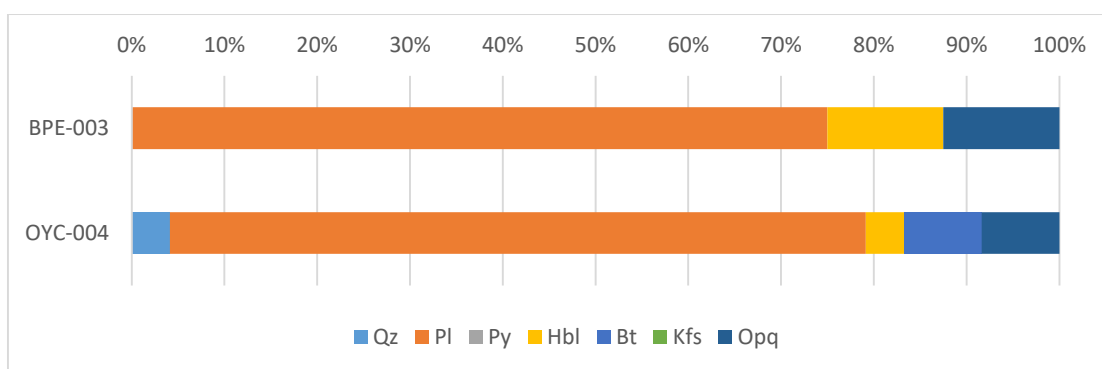


Fig. 4. 8 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo BPE-003.

### Muestra ELSF3-1

La capa de tefra perteneciente al escarpe ELSF3-1 se ha correlacionado en el diagrama de barras (Fig. 4.9) con los lentes de tefra PSF-009A, TBC-002, CCH-03, CGU-2, COY-04 y OYC-004. Las muestras PSF-009A y TBC-002 forman parte del pie del escarpe y se ubican a una distancia <1km. Los lentes de tefra CCH-03 y CGU-2 se ubican en una zona que conforma los depósitos coluviales distales ubicados al este a ~4km del escarpe. Los lentes COY-04 y OYC-004 que también forman parte de los depósitos coluviales distales están ubicados a ~6km al sur del escarpe.

La mineralogía que ha permitido correlacionar estas muestras de tefras se caracteriza por el alto contenido de vidrio, <20% contenido de clastos y minerales enriquecidos en plagioclasa principalmente sódica debido a que se encontró labradorita y oligoclasa, también otros minerales del tipo ferromagnesianos como la hornblenda y biotita dorada, la presencia de biotita dorada es una característica única para estos depósitos.



El contenido de piroxeno en las muestras TBC-002 y COY-04 se pueden deber a una contaminación de los depósitos durante el retrabajamiento.

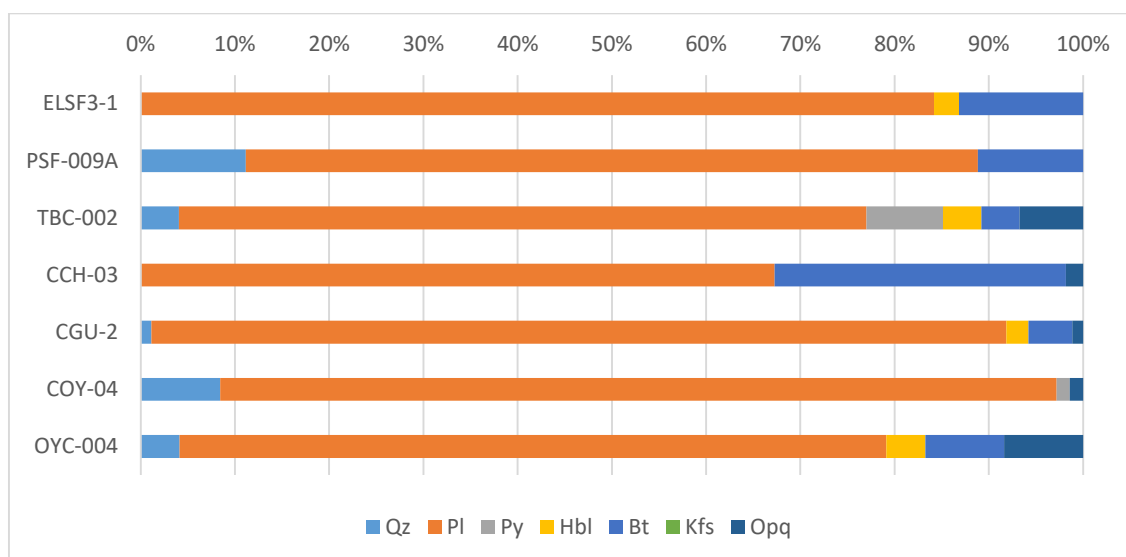


Fig. 4. 9 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo ELSF3-1.

#### 4.1.1.3 Correlación petrográfica entre las tefras marcadores y las tefras del escarpe

Los marcadores regionales Pifo A, Mojanda R1 y TsPb-01 han sido analizados a través de microscopio petrográfico para encontrar rasgos que puedan correlacionarse con capas de tefras depositadas en los escarpes de San Francisco y Oyacoto, permitiendo de esta manera definir la ubicación temporal de las tefras del escarpe, delimitando el periodo de ocurrencia de su depositación. Esta información determina el periodo de ocurrencia del colapso de estos grandes movimientos en masa en el tiempo geológico. Los resultados de esta correlación se han hecho mediante el coeficiente de Pearson, en el que se compara el contenido de vidrio y cristales minerales, pero no se considera los clastos, se muestran en la Fig. 4.10. Estos datos muestran una correlación positiva muy alta  $>0,9$  para la tefra BPE-002 y por su ubicación en la columna la tefra BPE-003 con el marcador regional Mojanda R1 y las muestras BPE-001 y BPE-004 con la tefra TsPb-01. Los datos del coeficiente de Pearson entre la tefra Pifo A con ELSF3-1 no es  $>0,9$  sin embargo han sido consideradas para el análisis de los diagramas de barras basados en observaciones realizadas en campo. La información obtenida aplicando el coeficiente de correlación de Pearson se ha complementado utilizando el diagrama de barras en el cual se comparan los datos mineralógicos en porcentaje de las muestras, definiendo tres grupos de afinidades: Grupo de la Pifo A (Fig. 4.11), Grupo de la Mojanda R1 (Fig. 4.12) y Grupo de la TsPb-01 (Fig. 4.13).

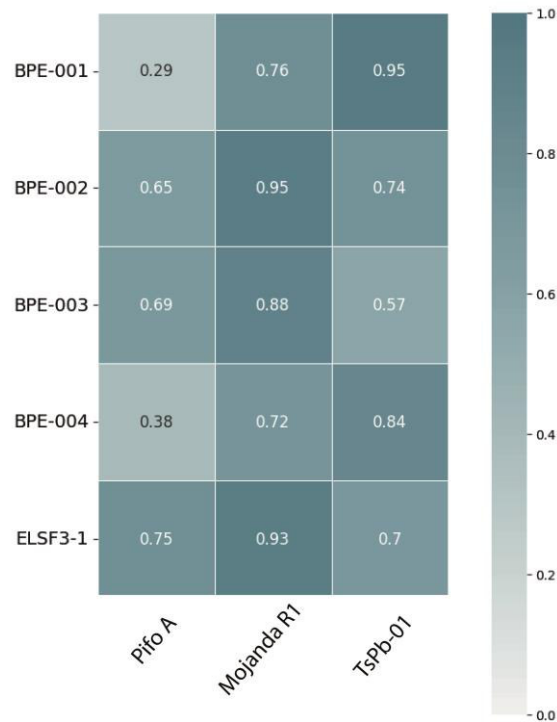


Fig. 4. 10 Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras marcadores y las tefras del escarpe.

### Grupo de la TsPb-01

La muestra BPE-004 ha sido correlacionada con la tefra marcador TsPb-01 en la Fig. 4.11, esta muestra se encuentra a más de 3km de distancia. Comparten una composición similar en las que el vidrio es de >15%, clastos >5% y >40% de minerales. Mineralógicamente son tefras enriquecidas en cuarzo y plagioclasas sódicas, se pueden encontrar minerales ferromagnesianos como hornblenda, biotita y opacos. Los clastos tienen plagioclasa, biotitas, hornblenda y opacos.

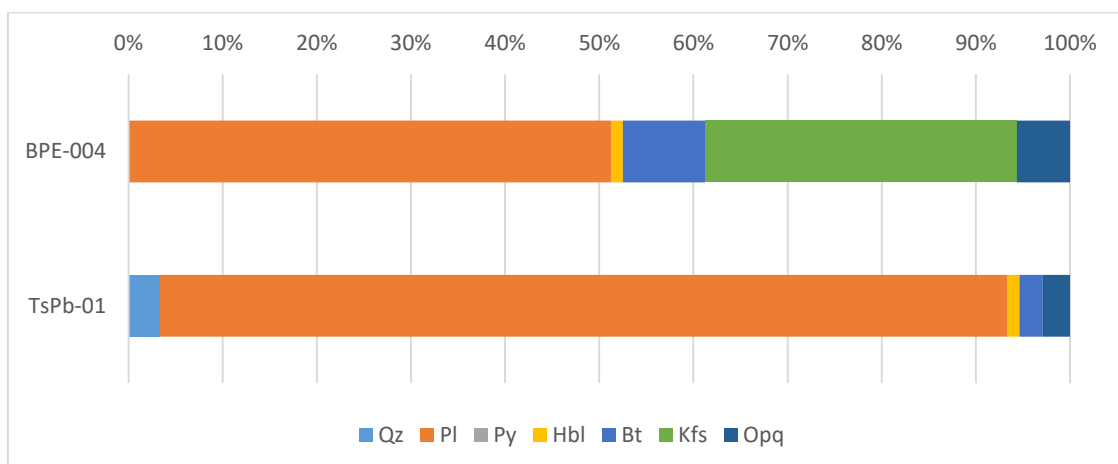


Fig. 4.11 Correlación mineralógica en porcentaje del grupo TsPb-01.

### Grupo de la Pifo A

La tefra marcador Pifo A se ha correlacionado en el diagrama de barras (Fig. 4.12) con la capa ELSF3-1, estas muestras se encuentran a una distancia de ~4,5 km. En sus componentes principales tienen un contenido de vidrio >60%, clastos ~5% y minerales 10%, mineralógicamente están enriquecidas en cuarzo y plagioclasas sódicas, también se ha encontrado un alto contenido de máficos principalmente hornblenda y biotita. Los clastos tienen una textura porfírica hipocristalina de composición andesítica con fenocristales de plagioclasa, biotita y minerales opacos, existe una característica y es que las biotitas tienen tonalidades doradas. Las plagioclasas son cálcicas principalmente y presentan zonaciones y maclas polisintéticas.

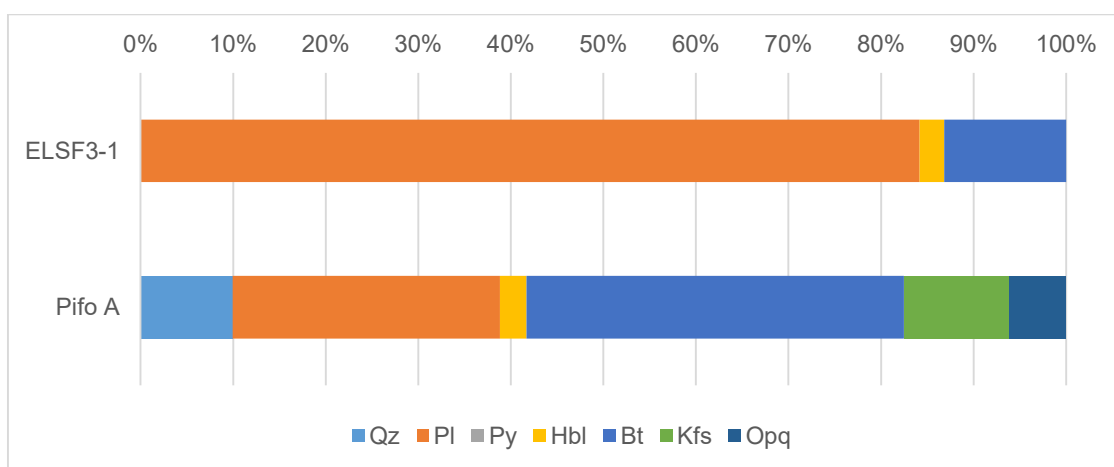


Fig. 4. 12 Correlación mineralógica en porcentaje entre las tefras del Grupo CSF-001.

### Grupo de la Mojanda R1

Las muestras BPE-002 y BPE-003 y el marcador Mojanda R1 han sido correlacionados con el coeficiente de Pearson y diagrama de barras en la Fig. 4.13, estas muestra se encuentran a una distancia de ~3km del depósito de este marcador. Sus componentes principales son: vidrio >60%, clastos >2% y minerales que para la muestra BPE-002 no supera el 10% mientras que para la Mojanda R1 es >30%. Los clastos contienen fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos. Una característica importante en estas muestras es el contenido de hornblenda que en las muestras BPE-003 y Mojanda R1 es >10%. La mineralogía consta principalmente de plagioclasas sódicas que presentan maclas y zonaciones.

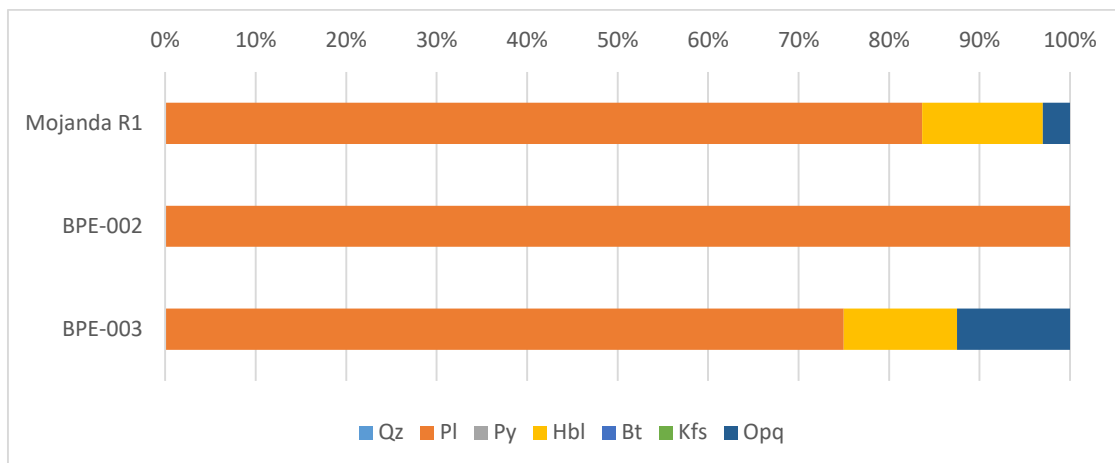


Fig. 4.13 Correlación mineralógica en porcentaje del grupo Mojanda R1.

#### 4.1.1.4 Descripción petrográfica de las tefras post-colapso

Las tefras post-colapso fueron depositadas después de la ocurrencia de un gran movimiento en masa. Las muestras que fueron recolectadas en Oyacoto son OY-001, OY-002 y TOY-003 y en San Francisco PSF-001, TGU-01 y TGU-02, finalmente la TEFRA 4 se tomó en la zona intermedia entre San Francisco y Oyacoto.

##### Muestra OY-001

El análisis petrográfico de esta muestra nos muestra una textura fragmental (Fig. 4.14) que se compone de vidrio 14,94%, clastos 18,5% y minerales 66,56%. Los clastos tienen textura porfírica hipocrystalina con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y opacos, por lo que es de composición andesítica, además estos clastos presentan alteraciones y oxidaciones. Los minerales se componen principalmente de plagioclasas sódica (albita, oligoclasa) y de composición intermedia (labradorita) con zonaciones. Dentro de la mineralogía también se encuentra hornblenda que puede presentar inclusiones de opacos, cuarzo y ferromagnesianos (biotita y magnetita).

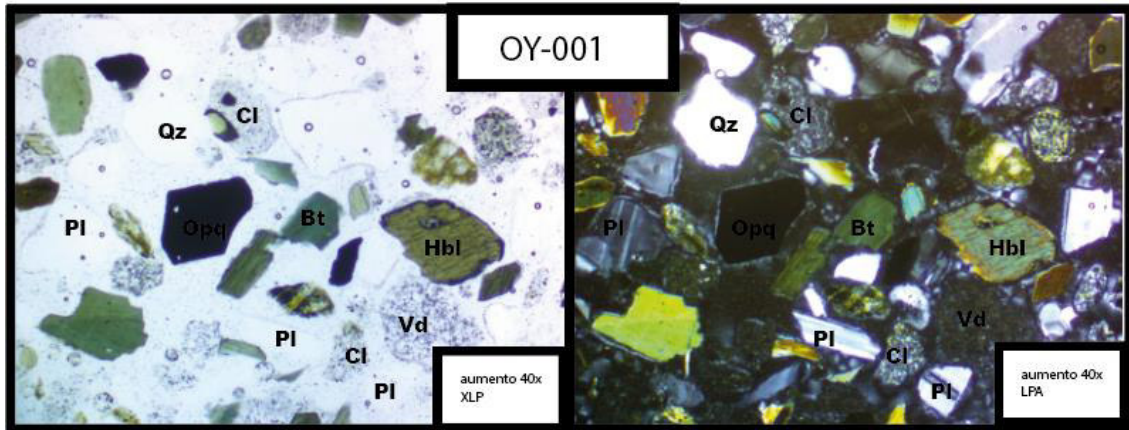


Fig. 4. 14 Fotografía de lámina delgada de la muestra OY-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra OY-002

La muestra OY-002 da como resultado en el análisis petrográfico una textura fragmental (Fig. 4.15) con 30,56% de vidrio, 27,91% de clastos y 41,53% de minerales. Los clastos tienen textura porfírica hipocristalina con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita y opacos por lo que se puede concluir que son fragmentos líticos de composición andesítica a dacítica. La mineralogía está compuesta por cristales libres de plagioclasas sódicas e intermedias (oligoclasa y labradorita) con maclas simples, también presentan zonaciones, biotitas, opacos y feldespatos (microclina) con maclas enrejadas.

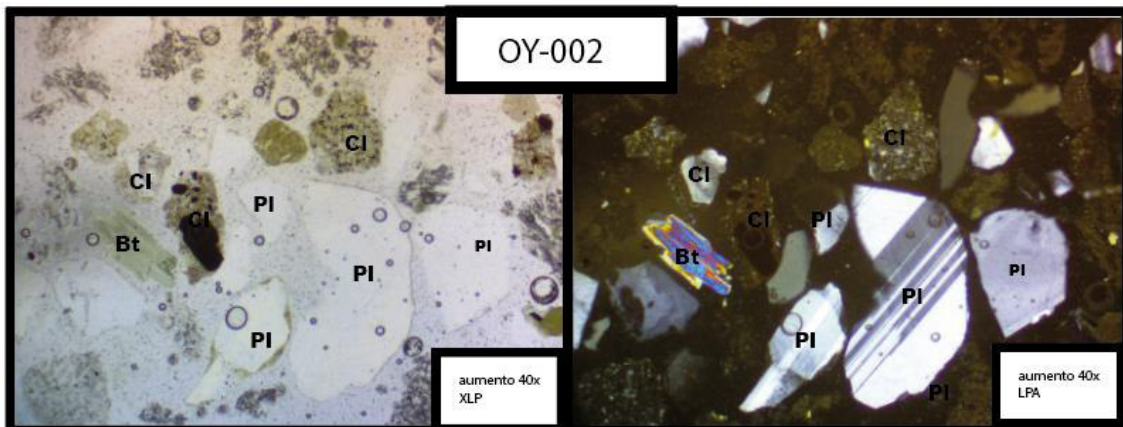


Fig. 4. 15 Fotografía de lámina delgada de la muestra OY-002. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra TOY-003

TOY-003 es una tefra con textura fragmental (Fig. 4.16) cuyos componentes principales son: vidrio 33,71%, clastos 12,35% y minerales 53,93%. Los clastos presentan textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda, opacos y óxidos, es decir son de composición andesítica. La mineralogía se compone de

plagioclasas sódicas (albita y oligoclasa) con maclas simples y minerales del grupo de los ferromagnesianos (hornblenda, biotita, clinopiroxeno y magnetita). La presencia de clinopiroxeno en la muestra es un rasgo importante ya que este mineral no se ha encontrado en muestras que forman parte del escarpe.

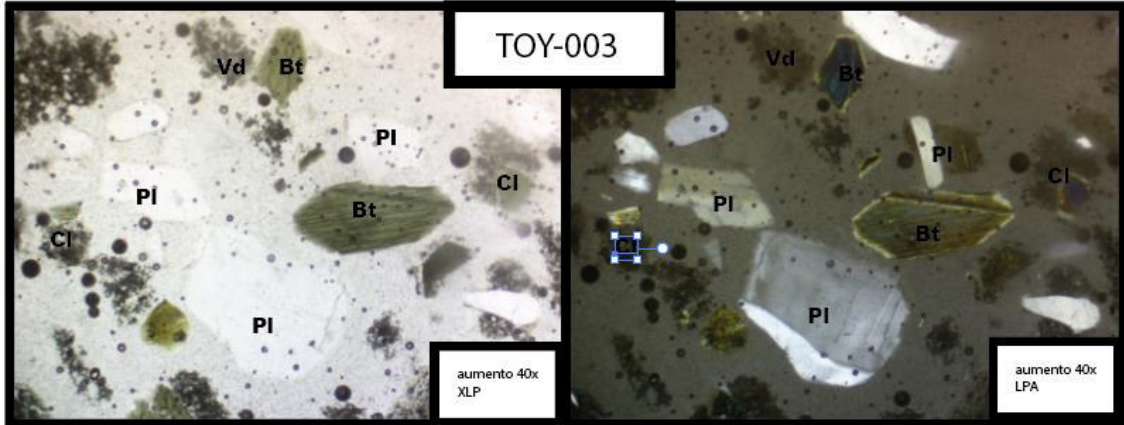


Fig. 4. 16 Fotografía de lámina delgada de la muestra TOY-003. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

#### Muestra PSF-001

Los resultados del análisis petrográfico en la muestra PSF-001 muestran una textura fragmental (Fig. 4.17) compuesta por 16,27% de vidrio, 41,01% de clastos y 41,72% de cristales minerales. Los clastos presentan textura porfírica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y opacos, es decir composición líticos procedentes de rocas volcanoclásticas de composición andesítica. Los cristales minerales son principalmente plagioclasas sódicas (oligoclasa y albita) con maclas simples, además de zonaciones, en menor cantidad también se encuentran hornblenda, biotita y cuarzo (presenta extinción ondulante).

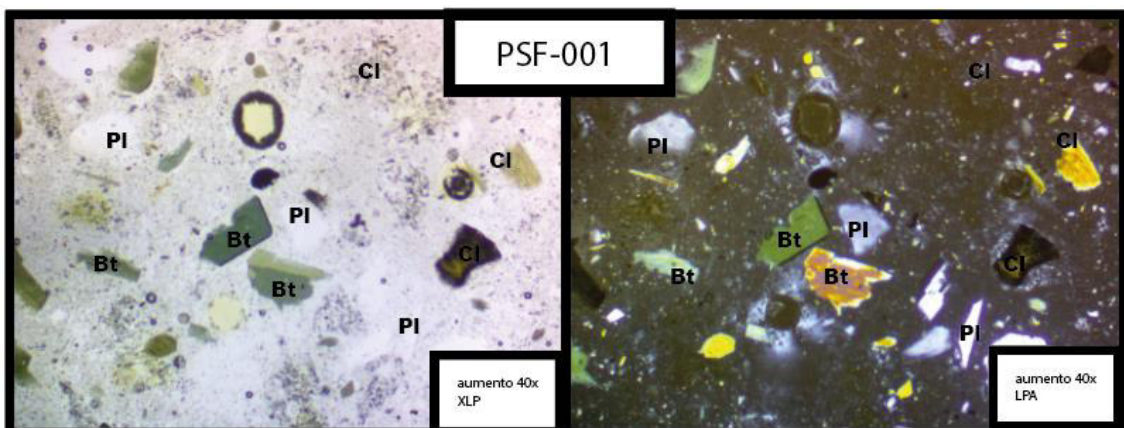


Fig. 4. 17 Fotografía de lámina delgada de la muestra PSF-001. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra TGU-01

El análisis de la capa de tefra TGU-01 nos indica que tiene textura fragmental esto se puede ver en la Fig. 4.18 que presenta un contenido de 27,97% vidrio, 31,51% clastos y 40,52% de minerales. Los clastos tienen textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos alterados, biotita, hornblenda, opacos y óxidos determinándola así de composición andesítica. Los cristales minerales están conformados por plagioclasas sódicas (oligoclasa y albita) con maclas simples, además de presentar zonaciones. Dentro de la mineralogía también se puede encontrar biotita, hornblenda, cuarzo, opacos (magnetita) y óxidos.

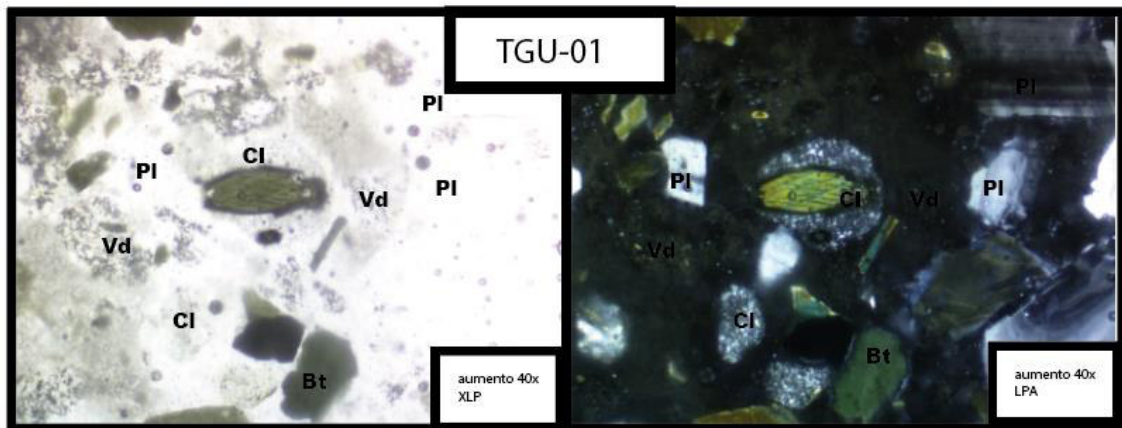


Fig. 4. 18 Fotografía de lámina delgada de la muestra TGU-01. XLP: luz natural cruzados; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

### Muestra TGU-02

TGU-02 en el microscopio petrográfico reflejó que tiene una textura fragmental (Fig. 4.19) compuesta por vidrio al 18,32%, clastos 14,27% y cristales minerales 67,4%. Los clastos presentan textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y opacos, es decir composición andesítica. La mineralogía principal la conforman las plagioclasas en las que se han encontrado del tipo sódica con oligoclasa y albita estas presentan maclas simples, además que se han observado zonación concéntrica e inversa, algunas de estas plagioclasas presentan inclusiones de ferromagnesianos (biotita y magnetita). Adicional a esta mineralogía se encuentra biotita, hornblendas, cuarzo, opacos (magnetita) y clinopiroxeno.

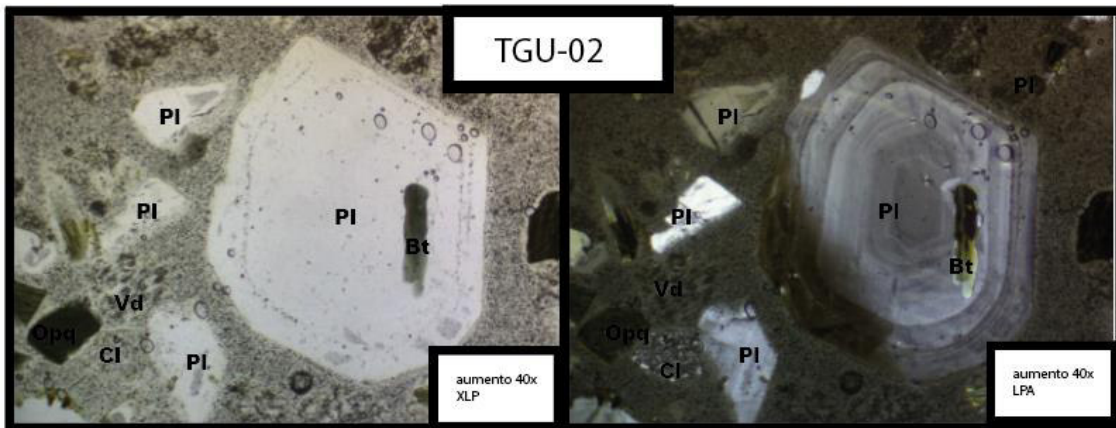


Fig. 4.19 Fotografía de lámina delgada de la muestra TGU-02, se observa un cristal de plagioclasa con zonación concéntrica con inclusión de biotita. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.

#### Muestra TEFRA 4

El análisis petrográfico de la TEFRA 4 evidencian la textura fragmental (Fig. 4.20), componentes principales: vidrio 20,14%, clasto 42,08% y minerales 37,78%. Los clastos presentan textura porfirítica hipocristalina con fenocristales de plagioclasa, ferromagnesianos (biotita, hornblenda, magnetita) y óxidos, definiendo su composición del tipo andesítica. La mineralogía está compuesta por plagioclasas sódicas (anortita y oligoclasa) zonadas y macladas, cuarzo con zonación, biotita, hornblenda y minerales opacos (magnetita). Las plagioclasas, biotitas y hornblendas encontradas presentaban oxidación.

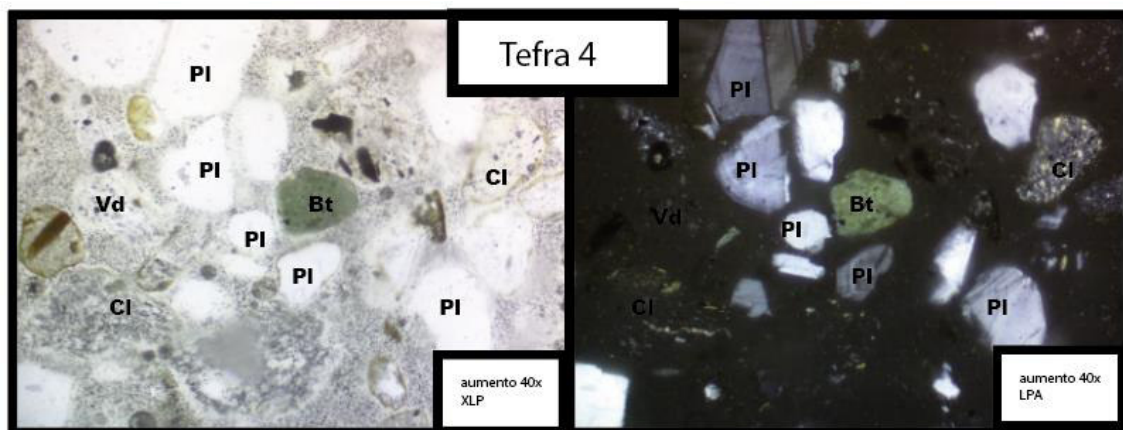


Fig. 4. 20 Fotografía de lámina delgada de la muestra TEFRA 4. XLP: luz natural; LPA: luz polarizada. Aumento 40x.



#### 4.1.1.6 Correlación petrográfica entre las tefras post-colapso

Las capas de tefras post-colapso fueron encontradas periclinamente por lo que han sido correlacionadas entre sí. La combinación del método de correlación de Pearson (Fig. 4.21) y el método analítico de los diagramas de barras han establecido tres grupos de tefras que se correlacionan: Grupo TGU-01/TGU-02/TOY-003/CSF-001 (Fig. 4.22), Grupo OY-001/PSF-001 (Fig. 4.23) y Grupo TEFRA 4/OY-002 (Fig. 4.24).

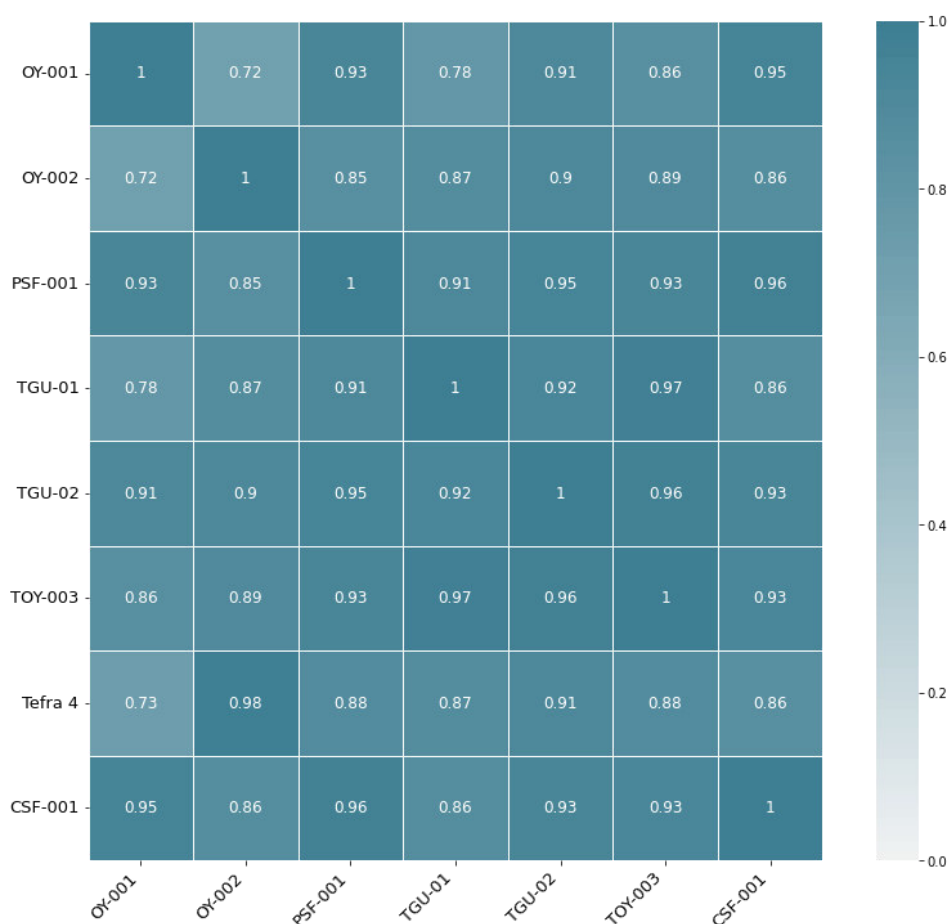


Fig. 4. 21 Matriz de correlación del coeficiente de Pearson entre las tefras holocénicas

#### GRUPO TGU-01/TGU-02/TOY-003/CSF-001

Las tefras post-colapso TGU-01, TGU-02, TOY-003 y CSF-001 han sido correlacionadas entre sí y se encontraron características compartidas durante la aplicación del coeficiente de Pearson y el diagrama de barras (Fig. 4.22), especialmente sus contenidos de minerales en muestra total que representa >40%, contenidos de vidrio >20% y contenido de clastos <30%. Además su mineralogía presenta altos contenidos de minerales ferromagnesianos en los que se encuentran biotita >20%, hornblenda ~10%, magnetita ~3% y clinopiroxeno <5%. Presentan alto contenido de plagioclasas sódicas que representan más del 50% de la muestra.

La muestra TGU-01 y TGU-02 depositadas post colapso se encuentran a una distancia entre sí de ~300 m localizadas en la zona de Guayllabamba, mientras que ambas muestran a están a una distancia de casi 7 km de la muestra TOY-003 ubicada en Oyacoto, las muestras TGU-01, TGU-02 y TOY-003 están a una distancia de >5km de la muestra CSF-001 ubicada en el escarpe del posible MM San Francisco. En observaciones obtenidas durante el trabajo de campo se determinó que las muestras son de color crema y que sus pómez tienen una estructura subredondeada con vesículas alargadas, adicionalmente presentan fenocristales de cuarzo y anfíbol. Es necesario acotar que la muestra de tefra TGU-02 ha sido encontrada sobre un paleosuelo.

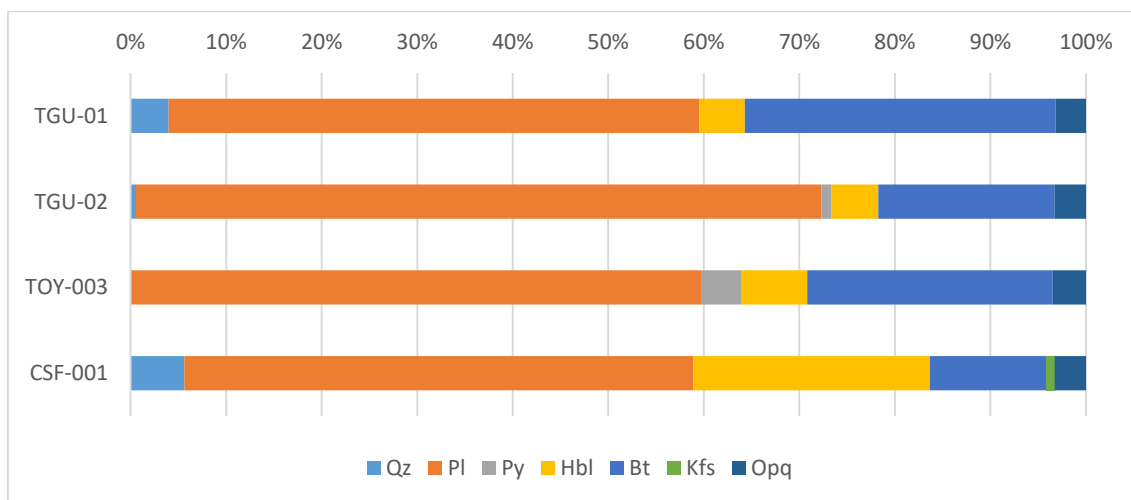


Fig. 4. 22 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo TGU-01, TGU-02, TOY-003 y CSF-001.

### Grupo OY-001/PSF-001

El grupo de las tefras post colapso OY-001 y PSF-001 se han correlacionado en un diagrama de barras (Fig. 4.23) debido a que muestran características petrográficas similares tanto en sus componentes principales: vidrio ~15%, clastos >20% y minerales ~50%, como en cristales minerales libres, en los que se encuentra altos contenidos de plagioclasas >40%, minerales ferromagnesianos como: hornblendas >20%, biotitas >15% y opacos (magnetita) ~5%, además que se puede encontrar cristales de cuarzo. OY-001 y PSF-001 tienen similitudes en sus depósitos ya que están compuestos de tefras de pómez blancas subredondeadas con alta vesicularidad, en donde las vesículas son alargadas, se observan fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo prismático, con alto contenido de líticos andesíticos de color gris. Ambas capas se encuentran separadas a una distancia de ~3km entre sí, OY-001 localizada en Oyacoto y PSF-001 depositada en San Francisco.

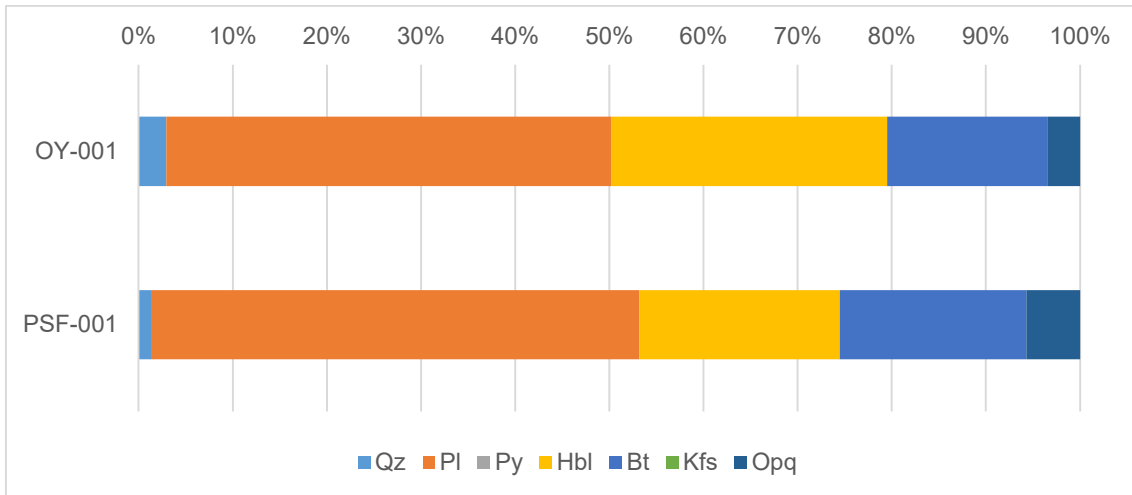


Fig. 4. 23 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo OY-001/PSF-001.

### Grupo TEFRA 4/OY-002

Las capas de tefras post colapso pertenecientes a este grupo son TEFRA 4 y OY-002 ya que se han encontrado características que logran correlacionarlas en el diagrama de barras (Fig. 4.24), tienen contenidos de vidrio >20%, clastos >25% y minerales de >35%. La mineralogía que se encuentra en ambas muestras son tefras enriquecidas en plagioclasa donde sus contenidos superan el 75% del total de cristales minerales, también se encuentran cristales de cuarzo, minerales ferromagnesianos (hornblenda, magnetita y biotita). En la muestra OY-002 se puede encontrar feldespatos potásicos. Son depósitos de pómez de tonalidades crema con vesículas redondeadas con fenocristales de cuarzo y biotita, presentan líticos andesíticos. Estas muestras están separadas por ~2km.

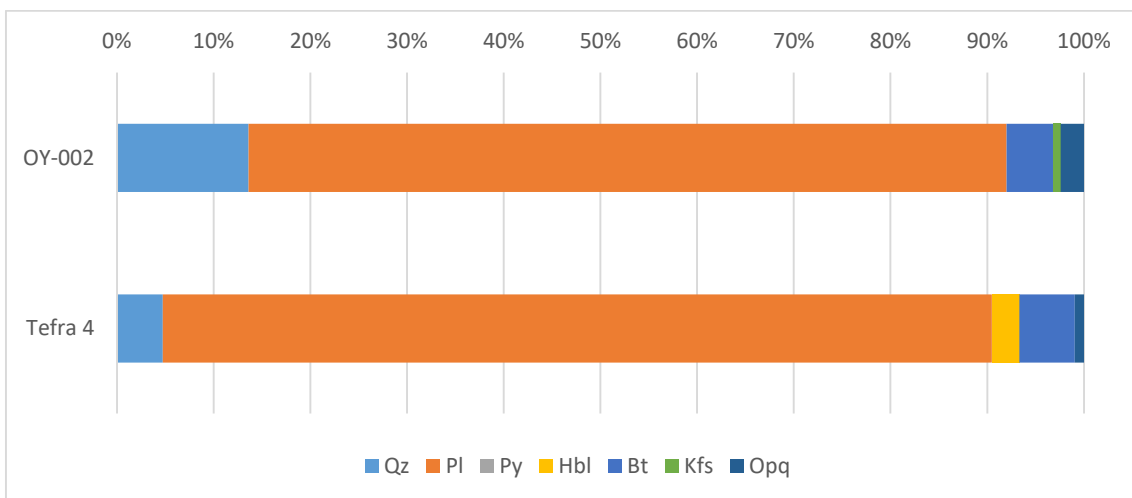


Fig. 4. 24 Correlación mineralógica en porcentaje de las tefras holocénicas del grupo OY-001/PSF-001.

#### 4.1.2 Estudio geoquímico

Los resultados obtenidos del análisis geoquímico de las 16 muestras son expresados en elementos mayores en %wt de los óxidos normalizados al 100% y elementos traza en ppm, se presentan en la Tab. 4.5 para las tefras del escarpe, Tab. 4.6 para las capas holocénicas y en la Tab. 4.7 para los marcadores regionales.

Tabla 4. 5: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt% de óxidos normalizados y elementos traza en ppm de las muestras de tefras del escarpe.

Tefra	BPE-001	BPE-002	BPE-003	ELSF3-1	CSF-001
SiO <sub>2</sub>	70,88	78,71	73,59	80,00	72,56
TiO <sub>2</sub>	0,49	0,23	0,37	0,18	0,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,91	14,16	15,57	12,62	14,65
FeO	3,28	1,64	3,47	1,08	5,14
MnO	0,07	0,09	0,10	0,05	0,09
MgO	0,47	0,00	0,56	0,00	0,98
CaO	5,13	2,18	3,93	1,02	4,41
K <sub>2</sub> O	2,59	2,95	2,29	5,06	1,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,05	0,13	0,00	0,11
<b>TOTAL</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V	42	0	0	0	85,4
Cr	95,55	35,25	52,5	48,6	111,85
Co	94,55	0	33,5	18,15	178,45
Ni	29,55	27,8	30,05	33,25	51,3
Rb	42,85	64,4	48,6	144,95	24,55
Sr	845	323,9	385,75	179,9	456,85
Y	7,45	8,35	9,25	5,55	16,7
Zr	111,95	119,65	99,9	88,7	92,4
Nb	0	1,25	0	4,05	0
Ba	649,5	615,5	563,2	675,5	624,1
La	0	34,7	81,9	32,15	37,6
Ce	47,25	31	46,05	35,5	0
Nd	0	0	0	88	0
Pb	12,3	16,4	11,8	23,65	7,55
Th	11,95	14,3	15,25	24,9	7,75
U	0	4,5	1,75	9,5	0

Tabla 4. 6: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en wt% de óxidos normalizados y elementos traza en ppm de las muestras de las tefras holocénicas.

Tefra	TOY-03	OY-001	OY-002	TGU-01	TGU-02	PSF-001	TEFRA 4
SiO <sub>2</sub>	71,81	69,24	74,94	70,08	68,26	65,47	72,55
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,76	0,37	0,64	0,72	1,00	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23	15,64	14,00	15,32	15,18	16,11	14,76
FeO	5,16	6,13	3,45	5,93	6,79	7,52	3,63
MnO	0,09	0,10	0,08	0,10	0,10	0,11	0,08
MgO	1,06	1,38	1,00	1,25	1,53	2,08	1,92
CaO	4,74	5,52	3,80	5,29	6,17	6,67	4,63
K <sub>2</sub> O	1,34	1,12	2,25	1,28	1,12	0,92	1,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	0,11	0,09	0,10	0,12	0,12	0,11
<b>TOTAL</b>	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
V	126,85	144,8	0	127,95	179,9	240,85	44,55
Cr	101	109,7	76,1	134,5	106,65	115,55	193,35
Co	198,2	171,3	108,1	210,3	227,8	220,1	77,75
Ni	48,85	58,2	38,05	64,05	48,2	48,85	61,35
Rb	17,45	15,05	37,1	15,3	13,55	10,5	30,6
Sr	507,95	501,3	453,85	500,1	520,3	566,8	560,9
Y	10,45	13,1	7,05	13,35	13,3	14,9	7
Zr	87,9	78,6	92,4	79,95	72,75	62,4	86,2
Nb	0	0	0	0	0	0	0
Ba	344,55	356,6	577,8	345,3	357,3	295,3	554,6
La	0	40,7	47,35	43,45	40,35	0	0
Ce	48,05	91,1	38,6	86,8	91,5	0	0
Nd	0	0	0	0	0	123,15	109,75
Pb	7,15	7,95	9	7,5	6,75	5,55	7,95
Th	11	4,75	14,75	12,5	0	4,3	0
U	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 4. 7: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en *wt%* de óxidos normalizados y elementos traza en *ppm* de las muestras de las tefras marcadores regionales.

Tefra	Pifo Basal A	TSPb-01	Mojanda R1	Chalupas
SiO <sub>2</sub>	79,34	73,96	80,11	76,88
TiO <sub>2</sub>	0,20	0,43	0,23	0,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,88	14,54	12,85	13,82
FeO	1,38	3,41	1,57	2,30
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06
MgO	0,00	0,98	0,08	0,15
CaO	1,23	3,86	1,75	1,61
K <sub>2</sub> O	4,89	2,68	3,32	4,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,10	0,04	0,07
<b>TOTAL</b>	100,00	100,00	100,00	100,00
V	0	98,7	0	0
Cr	333,5	88,75	87,475	0
Co	0	110,1	18,725	31,55
Ni	135,95	40	42,775	9
Rb	145,15	42,85	57,125	169,05
Sr	243,45	617,25	268,85	269,15
Y	6,15	4,2	7,8	10,85
Zr	89,5	81,15	139,025	170,5
Nb	3,3	0	0	5,65
Ba	717,35	598,7	694,025	786,2
La	0	41,4	16,7	59,55
Ce	85,5	35,7	0	57,25
Nd	197,05	0	0	0
Pb	24,65	7,9	11,05	21,95
Th	28,6	11,45	14,6	23,5
U	10,75	1,9	1,875	11,1

Las posibles fuentes volcánicas de las tefras de la zona de estudio que se han considerado son aquellos volcanes cuyas erupciones afectaron el área de San Francisco y Oyacoto, considerando los mapas de isópacas de distribución de las erupciones holocénicas (Hall & Mothes, 1994, 2008b, 2008c; Hidalgo et al., 2008). En la Tab. 4.8 indica las tefras marcadores seleccionadas y la edad de su depositación, se han considerado los datos geoquímicos de estudios previos indicados en el capítulo 2.

Tabla 4. 8: Tefras marcadores con código y edades

<b>HOLOCENO</b>		
<b>Tefra marcador</b>	<b>Código</b>	<b>Edad</b>
<b>Guagua Pichincha</b>	GGP	290-1100 AP
<b>Quilotoa Q-I</b>	QUIL	800 AP
<b>Atacazo-Ninahuilca</b>	NIN	2350-2270 AP
<b>Pululahua</b>	PUL	2732-2431 AP
<b>Cuicocha</b>	CUI	2990 AP
<b>Cotopaxi (Riolita Cañón Colorado)</b>	CTC	4670-4000 AP
<b>Cotopaxi (F1,F2,F3,F4)</b>	CTF	13 Ka-5830 AP
<b>Guagua Pichincha</b>	GGPA	10000-11000 AP
<b>PLEISTOCENO</b>		
<b>Guagua Pichincha Basal</b>	GGPB	47,5 Ka
<b>Rucu Pichincha cono terminal</b>	PICHC	170 Ka
<b>Pifo A</b>	Pifo-A	180 Ka
<b>Rucu Pichincha colapso terminal</b>	PICH	200 Ka
<b>Ignimbrita Chalupas</b>	CH	211 Ka
<b>Mojanda R1</b>	Moj-R1	474 Ka

#### **4.1.2.1 Comportamiento de los elementos mayores y traza en tefras del escarpe**

Las tefras pertenecientes a los escarpes de San Francisco y Oyacoto afloran intercaladas con la Fm. Cangahua de edad Pleistoceno (Hall & Mothes, 2001), por lo que las fuentes volcánicas de interés seleccionadas para comparar con las tefras del escarpe han sido aquellas cuyos depósitos piroclásticos fueron emitidos durante este periodo. Los marcadores que se encuentran dentro de este rango de edades corresponden a las erupciones de: Guagua Pichincha Basal (GGPB; 47,5 Ka), Rucu Pichincha cono terminal (PICHC, 170 Ka) y colapso terminal (PICH, 200 Ka), Pifo A (Pifo-A, 180 Ka), Chalupas (CH, 211 Ka) y Mojanda R1 (Moj-R1, 474 Ka). El primer diagrama geoquímico que se va a considerar es el de (Peccerillo & Taylor, 1976), Fig. 4.25. Este diagrama permite diferenciar la afinidad química de un magma basado en su contenido de SiO<sub>2</sub> vs K<sub>2</sub>O, además ubica la fuente volcánica de las tefras, considerando

que el arco volcánico ecuatoriano posee una marcada zonificación según aumenta el contenido de  $K_2O$  respecto a la distancia de la fosa (Hidalgo et al., 2012).

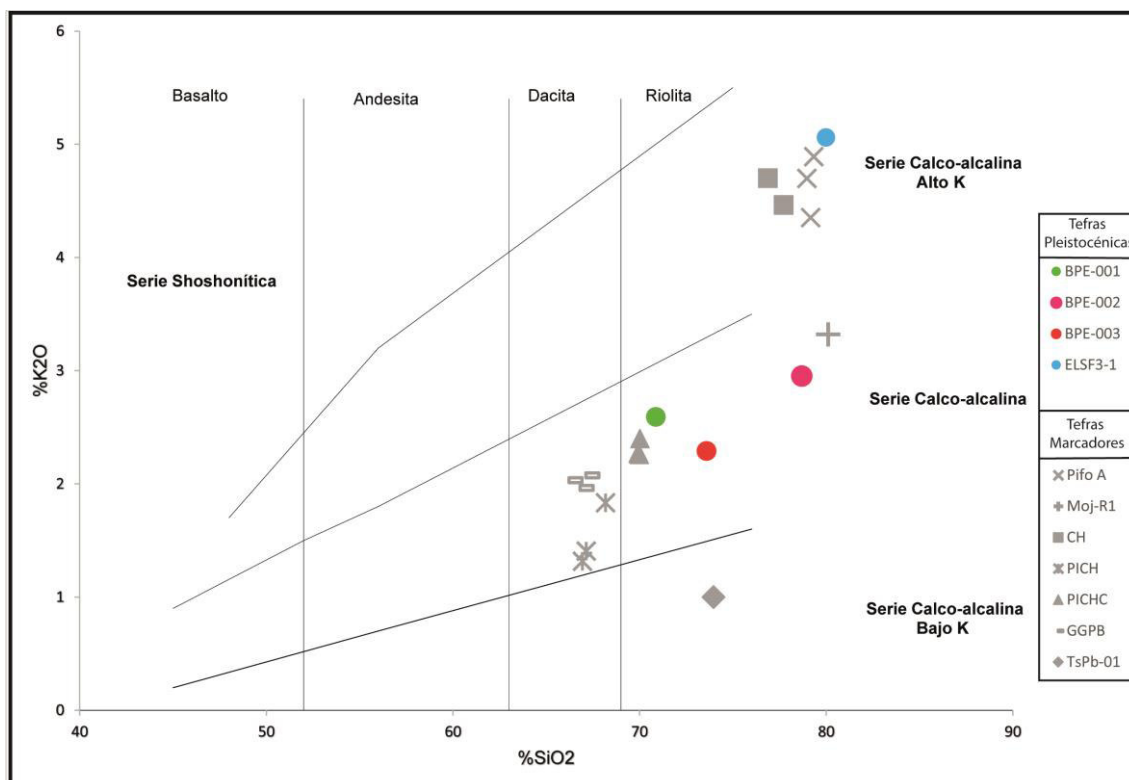


Fig. 4.25 Diagrama de  $SiO_2$  vs  $K_2O$  para las tefras volcánicas del escarpe (Peccerillo & Taylor, 1976).

El diagrama  $SiO_2$  vs  $K_2O$  muestra que las tefras de los escarpes de San Francisco y Oyacoto de edad Pleistoceno y los marcadores Rucu Pichincha cono terminal (PICHC), Mojanda R1 (Moj-R1), Pifo A (Pifo-A) y Chalupas (CH) tienen afinidad riolítica. Por otro lado, las tefras provenientes del Guagua Pichincha Basal (GGPB) y del Rucu Pichincha (PICH) colapso terminal tienen afinidad dacítica, su contenido de  $SiO_2$  no puede asociarse con las tefras del escarpe por lo que ambas fuentes no serán consideradas para los diagramas posteriores.

La geoquímica de ELSF3-1 refleja que encaja en una serie calco-alcalina con alto potasio y tiene afinidad con los marcadores Chalupas y Pifo A, por lo que la fuente de proveniencia son volcanes de la Cordillera Real. Las tefras BPE-001, BPE-002 y BPE-003 se han planteado en la serie calco-alcalina con contenido de K-medio y coinciden con la cantidad de potasio de los marcadores TsPb-01, Mojanda R1 y Rucu Pichincha Cono Terminal, posiblemente las tefras del escarpe con este contenido de potasio tuvieron una procedencia volcánica del arco occidental.

Los diagramas Harker están representados en la Fig. 4.26, en estos diagramas bivalentes se plotea el contenido de  $SiO_2\%$  en el eje de las abscisas y en el eje de las



ordenadas el porcentaje en peso del resto de óxidos. Este tipo de diagramas reflejan las variaciones químicas de una serie de roca, permitiendo identificar asociaciones entre series mineralógicas, por ejemplo la presencia de minerales máficos presentará un bajo contenido de  $\text{SiO}_2$ , a medida que decrece la formación de estos minerales ferromagnesianos pueden emerger asociaciones mineralógicas más félsicas ricas en Si y K.

Los resultados de los diagramas Harker nos muestran dos rangos de afinidades químicas Grupo I (GI) y Grupo II (GII). Dentro del GI se agrupan las tefras BPE-001 y BPE-003 y los marcadores PICHC y TsPb-01, en estas muestras los contenidos de óxidos son altos en comparación con GII, tiene una tendencia que muestra que la cantidad de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}$  disminuye a medida que aumentamos la concentración de  $\text{SiO}_2$ , el óxido de Mn en cambio aumenta su cantidad a medida que se aumenta el contenido de sílice. El GII asocia los depósitos de BPE-002, ELSF3-1, Pifo A, Moj-R1 y CH, estas rocas comparten un contenido de óxido de sílice más alto y a medida que va aumentando la cantidad de óxidos de titanio, aluminio, magnesio, calcio, fósforo y hierro se ven disminuidos, la cantidad de Mn aumenta según aumenta el  $\text{SiO}_2$ .

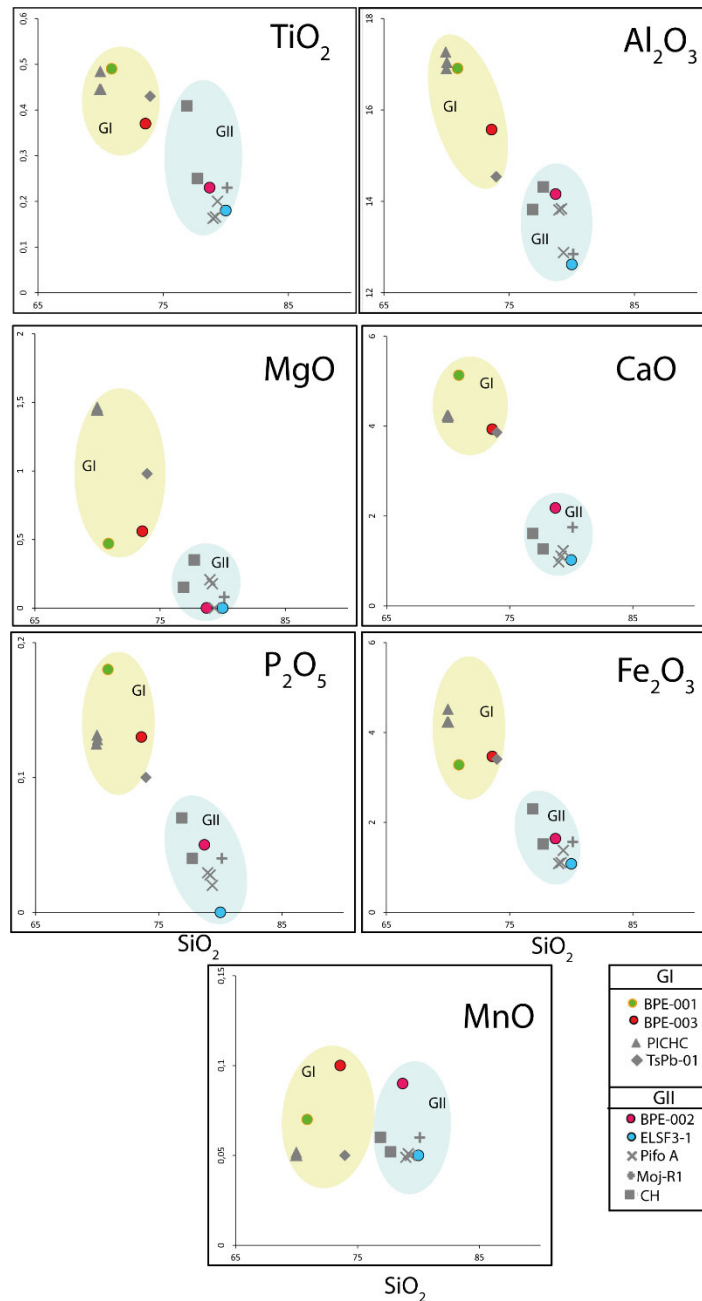


Fig. 4. 26 Diagramas Harker de elementos mayores de las tefras de edad Pleistoceno.

Para completar el análisis geoquímico se ha utilizado diagrama Pseudo-Harker, este es un diagrama bivalente que permite analizar la compatibilidad o incompatibilidad de los elementos traza en un diagrama que plotea el contenido de  $\text{SiO}_2$  %w vs estos elementos en *ppm* y este análisis se hace de acuerdo a la tendencia que sigue un grupo de muestras al variar el contenido de sílice (Fig. 4.27). Las tendencias para el GI en el Rb, Sr, Ce y Ba son negativas por lo que se están comportando como elementos compatibles, mientras que el Y y el Cr tienen una tendencia positiva, comportándose como elementos incompatibles.

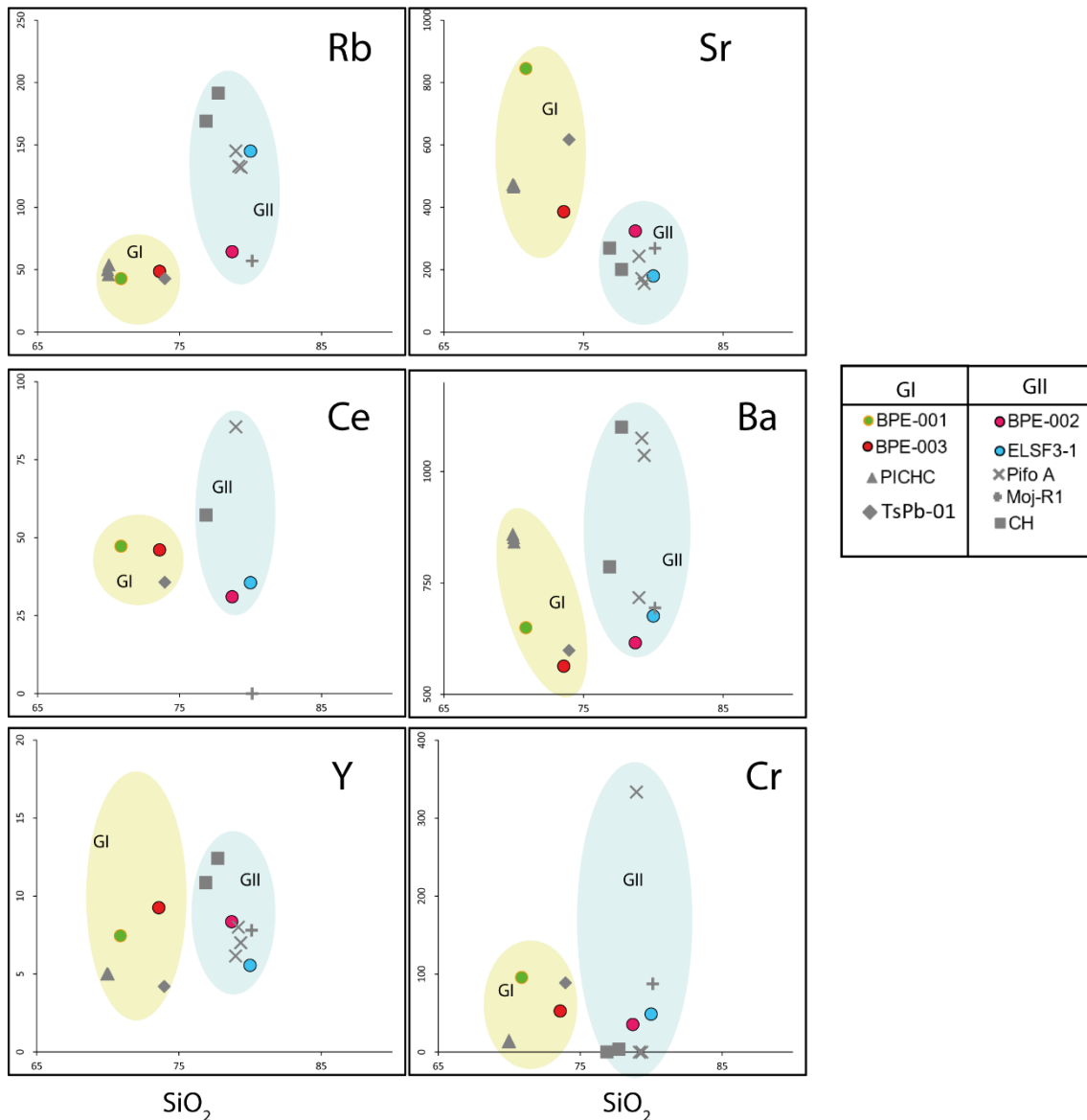


Fig. 4. 27 Diagrama Pseudo Harker, SiO<sub>2</sub> vs elementos traza para las tefras pleistocénicas

Los resultados de los diagramas Harker y Pseudo Harker revelan que las tefras del GI provienen de magmas evolucionados félsicos, con el dominio de procesos de cristalización fraccionada, a su vez los productos del GII son magmas intermedios en los que probablemente existió cristalización fraccionada.

Basado en la información conseguida durante en campo, así como los resultados de los análisis previos se procedió a realizar diagramas multielementos en las tefras con la posible fuente teniendo como resultado para las muestras BPE-002 y BPE-003 que tienen afinidad con la tefra Mojanda R1 (Fig. 4.28), estos patrones similares de picos y depresiones en petrogenética de estos depósitos puede sugerir que hay parentesco, procesos o contaminantes en común. Dentro de la Fig. 4.28 se puede observar altos

contenidos de Rb, estas anomalías positivas reflejan que hubo fraccionamiento de micas (biotita) y feldespatos-K, indicando una proveniencia de magmas félsicos, anomalía negativa en Nb que indican que el magma en el que se formaron estos productos piroclásticos fueron generados en un ambiente de subducción (Winter, 2014), anomalía negativa en P, asociadas a la retención de fases ricas en estos elementos en la fuente, como lo son el apatito, anomalía negativa en Sr que indica el fraccionamiento de plagioclasas, las cuales predominan en la petrogenética de estas muestras, anomalías positivas en Zr que refleja acumulación de circón detrítico y enriquecimiento de cuarzo, que se interpreta como magmas evolucionados ácidos, empobrecido en Y reflejando el fraccionamiento de anfíboles.

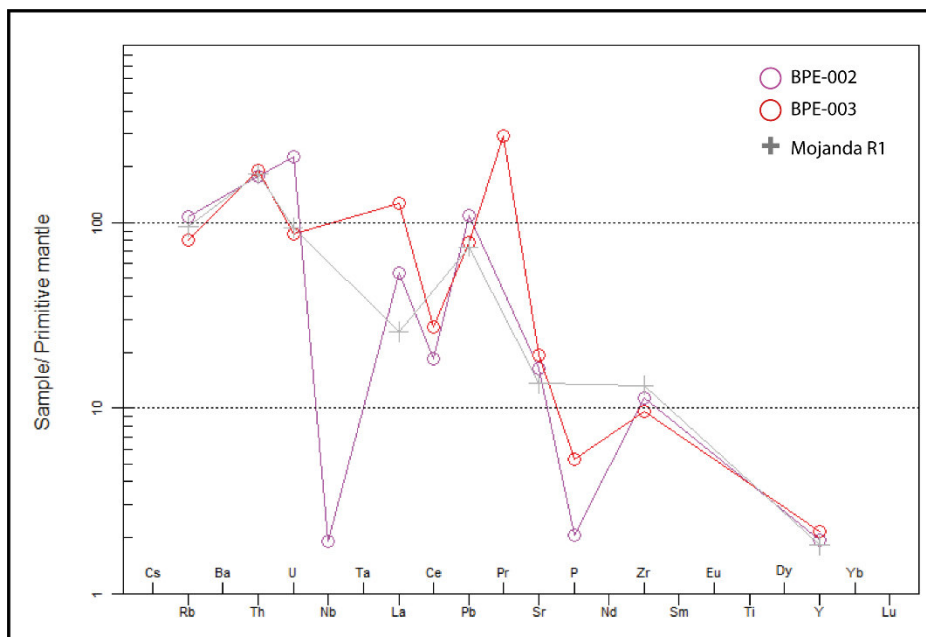


Fig. 4. 28 Diagrama multielementos de las muestras BPE-002, BPE-003 y Mojanda R1, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

La muestra BPE-001 y el marcador estratigráfico Chalupas han sido ploteados en un diagrama multielementos dando como resultado la Fig. 4.29, se pueden observar anomalías negativas en Nb, indicando una fuente de proveniencia de magmas formados en la zona de subducción, anomalías negativas en P debido al fraccionamiento de apatito y que se asocia a la retención de estos elementos en la fuente, empobrecimiento en Y, el cual es un indicativo del fraccionamiento de anfíboles. También se pueden observar anomalías positivas en Th, Pb Y Zr, reflejando la acumulación de circón detrítico y enriquecimiento en cuarzo, esto es típico de magmas evolucionados ácidos.

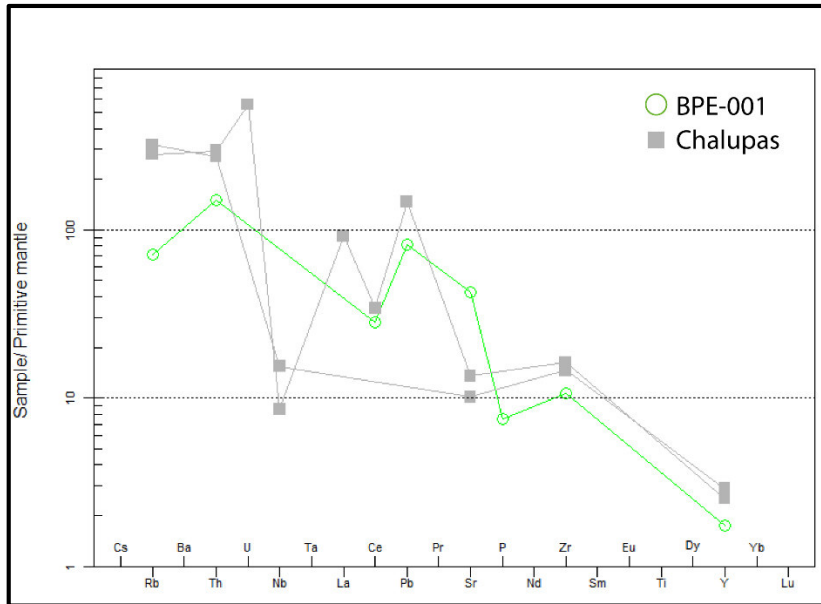


Fig. 4. 29 Diagrama multielementos de las muestras BPE-001 y Chalupas, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

Las muestras ELSF3-1 y Pifo A han sido ploteadas en un diagrama multielementos presentado en la Fig. 4.30, tienen anomalías positivas en Rb y Zr y anomalías negativas en Nb, Sr e Y. La anomalía de Rb debido al fraccionamiento de biotita y feldespatos-K, fuente de magmas félsicos, mientras que la anomalía del Zr refleja acumulación de circón detrítico y enriquecimiento en cuarzo, esto es típico de magmas evolucionados ácidos.

La anomalía de Nb indica que la fuente se formó en una zona de subducción, Sr fraccionamiento de plagioclasas y retención de plagioclasa cálcica en la fuente y el Y fraccionamiento de anfíboles.

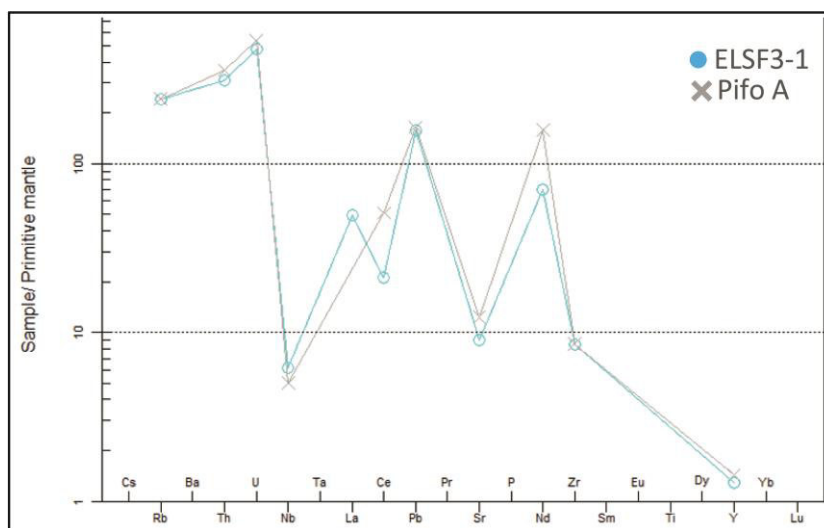


Fig. 4. 30 Diagrama multielementos de las muestras ELSF3-1 y Pifo A, normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

Las muestras TsPb-01 y PICHC han sido ploteadas en un diagrama multielementos presentado en la Fig. 4. 31, tienen anomalías positivas en Th y Sr, anomalías negativas en Ce, P e Y. La anomalía positiva en Sr, indicando la cristalización y acumulación de plagioclasa cálcica en las muestras. La anomalía negativa en P indica el fraccionamiento de apatito, y las anomalías negativas en Y fraccionamiento de anfíboles.

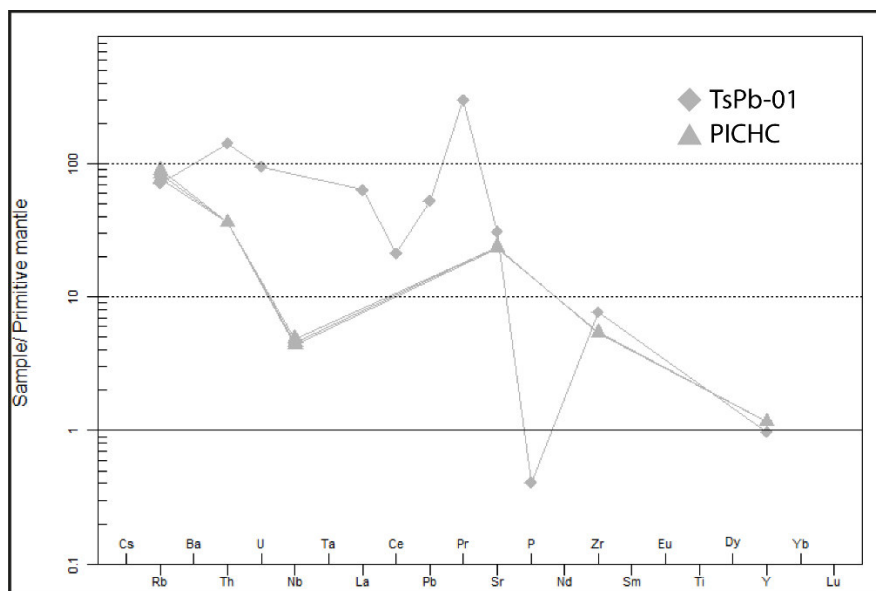


Fig. 4. 31 Diagrama multielementos de las muestras TsPb-01 y PICHC normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

#### 4.1.2.1 Comportamiento de los elementos mayores y traza en tefras post colapso

Existen capas de tefras periclinales sobre los depósitos coluviales, estas serán analizadas con la geoquímica con las tefras depositadas durante el Holoceno, las posibles fuentes volcánicas son Guagua Pichincha, Quilotoa, Atacazo-Ninahuilca, Pululahua, Cuicocha, Cotopaxi (Riolita Cañón Colorado) y Cotopaxi serie F.

El diagrama de Pecerrillo & Taylor (1976), se ha utilizado para conocer la afinidad química de los magmas, dando como resultado (Fig. 4.32) que las muestras OY-002, TEFRA 4 y CSF-001 pertenecen a la serie calco-alcalina con contenido medio de  $K_2O$ , además que su alto contenido en óxido de sílice nos describe que son riolíticas. Las muestras TOY-03, OY-001, TGU-01, TGU-02 y PSF-001 pertenecen a la serie calco-alcalina bajas en K por lo que su fuente es de volcanes de la Cordillera Occidental. Basado en el contenido de  $SiO_2\%$ wt las muestras TOY-03 y TGU-01 provienen de magmas riolíticos, OY-001 tiene una fuente del tipo dacita-riolita y TGU-02 y PSF-001 son dacíticas. Las tefras de CTC provenientes del depósito Cotopaxi Cañón Colorado,

serán descartadas debido a su alto contenido de  $\text{SiO}_2$  difiere de la afinidad química de los depósitos holocénicos recolectados, por esta misma razón se descartan los depósitos Cotopaxi serie F1, F2 y F3, únicamente se trabaja con los datos de la F4. El diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  no permite establecer características únicas entre las tefras analizadas por lo que se realiza un análisis geoquímico en diagramas Harker (Fig. 4.33) y Pseudo-Harker (Fig. 4.34), en los que basados en el contenido de  $\text{SiO}_2$  %wt se han establecido dos grupos diferenciales: Grupo III (GIII) en el que el contenido de  $\text{SiO}_2$  %wt es  $>70\%$  y Grupo IV (GIV) en el cual el contenido de  $\text{SiO}_2$  %wt es  $<70\%$ . Es necesario acotar que la diferenciación de estos grupos es netamente basados en los resultados de los análisis químicos y que no establecen necesariamente una fuente de procedencia para una tefra ya que durante su depositación estas pudieron haber sufrido contaminación o pérdida de elementos químicos característicos de un determinado magma por lo que estos resultados serán complementados durante este capítulo con otros resultados de los análisis petrográficos, estructurales y observaciones realizadas en campo para definir la posible fuente de procedencia y la edad de depositación.

El grupo GIII, pertenecientes a magmas con afinidad riolítica, forman parte de este las tefras TOY-03, OY-002, TEFRA 4, CSF-001 y las tefras de la serie F del volcán Cotopaxi, presentan tendencias de disminución en el contenido de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Mn}$  con el aumento de  $\text{SiO}_2$ .

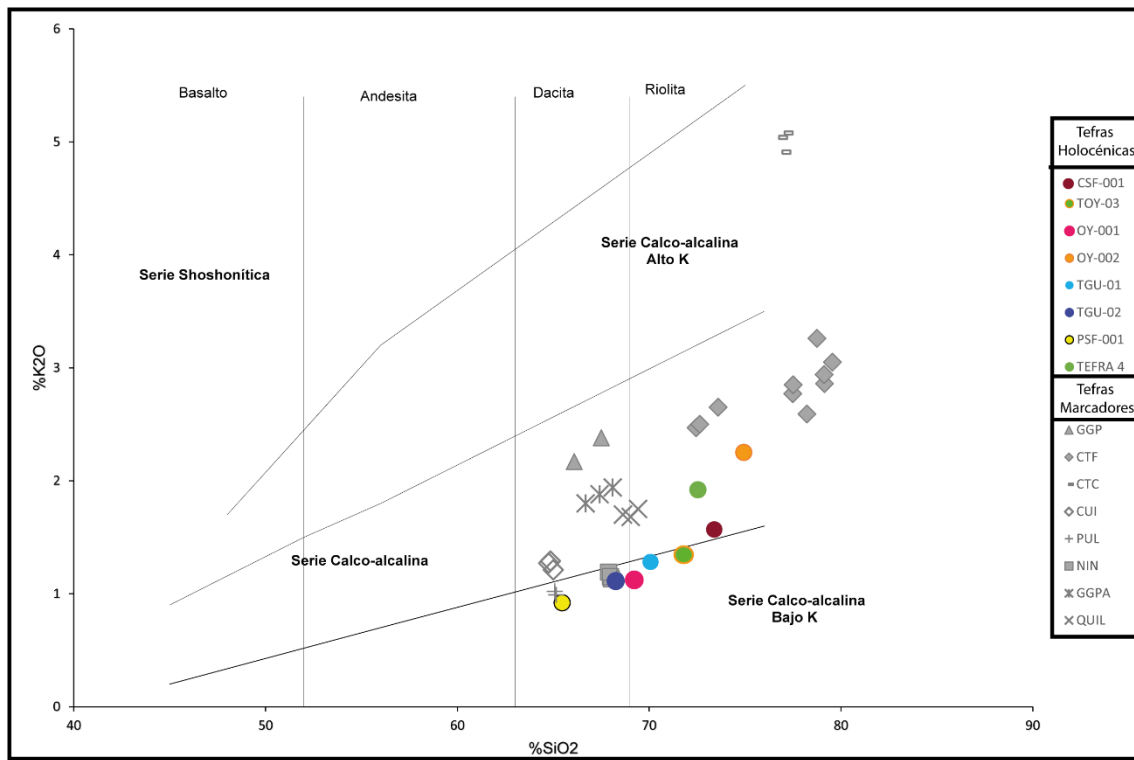


Fig. 4. 32 Diagrama  $\text{SiO}_2$  vs  $\text{K}_2\text{O}$  de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos. (Peccerrillo & Taylor, 1976).

Dentro del Grupo IV se engloban las tefras OY-001, TGU-01, TGU-02 y PSF-001 así como los marcadores estratigráficos Guagua Pichincha, Pululahua, Ninahuilca y Quilotoa, estos son magmas dacíticos en donde se evidencia una disminución de óxidos mayores con el incremento de sílice. La disminución de elementos mayores debido al aumento de óxido de Si es un indicativo de que estas muestras provienen de magmas evolucionados félsicos con mayores procesos de cristalización fraccionada. Adicional a los diagramas descritos previamente se ha utilizado diagramas Pseudo-Harker para determinar la compatibilidad e incompatibilidad de elementos trazas en los magmas que formaron estas tefras los resultados se muestran en la Fig. 4.34.

Dentro del GIII los elementos Rb, Ce, Ba e Y se están comportando como incompatibles mientras que el Sr y Cr por las tendencias negativas muestran un comportamiento compatible. En el GIV las tendencias no son tan claras pero en el Ce se nota una tendencia positiva es decir este elemento se está comportando como incompatible.

Al observar las tendencias de las tefras holocénicas con las tefras marcadores se realizaron diagramas multielementos normalizados a manto primitivo para ver si se puede determinar la procedencia. Encontrando de esta manera similitudes en la química entre las tefras OY-001, OY-002, PSF-001, Tefra 4 con las tefras depositadas por las erupciones del volcán Guagua Pichincha (GGPA y GGP) (Fig. 4.35), las tefras TGU-01, TGU-02 y CSF-001 con las tefras marcadores pertenecientes al volcán Pululahua (PUL) (Fig. 4.36).

En la Fig. 4.35 se observan anomalías positivas en Rb, Sr, Zr y anomalías negativas en Nb, Ce, P, Nd e Y. La anomalía positiva de Rb refleja que hubo fraccionamiento de micas (biotita) y feldespatos potásicos, indicando una fuente de proveniencia de magmas félsicos, el Zr indica la acumulación de circón detrítico y enriquecimiento de cuarzo, interpretándose como magmas evolucionados ácidos, la anomalía positiva en Sr, indicando la cristalización y acumulación de plagioclasa cálcica en las muestras. La anomalía negativa de Nb indica que el magma en donde se formaron estos productos piroclásticos fueron generados en un ambiente de subducción, la anomalía negativa en P indica el fraccionamiento de apatito, y las anomalías negativas en Y fraccionamiento de anfíboles.

Las muestras TGU-01, TGU-02 y CSF-001 ploteadas en la Fig. 4.36 reflejan anomalías negativas en Nb, P, Ce e Y y anomalías positivas en La, Zr y Th. Las anomalías en Nb son un indicativo de magmas formados en un ambiente de subducción, la anomalía negativa en P indica el fraccionamiento de apatito, y las anomalías negativas en Y fraccionamiento de anfíboles. El alto contenido de Zr indica la acumulación de circón detrítico y enriquecimiento de cuarzo, interpretándose como magmas evolucionados ácidos.



Se puede concluir basado en todos los resultados obtenidos de los análisis geoquímicos que las muestras OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4 son homogéneas en cuanto a su composición química, fueron formadas en un ambiente de subducción y tienen una fuente de procedencia magmas félsicos evolucionados, al ser comparados con los depósitos piroclásticos del volcán Guagua Pichincha reflejan patrones similares, por lo que este volcán se presume es la fuente de procedencia de las muestras OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4.

Las muestras CSF-001, TGU-01 y TGU-02, reflejan patrones similares por lo que posiblemente pertenezcan a la misma fuente y tienen una química homogénea entre ellas y han sido formadas en un ambiente de subducción en magmas evolucionados ácidos, se presume una posible fuente de procedencia los depósitos holocénicos del volcán Pululahua.

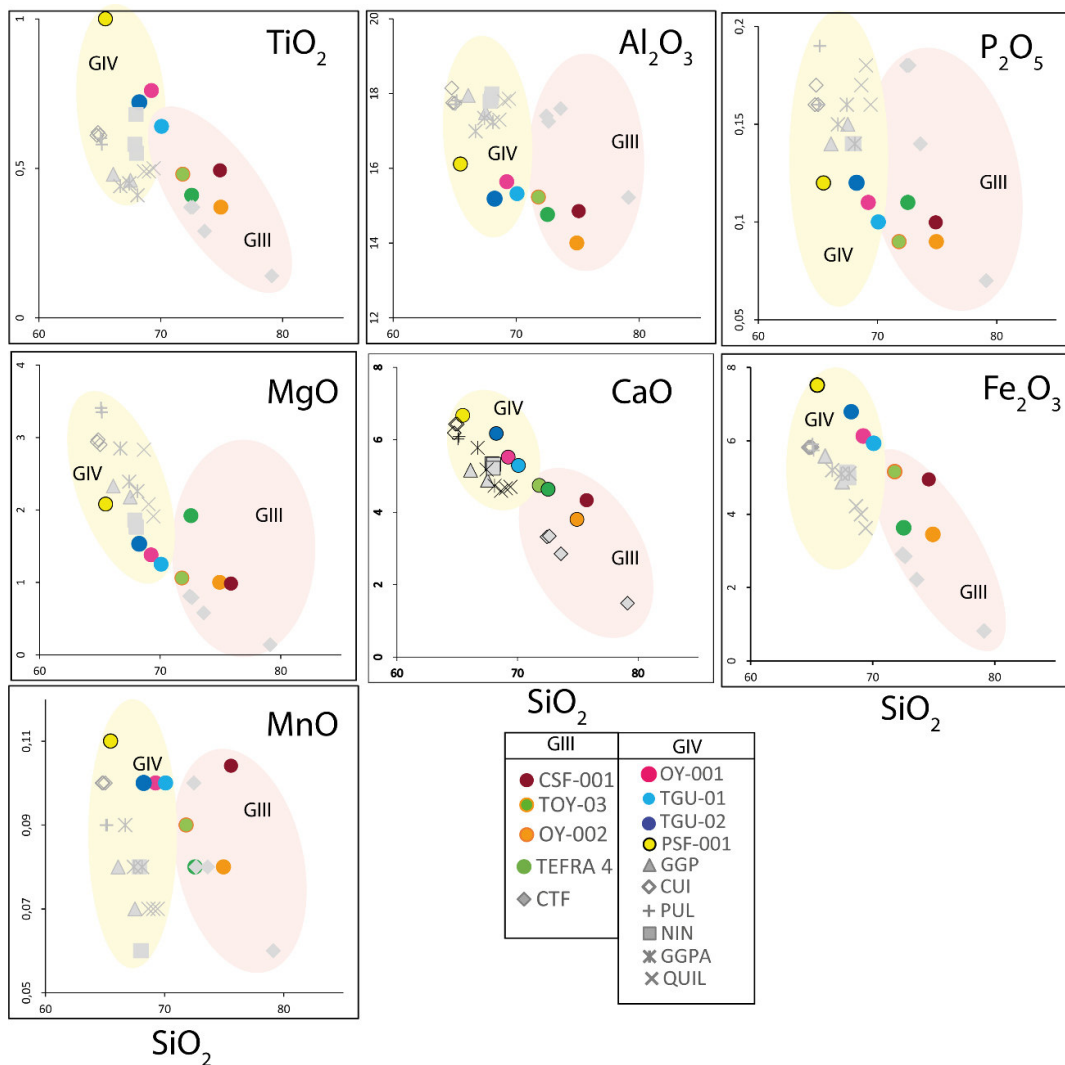


Fig. 4. 13 Diagramas Harker. Elementos mayores vs SiO<sub>2</sub> de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos.

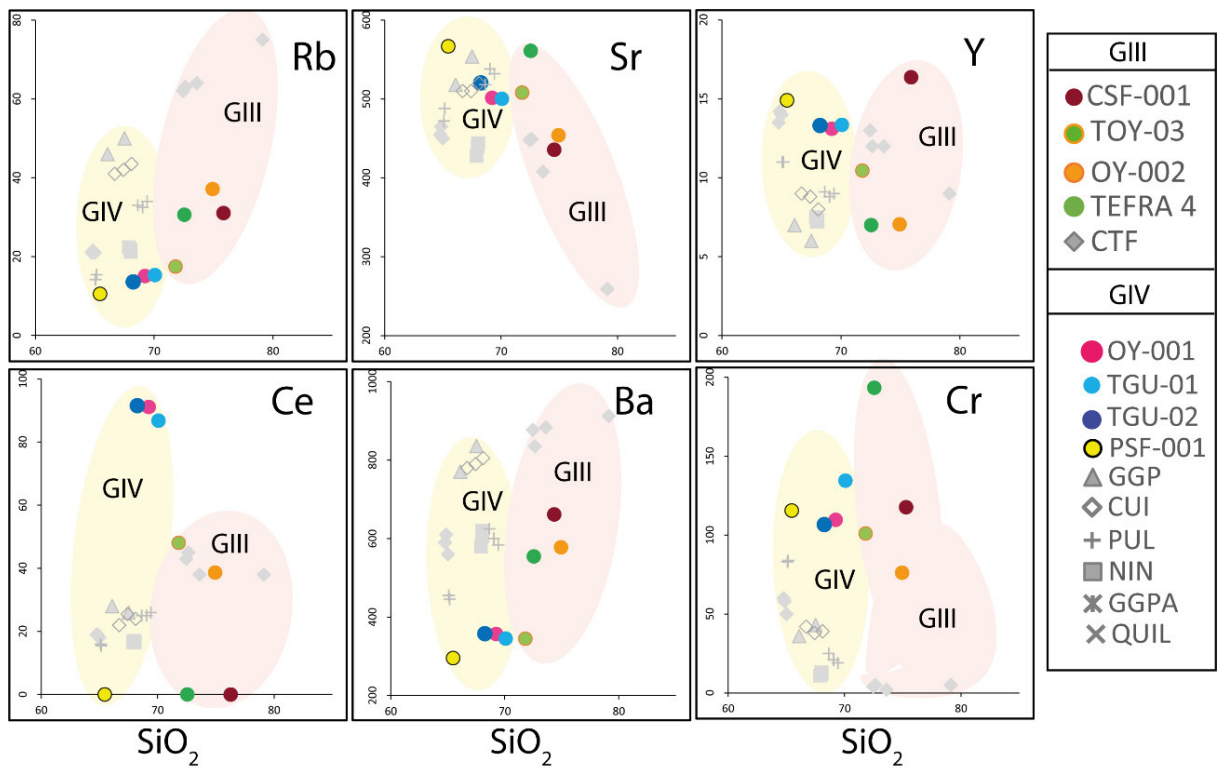


Fig. 4. 34 Diagramas Pseudo-Harker. Elementos traza vs  $\text{SiO}_2$  de las tefras post colapso y los marcadores regionales holocénicos.

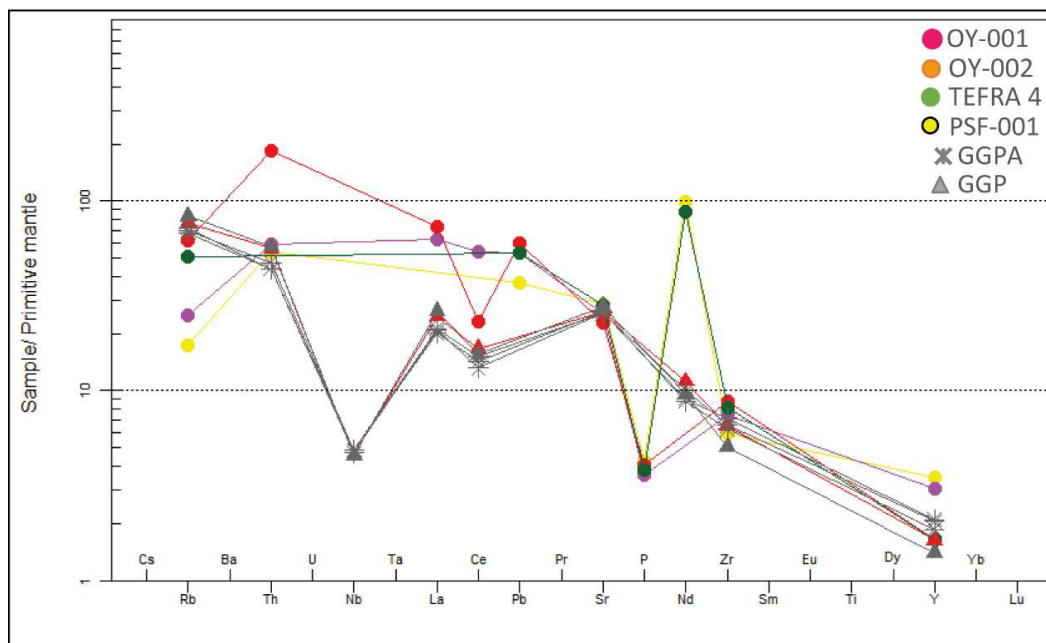


Fig. 4.35 Diagrama multielementos de las muestras OY-001, OY-002, TEFRA 4, PSF-001 y los marcadores Guagua Pichincha (GGPA y GGP), normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

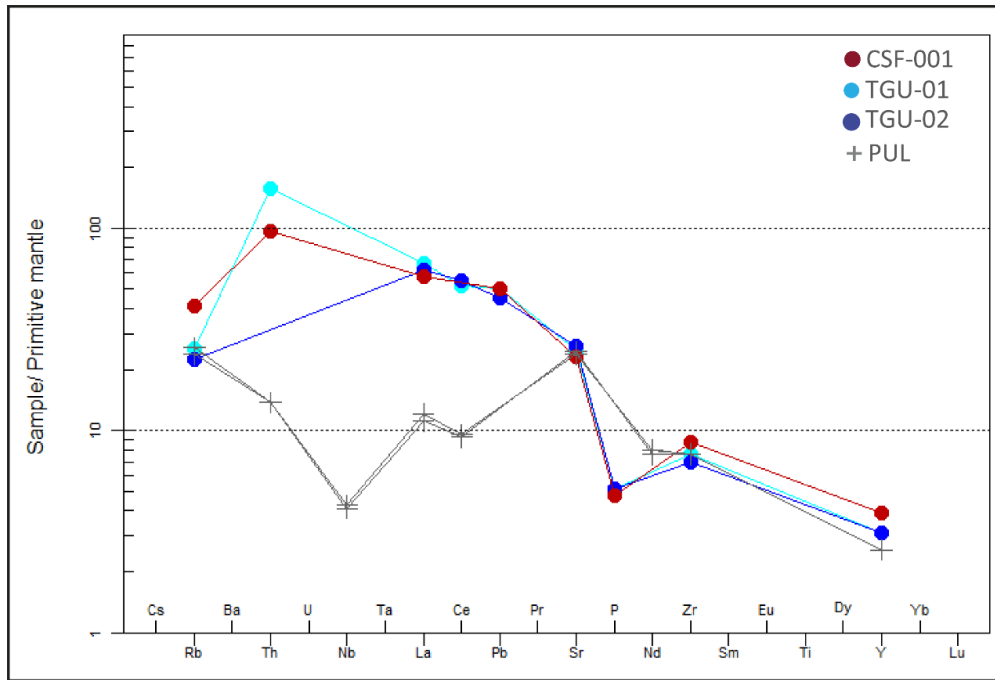


Fig. 4.36 Diagrama multielementos de las muestras CSF-001, TGU-01, TGU-02 y el marcador Pulumahua (PUL), normalizado a manto primitivo (McDonough & Sun, 1995).

## 4.2 Estudio Morfoestructural

### 4.2.3 Análisis e interpretación de estructuras y morfologías

Las observaciones de estructuras y morfologías en el MDE han permitido encontrar estructuras como: escarpes, grietas de tensión, cambios de drenaje y pliegues (Fig. 4.37). Los resultados encontrados en el análisis del MDE nos permiten inferir que al combinar las configuraciones morfológicas encontrada en las zonas de San Francisco y Oyacoto, en las que predominan litologías volcanosedimentarias, con la actividad neotectónica del SFQ y SFG, se genera inestabilidad en el terreno y predisponen a generar grandes movimientos en masa como los reportados por Korup et al. (2007).

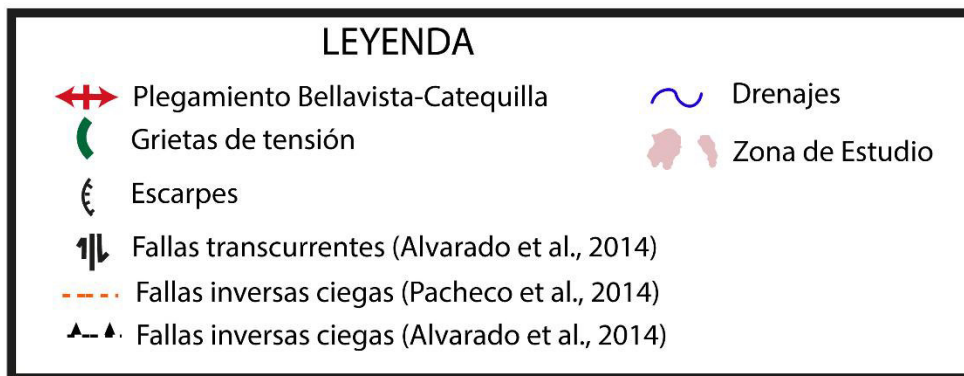
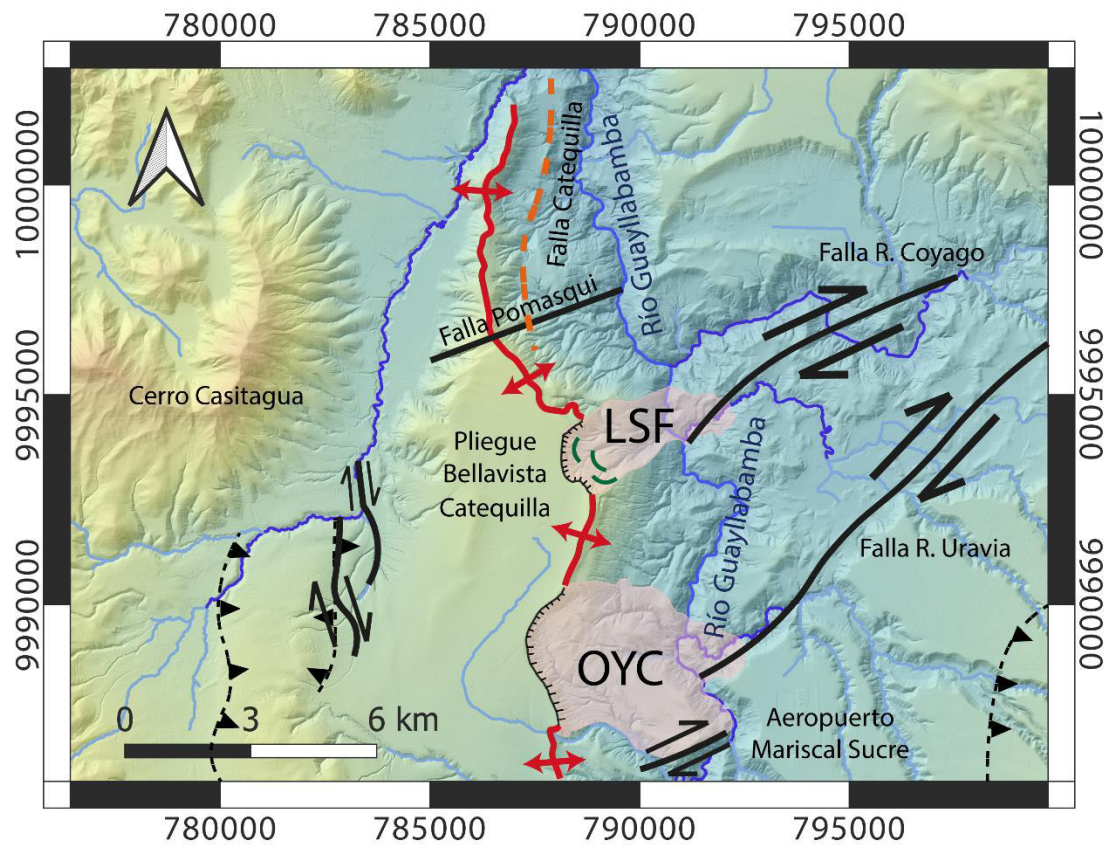


Fig. 4.37 Mapa morfoestructural basado en el análisis MDE a una escala de 2m por pixel. LSF: San Francisco; OYC: Oyacoto.

#### 4.2.3.1 Pliegue Bellavista-Catequilla

En la morfología de la cuenca norte de Quito y la cuenca de Guayllabamba se pueden encontrar lomas plegadas que son la expresión de cambios en la topografía del área indicando que hubo un levantamiento, estos plegamientos no tienen continuidad y funcionan como segmentos individuales, en los que se pueden presentar flancos asimétricos. El plegamiento que corresponde a la zona de estudio ha sido denominado en estudios anteriores como: el pliegue Bellavista-Catequilla, en cuyo flanco oriental se observa el rasgo morfológico de los escarpes de los posibles MM de San Francisco y Oyacoto.

La evidencia morfológica, tectónica y estratigráfica sugiere que este levantamiento de Bellavista-Catequilla correspondería a un pliegue asociado con un segmento de falla inversa que se encuentra buzante en dirección oeste, actuando desde el Pleistoceno Medio al Pleistoceno Tardío (Villagómez, 2003). Estas lomas corresponden a pliegues de flancos asimétricos asociados en profundidad con una estructura inversa que presenta cierto buzamiento occidental (Villagómez, 2003), tiene una longitud de plano de ruptura de 17,5 km con una magnitud sísmica esperada de 6,3 en un tiempo de ocurrencia de 183 años (Alvarado et al., 2014). Pacheco et al. (2014) sugiere que este plegamiento ha sido levantado debido al dinamismo del sistema de fallamiento inverso de Quito.

En el análisis del MDE se ha podido observar que este plegamiento se distingue tres segmentos (FIG. 4.37) separados según su ubicación de los posibles MM San Francisco y Oyacoto: el primer segmento identificado al sur de la zona de Oyacoto, el cual presenta una dirección del pliegue NO, este se interrumpe debido a la presencia de una estructura semicircular asociada al escarpe del posible MM Oyacoto, el segundo segmento ubicado entre Oyacoto y San Francisco, este segmento presenta una dirección NE, también se ve interrumpido por una estructura semicircular relacionada al escarpe del posible MM San Francisco y el tercer segmento ubicado al norte de San Francisco, este segmento tiene una forma semi circular que inicia con una dirección del plegamiento NO y se transforma hasta conseguir una dirección N.

#### **4.2.3.2 Escarpes**

El escarpe es una superficie con pendientes abruptas que se localiza en el límite de un deslizamiento y es el resultado de un movimiento en masa (Alcántara, 2000). En la (Fig. 4.38) puede observar dos superficies semicirculares con forma de herradura que marcan un cambio abrupto de pendiente, estas superficies están localizadas dentro de los posibles MM Oyacoto y San Francisco. En Oyacoto esta estructura tiene una longitud de 4.5 km y su pendiente es mayor a 1km y en San Francisco (Fig. 4.38) tiene una longitud de 4 km y su pendiente supera el 1km (Fig. 4.39), las laderas formadas por estos escarpes están dispuestas en paredes subverticales inclinadas hacia la cabecera. Los escarpes de San Francisco y Oyacoto se localizan dentro del pliegue anticlinal Bellavista-Catequilla,

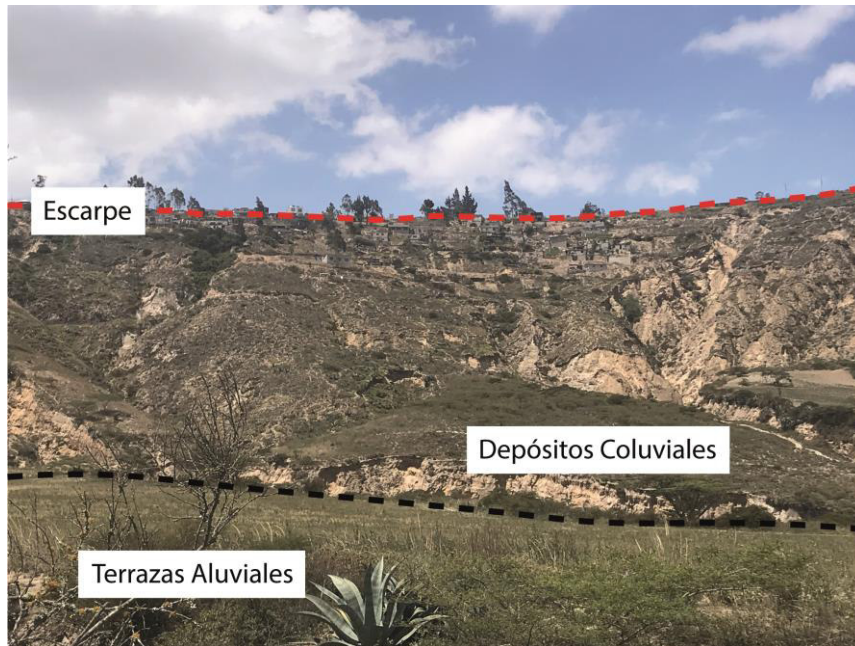


Fig. 4.38 Fotografía del escarpe semicircular del posible MM San Francisco, se puede evidenciar el cambio abrupto de pendiente (Jiménez, 2020).



Fig. 4. 39 Fotografía del escarpe occidental del posible MM San Francisco, se puede observar la secuencia de tefras pleistocénicas sobre material colapsado y disturbado. (Jiménez, 2020)

#### 4.2.3.3 Grietas de tensión

Las grietas de tensión son estructuras abiertas en el suelo, tienen rugosidad y superficies irregulares y varían en longitud desde unos pocos centímetros hasta varios

metros, otorgan información del tipo de deformación a la que se ha sometido un bloque, estas se forman en superficie como la respuesta a una falla *strike-slip* (Fleming, 1989).

Durante el trabajo de campo se encontraron e identificaron algunas grietas de tensión dentro de los escarpes, pero debido a su localización no se pudo acceder a todas y tomar datos relevantes como el ancho, longitud y profundidad de las grietas. En el escarpe del posible MM San Francisco se encontraron grietas paralelas al trazo del escarpe (Fig. 4. 40), con planos oblicuos que no superan los 2km y que forman bloques escalonados. Las grietas de tensión cuando se presentan de forma escalonada son un indicativo de la tasa relativa del desplazamiento de un MM, debido a que los deslizamientos de tierra se desplazan cuesta abajo en la dirección de la pendiente dejando una huella (Fleming, 1989).

Utilizando el MDE (Fig. 4.41) se identificaron grietas de tensión paralelas al escarpe del posible MM San Francisco, mientras que para la zona del posible MM Oyacoto no pudieron ser observadas, posiblemente a la presencia de mayor cantidad de edificaciones en el área. Las grietas de tensión en el posible MM San Francisco tienen longitudes <300m y presentan formas casi semicirculares con direcciones acomodadas a la dirección de la herradura del escarpe.



Fig. 4. 40 Fotografía de grietas de tensión paralelas al plano del escarpe en San Francisco.

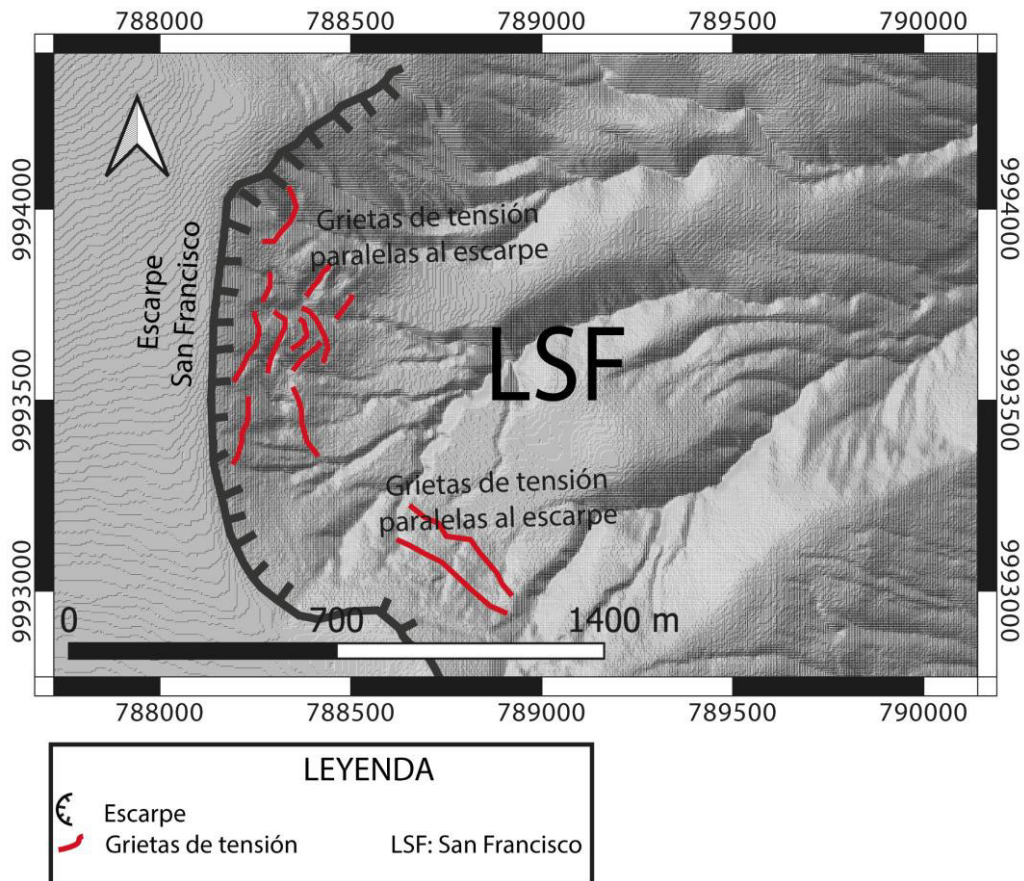


Fig. 4. 41 Imagen MDE del posible MM San Francisco con una resolución de 2m por pixel, se pueden observar grietas de tensión paralelas al escarpe.

#### 4.2.3.4 Drenajes

La presencia de quebradas intermitentes en las cuencas de Quito-Guayllabamba forman un denso sistema de drenaje, con evidencia de incisión rápida, especialmente durante la temporada de lluvias (Alvarado et al, 2014). En la (Fig. 4.37) se pueden observar redes de drenaje que parten de los escarpes de los posibles MM Oyacoto y San Francisco siguiendo la pendiente y desembocan en el río Guayllabamba. Este río se ubica de forma paralela a la dirección del pliegue Bellavista-Catequilla en los pies de estos posibles MM y tiene una oferta hídrica media anual de 131, 63 m<sup>3</sup>/s (Molina, 2011). En el análisis del MDE de la Fig. 4.42 se puede observar los cambios de orientación en la dirección del río Guayllabamba. En el pie del posible MM Oyacoto existen tres cambios Fig. 4.42 evidentes en la dirección del drenaje, estos han sido identificados de sur a norte de la siguiente manera: dirección NE al sur, luego hay un cambio abrupto de dirección hacia el NO en la zona central y finalmente toma una dirección NNE al norte. Los resultados del análisis del MDE en la zona del posible MM San Francisco muestran variaciones en la dirección del cauce del río Guayllabamba que se van intercalando de



direcciones NO a NNE. En Alvarado et al. (2014) Se sugiere que estos cambios en el drenaje del río Guayllabamba se deben al empuje que genera la sismicidad activa de los SFQ y SFG, pero en este trabajo se propone la existencia de fenómenos capaces de remover grandes cantidades de material que lograron cubrir el cauce del río impidiendo el curso natural de sus aguas, además influenciado por la sismicidad activa del SFQ y SFG.

En el MDE también se ha podido observar la intervención del río Guayllabamba de forma lineal que corta los pies de los MM, la cual forma cañones con paredes sub verticales muy inestables.

En síntesis se ha comprobado y demostrado la existencia de estructuras típicas de movimientos en masa, además de como su intervención pudo influenciar a la ocurrencia de estos fenómenos, pero no ha podido establecerse la época en la que estos eventos tuvieron lugar, ni el volumen de material que pudieron haber removido, por lo que en las siguientes secciones se procede a responder estas incógnitas.

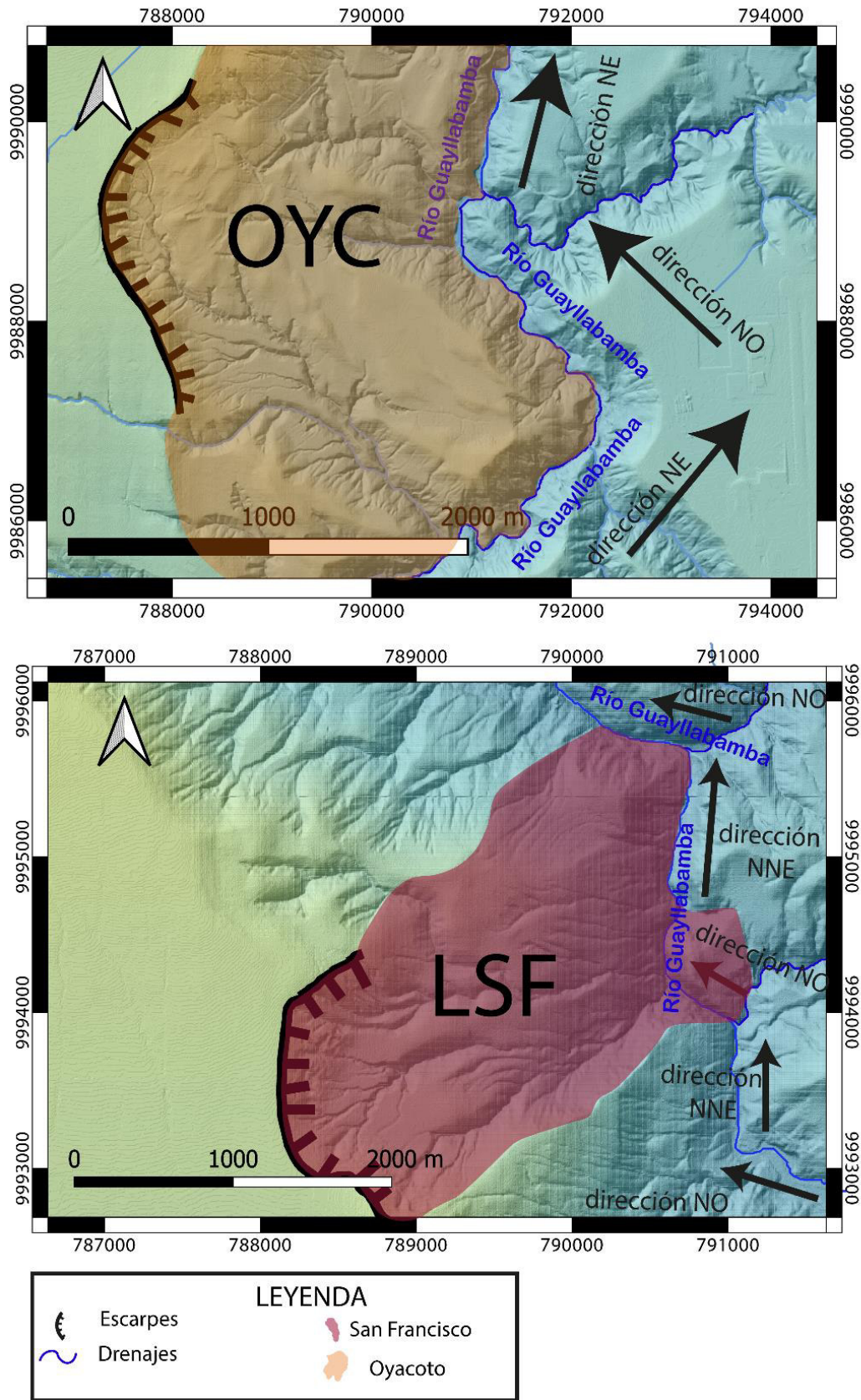


Fig. 4.42 Mapa de variaciones en la dirección del río Guayllabamba en los pies de los escarpes de los posibles MM San Francisco y Oyacoto. LSF: San Francisco; OYC: Oyacoto.

#### **4.2.4 Columna Tefroestratigráfica de los MM San Francisco y Oyacoto**

Comprender la estratigrafía que se puede encontrar a lo largo de la zona de los posibles MM San Francisco y Oyacoto permite construir una base geológica de los depósitos encontrados dentro de los escarpes depósitos coluviales y depósitos post-colapso y elaborar un modelo geológico del posible colapso. Los resultados obtenidos a partir de los análisis geoquímicos, petrográficos y morfoestructurales han sido vinculados con el trabajo de campo logrando así establecer una columna tefroestratigráfica (Fig. 4.43), sus depósitos serán descritos a continuación desde la base hacia el tope. Se ha considerado para las descripciones las capas de tefras pleistocénicas y post-colapso y se propone sus posibles fuentes volcánicas de procedencia con el objetivo de generar una ubicación espacio-temporal de la ocurrencia de estos depósitos y finalmente definir un período de tiempo en que se pudo generar la ocurrencia de los movimientos en masa de San Francisco y Oyacoto.

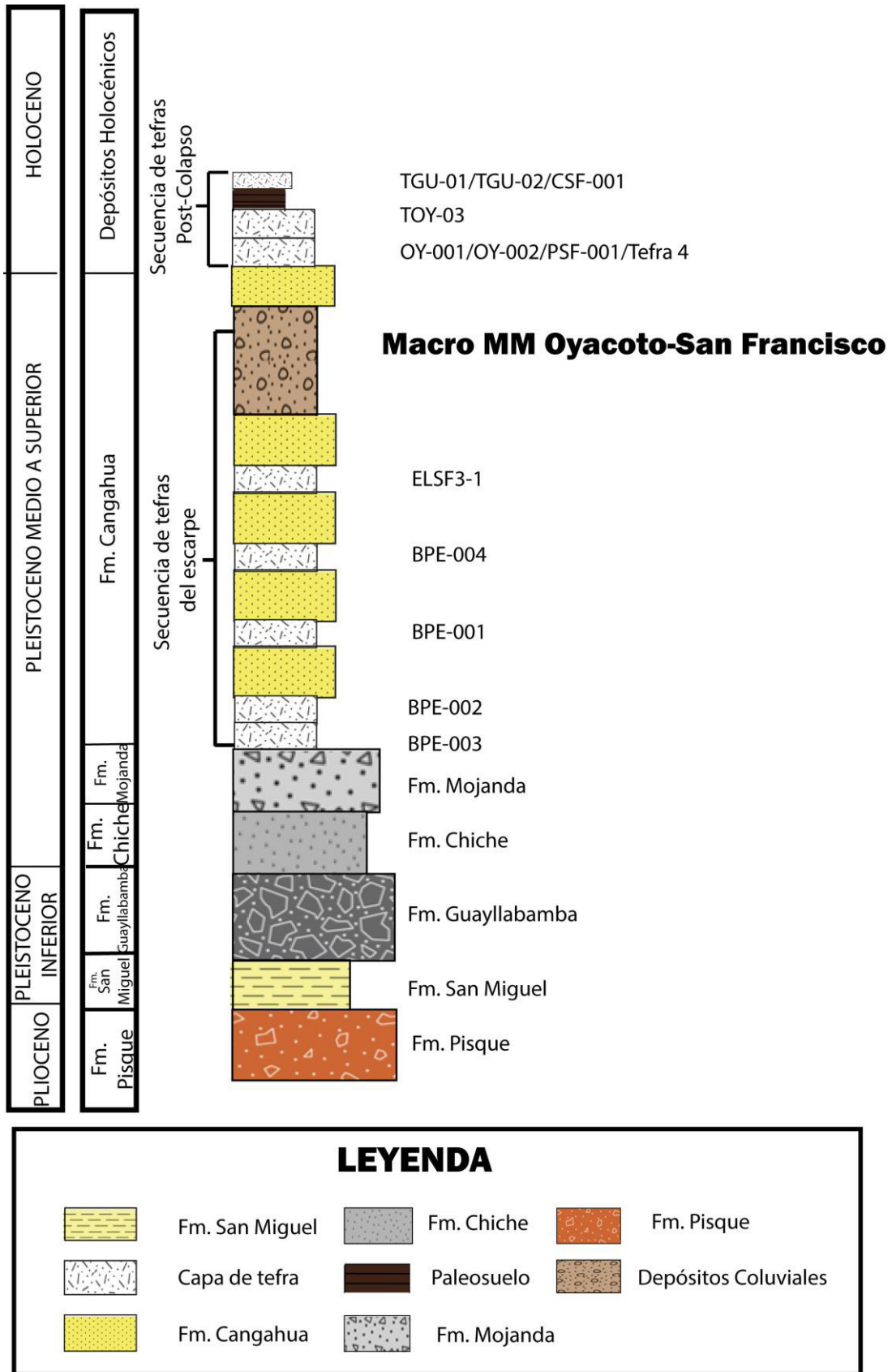


Fig. 4.43 Columna tefroestratigráfica de los depósitos que afloran a lo largo de los posibles MM Oyacoto y San Francisco.

## Fm. San Miguel

Es una secuencia alternada de limolitas, arcillolitas y areniscas tobáceas de colores crema, asociadas a un ambiente lacustre y de edad Pleistoceno (Pacheco, 2013), durante la depositación de San Miguel hubo un gran aporte volcánico y se lo puede encontrar a lo largo de toda la formación (López y Toro, 2019). En la zona de estudio se ha identificado esta formación en las siguientes coordenadas UTM 802808/995679 a una altura de 2092 msnm, es un depósito de areniscas tobáceas intercalada con limolitas de ~15 m de espesor (Fig. 4.44) que se encuentra en contacto discordante con la Fm. Cangahua.

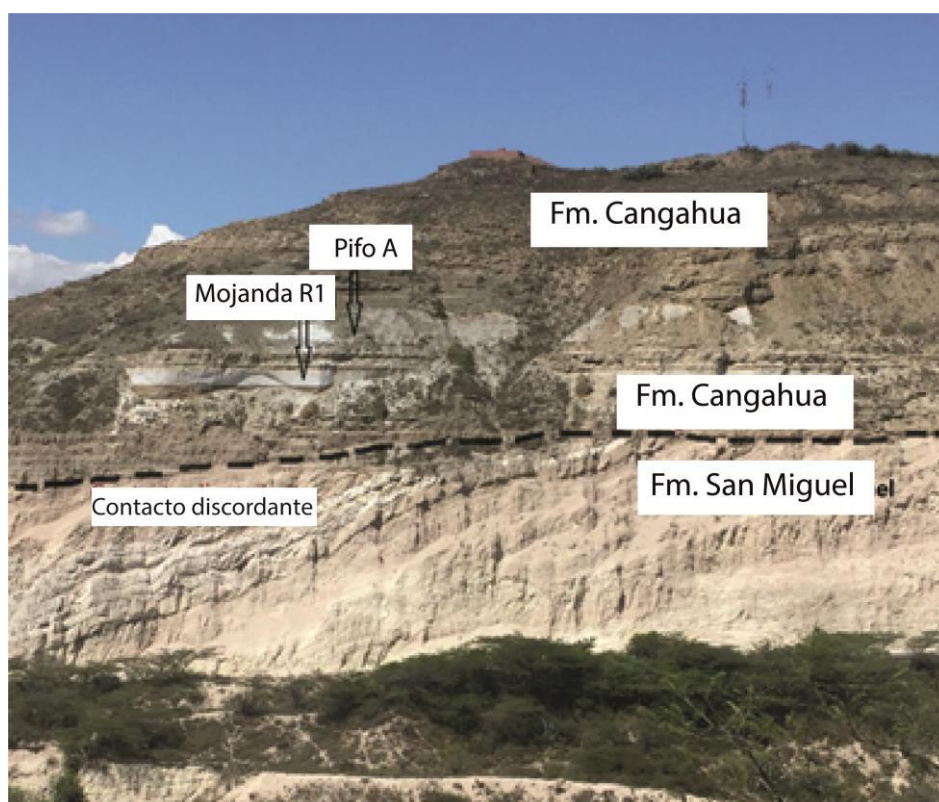


Fig. 4.44 Afloramiento de ~30m de espesor en el que se observa los depósitos de la Fm. Cangahua sobreyacida en contacto discordante con la Fm. Cangahua, también se pueden identificar las tefras marcadores estratigráficos Mojanda R1 y Pifo A (Jiménez, 2020).

## Fm. Guayllabamba

Es una secuencia de flujos de lava, avalanchas y flujos piroclásticos tipo *block and ash* de edad Pleistoceno Medio (Villagómez, 2003), se han encontrado depósitos asociados a esta formación en la cantera de aluviales en el escarpe de San Francisco en las

coordenadas UTM 788261/9993778 a una altura de 2700 msnm, en este afloramiento se identifica una avalancha (Fig. 4.45) procedente colapso del *Lower Rucu* del CVP de edad (~850-600 Ka) (Robin et al., 2010) de ~15m de espesor sobreyacida en contacto discordante con la Fm. Cangahua. Durante la depositación de esta formación (Winkler et al., 2005; Villagómez, 2003) sostienen que inició el levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla y (Pacheco, 2013) sugiere una edad de inicio para este levantamiento a los ~600Ka.

En las coordenadas UTM 791951/9992240, a una altura de 2018 msnm se han encontrado depósitos de avalancha del Domo Pacpo y volcán Pichincha no depositados *in situ* (Fig. 4.46). Las características de estas avalanchas es que son clasto soportado con lentes matriz soportado que tienen rocas andesíticas rojizas y grises con matriz microcristalina y fenocristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, algunas andesitas presentan oxidación. (Pacheco, 2013) sugiere una edad para el Domo Pacpo de  $898 \pm 15$  Ka. También se han logrado identificar depósitos de avalancha del volcán Pichincha (Fig. 4.47) dentro del material coluvial del posible MM San Francisco en las coordenadas 789082/9993205 a los 2514 msnm, sobre estos depósitos coluviales además se pueden observar terrazas aluviales. La existencia de depósitos de avalancha del volcán Pichincha y Domo Pacpo dentro de los depósitos coluviales del posible MM San Francisco sugiere que la edad del desprendimiento de material del pliegue Bellavista-Catequilla es más antiguo que la edad de depositación de estas avalanchas: volcán Pichincha (~850-600 Ka; Robin et al., 2010) y Domo Pacpo ( $898 \pm 15$  Ka; Pacheco, 2013) y coincide con la edad del levantamiento ~600 Ka sugerida por (Pacheco, 2013).

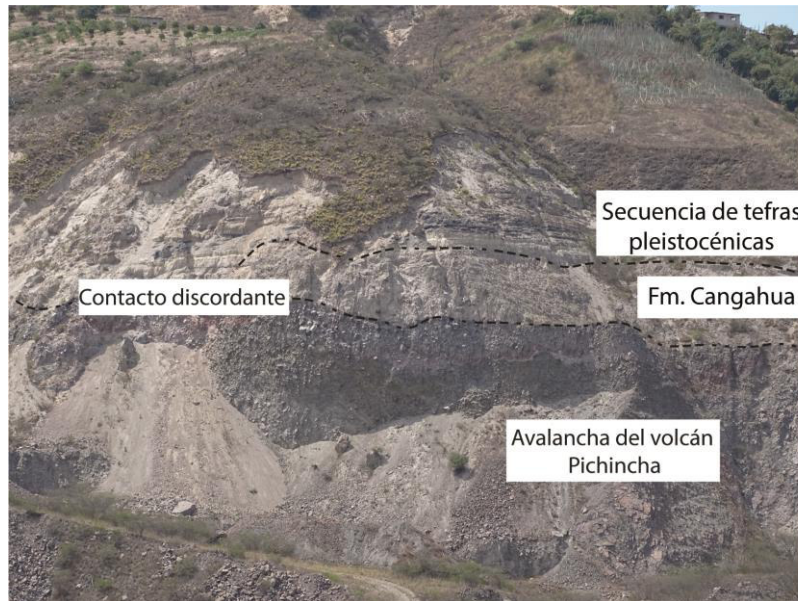


Fig. 4.45 Afloramiento de ~25m de espesor en el que se observa los depósitos de la avalancha del volcán Pichincha (Fm. Guayllabamba) sobreyacida en contacto discordante con la Fm. Cangahua, se pueden identificar sobre la Fm. Cangahua la secuencia de tefras pleistocénicas perteneciente al escarpe del posible MM San Francisco.



Fig. 4. 46 Afloramiento de 10m de espesor en el que se observa los depósitos de avalancha del Domo Pacpo y volcán Pichincha pertenecientes a la Fm. Guayllabamba sobreyacidos por volcanosedimentos de colapso gravitacional (Jiménez, 2020).



Fig. 4. 47 Afloramiento en la quebrada del Barrio Planadas de San Francisco, este afloramiento tiene ~13m de espesor, se logran identificar depósitos de la avalancha del volcán Pichincha de edad ~850-600 Ka (Robin et al., 2010) dentro de los depósitos coluviales del posible MM San Francisco

### **Fm. Chiche**

Es una secuencia de depósitos lacustres y fluviales de baja energía, acompañados de depósitos laháricos, se depositaron en un periodo de relativa calma. Villagómez (2003) reporta secuencias de depósitos asociados a la Fm. Chiche acuñados al occidente del pliegue Bellavista-Catequilla sobreyaciendo a la Fm. Guayllabamba, esta acumulación de las secuencias de la Fm. Chiche sugiere que existía un paleo relieve asociado al inicio del levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla al momento de la depositación de la Fm. Chiche (Pacheco, 2013), es decir el levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla se da previo a la depositación de la Fm. Chiche y coincide con la edad de levantamiento ~600 Ka sugerida por Pacheco, 2013. (Lavenue et al., 1996) propone una edad para la Fm. Chiche con 500Ka al final de su depositación.

### **Formación Mojanda**

Secuencia de depósitos volcánicos y volcanosedimentarios que sobreyacen a la Fm. Chiche, cuya fuente volcánica de procedencia es el CVMFF, cuya datación en el marcador regional Mojanda R1 sugiere una edad de  $474 \pm 17$  Ka (Pacheco, 2013). En la zona de estudio se encontraron depósitos pertenecientes a esta formación de 1,5 m de



espesor, esta capa se caracteriza por una secuencia de escorias en la base y presentar pómez con estructura subangular con fenocristales de biotita dorada y líticos riolíticos.

### **Fm. Cangahua y Depósitos de tefras pleistocénicas**

Secuencia de arenas y limolitas tobáceas retrabajadas, estos depósitos han sido observados en contacto discordante sobre la Fm. San Miguel (Fig. 4.44) y sobre la Fm. Guayllabamba (Fig. 4.45) en la zona de estudio. La edad estimada de este depósito es de 120000-10000 años (Vera y López, 1986) y 260000-10000 años (Hall y Mothes, 2001).

En el escarpe del posible MM San Francisco se encuentran depositadas una secuencia de capas de tefras intercaladas con los depósitos de la Fm. Cangahua y estas son: (BPE-003, BPE-002, BPE-001, BPE-004 y CFS-001) las cuales fueron recolectadas en las coordenadas UTM 788975/9992733 a una altura de 2732 msnm y la tefra ELSF3-1 la cual fue recolectada en las coordenadas UTM 788261/9993778 a una altura de 2700 msnm, debido a las observaciones realizadas en campo se determinó que la secuencia estratigráfica de estas tefras pleistocénicas desde la base al tope es la siguiente: BPE-003, BPE-002, BPE-001, BPE-004 y ELSF3-1

La tefra que se encuentra a la base es la BPE-003, que es una tefra grisácea donde las poméz presentan poca vesicularidad y los líticos son andesíticos, en el afloramiento (Fig. 4.48) presenta un espesor de 10-12cm sobreyaciendo a un material retrabajado. Existe un periodo de no depositación de tefras y forma una capa de material retrabajado.

La tefra BPE-003 se encuentra debajo de la capa de tefra BPE-002 y se observan falladas por lo que se podría tratar del mismo depósito pero desplazado. La capa de tefra BPE-002 es de color blanco con pómez de hasta 3cm y líticos andesíticos-dacíticos de hasta 1cm, esta capa tiene un espesor de 60-70cm. Los resultados de los análisis geoquímicos en las capas BPE-003 y BPE-002 reflejaron una fuente volcánica de la cordillera occidental y tuvo una buena correlación en los diagramas geoquímicos con la tefra marcador Mojanda R1 (474 Ka; Pacheco, 2013) por lo que se propone este volcán como la posible fuente volcánica de estos depósitos.

Sobreyaciendo a la tefra BPE-002 se encuentra un depósito tobáceo de 70 cm y sobre este se deposita la capa de tefra BPE-001, es una tefra de color gris con pómez de hasta 1 cm y líticos andesíticos de hasta 2mm, en la pómez se pueden encontrar fenocristales de magnetita, aflora como una capa de 12-15 cm de espesor (Fig. 4.48). Debido a su ubicación estratigráfica y los resultados obtenidos en los análisis geoquímicos se

sugiere una posible fuente volcánica para este depósito el volcán Chalupas de edad 211Ka (Bablon et al., 2020).

Separado de la tefra BPE-001 por un depósito de la Fm. Cangahua de 2m se encuentra un lente de depósitos de conglomerados y sobre estos un depósito de la Fm. Cangahua de 3m, encima de estos se encuentra la capa de tefra BPE-004, es una tefra grisácea de 10 cm de espesor (Fig. 4.48) en donde los líticos tienen composición andesítica-dacítica, muchos de los líticos se encuentran alterados, los resultados sugirieron una fuente de volcanes de Cordillera Occidental por lo que se propone una fuente volcánica del Rucu Pichincha, debido a que sus productos son de composición andesítica-dacítica y tuvo una gran actividad explosiva en su fase terminal a los 250-150Ka (Robin et al., 2010) y en la estratigrafía se ubican bajo las capas de tefra Pifo A.

Encima de la tefra BPE-004 se encuentra un depósito de la Fm. Cangahua y sobreyaciéndolo la capa de tefra ELSF3-1, esta capa es un depósito de tefra de color blanco en la que la pómez tiene una estructura aplanada y achatada con fenocristales de biotita dorada y plagioclasa, el tamaño de la pómez puede ser de hasta 3 cm y los líticos andesíticos-dacíticos de hasta 0,5 cm. Los resultados de los análisis geoquímicos reflejaron una fuente volcánica de la Cordillera Real debido a las características petrográficas y geoquímicas se sugiere que la posible fuente volcánica del Chacana específicamente el depósito de la tefra Pifo A de edad 180Ka (Robin et al., 2009).

Al tope de esta secuencia encima de un depósito de la Fm. Cangahua se encuentra la capa de tefra CSF-001, es un depósito de tefra blanca con fenocristales de cuarzo y biotita, que presenta líticos de composición andesítica-dacíticas y aflora con un espesor de 20cm (Fig. 4.48). Este depósito se encuentra bajo un suelo cuyo espesor no supera los 15 cm, esta ubicación espacial y estratigráfica de la tefra CSF-001 nos revela que fue formada posterior al final de la depositación de la cangahua, es decir es un depósito de <10000 años, esta tefra entonces sería de edad Holocénica, la posible fuente de procedencia, así como si presenta características químicas y petrográficas similares a otros depósitos holocénicos será detallada a continuación.

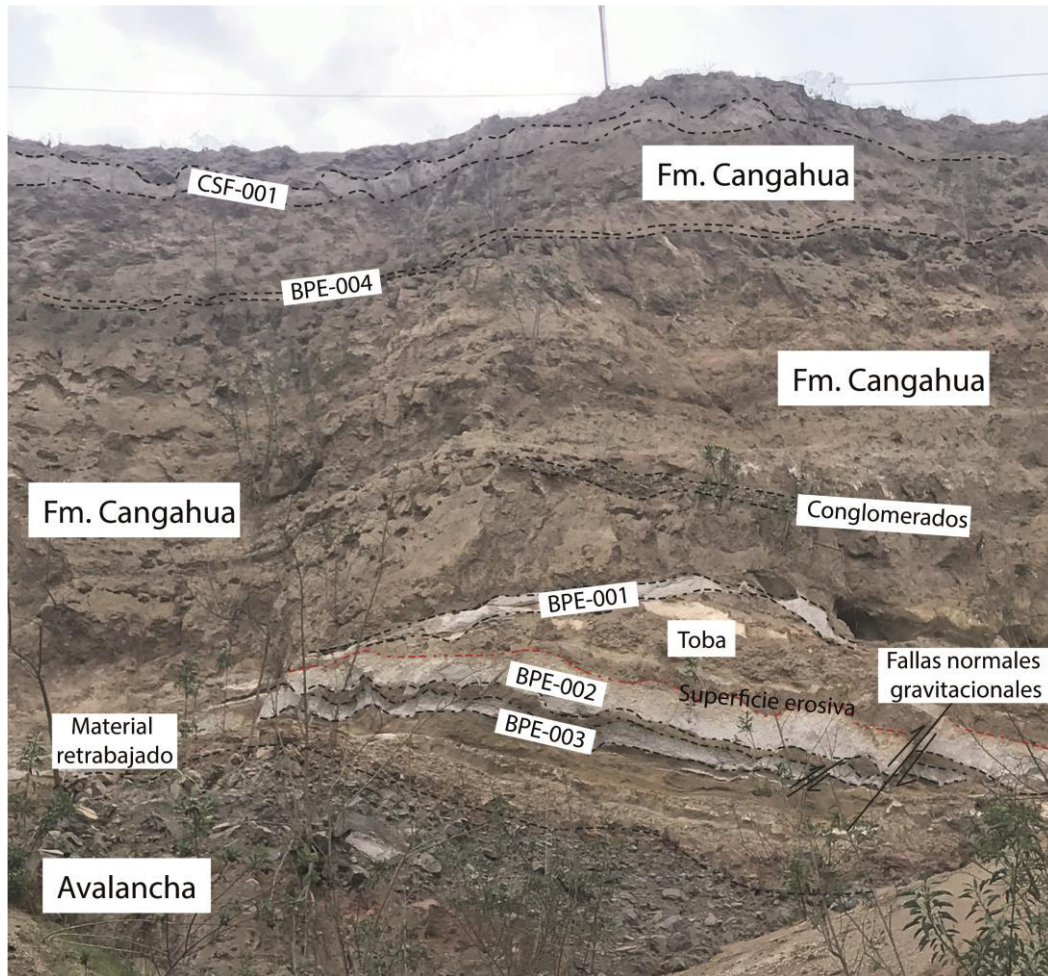


Fig. 4.48 Afloramiento en el escarpe del posible MM San Francisco (UTM 788975/9992733) se pueden observar de la base al techo las tefras BPE-003, BPE-002, BPE-001, BPE-004 y CSF-001, además se observan fallas normales gravitacionales asociadas al colapso de los bloques, estas fallas no tienen tectónica.

En las coordenadas UTM 787611/9989635 a una altura de 2651 msnm, se encuentra el afloramiento perteneciente al escarpe del posible MM Oyacoto (Fig. 4.49), desde la base hacia el tope se encuentra una secuencia de tefras: Pifo A, Pifo B y TsPb-01 intercaladas por depósitos de la Fm. Cangahua. Los depósitos denominados Pifo A y Pifo B en esta ubicación han sido estudiadas previamente por (Beate, 2019) por lo que se conoce que pertenecen al magmatismo originado por el volcán Chacana. En la muestra TsPb-01 (Beate, 2019) no establece la fuente de procedencia, en este estudio basado en los resultados de los análisis petrográficos y geoquímicos se ha establecido una posible fuente para esta tefra al magmatismo proveniente de la erupción del Rucu Pichincha como terminal de 170ka (Robin et al., 2010).

Entonces se establece que durante el pleistoceno la secuencia estratigráfica en el escarpe de San Francisco finaliza con la depositación de la tefra ELSF3-1, cuya posible

fuelle de procedencia es la tefra Pifo A y que tiene una edad de 180Ka (Robin et al., 2009) y en el escarpe de Oyacoto la secuencia estratigráfica pleistocénica termina con la depositación de la tefra TsPb-01 posiblemente erupcionada durante la fase cono terminal del Rucu Pichincha de edad 170 ka (Robin et al., 2010), esto quiere decir que la edad máxima en la que inició el colapso de los posibles MM San Francisco y Oyacoto sería a los 170ka.

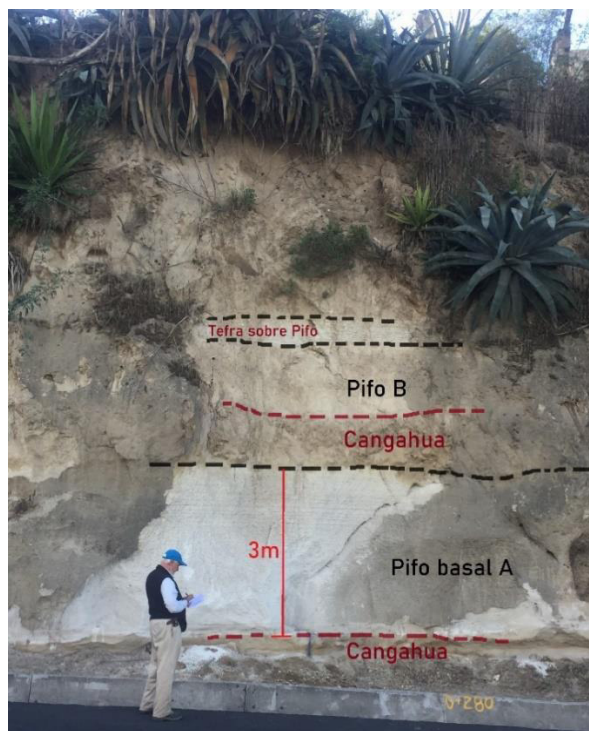


Fig. 4. 49 Afloramiento en el escarpe del posible MM Oyacoto (UTM 787611/9989635) se pueden observar de la base al techo las tefras Pifo Basal A, Pifo B y la Tefra sobre Pifo (TsPb-01) (Jiménez, 2020).

### **Depósitos de tefras post-colapso**

Sobre los depósitos coluviales se encuentra una brecha volcánica mezclada con un flujo (Fig. 4.50) estos han sido ubicada en las coordenadas UTM 789931/9989787 a una altura de 2192 msnm, presenta una matriz de material piroclástico, polimíctico con litologías que presentan sedimentos aluviales y lacustres y rocas volcánicas. Es un intraclasto volcánico de composición andesítica de gran tamaño, (Beate, 2019) lo asocia con un flujo del Pichincha del cual no se tiene una datación. Este flujo está dentro de una matriz gris clara endurecida con líficos angulares y subangulares con andesitas que presentan fenocristales de plagioclasa y piroxeno, se pueden encontrar óxidos de hierro.

Sobreyaciendo la brecha se encuentra un depósito de la Fm. Cangahua y de manera periclinal a esta formación los depósitos de tefras (OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4), estos depósitos de tefra están intercalados por depósitos de la Fm. Cangahua por lo que estas tefras habrían sido depositadas durante una erupción de edad mayor a los 10000 años que es la edad de la Fm. Cangahua.

La capa de tefra OY-001 ha sido recolectada en las coordenadas UTM 789675/9990486 a una altura de 2309msnm. La muestra de mano la tefra OY-001 presenta pómez de hasta 5 cm y líticos dacíticos de hasta 1cm, los clastos líticos presentan fenocristales de cuarzo prismático y pómez con fenocristales de anfíbol y cuarzo, en el afloramiento tiene un espesor de 15cm. Los análisis geoquímicos de la tefra OY-001 indican que es una tefra de composición dacítica-riolítica que presenta mineralogías con alto contenido de minerales ferromagnesianos, proveniente de un magmatismo félsico. La tefra OY-001 se separa de la tefra OY-002 por un depósito de cangahua retrabajada. La capa de tefra OY-002 (UTM 789675/9990486; 2309msnm) presenta una distribución homogénea y se observan pómez de hasta 5cm con vesículas redondeadas de color crema que presentan fenocristales de biotita y cuarzo, también se encuentran líticos riolíticos. La tefra PSF-001(UTM 789023/9993226; 2590msnm) (Fig. 4.51) es una capa de pómez blanca muy vesicular con estructura subangular con tamaños de hasta 5,5 cm en la que se pueden encontrar fenocristales de anfíbol, cuarzo, plagioclasa y líticos andesíticos grises de hasta 0,8 cm con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, la afinidad geoquímica de esta tefra arroja una fuente volcánica dacítica. El depósito de la Tefra 4 (UTM 788833/9991825) es una pómez subangular con fenocritales de cuarzo, los análisis geoquímicos determinan una fuente de procedencia de magmas riolíticos.

Los resultados de los análisis geoquímicos y petrográficos, las observaciones realizadas en campo y la ubicación estratigráfica y espacial de las muestras de tefra OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4 indican que estas muestras son homogéneas y poseen la misma fuente de procedencia, se presume que la posible fuente volcánica de procedencia serían los depósitos del volcán Guagua Pichincha que tiene un magmatismo de afinidad riolítica, en el que las pómez se componen de fenocristales de cuarzo, este depósito tiene una edad de 10000-11000 AP (Robin et al., 2008). Es decir fueron depositadas durante el Pleistoceno Superior-Holoceno.

Sobre los depósitos de tefras de edad Pleistoceno Superior-Holoceno se encuentra una secuencia de tefras post-colapso depositadas en el Holoceno, en la base de esta secuencia se encuentra la tefra TOY-03.

La capa de tefra TOY-03 (UTM 789040/9988270; 2381 msnm) es un depósito piroclástico de color crema de 5cm de espesor, en la que las pómez presentan vesículas alargadas y fenocristales de cuarzo y anfíbol, los resultados de los análisis geoquímicos arrojan una fuente de magmas con afinidad riolítica. Debido a su ubicación espacial, características geoquímicas y petrográficas la posible fuente volcánica de procedencia de esta tefra TOY-03 serían los depósitos de las series Riolíticas F del Volcán Cotopaxi que ha sido datada de (13200-5830 AP; Hall & Mothes, 2008).

Sobreyaciendo las tefras descritas previamente se ha encontrado un paleosuelo PSG-01 (UTM 792362/9995644; 2167 msnm) y sobre este paleosuelo estratigráficamente se encuentran las tefras TGU-01 (UTM 791128/9994914; 2103 msnm), TGU-02 (UTM 792362/9995644; 2167 msnm) y CSF-001 (UTM 788975/9992733; 2732 msnm). La tefra CSF-001, es un depósito de tefra blanca con fenocristales de cuarzo y biotita, que presenta líticos de composición andesítica-dacítica y aflora con un espesor de 20cm (Fig. 4.48). En los diagramas geoquímicos se reflejaba una posible fuente de volcanes de la cordillera occidental. La ubicación estratigráfica y espacial de las muestras (TGU-01, TGU-02 y CSF-001) permite concluir que son coetáneas y su fuente volcánica proviene de una misma erupción. Las afinidades geoquímicas de estas muestras indican un magma con afinidad dacítica por lo que se presume una fuente de procedencia los depósitos del volcán Pululahua de edad  $2320 \pm 30$  AP (Andrade et al., 2021).

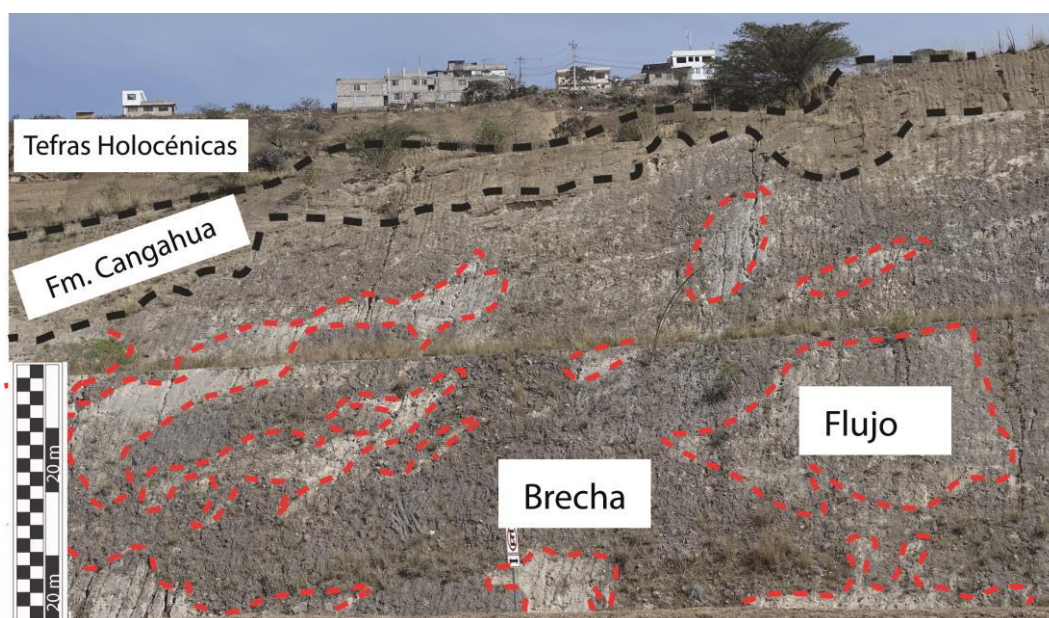


Fig. 4. 50 Afloramiento de los depósitos post-colapso, se observa un depósito de brecha y flujo sobreyacida por la Fm. Cangahua de ~5m y la secuencia de tefras holocénicas. (Foto tomada por Jiménez, E. 2019)

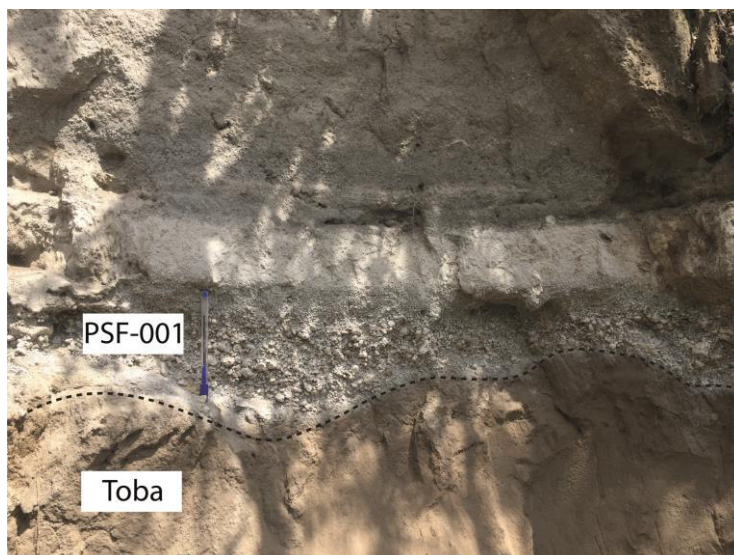


Fig. 4.51 Afloramiento del depósito de tefra PSF-001 de 20cm, se presume una fuente de procedencia del volcán Pululahua.

### 4.3 Modelo Geológico

El presente modelo geológico de evolución de los grandes MM San Francisco y Oyacoto se ha obtenido al integrar los resultados de los estudios tefroestratigráficos y morfoestructurales en la zona de San Francisco y Oyacoto, las cuales forman parte de la cuenca de Quito-Guayllabamba. Este modelo geológico propone edades máximas y mínimas de la ocurrencia de estos grandes MM, así como los factores que intervinieron para dar lugar a su formación, se ha realizado un análisis de los eventos geológicos ocurridos antes (Fig. 4.60) y después de estos movimientos (Fig. 4.61).

El basamento del VI es de tipo plateau oceánico (Mamberti et al., 2003) y tiene una edad de 84-87Ma (Vallejo, 2007), está conformado por rocas pertenecientes a la Fm. Pallatanga. Esta formación no ha podido ser identificada en afloramientos a lo largo de las zonas de estudio en San Francisco y Oyacoto, sin embargo Almagor (2019) reporta su existencia al este de la Cordillera Occidental, la cual limita el borde occidental de la cuenca de Quito y la cuenca de Guayllabamba.

Durante el Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano empieza a formarse la cuenca Quito-Guayllabamba, en un régimen extensional de dirección SE-NO (Villagómez, 2003). El relleno sedimentario que se encuentra sobre el basamento inicia con la depositación de la Fm. Pisque, conformada por una secuencia de lavas, brechas y tobas (Villagómez, 2003), indicando un aporte volcánico posiblemente relacionado al desarrollo del volcán Casitagua en la parte occidental de la cuenca de Quito-Guayllabamba (Pacheco, 2013). Esta formación no se ha reportado dentro de los afloramientos en San Francisco y

Oyacoto, esto podría deberse a que el pliegue Bellavista-Catequilla se levantó después de la depositación de la Fm. Pisque y probablemente sus depósitos se deformaron y se levantaron cuando inició el levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla ocasionando que estos depósitos posiblemente se queden atrapados dentro del núcleo de este anticlinal.

En el Pleistoceno Temprano la cuenca norte de Quito-Guayllabamba continua siendo controlada bajo un régimen extensivo generando un mayor espacio de acomodamiento de los sedimentos dando lugar a la depositación de los sedimentos de la Fm. San Miguel, caracterizada por ser una secuencia de arcillolitas, limolitas, areniscas y caídas de piroclastos depositadas en un ambiente paleolacustre (Villagómez, 2003). El peso de estos depósitos en la cuenca profundiza el paleo lago San Miguel generando deformaciones caóticas caracterizadas por estructuras tipo *slumps* principalmente en los bordes del lago, esto debido al comportamiento plástico de los sedimentos (López y Toro, 2019). El cambio entre los depósitos volcanoclásticos de la Fm. Pisque hacia depósitos lacustres de la Fm. San Miguel, son una evidencia del cese sincrónico de la actividad del volcán Casitagua con el inicio de la formación del paleo lago San Miguel (Pacheco, 2013).

En las últimas etapas del Pleistoceno temprano hay un cambio del régimen en las cuencas de Quito y Guayllabamba iniciando con una etapa compresional de dirección E-O, en esta etapa la cuenca de Guayllabamba empieza actuar como una semi cuenca *pull apart* (Villagómez, 2003).

Durante el Pleistoceno Medio se deposita la Fm. Guayllabamba conformada por depósitos laháricos, flujos de escombros y flujos de lodo asociados a la extrusión de los Domos Pacpo ( $898 \pm 15$  Ka) y Catequilla ( $833 \pm 26$  Ka) (Pacheco, 2013) y al colapso del Complejo Volcánico Pichincha (CVP) (850-600ka; Robin et al., 2010), de forma contemporánea existía actividad volcánica cercana en el Complejo Volcánico Atacazo-Ninahuilca (CVAN) ( $1029 \pm 0.01$ ka; Hidalgo, 2006) coincidiendo con el aporte volcánico proveniente de la Cordillera Real al oriente caracterizado por presencia de obsidiana reportado para esta formación por (Villagómez, 2003). Durante la depositación de la Fm. Guayllabamba se inicia el levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla (Winkler et al., 2005; Villagómez, 2003) a los 600 ka (Pacheco, 2013), este levantamiento es la evidencia morfológica del inicio de la actividad del fallamiento inverso del SFQ, el cual levantó 400m a Quito respecto del valle de Los Chillos (Villagómez, 2003).

Sobre los depósitos de la Fm. Guayllabamba se encuentra La Fm. Chiche la cual se caracteriza por ser secuencia de depósitos lacustres y fluviales de baja energía



(Villagómez, 2003), al momento de la depositación de la Fm. Chiche el pliegue Bellavista-Catequilla constituía un paleo relieve por lo que la depositación de esta formación no se ha reportado en la cuenca de San Antonio (Pacheco, 2013; Villagómez, 2003).

En el Pleistoceno Tardío durante las últimas etapas de depositación de la Fm. Chiche a los ~500Ka (Lavenue et al., 1996), se evidencia un régimen extensivo que formó un sistema *strike-slip* (Fallas Coyago, Urabia y Jerusalem), las cuales forman parte del SFG y cruzan a la cuenca de Guayllabamba en dirección E-O y NE-SO, lo cual provoca una apertura en sentido NO-SE en la cuenca de Guayllabamba y se evidencia en la formación de fallas lítricas (López y Toro, 2019). En este periodo entre (600-450Ka) se reporta una ausencia de actividad volcánica en el CVP (Robin et al., 2010).

En el Pleistoceno Tardío se deposita la Fm. Mojanda, esta es una secuencia de depósitos volcánicos y volcanosedimentarios que sobreyacen a la Fm. Chiche. La fuente volcánica de procedencia de la Fm. Mojanda es el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (CVMFF), la datación en el marcador regional Mojanda R1 sugiere una edad de  $474 \pm 17$  Ka (Pacheco, 2013). La Fm. Mojanda no se deposita de manera continua en la cuenca San Antonio de Pichincha por lo que se sugiere que el levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla no fue sincrónico, ni uniforme (Pacheco, 2013). De manera sincrónica a la depositación de la Fm. Mojanda el CVP reanuda su actividad (450-250Ka; Robin et al., 2010).

Sobre la Fm. Mojanda aparecen los depósitos de la Fm. Cangahua, esta formación cubre completamente la cuenca de Quito-Guayllabamba, es una secuencia de arenas y limolitas tobáceas retrabajadas, el ambiente de formación de este depósito es desconocido y se sugiere una edad estimada de 120000-10000 años (Vera y López, 1986) y 260000-10000 años (Hall y Mothes, 2001). En este periodo se reporta actividad pliniana del volcán Chalupas (211Ka; Hall & Mothes, 2008), también se reporta actividad en el CVP proveniente del: Rucu Pichincha colapso terminal (200Ka; Robin et al., 2010), Rucu Pichincha cono terminal (170ka; Robin et al., 2010) y Guagua Pichincha Basal (47,5ka; Robin et al., 2010) y actividad en el complejo volcánico Chacana con los marcadores estratigráficos Pifo A (180ka; Robin et al., 2008) y Pifo B (165ka; Robin et al., 2008).

De manera sincrónica e intercalando a los depósitos de la Fm. Cangahua se depositaron las secuencias de tefras pleistocénicas, estas fueron encontradas durante este trabajo de investigación en los escarpes de los posibles MM San Francisco y Oyacoto. Esta secuencia inicia con el depósito de la tefra BPE-003 y seguida por la depositación de la

tefra BPE-002, a estas capas de tefra se les ha propuesto una fuente volcánica de procedencia de la tefra marcador regional Mojanda R1, definiendo así una edad para su depositación a los 474Ka (Pacheco, 2013) y sobre estas tefras se encuentra un depósito tobáceo. A los 211ka (Hall & Mothes, 2008) se da una erupción pliniana en el volcán Chalupas que se depositó a lo largo del VI, en la zona de estudio se ha sugerido a esta erupción la muestra BPE-001, posterior a este periodo de actividad existe una reactivación de la depositación de la Fm. Cangahua. Entre los 250-150ka (Robin et al., 2010) en el CVP se da una gran actividad explosiva relacionada a la fase terminal del Rucu Pichincha, a este evento en la zona de estudio se le ha determinado la tefra BPE-004, seguido de esta actividad se reanuda la depositación de la Fm. Cangahua. A los 180ka (Robin et al., 2008) se da la erupción de los productos del volcán Chacana, expulsando a la tefra Pifo A que dentro de la zona de estudio correspondería a la capa de tefra ELSF3-1. Nuevamente se reactiva la depositación de la Fm. Cangahua y a los 170ka (Robin et al., 2010) se deposita las capas de tefras pertenecientes a la fase de cono terminal del Rucu Pichincha, que en la zona de estudio correspondería a la tefra TsPb-01. Estos datos estratigráficos de los depósitos de tefras permiten inferir una edad estimada para la depositación de la secuencia de tefras pleistocénicas en los escarpes de los grandes MM San Francisco y Oyacoto se da en un período entre 474ka-170ka, esta cronología está basada en las fuentes volcánicas de procedencia sugeridas y relacionada a la actividad volcánica de erupciones coetáneas. Este periodo además encaja con la sugerencia de (Pacheco, 2013) del inicio del levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla a los 600ka.

Se presume que el colapso de los grandes MM San Francisco y Oyacoto se generó debido a la interacción de la actividad tectónica de compresión del SFQ que levanta continuamente al pliegue Bellavista-Catequilla y la extensión local en la semi cuenca *pull-apart* de Quito-Guayllabamba, este tipo de configuraciones tectónicas que combinan el movimiento *strike-slip* y compresión se denomina transpresión (Global Tectonics, 2009), por lo que se presume que el régimen que controla la cuenca norte de Quito es transpresivo y la cuenca de Guayllabamba se encuentra en un régimen de transtensión.

El régimen compresivo del SFQ que levanta al pliegue de Bellavista-Catequilla habría provocado que la charnela de este pliegue supere su límite de plasticidad y se desarrollen grietas de tensión paralelas a la charnela. En el pliegue de Bellavista-Catequilla se han formado pendientes abruptas que combinadas con la incisión del río Guayllabamba al pie de los grandes MM San Francisco y Oyacoto y la depositación de materiales poco consolidados (Fm. Cangahua y capas de tefras pleistocénicas) que

superaron su ángulo de reposo de 35° debido al levantamiento, someten a este pliegue a una tensión crítica y se genera una alta predisposición al colapso. Además de estos factores se debe considerar la sísmica activa relacionada al SFQ y SFG cuya actividad se ha demostrado que presenta actividad desde hace 600ka (Pacheco, 2013) hasta la actualidad (Alvarado et al., 2014). Korup et al. (2007) menciona que los pliegues asociados a fallas activas no pueden crecer indefinidamente y deben llegar a un punto de equilibrio mediante procesos erosivos como los colapsos gravitacionales, que con frecuencia son disparados por sismos o periodos de alta pluviosidad. Es así como se ha inferido que a los 170ka existían todas las condiciones necesarias para dar lugar a la generación de un gran MM en San Francisco y Oyacoto.

Los grandes MM San Francisco y Oyacoto presentan escarpes semicirculares con pendientes mayores a 1km y longitudes >4km, las laderas formadas por estos escarpes están dispuestas en paredes subverticales inclinadas hacia la cabecera, en estos MM no se ha podido encontrar la superficie de ruptura. Durante la ocurrencia de los grandes MM San Francisco y Oyacoto se removió un volumen aproximado de 569 millones de m<sup>3</sup> de material, calculado en el Anexo VII. La morfología y el tamaño de los escarpes, el tipo de pendiente y el volumen removido clasifican a los MM San Francisco y Oyacoto, según Fell (1994) como un movimiento de magnitud 7 (extremadamente grande) y según Hungr et al. (2014) como una deformación gravitacional de ladera, las velocidades de este tipo de movimiento se caracterizan por ser extremadamente lentas. Se presume que la ocurrencia de los MM Oyacoto y San Francisco no se dio durante un único evento, sino más bien la sísmica activa de los SFQ y SFG además del continuo levantamiento del pliegue Bellavista-Catequilla habrían sometido a una tensión constante a las pendientes reactivando el movimiento en distintos pulsos, esto se evidencia en la presencia de terrazas aluviales (que reflejan periodos de cese del movimiento) que intercalan los depósitos coluviales.

Para definir la edad mínima de la ocurrencia de los grandes MM San Francisco y Oyacoto es necesario determinar los eventos geológicos que ocurrieron posterior al movimiento. En este periodo de post colapso se deposita un flujo de lodo y una brecha volcánica reportados por (Beate, 2019) de los cuales no se tienen dataciones. Sobre esta brecha aparecen nuevamente depósitos de la Fm. Cangahua de manera coetánea a esta formación a finales del Pleistoceno Tardío se deposita la capa de tefra de 10-11 ka AP (Robin et al., 2010) proveniente del volcán Guagua Pichincha representada en la zona de estudio por las tefras depositadas de forma periclinal OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4, intercalando a estas tefras se pueden encontrar depósitos de la Fm. Cangahua que sufrió retrabajamiento durante el Holoceno.

Durante el Holoceno se depositan las secuencias de tefras post colapso. La base de la secuencia de tefras holocénicas está conformada por los depósitos provenientes de las series riolíticas F del volcán Cotopaxi que tienen una edad entre (13200-5830 AP; Hall & Mothes, 2008), en la zona de estudio este depósito correspondería a la capa de tefra TOY-03. Sobreyaciendo a esta tefra se encuentra un depósito de paleosuelo PSG-01 (del que hasta el momento de la publicación de este trabajo de investigación no se ha obtenido los resultados de las dataciones). A los  $2320\pm 30$  AP (Andrade et al., 2021) se erupcionan los productos del volcán Pululahua que en San Francisco y Oyacoto puede corresponder a las capas de tefras TGU-01, TGU-02 y CSF-001.

Los resultados de las edades de las muestras de tefras recolectadas y las observaciones en campo, demuestran que al finalizar la depositación de la Cangahua 10 ka (Hall & Mothes, 2001) sería la edad mínima de la ocurrencia de los grandes MM Oyacoto y San Francisco. Es decir el colapso de estos grandes MM San Francisco y Oyacoto se dio hace aproximadamente 10000 años.

Los eventos geológicos descritos durante esta sección nos han permitido establecer un modelo geológico de los MM San Francisco y Oyacoto que han sido representados en la Fig. 4.58, la cual de manera gráfica nos permite ver el comportamiento del levantamiento Bellavista-Catequilla antes de la ocurrencia de los movimientos en masa y la Fig. 4.59., la cual representa de manera gráfica los acontecimientos posteriores a la ocurrencia de los movimientos en masa.

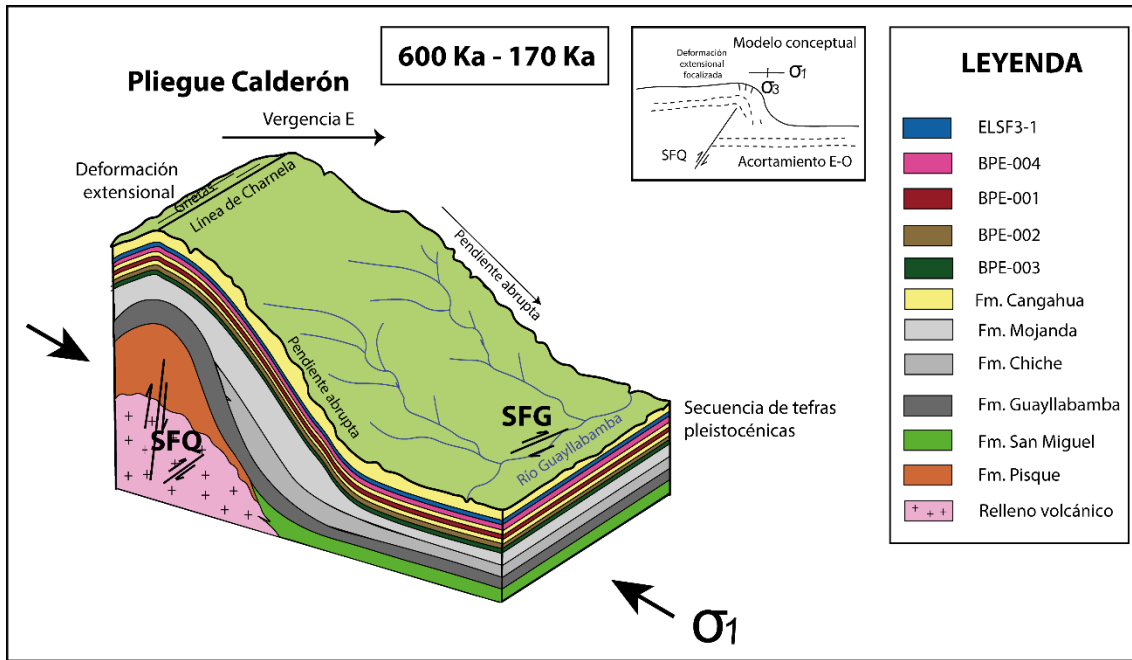


Fig. 4. 52 Modelo Geológico del Pliegue pre colapso, se puede observar la interacción del SFQ en el levantamiento del pliegue de Calderón, así como su influencia en la deformación de los depósitos.

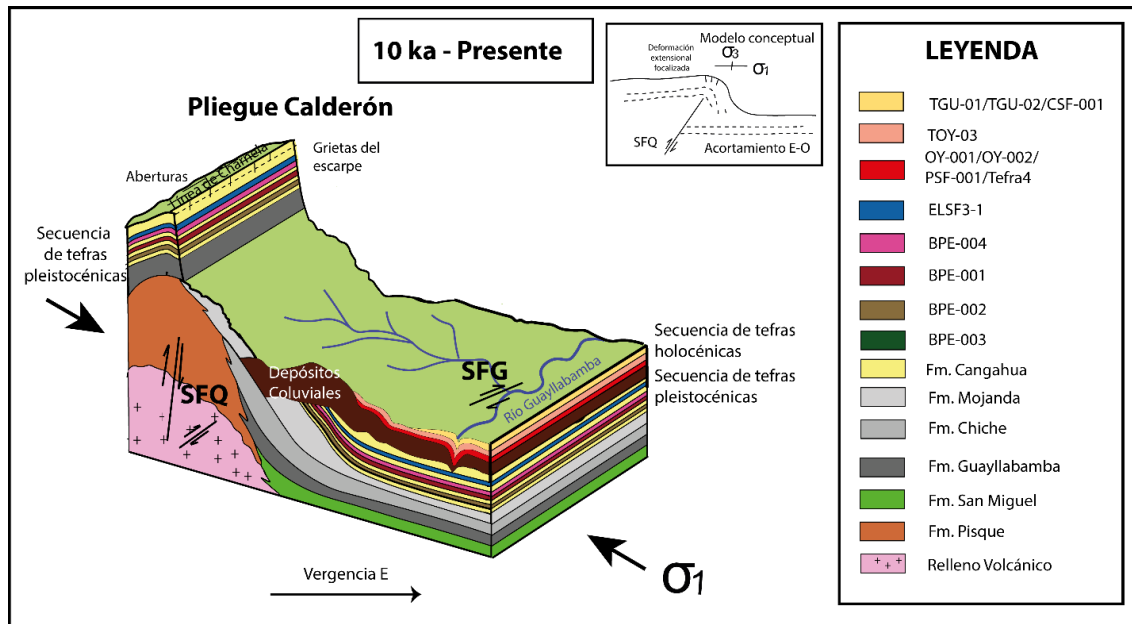


Fig. 4. 53 Modelo Geológico del Pliegue post colapso, se puede observar la actividad del SFQ y estructuras asociadas a la ocurrencia de un movimiento en masa.

## 5. CONCLUSIONES

La zona norte de la cuenca Quito está controlada por la actividad tectónica de compresión del sistema de fallas de Quito que genera esfuerzos compresivos, evidenciados en los levantamientos noroccidentales de la cuenca como las lomas Bellavista-Catequilla y Batán-La Bota, mientras en la cuenca de Guayllabamba interactúa el movimiento *strike-slip* del sistema de fallas de Guayllabamba, las cuales generan una extensión local en la cuenca de Guayllabamba, esta extensión se evidencia en la existencia de una estructura de semi *pull-apart*. Este tipo de configuraciones someten al régimen de la cuenca norte de Quito en un sistema transpresivo dextral y a la cuenca de Guayllabamba en un régimen de transtensión.

La utilización de análisis geoquímicos y petrográficos en las tefras volcánicas ha permitido definir las y caracterizarlas, otorgándole a cada muestra una “huella digital”, es decir rasgos únicos que las puedan diferenciar de otros depósitos, esta diferenciación en cada muestra permitió compararlas con tefras marcadores estratigráficos estudiadas y caracterizadas por diferentes autores y correlacionarlas. Esta correlación permitió definir edades cronoestratigráficas de depositación. Es así que a los depósitos de tefras pleistocénicas identificadas en los MM San Francisco y Oyacoto se les estiman las siguientes edades: BPE-003 y BPE-002 (474ka), BPE-001 (211ka), BPE-004 (250-150ka), ELSF3-1 (180ka), TsPb-01 (170ka). Se identificaron muestras de tefra de edad Pleistoceno Tardío-Holoceno a la que se les estimó una edad de 10-11ka AP, estas son: OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4. Las edades estimadas para las muestras de tefras holocénicas identificadas fueron: TOY-03 (13200-5830 AP) y TGU-01, TGU-02, CSF-001 (2320±30AP).

La evaluación de la ocurrencia de un movimiento en masa en las zonas de San Francisco y Oyacoto se ha realizado a través de estudios morfoestructurales y tefroestratigráficos que reflejaron que existían estructuras típicas de estos movimientos grandes como: escarpes que en las zonas de estudio presentan morfologías semicirculares y longitudes que superan los 4km; grietas de tensión que se presentan como planos de fractura paralelos a los escarpes; influencia de drenajes que en la zona se ve afectada principalmente por el río Guayllabamba el cual se ubica al pie de los movimientos en masa de forma paralela a los escarpes, fallamiento activo como el SFQ que levanta los depósitos y los pliega y litologías poco consolidadas conformadas principalmente por volcanosedimentos y tefras volcánicas. Todos estos factores predisponen al área al desprendimiento de material y finalmente se dio lugar a estos movimientos en masa en San Francisco y Oyacoto.

Los grandes MM San Francisco y Oyacoto han sido definidos como movimientos en masa de una magnitud extremadamente grande debido a que se estima que lograron remover 569 millones de m<sup>3</sup> de material.

La correlación estratigráfica de las tefras del escarpe (pleistocénicas) y de las tefras post colapso recolectadas en la zona de estudio con las tefras marcadores estratigráficos datadas y caracterizadas en estudios anteriores han dado como resultado que el inicio de los movimientos en masa San Francisco y Oyacoto se dio hace 10ka con la finalización de la depositación de la Fm. Cangahua y terminaría su desprendimiento con la depositación periclinal de las tefras OY-001, OY-002, PSF-001 y Tefra 4 entre los 10000-11000 AP, esto basado en la edad otorgado por (Robin et al., 2010) para los depósitos del volcán Guagua Pichincha.

La sismicidad activa del SFQ y el SFG continúa levantando al pliegue de Bellavista-Catequilla predisponiendo a la pendiente al desprendimiento de material, el cual puede moverse en diferentes eventos o pulsos intercalados con periodos de cese de actividad. La evidencia morfológica de periodos de calma en los movimientos en masa son las terrazas aluviales, las cuales se han encontrado en los MM San Francisco y Oyacoto intercalando el material removido en los depósitos coluviales. Es así como se puede concluir que para remover el material de los MM San Francisco y Oyacoto no se dio durante un único evento, pero si se existió un evento principal que fue el que removió la mayor cantidad de material, esto se puede evidenciar en los espesores de los depósitos coluviales que en algunas zonas supera los 20m.

## 6. RECOMENDACIONES

Se recomienda realizar dataciones en <sup>14</sup>Carbono al paleosuelo PSG-01 y dataciones a la “mega brecha”, la edad de estos depósitos servirían como una capa guía y así obtener edades más precisas de la última ocurrencia del MM San Francisco y Oyacoto.

Se sugiere realizar dataciones en el vidrio volcánico de las muestras recolectadas y así poder obtener una certeza de la edad de estos depósitos.

Se recomienda monitorear la zona de los MM San Francisco y Oyacoto y evaluar la generación de nuevos rasgos estructurales que predispongan al área a la ocurrencia de movimientos en masa de menor magnitud por reactivaciones dentro de los depósitos de colapso. Esto es indispensable ya que en el área existen asentamientos humanos que albergan cientos de familias.

Es necesario realizar análisis de estabilidad en la zona para de esta manera gestionar el riesgo a que está sometida el área y que las autoridades puedan tomar decisiones respecto a la construcción de infraestructuras que mitiguen el daño o de ser el caso evalúen la posibilidad de reubicar a las familias.



## 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcántara Ayala, I. (2000). Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 41.
- Almagor Farinango, E. S. (2019). Identificación y caracterización de las facies sedimentarias de la formación Silante en las secciones Nono-Tandatapa y Calacalí-Nanegalito. *Escuela Politécnica Nacional*.
- Almeida Vaca, A. (2016). Estudio Petrográfico y Geoquímico del Volcán Cotacachi, Provincia de Imbabura. *Proyecto de Investigación, Escuela Politécnica Nacional*.
- Alvarado, A. (1996). Evolución geológica cuaternaria y paleosismicidad de la Cuenca de Quito (Ecuador). *Tesis de grado*. Quito, Pichincha, Ecuador: Escuela Politécnica Nacional.
- Alvarado, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. *Université de Grenoble*.
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Lagreulet, S., Segovia, M., Font, Y., . . . Quidelleur, X. (2014). Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. En *Tectonics* (Vol. 33, págs. 37-83). American Geophysical Union. doi:10.1002/2012TC003224.
- Andrade, D., Hidalgo, S., Monzier, M., Eissen, J.-P., & Beate, B. (2012). Los peligros volcánicos asociados con los volcanes Atacazo-Ninahuilca y Pululahua. *Corporación Editora Nacional*.
- Andrade, D., Martin, H., & Monzier, M. (2014). Restricciones y un Posible Modelo Para la Génesis de los Magmas del Volcán Pululahua (Ecuador). *Revista EPN*.
- Andrade, D., Vásconez Muller, A., Vazcones, F., Beate, B., Aguilar, J., & Santamaría, S. (2020). Pululahua dome complex, Ecuador: eruptive history, total magma output and potential hazards. *ELSEVIER*. doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103046
- Armienta, A. M., Martin Del Pozo, A. L., Espinasa, R., Cruz, O., Cenicerros, N., Aguayo, A., & Butrón, M. A. (1998). Geochemistry of ash leachates during the 1994±1996

activity of Popocatépetl volcano. *ELSEVIER*, 841-850. doi:10.1016/S0883-2927(98)00012-2

Aspden, J. A., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., & Harrison, S. M. (1992). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 6, 123-132.

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

Aspden, J., Bonilla, W., & Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 67.

Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Penne, J.-L., Santamaria, S., Liorzou, C., . . . Eschbach, B. (2020). Volcanic history reconstruction in northern Ecuador: insights for eruptive and erosion rates on the whole Ecuadorian arc. *Bulletin of Volcanology*.

Bablon, M., Quidelleur, X., Siani, G., Samaniego, P., Le Penne, J.-L., Nouet, J., . . . Hidalgo, S. (2020). Glass shard K-Ar dating of the Chalupas caldera major eruption: Main Pleistocene stratigraphic marker of the Ecuadorian volcanic arc. *ELSEVIER*.

Barragán, R., Baudino, R., & Marocco, R. (1996). Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 309-319.

Beate, B. (2019). *Informe Geológico Oyacoto*. Quito.

Beate, B., Hammersley, L., DePaolo, D., & Deino, A. (2006). La edad de la ignimbrita de Chalupas, Prov. de Cotopaxi, Ecuador y su importancia como marcador estratigráfico. *Resúmenes de las Sextas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, 68-71.

Benítez, S. B. (1995). Évolution géodynamique de la province cotiere sud-équatorienne au Crétacé supérieur-Tertiaire. *Géologie Alpine*, 3-163.

Cajas, M. I. (2017). TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO. *CHARACTERIZACIÓN*

*MORFOTECTÓNICA DE LA ESTRUCTURA ANTICLINAL DEL BORDE ORIENTAL DE LA CUENCA DE QUITO, UTILIZANDO EVIDENCIA GEOFÍSICA Y GEOMORFOLÓGICA.* Escuela Politécnica Nacional, Quito.

- Copons Llorens, R., & Masquef, A. T. (2009). Movimientos de Ladera . *Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 284-294.
- Córdova, M. (2018). Identificación y Caracterización de los últimos productos eruptivos de la fase resurgente de la Caldera de Chalupas. *Proyecto de Investigación, EPN*.
- Córdova, M., Mothes, P., Gaunt, E., & Salgado, J. (2020). Post-Caldera Eruptions at Chalupas Caldera, Ecuador: Determining the Timing of Lava Dome Collapse, Hummock Emplacement and Dome Rejuvenation. *Frontiers in Earth Science*.
- Cristophoul, F., Baby, P., Soula, J.-C., Rosero, M., & Burgos, J. (2002). Les ensembles fluviaux néogènes du bassin subandin d'Équateur et implications dynamiques. *Geoscience*, 1029-1037.
- Dagnino S., J. (2014). Coeficiente de Correlación Lineal de Pearson. *Rev Chil Anest*, 150-153.
- Delgado , F., Zerathe, S., Audin, L., Schwartz, S., Benavente, C., Carcalliet, J., & Boulés , D. (2019). Giant landslide triggerings and paleoprecipitations in the Central Western Andes: the Aricota rockslide dam (South Peru). *Geomorphology*.
- d'Ercole, R., & Metzger, P. (2004). Vulnerabilidad del Distrito Metropolitano de Quito. *Colección Quito Metropolitano*, 52-54.
- Egholm, D., Knudsen, M., & Sandiford, M. (2013). Lifepan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers . *NATURE*.
- Ego , F., & Sebrier, M. (1996). The Ecuadorian Inter-Andean Valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since Late Miocene Time. *Annales Tectonicae*, 10, 31-59.
- Egüez, A., & Beate, B. (1992). *Estratigrafía y tectónica de la cuenca intramontañosa del Chota*. Quito: Escuela Politécnica Nacional.

- Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., & Dart, R. (2003). Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. *USGS*.
- Evans, Hengl, & Gorsevski. (2009). Geomorphological Mapping from DEMs. *ELSEVIER*.
- Feibel, C. (1999). Tephrostratigraphy and geological context in paleoanthropology. . *Evolutionary Anthropology: Issues, News and Reviews*, 87-100.
- Fell, R. (1994). Landslide risk assessment and acceptable risk. *Can Geotech*, 261-272.
- Feninger, T. (1987). Allocthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Perú. *Geological Survey of Canada*.
- Fleming Robert, & Arvid, J. (1989). Structures Associated with strike-slip faults that bound landslide elements. *ELSEVIER*, 39-114.
- Frogatt, P. (1992). Standarization of the chemical analysis of tephra deposits, report of the icct working group. *Quaternary International*, 93-96.
- Guinand, A. (2014). *Relationships between magma chemistry and eruptive dynamics at selected eruption of Cotopaxi volcano*. Genève, Suiza: Université de Genève.
- Gutscher, M. A., Malavielle, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *ELSEVIER*, 255-270.
- Hall, M. L., & Beate, B. (1991). El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. En M. L. Hall, & B. Beate, *El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador* (Vol. 4, págs. 5-38). Estudios Geográficos.
- Hall, M., & Mothes, P. (1994). Tefroestratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino, Ecuador. *Estud Geogr*, 47-67.
- Hall, M., & Mothes, P. (2008). The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bull Bolcanol*.
- Hall, M., & Mothes, P. (2008). The rhyolitic-andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 70, 675-702. doi:<https://doi.org/10.1007/s00445-007-0161-2> .

- Hall, Samaniego, Le Pennec, & Johnson. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *ELSEVIER*.
- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Perez, V., & Sébrier, M. (1997). Holocene liquefaction and soft sediment deformation in Quito (Ecuador): A Paleoseismic History Recorded in Lacustrine Sediments. *ELSEVIER*.
- Hibsch, C., Alvarado, A., Yepes, H., Sebrier, M., & Pérez, V. (1996). Falla acrica de Quito y Fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo sísmico de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios. *Inst. Fr. Etudes Andines*, 359-388.
- Hidalgo, S., Monzieur, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J.-P., van der Plicht, J., & Hall, M. (2008). Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo-Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador). *ELSEVIER*.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *ELSEVIER*, 29-48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., & Seward, D. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth Science Reviews*, 75-124.
- Hungr, O., Leroueil, S., & Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194. doi:10.1007/s10346-013-0436-y
- IGEPN. (2022). *Instituto Geofísico*. Obtenido de <https://www.igepn.edu.ec/>
- Jackson, L., Horton, B., Beate, B., Bright, J., & Breecker, D. (2019). Testing stable isotope paleoaltimetry with Quaternary volcanic glasses from the Ecuadorian Andes. *The Geological Society of America*. doi:https://doi.org/10.1130/G45861.1
- Jaillard, É., Ordoñez, M., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., & Zambrano, I. (1995). *Basin Development in an Acretionary, Oceanic Floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time*. Guayaquil: Petroproducción.
- Jaime, S. (2009). Nomenclatura y Clasificación de los Movimientos en Masa. *Deslizamientos: Análisis Geotécnico*.

- Jiménez, E. (2020). *Informe Técnico del Trabajo de Campo y Laboratorio de los Grandes Movimientos en masa asociados al sistema de fallas de Quito, DMQ-ECUADOR*. Quito.
- Kearey, P., Klepeis, K., & Vine, F. (2009). Continental transforms and strike-slip faults. En *Global Tectonics* (págs. 211-242). Wiley-Blackwell.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R. J., Brooks, B., Vargas, R., Lauria, E., & Fortes, S. (2003). The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 125-131. doi:10.1016/S0895-9811(03)00028-2
- Korup, O., Clague, J., Hermanns, R., Hewit, K., Strom, A., & Weidinger, J. (2007). Giant landslides, topography, and erosion. *Elsevier*, 578-89.
- Korup, O., Densmore, A., & Schlunegger, F. (2010). The role of landslides in mountain range evolution. *ELSEVIER*, 77-90.
- Lavenu, A. (1994). *La Neotectónica: Ejemplos en el Ecuador*. Quito.
- Lavenu, A., Baudino, R., & Ego, F. (1996). Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equater (entre 0° et 2°15S). *Bulletin Institut Francais d'Etudes Andines*, 25, 1-15.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. En *Journal of South American Earth Sciences*. (Vol. 5, págs. 309-320). Great Britain: Pergamon Press Ltd & Earth Sciences & Resources Institute.
- Lavenu, A., Noblet, C., & Winter, T. H. (1995). Neogene ongoing tectonics in the Southern Ecuadorian Andes: analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology*, 17(1), 47-58.
- Legg, M., Goldfinger, C., Kamerling, M., Chaytor, J., & Einstein, D. (2007). Morphology, structure and evolution of California Continental Borderland restraining bends. *Geological Society, London, Special Publications*, 290, 143-168.

- León Cevallos, L. G. (2015). Propuesta de un modelo urbano macro frente al incremento demográfico en el sector Calderón, Quito-Ecuador. *Universidad Central del Ecuador*.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. A. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador*.  
Keyword: British Geological Survey.
- López Hurtado, D. R., & Toro Tipán, M. L. (2019). Análisis Tectono-Estratigráfico de la Formación San Miguel dentro de la cuenca de Guayllabamba. *Escuela Politécnica Nacional*.
- Lowe, D. J. (2011). Tephrochronology and its application: A review. *ELSEVIER*, 107-153. doi:doi:10.1016/j.quageo.2010.08.003
- Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C., & Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 400-414.
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Ethien, R., Hernandez, J., & Polvé, M. (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian Plateau in Ecuador. *ELSEVIER*, 173-199.
- McDonough, W., & Sun, S. (1995). The composition of the earth. *Chemical geology*, 223-253.
- Molina Cuasapaz, G. P. (2011). Estimación de la oferta hídrica de la subcuenca del río Guayllabamba mediante el uso de herramientas geoinformáticas. *Universidad de las fuerzas armadas ESPE*.
- Mothes, P., Alvarado, A., Hall, M., & Valverde, V. (2015). *Another look at the Chalupas Caldera*. Ecuador.
- Mothes, P., Hall, M., & Janda, R. (1998). The enormous Chillos Vallet Lahar: An ash-flow generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 233-244.
- Murray, R., Miller, D., & Kryc, K. (2000). Analysis of major and trace elements in rocks, sediments, and interstitial waters inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry (icp-aes).

- Muzo, M. (2017). *CORRELACIÓN GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DE LA ZONA 0-1N°*. Quito : Universidad Central del Ecuador .
- Noquet, J. M., Mothes, P., & Alvarado , A. (2009). *Geodésia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador*.
- Noroña Muñoz, E. M. (2021). Modelo Geológico del Macro Movimiento en Masa Conocoto-La Armenia, asociado al Sistema de Fallas de Quito, DMQ. *Escuela Politécnica Nacional*.
- Orellana, C. (2015). Escenarios Hidrológicos en la Cuenca del Río Guayllabamba: Modelación de Caudales Mínimos. *Proyecto de Investigación, EPN*.
- Pacheco, D. (Junio de 2013). ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES CUATERNARIAS EN LA ZONA SAN ANTONIO DE PICHINCHA - POMASQUI. *PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO*. Quito, Pichincha, Ecuador : Escuela Politécnica Nacional .
- Pacheco, D., Andrade, D., & Alvarado, A. (2014). Estratigrafía Cuaternaria de la Cuenca San Antonio de Pichincha. . *Revista Politécnica*, 1-9.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca(Farallon) and South American Pltes since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 233-248.
- Pearce, N., Westgate, J., Perkins, W., & Preece, S. (2004). The application of ICP-MS methods to tephrochronological problems. *Applied Geochemistry*, 289-322.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from kastamonu area, northern turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 63-81.
- Peltre, P. (1989). *Riesgos Naturales en Quito. Lahares, aluviones y derrumbes del Pichincha y del Cotopaxi*. Quito: Corporación Editora Nacional.
- Pennington, W. N. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86, 20753-10770.
- Pérez Peña, J. V., Azañón, J. M., Azor, A., & Carrillo, J. M. (2007). Deslizamientos rotacionales cuaternarios inducidos por la erosión fluvial en el arroyo de Gor



- (cuenca de Guadix, SE de España). *La cuenca de Guadix-Baza. Estructura, tectónica activa, sismicidad, geomorfología y dataciones existentes*, 263-281.
- Poblet, J. (2004). Geometría y cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 127-146.
- Pratt, W., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 251-278.
- Procel, S. (2008). Proyecto previo a la obtención del título de ingeniera geóloga. *MODELACIÓN DEL ACUÍFERO PUSUQUÍ-SAN ANTONIO DE PICHINCHA*. Quito, Pichincha, Ecuador: Escuela Politécnica Nacional.
- Ragland, P. (1989). Basic analytical petrology.
- Ramón, P., Vallejo Vargas, S., Mothes, P., Andrade, D., Vásconez, F., Yepes, H., . . . Santamaría, S. (2021). The Ecuadorian Seismology and Volcanology Service. *Volcanica*.
- Reyes, P. (2013). Evolution du relief le long des marges actives: étude de la déformation Plio-Quaternaire de la cordillère cotière d'Equateur. *Earth Sciences*.
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, 235-254.
- Rivera, M. (2017). *Estudio, análisis y evaluación integral del riesgo en el sector de Laderas de San Francisco de la parroquia Calderón, Distrito Metropolitano de Quito*. Quito : EMSEGURIDAD.
- Robalino, S., & Noblet, C. (1990). Sedimentación y Deformaciones sin-sedimentarias Mio-Pliocénicas en la cuenca de Cuenca (Sector Deleg). *Boletín Geología Ecuador*, 27-37.
- Roberts, N., & Evans, S. (2013). The gigantic Seymareh (Saidmarreh) rock avalanche, Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Journal of the Geological Society*, 685-700.
- Robin, C., Eissen, J. P., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M., & Cotten, J. (2008). Evolution of the late Pleistocene Mojanda-Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources.

*Bulletin of Volcanology*, 71, 223-258. doi:<https://doi.org/10.1007/s00445-008-0219-9>

Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Fornari, M., Mothes, P., & van der Plicht, J. (2010). New radiometric and petrological constrains on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bull Volcanol*, 1109-1129.

Rodríguez, R. (02 de 02 de 2015). *Universidad Nacional de Colombia* . Obtenido de Geología Estructural : <https://www.medellin.unal.edu.co/~rrodriguez/geologia/estructural.htm>

Segovia, M., Alvarado, A., Collot, J., Sallares, V., & Pazmiño, N. (2009). Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos*, 131-149.

Sillitoe, Richard H. (2015) Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50 (7). 767-793 doi:10.1007/s00126-015-0614-z.

Soulas, J.-P., Egüez, A., Yepes, H., & Perez, H. (1991). Tectonica activa y riesgo sismico en los Andes ecuatorianos y el extremo sur de Colombia. Geneve, Suisse.

Spikings, R. A., Seward, D., Winkler, W., & Ruiz, G. M. (2000). Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. En *Tectonics* (Vol. 19, págs. 649-668).

Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., & Handler, R. (2005). Thermochronology af allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *ELSEVIER*, 40-195.

Spinkings, R. A., & Crowhurst, P. V. (2004). (U–Th)/He thermochronometric constraints on the late Miocene–Pliocene tectonic development of the northern Cordillera Real and the Interandean Depression, Ecuador. *ELSEVIER*, 239-251.

Suárez, J. (2009). *Deslizamientos: Análisis Geotécnico* (Vol. 1). Santander, Colombia: Universidad Industrial de Santander UIS. Obtenido de Deslizamientos: Análisis Geotécnico: [www.erosion.com.co](http://www.erosion.com.co)

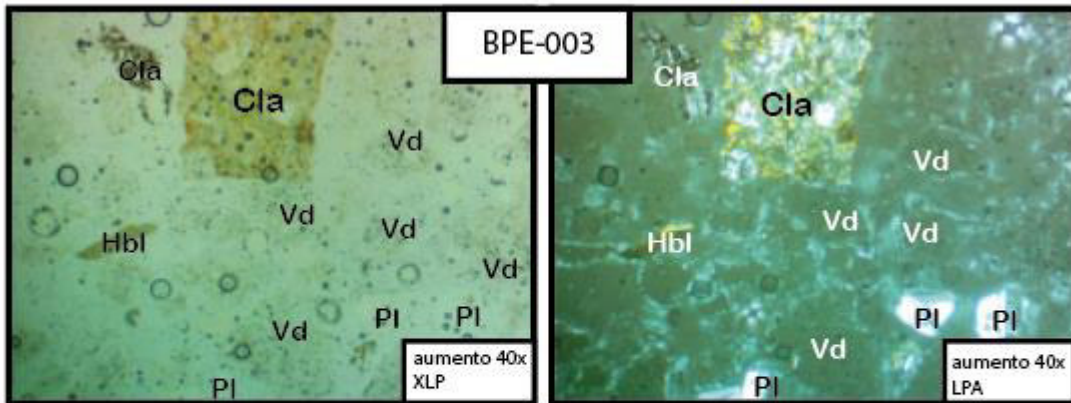
- Tibaldi, A., & Ferrari, L. (1992). FROM LATEST MIOCENE THRUSTING TO QUATERNARY TRANSPRESSION AND TRANSTENSION IN THE INTERANDEAN VALLEY, ECUADOR. En A. Tibaldi, & L. Ferrari, *Geodynamics J.* (págs. 59-83). Great Britain: Pergamon Press Ltda.
- Tomás, P. (2019). Landslide and Quaternary climate changes-The state of the art . *ELSEVIER*.
- Vallejo, C., Almagor, S., Romero, C., Herrera , J., Escobar, V., Spikings, R., . . . Vermeesch, P. (2020). Sedimentology, Provenance and Radiometric Dating of Silante Formation: Implications for the Cenozoic Evolution of the Western Andes of Ecuador. *Minerals*.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux , L., Heller, F., & Buzzy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America*.
- Vallejo, K. (2019). Caracterización y Distribución de las Cenizas Holocenas, en el tramo del corredor metro de Quito. *Trabajo de Investigación, Escuela Politécnica Nacional*.
- Vallejo, S. (2011). Distribución de las Cenizas Volcánicas Holocénicas-Tardías en la Costa del Ecuador. *Proyecto de Investigación, Escuela Politécnica Nacional*.
- Villagómez, D. (2003). Evolución geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (Zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio). *Escuela Politécnica Nacional*.
- Wikipedia. (27 de 02 de 2015). *Wikipedia*. Obtenido de Pop-up and Pop-down structures: [https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Pop-up\\_%26\\_Pop-down\\_structures\\_ES.svg](https://es.m.wikipedia.org/wiki/Archivo:Pop-up_%26_Pop-down_structures_ES.svg)
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *ELSEVIER*, 5-19.
- Winter , J. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Pearson.

Winter, T., & Lavenu, A. (1989). Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip across central Ecuador (South America). *Annales Tectonicae*, 123-139.

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

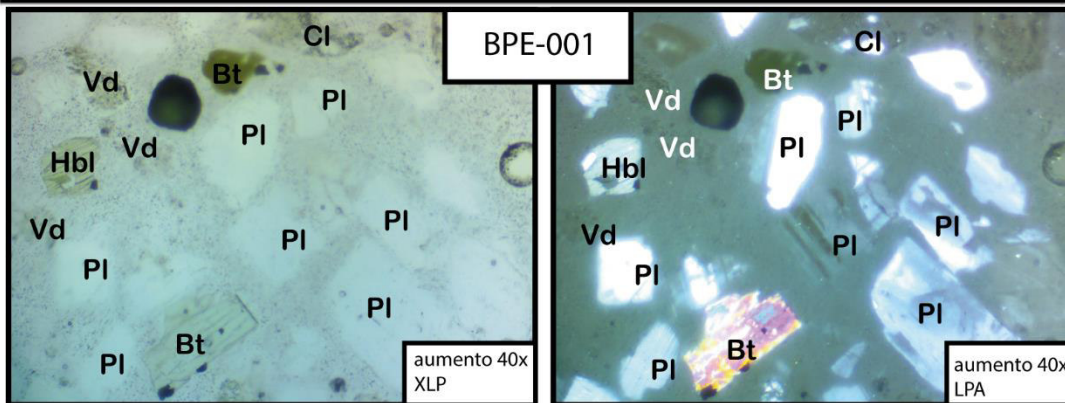
## 8. ANEXO

### ANEXO I. Descripción microscópica de tefras



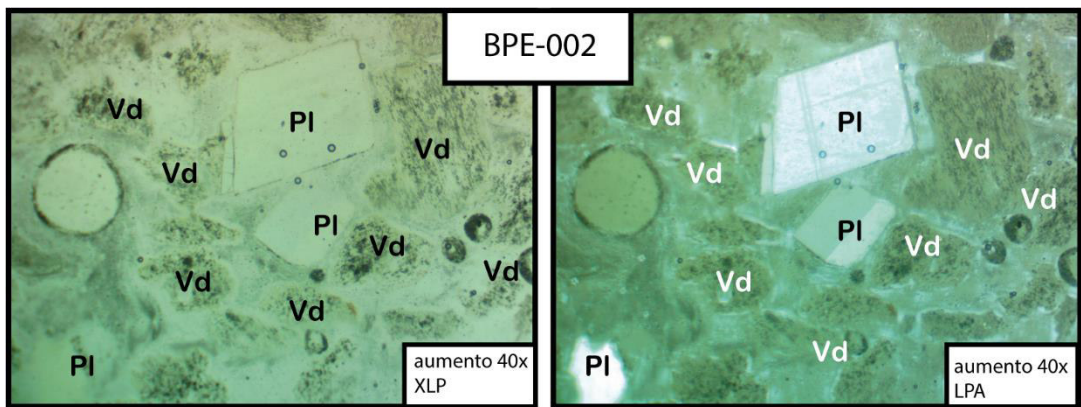
#### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (91,69%), b) fenocristales libres como: PI, Hbl, Opq y c) clastos líticos andesíticos oxidados con textura hipocristalina con fenocristales de PI, Hbl y Opq (5,75%)



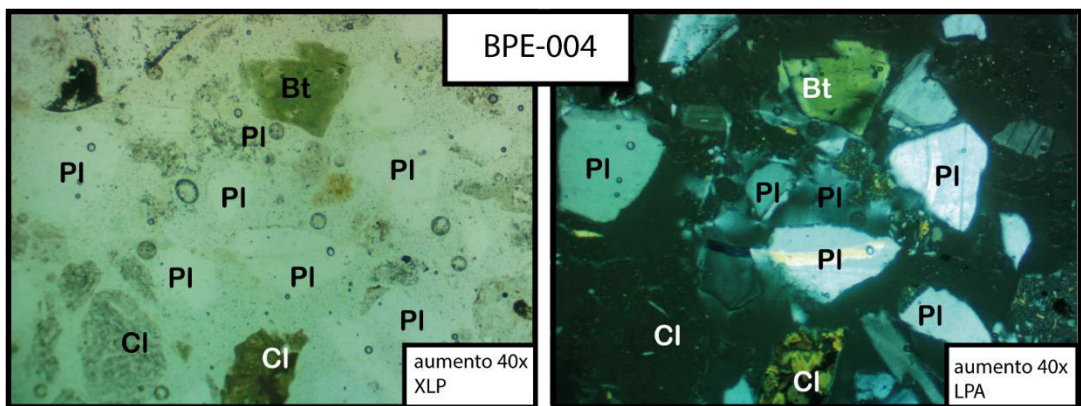
#### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (17%), b) fenocristales libres (76,92%) como: PI sódica con maclas en cruz y Carlsbad, Qz con extinción ondulante, Bt, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Hbl, Bt y Opq (6,08%).



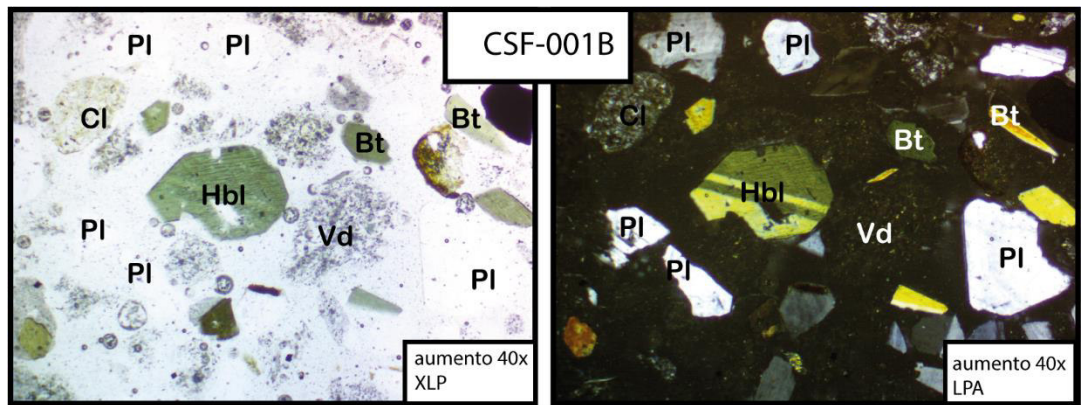
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (84,12%), b) fenocristales libres como: Pl con zonaciones y maclas tipo Carlsbad y polisintética c) clastos líticos andesíticos oxidados con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl y Hbl (9,4%).



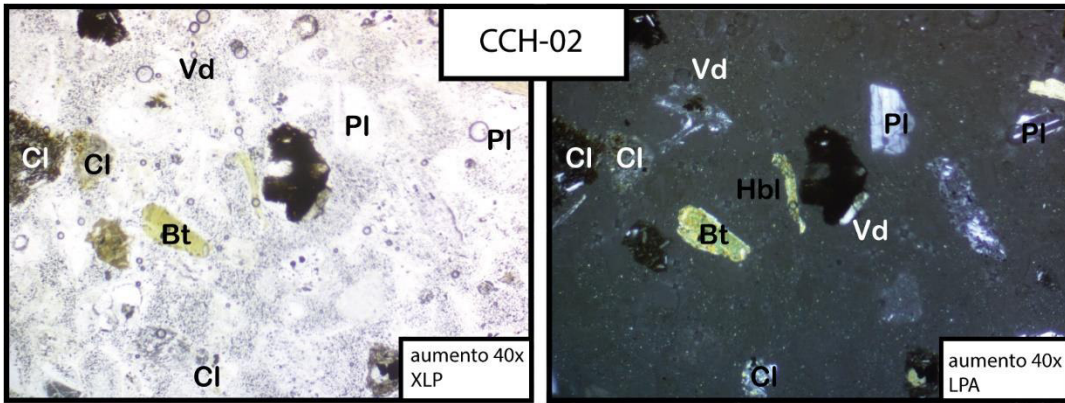
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (20,75%), b) fenocristales libres (40%) como: Pl con maclas polisintéticas y zonaciones, Fld-K con maclas en enrejado, polisintéticas y Carlsbad, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl y Hbl (39,25%).



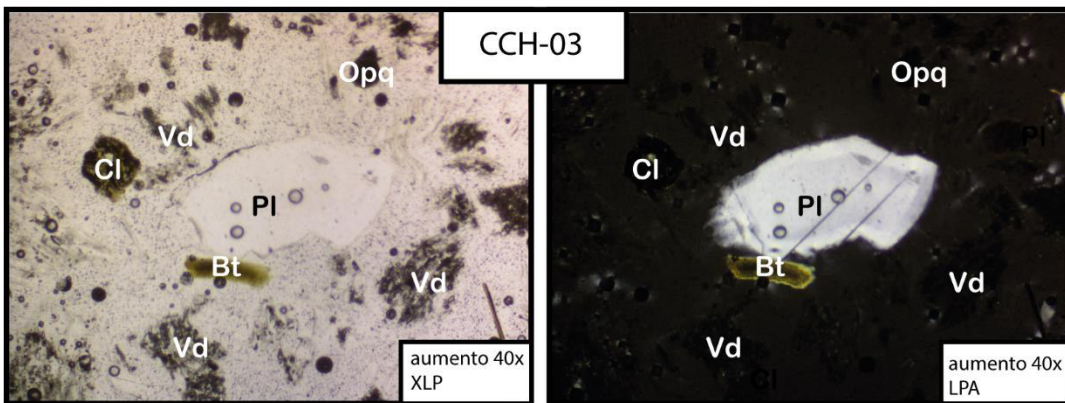
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (6,21%), b) fenocristales libres (43,44%) como: Pl con maclas polisintéticas y zonaciones, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl, Hbl, Bt y Qz (50,34%).



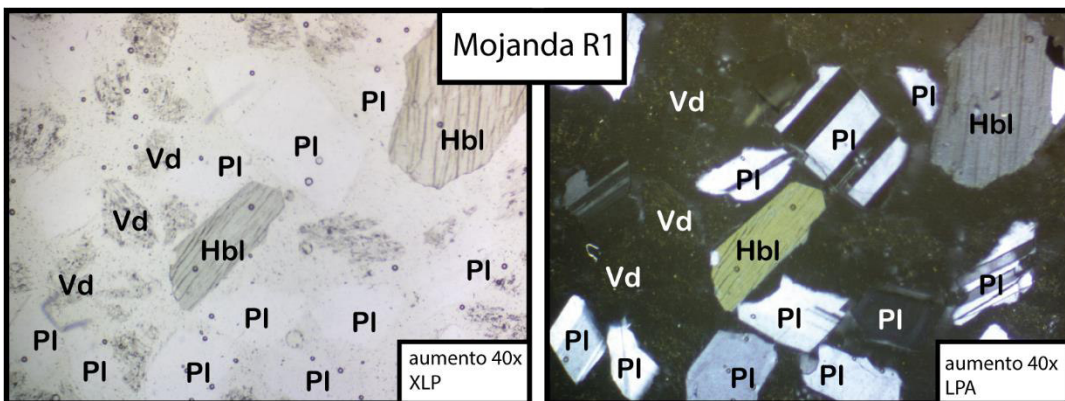
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (69,02%), b) fenocristales libres (20,25%) como: Pl, Bt, Opq y Qz c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt y Opq (10,73%).



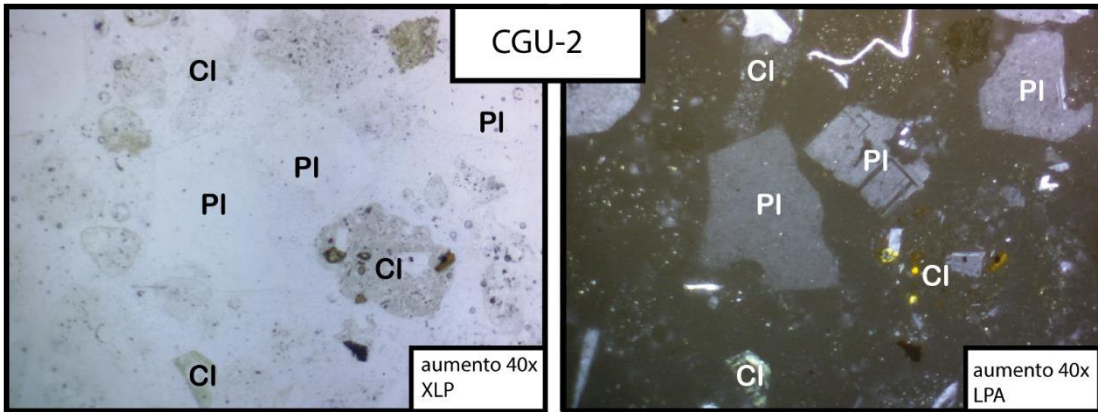
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (72,43%), b) fenocristales libres (18,27%) como: Pl con maclas y zonaciones, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt y Opq (9,30%).



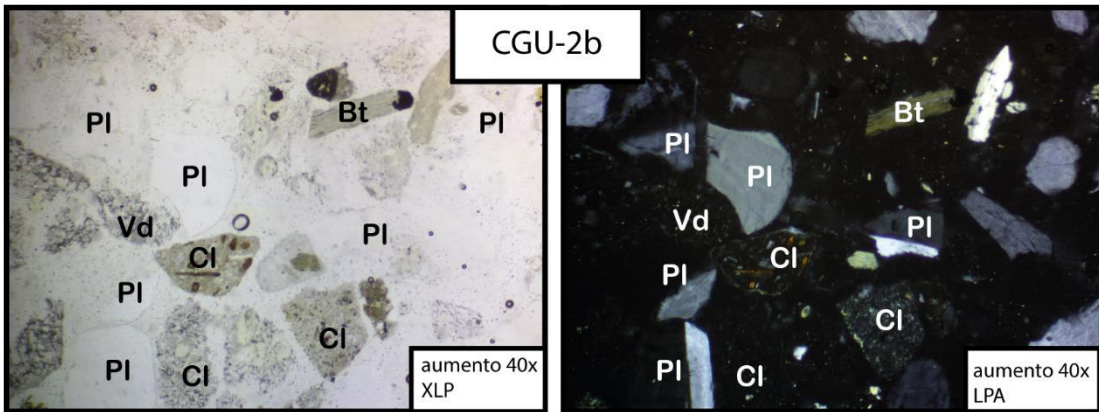
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (61,27%), b) fenocristales libres (36,09%) como: Pl con maclas polisintéticas y en Carlsbad y zonaciones, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Opq, Pl y Hbl (2,63%).



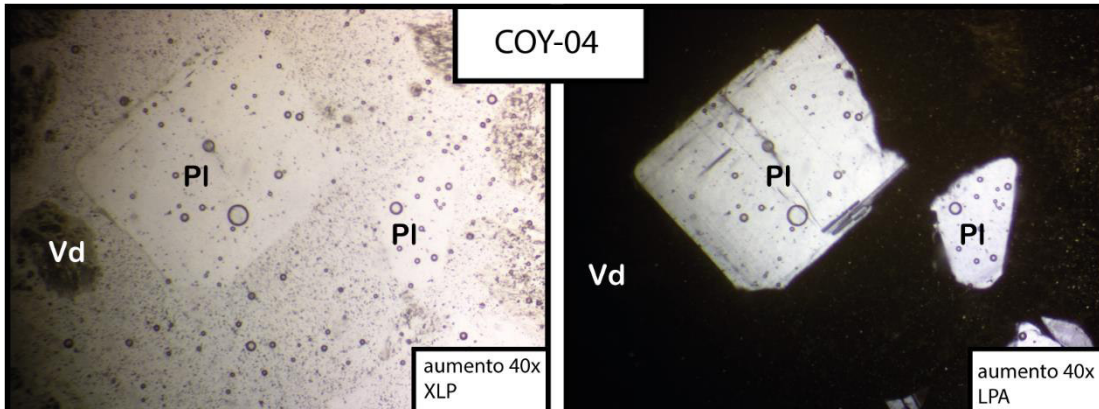
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (53,71%), b) fenocristales libres (30,38%) como: PI con zonaciones, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos oxidados con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Bt y Opq (15,9%).



### Descripción microscópica

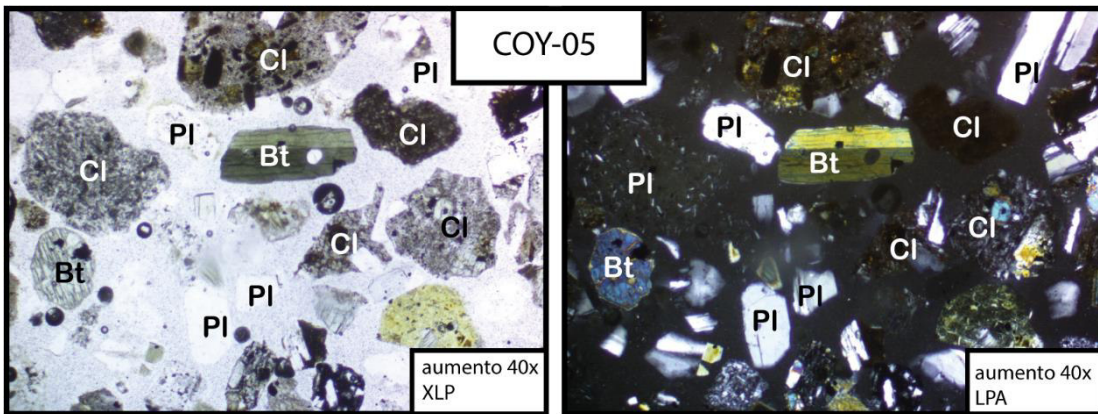
Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (17,9%), b) fenocristales libres (51,55%) como: PI con maclas simples, polisintéticas y Carlsbad y zonaciones, Bt dorada, Fld-K con maclas enrejadas y Qz con zonaciones c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Bt y Opq



### Descripción microscópica

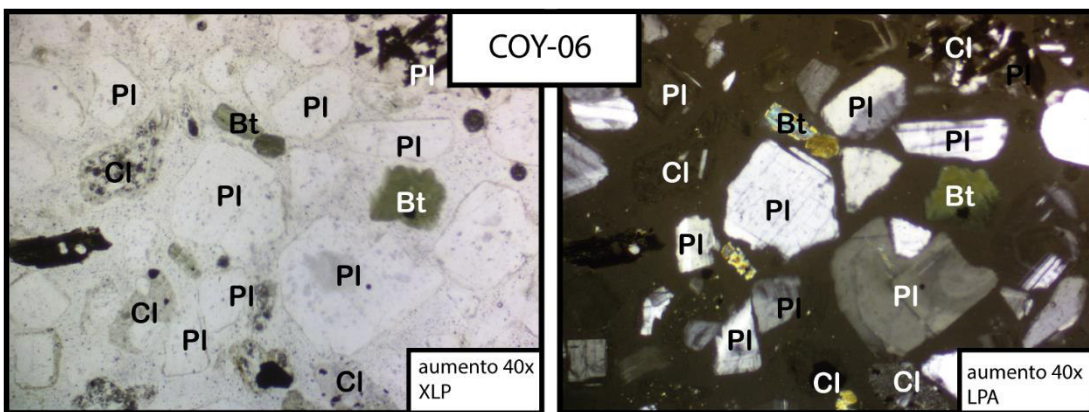
Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (69,93%), b) fenocristales libres (25,72%) como: PI euhedrales con maclas simples, polisintéticas y Carlsbad y zonaciones, Qz con estructuras en bahía, Px y Opq c) clastos líticos andesíticos oxidados con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI y Opq(4,34%).





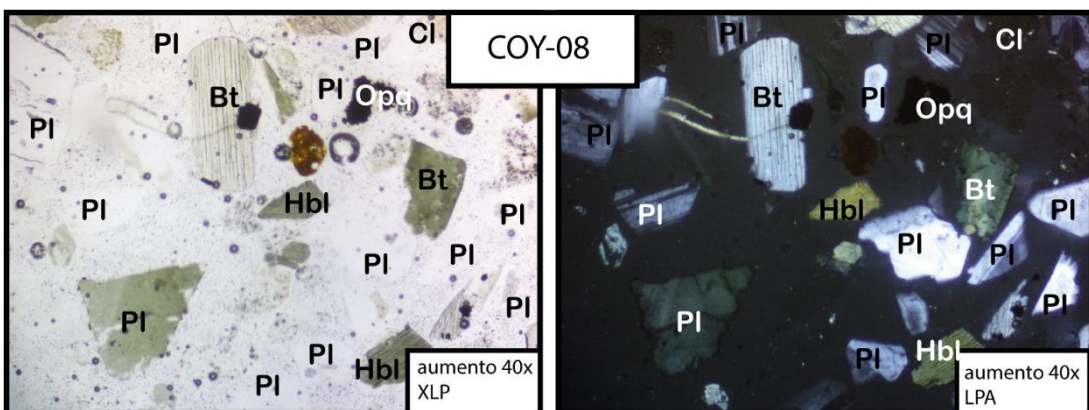
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (1,57%), b) fenocristales libres (59,87%) como: PI con maclas polisintéticas y zonaciones, Bt dorada y verde, Hbl, Px, Qz y Opq c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de PI, Bt, Hbl, Qz y Opq(38,56%).



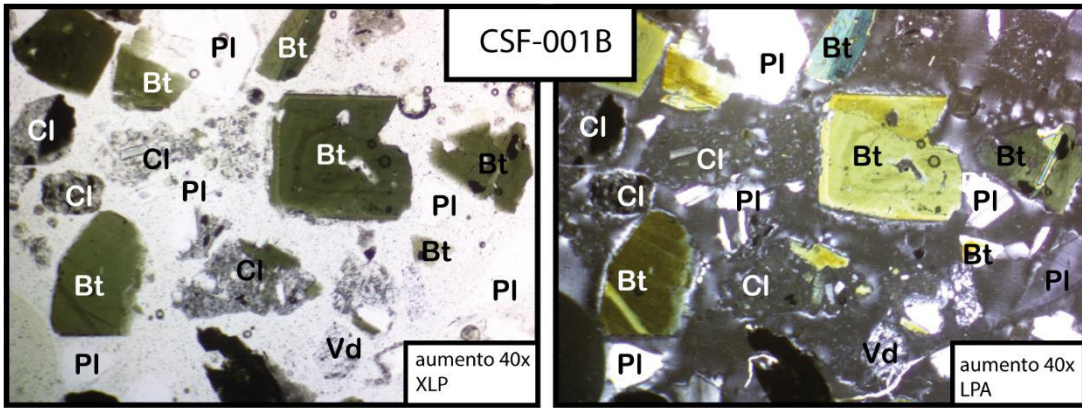
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (4,05%), b) fenocristales libres (70,94%) como: PI subhedrales con maclas simples, polisintéticas y en Carlsbad y zonaciones, Bt, Hbl, Px, Qz y Opq c) clastos líticos andesíticos oxidados con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de PI, Bt, Hbl y Opq(25%).



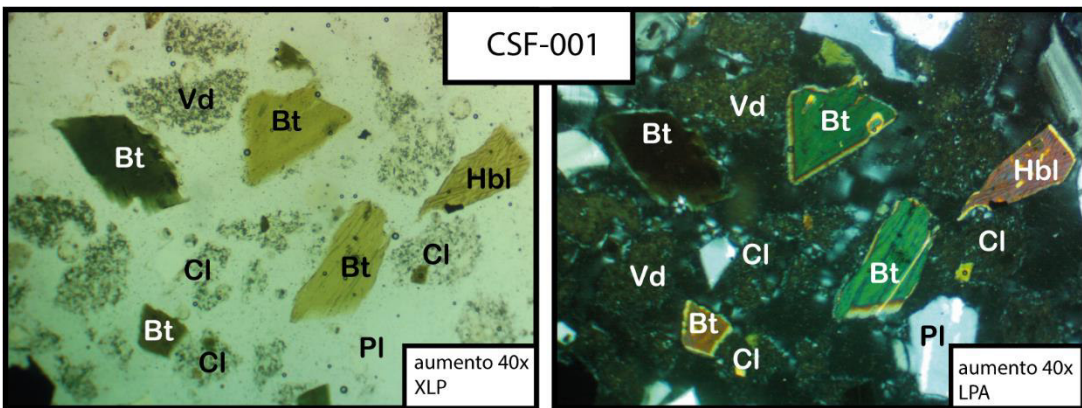
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (11,96%), b) fenocristales libres (77,90%) como: PI con maclas simples, polisintéticas y en Carlsbad y zonaciones, Bt, Hbl macladas, Px, Qz con estructuras en bahía y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de PI, Bt, Hbl y Opq(10,14%).



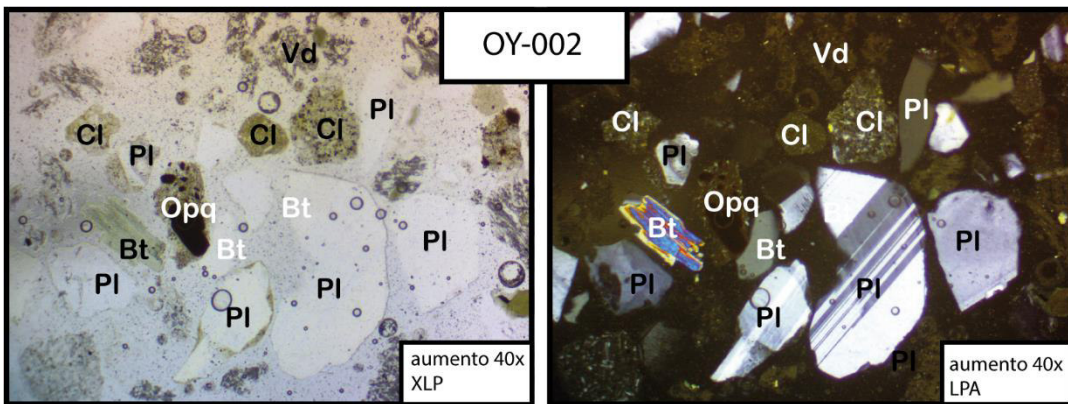
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (6,21%), b) fenocristales libres (43,44%) como: PI con maclas simples, polisintéticas, enrejadas y en Carlsbad y zonaciones, Bt, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Bt, Hbl y Opq (50,34%).



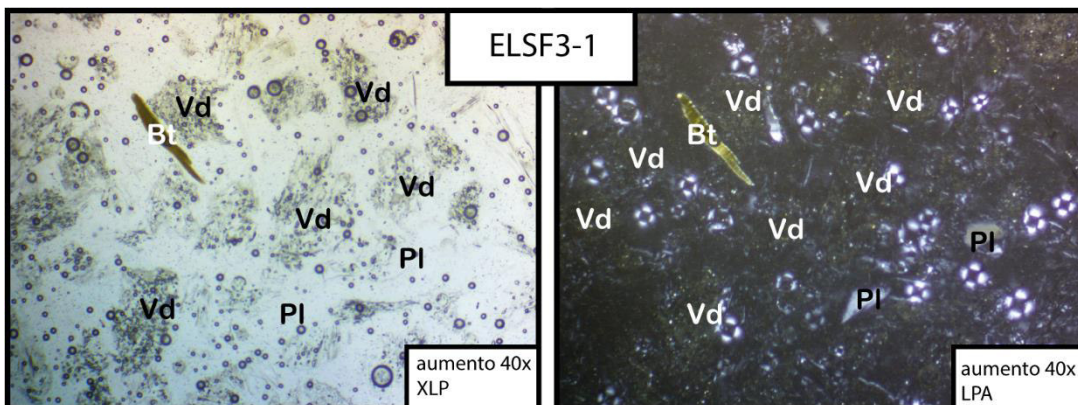
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (27,59%), b) fenocristales libres (52,71%) como: PI con maclas simples, polisintéticas y en Carlsbad y zonaciones, Qz, Bt, Fld-K con maclas polisintéticas y enrejado, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos oxidados con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, PI, Bt y Opq (19,7%).



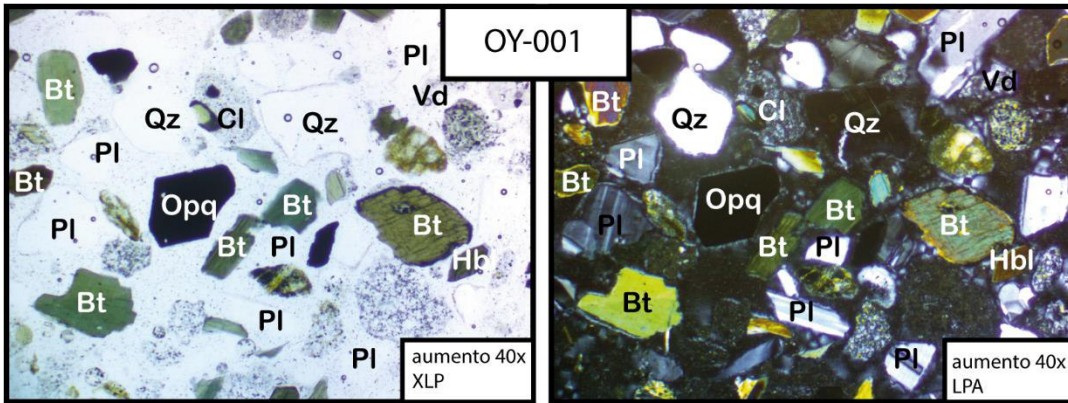
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (27,91%), b) fenocristales libres (41,53%) como: PI con maclas polisintéticas, enrejadas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Bt, Fld-K con maclas enrejadas y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, PI, Hbl, Bt y Opq (30,56%).



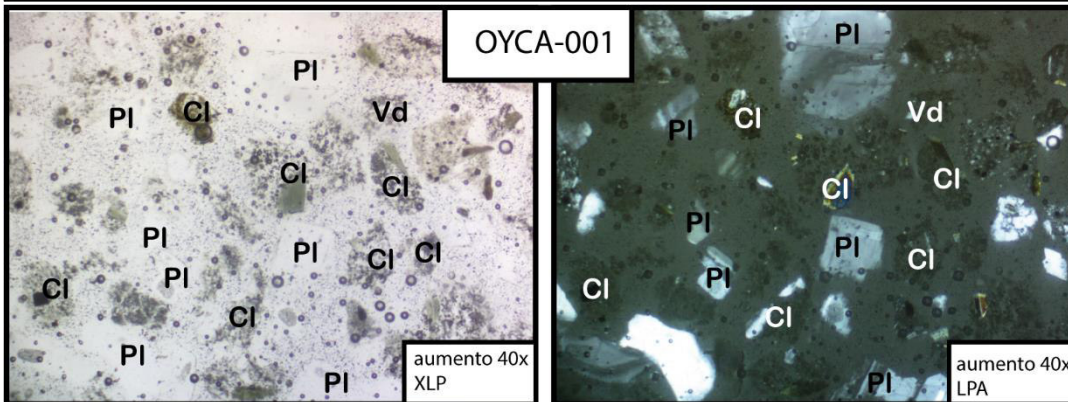
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (83,71%), b) fenocristales libres (12,14%) como: PI con maclas polisintéticas y en Carlsbad y zonaciones, Hbl y Bt doradas c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, PI, Bt y Opq (4,15%).



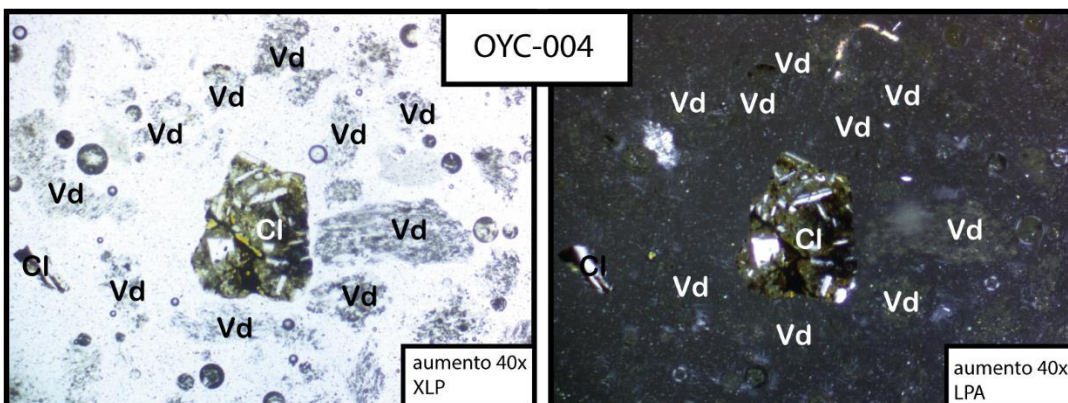
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (14,94%), b) fenocristales libres (65,56%) como: Pl con maclas polisintéticas, enrejadas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Bt, Qz y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Hbl, Bt y Opq (18,5%).



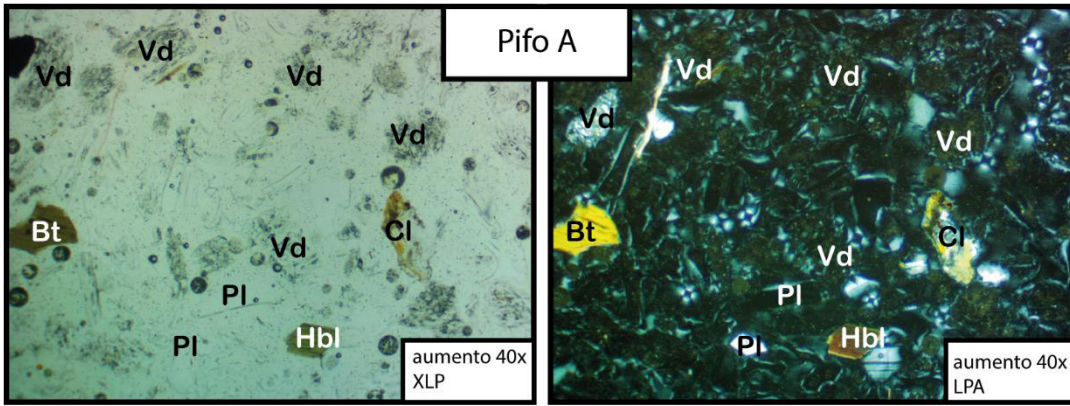
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (85,11%), b) fenocristales libres (7,79%) como: Pl con maclas polisintéticas y simples y zonaciones c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt, y Opq (7,08%).



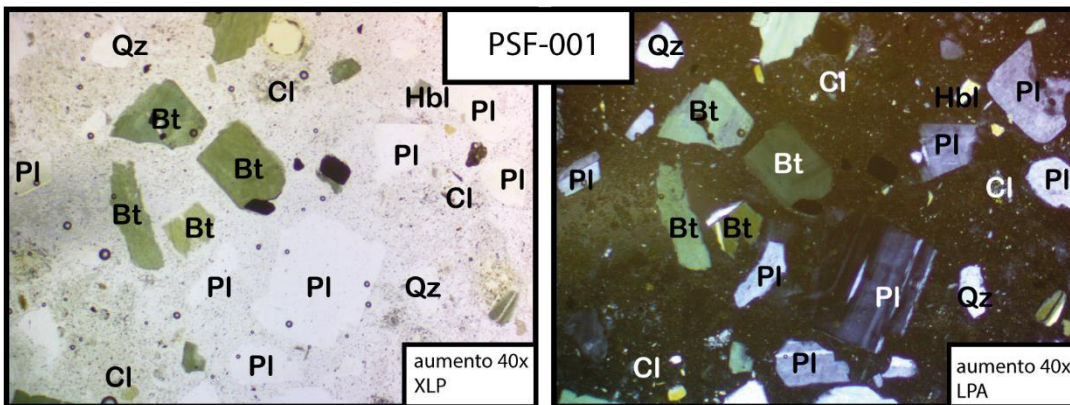
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (79,10%), b) fenocristales libres (8,96%) como: Qz con estructuras en bahía, Pl con maclas polisintéticas y simples y zonaciones, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt, y Opq (11,94%).



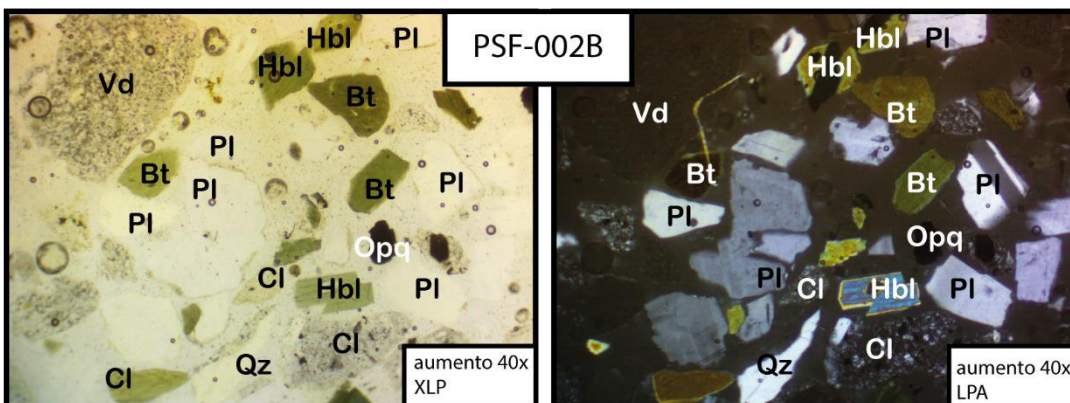
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (66,48%), b) fenocristales libres (28,06%) como: Qz con estructuras en bahía, PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Hbl con maclas simples, Bt subhedrales, Fld-K con maclas enrejadas y Opq c) clastos líticos riolíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Qz, Bt, PI y Hbl(5,45%).



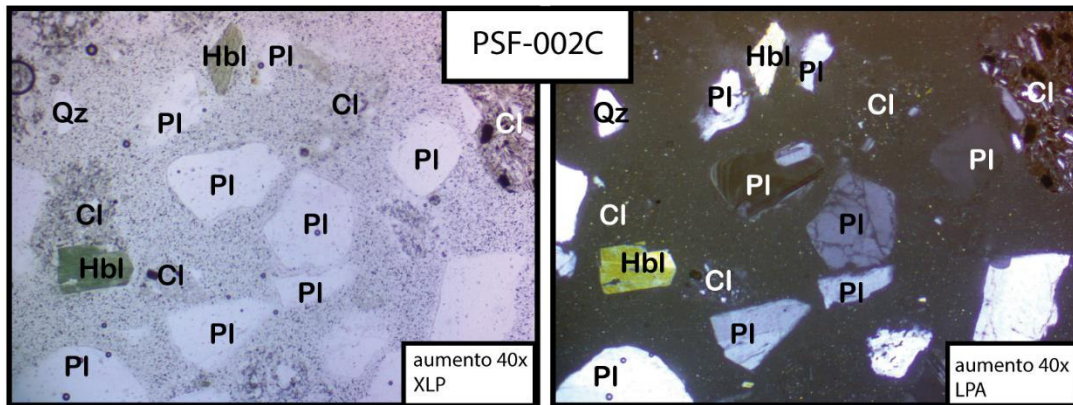
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (16,27%), b) fenocristales libres (41,72%) como: PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante, Bt, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de PI, Hbl, Bt y Opq (42,01%).



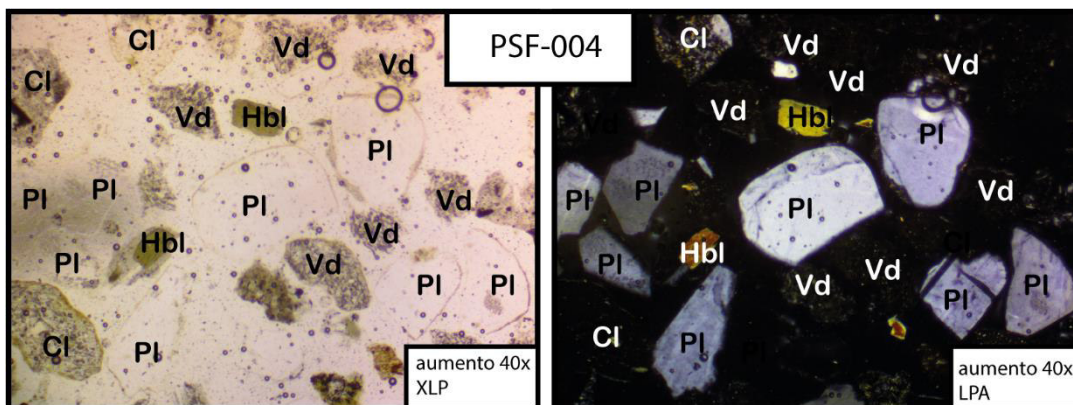
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (23,59%), b) fenocristales libres (54,70%) como: PI con maclas polisintéticas, enrejada, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante, Bt, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de PI y Opq (21,71%).



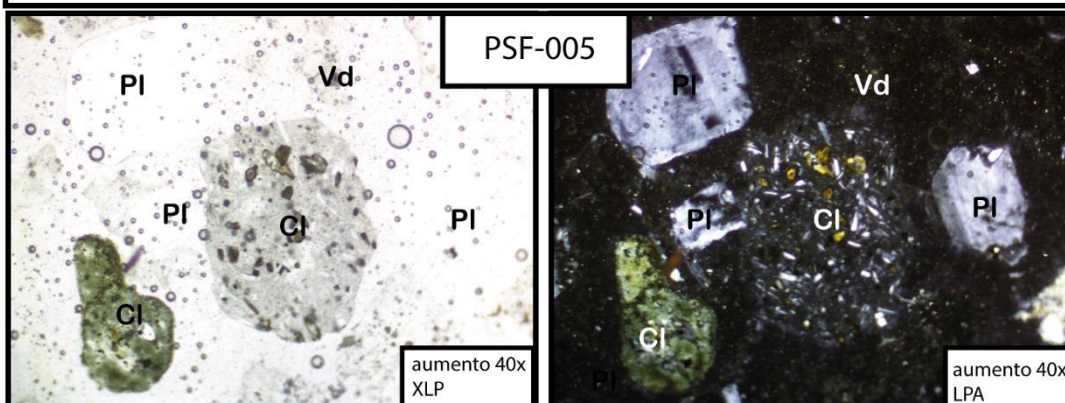
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (12,19%), b) fenocristales libres (50,63%) como: PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz en estructuras en bahía con zonaciones y extinción ondulante, Hbl, Opq y Fld-K con maclas enrejadas c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Hbl y Opq (37,18%).



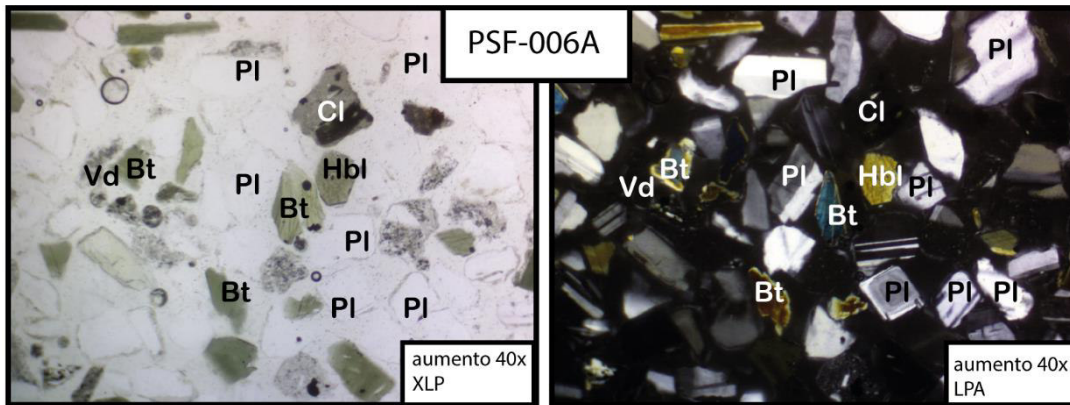
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (21,61%), b) fenocristales libres (41,94%) como: Qz con zonaciones, PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Qz, Hbl y Opq (36,45%).



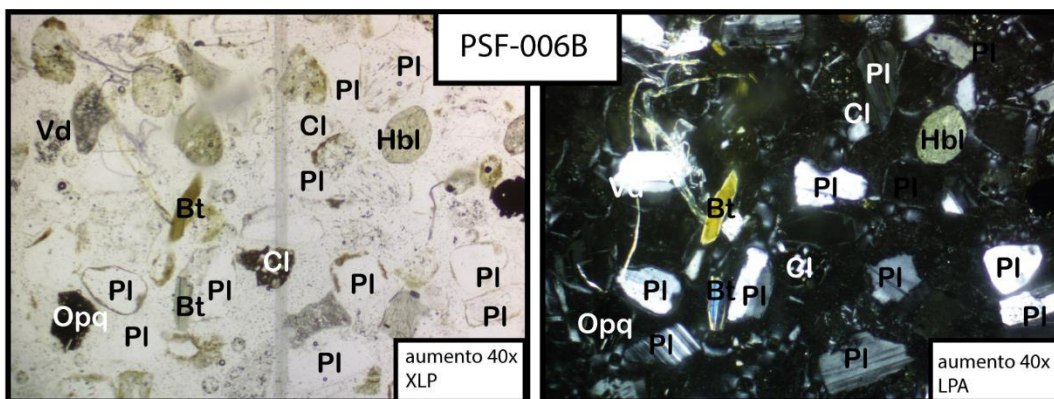
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (12,62%), b) fenocristales libres (11,36%) como: PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante y Bt c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Bt y Opq (76,02%).



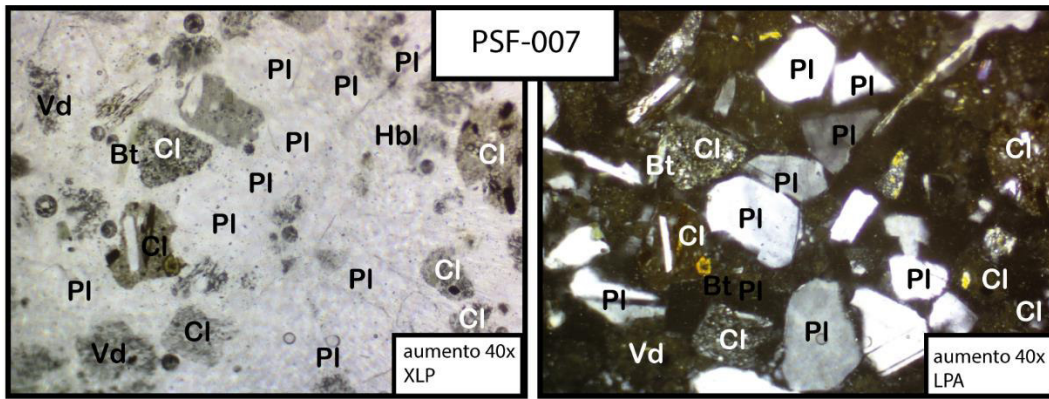
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (9,17%), b) fenocristales libres (75,14%) como: PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de PI, Bt, Hbl y Opq (15,68%).



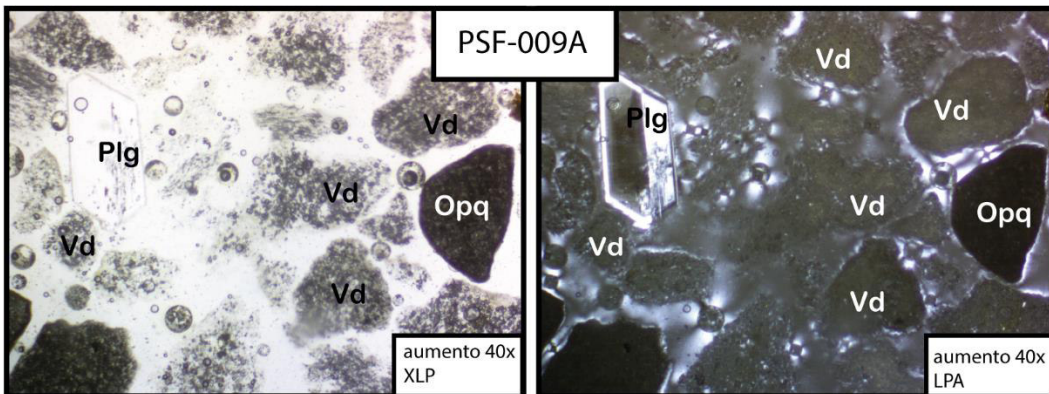
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (37,50%), b) fenocristales libres (41,66%) como: PI con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, PI, Bt, Hbl y Opq (20,84%).



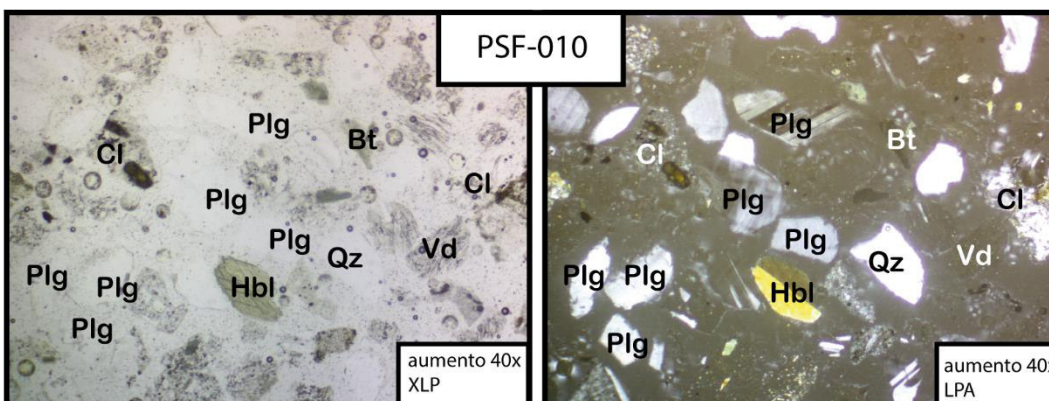
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (28,51%), b) fenocristales libres (39,75%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones y extinción ondulante, Bt y Opq c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, Pl, Bt, Hbl y Opq (31,72%).



### Descripción microscópica

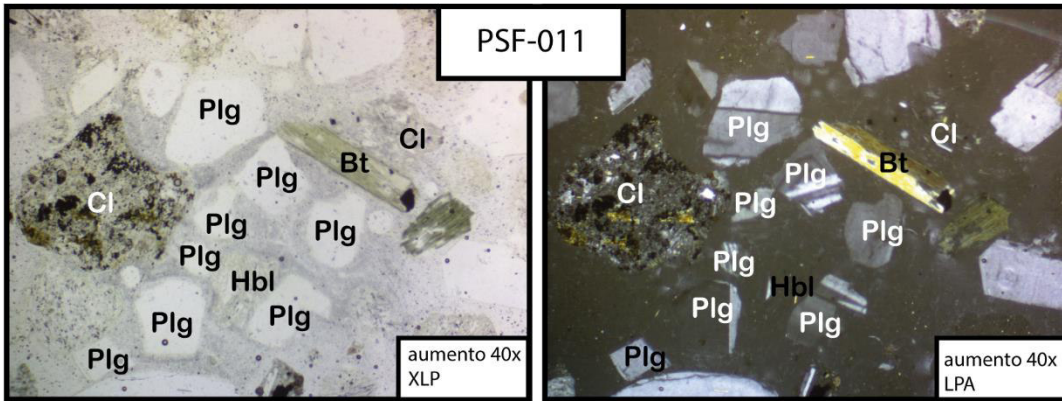
Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (85,37%), b) fenocristales libres (3,67%) como: Pl con maclas polisintéticas y simples y zonaciones y Bt c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl y Opq (10,96%).



### Descripción microscópica

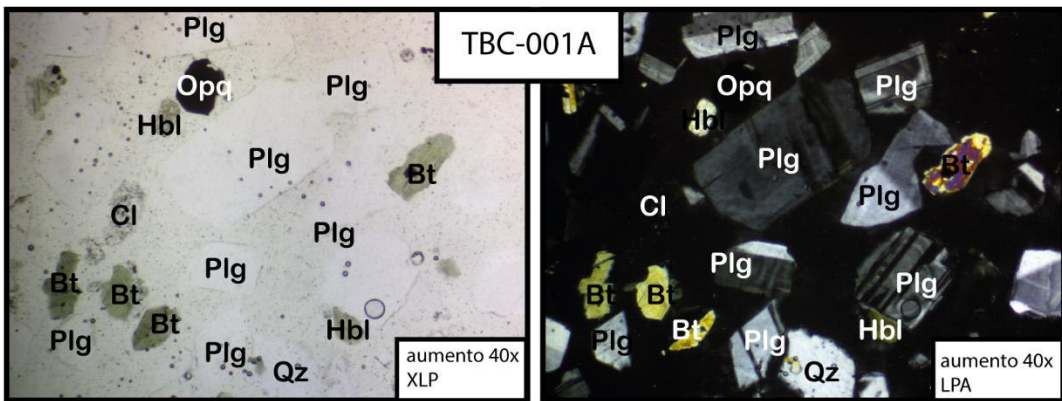
Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (31,55%), b) fenocristales libres (34,54%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con estructura en bahía y zonaciones, Bt y Hbl euhedrales y macladas c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, Pl, Bt, Hbl y Opq (33,89%).





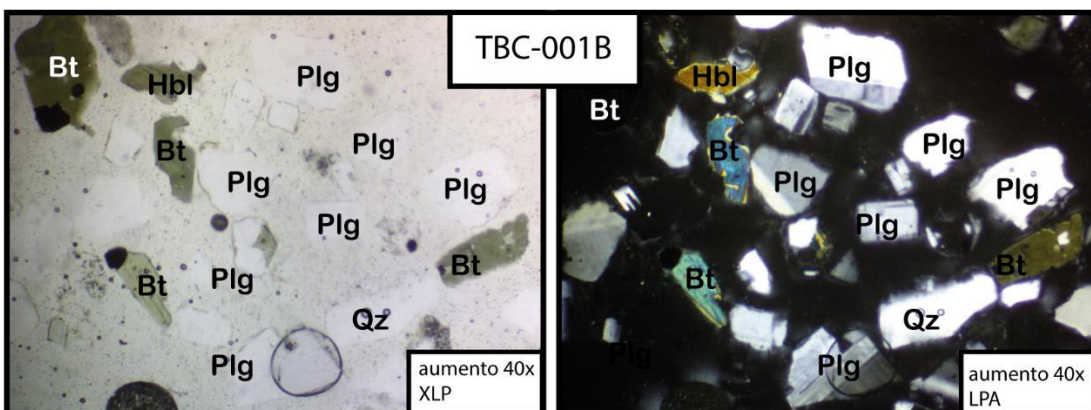
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (15,56%), b) fenocristales libres (48,51%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Bt, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl, Qz, Bt, Opq (35,93%).



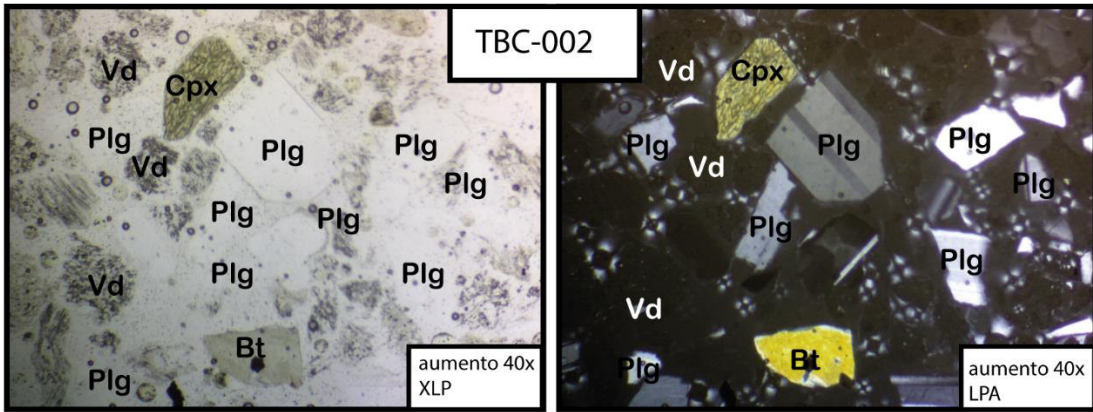
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (29,54%), b) fenocristales libres (65,13%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Hbl, Bt, Opq c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, Pl, Bt, Opq (5,33%).



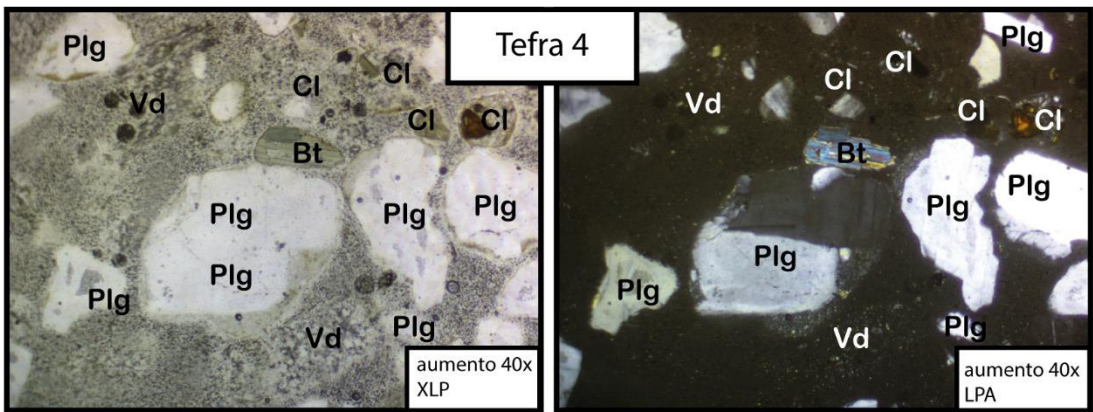
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (30,11%), b) fenocristales libres (64,51%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Hbl, Bt, Opq c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Qz, Pl, Bt, Opq (5,38%).



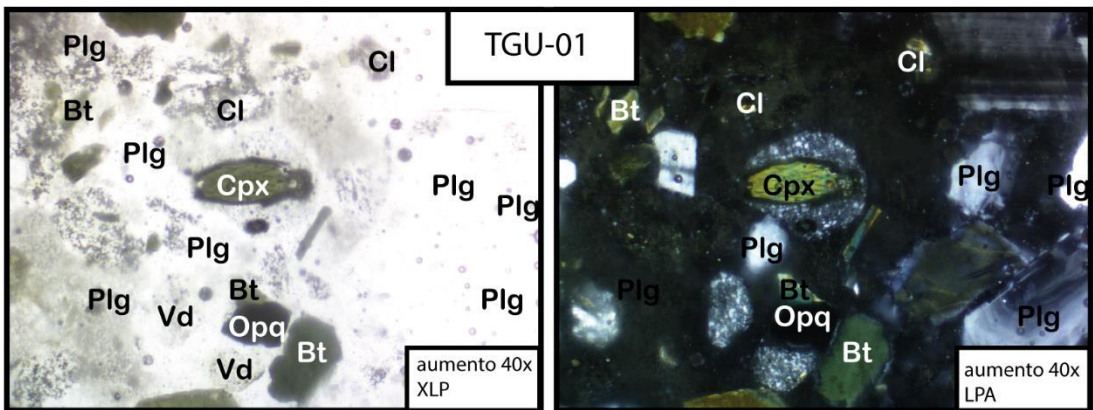
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (62,5%), b) fenocristales libres (34,25%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Cpx, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos dacíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Qz, Pl, Bt, Cpx, Hbl y Opq (3,24%).



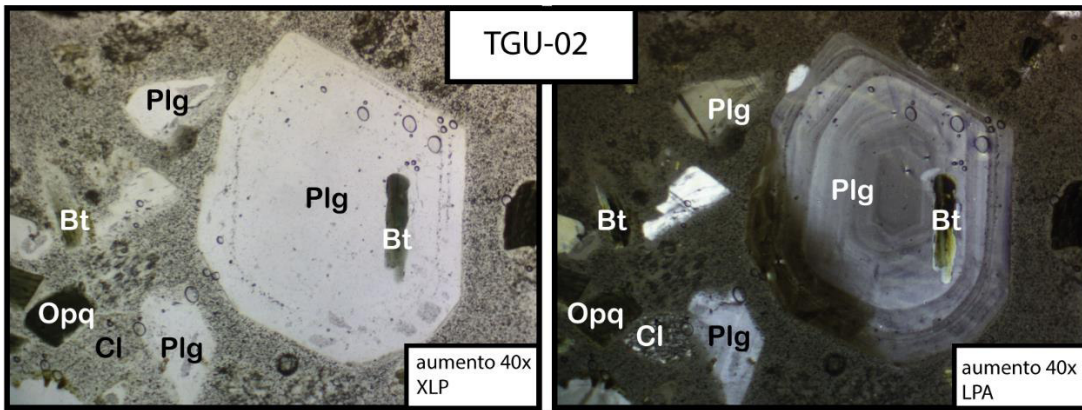
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (20,14%), b) fenocristales libres (37,78%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Hbl, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt, Hbl, Opq (42,08%).



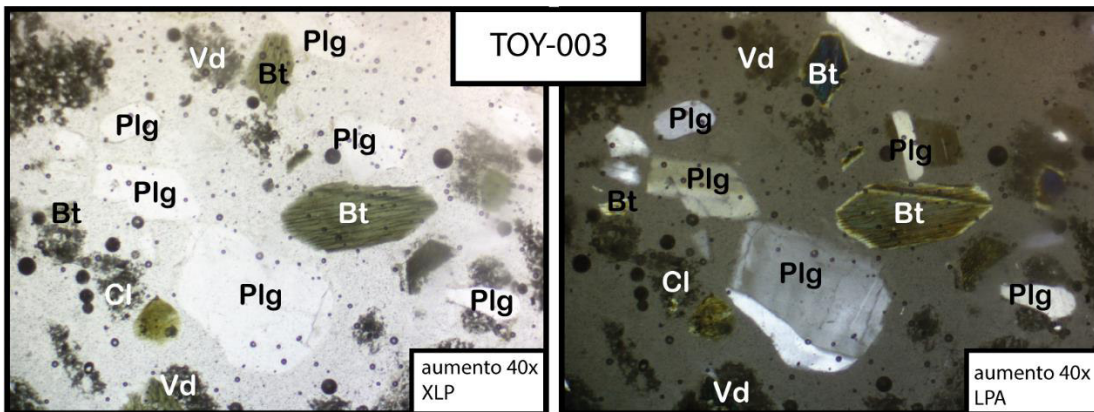
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (27,97%), b) fenocristales libres (40,52%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones, Qz con zonaciones, Bt, Cpx, Hbl y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocrystalina con fenocristales de Pl, Bt, Hbl, Opq (31,51%).



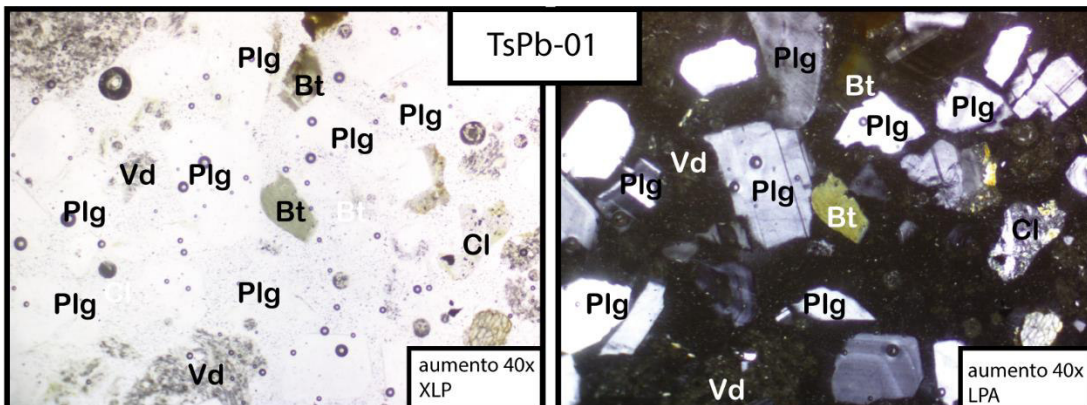
### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (18,32%), b) fenocristales libres (67,4%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y en Carlsbad y zonaciones concéntricas e inversas, Bt y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl, Bt, Hbl y Opq (14,27%).



### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (33,71%), b) fenocristales libres (53,93%) como: Pl con maclas polisintéticas y zonaciones, Hbl, Bt Cpx y Opq c) clastos líticos andesíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl, Bt, Hbl y Opq (12,35%).



### Descripción microscópica

Roca piroclástica de textura fragmental constituida por: a) fragmentos de vidrio (24,46%), b) fenocristales libres (57,09%) como: Pl con maclas polisintéticas, simples y tipo Carlsbad y zonaciones, Opq, Bt, Qz y Hbl c) clastos líticos andesíticos-dacíticos con textura porfídica hipocristalina con fenocristales de Pl, Bt, Hbl y Opq (21,44%).

ANEXO II. Geoquímica de las tefras

Tabla II. 1: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras del escarpe. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio *Geostrat* S.A.

<b>Tefra</b>	<b>BPE-001</b>	<b>BPE-002</b>	<b>BPE-003</b>	<b>ELSF3-1</b>	<b>CSF-001</b>
<b>Mg</b>	0,23667	0	0,284935	0	0,51147
<b>Al</b>	7,555225	6,20983	6,94649	5,627725	6,68134
<b>Si</b>	27,96842	30,481415	29,00663	31,518725	29,236275
<b>P</b>	0,067785	0,01853	0,0473	0	0,042945
<b>S</b>	0	0	0	0,07822	0
<b>K</b>	1,818045	2,026445	1,604165	3,53758	1,11894
<b>Ca</b>	3,09587	1,28767	2,36491	0,611195	2,713195
<b>Ti</b>	0,245675	0,11419	0,184875	0,091555	0,25374
<b>V</b>	0,0042	0	0	0	0,00854
<b>Cr</b>	0,009555	0,003525	0,00525	0,00486	0,011185
<b>Mn</b>	0,04488	0,05484	0,06506	0,035815	0,05791
<b>Fe</b>	2,149265	1,056885	2,27196	0,706445	3,44351
<b>Co</b>	0,009455	0	0,00335	0,001815	0,017845
<b>Ni</b>	0,002955	0,00278	0,003005	0,003325	0,00513
<b>Cu</b>	0	0,001135	0,00128	0,000645	0,0021
<b>Zn</b>	0,005115	0,005965	0,00745	0,003825	0,00765
<b>As</b>	0,00044	0,00046	0,0005	0,00075	0,000395
<b>Se</b>	0	0	0	0	0
<b>Rb</b>	0,004285	0,00644	0,00486	0,014495	0,002455
<b>Sr</b>	0,0845	0,03239	0,038575	0,01799	0,045685
<b>Y</b>	0,000745	0,000835	0,000925	0,000555	0,00167
<b>Zr</b>	0,011195	0,011965	0,00999	0,00887	0,00924
<b>Nb</b>	0	0,000125	0	0,000405	0
<b>Mo</b>	0	0,000235	0,000305	0	0
<b>Ag</b>	0	0	0	0	0
<b>Cd</b>	0	0	0	0,00058	0
<b>Sn</b>	0	0	0	0	0
<b>Sb</b>	0	0	0	0	0
<b>Ba</b>	0,06495	0,06155	0,05632	0,06755	0,06241
<b>La</b>	0	0,00347	0,00819	0,003215	0,00376

<b>Ce</b>	0,004725	0,0031	0,004605	0,00355	0
<b>Pr</b>	0	0	0,007485	0	0
<b>Nd</b>	0	0	0	0,0088	0
<b>W</b>	0	0,000605	0,00061	0	0
<b>Au</b>	0	0	0	0	0
<b>Hg</b>	0,000705	0,000205	0,000605	0,000215	0,000695
<b>Pb</b>	0,00123	0,00164	0,00118	0,002365	0,000755
<b>Bi</b>	0	0	0	0	0
<b>Th</b>	0,001195	0,00143	0,001525	0,00249	0,000775
<b>U</b>	0	0,00045	0,000175	0,00095	0

Tabla II. 2: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras holocénicas. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio *Geostrat* S.A.

<b>Tefra</b>	<b>OY-001</b>	<b>OY-002</b>	<b>TGU-01</b>	<b>TGU-02</b>	<b>PSF-001</b>	<b>TEFRA 4</b>	<b>TOY-03</b>
<b>Mg</b>	0,71486	0,50876	0,620105	0,78656	1,07084	0,954215	0,556205
<b>Al</b>	7,10288	6,22548	6,6466	6,84682	7,29406	6,439845	6,99747
<b>Si</b>	27,775865	29,43111	26,84488	27,191465	26,173385	27,965935	29,14024
<b>P</b>	0,04218	0,032465	0,036485	0,04634	0,046445	0,038155	0,03433
<b>S</b>	0	0	0,034785	0,202275	0,04432	0	0
<b>K</b>	0,80084	1,57017	0,867735	0,789395	0,65438	1,31496	0,96259
<b>Ca</b>	3,38124	2,28141	3,09789	3,75254	4,07471	2,725685	2,93794
<b>Ti</b>	0,390755	0,188315	0,314365	0,36718	0,512175	0,20355	0,249155
<b>V</b>	0,01448	0	0,012795	0,01799	0,024085	0,004455	0,012685
<b>Cr</b>	0,01097	0,00761	0,01345	0,010665	0,011555	0,019335	0,0101
<b>Mn</b>	0,066335	0,052115	0,06599	0,069005	0,075225	0,051825	0,06174
<b>Fe</b>	4,089395	2,254465	3,7772	4,4996	4,99579	2,32749	3,482755
<b>Co</b>	0,01713	0,01081	0,02103	0,02278	0,02201	0,007775	0,01982
<b>Ni</b>	0,00582	0,003805	0,006405	0,00482	0,004885	0,006135	0,004885
<b>Cu</b>	0,00167	0,00174	0,001915	0,00233	0,001965	0,001615	0,001145
<b>Zn</b>	0,00831	0,006395	0,007995	0,00827	0,009095	0,00576	0,00779
<b>As</b>	0,000455	0,00045	0,00045	0,000415	0,00046	0,000435	0,00038
<b>Se</b>	0	0	0	0	0	0	0
<b>Rb</b>	0,001505	0,00371	0,00153	0,001355	0,00105	0,00306	0,001745
<b>Sr</b>	0,05013	0,045385	0,05001	0,05203	0,05668	0,05609	0,050795

<b>Y</b>	0,00131	0,000705	0,001335	0,00133	0,00149	0,0007	0,001045
<b>Zr</b>	0,00786	0,00924	0,007995	0,007275	0,00624	0,00862	0,00879
<b>Nb</b>	0	0	0	0	0	0	0
<b>Mo</b>	0	0	0,00033	0	0	0,000175	0
<b>Ag</b>	0	0	0	0	0,00028	0	0
<b>Cd</b>	0,000705	0	0	0,000825	0,000895	0	0
<b>Sn</b>	0	0	0	0	0,00102	0	0
<b>Sb</b>	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ba</b>	0,03566	0,05778	0,03453	0,03573	0,02953	0,05546	0,034455
<b>La</b>	0,00407	0,004735	0,004345	0,004035	0	0	0
<b>Ce</b>	0,00911	0,00386	0,00868	0,00915	0	0	0,004805
<b>Pr</b>	0	0	0	0,008195	0	0,00715	0
<b>Nd</b>	0	0	0	0	0,012315	0,010975	0
<b>W</b>	0	0	0	0	0	0,00061	0
<b>Au</b>	0	0	0,000205	0	0	0	0
<b>Hg</b>	0,00065	0,000555	0,00067	0,000635	0,00066	0,00055	0,000715
<b>Pb</b>	0,000795	0,0009	0,00075	0,000675	0,000555	0,000795	0,000715
<b>Bi</b>	0	0	0	0	0	0	0
<b>Th</b>	0,000475	0,001475	0,00125	0	0,00043	0	0,0011
<b>U</b>	0	0	0	0	0	0	

Tabla II. 3: Resultados de Fluorescencia de Rayos X en roca total de las muestras de las tefras marcadores regionales. Datos geoquímicos expresados en wt%. Laboratorio Geostrat S.A.

<b>Tefra</b>	<b>Pifo Basal A</b>	<b>TSPb-01</b>	<b>Mojanda R1</b>	<b>Chalupas</b>
<b>Mg</b>	0	0,491795	0,039585	0,074005
<b>Al</b>	5,65939	6,40686	5,802135	6,075665
<b>Si</b>	30,78405	28,7895	31,956025	29,843655
<b>P</b>	0,006925	0,03656	0,0146375	0,02359
<b>S</b>	0	0,02661	0,1116925	0,012265
<b>K</b>	3,371635	1,84901	2,352305	3,241005
<b>Ca</b>	0,731605	2,29752	1,063925	0,957565
<b>Ti</b>	0,099635	0,213245	0,117835	0,20358
<b>V</b>	0	0,00987	0	0

<b>Cr</b>	0,03335	0,008875	0,0087475	0
<b>Mn</b>	0,0341	0,03104	0,0418375	0,039655
<b>Fe</b>	0,88916	2,204085	1,038645	1,48344
<b>Co</b>	0	0,01101	0,0018725	0,003155
<b>Ni</b>	0,013595	0,004	0,0042775	0,0009
<b>Cu</b>	0,000355	0,0038	0,00138	0,001225
<b>Zn</b>	0,00357	0,00552	0,0052675	0,00532
<b>As</b>	0,00072	0,000345	0,0007	0,00069
<b>Se</b>	0	0	0	0
<b>Rb</b>	0,014515	0,004285	0,0057125	0,016905
<b>Sr</b>	0,024345	0,061725	0,026885	0,026915
<b>Y</b>	0,000615	0,00042	0,00078	0,001085
<b>Zr</b>	0,00895	0,008115	0,0139025	0,01705
<b>Nb</b>	0,00033	0	0	0,000565
<b>Mo</b>	0,000205	0	0,000355	0
<b>Ag</b>	0	0	0	0
<b>Cd</b>	0,000615	0	0	0
<b>Sn</b>	0	0	0	0
<b>Sb</b>	0	0	0	0
<b>Ba</b>	0,071735	0,05987	0,0694025	0,07862
<b>La</b>	0	0,00414	0,00167	0,005955
<b>Ce</b>	0,00855	0,00357	0	0,005725
<b>Pr</b>	0,006415	0,007575	0	0
<b>Nd</b>	0,019705	0	0	0
<b>W</b>	0	0,001365	0	0,0006
<b>Au</b>	0	0	0	0
<b>Hg</b>	0	0,00036	0,00049	0,00025
<b>Pb</b>	0,002465	0,00079	0,001105	0,002195
<b>Bi</b>	0	0	0	0
<b>Th</b>	0,00286	0,001145	0,00146	0,00235
<b>U</b>	0,001075	0,00019	0,0001875	0,00111

ANEXO III. Conversión de datos geoquímicos

Tabla III. 1: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en *wt%*. De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en *ppm* de las muestras de tefras del escarpe.

Tefra	BPE-001	BPE-002	BPE-003	ELSF3-1	CSF-001
<b>SiO<sub>2</sub></b>	59,83	65,20	62,05	67,42	62,54
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,41	0,19	0,31	0,15	0,42
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	14,27	11,73	13,12	10,63	12,62
<b>FeO</b>	2,77	1,36	2,92	0,91	4,43
<b>MnO</b>	0,06	0,07	0,08	0,05	0,07
<b>MgO</b>	0,39	0,00	0,47	0,00	0,85
<b>CaO</b>	4,33	1,80	3,31	0,86	3,80
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,19	2,44	1,93	4,26	1,35
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,16	0,04	0,11	0,00	0,10
<b>TOTAL</b>	84,40	82,84	84,31	84,28	86,18
<b>V</b>	42	0	0	0	85,4
<b>Cr</b>	95,55	35,25	52,5	48,6	111,85
<b>Co</b>	94,55	0	33,5	18,15	178,45
<b>Ni</b>	29,55	27,8	30,05	33,25	51,3
<b>Rb</b>	42,85	64,4	48,6	144,95	24,55
<b>Sr</b>	845	323,9	385,75	179,9	456,85
<b>Y</b>	7,45	8,35	9,25	5,55	16,7
<b>Zr</b>	111,95	119,65	99,9	88,7	92,4
<b>Nb</b>	0	1,25	0	4,05	0
<b>Ba</b>	649,5	615,5	563,2	675,5	624,1
<b>La</b>	0	34,7	81,9	32,15	37,6
<b>Ce</b>	47,25	31	46,05	35,5	0
<b>Nd</b>	0	0	0	88	0
<b>Pb</b>	12,3	16,4	11,8	23,65	7,55
<b>Th</b>	11,95	14,3	15,25	24,9	7,75
<b>U</b>	0	4,5	1,75	9,5	0



Tabla III. 2: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en *wt%*. De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en *ppm* de las muestras de tefras holocénicas.

Tefras	TOY-03	OY-001	OY-002	TGU-01	TGU-02	PSF-001	TEFRA 4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62,33	59,41	62,95	57,42	58,16	55,99	59,82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,42	0,65	0,31	0,52	0,61	0,85	0,34
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13,22	13,42	11,76	12,56	12,94	13,78	12,17
<b>FeO</b>	4,48	5,26	2,90	4,86	5,79	6,43	2,99
<b>MnO</b>	0,08	0,09	0,07	0,09	0,09	0,10	0,07
<b>MgO</b>	0,92	1,19	0,84	1,03	1,30	1,78	1,58
<b>CaO</b>	4,11	4,73	3,19	4,34	5,25	5,70	3,82
<b>K<sub>2</sub>O</b>	1,16	0,96	1,89	1,05	0,95	0,79	1,58
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,08	0,10	0,07	0,08	0,11	0,11	0,09
<b>TOTAL</b>	86,80	85,81	84,00	81,94	85,20	85,52	82,46
<b>V</b>	126,85	144,8	0	127,95	179,9	240,85	44,55
<b>Cr</b>	101	109,7	76,1	134,5	106,65	115,55	193,35
<b>Co</b>	198,2	171,3	108,1	210,3	227,8	220,1	77,75
<b>Ni</b>	48,85	58,2	38,05	64,05	48,2	48,85	61,35
<b>Rb</b>	17,45	15,05	37,1	15,3	13,55	10,5	30,6
<b>Sr</b>	507,95	501,3	453,85	500,1	520,3	566,8	560,9
<b>Y</b>	10,45	13,1	7,05	13,35	13,3	14,9	7
<b>Zr</b>	87,9	78,6	92,4	79,95	72,75	62,4	86,2
<b>Nb</b>	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ba</b>	344,55	356,6	577,8	345,3	357,3	295,3	554,6
<b>La</b>	0	40,7	47,35	43,45	40,35	0	0
<b>Ce</b>	48,05	91,1	38,6	86,8	91,5	0	0
<b>Nd</b>	0	0	0	0	0	123,15	109,75
<b>Pb</b>	7,15	7,95	9	7,5	6,75	5,55	7,95
<b>Th</b>	11	4,75	14,75	12,5	0	4,3	0
<b>U</b>	0	0	0	0	0	0	0

Tabla III. 3: Datos geoquímicos expresados en elementos mayores en *wt%*. De óxidos mediante los factores de conversión y elementos traza en *ppm* de las muestras de los marcadores regionales.

<b>Tefras</b>	<b>Pifo Basal A</b>	<b>TSPb-01</b>	<b>Mojanda R1</b>	<b>Chalupas</b>
<b>SiO<sub>2</sub></b>	65,85	61,58	68,36	63,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,17	0,36	0,20	0,34
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	10,69	12,10	10,96	11,48
<b>FeO</b>	1,14	2,84	1,34	1,91
<b>MnO</b>	0,04	0,04	0,05	0,05
<b>MgO</b>	0,00	0,82	0,07	0,12
<b>CaO</b>	1,02	3,22	1,49	1,34
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4,06	2,23	2,83	3,90
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,02	0,08	0,03	0,05
<b>TOTAL</b>	83,00	83,26	85,33	83,04
<b>V</b>	0	98,7	0	0
<b>Cr</b>	333,5	88,75	87,475	0
<b>Co</b>	0	110,1	18,725	31,55
<b>Ni</b>	135,95	40	42,775	9
<b>Rb</b>	145,15	42,85	57,125	169,05
<b>Sr</b>	243,45	617,25	268,85	269,15
<b>Y</b>	6,15	4,2	7,8	10,85
<b>Zr</b>	89,5	81,15	139,025	170,5
<b>Nb</b>	3,3	0	0	5,65
<b>Ba</b>	717,35	598,7	694,025	786,2
<b>La</b>	0	41,4	16,7	59,55
<b>Ce</b>	85,5	35,7	0	57,25
<b>Nd</b>	197,05	0	0	0
<b>Pb</b>	24,65	7,9	11,05	21,95
<b>Th</b>	28,6	11,45	14,6	23,5
<b>U</b>	10,75	1,9	1,875	11,1

ANEXO IV. Geoquímica de tefras marcadores

Tabla IV. 1: Geoquímica de elementos mayores de las tefras holocénicas

Volcán	Tefra	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TOTAL
<b>Guagua Pichincha 10-11Ky BP</b>	GGP-212D	61,5	16,7	0,45	5,2	0,076	4,8	2,17	2,02	0,127	93,043
	GGP-213F	63,7	16,5	0,43	4,6	0,066	4,6	2,06	2,25	0,144	94,35
<b>Cotopaxi (CTF 13ky- 5830y BP) (CTC 4670- 4000y BP)</b>	CTF1-1	74,58	14,59	0,19	1,35	0,07	1,67	0,34	2,47	0,08	95,34
	CTF5-1	74,01	14,7	0,21	1,52	0,08	1,79	0,46	2,65	0,09	95,51
	CTF1-2	75,28	14,27	0,03	1,07	0,06	1,47	0,24	3,12	0,05	95,59
	CTF2-1	76,19	13,83	0,12	1,05	0,06	1,31	0,23	2,92	0,05	95,76
	CTF2-2	73,94	14,85	0,19	1,42	0,07	1,75	0,38	2,72	0,08	95,4
	CTF3-1	75,66	14,14	0,14	1,1	0,07	1,44	0,26	2,73	0,06	95,6
	CTF4-1	75,41	14,51	0,13	0,78	0,06	1,42	0,13	2,8	0,07	95,31
	CTF4-2	68,55	16,46	0,35	2,75	0,09	3,14	0,77	2,34	0,17	94,62
	CTF4-3	70,34	16,82	0,28	2,12	0,08	2,72	0,55	2,53	0,13	95,57
	CTF4-4	68,67	16,31	0,35	2,69	0,08	3,16	0,75	2,36	0,17	94,54
	CTC-2	74,33	14,18	0,25	1,45	0,05	1,23	0,31	4,74	0,04	96,58
	CTC-3	74,01	14,33	0,25	1,29	0,05	1,28	0,3	4,86	0,04	96,41
CTC-4	74,05	14,17	0,24	1,23	0,05	1,23	0,2	4,88	0,03	96,08	
<b>Cuicocha 2990y BP</b>	CUI-1	61,79	17,32	0,58	5,55	0,1	5,91	2,81	1,21	0,15	95,42
	CUI-2	61,93	16,95	0,59	5,56	0,1	6,14	2,84	1,23	0,16	95,5
	CUI-3	62,18	16,97	0,58	5,58	0,1	6,15	2,77	1,16	0,15	95,64
	PUL-1	61,93	16,93	0,55	5,46	0,09	5,79	3,18	0,94	0,18	95,05

<b>Pululahua 2700y BP</b>	PUL-2	61,9	16,84	0,57	5,62	0,09	5,73	3,24	0,97	0,15	95,11
<b>Ninahuilca 2350y BP</b>	NIN-1	63,21	16,56	0,54	4,79	0,07	4,97	1,73	1,11	0,13	93,11
	NIN-2	63,76	16,86	0,52	4,69	0,06	4,99	1,65	1,06	0,13	93,72
	NIN-3	63,71	16,75	0,64	4,8	0,06	4,88	1,66	1,08	0,13	93,71
<b>Guagua Pichincha 290-1100y BP</b>	GGP-1	64,34	16,55	0,43	4,87	0,08	4,94	2,28	1,79	0,15	95,43
	GGP-2	65,21	16,51	0,39	4,89	0,08	4,53	2,16	1,86	0,13	95,76
	GGP-3	63,64	16,21	0,42	4,96	0,09	5,52	2,72	1,72	0,14	95,42
<b>Quilotoa 800y BP</b>	QUIL-1	65,42	16,86	0,46	3,79	0,07	4,42	1,97	1,59	0,17	94,75
	QUIL-2	65,6	16,53	0,47	4,03	0,07	4,39	2,7	1,62	0,16	95,57
	QUIL-4	65,53	16,86	0,47	3,42	0,07	4,44	1,8	1,65	0,15	94,39

Tabla IV. 2: Geoquímica de elementos mayores de las tefras pleistocénicas

Volcán	Tefra	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	CaO	MgO	K2O	P2O5	TOTAL
<b>Chalupas</b> <b>211 Ky</b>	16EQ01	74,72	13,77	0,24	1,46	0,05	1,22	0,34	4,29	0,04	96,13
<b>Rucu</b>	PICH-214B	63,6	16,5	0,43	4,6	0,065	4,5	1,77	1,71	0,119	93,294
<b>Pichincha</b>	PICH-212A	61,5	16,3	0,59	5,7	0,074	4,5	1,86	1,21	0,141	91,875
<b>Terminal</b>											
<b>collapse</b>											
<b>200 ky?</b>	PICH-213B	61,6	16,5	0,57	5,5	0,072	4,3	1,79	1,29	0,128	91,75
<b>Chacana</b>	PIFO-213C	72,6	12,7	0,15	1,0	0,045	0,9	0,19	4,32	0,027	91,932
<b>180 Ky</b>	PIFO-212B	71,5	12,5	0,15	1,0	0,046	1	0,16	3,93	0,025	90,311
<b>Rucu</b>	PICH-212C	64,4	15,9	0,41	3,9	0,046	3,9	1,33	2,09	0,115	92,091
<b>Pichincha</b>	PICH-210	65	15,7	0,45	4,2	0,048	3,9	1,36	2,1	0,122	92,88
<b>Terminal</b>											
<b>Cone 170ky</b>	PICH-213D	64,5	15,7	0,41	3,9	0,046	3,9	1,33	2,21	0,118	92,114
<b>Guagua</b>	GGPA- 213A	63,1	16,3	0,49	5,3	0,074	4,6	2,05	1,95	0,137	94,001
<b>Pichincha</b>	GGPA-209	62	16,2	0,49	5,3	0,074	4,7	2,07	1,82	0,138	92,792
<b>Basal 47.5</b>											
<b>Ky</b>	GGPA- 213E	62,3	16,3	0,45	5,5	0,084	4,9	2,49	1,91	0,138	94,072

ANEXO V. Tefras marcadoras normalizadas al 100%

Tabla V. 1: Geoquímica de elementos mayores las tefras holocénicas normalizadas al 100%

Volcán	Tefra	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	CaO	MgO	K2O	P2O5	TOTAL
<b>Guagua Pichincha 10-11Ky BP</b>	GGP-212D	66,10	17,95	0,48	5,59	0,08	5,16	2,33	2,17	0,14	100
	GGP-213F	67,51	17,49	0,46	4,88	0,07	4,88	2,18	2,38	0,15	100
<b>Cotopaxi (CTF 13ky- 5830y BP) (CTC 4670- 4000y BP)</b>	CTF1-1	78,23	15,30	0,20	1,42	0,07	1,75	0,36	2,59	0,08	100
	CTF5-1	77,49	15,39	0,22	1,59	0,08	1,87	0,48	2,77	0,09	100
	CTF1-2	78,75	14,93	0,03	1,12	0,06	1,54	0,25	3,26	0,05	100
	CTF2-1	79,56	14,44	0,13	1,10	0,06	1,37	0,24	3,05	0,05	100
	CTF2-2	77,51	15,57	0,20	1,49	0,07	1,83	0,40	2,85	0,08	100
	CTF3-1	79,14	14,79	0,15	1,15	0,07	1,51	0,27	2,86	0,06	100
	CTF4-1	79,12	15,22	0,14	0,82	0,06	1,49	0,14	2,94	0,07	100
	CTF4-2	72,45	17,40	0,37	2,91	0,10	3,32	0,81	2,47	0,18	100
	CTF4-3	73,60	17,60	0,29	2,22	0,08	2,85	0,58	2,65	0,14	100
	CTF4-4	72,64	17,25	0,37	2,85	0,08	3,34	0,79	2,50	0,18	100
	CTC-2	76,96	14,68	0,26	1,50	0,05	1,27	0,32	4,91	0,04	100
	CTC-3	76,77	14,86	0,26	1,34	0,05	1,33	0,31	5,04	0,04	100
CTC-4	77,07	14,75	0,25	1,28	0,05	1,28	0,21	5,08	0,03	100	
<b>Cuicocha 2990y BP</b>	CUI-1	64,76	18,15	0,61	5,82	0,10	6,19	2,94	1,27	0,16	100
	CUI-2	64,85	17,75	0,62	5,82	0,10	6,43	2,97	1,29	0,17	100
	CUI-3	65,01	17,74	0,61	5,83	0,10	6,43	2,90	1,21	0,16	100
	PUL-1	65,16	17,81	0,58	5,74	0,09	6,09	3,35	0,99	0,19	100

<b>Pululahua 2700y BP</b>	PUL-2	65,08	17,71	0,60	5,91	0,09	6,02	3,41	1,02	0,16	100
<b>Ninahuilca 2350y BP</b>	NIN-1	67,89	17,79	0,58	5,14	0,08	5,34	1,86	1,19	0,14	100
	NIN-2	68,03	17,99	0,55	5,00	0,06	5,32	1,76	1,13	0,14	100
	NIN-3	67,99	17,87	0,68	5,12	0,06	5,21	1,77	1,15	0,14	100
<b>Guagua Pichincha 290- 1100y BP</b>	GGPA-1	67,42	17,34	0,45	5,10	0,08	5,18	2,39	1,88	0,16	100
	GGPA-2	68,10	17,24	0,41	5,11	0,08	4,73	2,26	1,94	0,14	100
	GGPA-3	66,69	16,99	0,44	5,20	0,09	5,78	2,85	1,80	0,15	100
<b>Quilotoa 800y BP</b>	QUIL-1	69,04	17,79	0,49	4,00	0,07	4,66	2,08	1,68	0,18	100
	QUIL-2	68,64	17,30	0,49	4,22	0,07	4,59	2,83	1,70	0,17	100
	QUIL-4	69,42	17,86	0,50	3,62	0,07	4,70	1,91	1,75	0,16	100

Tabla V. 2: Geoquímica de las tefras pleistocénicas normalizadas al 100%

Volcán	Tefra	SiO2	Al2O3	TiO2	Fe2O3	MnO	CaO	MgO	K2O	P2O5	TOTAL
<b>Chalupas 211 Ky</b>	16EQ01	77,73	14,32	0,25	1,52	0,05	1,27	0,35	4,46	0,04	100
<b>Rucu Pichincha Terminal collapse 200 ky?</b>	PICH-214B	68,17	17,69	0,46	4,93	0,07	4,82	1,90	1,83	0,13	100
	PICH-212A	66,94	17,74	0,64	6,20	0,08	4,90	2,02	1,32	0,15	100
	PICH-213B	67,14	17,98	0,62	5,99	0,08	4,69	1,95	1,41	0,14	100
<b>Chacana 180 Ky</b>	PIFO-213C	78,97	13,81	0,16	1,09	0,05	0,98	0,21	4,70	0,03	100
	PIFO-212B	79,17	13,84	0,17	1,11	0,05	1,11	0,18	4,35	0,03	100
<b>Rucu Pichincha Terminal Cone 170ky</b>	PICH-212C	69,93	17,27	0,45	4,23	0,05	4,23	1,44	2,27	0,12	100
	PICH-210	69,98	16,90	0,48	4,52	0,05	4,20	1,46	2,26	0,13	100
	PICH-213D	70,02	17,04	0,45	4,23	0,05	4,23	1,44	2,40	0,13	100
<b>Guagua Pichincha Basal 47.5 Ky</b>	GGP-213A	67,13	17,34	0,52	5,64	0,08	4,89	2,18	2,07	0,15	100
	GGP-209	66,82	17,46	0,53	5,71	0,08	5,07	2,23	1,96	0,15	100
	GGP-213E	66,23	17,33	0,48	5,85	0,09	5,21	2,65	2,03	0,15	100



ANEXO VI. Geoquímica en elementos traza

Tabla VI. 1: Geoquímica de los elementos traza de las tefras pleistocénicas

Volcán	Tefra	V	Cr	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Th
<b>Chalupas 211 Ky</b>	16EQ01	13,46	3,65	2,07	191,42	201,14	12,41	153,25	10,12	1099,24	21,7
<b>Rucu Pichincha Terminal collapse 200 ky?</b>	PICH-214B	92	38	16	33	429	7	65	3	647	1,7
	PICH-212A	119	20	3	23	365	9	78	3,3	679	1,6
	PICH-213B	118	25	4	23	369	9	79	3,3	652	1,8
<b>Chacana 180 Ky</b>	PIFO-213C	8	0	0	133	172	8	83	8,7	1075	19,2
	PIFO-212B	7	0	0	132	156	7	81	8,5	1036	19,4
<b>Rucu Pichincha Terminal Cone 170ky</b>	PICH-212C	84	13	7	50	473	5	56	3,2	859	2,9
	PICH-210	92	15	7	46	466	5	57	2,9	851	2,9
	PICH-213D	85	13	6	54	471	5	56	3	842	2,9
<b>Guagua Pichincha Basal 47.5 Ky</b>	GGP-213A	118	32	15	42	61	7	63	3,1	747	3,9
	GGP-209	117	33	16	39	468	8	63	3,3	723	3,6
	GGP-213E	120	53,13	21	42	456	8	61	3,2	720	3,5

Tabla VI. 2: Geoquímica de los elementos traza de las tefras holocénicas

Volcán	Tefra	V	Cr	Co	Ni	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Nd	Th
<b>Guagua Pichincha</b>	GGP-212D	116	36	15	18	46	518	7	68	3	771	16	28	14	4,5
	<b>10-11Ky BP</b>	GGP-213F	105	43	13	20	50	554	6	53	3	836	17	26	12
<b>Cotopaxi (CTF 13ky-5830y BP) (CTC 4670-4000y BP)</b>	CTF1-1	6	2	1	1	64	297	9,4	65	6,7	939	20	37,5	16,5	6,6
	CTF5-1	11	2	2	1	65	318	9,4	84	14,2	918	21	39	17	6,9
	CTF1-2	8	3	0	12	78	245	8	79	6,8	984	22	32	0	9
	CTF2-1	7	3	1	2	71	214	7,6	50	6,5	935	21,5	38	14,6	0
	CTF2-2	8	3	2	2	66	300	8,7	98	6	930	20,8	39,5	16,2	0
	CTF3-1	7	4	1	2	71	260	8,1	62	6,7	1000	20,5	37	15,5	8,15
	CTF4-1	15	5	0	8	75	259	9	116	7	912	26	38	0	9
	CTF4-2	32	4	0	5	62	448	13	147	6,7	877	20	43	0	5
	CTF4-3	19	2	0	4	64	408	12	141	6	883	20	38	0	6
	CTF4-4	35	5	0	5	63	449	12	146	6,3	835	27	45	0	8
	CTC-2	18	1	0	8	180	213	12	181	12,3	1075	28	51	0	21
	CTC-3	9	2	0	5	178	221	13	182	11	1061	32	53	0	22
CTC-4	20	1	0	8	180	211	15	179	12,7	1054	36	61	0	22	
<b>Cuicocha 2990y BP</b>	CUI-1	135	60	15	12	21	455	13,5	82	2,8	590	8,4	19	11,5	0
	CUI-2	140	58	17	14	21,5	465	14,2	87	2,8	610	9,2	19	12	0
	CUI-3	135	50	15	11	21	450	14	85	2,9	560	8,3	18	11	0
<b>Pululahua 2700y BP</b>	PUL-1	133	84	17	26	15,4	488	11	80	2,7	446	7,2	15,5	9,5	1,1
	PUL-2	141	83	20	28	14,2	472	11	80	2,8	455	7,8	16	10	1,1
<b>Ninahuilca 2350y BP</b>	NIN-1	108	11	11	5	22,4	428	7,5	76	3,1	580	8,1	16,5	9,8	1,65
	NIN-2	110	12	11	6	21,2	444	7,3	76	3,3	606	8,2	16,5	10,3	1,5
	NIN-3	114	13	11	8	21,8	440	7,2	76	3,4	620	8	17	9,8	1,65
<b>Guagua Pichincha 290-1100y BP</b>	GGP-1	120	38	14	21	42	510	8,8	69	3,2	790	13,8	25,5	12,6	3,8
	GGP-2	105	39	14	22	43,5	520	8	66	3,2	805	13	24	11	3,5
	GGP-3	125	42	24	27	41	510	9	75	3,1	780	13,4	22	11,4	3,5
<b>Quiltoa 800y BP</b>	QUIL-1	95	21	12	11	32,5	538	8,8	61	3,3	600	12	25	12,5	3,25
	QUIL-2	95	25	13	13	33	518	9,1	60	3,4	625	12	25	12,5	3,35
	QUIL-4	82	19	0	13	34	532	9	108	4,4	584	15	26	0	5

## ANEXO VII. Cálculo del volumen del gran MM San Francisco y Oyacoto

Para realizar el cálculo del volumen del MM San Francisco y Oyacoto se ha utilizado el Sistema de Información Geográfica (SIG) ArcGis, mediante la incorporación del MDE con una resolución de 2m por pixel otorgado por el proyecto *Tomorrow's cities* y los polígonos trazados desde el escarpe hasta la zona de alcance de los derrumbes pertenecientes a San Francisco y Oyacoto. Para realizar este cálculo del volumen se debe añadir al catálogo de ArcGis, el archivo de tipo *shape* con las curvas de nivel a 2m de distancia obtenida del MDE y una capa de archivo *shape* que conforma los polígonos de los derrumbes de San Francisco y Oyacoto como base de datos. El procedimiento a seguir es el siguiente:

1. Generar un TIN a partir del archivo *shape* de las curvas de nivel.
2. Recortar del archivo *shape* de las curvas de nivel los polígonos pertenecientes a los MM.
3. Generar un TIN del archivo *shape* de las curvas de nivel sin los polígonos.
4. Interpoliar los TIN obtenidos con un polígono cuadrangular para eliminar la cota cero y evitar errores.
5. Realizar la diferencia entre los TIN, mediante la herramienta “diferencia de superficies”, este resultado obtiene una capa de polígonos *shape* en la que la tabla de atributos tiene el valor de los volúmenes de cada polígono triangulado de los MM.
6. Para conocer el valor total del volumen removido se debe abrir la tabla de atributos, en la que cada polígono tiene un código: 1 “sobre”, -1 “debajo” y 0 “igual”, es necesario tomar los valores del volumen cuyo código es igual a 1 y restarlos de los valores del volumen cuyo código es igual a -1. Esta diferencia es el valor real del volumen del polígono. El resultado obtenido 569 millones de m<sup>3</sup> se muestra en la Tabla VII.1.

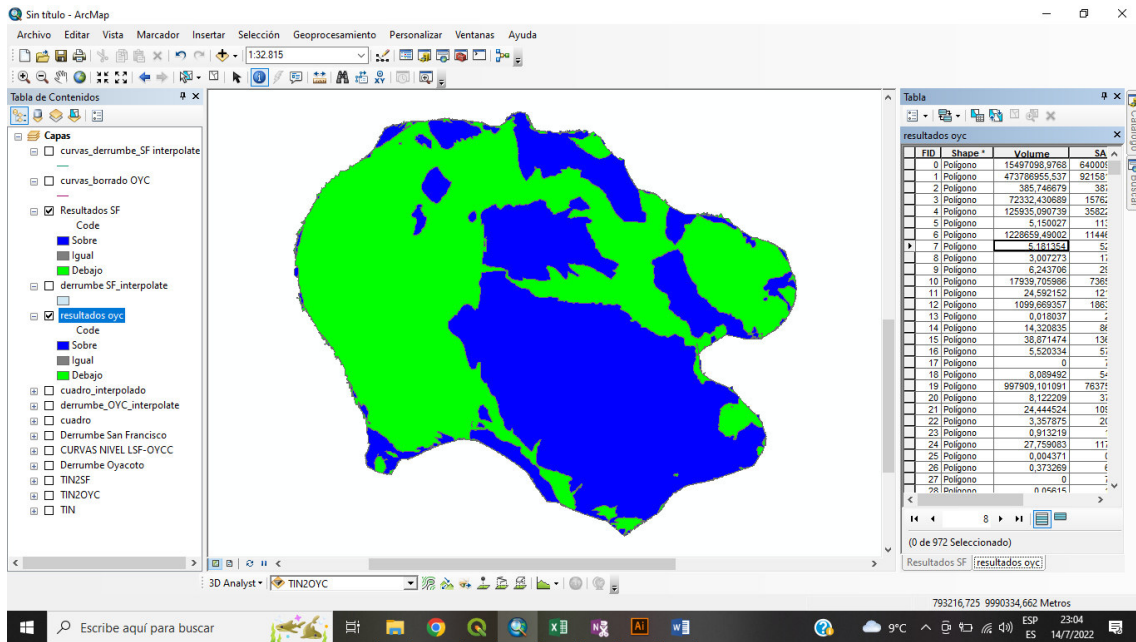


Fig. VII. 1. Uso de la herramienta “diferencia de superficies” para calcular el volumen del MM Oyacoto en el SIG ArcMap a partir de curvas de nivel y el trazado del polígono en Oyacoto.

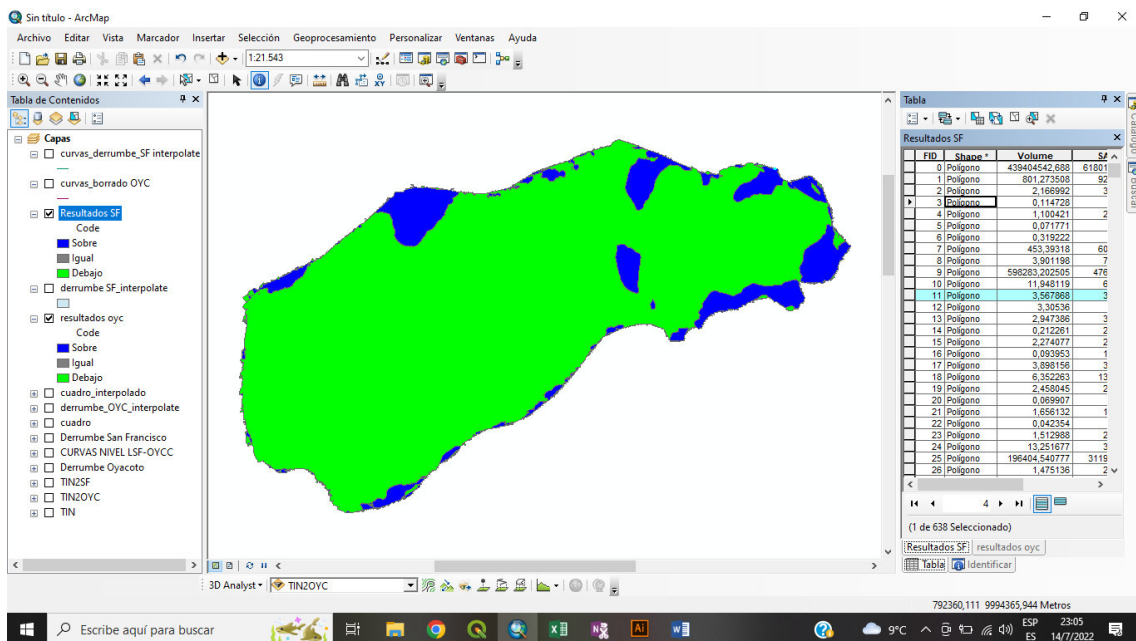


Fig. VII. 2. Uso de la herramienta “diferencia de superficies” para calcular el volumen del MM San Francisco en el SIG ArcMap a partir de curvas de nivel y el trazado del polígono en San Francisco.

Tabla VII. 1: Resultados de volúmenes obtenidos en los polígonos triangulados dentro los MM San Francisco y Oyacoto

	Suma Código (1) <i>(Above)</i>	Suma Código (-1) <i>(Below)</i>	Diferencia <i>(Below-Above)</i>	Volumen millones (m <sup>3</sup> )
Oyacoto	616665198	477475223	139189975	139
San Francisco	9396851,05	439440093	430043242	430
<b>Volumen TOTAL</b>				<b>569</b>