

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**Depósitos volcánicos del Pleistoceno Tardío en la cuenca de
Ambato: caracterización, distribución y origen**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
GEÓLOGO**

JORGE PATRICIO ORDÓÑEZ OBANDO
jor_07ge@hotmail.com

DIRECTOR: Dr. Minard Hall
mhall@igepn.edu.ec

Quito, Septiembre 2012

DECLARACIÓN

Yo Jorge Patricio Ordóñez Obando, declaro que el trabajo 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.

La Escuela Politécnica Nacional, puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Jorge Ordóñez O.

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Jorge Patricio Ordóñez Obando, bajo mi supervisión.

Dr. Minard L. Hall

DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con mucho sacrificio, esfuerzo y sobretodo tiempo.

Quiero agradecer muy comedidamente a los Doctores Minard Hall por haber dirigido este proyecto y Pablo Samaniego por su valiosa colaboración. Ambos supieron tenerme paciencia y enseñarme que los volcanes son mucho más que solo montañas. Gracias por los momentos de camaradería, por los consejos y sobre todo por sus enseñanzas.

A las personas que colaboraron desinteresadamente en el desarrollo de esta investigación, sin ningún orden en particular, Jorge Bustillos, Patricio Ramón, Benjamín Bernard, Daniel Andrade, Gorki Ruiz, Silvana Hidalgo, Patty Mothes, Francisco Herrera (de la U. Central), etc. Si olvido mencionar a alguien, lo siento.

A mi familia, especialmente a mis padres y a mis hermanos por todo su infinito amor, su confianza, sus enseñanzas, por darme fuerzas a cada momento, por ayudarme a levantarme cuando he caído, por enseñarme a ser humilde y vivir honestamente.

A mis amigos de Geología, que entre risas, comidas, cervezas, deporte y demás, supieron brindarme su amistad sincera y desinteresada a lo largo de mi paso por las aulas de la Facultad. Gracias por aguantarme tantos años Chivis, gracias también al Jonathan, al Gordo, al Fabián, a la Angie, la MaFer, el Daniel P., al Chavito, al Fernando, la Juana, la Mercy y a todos los demás. No voy a olvidarme de mis otros panas de Prepo, la Karlita, el Andrés y el Cristian, por tantos y tantos momentos de juega en aquellos tiempos en que todos éramos inmortales, ahora no se...

A mis profesores de Geología, que supieron compartir sus conocimientos académicos y sus consejos. A pesar que las diferencias ideológicas con algunos, supe aprender valiosas experiencias que me servirán en mi vida profesional y personal. Quiero expresar un muy sincero agradecimiento a todo el personal administrativo y de servicios del Departamento de Geología, especialmente a Xime Flores y Venus Mayorga por haberme ayudado tantas y tantas veces, sobretodo la Xime, quien es FUNDAMENTAL en la Facultad.

No por estar al final es la menos importante, sino todo lo contrario, GRACIAS LAURA, habernos encontrado y conocido fue inesperado en mi vida, pero ahora todo tiene sentido para mi: hay que unir los puntos hacia atrás... Gracias por tu amor y tu comprensión.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo	Página
ÍNDICE GENERAL.....	i
ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABLAS	xii
ÍNDICE DE MAPAS.....	xiii
ÍNDICE DE ANEXOS	xiii
RESUMEN	xv
ABSTRACT	xvi
CAPÍTULO 1	1
Introducción	1
1.1 ANTECEDENTES.....	1
1.2 JUSTIFICATIVOS.....	2
1.3 OBJETIVOS Y ALCANCES	2
1.4 METODOLOGÍA.....	4
1.5 ESTUDIOS ANTERIORES	5
1.6 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO	7
1.6.1 Ubicación.....	7
1.6.2 Morfología	8
1.6.3 Acceso.....	9
1.6.4 Aspecto social y económico.....	9
CAPÍTULO 2	11
Marco Geomorfológico y Geología Regional.....	11
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL	11
2.1.1 La Cuenca Oriente y la Zona Sub-Andina.....	11
2.1.2 La Cordillera Real.....	13
2.1.3 El Valle Interandino.....	14
2.1.4 La Cordillera Occidental	15
2.1.5 La Costa.....	17
2.1.6 El Bloque Amotape-Tahuín (BAT) y la Cuenca Alamor-Lancones (CAL)	18

2.2	GEODINÁMICA ACTUAL DE LOS ANDES DEL NORTE	19
2.3	VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN ECUADOR	20
2.3.1	Cordillera Occidental	21
2.3.2	Valle Interandino.....	23
2.3.3	Cordillera Real.....	24
2.3.4	Tras-Arco.....	25
2.4	GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO	26
2.4.1	Período de la Máxima Glaciación Tardía (LGM, 30 – 14 ka).....	27
2.4.2	Período Tardiglaciario o Younger Dryas (YD, 12 – 10 ka)	27
2.4.3	Período Neoglaciario (NG, 5 ka – Presente).....	28
CAPÍTULO 3.....		30
Contexto Teórico.....		30
3.1.	LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS Y SUS DEPÓSITOS.....	30
3.2.	LOS DOMOS VOLCÁNICOS Y SU COLAPSO GRAVITACIONAL.....	35
3.3.	ACTIVIDAD EXPLOSIVA: LAS ERUPCIONES PLINIANAS Y SUB-PLINIANAS, Y SUS DEPÓSITOS.....	37
CAPÍTULO 4.....		40
Geovolcanología del Pleistoceno Tardío en el Sur y Suroccidente de Ambato		40
4.1	DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS	40
4.1.1	El Substrato.....	40
4.1.1.1	<i>La Formación Latacunga.....</i>	41
4.1.1.2	<i>La Ignimbrita Chalupas.....</i>	44
4.1.2	La Estratigrafía Volcánica en la Cuenca Sur de Ambato.....	46
4.1.2.1	<i>Avalancha de Escombros 1 (DAE-1).....</i>	47
4.1.2.2	<i>Tefra Pumítica 1 (TP-1).....</i>	54
4.1.2.3	<i>Flujos piroclásticos de bloques y ceniza inferiores (DFBC-Inf).....</i>	61
4.1.2.4	<i>Avalancha de escombros 2 (DAE-2).....</i>	67
4.1.2.5	<i>Flujos piroclásticos de bloques y ceniza superiores (DFBC-Sup).....</i>	72
4.1.2.6	<i>Tefra Pumítica 2 (TP-2).....</i>	74
4.1.2.7	<i>Avalancha de escombros 3 (DAE-3).....</i>	77
4.1.2.8	<i>Tefra Pumítica 3 (TP-3).....</i>	86

4.1.2.9	<i>Secuencia de Tefras Pumíticas 4 (TP-4)</i>	90
4.1.2.10	<i>Secuencia de Tefras Andesíticas 1 (TA-1)</i>	95
4.1.2.11	<i>Avalancha de escombros 4 (DAE-4)</i>	97
4.1.2.12	<i>Secuencia de Tefras Andesíticas 2 (TA-2)</i>	105
4.1.2.13	<i>Flujos de Lodo del 20 de Junio de 1698</i>	105
4.2	LOS VOLCANES CARIHUAIRAZO Y HUISLA	107
4.2.1	El Volcán Carihuirazo	107
4.2.1.1	<i>Geomorfología del edificio</i>	108
4.2.1.2	<i>El flanco Nororiental del Carihuirazo</i>	111
1.2.2	El Volcán Huisla	121
CAPÍTULO 5		125
Estudio Petrográfico y Análisis Geoquímico		125
5.1.	ESTUDIO PETROGRÁFICO	125
5.1.1	Flancos Norte y Nororiental del Carihuirazo.....	126
5.1.2	Avalancha de Escombros 1 (DAE-1)	130
5.1.3	Avalancha de Escombros 2 (DAE-2)	133
5.1.4	Avalancha de Escombros 3 (DAE-3)	134
5.1.5	Avalancha de Escombros 4 (DAE-4)	137
5.1.6	Flujos Piroclásticos de Bloques y Cenizas.....	138
5.2.	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.....	140
5.2.1	Clasificación geoquímica de los depósitos estudiados.....	141
5.2.2	Caracterización de los depósitos	143
5.2.2.1	Comportamiento de los Elementos Mayores	143
5.2.2.2	Comportamiento de los Elementos Trazas	146
5.2.2.3	Carácter adakítico en la serie magmática del Carihuirazo	147
5.2.3	Comparación geoquímica con otros volcanes cercanos	150
5.3	SÍNTESIS SOBRE EL ESTUDIO PETROGRÁFICO Y LA CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.....	152
5.3.1	Síntesis Petrográfica.....	152
5.3.2	Síntesis Geoquímica.....	153
CAPÍTULO 6		156
Discusión acerca de la Naturaleza de los Eventos Eruptivos		156

6.1	COMENTARIOS Y DISCUSIÓN ACERCA DE ALGUNAS INCERTIDUMBRES	156
6.1.1	Relación entre la morfología actual del Carihuairazo y las avalanchas de escombros de Ambato	156
6.1.2	Deslizamientos volcánicos múltiples en el Carihuairazo y las causas de ocurrencia más probables	159
6.1.3	Origen de los flujos piroclásticos “Block and Ash” de la secuencia Casigana	163
6.2	SÍNTESIS VOLCÁNICA DEL PLEISTOCENO TARDÍO DEL SUR DE LA CUENCA DE AMBATO	164
6.3	CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL IMPACTO DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS ACONTECIDAS EN LA REGIÓN	169
6.3.1	Avalanchas de escombros.....	169
6.3.2	Caídas piroclásticas.....	172
6.3.3	Flujos de lodo y escombros	173
CAPÍTULO 7		175
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		175
7.1	CONCLUSIONES.....	175
7.2	RECOMENDACIONES.....	179
REFERENCIAS CITADAS.....		183

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1	Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	7
------------	--	---

CAPÍTULO 2

Figura 2.1	División Fisiográfica del Ecuador.....	12
Figura 2.2	Estratigrafía simplificada de la Cordillera Occidental. Modificado de CODIGEM-BGS (1997).....	16
Figura 2.3	Geodinámica del Bloque Nor-Andino (BNA) asociada a la interacción entre las placas tectónicas Sudamérica, Nazca, Cocos y Caribe.....	20
Figura 2.4	Distribución espacial de los principales volcanes Plio-Cuaternarios del Arco Ecuatoriano.....	22

CAPÍTULO 3

Figura 3.1	Esquema de un depósito de avalancha de escombros, modificado de Ui et al. (2000).....	31
Figura 3.2	Volcán Monte Santa Helena (Washington, USA).....	31
Figura 3.3	Facies del DAE del volcán Imbabura, Ecuador.....	32
Figura 3.4	Modelo de la dinámica del transporte y emplazamiento de una avalancha, según Takarada et al. (1999).....	33
Figura 3.5	Ilustración esquemática que muestra los diferentes factores desestabilizantes y posibles mecanismos detonantes que pueden combinarse en un volcán para provocar un deslizamiento que genere una avalancha de escombros volcánicos.....	34
Figura 3.6	Domos de lava que crecieron en el interior de la caldera de avalancha del volcán Monte Santa Helena (Washington, USA) después de la erupción del 18 de mayo de 1980.....	35
Figura 3.7	Esquema de la dinámica de un flujo piroclástico (izquierda) y fotografía de un depósito de un flujo del tipo Bloques y Cenizas (derecha).....	36
Figura 3.8	Dinamismo de la fragmentación magmática, según Cashman et al. (2000).....	38

Figura 3.9	Ejemplos reales de la distribución de tefra de una erupción pliniana.....	39
------------	---	----

CAPÍTULO 4

Figura 4.1	La Fm. Latacunga en el río Ambato.....	41
Figura 4.2	Sección donde aflora la Fm. Latacunga en el camino antiguo a Píllaro.....	42
Figura 4.3	Vista panorámica del valle del río Pachanlica a la altura de Picaihua.....	43
Figura 4.4	Secuencias volcano-sedimentarias que conforman la Fm. Latacunga.....	44
Figura 4.5	Afloramientos de la ignimbrita Chalupas cerca de Picaihua.....	45
Figura 4.6	Mapa topográfico de la zona de estudio y sitios representativos donde afloran los depósitos de interés en esta investigación.....	46
Figura 4.7	Afloramiento del DAE-1 en el sector Techo Propio.....	48
Figura 4.8	Afloramientos del DAE-1.....	49
Figura 4.9	Distribución en el terreno del DAE1 y ubicación de los afloramientos más importantes.....	50
Figura 4.10	Afloramiento del DAE-1 en el sector del campamento de la mina Las Viñas, en la margen derecha del río Ambato	51
Figura 4.11	Afloramiento del DAE-1 que yace discordantemente sobre la ignimbrita Chalupas, en el sector Pishilata al occidente de La Península, sobre la margen derecha del río Ambato.....	53
Figura 4.12	Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-1.....	55
Figura 4.13	Afloramientos distales de la capa TP-1 en el Paso Lateral de Ambato.....	56

Figura 4.14	Mapa de isópacas de la tefra TP-1.....	58
Figura 4.15	Sección La Coca Cola cerca de Salasaca, a 7 km de la fuente.....	60
Figura 4.16	Cantera “Bellavista”. Está localizada en la intersección entre la vía a Guaranda y la quebrada Toallo.....	62
Figura 4.17	Distribución inferida de la secuencia DFBC-Inf.....	63
Figura 4.18	Cantera San Vicente. Está ubicada en el sector del mismo nombre, en la vía La Magdalena-Tisaleo a ~2,5 km al SSW de la cantera Bellavista.....	64
Figura 4.19	Correlación estratigráfica de los depósitos que afloran en las canteras San Vicente, Bellavista y Casigana.....	65
Figura 4.20	Cantera Casigana, está localizada en la intersección entre la vía a Guaranda y la quebrada Toallo.....	66
Figura 4.21	Afloramiento del DAE-2 en la cantera Bellavista.....	67
Figura 4.22	Afloramiento del DAE-2 en la cantera Bellavista, ~300 m al SW del sitio de la Figura 4.21.....	68
Figura 4.23	Distribución en el terreno del DAE2 y ubicación de los afloramientos más importantes.....	69
Figura 4.24	Afloramiento del DAE-2 en Totoras.....	71
Figura 4.25	Afloramiento de la cantera San Vicente, donde se observan las mismas relaciones estratigráficas de la cantera Bellavista.....	73
Figura 4.26	Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-2.....	74
Figura 4.27	Mapa de la distribución de los espesores de la capa TP-2.....	75
Figura 4.28	Afloramiento de la tefra TP2 en la cantera El Carmen (Montalvo), donde se obtuvo una datación ^{14}C de 39 ka en su base.....	76
Figura 4.29	Afloramiento del DAE-3 en el sector Jesús del Gran Poder.....	77

Figura 4.30	Afloramiento de un megabloque del DAE-3 en la cantera Palahua, en la margen izquierda de la quebrada del mismo nombre.....	78
Figura 4.31	Estructuras en el contacto entre la base del DAE-3 y la tefra TP-2, en la cantera Casigana (quebrada La Cantera).	80
Figura 4.32	Facies lahárica en el límite marginal suroriental del DAE-3.....	81
Figura 4.33	Distribución en el terreno del DAE3 y ubicación de los afloramientos más importantes.....	83
Figura 4.34	Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-3.....	86
Figura 4.35	Mapa de isópacas de la tefra TP-3.....	87
Figura 4.36	Afloramiento de las capas TP-3 y TP-4 sobre el DAE-3 en el sector Jesús del Gran Poder, misma cantera de la Figura 4.29.....	89
Figura 4.37	Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-4.....	91
Figura 4.38	Mapa de isópacas de las tefras TP-4a (arriba) y TP-4c (abajo).....	92
Figura 4.39	Afloramiento de las capas TP-3 y TP-4 en el sector Huachi Grande.....	92
Figura 4.40	Afloramiento del DAE-3, de las tefras TP-3, TP-4, TA-1 y del DAE-4 en la cantera Palahua, es el mismo de la Figura 4.30.....	95
Figura 4.41	Acercamiento del DAE-4 en la cantera Palahua.....	96
Figura 4.42	Afloramiento del DAE-4 en la vía Ambato-Baños, cerca del Paso Lateral.....	97
Figura 4.43	Afloramiento del DAE-4 en el intercambiador de Huachi Grande.....	98
Figura 4.44	Hummock del DAE-4 que está expuesto en el cerro Mortiño Loma, a ~3800 msnm en el flanco nororiental del V. Carihuirazo.....	100
Figura 4.45	Distribución en el terreno del DAE4 y ubicación de los afloramientos más importantes.....	101

Figura 4.46	Entrada a la comunidad San Luis en la vía a Guaranda, cerca de Juan Benigno Vela. Este corte aflora en la unión de los ríos Quichibi y Pataló.....	102
Figura 4.47	Nivel bicolor (entre líneas blancas) sobre la avalancha localizada en el río Pataló (Figura 4.38).....	103
Figura 4.48	Depósito del flujo de lodo del Carihuairazo que se originó el 20 de Junio de 1698 después de un sismo de intensidad X en la escala de Mercalli. El afloramiento está expuesto en la intersección de la vía a Riobamba (Panamericana) y la quebrada Catequilla.....	104
Figura 4.49	Vista panorámica tomada desde el Norte del volcán Carihuairazo.....	108
Figura 4.50	Mapa topográfico de la zona alta y de la cumbre del volcán Carihuairazo.....	108
Figura 4.51	Mapa geomorfológico del Complejo Chimborazo-Carihuairazo propuesto por Clapperton (1990).....	109
Figura 4.52	Afloramiento de un flujo de lava en el flanco suroriental del volcán, en la intersección de las quebradas La Carbonería y Cocha Podrida.....	112
Figura 4.53	Serie DFBC-Chibuleo. La sección aflora en la vía a Guaranda, pasando el puente sobre el río Pataló.....	113
Figura 4.54	Secuencia DFBC-Pilahuín. Sección localizada en la margen izquierda de la quebrada Ashpachaca, cerca de su unión con el río Ambato.....	115
Figura 4.55	Vista panorámica aérea desde el Oeste del valle Pachanlica.....	116
Figura 4.56	Vista panorámica del cerro Torre Huaycu ubicado en el flanco norte del volcán Carihuairazo.....	118
Figura 4.57	Vista panorámica de los cerros Angahuana y Sunantza, tomada desde Tisaleo.....	119

Figura 4.58	Vista panorámica de los cerros Sunantza y Cruz Maqui tomada desde el norte.....	119
Figura 4.59	Vista panorámica de los cerros Cruz Maqui y Cóndor Caca, ubicados en el flanco Norte del Carihuairazo, en la margen derecha de la quebrada Quichibi.....	119
Figura 4.60	Vista aérea del volcán Huisla, tomada desde el sur.....	121
Figura 4.61	Mapa geológico donde se observa la morfología de los volcanes Huisla, Mulmul y Tungurahua, así como las principales estructuras tectónicas y la cartografía del depósito de avalancha de escombros del V. Huisla (polígono celeste). Tomado de Bustillos (2008).....	123

CAPÍTULO 5

Figura 5.1	Mapa de Ubicación de las muestras que fueron analizadas microscópicamente.....	126
Figura 5.2	Imágenes microscópicas con luz no polarizada (zoom de 2,5 X) de las rocas que conforman los flancos Norte, Nororiental y Oriental del Carihuairazo.....	127
Figura 5.3	Andesitas piroxénicas (CAR-58 y CAR-35A) y andesitas anfibólicas (CAR-02A y CAR-06F) que forman parte del DAE-1.....	131
Figura 5.4	Fotografías microscópicas con luz polarizada de cristales de clinopiroxeno con diferentes tipos de maclas.....	131
Figura 5.5	Andesitas piroxénicas con anfíbol encontradas en el DAE-2.....	133
Figura 5.6	Andesitas anfibólicas y andesitas con piroxeno y anfíbol del DAE-3.....	135
Figura 5.7	Imágenes microscópicas de andesitas piroxénicas que conforman el depósito del DAE-4.....	137

Figura 5.8	Andesitas piroxénicas y dacita anfibólica de la secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (DFBC sup e inf) del cerro Casigana.....	138
Figura 5.9	Mapa de ubicación de las muestras que fueron analizadas químicamente en esta investigación.....	139
Figura 5.10	Clasificación de Rocas Volcánicas de Arco, según Peccerillo y Taylor (1976).....	141
Figura 5.11	Diagramas de Harker para los elementos mayores de las muestras asociadas a los volcanes Carihuairazo y Huisla.....	143
Figura 5.12	Diagramas de variación química de algunos elementos trazas para las series magmáticas del Carihuairazo y Huisla.....	146
Figura 5.13	Carácter adakítico de las muestras que pertenecen a la serie magmática del Carihuairazo	147
Figura 5.14	Comparación geoquímica entre los magmas de diferentes volcanes ubicados alrededor de Ambato (volcanes Carihuairazo, Huisla, Chimborazo, Puñalica y Tungurahua).....	149

CAPÍTULO 6

Figura 6.1	Reconstrucción del edificio ancestral del volcán Carihuairazo.....	156
Figura 6.2	Mapa de las principales fallas y lineamientos geológicos en el área de estudio. Modificado de Andrade (2009) y CODIGEM (1997).....	159
Figura 6.3	Columna estratigráfica regional donde se observan los depósitos estudiados en esta investigación. La columna es esquemática y no está a escala.....	163
Figura 6.4	Representación esquemática y estadística del DAE-1.....	168

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 2

Tabla 2.1	Principales características del Arco Volcánico Ecuatoriano, según Hall et al (2008).....	26
Tabla 2.2	Altitudes alcanzadas por los máximos avances glaciares durante el Cuaternario en las cordilleras Occidental y Real, según los reportes de Clapperton (1990) y Mothes y Hall (1994).....	29

CAPÍTULO 4

Tabla 4.1	Principales características geográficas y geométricas de los valles glaciares más importantes del volcán Carihuairazo.....	110
-----------	--	-----

CAPÍTULO 5

Tabla 5.1	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el edificio Carihuairazo.....	127
Tabla 5.2	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-1.....	130
Tabla 5.3	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-2.....	132
Tabla 5.4	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-3.....	134
Tabla 5.5	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-4.....	136
Tabla 5.6	Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en las secuencias de flujos piroclásticos del cerro Casigana	138

Tabla 5.7	Caracterización adakítica de la serie magmática del volcán Carihuairazo.....	147
-----------	--	-----

CAPÍTULO 6

Tabla 6.1	Estimaciones de las alturas máximas de colapso ($H_{m\acute{a}x}$) de las avalanchas de escombros del volcán Carihuairazo utilizando diferentes valores de H/L reportados en la literatura.....	169
-----------	---	-----

ÍNDICE DE MAPAS

Mapa 1	Mapa Geológico de la Zona de Estudio.....	191
--------	---	-----

ÍNDICE DE ANEXOS

Capítulo 4

Anexo 4.1	Afloramientos principales de las avalanchas de escombros (DAE).....	192
Anexo 4.2	Afloramientos principales de las tefras pumíticas (TP).....	193
Anexo 4.3	Cálculo del volumen de la tefra TP-1.....	194
Anexo 4.4	Cálculo del volumen de la tefra TP-3.....	195
Anexo 4.5	Cálculo del volumen de la tefra TP-4a.....	196
Anexo 4.6	Cálculo del volumen de la tefra TP-4c.....	197

Anexo 4.7	Ubicaciones de los afloramientos de las secuencias de flujos piroclásticos DFBC Chibuleo, Pilahuín y Yagualyata.....	198
Anexo 4.8	Columnas estratigráficas detalladas y su correlación.....	199

Capítulo 5

Anexo 5.1	Ubicaciones de los puntos de muestreo de rocas y cenizas para láminas delgadas y análisis químicos.....	215
Anexo 5.2	Síntesis petrográfica general de las unidades estratigráficas estudiadas.....	216
Anexo 5.3	Síntesis del análisis petrográfico descriptivo de los depósitos asociados al volcán Carihuairazo.....	217
Anexo 5.4	Histogramas que resumen la caracterización petrográfica de las diferentes unidades estratigráficas estudiadas.....	218
Anexo 5.5	Análisis químicos de rocas y tefras de los depósitos estudiados y de otros volcanes vecinos.....	219

RESUMEN

Ambato y otras poblaciones cercanas están ubicadas en el Valle Interandino Central y están rodeadas por centros volcánicos Cuaternarios. Estos asentamientos fueron construidos sobre depósitos volcánicos cuyos mecanismos de transporte y depositación suponen un alto grado de amenaza.

Al menos cuatro depósitos de avalanchas de escombros y dos secuencias de flujos piroclásticos del tipo “Bloques y Cenizas”, identificados en regiones aledañas a Ambato, han sido atribuidos al desarrollo del volcán Carihuairazo. La morfología del terreno, la estratigrafía de la región, así como la petrografía y la geoquímica de las rocas contenidas en los depósitos apoyan esta hipótesis. Petrográficamente las brechas volcánicas, correspondientes a los depósitos de avalanchas de escombros y flujos piroclásticos, consisten de andesitas de 2 piroxenos, andesitas de anfíbol-piroxeno y pocas dacitas anfibólicas. Geoquímicamente estas rocas conforman una serie calco-alkalina de medio potasio y exhiben claramente una tendencia adakítica. Debido al poco conocimiento acerca de la evolución geológica del Carihuairazo, no se pudo correlacionar adecuadamente a las avalanchas de escombros y los flujos piroclásticos con las unidades litológicas que conforman su edificio, sin embargo es muy claro que este volcán ha experimentado continuos procesos de construcción y destrucción estructural, influenciado tal vez por terremotos devastadores que pudieron ocurrir en la región, como el evento ocurrido el 20 de Junio de 1698 (Vásconez et al., 2011). Algunas edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de flujos de lava del Carihuairazo, obtenidas de otra investigación (Samaniego et al., 2012), y dos edades ^{14}C conseguidas en este trabajo permitieron constreñir la ocurrencia de los depósitos estudiados a un período de tiempo comprendido entre 205 ka y ~10 ka (Pleistoceno Tardío).

Adicionalmente, cuatro capas importantes de tefra pumítica están presentes en la región, de manera alternante con las brechas volcánicas del Carihuairazo. Las medidas de campo de sus espesores permitieron elaborar mapas de isópacas para estos depósitos y permitieron definir al volcán Huisla como su centro de emisión. Además, con los mapas de isópacas se pudo estimar sus volúmenes, sugiriendo que las erupciones fueron de carácter pliniano y

subpliniano, con niveles del VEI entre 4 y 5. La química de los fragmentos juveniles varía entre dacitas a riolitas y forman tendencias bien definidas con las rocas de flujos de lava y de un depósito de avalancha de escombros del volcán Huisla.

Una potente serie de tefras andesíticas, que probablemente fueron originadas en volcanes vecinos (e.g. Chimborazo, Huisla y/o Puñalica?), descansan sobre la secuencia anterior. Finalmente, depósitos de flujos de lodo que fueron provocados por un sismo tectónico, de intensidad X en la escala de Mercalli, y que ocurrió el 20 de Junio de 1698, culmina la estratigrafía regional relacionada a los fenómenos volcánicos devastadores que ocurrieron en la región.

Cerca de Ambato se observó que la base de la primera avalancha de escombros del Carihuairazo sobreyace erosivamente a la ignimbrita Chalupas cuya edad fue fechada en ~211 ka (Beate et al., 2006). Esta evidencia de campo, junto con las dataciones obtenidas en este trabajo demuestra que los eventos eruptivos descritos anteriormente ocurrieron durante el final del Pleistoceno Tardío y probablemente durante el Holoceno Temprano.

Actualmente, alrededor de 500000 personas viven en esta región del Valle Interandino, la cual está caracterizada por tener una sismicidad histórica recurrente, incrementando la probabilidad que fenómenos volcánicos epiclásticos (deslizamientos, caídas de roca, potentes flujos de lodo) ocurran nuevamente.

ABSTRACT

Ambato and small neighboring villages in the Central Interandean Valley lay upon volcanic deposits whose emplacement and transport mechanisms were clearly destructive.

Four debris avalanche deposits (DAD) and two “block and ash” flow deposits (BAFD) sequences, identified around Ambato, have been attributed to the development of Carihuairazo volcano. Terrain morphology, stratigraphic control plus the petrography and geochemistry of the rocks support this idea. The rocks consist of 2-pyroxene andesites, amphibole-pyroxene andesites and some

amphibole dacites. Their geochemistry demonstrates that these rocks form a calc-alkaline magmatic series of medium potassium with an adakitic signature. Correlations between volcanic units from Carihuairazo edifice and rocks from DADs were not well defined because the geology of Carihuairazo is unknown. However, it is clear that Carihuairazo has suffered several structural construction and destruction process along its history and likely catastrophic earthquakes were the main triggering mechanism such as the event occurred at June 20th, 1698 (Vásconez et al., 2011).

Also, four white pumice layers are alternated between Carihuairazo DADs. The pumice fragments are dacitic and rhyolitic in composition. Geochemically the pumice of each layer is related to a debris avalanche deposit and some lava flows from Huisla volcano; tephra-sizes and the thickness distribution of each layer agree with this hypothesis.

Finally, a thick andesitic tephra series occurs overlying the DADs and pumice layer sequence. Apparently the ashes came from nearby eruptive centers, such as Chimborazo, Huisla or Puñalica volcanoes. In addition, a young thick mudflow deposit lies at the top of the regional stratigraphy, which was triggered by a powerful earthquake in 1968 whose epicenter was close to Carihuairazo volcano (Vásconez et al., 2011).

Four radiometric ages ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) from andesitic lava flows of Carihuairazo's flanks defined a rank between 230 and 205 ka and this evidence suggests that an ancestral basal edifice was created in this period. Fieldwork demonstrated the complete volcanic sequence (DADs, BAFD and pumitic/andesitic tephra) is younger than the Chalupas ignimbrite (211 ky, *BP*). This evidence indicates that catastrophic volcanic events happened at the end of Late Pleistocene around Ambato.

Currently, about 500.000 people live in Ambato region which is characterized by a frequent seismic activity. Seismicity increments the probability of occurrence for epiclastic volcanic events such as mudflows, non-volcanic landslides, rock falls.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1 ANTECEDENTES

Los Andes ecuatorianos albergan alrededor de 50 centros volcánicos Cuaternarios, de los cuales cerca de 20 tuvieron actividad durante el Holoceno, 11 experimentaron erupciones durante tiempos históricos y 4 han permanecido activos en la última década. Las erupciones históricas y recientes afectaron considerablemente a numerosas poblaciones de la serranía ecuatoriana que fueron construidas en zonas cercanas a los volcanes. Sin embargo, en los últimos 5000 años algunos volcanes experimentaron erupciones tan grandes que causaron afectaciones negativas en las poblaciones ubicadas en la Costa ecuatoriana (Vallejo, 2011).

En las últimas tres décadas se han llevado a cabo numerosas investigaciones, por parte de científicos ecuatorianos y extranjeros, enfocadas al estudio geológico de varios volcanes con el fin de conocer su historia, su estilo eruptivo, el alcance de sus productos y su recurrencia. Con los resultados obtenidos en estas investigaciones, se pudieron identificar a los volcanes que representan el mayor grado de amenaza para la sociedad. Por esta razón el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) ha firmado convenios de colaboración con varias instituciones y universidades extranjeras para continuar estudiando los volcanes cuya historia geológica es pobremente conocida y para reforzar el monitoreo en los volcanes activos y potencialmente activos.

El presente proyecto forma parte de un programa de investigaciones planificadas, a nivel de Tesis de Grado de Ingeniería, por parte del IG-EPN y el Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo (IRD, Francia), para ampliar y mejorar el conocimiento de la historia volcánica cuaternaria de los Andes

ecuatorianos, ayudando a la comunidad científica y a la sociedad civil para estar preparados ante potenciales peligros volcánicos y para realizar un adecuado manejo del riesgo volcánico.

1.2 JUSTIFICATIVOS

Los cantones Ambato, Tisaleo, Cevallos, Mocha, Pelileo y Quero están asentados sobre depósitos volcánicos, cuya dinámica de transporte y depositación fue altamente destructiva. En varias canteras y cortes de carretera alrededor de Ambato se han observado grandes depósitos de brechas volcánicas que corresponden a avalanchas de escombros y flujos piroclásticos que están intercalados con niveles de tefras pumíticas que fueron productos de grandes erupciones explosivas, todos los cuales deben haberse generado en centros volcánicos cercanos. Hasta la actualidad no se han realizado estudios detallados de estos depósitos, por esta razón es necesario conocer sus características litológicas, sus distribuciones espaciales, los centros volcánicos donde fueron generados y sus posibles edades, para que sirvan de guía o base a futuras investigaciones volcanológicas o al manejo de riesgos naturales.

Las avalanchas de escombros volcánicos, los flujos piroclásticos y las grandes erupciones explosivas son comunes en la historia geológica de estratovolcanes. Estudios de eventos pre-históricos y ejemplos recientes (Shasta, USA, hace 300 ka; Chimborazo, Ecuador, > 40 ka; Parinacota, Chile, hace 8 ka; Cotopaxi, 4.5 ka, Ecuador; Bandai, Japón, 1888; Bezymianny, Rusia, 1959; Santa Helena, USA, 1980; Soufrière Hills, Montserrat, 1997) demuestran que son eventos naturales muy violentos, destructivos y con un alto nivel de amenaza. Por lo tanto, conocer y entender cómo han evolucionado los volcanes en nuestro país es muy importante para determinar el tipo de actividad que podría experimentarse en el futuro, en el supuesto caso que se reactiven.

1.3 OBJETIVOS Y ALCANCES

a) Objetivo General

Estudiar los depósitos volcánicos que están localizados al sur y suroccidente de Ambato para determinar la historia volcánica regional y confirmar su hipotético origen en los volcanes Carihuairazo y Huisla, proporcionando información útil en la planificación del desarrollo de la región.

b) Objetivos Específicos

- i) Describir y caracterizar la litología, petrografía y estructuras internas de los depósitos para definir la estratigrafía y la historia geológica de la zona.
- ii) Recolectar muestras de los depósitos y de los centros volcánicos que podrían ser su fuente de origen para que suministren información tanto petrográfica como geoquímica con el fin de caracterizarlos y correlacionarlos correctamente.
- iii) Determinar la distribución espacial y calcular el volumen de los depósitos de cada evento, con el fin de identificar su fuente y estimar su impacto.
- iv) Proponer y/o proporcionar edades relativas o absolutas de estos eventos, en base a observaciones e interpretaciones estratigráficas y dataciones radiométricas.
- v) Elaborar la cartografía geológica de la zona de estudio a escala 1:50000.
- vi) Preparar el informe del presente Proyecto de Titulación en base de lo anterior.

c) Alcances

- Documentación de la estratigrafía de los depósitos volcánicos que afloran en el Sur de Ambato y determinación de las correlaciones existentes entre estos depósitos.

- Elaboración de 47 láminas delgadas y obtención de 144 análisis químicos de rocas y fragmentos de pómez de los diferentes depósitos de interés.
- Caracterizaciones petrográficas y químicas de cada uno de los depósitos volcánicos que son objetos de estudio en esta investigación.
- Obtención de edades radiométricas que permitan definir la cronología de los diferentes eventos volcánicos que acontecieron en la región.
- Elaboración de mapas donde se muestren las distribuciones de los depósitos en el terreno para calcular sus volúmenes y estimar las magnitudes de los eventos que generaron tales depósitos.
- Elaboración del mapa geológico de la zona a escala 1:50000.

1.4 METODOLOGÍA

El desarrollo de esta investigación fue realizado en las siguientes etapas:

1. Recopilación de información e investigación bibliográfica acerca de los diferentes temas relacionados al presente estudio y a los trabajos anteriores realizados en la región de interés. La información fue encontrada en publicaciones científicas, tesis de ingeniería previas, mapas geológicos y topográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales y sitios web especializados.
2. Investigación de campo donde se realizaron las observaciones geológicas, los levantamientos estratigráficos, la cartografía geológica, la recolección de muestras de los diferentes depósitos de interés y las fotografías de respaldo.
3. Trabajo de laboratorio donde se prepararon las muestras de rocas y cenizas para la elaboración de láminas delgadas, con su respectivo estudio petrográfico, y para los análisis químicos con su interpretación respectiva.
4. Interpretación de los datos y de la información adquiridos durante las etapas anteriores de la investigación y redacción del informe escrito correspondiente.

1.5 ESTUDIOS ANTERIORES

Actualmente no existen estudios geológicos o volcanológicos detallados que hayan sido realizados dentro del contexto de los objetivos de este proyecto. Sin embargo, algunas investigaciones acerca de la geología regional o de otros temas afines se han llevado a cabo en las cercanías de Ambato o en volcanes próximos a esta población. Los más importantes son mencionados a continuación:

Beate, B. (1985); *El flujo piroclástico de Chalupas como causante de un desastre natural en el Cuaternario de los Andes septentrionales del Ecuador*. La importancia de esta investigación radica en que fue la primera en definir la distribución espacial del flujo piroclástico de Chalupas, el cual fue generado en una gigantesca erupción que dio origen a la caldera del mismo nombre, cuyo tamaño tiene alrededor de 18 km de diámetro. También sugiere una cronología de las diferentes etapas de este catastrófico evento eruptivo y describe, con buen detalle, la litología del depósito. Este autor también propone un volumen estimado del depósito de $\sim 100 \text{ km}^3$. Posteriores estudios han permitido obtener una edad cercana a los 211 ka para la ocurrencia de este importante episodio volcánico que representa una excelente capa guía en la estratigrafía del valle interandino.

Killian, R. (1987); *Development of the Chimborazo-Carihuairazo Volcanic Complex*; Este autor realiza estudios geológicos de este complejo volcánico y propone una historia de evolución basado en información geoquímica de lavas y algunas dataciones radiométricas de las mismas rocas.

Clapperton, M.C. (1990); *Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes*. Este es un trabajo investigativo muy importante. El autor detalla las relaciones entre la morfología glaciaria y volcánica del complejo Chimborazo-Carihuairazo. Realiza también descripciones estratigráficas, propone una historia geológica de este complejo volcánico y define períodos glaciares cuaternarios en esta región.

Lavenu, A. et al (1992, 1993, 1994, 1995), este autor, junto a otros investigadores, ha realizado algunos estudios acerca de la evolución tectónica y neotectónica de la depresión interandina asociada con procesos de

sedimentación y volcanismo contemporáneo durante el Neógeno y el Cuaternario. Ha logrado determinar algunas edades radiométricas en rocas volcánicas que se encuentran intercaladas dentro de la cuenca sedimentaria Latacunga-Ambato, ayudando a constreñir y mejorar la evolución geológica de esta región.

Barba, D. (2006); *Estudio Volcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo-Ecuador*. Este trabajo compila la historia geológica del volcán Chimborazo y la distribución de sus depósitos. Este trabajo fue la base para dos publicaciones internacionales, que caracterizaron la actividad eruptiva holocénica (Barba et al., 2008) y la historia volcánica global del Chimborazo (Samaniego et al., 2012). En la segunda publicación se incluyen tres nuevas dataciones ^{40}Ar - ^{39}Ar para flujos de lava de los flancos suroccidental y suroriental del volcán Carihuairazo, con valores que caen en un rango entre 200 y 230 ka.

Bustillos, J. (2008); *Las Avalanchas de Escombros en el sector del Volcán Tungurahua*. En este trabajo de investigación el autor identifica y caracteriza, petrográfica y geoquímicamente, cuatro depósitos de avalanchas de escombros que están localizados en los valles cercanos al volcán Tungurahua. Dos de estos depósitos provienen de este edificio volcánico, otro fue generado en el poco conocido volcán Huisla y el último depósito de avalancha fue originado en el volcán Altar.

Vásconez, R. et al. (2011); *Devastadores flujos de lodo disparados en el volcán Carihuayrazo por el terremoto del 20 de Junio de 1698*. Este artículo resume una investigación previa donde se efectúan estudios detallados acerca de una unidad estratigráfica existente en el área de estudio del presente proyecto. Se trata de potentes depósitos de flujos de lodo que están presentes en los principales drenajes que nacen del volcán Carihuairazo. Los flujos fueron disparados después que un terremoto, ocurrido el 20 de Junio de 1698, desatara numerosos deslizamientos la cobertura del suelo de páramo, saturados de agua, en las cabeceras de las quebradas del volcán. Los autores definieron la distribución de estos flujos, describieron sus características litológicas y estimaron algunos parámetros hidrológicos de los flujos. Este estudio es muy importante porque eventos similares podrían ocurrir nuevamente, lo cual resultaría fatal para

miles de personas que habitan actualmente en zonas amenazadas por este tipo de fenómenos.

1.6 UBICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

1.6.1 Ubicación

La zona de estudio está ubicada en el Valle Interandino Central, entre las poblaciones de Ambato y Mocha, en sentido N-S, y entre el volcán Carihuairazo y el cerro Nitón, en sentido SW-NE. La región de interés comprende un área aproximada de 280 km² y está limitada por el río Ambato al Norte, el río Pachanlica al Sur y Sureste, y el volcán Carihuairazo al Oeste y Suroeste (Figura 1.1).

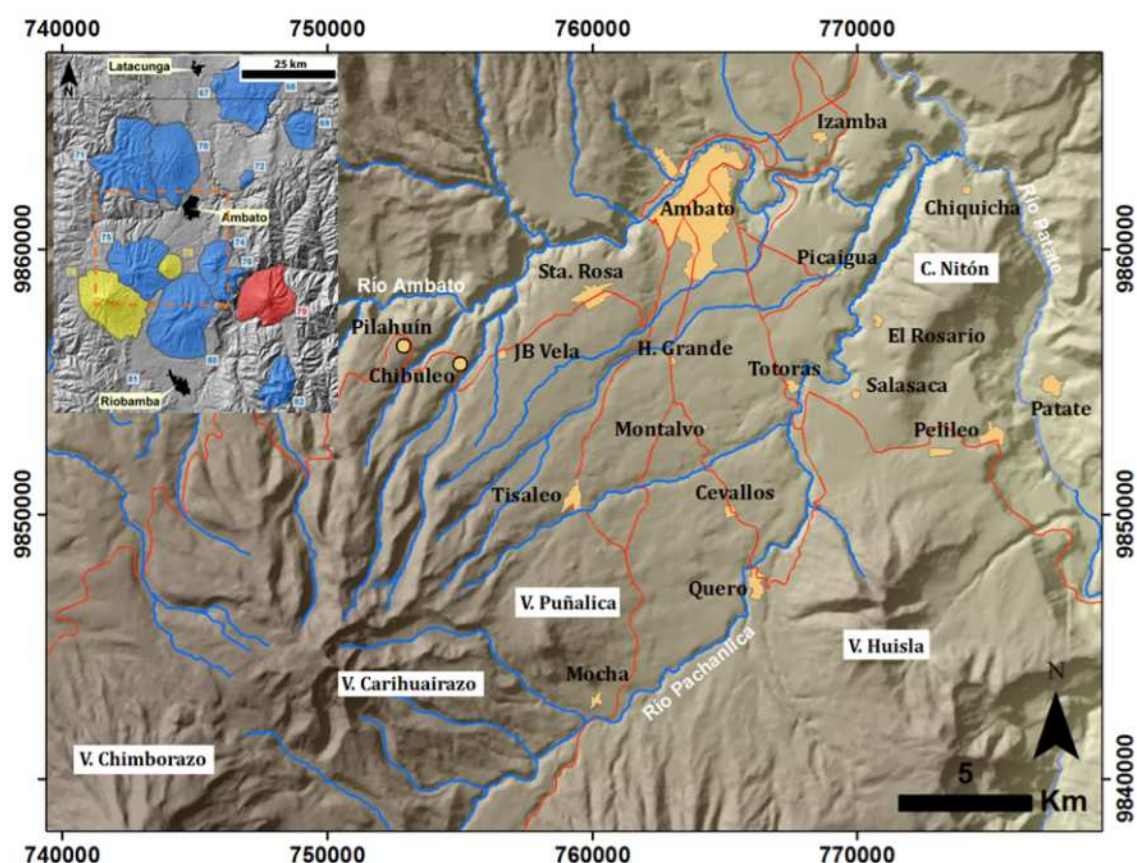


Figura 1. 1 Mapa de ubicación de la zona de estudio. El mapa principal muestra la topografía del terreno, las poblaciones importantes, la red vial y la red hidrográfica. En la figura superior izquierda se observa una vista regional del Valle Interandino Central con los centros volcánicos que rodean Ambato.

1.6.2 Morfología

La zona de estudio comprende regiones cuyas altitudes varían entre 2300 a 5020 msnm, donde las cotas más bajas corresponden a los alrededores de Ambato y las más altas se encuentran al SW de Ambato y representan cotas del edificio volcánico del Carihuairazo.

Los rasgos morfológicos más altos corresponden a los volcanes Carihuairazo (5020 msnm), Huisla (3763 msnm), Puñalica (3988 msnm) y el cerro Nitón (3086 msnm). El V. Carihuairazo presenta un edificio muy irregular, con la apariencia de un cono truncado, con flancos cuyas pendientes varían entre 15° y 35° y con valles glaciares en forma de U dispuestos radialmente. El V. Huisla exhibe la mitad occidental de un semicono cuyos flancos tienen pendientes de 15° - 25° y están cortados por quebradas muy profundas. El V. Puñalica es un cono de apariencia relativamente joven que tiene una forma longitudinal en sentido Norte-Sur y en su cumbre presenta una hendidura o depresión de 300 m de largo y entre 5 a 10 m de profundidad. (Figura 1.1).

El terreno tiene una inclinación de 5° - 7° en sentido SW – NE, entre el V. Carihuairazo y Ambato, y la topografía presenta colinas alargadas y alineadas en la misma dirección. Varios drenajes que nacen del flanco Noreste de este centro volcánico fluyen en el mismo sentido SW-NE (ver Figura 1.1) y sus aguas son utilizadas para riego en numerosas poblaciones de sus alrededores.

El poblado de Santa Rosa está asentado sobre una llanura de forma lobular, alargada en sentido SW-NE, que presenta un desnivel topográfico que varía entre 100 y 300 m de altura respecto a Ambato a lo largo de 3 km de longitud en sentido N-S.

Los principales drenajes en esta región son los ríos Ambato y Pachanlica, que nacen en los deshielos entre los volcanes Chimborazo y Carihuairazo (Figura 1.1). El río Pachanlica tiene 45 km de longitud y sus aguas fluyen por el límite Suroriental de la zona de estudio, mientras que el río Ambato viaja por el límite Norte y tiene una longitud aproximada de 60 km desde su nacimiento hasta su unión con los ríos Pachanlica y Cutuchi. La unión de los tres ríos forma el río Patate, que a su vez, es un afluente importante del río Pastaza.

1.6.3 Acceso

Una característica importante en la provincia de Tungurahua es el excelente estado de sus vías y caminos, incluso varios de tercer orden están pavimentados y otros pocos son caminos empedrados que están en buenas condiciones y permiten un acceso fácil a varios afloramientos. Las principales vías que recorren la zona son: 1) Panamericana (Quito-Ambato-Riobamba), que atraviesa de norte a sur la mayor parte del área de estudio; 2) vía Ambato-Baños, que cruza el extremo NE de la zona y 3) vía Ambato-Guaranda que pasa por el límite norte y noroccidental del área estudiada, pudiendo llegar a los flancos norte y occidente del volcán Carihuairazo (Figura 1.1). En general, el acceso hacia los afloramientos de los depósitos volcánicos es muy bueno, permitiendo así recorrer fácilmente la zona con la ayuda de un vehículo adecuado.

1.6.4 Aspecto social y económico

La zona de estudio alberga actualmente alrededor de 500000 personas, donde la mayor concentración de población se encuentra en los cantones Ambato y Pelileo. La provincia de Tungurahua tiene un alto porcentaje de población indígena radicada principalmente en sectores rurales y pobres, dedicándose casi exclusivamente a labores de campo. La principal actividad económica en toda la provincia es la agricultura debido a que los suelos, constituidos por cenizas volcánicas, están enriquecidos en minerales que favorecen su uso. No obstante, la ciudad de Ambato, al estar ubicada en el centro del país, es una urbe donde el comercio entre poblaciones de la costa y de la sierra es una actividad importante, además, la industria en esta ciudad también es otra actividad muy importante. En menor porcentaje existe la actividad ganadera y la elaboración de productos lácteos y agroquímicos, especialmente de consumo local.

El desarrollo de los siguientes capítulos es descrito a continuación.

En el Capítulo 2 se presenta un resumen sobre la geología del Ecuador y los principales eventos tectónicos regionales que dieron lugar a la fisiografía

actual y a la división estructural de los principales terrenos que conforman el territorio ecuatoriano. También se describe, de manera general, el arco volcánico Plio-Cuaternario y se describen las principales características de los centros de emisión que lo conforma. Por último, se explican los resultados del trabajo de Clapperton (1990) acerca de las glaciaciones que ocurrieron durante el Pleistoceno Tardío y sus avances en la región comprendida entre los volcanes Chimborazo y Carihuairazo.

El Capítulo 3 comprende un breve marco teórico para que el lector comprenda los mecanismos de origen de los fenómenos volcánicos y las características de sus respectivos depósitos que fueron estudiados en esta investigación.

En el Capítulo 4 se exhibe el trabajo medular de esta investigación. En esta sección se presenta en orden cronológico a los depósitos volcánicos del Pleistoceno Tardío que forman parte de la cuenca de Ambato. Se describen sus características litológicas, texturales y las principales estructuras internas, así como su distribución en el terreno, espesores, cálculos de volúmenes, relaciones estratigráficas y edades (relativas/oabsolutas).

El Capítulo 5 describe las características petrográficas y químicas de los depósitos, lo cual complementa las evidencias para definir sus centros volcánicos de origen.

En el Capítulo 6 se presentan algunos temas que no fueron resueltos a lo largo de este trabajo y se plantea su discusión. También se sintetiza la historia geológica de la zona estudiada dentro del rango de tiempo respectivo, en base de los resultados alcanzados.

Las principales conclusiones son presentadas en el Capítulo 7 y también se proponen algunas sugerencias que mejorarían y complementarían los resultados que fueron conseguidos al finalizar esta investigación.

CAPÍTULO 2

Marco Geomorfológico y Geología Regional

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

Varios eventos tectónicos regionales han ocurrido desde tiempos Mesozoicos en el noroccidente del continente Sudamericano y han sido responsables de la actual fisiografía del territorio ecuatoriano. En la actualidad se acepta que el Ecuador está conformado por ocho terrenos fisiográficos principales (Figura 2.1), cada uno de los cuales presenta características geológicas particulares. Dichos terrenos están limitados por estructuras tectónicas que fueron originados por complejos procesos de colisión/acreción de terrenos alóctonos contra el margen sudamericano desde el Triásico (Litherland et al., 1994).

2.1.1 La Cuenca Oriente y la Zona Sub-Andina

Esta región está ubicada al Este de la Cordillera Real, formando parte de la cuenca amazónica, y se caracteriza por contener grandes yacimientos petrolíferos. El basamento está constituido por el cratón Guyano-Brasilero del pre-Cámbrico, el cual está cubierto por secuencias sedimentarias marinas y por rocas volcanoclásticas de edades Triásico y Jurásico Inferior. Posteriormente, durante el Jurásico Medio a Superior se desarrolló un arco volcánico calcoalcalino que dio origen a grandes cuerpos plutónicos que intruyeron las formaciones anteriores y generaron secuencias volcanoclásticas (Barragán et al., 1998; Litherland et al., 1994). En el Cretácico se desarrolló una ambiente de plataforma marina somera que depositó secuencias sedimentarias marinas y continentales (Jaillard, 1997). Durante el Cenozoico la Cuenca Oriente ha sido rellenada por potentes abanicos que provienen de la erosión de los Andes (Hall et al., 2008).

Por otro lado, la Zona Subandina está formada por terrenos que han sido levantados tectónicamente mediante sistemas de fallas transpresivas dextrales al pie oriental de la Cordillera Real durante el Plio-Cuaternario (Baby et al., 1998).



Figura 2. 1 División fisiográfica del Ecuador. Se observan los diferentes terrenos geológicos que conforman el territorio continental de Ecuador y que están separados por estructuras tectónicas y zonas de fallas principales. De Este a Oeste son: Cuenca Oriente, Zona Subandina, Cordillera Real, Valle Interandino, Cordillera Occidental, Costa, Bloque Amotape-Tahuín y Cuenca Alamor-Lancones.

Según Baby et al. (1998), en la Zona Sub-Andina están expuestas tanto las formaciones volcánicas del Jurásico como las sedimentarias del Cretácico que forman la cuenca Oriente, pero deformadas y débilmente metamorfizadas. Estos terrenos son denominados Levantamiento Napo al Norte y Levantamiento Cutucú al Sur, donde el primero de ellos está parcialmente cubierto por los depósitos volcánicos Cuaternarios del Reventador, Sumaco, Yanaurcu y Pan de Azúcar (Barberi et al., 1988; Hall et al., 2008).

2.1.2 La Cordillera Real

Esta cordillera forma parte de los Andes ecuatorianos y está formada por cinturones de rocas metamórficas y plutónicas de edades Paleozoicas a Cretácicas (Spikings et al., 2010). Aspden et al., (1992) y Litherland et al., (1994) propusieron un modelo estructural, según el cual dividen a la Cordillera Real en cinco terrenos tectono-estratigráficos, que de Este a Oeste son los siguientes:

1) *Amazónico*, consiste en rocas del cratón continental del pre-Cámbrico y rocas volcánicas/plutónicas del Jurásico; 2) *Salado*, formado por plutones deformados, rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Jurásico de ambiente de cuenca marginal; 3) *Loja*, conformado por granitos Triásicos de tipo “S” que intruyen rocas metasedimentarias de afinidad continental; 4) *Alao*, se lo ha interpretado como una secuencia de arco insular del Jurásico donde afloran rocas ofiolíticas, metavolcánicas y metasedimentarias; 5) *Guamote*, consiste en rocas metasedimentarias relacionadas a una margen continental pasiva de edad Jurásica.

En el Mapa Geológico de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994), tanto al norte y al sur del volcán Tungurahua aflora un cinturón de rocas verdes de facies de esquistos verdes correspondientes a la Unidad Alao-Paute. Adicionalmente, al Occidente de la Falla Peltetec, que es el límite tectónico del terreno Alao (Litherland et al., 1994), en el sector de Guamote aflora el terreno metamórfico del mismo nombre, y extrapolándolo hacia el Norte podría estar presente bajo los depósitos volcánicos Cuaternarios alrededor de Pelileo y Patate, formando parte del basamento del volcán Huisla.

2.1.3 El Valle Interandino

Se trata de una depresión tectónica en compresión que está limitada por fallas que coinciden con los límites estructurales de ambas cordilleras (Occidental y Real) y que representan ramales de los sistemas de fallas inversas Peltetec y Pallatanga-Pujilí, respectivamente (Lavenu et al., 1992, 1995). Estructuralmente el Valle Interandino es alargado en sentido NNE-SSW, tiene 300 km de longitud y 25 km de ancho. La depresión se extiende desde el valle del Chota al Norte ($0^{\circ} 30' N$) hasta Alausí al Sur ($2^{\circ} 10' S$) y probablemente empezó a formarse desde el Mio-Plioceno (Winkler et al., 2002). Según Villagómez (2003) el basamento del Valle Interandino puede ser tectónicamente complejo, involucrando tanto a rocas de la Cordillera Occidental como de la Cordillera Real (Egüez and Aspden, 1993).

Formación Latacunga

Esta formación geológica es relevante en el Valle Interandino y fue redefinida por Lavenu et al., (1992, 1994, 1995), quienes determinaron dos miembros estratigráficos: a) un Miembro Inferior cuyo origen es principalmente volcánico y está conformado por lahares, brechas volcánicas, flujos de lava y niveles aluviales al tope; b) un Miembro Superior que está compuesto esencialmente por niveles lacustres y aluviales. Lavenu et al. (1992, 1994, 1995) y Winkler et al. (2005) proponen que la Fm. Latacunga alcanzaría espesores acumulados de entre 500 y 600 m y que yace discordantemente sobre la Fm. Sicalpa (secuencia volcano-sedimentaria) del Plioceno Tardío. Estos autores mencionan también que flujos de lava del volcán Sagoatoa están intercalados dentro de la Fm. Latacunga con edades K/Ar entre 1,40 y 1,85 Ma, sugiriendo una edad Pleistocénica para esta formación geológica.

Flujo Piroclástico de Chalupas

Es otro depósito importante en el Valle Interandino. Este potente manto piroclástico (30 m de espesor promedio) de ceniza y pómez riolítica fue generado en una gran erupción explosiva del volcán Chalupas, hace 211 ka y dio lugar a la formación de una enorme caldera de 15-20 km de diámetro y 400 m de profundidad (Beate et al., 2006). La caldera de Chalupas está ubicada en la Cordillera Real, unos 8 km al SE del volcán Cotopaxi. Beate (1985) estimó que el volumen de piroclastos producidos en esta erupción fue de $\sim 100 \text{ km}^3$ y también

que cubrió una superficie entre 2000 y 3000 km². Este autor menciona que, según su posición estratigráfica, el flujo de Chalupas está intercalado dentro de la Formación Cangahua del Pleistoceno Tardío. La caracterización litológica que realizó Beate (1985) permite dividir al depósito en tres subniveles principales que corresponden a: la caída piroclástica basal, el flujo piroclástico de ceniza y pómez, y las secuencias de cenizas finas y pómez retrabajadas del techo.

2.1.4 La Cordillera Occidental

El basamento de esta cordillera está formado por dos terrenos de afinidad oceánica. El más antiguo es el terreno Pallatanga, el cual es muy similar al basamento de la Costa (Fm. Piñón) (Reynaud et al., 1999), y consiste de rocas ígneas máficas y ultramáficas, cuya geoquímica las asocia al *Plateau Oceánico Caribeño*. Las edades de estas rocas están comprendidas entre el Cretácico Temprano a Tardío (Hughes and Pilatasig, 2002; Toro and Jaillard, 2005; Vallejo et al., 2009). Este *plateau oceánico* fue portador de arcos insulares del Cretácico Tardío, y están representados por las Formaciones Río Cala y San Lorenzo que son contemporáneos con las turbiditas de la Fm. Yunguilla (Luzieaux et al., 2006; Vallejo et al., 2009).

Por el contrario, el terreno más joven se denomina Macuchi y está conformado por secuencias volcano-sedimentarias de composiciones basálticas y andesíticas con intrusiones andesíticas de alto nivel (Hughes and Pilatasig, 2002). Geoquímicamente, las rocas volcánicas del terreno Macuchi muestran afinidades con un arco insular. Las edades propuestas para estas rocas caen en un rango que va desde el Paleoceno hasta el Eoceno Tardío (Egüez, 1986; Hughes and Pilatasig, 2002, Vallejo et al., 2009).

Rocas sedimentarias siliciclásticas, que conforman el Grupo Angamarca, tienen edades Paleocénicas a Eocénicas y descansan discordantemente sobre las rocas del arco Río Cala (Vallejo et al., 2009). El Grupo Angamarca está compuesto de turbiditas, areniscas, conglomerados y calizas cuyos componentes detríticos metamórficos sugieren que estas rocas están asociadas a una progresiva exhumación y levantamiento de la Cordillera Real durante este tiempo

(Hughes and Pilatasig, 2002; Toro and Jaillard, 2005; Vallejo et al., 2009). La Figura 2.2 muestra la estratigrafía simplificada de la Cordillera Occidental según el informe del CODIGEM-BGS (1997).

CORDILLERA OCCIDENTAL

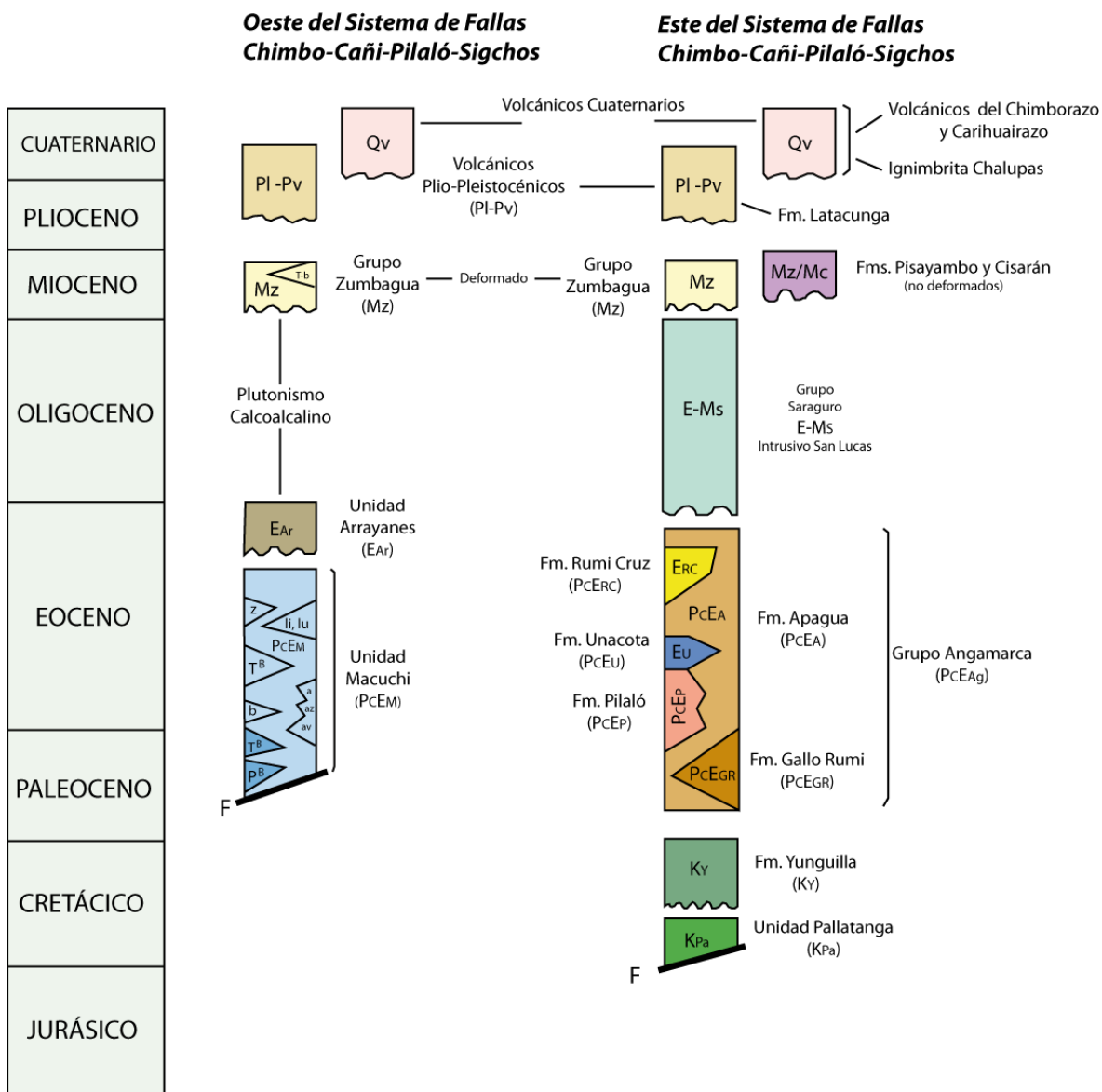


Figura 2. 2 Estratigrafía simplificada de la Cordillera Occidental, basado en los informes y mapas geológicos de CODIGEM-BGS (1997). Sin escala vertical.

Dos modelos evolutivos han sido propuestos por algunos investigadores para explicar los eventos de acreción de estos terrenos oceánicos alóctonos:

- a) Un primer modelo propone que hubo dos eventos de colisión y acreción con el continente. Según este modelo, primero ocurrió la acreción del Terreno Pallatanga en el Campaniano, donde la sutura de este evento corresponde a la zona de fallas Pujilí. Posteriormente, el Terreno Macuchi fue acrecionado de manera oblicua durante el Eoceno Tardío, formando una zona de cizallamiento denominada Chimbo-Toachi (Egüez, 1986; Aspden et al., 1992; BGS-CODIGEM, 1997; Hughes and Pilatasig, 2002; Toro and Jaillard, 2005).
- b) Otro modelo propone que no hubo dos eventos de acreción, sino que el Terreno Pallatanga fue acrecionado de manera oblicua contra el continente lo cual provocó un cambio de polaridad en la zona de subducción, generando los arcos volcánicos Silante y Macuchi durante el Paleoceno-Eoceno. La colisión probablemente ocurrió hace ~75 Ma y causó altas tasas de exhumación al sur de 1° 30'S, mientras que al norte de esta región la exhumación fue reportada a los ~65 Ma, lo cual sustenta una colisión oblicua (Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2006; Winkler et al., 2008; Vallejo et al., 2009; Spikings et al., 2010).

Por otro lado, durante el Neógeno se formó un arco volcánico calcoalcalino, representado por el Grupo Zumbahua, que muestra evidencias de una fase de deformación que ocurrió entre 10-7 Ma que estaría asociada a tasas relativamente altas de convergencia entre 80-90 mm/a (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Daly, 1989; Hungerbuhler et al., 2002). También existen formaciones volcano-sedimentarias (Fm. Cisarán y Pisayambo) que están cubriendo las crestas de las dos cordilleras y que son posteriores a la fase tectónica mencionada debido a que no exhiben evidencias de haber sido deformadas.

2.1.5 La Costa

La Costa ecuatoriana corresponde a las zonas bajas que se encuentran al occidente de los Andes. Según varios autores su basamento comprende terrenos volcánicos de afinidad oceánica y de edad Cretácica conocido como terreno Piñón, que es equivalente al terreno Pallatanga de la Cordillera Occidental (Ver abajo) (Goossens and Rose, 1973; Lebrat et al., 1987; Van Thournout et al., 1992; Reynaud et al., 1999; Jaillard et al., 2002; Hughes and Pilatasig, 2002; Luzieux et al., 2006). Sobre este basamento descansan rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas con arcos insulares y depósitos turbidíticos del Cretácico Tardío y del Paleoceno (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006). Secuencias sedimentarias marinas, del Eoceno al Mioceno, sobreyacen el basamento volcánico (Jaillard et al., 1995), mientras que rocas sedimentarias subaéreas, post-Mioceno, yacen en el tope de la estratigrafía regional costera (Hall et al., 2008).

2.1.6 El Bloque Amotape-Tahuín (BAT) y la Cuenca Alamor-Lancones (CAL)

El BAT está compuesto por rocas metamórficas y cuerpos graníticos de tipo “S” similares a los terrenos metamórficos de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Se cree que el BAT formaba parte de esta cordillera y que fue desmembrado durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano debido a la colisión oblicua y posterior acreción del arco insular Alao, con una componente de cizallamiento dextral que provocó su rotación y desplazamiento hasta su posición actual (Mourier et al, 1988).

Este evento también fue el causante de la apertura de la CAL donde basaltos oceánicos fueron generados junto a brechas volcánicas y sedimentos pelíticos en el Cretácico Temprano. La CAL posteriormente fue rellenada con sedimentos marinos, secuencias volcano-sedimentarias, depósitos volcánicos y sedimentos continentales durante el Cretácico (Jaillard et al, 1999; Egüez y Poma, 2001).

2.2 GEODINÁMICA ACTUAL DE LOS ANDES DEL NORTE

Ecuador está ubicado en el extremo noroccidental de Sudamérica y está fuertemente influenciada por la interacción cinemática entre las placas tectónicas de Sudamérica, Nazca, Cocos y Caribe, la cual ha originado los procesos geológicos que han moldeado la morfología actual (Figura 2.3).

Hace 28-27 Ma tuvo lugar la separación de la paleoplaca Farallón, de convergencia oblicua al NE, en las placas Nazca y Cocos, originando un evento tectónico regional caracterizado por un nuevo sistema de convergencia ortogonal (hacia el E) de placas, donde Nazca empezó a ser subducida debajo de Sudamérica (Lonsdale and Klitgord, 1978; Lonsdale, 2005).

Frente a las costas de Ecuador, entre las latitudes 1° N y 2° S, la subducción de la placa Nazca formó un *slab* (zona de Wadatti-Benioff) con una inclinación de 25° y un azimut de 85° (Guillier et al., 2001) a una tasa de convergencia de 58 mm/año (Trenkamp et al., 2002). Este proceso de subducción ha influido notablemente en la formación de los Andes ecuatorianos desde el Mioceno (Spikings et al., 2001, 2005), así como de las principales zonas sismogénicas y del volcanismo durante el Neógeno y el Cuaternario (Hall and Wood, 1985).

Dos elementos morfológicos de la placa Nazca, frente a la fosa ecuatoriana, son muy importantes para entender la evolución geológica de esta región (Figura 2.3):

1) La Zona de Fractura Grijalva (ZFG), está localizada frente al Golfo de Guayaquil y se caracteriza por separar cortezas oceánicas de diferentes edades a lo largo de su trazo. Así, al norte de la ZFG la corteza tiene edades relativamente jóvenes (< 20 Ma) debido a que fue generada en la dorsal Galápagos; en cambio, al sur de la ZFG la corteza presenta edades mayores que 27 Ma y su origen es atribuido a la Dorsal del Pacífico Este (Lonsdale and Klitgord, 1978).

2) La Cordillera Asísmica de Carnegie (CAC), consiste en el rastro geomorfológico submarino que resultó de la interacción entre el punto caliente de Galápagos y la placa Nazca, depositando productos volcánicos y sedimentos

marinos sobre el piso oceánico de la placa Nazca (Lonsdale, 1978). Investigaciones geofísicas submarinas (Lonsdale, 1978; Collot et al., 2002, Sallarés and Charvis, 2003, Collot et al., 2009) han revelado la morfología tanto de la fosa ecuatoriana como de la CAC, proponiendo que la CAC tiene una longitud mayor que 1000 km y un relieve cercano a los 3 km.

Varios autores han propuesto diferentes edades para la colisión de la CAC contra Sudamérica y el inicio de su subducción: 15 Ma (Hungerbuhler et al., 1997; Spikings et al., 2001, 2005), 8 Ma (Pennington, 1981; Pilger, 1984; Daly, 1989), 4-5 Ma (Hall and Wood, 1985; Pedoja et al., 2006; Collot et al., 2009, 2010), 2 Ma (Gustcher et al., 1999; Witt et al., 2006; Hall et al., 2008).

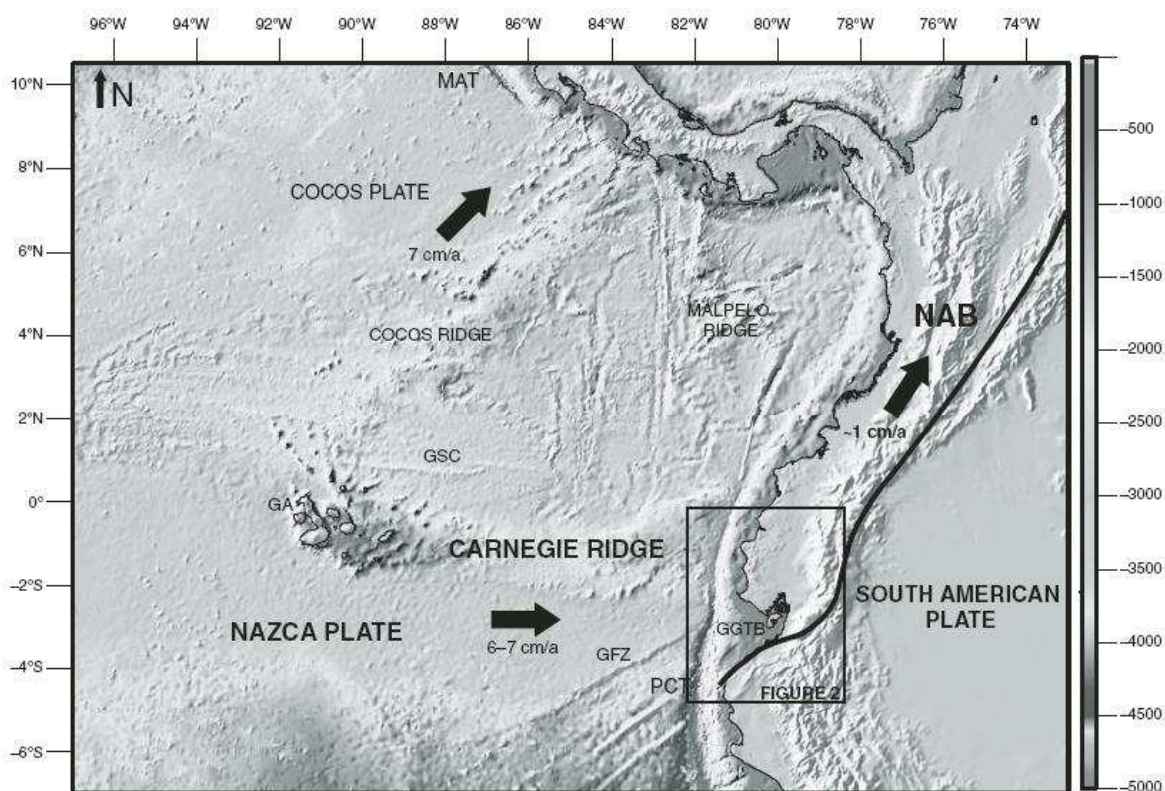


Figura 2. 3 Geodinámica del Bloque Nor-Andino (NAB) asociada a la interacción entre las placas tectónicas Sudamérica, Nazca, Cocos y Caribe. La línea negra representa el límite estructural del NAB (North Andean Block) denominado “Dolores-Guayaquil Megashear”. GFZ: Zona de Fractura Grijalva, GGTB: Cuenca del Golfo de Guayaquil – Tumbes. Tomado de Witt et al. (2010)

2.3 VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN ECUADOR

El volcanismo y las glaciaciones que han ocurrido durante el Plio-Cuaternario son los principales factores que han moldeado el paisaje andino en Ecuador. El actual arco volcánico ecuatoriano está formado por decenas de estratovolcanes, complejos volcánicos y calderas de colapso (Figura 2.4) cuyos magmas tienen composiciones andesíticas a dacíticas. Dichos edificios fueron construidos sobre un sustrato volcánico del Neógeno o directamente sobre los basamentos de las cordilleras Occidental, Real y Zona Subandina. En Ecuador el arco se extiende desde $\sim 01^{\circ}$ N (volcán Cerro Negro de Mayasquer) hasta $\sim 02^{\circ}$ S (volcán Sangay) con una longitud aproximada de 350 km y un ancho de 150 km (Hall and Beate, 1991; Hall et al., 2008).

Algunos autores han utilizado diferentes parámetros para agrupar a los volcanes del arco ecuatoriano. Se ha considerado su distribución espacial (Hall and Beate, 1991), alineaciones de los volcanes y sus rasgos estructurales (Hall and Wood, 1985), composiciones geoquímicas de los magmas involucrados (Monzier et al., 1999b, 2003). Tomando en cuenta la fisiografía andina de Ecuador, los centros volcánicos pueden ser agrupados en cuatro franjas de la siguiente manera: Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real y Tras-Arco, los cuales se muestran en la Figura 2.4.

2.3.1 Cordillera Occidental

Esta franja también es llamada el “frente volcánico” del arco en el Ecuador con un rumbo aproximado NNE, una longitud de 360 km y un ancho de 30 a 40 km. Los volcanes más importantes que comprenden este grupo, de norte a sur, son: Cerro Negro de Mayasquer, Chiles, Chiltazón, Chachimbiro, Cotacachi-Cuicocha, Pululahua, Pichincha, Atacazo-Ninahuilca, Corazón, Almas Santas, Ilinizas, Quilotoa, Carihuairazo, Chimborazo y otros centros de menor tamaño que son poco conocidos. Los edificios alcanzan elevaciones entre 4600 y 5000 msnm, aunque el Chimborazo llega a 6268 msnm, convirtiéndose en el volcán más alto de los Andes del Norte (Hall and Beate, 1991; Hall et al., 2008).

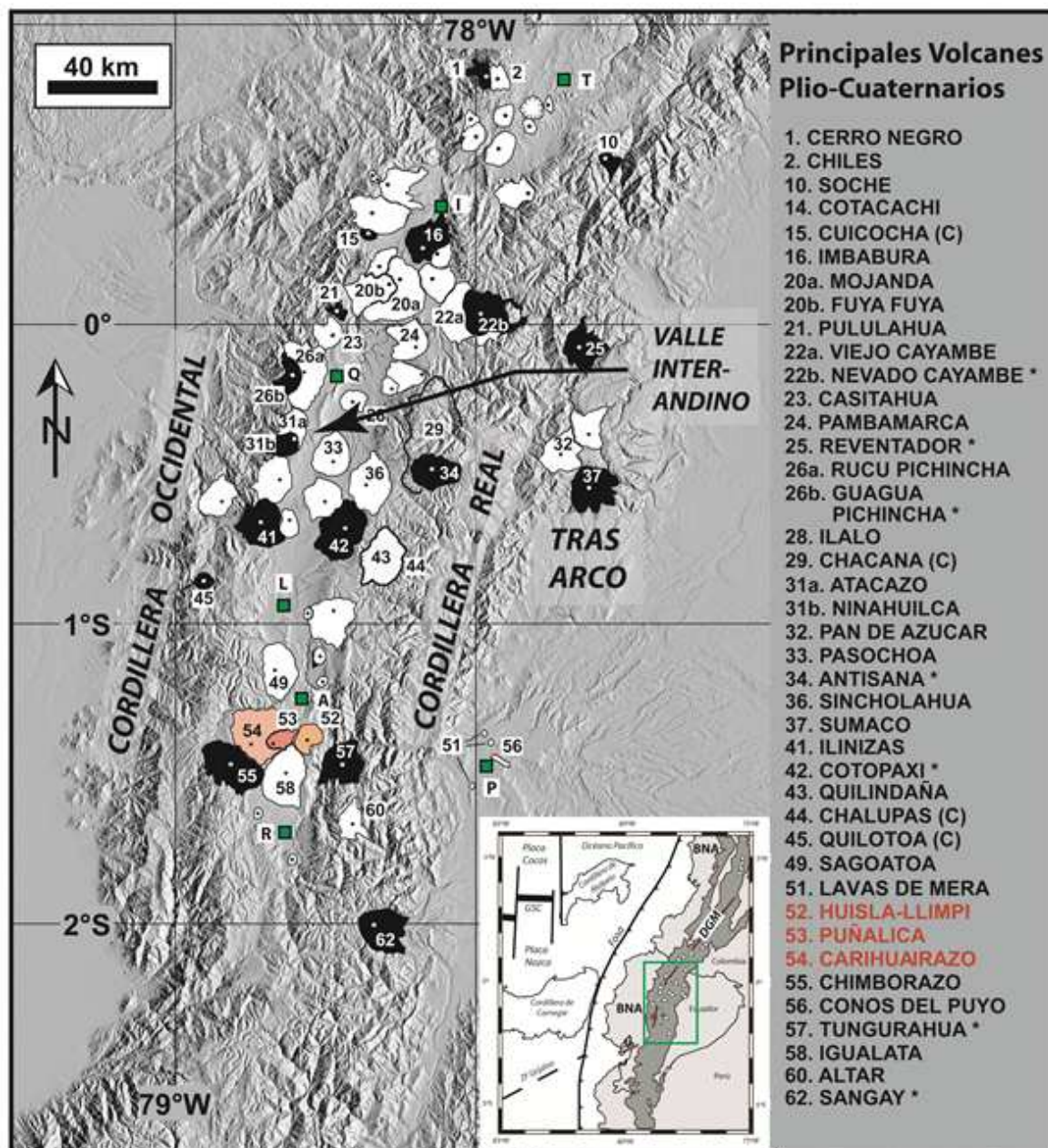


Figura 2. 4 Distribución de los principales volcanes Plio-Cuaternarios del Arco Ecuatoriano. En color negro están representados los volcanes que han registrado actividad durante el Holoceno y actividad histórica, los volcanes en colores rojizos son aquellos que fueron parcialmente estudiados durante este trabajo. T: Tulcán, I: Ibarra, Q: Quito, L: Latacunga, A: Ambato, R: Riobamba, P: Puyo. BNA: Bloque Nor-Andino, DGM: Dolores-Guayaquil Megashear

Hall et al. (2008) describen que la mayoría son volcanes compuestos relativamente grandes, con diámetros basales de 10 a 20 km, pero también existen lagos cratéricos y volcanes con anfiteatros de avalancha abiertas hacia el Occidente. Según estos autores, las rocas que forman estos volcanes son

andesitas silíceas y dacitas con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y ocasionalmente biotita y cuarzo. La composición química de los magmas varía entre 60-66 wt. % SiO_2 y 0,9-1,5 wt. % K_2O (Hall and Beate, 1991; Hall et al., 2008). (Ver *Tabla 2.1.*)

Algunas erupciones holocénicas e históricas de ciertos volcanes de este grupo fueron muy violentas y generaron caídas de ceniza en áreas muy extensas, alcanzando incluso la costa ecuatoriana donde poblaciones indígenas de esa época fueron afectadas negativamente (Andrade, 2002; Hidalgo et al., 2008; Barba, 2006; Barba et al., 2008; Hall and Mothes, 2008; Mothes and Hall, 2008; Vallejo, 2011).

2.3.2 Valle Interandino

Varios estratovolcanes Plio-Pleistocénicos, incluso Holocénicos, están dispersos dentro del Valle. Estos centros volcánicos aparentemente están controlados por la intersección de fracturas y fallas, unas paralelas al fondo del valle y otras que lo atraviesan diagonalmente (Hall and Beate, 1991). Cierta agrupamiento es apreciable para este conjunto de volcanes, de Norte a Sur se tiene: cerca de Otavalo están los volcanes Imbabura, Mojanda-Fuya Fuya y Cusín; cerca de Quito tenemos Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui; en los alrededores de Latacunga existen los volcanes Pilisurco-Sagoatoa, Putzulahua; entre Ambato y Riobamba están Huisla-Llimpe e Iguata; pero existen también otros centros de menores dimensiones (Hall et al., 2008).

En general son estratoconos de 10-20 km de diámetro basal, cuyas cumbres alcanzan altitudes entre 3800 y 4700 msnm. Casi todos los edificios presentan profundos rasgos de erosión y la mayoría tienen remanentes de cicatrices de avalanchas. Solamente en el Imbabura se reconoció una actividad Holocénica (Ruiz, 2003; Andrade, 2009; Le Pennec et al., 2011), mientras que los demás volcanes aparentemente son más antiguos y están extintos. Según Hall et al. (2008), andesitas básicas de dos piroxenos con plagioclasa y escaso anfíbol caracterizan este grupo, donde además presentan una química de 57-60 wt. %

SiO_2 y 0,5-1,0 wt. % K_2O , aunque también se han encontrado productos volcánicos más diferenciados.

2.3.3 Cordillera Real

Este grupo está conformado por volcanes que están distribuidos sobre los terrenos metamórficos de esta cordillera (Litherland et al., 1994) y sobre terrenos volcánicos del Plioceno (Hall et al., 2008). Los volcanes forman una franja de ~350 km de longitud y de 15 a 20 km de ancho, y entre los más importantes, de norte a sur, se mencionan los siguientes: El Soche, Cayambe, El Reventador, Pambamarca, Puntas, Chacana, Antisana, Cotopaxi, Chalupas-Quilindaña, Tungurahua, Altar y Sangay. Algunos de estos centros superan los 5000 msnm, con un relieve topográfico de 3 km, y presentan impresionantes casquetes glaciares (e.g. Cayambe, Antisana, Cotopaxi, Tungurahua, Altar y Sangay).

Hall et al. (2008) mencionan que los volcanes de la Cordillera Real presentan tasas de recurrencia más bajas lo cual implica que han erupcionado con mayor frecuencia, sobretodo durante el Holoceno y en tiempos históricos. Algunos de los volcanes que han tenido actividad eruptiva histórica y reciente son Cayambe, Cotopaxi, Tungurahua, El Reventador y Sangay. Los productos volcánicos recientes tienen composiciones químicas muy similares, predominando las andesitas de bajo y alto sílice con 56-61 wt. % SiO_2 y 1-2 wt. % K_2O (Hall et al, 2008).

Investigaciones realizadas en las últimas décadas han identificado una región en la parte central de la Cordillera Real y Zona Sub-Andina caracterizada por un volcanismo riolítico que coincide con una zona de fuertes anomalías gravimétricas negativas (Feininger & Seguin, 1983; Hall & Mothes, 2010; Hall & Mothes, 2011). Hall & Mothes (2011) llamaron a esta región “La Provincia Riolítica Ecuatoriana (ERP, en inglés)”. Según estos autores la ERP se extiende cerca de 140 km en sentido Norte-Sur, desde el poblado de Cangahua al Norte (provincia de Pichincha) hasta Cosanga al Sur (provincia de Napo) y 50 km de ancho, y está conformada por algunas estructuras de tipo caldera como Chacana, Chalupas y Cosanga, incluyendo los centros de emisión alojados al interior de estas calderas,

pero también están contenidos los centros volcánicos Cotopaxi, Huanuña, Chaupiloma, Aliso y Putzalahua, aunque en los páramos de Pisayambo afloran depósitos volcánicos riolíticos cuyo centro (o centros) de emisión no ha sido identificado aún.

Voluminosos flujos piroclásticos y gigantescas nubes de ceniza y pómez son los productos más comunes de algunos de estos volcanes, e.g. Chalupas hace 211 ka (Beate, 1985; Beate et al., 2006), Cotopaxi durante el Holoceno (Hall and Mothes, 2007), Yarangala, dentro de la caldera Chacana, hace 180-165 ka (Bigazzi et al., 1997). Según Hall and Mothes (2011) los componentes más comunes de los productos volcánicos riolíticos en la ERP son cenizas y lapillis de pómez que presentan alto porcentaje de sílice ($> 63\% \text{SiO}_2$) con colores blancos, grises o cremas, un alto contenido de vesículas y con fenocristales de biotita, anfíbol, cuarzo y feldespatos.

2.3.4 Tras-Arco

Un pequeño grupo de volcanes de afinidad alcalina han sido reconocidos en la zona subandina, a 50 km al Este de la Cordillera Real, y en la cuenca amazónica. Este grupo está conformado por los volcanes Sumaco, Pan de Azúcar, Yanayacu y los conos del Puyo. Sus edificios están formados por pequeños estratoconos que alcanzan entre 2000 y 4000 msnm y solamente el Sumaco presenta una morfología que sugiere una edad relativamente joven (Hall et al., 2008). Estos autores describen que muchos de estos volcanes son desconocidos debido a su aislamiento y difícil acceso, pero que la mayoría de los productos volcánicos de tras-arco se componen de basanitas y tefritas (42-53 wt. % SiO_2 y 1-5 wt. % K_2O) con fenocristales de piroxeno sódico y hauyina dentro de una matriz de plagioclasa, óxidos de Fe/Ti, y ocasionalmente olivino y noseano, aunque Hoffer et al. (2008) reportan que los conos de escoria de Puyo han producido absarokitas y con fenocristales de olivino, diópsido y flogopita.

La siguiente tabla sintetiza las descripciones para cada grupo de volcanes del arco ecuatoriano realizadas anteriormente:

	Cordillera Occidental	Valle Interandino	Cordillera Real	Tras-Arco
Petrografía	Andesitas de bajo sílice, Andesitas síliceas y Dacitas	Andesitas básicas de 2 piroxenos	Andesitas de bajo y alto sílice, con afinidad calco-alcalina; dacitas y riolitas	Basanitas y Tefritas
Fenocristales	Plagioclasa, Anfíbol, Ortopiroxeno, escasa Biotita y Cuarzo	Plagioclasa, Clinopiroxeno, Ortopiroxeno y escaso Anfíbol	Plagioclasa, Clinopiroxeno, Ortopiroxeno, Biotita Óxidos de Fe/Ti, escaso Olivino	Piroxeno sódico, Hauyna, Plagioclasa, Óxidos de Fe/Ti, Olivino, Noseano
Geoquímica	60 - 66 % SiO ₂ 0,9 - 1,5 % K ₂ O	57 - 60 % SiO ₂ 0,5 - 1,0 % K ₂ O	56 - 75 % SiO ₂ 1,0 - 4,3 % K ₂ O	42 - 53 % SiO ₂ 0,5 - 1,0 % K ₂ O
Edades	Pleistoceno Tardío a Reciente	Mayor que Pleistoceno Medio hasta Holoceno	Pleistoceno Temprano a Reciente	Pleistoceno Medio a Holoceno
Erupciones Importantes	Quilotoa: 800 a AP; Pululahua y Ninahuilca: 2,3-2,4 ka AP; Cuicocha: 2,9-3,0 ka AP; Guagua Pichincha: 1600 DC, 900 DC.	Imbabura: Holoceno	Sangay: erupciones permanentes desde tiempos pre-hispánicos - Reciente Tungurahua: 1640 DC, 1773DC, 1886 DC, 1916-1918 DC, 1999 DC-Presente Cotopaxi: 4,5 y 2,2 ka AP; Yarangala: 165-180 ka; Chalupas: 211 ka	Reventador: 2002 - actualidad

Tabla 2. 1 Principales características del Arco Volcánico Ecuatoriano, según Hall et al (2008).

2.4 GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

Las glaciaciones que ocurrieron durante el Cuaternario también afectaron a los Andes ecuatorianos. Los estudios de la morfología glaciaria y de la tefroestratigrafía de la zona han ayudado a estimar las edades de estos períodos. El grado de oxidación y erosión de los depósitos glaciares, la morfología y la altitud de las morrenas y la litología involucrada en estos depósitos también son indicadores importantes para realizar estas estimaciones (Clapperton, 1987).

Mothes and Hall (1994) y Clapperton et al. (1997) proporcionaron información sobre los depósitos de morrenas de varios avances glaciares en las faldas del volcán Antisana y en Papallacta, ubicados en la Cordillera Real. Sin embargo, la altitud de los avances máximos en esta cordillera difieren con aquellos que son contemporáneos en la Cordillera Occidental, específicamente para el caso del complejo volcánico Chimborazo-Carihuairazo (Clapperton, 1990).

Para Mothes and Hall (1994) estas diferencias entre las dos cordilleras son causadas por la nubosidad permanente, la baja insolación y mayor precipitación en los flancos orientales de la cordillera Real. En general, determinaron que hay una diferencia de alturas en un rango de 400 a 800 metros entre los avances glaciares máximos de las dos cordilleras, donde los avances de la cordillera Real alcanzaron altitudes más bajas que los de la cordillera Occidental.

Clapperton (1990, 1993) reconoció y describió las fluctuaciones glaciares durante el Cuaternario Tardío en el Complejo Volcánico Chimborazo-Carihuairazo (CVCC), en base de observaciones de campo y dataciones en turberas. Estos avances son enunciados y descritos a continuación: *Máxima Glaciación Tardía* (LGM, >33–14 ka), *Tardiglacial* o “*Younger Dryas*” (YD, 12–10 ka) y *Neoglacial* (NG, 5 ka–Presente).

2.4.1 Período de la Máxima Glaciación Tardía (LGM, 30 – 14 ka)

Según Clapperton (1986, 1990, 1997), hace ~13 ka ocurrió un período climático global más cálido, pero de poca duración. Este intervalo de mayor temperatura separa el período LGM del YD. Dos grupos de morrenas se encuentran algunos kilómetros más abajo que las morrenas tardiglaciares, alrededor del Carihuairazo. Relaciones morfológicas de cruce de estas morrenas sugieren que las internas representan un reavance subsiguiente a las morrenas externas. Los límites altitudinales de las morrenas externas difieren en el flanco occidental (3800 m) respecto al oriental (3400 m) en el Carihuairazo debido a la variación de topografía y efectos de precipitación existentes en el macizo, mientras que las morrenas internas generalmente tienen límites altitudinales entre 200 a 300 m más arriba. Además, este grupo más joven tiene una menor cobertura de cangagua y menor grado de oxidación que las morrenas externas. Clapperton (1990) estimó que en este período la temperatura promedio fue entre 5 a 6 °C menor que en la época presente.

2.4.2 Período Tardiglacial o Younger Dryas (YD, 12 – 10 ka)

Este período también es conocido como “Younger Dryas” y está separado de la Neoglaciación por un intervalo climático cálido, desde 8,5 ka hasta 6,5 ka atrás (Clapperton, 1983). Este autor identificó un grupo de tres o cuatro morrenas terminales arqueadas que se depositaron en casi todos los valles radiales de los volcanes Carihuairazo y Chimborazo cuyos depósitos tienen espesores entre 100 y 300 m. También menciona que estas morrenas se encuentran entre 1 a 2 km más abajo de las morrenas neoglaciacares en el Chimborazo, mientras que en el volcán Carihuairazo están 4 km más alejadas. Las crestas de estas morrenas están cubiertas por 1,5 m de cangagua pero no se ha visto ningún depósito de tefra.

El glaciar Reschreiter del Chimborazo penetró el valle del río Mocha y represó el drenaje hasta formar un lago que depositó sedimentos lacustres y turberas sobre el flanco externo de la morrena lateral. Clapperton (1993) dató dos turberas obteniendo edades de $11,370 \pm 60$ y $10,650 \pm 60$ ka AP. Según este autor, las dos edades confirman que un avance glaciar (Younger Dryas) ocurrió en un intervalo entre 10–12 ka AP. Por el contrario, Heine (1993) presenta dos dataciones de las mismas turberas que fechó Clapperton (1993) y obtuvo edades similares ($10,975 \pm 85$ y $10,620 \pm 85$ ka AP), pero Heine (1993) propuso otra interpretación. El autor estimó la tasa de sedimentación de la secuencia lacustre inferior (8-9 m de espesor), desde la turbera de mayor edad hasta la morrena, y concluyó que la morrena represó el valle unos $\sim 2,5$ ka antes de la edad de la turbera, por lo que Heine (1993) sugiere que el avance glaciar ocurrió entre 13-15 ka AP, lo cual pone en duda el período “Younger Dryas” en esta región de los Andes.

2.4.3 Período Neoglaciar (NG, 5 ka – Presente)

Este período está caracterizado por morrenas que avanzaron entre 300 a 500 m más abajo de las lenguas glaciares actuales. Clapperton (1990) propone que este avance fue causado porque la altitud de la línea de equilibrio de neviza (ELA) se encontraba entre 150 – 200 m más abajo del límite actual, que a su vez implica menores temperaturas que en la actualidad (1 a 1,5 °C). Evidencia en

otros volcanes nevados (e.g. El Altar; Clapperton, 1986) demuestran que parte de una gran morrena externa se formó antes de 2 ka. También hay evidencia en otras regiones andinas que los glaciares avanzaron más allá de sus límites actuales, al menos tres veces durante los últimos 5 ka (Clapperton, 1983).

La Tabla 2.2 presenta los avances glaciares máximos, y por ende las morrenas de menor elevación (snm), de cada período para las cordilleras Occidental y Real:

Período Glaciar ka AP (miles de años, Antes del Presente)	C. Occidental Chimborazo-Carihuairazo (msnm)	C. Real Antisana y Papallacta (msnm)
Neoglaciar < 5	3900 – 4600	4025
Tardiglaciar o “ <i>Younger Dryas</i> ” 12 – 10	3800 – 4400	3900
Glaciación Máxima Tardía 30 – 14	3000 – 3900	3100
Glaciación Máxima Temprana 35 – 27	2900 – 3800	2900
Penúltima Glaciación 110 – 210	2750 – 3250	2750

Tabla 2. 2 Altitudes alcanzadas por los máximos avances glaciares durante el Cuaternario en las cordilleras Occidental y Real, según los reportes de Clapperton (1990) y Mothes y Hall (1994).

Los máximos avances glaciares que ocurrieron durante el Cuaternario Tardío en los volcanes Carihuairazo y Chimborazo, y que fueron descritos en este apartado, son presentados en el mapa geológico que fue elaborado durante esta investigación y que consta en la sección de Anexos.

CAPÍTULO 3

Contexto Teórico

En esta sección se describen y explican brevemente el origen de ciertos fenómenos volcánicos que produjeron los depósitos que son objeto de estudio en esta investigación. Se describen fenómenos tales como los deslizamientos volcánicos y las avalanchas de escombros, los domos de lava y su colapso gravitacional, y las erupciones explosivas con un enfoque en las erupciones plinianas y la distribución de la tefra producida.

3.1. LAS AVALANCHAS DE ESCOMBROS Y SUS DEPÓSITOS

Las avalanchas de escombros volcánicos se originan por deslizamientos a gran escala que ocurren en los flancos de un volcán. Los flujos resultantes se caracterizan por una gran movilidad que está relacionada principalmente a fuerzas gravitacionales, las cuales provocan que la masa deslizada viaje a velocidades muy altas (> 100 km/h), generalmente en condiciones de subsaturación de agua, alcanzando grandes distancias desde su fuente y sobrepasando barreras topográficas (Siebert, 1984; Pierson and Scott, 1998; Ui et al., 2000).

Dos evidencias principales ayudan a identificar la ocurrencia de grandes deslizamientos en la vida pasada de los volcanes: a) un escarpe de deslizamiento en forma de herradura o anfiteatro que le da al edificio la apariencia de un cono truncado, y b) la presencia de un depósito de avalancha de escombros al pie del volcán que a menudo exhibe una morfología de *hummocks*, la cual consiste en cientos de colinas que disminuyen de tamaño al alejarse del volcán (Siebert, 1984; Clavero et al., 2002) (Figuras 3.1A y 3.2).

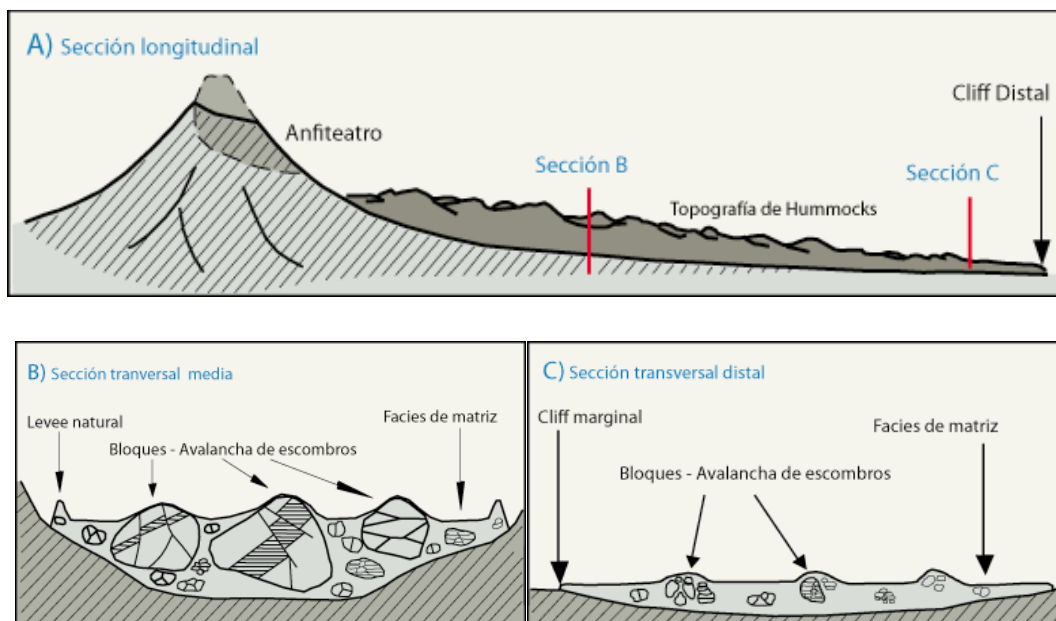


Figura 3. 1 Esquema de un depósito de avalancha de escombros. A) Sección longitudinal, B) Sección transversal proximal que muestra la facies de bloques, C) Sección transversal distal que muestra la facies de matriz o mezcla. Modificado de Ui et al. (2000).

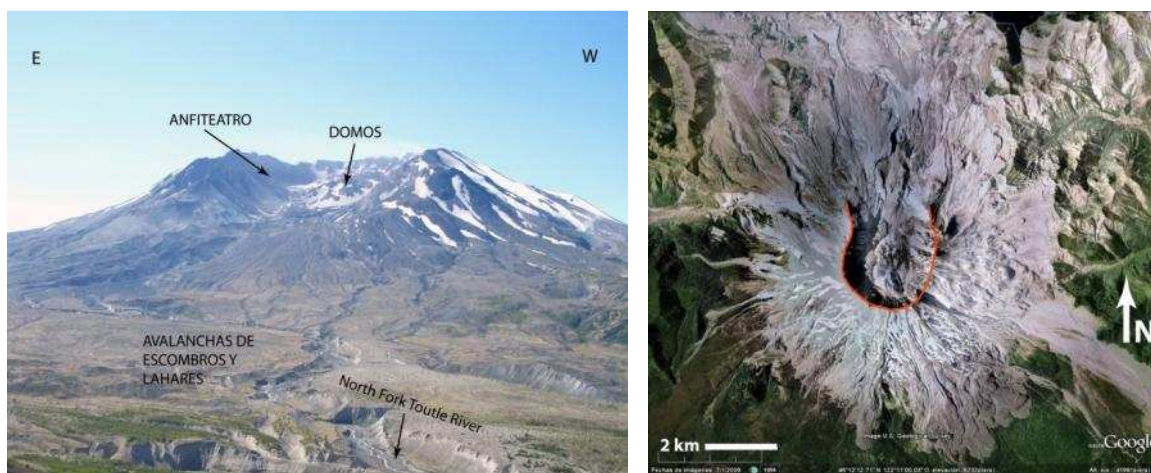


Figura 3. 2 Volcán Mt. Saint Helens (Washington, USA). Izquierda: vista panorámica tomada desde el Norte en Agosto de 2011 (Foto: J. Ordóñez). Se observa el anfiteatro que fue generado en la erupción del 18 de Mayo de 1980 y un complejo de domos que está creciendo en su interior. En la base del flanco Norte están expuestos los depósitos de la avalancha de escombros y de los lahares asociados a esta erupción en el valle del río North Fork Toutle. Derecha: imagen satelital tomada de Google Earth, se observa el anfiteatro abierto hacia el Norte con un diámetro aproximado de 2 km y los mismos depósitos generados en Mayo de 1980.

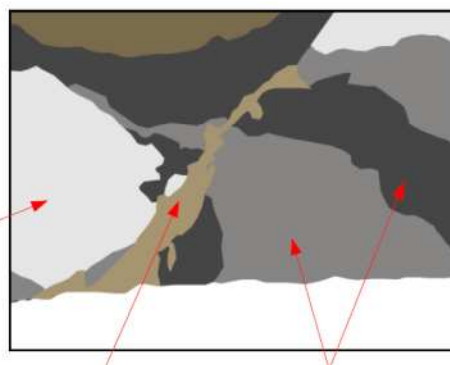
Los depósitos de avalanchas de escombros (DAE) son brechas heterolitológicas de bloques y clastos volcánicos heterométricos que presentan un

sorteo pobre (Siebert, 1984). Estos depósitos se caracterizan por exhibir dos facies texturales y sedimentológicas diferentes: la facies de bloques y la facies de mezcla (Siebert, 1996) (Figuras 3.1 y 3.3). También es común encontrar estructuras internas en secciones paralelas y transversales a lo largo del eje principal del flujo. Por ejemplo, bloques que sufrieron intensos procesos de fracturamiento pueden presentar clastos que no fueron disgregados y que se conservan dentro de una matriz intraclastos de la misma composición que los detritos no disgregados (Figura 3.3). También pueden coexistir bloques que fueron deformados por esfuerzos durante su movilización y emplazamiento, bloques que pueden mostrar una transición a la facies de mezcla, bloques masivos con fracturas del tipo *jigsaw* son muy comunes en los depósitos así como fallas inversas y/o normales asociadas a la dinámica del transporte y de la depositación de la avalancha (Siebert, 1984; Glicken, 1991; Palmer et al., 1991; Ui et al., 2000).



Figura 3. 3 Facies del DAE del volcán Imbabura, Ecuador. Notar las diferentes características texturales y sedimentológicas de cada facies. Tomado de Bernard (2008).

*Facies de Bloque.
Dep. piroclástico
Dacita (Pxo±Anf)
Grano fino,
sorteo pobre*



*Facies de Mezcla
Polilitológica
Grano grueso,
sorteo pobre*

*Facies de Bloque.
Lava masiva
Andesita (2 pxo)
Grano grueso,
sorteo pobre*

Diferentes estudios de avalanchas de escombros han demostrado que el dinamismo de transporte es laminar y no turbulento. Takarada et al. (1999) exponen un modelo de flujo de avalancha basado en modelos anteriores al que denominaron “Plug Flow” (Figura 3.4). Estos autores plantean que en la etapa inicial del deslizamiento, bloques gigantes (hasta cientos de metros) sufren fracturas del tipo “jigsaw crack”, conservando la estratigrafía original casi intacta, con la facies de mezcla poco desarrollada y con una velocidad de transporte

relativamente baja (Figura 3.4a). La siguiente etapa corresponde a la fase donde los megabloques se disgregan en otros de menor tamaño, pero que aún pueden alcanzar varios metros de longitud. En la base y en el frente de la masa transportada se genera una especie de “colchón” donde ocurren procesos de cizallamiento, erosión e incorporación del sustrato en la base de la avalancha, y comúnmente se producen deformaciones asociadas a estos procesos. La velocidad del flujo en esta etapa es muy alta, sin embargo el interior de la masa se comporta como un flujo laminar (Figura 3.4b). Cuando la pendiente del terreno disminuye, la masa pierde energía y empieza a depositarse adquiriendo ciertas características litológicas como gradación inversa y estructuras de cizallamiento en la base, imbricación y redondeamiento de clastos y/o bloques y mayor desarrollo de la facies de mezcla (Figura 3.4c).

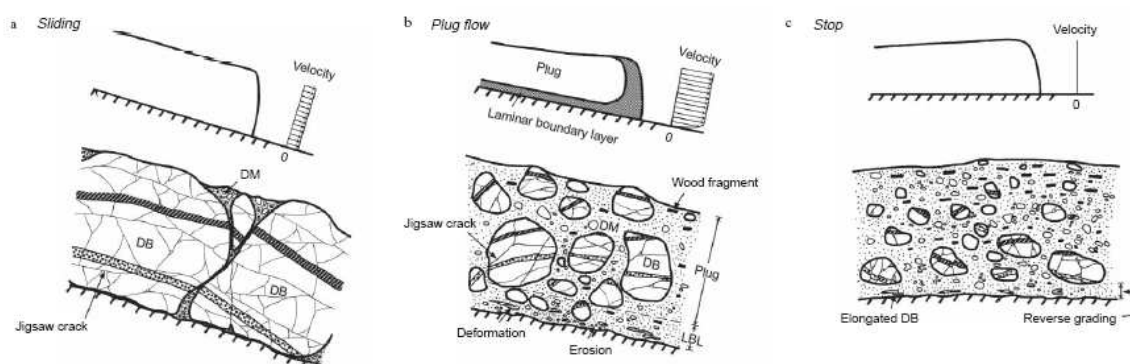


Figura 3. 4 Modelo de la dinámica del transporte y emplazamiento de una avalancha, según Takarada et al. (1999). a) Fase inicial de deslizamiento, b) Fase de transporte de la avalancha, y c) Fase de deposición de la avalancha.

Varios factores desestabilizantes y mecanismos detonantes pueden combinarse para reducir la estabilidad de un edificio volcánico y facilitar su deslizamiento (Figura 3.5). Entre los más importantes que han sido citados en la literatura (Bernard, 2008) tenemos los siguientes:

- 1) altura o relieve total del volcán
- 2) estructura y características mecánicas internas del edificio
- 3) actividad sismo-tectónica cercana
- 4) estructura y características mecánicas internas y pendiente del basamento/sustrato
- 5) efectos de una intrusión somera
- 6) cantidad de nieve y hielo en la cumbre
- 7) grado y tipo de alteración hidrotermal
- 8) carga superficial
- 9) remoción de un apoyo lateral
- 10) efectos climáticos, como el grado de saturación de agua meteórica

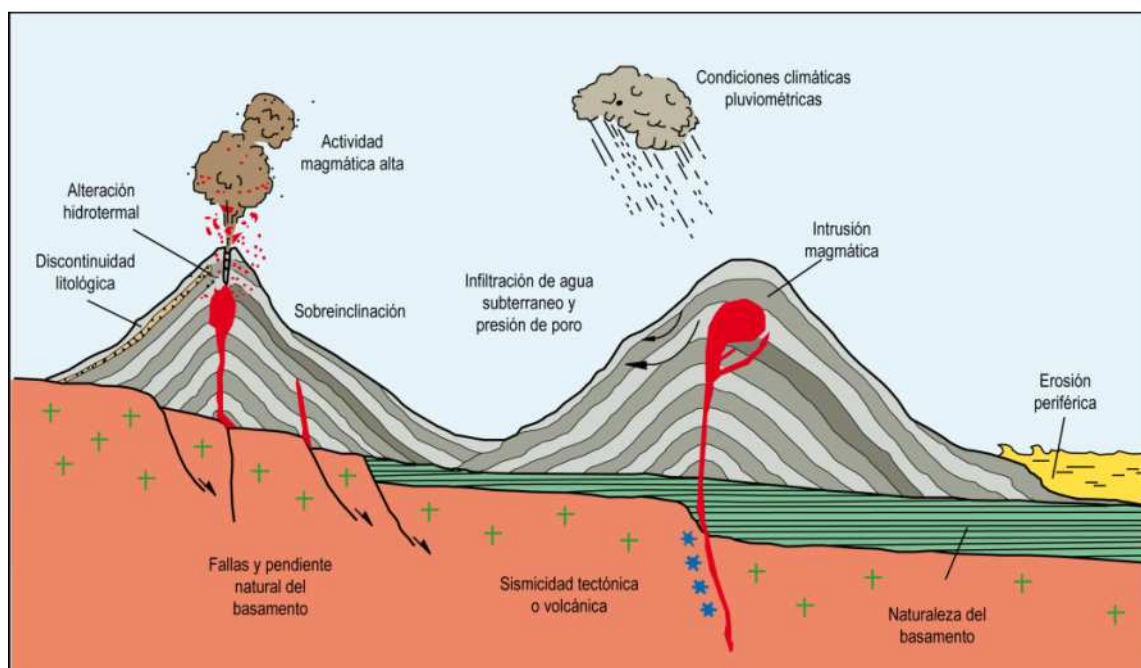


Figura 3.5 Ilustración esquemática que muestra los diferentes factores desestabilizantes y posibles mecanismos detonantes que pueden combinarse en un volcán para provocar un deslizamiento que genere una avalancha de escombros volcánicos. Modificado de Leyrit and Montenat (2000).

3.2. LOS DOMOS VOLCÁNICOS Y SU COLAPSO GRAVITACIONAL

Los domos de lava se forman cuando el magma extruido, generalmente de composición ácida, tiene una viscosidad tan alta que no es capaz de fluir distancias tan grandes lateralmente y termina por apilarse alrededor del vento formando grandes montículos de roca. La superficie del domo se enfría y fractura cuando entra en contacto con la atmósfera y comúnmente acumula detritos sobre sus pendientes. Los domos de lava generalmente crecen sobre la cumbre de un volcán, sobre sus flancos, en el interior o en los bordes de una caldera o se originan como centros volcánicos independientes (Fink and Anderson, 2000; Rosi et al., 2003) (Figura 3.6).



Figura 3. 6 Domos de lava que crecieron en el interior del anfiteatro del volcán Monte Santa Helena (Washington, USA) después de la erupción del 18 de mayo de 1980. Fotografías tomadas del sitio web del CVO-USGS (Cascades Volcano Observatory – US Geological Survey)

El principal peligro asociado a un domo de lava se origina cuando alguno de sus flancos colapsa debido a una desestabilización gravitacional o a una erupción explosiva. El colapso gravitacional puede generarse cuando el domo está en crecimiento o cuando ha dejado de ser extruido. En el primer caso se producen “avalanchas” de material piroclástico fragmentado y caliente, acompañado de una nube de gases y ceniza. Estas avalanchas se denominan *flujos piroclásticos* de “bloques y ceniza” y pueden ocurrir de manera repetitiva a medida que el aporte de lava continúe (Fink and Anderson, 2000).

Los flujos piroclásticos de bloques y ceniza (Block and Ash) están formados por una fase densa, rica en materiales fragmentarios como bloques de lava solidificada y ceniza, que generalmente está confinada a moverse por valles o drenajes con una dinámica de flujo laminar y con velocidades que pueden superar los 100 km/h. Es muy común que la fracción densa esté acompañada por una fase diluida, de menor densidad, denominada oleada piroclástica o surge, que está conformada por gases volcánicos calientes, aire y ceniza volcánica. La fase diluida forma grandes nubes ardientes que tienen un movimiento interno turbulento y que pueden afectar zonas más extensas, respecto a la fase densa, durante su movilización debido a que puede sobrepasar barreras topográficas. (Freundt et al., 2000) (Figura 3.7).

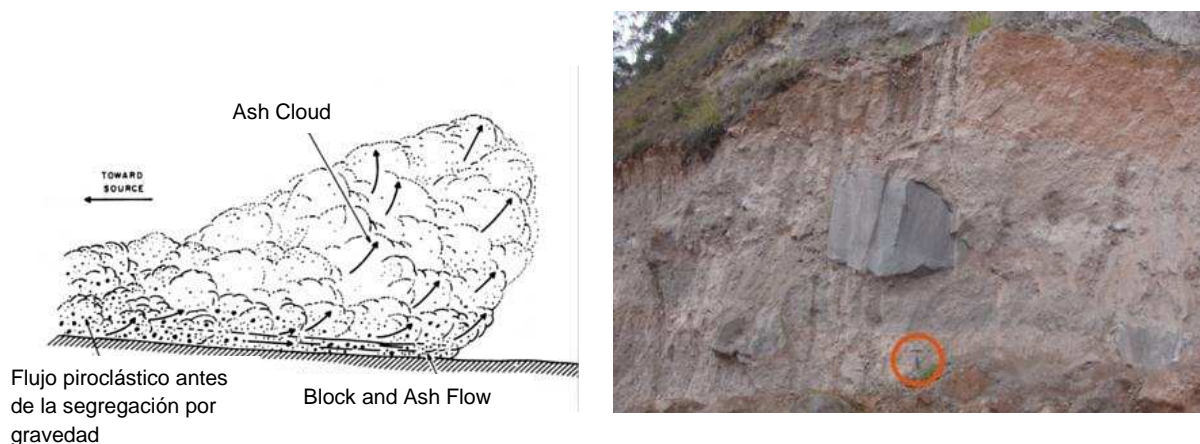


Figura 3.7 Izquierda: Esquema de la dinámica de un flujo piroclástico, tomado del sitio web: <http://www.arch.virginia.edu/struct/pompeii/volcanic.html>. Observe que la fracción más densa (bloques) se moviliza a la base del flujo con un régimen laminar, mientras que la fracción diluida forma una nube de gases volcánicos, aire y ceniza que se moviliza en régimen turbulento, sobre y frente a la fracción más densa. Derecha: Depósito de un flujo piroclástico de bloques y ceniza del volcán Carihuairazo al suroccidente de Ambato, vía a Guaranda (este trabajo). Notar el martillo (33 cm) debajo del bloque grande como escala.

El depósito de un flujo piroclástico de *bloques y cenizas* generalmente es monolítico y está constituido por fragmentos juveniles poco o nada vesiculados, aunque también puede contener fragmentos de zonas más viejas del domo. Un mal sorteo es muy común en este tipo de depósitos ya que se ha observado bloques métricos y decimétricos dentro de una matriz compuesta de ceniza (Figura 3.7). Los fragmentos juveniles comúnmente presentan un diaclasamiento prismático radial debido a su enfriamiento al entrar en contacto brusco con la atmósfera. Otras evidencias que demuestran las altas temperaturas

en este tipo de flujos son: a) presencia de madera o restos vegetales carbonizados, o al menos deshidratados, dentro del depósito; b) coloración rojiza de la matriz al tope del depósito debido a oxidación térmica de Hierro, c) presencia de pipas o conductos de escape de gases calientes posteriores a la depositación del flujo.

3.3. ACTIVIDAD EXPLOSIVA: LAS ERUPCIONES PLINIANAS Y SUB-PLINIANAS, Y SUS DEPÓSITOS

Es común observar un comportamiento explosivo en los volcanes, especialmente en aquellos que forman parte de arcos insulares y continentales debido a que los magmas generados contienen una mayor cantidad de volátiles. Las erupciones explosivas son inducidas por la expansión violenta de los gases exseltos a gran presión en el líquido magmático. A medida que el magma asciende hacia la superficie, la presión de confinamiento disminuye progresivamente lo que da lugar a la exsolución de compuestos volátiles (nivel de exsolución), especialmente agua y dióxido de carbono, los cuales pasan a formar una fase gaseosa compuesta por burbujas conocidas como vesículas (Figura 3.8). El proceso de exsolución de volátiles provoca también un rápido incremento en la viscosidad de la fase líquida del magma. Así, las vesículas podrán incrementar su volumen y proporción solamente mientras la viscosidad de la fase líquida del magma lo permita (Rosi et al., 2003). De lo contrario, las vesículas quedarán fijas, con gas a alta presión acumulado en su interior. Si el magma sigue ascendiendo hacia la superficie, llegará un momento cuando la presión interna de las burbujas supere la presión externa total ejercida sobre el magma (nivel de fragmentación magmática). En ese momento las burbujas empiezan a explotar y el magma empieza a fragmentarse, transformándose de un líquido viscoso a alta temperatura que contiene burbujas gaseosas (vesículas) en un flujo granular de alta presión y temperatura compuesto por fragmentos de magma a alta temperatura (llamados piroclastos) y gases que se expanden rápidamente. Este

flujo granular puede alcanzar velocidades supersónicas cuando llega al vent o cráter (Cashman et al., 2000; Rosi et al., 2003).

Uno de los tipos de erupciones explosivas son las llamadas *erupciones plinianas* y se caracterizan por generar columnas eruptivas muy altas (>20 km), arrojando a la atmósfera material piroclástico y gases con velocidades entre 100 y 400 m/s y con tasas de emisión de entre 10^6 a 10^8 kg/s. La masa total de material eyectado (magnitud) tiene un rango entre 10^{11} a 10^{13} kg, lo que implica depósitos con volúmenes de entre 0,1-10 km³ (Cioni et al., 2000).

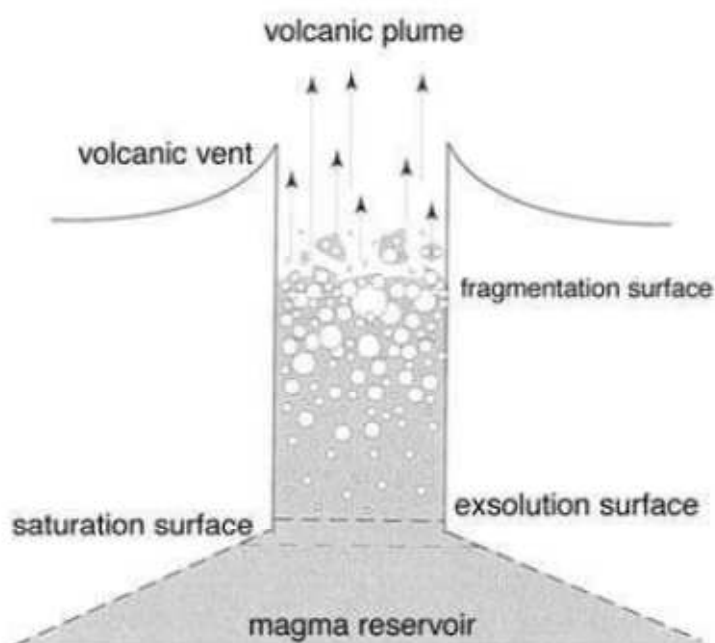


Figura 3. 8 Dinamismo de la fragmentación magmática, según Cashman et al. (2000). A medida que el magma asciende a la superficie, la presión decrece y provoca la exsolución de algunos volátiles disueltos, así como la formación de burbujas gaseosas y el aumento de la viscosidad del magma. Conforme aumenta el contenido de burbujas dentro del conducto también incrementa la presión que ejercen los gases hasta el nivel donde el magma se fragmenta y se transforma en una mezcla de gases y piroclastos que ascienden por el conducto con velocidades muy altas. Cuando alcanzan niveles someros la velocidad aumenta a niveles supersónicos y genera una columna eruptiva cuyo tamaño dependerá de factores como la tasa de emisión, la velocidad de salida, el grado de fragmentación y la temperatura, entre otros.

Los depósitos primarios resultantes de una erupción pliniana son las caídas piroclásticas de lapilli y ceniza, y los flujos piroclásticos. Las caídas plinianas típicamente forman extensos mantos que tienen espesores importantes (Figura 3.9), que varían desde varios metros hasta pocos milímetros, disminuyendo exponencialmente a medida que se alejan del viento (Pyle, 1989) y cubriendo superficies muy amplias de cientos de km^2 (Cioni et al., 2000). Los depósitos de caída pueden presentar estratificaciones internas asociadas a variaciones en la intensidad de la erupción, así como gradaciones en el tamaño de grano de la pómez. En cualquier caso, dichas estructuras se caracterizan siempre por ser paralelas, al igual que el techo y la base del depósito, por lo que éste resulta ser periclinal (Figura 3.9).

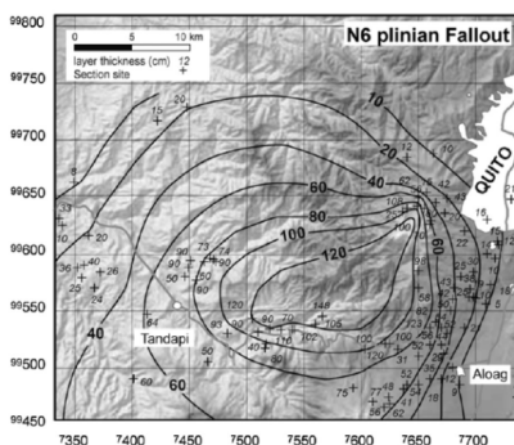


Figura 3. 9 Ejemplos de la distribución de tefra de una erupción pliniana. Izquierda: Mapa de isópacas para una capa de caída pliniana (N6) del volcán Ninahuilca al suroccidente de Quito, cuya edad es ~2,3 Ka AP. Notar la distribución elíptica de la tefra. Derecha: Depósitos de las caídas plinianas de pómez (N5 y N6) del volcán Ninahuilca. Tomado de Hidalgo et al., (2008).

CAPÍTULO 4

Geovolcanología del Pleistoceno Tardío en el Sur y Suroccidente de Ambato

En este capítulo se define la estratigrafía volcánica regional que fue identificada al Sur y Suroccidente de Ambato. Depósitos de avalanchas de escombros, de flujos piroclásticos de bloques y ceniza, de tefras pumíticas y andesíticas y de flujos de lodo conforman la estratigrafía regional en el Sur de Ambato. El propósito de esta sección es caracterizar litológicamente cada uno de estos depósitos volcánicos, así como determinar su distribución espacial y estimar sus volúmenes para identificar los posibles centros volcánicos de origen y la magnitud de los eventos eruptivos que los generaron. En las secciones finales de este capítulo se describirá de manera general la geomorfología de los centros volcánicos Carihuairazo y Huisla debido a que son las fuentes de emisión más probables de los depósitos estudiados en la presente investigación; sin embargo el estudio geológico de estos volcanes no fue un objetivo dentro de este proyecto.

En la sección de los Anexos están descritas detalladamente las columnas estratigráficas de los afloramientos más representativos de la región, así como las correlaciones entre ellas y la cartografía geológica correspondiente.

4.1 DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS VOLCÁNICOS

4.1.1 El Substrato

La región comprendida entre Latacunga y Ambato forma parte del Valle Interandino Central y ha sido receptora de productos volcánicos primarios y secundarios de los centros eruptivos Cuaternarios que se encuentran en sus alrededores, e.g. Cotopaxi, Sagoatoa, Carihuairazo, Huisla, Puñalica, Tungurahua y Chimborazo. Sin embargo, estos productos volcánicos descansan sobre

depósitos de origen volcano-sedimentario y volcánico, comprendidos por la Fm. Latacunga y el flujo piroclástico de Chalupas.

4.1.1.1 La Formación Latacunga

En la zona de estudio afloran secuencias volcano-sedimentarias similares a las que reportaron Lavenu (1994), Lavenu et al. (1992, 1995) y Winkler et al. (2005) como Fm. Latacunga.

En la margen izquierda del río Ambato, desde *La Península* hasta *Las Viñas*, aflora una secuencia de conglomerados, areniscas conglomeráticas y areniscas que están intercaladas con caídas piroclásticas pumíticas, un depósito de avalancha de escombros (DAE) y al menos un flujo de lava (Figura 4.1). Esta secuencia tiene espesores que varían entre 80 y 120 m, pero pueden ser mayores debido a que no se observó su base. Una ignimbrita pumítica consolidada (toba soldada) más antigua que el flujo de Chalupas, fue encontrada en contacto erosivo debajo de paquetes conglomeráticos, en el valle del río Ambato. Esta ignimbrita tiene al menos 10 m de espesor y consiste de ceniza y fragmentos de pómez con estructuras *fiamme* que alcanzan tamaños de hasta 8 cm.



Figura 4.1. Izquierda: Secuencia de conglomerados, areniscas conglomeráticas, areniscas y brechas volcánicas que aflora a lo largo del Paso Lateral de Ambato, en la ribera izquierda del río Ambato (UTM: 076775, 986325). Derecha: Secuencia sedimentaria similar bajo las brechas volcánicas post-Chalupas (este trabajo) que aflora en la intersección entre la Q. Cruzhuaycu (sector Miñarica Bajo) y la Q. Pataló (UTM: 757400, 9858200). Nótese que en este sitio no se depositó la ignimbrita Chalupas.

A 7 km hacia el Nororiente de Ambato, en la intersección entre el antiguo camino a Píllaro y el río Cutuchi existe una secuencia volcano-sedimentaria, similar a la que fue descrita anteriormente. Paquetes de conglomerados, areniscas, un flujo de lava y un depósito de avalancha de escombros afloran en el cañón del río Cutuchi (Figura 4.2) con espesores cercanos a los 200 m.



Figura 4.2. Sección donde aflora la Fm. Latacunga en el camino antiguo a Píllaro (UTM: 077050, 986925). Izquierda: Flujo de lava andesítica descansando discordantemente sobre un paquete de rocas sedimentarias (conglomerados y areniscas). Derecha: depósito de avalancha de escombros bajo el paquete sedimentario anterior. Se puede distinguir facies de bloques y de mezcla, así como varias fracturas internas asociadas a la dinámica del flujo (líneas blancas). La petrografía de la facies de bloque es de una lava andesítica similar a la observada junto al puente del río Ambato, en el Paso Lateral.

La petrografía dominante de este depósito de avalancha se asemeja a la petrografía del DAE que aflora en el puente sobre el río Ambato (Paso Lateral) y consiste de una predominancia de andesitas porfíricas piroxénicas dentro de la facies de bloques. Debido a que esta avalancha de escombros está contenida dentro de la Fm. Latacunga, la edad de este depósito tiene que ser mayor que la edad de la ignimbrita Chalupas (211 ka, Beate et al., 2006), la cual descansa discordantemente sobre la Fm. Latacunga.

A lo largo de la margen izquierda del río Pachanlica existen terrazas que están conformadas por secuencias fluvio-lacustres (gravas, arenas y limos) que están alternadas con niveles de origen volcánico (lahares, caídas piroclásticas) (Figura 4.3). Los depósitos de esta secuencia no están consolidados y podrían ser contemporáneos con la Fm. Latacunga. Sus espesores oscilan entre 50 y 60 m

alrededor de Mollepamba. La ignimbrita Chalupas descansa sobre estos depósitos en ambas riberas del río Pachanlica.



Figura 4.3. Superior: Vista panorámica del valle del río Pachanlica a la altura de Picaihua. Notar las terrazas que conforman la Fm. Latacunga (conglomerados, areniscas, lahares, caídas piroclásticas) y terrazas aluviales recientes. Izquierda: DAE-1 descansa sobre un paquete de microconglomerados arenosos.

Debajo del paquete volcano-sedimentario yace una serie de niveles piroclásticos de grano fino, de apariencia similar a la cangahua, y lahares que están compactados y muy endurecidos, donde su edad relativa es aparentemente mayor que el paquete superior (Figura 4.4). Depósitos similares fueron observados en el cerro Nitón, en la margen derecha del río Pachanlica.



Figura 4.4. Paquete volcano-sedimentario conformado por capas de tobas compactadas, caídas piroclásticas de pómez, lahares y arenas-limosas. Este afloramiento está ubicado a ~1 km hacia el SE de Picaihua (UTM: 769550, 9858300).

4.1.1.2 *La Ignimbrita Chalupas*

La ignimbrita Chalupas, al ser un depósito extensamente distribuido por el Callejón Interandino (Beate, 1985) y debido a que se ha podido determinar su edad entre 200-211 Ka (Beate et al., 2006), es un excelente marcador estratigráfico que ayuda a comprender las relaciones estratigráficas y tectónicas entre depósitos y formaciones del Pleistoceno Tardío en la región interandina.

El flujo piroclástico Chalupas puede ser seguido a lo largo del Callejón Interandino desde Guayllabamba el Norte, hasta Riobamba al Sur. En la zona de estudio se puede observar su depósito en todo el paso lateral de Ambato, pero también aflora en sectores como Ficoa, Techo Propio, Pishilata y Picaihua (Figuras 4.5 y 4.11), lo cual sugiere que el flujo piroclástico rellenó el paleovalle del río Ambato y siguió su curso hacia el Sur, depositándose sobre el sustrato volcano-sedimentario del Pleistoceno (Fm. Latacunga).

En estos sitios se observó que la ignimbrita puede alcanzar espesores de hasta 20 m, aunque en algunos afloramientos no está expuesta su base.

Generalmente la matriz presenta tonalidades rojizas y cremosas hacia el tope, está compuesta principalmente por ceniza con escasos fragmentos de pómez biotítica que llegan a tener hasta 10 cm de tamaño, y en menor porcentaje, pequeños fragmentos accidentales de andesitas oscuras. En ocasiones se observaron los horizontes de cenizas re trabajadas al tope del depósito, que fueron reportados por Beate (1985), caracterizados por presentar estratificaciones cruzadas (Figura 4.5).



Figura 4.5. Afloramientos de la ignimbrita Chalupas cerca de Picaihua. Arriba: sector Calicanto (UTM: 770400, 9859000), se observan los niveles medio y superior según la descripción de Beate (1985). Abajo: loma Tiagua (UTM: 769900, 9860400), a 1.2 km hacia el NNE de Picaihua, en la margen izquierda de la quebrada Terremoto.

4.1.2 La Estratigrafía Volcánica en la Cuenca Sur de Ambato

Numerosos afloramientos en canteras y cortes de carretera (Figura 4.6) permiten definir la estratigrafía en la región Sur de Ambato. A continuación se describen en orden ascendente a los depósitos volcánicos que estratigráficamente son más jóvenes que la ignimbrita Chalupas.

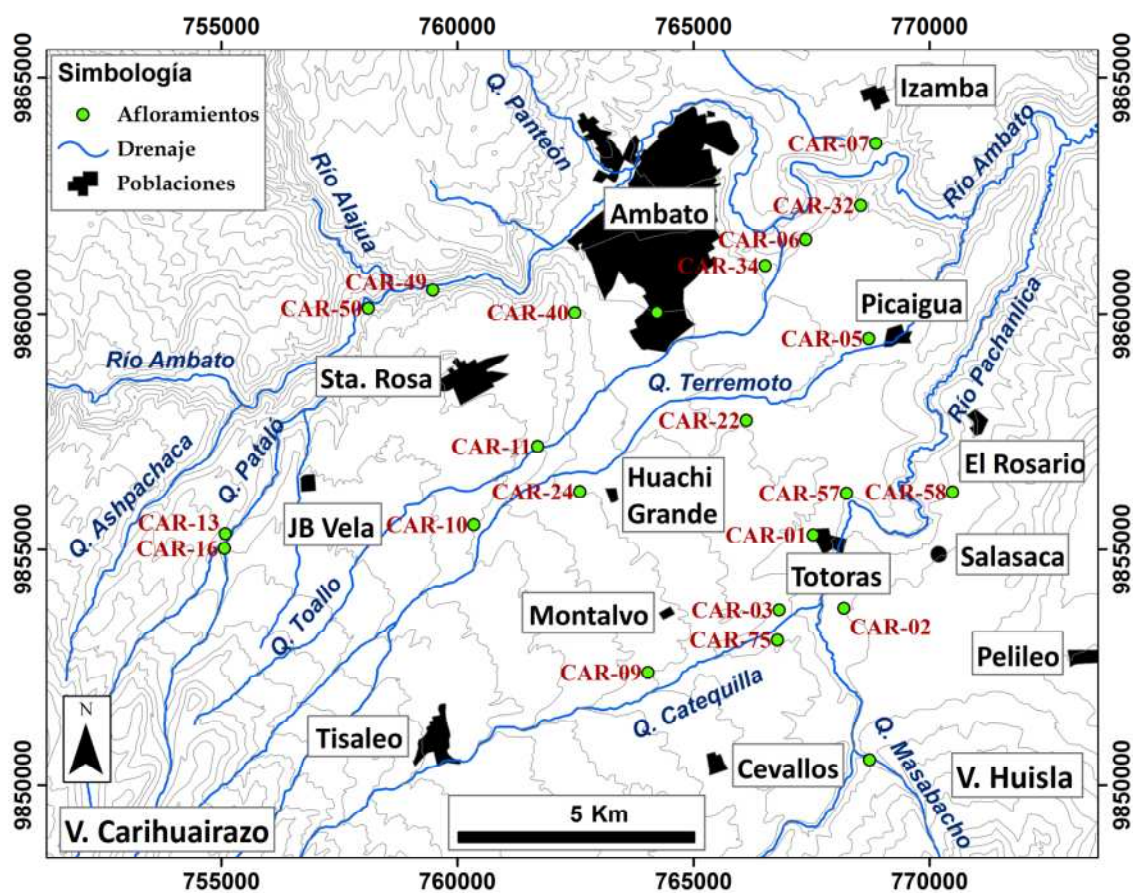


Figura 4.6. Mapa topográfico de la zona de estudio. Los puntos verdes corresponden a los sitios más representativos donde afloran los depósitos de interés en esta investigación.

4.1.2.1 *Avalancha de Escombros 1 (DAE-1)*

Características litológicas, texturales y estructuras internas del depósito

El DAE-1 corresponde a una brecha volcánica masiva que no muestra gradación ni estratificación interna. La brecha es heterolitológica, tiene un sorteo muy pobre y presenta sectores que cambian repentinamente de colores (gris, rojo, amarillo, verde) debido a yuxtaposiciones de rocas de distintas litologías en escalas que varían desde pocos centímetros hasta varios metros, lo cual es una característica relevante de la facies de bloques (Siebert, 1996). Dos facies texturales fueron reconocidas en este depósito: facies de bloques y facies de mezcla, según la terminología de Crandell (1984, 1989) y Glicken (1986, 1991).

La facies de bloques está conformada por fragmentos rocosos métricos (≤ 6 m) y decimétricos que provienen directamente del volcán. En la mayoría de afloramientos se observaron bloques que sufrieron intensos procesos de cataclasis y deformación (Figuras 4.7 y 4.8), aunque bloques masivos (< 2 m, y ocasionalmente más grandes) también forman parte del depósito pero en menor proporción (Figura 4.8). El proceso de cataclasis provocó un alto grado de fracturación en las rocas generando clastos angulosos-subangulosos que no fueron disgregados y que se mantuvieron dentro de una matriz intraclastos de la misma composición y con un tamaño de grano areno-limosa. Por otro lado, esfuerzos extensivos y de cizalla durante la etapa de transporte y esfuerzos compresivos durante la depositación, deformaron los bloques provocando su dilatación y plegamiento respectivamente (B. Bernard, com. pers.). Esta facies también está constituida por algunos bloques que exhiben estructuras de transición hacia una facies de mezcla incompleta que comúnmente tienen coloraciones rojizas. Por último, los bloques masivos decimétricos presentan las fracturas del tipo *jigsaw*, sin embargo estas estructuras no fueron observadas en los bloques masivos métricos. La petrografía involucrada en los bloques de avalancha consiste principalmente de andesitas de dos piroxenos, andesitas anfibólicas, andesitas de piroxeno y anfíbol, y en menor proporción andesitas amarillentas-rojizas alteradas por hidrotermalismo. La mayoría de las rocas presentan texturas porfíricas, aunque también se observaron andesitas con

texturas afaníticas. Estos bloques probablemente formaron parte de unidades litológicas como flujos de lava y flujos piroclásticos en el volcán ancestral.

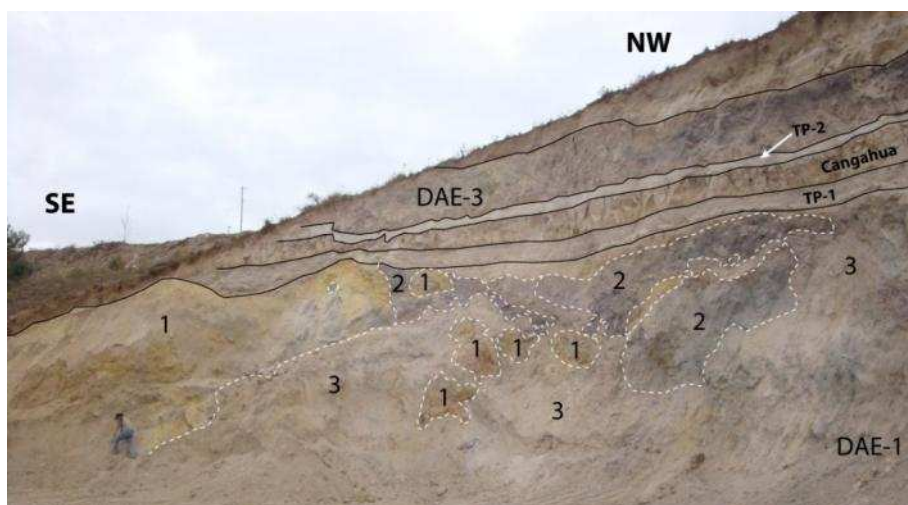


Figura 4.7. Afloramiento del DAE-1 en el sector Techo Propio (UTM: 769150, 9861880). Notar las diferentes facies de bloques (números 1 y 2) y la facies de mezcla (número 3). Los bloques de avalancha están formados por clastos angulosos dentro de una matriz de la misma composición. También se observa que los bloques sufrieron deformaciones debido a los esfuerzos internos durante el transporte de la avalancha. La facies de mezcla está compuesta por clastos heterolitológicos dispersos dentro de una matriz de grano fino que engloba a la facies de bloques

La facies de mezcla se asemeja texturalmente a un flujo de escombros y consiste principalmente de una matriz interclastos con un sorteo muy pobre (Figuras 4.7 y 4.8). Esta facies presenta una coloración café-caqui y generalmente está algo endurecida. La fracción granulométrica principal consiste de partículas de tamaño limo-arenoso (estimado >70%) y un menor porcentaje de clastos volcánicos heterogéneos (estimado <30%) de tamaño menor que 20 cm disgregados en la matriz. La composición de los clastos es similar a la facies de bloques pero también se encontraron fragmentos volcánicos que probablemente fueron incorporados durante el transporte de la avalancha. Los clastos de la facies de mezcla varían entre angulosos a subredondeados y tienen formas subesféricas y tabulares. La facies de mezcla está presente generalmente en la base del depósito pero también es común encontrarla como inyecciones entre las fracturas de los bloques que sufrieron cataclasis. La fracción fina de esta facies probablemente proviene de la erosión e incorporación del sustrato (ignimbrita

Chalupas y Formación Latacunga) y de la matriz intraclastos de la facies de bloques.

De manera general, se pudo estimar la proporción entre las facies de bloques y de mezcla en los afloramientos marginales, obteniendo valores estimados entre 30 - 40 % para la facies de bloques y entre 70 - 60 % para la facies de mezcla.

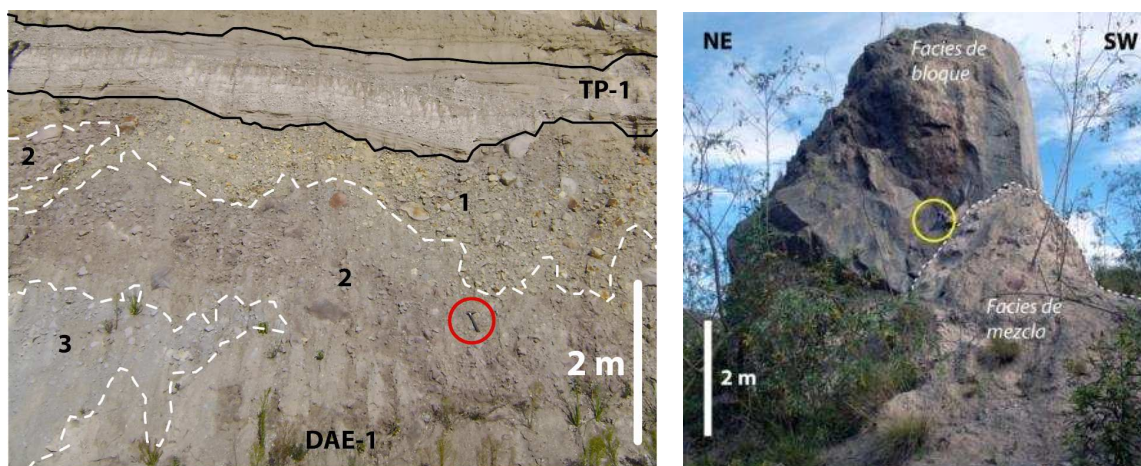


Figura 4.8. Afloramiento del DAE-1. Izquierda: sector La Coca Cola (UTM: 768196, 9853754), cerca de Salasaca. Notar las facies de bloques de avalancha (números 1 y 2) similares al afloramiento de la Figura 4.8. Notar que no hay ningún relleno secundario sobre el DAE-1, pero sí la tefra TP-1. Derecha: Paso Lateral de Ambato (UTM: 768870, 9863617), cerca de Izamba. Notar el bloque de avalancha masivo, cuyo tamaño oscila los 6 m y está rodeado de la facies de mezcla.

Distribución y morfología del depósito

El depósito DAE-1 aflora principalmente hacia el Este, Sureste y Suroeste de Ambato (Figura 4.9). Los afloramientos de esta brecha se encuentran principalmente en la margen derecha del río Ambato a lo largo del Paso Lateral, pero también es común encontrarlos siguiendo el río Pachanlica desde la altura de Cevallos, especialmente en su margen izquierda, aunque también se la observó en la ribera opuesta, en los sectores conocidos como Jesús del Gran Poder, El Recreo, La Libertad, Mollepamba, La Coca Cola, Pataloma y Churumanga. Otros afloramientos de este depósito se encuentran en las canteras Casigana y Bellavista. Sin embargo, a pesar de haber encontrado cerca de 20

afloramientos del DAE-1, solamente se pudieron describir 13 de ellos debido a la dificultad de acceso en los restantes.

En base de la interpretación de la paleo-topografía de la zona se sugiere una distribución del DAE-1 en el terreno, el cual cubre una superficie cercana a los $\sim 200 \text{ km}^2$, formando un gran abanico que nace desde el flanco nororiental del Carihuairazo y que se extiende hacia el valle del río Ambato, alcanzando un recorrido máximo (runout) de 25 km desde este centro volcánico hasta el sector de Izamba ($\sim 2400 \text{ msnm}$) donde se encontró el afloramiento más distante. El límite suroriental de este abanico no es muy claro debido a que está cubierto por depósitos volcánicos más jóvenes (Figura 4.9). De la misma manera, el borde noroccidental tampoco es muy notorio debido a la misma cobertura volcánica, sin embargo el contacto fue inferido a lo largo de la margen derecha del río Pataló porque se encontró una secuencia de depósitos volcanoclásticos retrabajados que podrían ser equivalentes del DAE-1. Los límites oriental y norte son más evidentes y coinciden con los ríos Pachanlica y Ambato respectivamente. En el Anexo 4.1 se presenta la lista de los afloramientos del DAE-1.

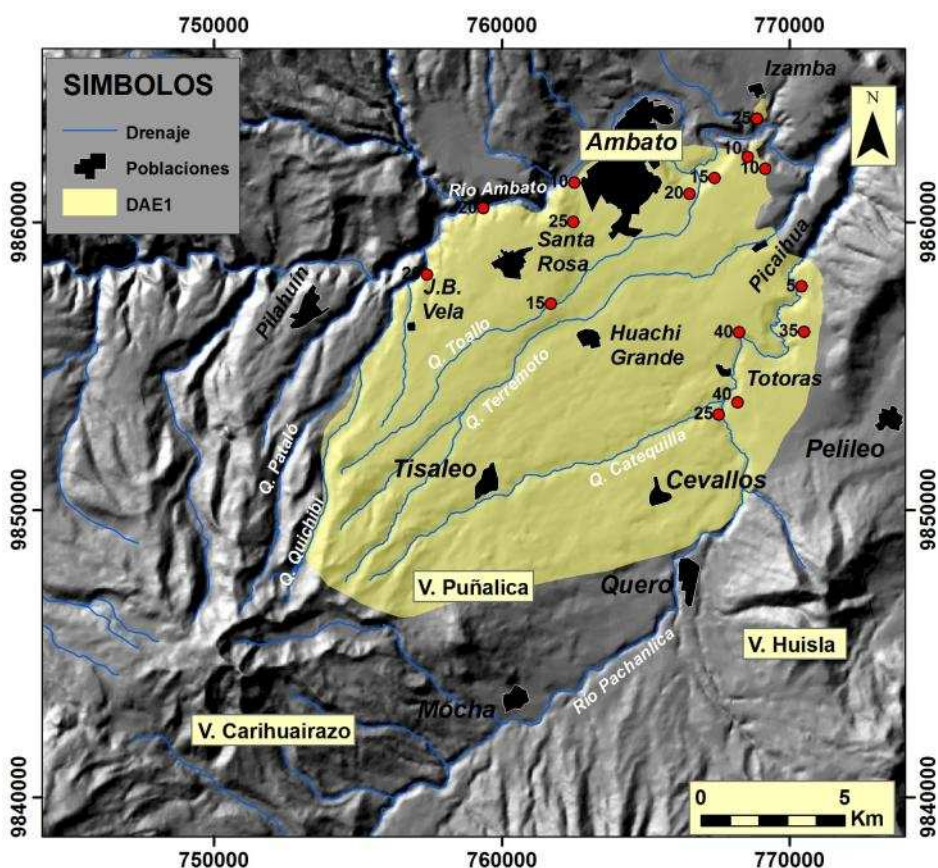


Figura 4.9. Distribución en el terreno del DAE1 y ubicación de los afloramientos más representativos. Las coordenadas UTM están en el sistema de referencia PSAD56.

Los hummocks no son muy evidentes debido en parte a la erosión y a la cobertura volcánica posterior, aunque en algunos afloramientos (e.g. La Coca Cola, Techo Propio) sí fue posible identificar estos rasgos morfológicos. En ocasiones se observó que las depresiones interhummocks están parcialmente rellenas por depósitos volcanoclásticos cuyo origen parece relacionarse íntimamente con reabajamiento del DAE-1 en un medio acuoso (lahares) (Figuras 4.10 y 4.15). Glicken (1996) reportó la ocurrencia de lahares similares después del deslizamiento del volcán Mt. Saint Helens en 1980 (USA). Este autor observó que los lahares fueron generados por derrumbes o desplomes repentinos de hummocks que estaban saturados de agua proveniente de grandes masas de hielo glaciar y del sistema hidrotermal atrapadas en el interior del depósito de avalancha.

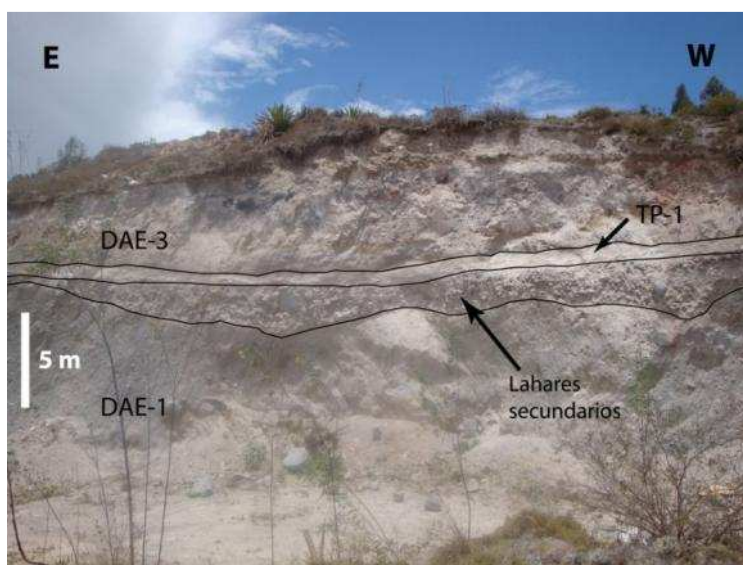


Figura 4.10. Afloramiento del DAE-1 en el sector del campamento de la mina Las Viñas, en la margen derecha del río Ambato (UTM: 768551, 9862292). Se observa una incipiente morfología de hummocks con un relleno de material removilizado del DAE en las depresiones interhummock. Sobre el relleno descansa la tefra TP-1 y encima está el DAE-3 en un contacto erosivo.

Variación de los espesores y cálculo del volumen del depósito

El DAE-1 exhibe varios afloramientos alrededor de Ambato (Anexo 4.1). Los mayores espesores están presentes en las riberas del río Pachanlica, entre los sectores La Coca Cola y El Rosario, con valores entre 25 y 40 m, pero en la mayoría de ellos no aflora su base, por lo que su espesor puede ser mayor. En

zonas más alejadas los espesores varían entre 10 y 20 m, medidos en cortes de carretera en el Paso Lateral de Ambato y en las canteras Bellavista, Casigana y Techo Propio. Esta brecha también está expuesta en la antigua vía Flores (paralela al río Ambato) donde existen varias canteras, sin embargo en algunas de ellas resultó difícil estimar su espesor debido a que tampoco se puede ver la base o en otras ocasiones las labores de explotación de las canteras formaron paredes que tienen más de 40 ó 50 m de altura, dificultando el acceso para discriminarla e identificarla de otros depósitos similares.

La estimación del volumen es aproximativa debido a que los espesores del depósito no están bien constreñidos, sin embargo un valor promedio (z) de 20 m puede ser asumido para realizar el cálculo. Se ha estimado además que la brecha DAE-1 cubre una superficie (S) cercana a los 205 km². Con esta información se calculó un volumen mínimo del depósito (V_d) cuyo valor es 4,1 km³. Por lo tanto, la estimación del volumen permite tener alguna idea acerca de la magnitud del evento pero no representa necesariamente un valor exacto.

Por otro lado, si se asume que el volumen del depósito (V_d) sufrió una expansión del 20% durante su emplazamiento (Glicken, 1996), con respecto al volumen compactado pre-deslizamiento (V_c), entonces se puede obtener un valor aproximado de 3,4 km³ para el volumen inicial V_c :

$$S = 205 \text{ km}^2$$

$$V_d = V_c + 0,2 V_c$$

$$z = 20 \text{ m} = 0,02 \text{ km}$$

$$1,2 V_c = 4,1$$

$$V_d = S \times z$$

$$V_c = 3,4 \text{ km}^3$$

$$V_d = 205 \times 0,02$$

$$V_d = 4,1 \text{ km}^3$$

Donde, S es la superficie que fue cubierta por el DAE-1, z es el espesor promedio del depósito, V_d es el volumen del depósito y V_c es el volumen compactado pre-avalancha.

Relaciones estratigráficas y edad del depósito

El DAE-1 descansa en discordancia erosiva por sobre la ignimbrita Chalupas (211 Ka) (Figura 4.11), o por sobre la Fm. Latacunga (Figura 4.1) en zonas donde la ignimbrita no llegó a depositarse o donde fue erosionada totalmente. Por otro lado, Samaniego et al. (2012) presentan cuatro edades de diferentes flujos basales de lavas andesíticas de los flancos suroriental y suroccidental del Carihuairazo con rangos entre 205 y 230 ka. Si bien estas edades no se correlacionan directamente con la edad del DAE-1, sí sugieren que el deslizamiento asociado a este depósito tiene que ser más joven que ~200 ka.

El contacto superior del DAE-1 también es erosivo con una capa de caída de pómez blanca de composición pumítica (*TP-1*), que será descrita más adelante. Adicionalmente, pocos afloramientos del DAE-1 muestran algunos lentes de material retrabajado de la avalancha que cubren el depósito original en depresiones formadas entre los hummocks (Figuras 4.10 y 4.15).

En las canteras Bellavista y San Vicente la capa TP-1 fue erosionada y un paquete de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (DFBC-inf) cubre el DAE-1 de manera erosiva (Figura 4.16). Una edad ^{14}C que es >45 ka (sin calibración) se obtuvo de uno de los depósitos de flujos piroclásticos en la segunda cantera mencionada arriba (Figura 4.18).

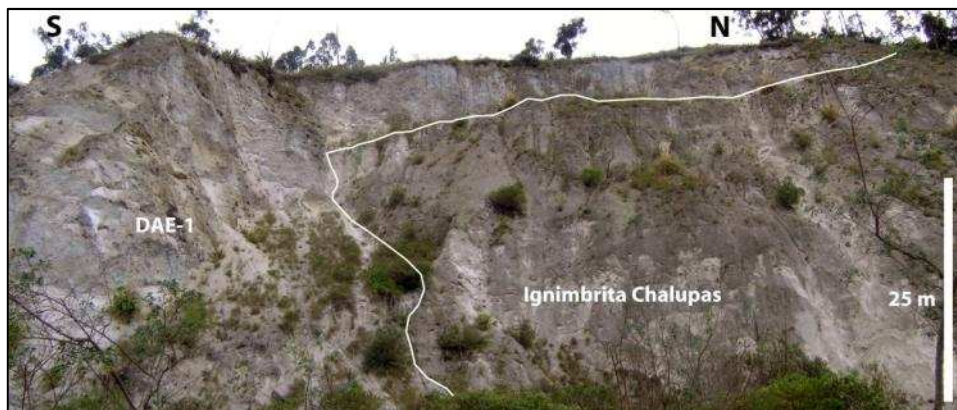


Figura 4.11. Afloramiento del DAE-1 que yace discordantemente sobre la ignimbrita Chalupas, en el sector Pishilata al occidente de La Península, sobre la margen derecha del río Ambato (UTM: 765725, 9862555). Notar que en la zona izquierda de la fotografía la avalancha parece estar sobrecorriendo a la ignimbrita, pero aparentemente el flujo piroclástico fue erosionado en esta zona y la avalancha pudo alcanzar el fondo del paleovalle.

Si se toman en cuenta las edades de la ignimbrita Chalupas y la que fue obtenida del DFBC-inf de la cantera San Vicente, se estima que el deslizamiento volcánico que originó la avalancha de escombros DAE-1 tiene que ser más joven que 211 ka y más viejo que 45 ka.

4.1.2.2 Tefra Pumítica 1 (TP-1)

Características litológicas

Esta capa guía constituye el producto de una de las erupciones más importantes y violentas que tuvo lugar en las cercanías de Ambato durante el Cuaternario Tardío. Su depósito está conformado por cuatro subniveles piroclásticos que representan diferentes fases de la erupción (Figura 4.12). A continuación se describen los rasgos litológicos de cada uno de los cuatro subniveles desde abajo hacia arriba:

1. **TP-1a:** consiste de varias laminaciones basales de ceniza gruesa a fina de pómez blanca microvesiculada y cristales libres de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y biotita (negra y dorada). Tienen un contenido moderado-bajo de

líticos andesíticos y metamórficos, lo cual sugiere que su centro eruptivo está construido, al menos de manera parcial, sobre el basamento de la Cordillera Real.

2. **TP-1b:** está formada por lapilli de pómez blanca, fibrosa, microvesicular, con un mayor porcentaje de líticos andesíticos grises, amarillentos y rojizos (hidrotermalizados), así como líticos metamórficos (filitas, esquistos verdes). La petrografía de la pómez es muy similar a la del subnivel inferior, pero su tamaño es notoriamente mayor. Presenta una gradación inversa y no se observa estratificación interna.
3. **TP-1c:** este subnivel corresponde a delgadas capas de cenizas pumíticas finas de color blanquecino y escasos fragmentos líticos. Los componentes comúnmente presentan un buen sorteo y redondeamiento. En varios sitios se notó cierto grado de endurecimiento causado probablemente por la interacción con agua meteórica durante o después de la erupción. De la misma manera, en regiones más bajas y húmedas, este subnivel está alterado parcialmente a arcillas.
4. **TP-1d:** se trata de una potente capa de pómez blanca empobrecida en cristales (plagioclasa, biotita dorada y negra, anfíbol y piroxeno). El depósito también contiene fragmentos líticos andesíticos grises-rojizos-amarillentos (hidrotermalizados) y otros de origen metamórfico (filitas, pizarras, esquistos verdes, esquistos de grafito), cuyo porcentaje es mayor que en los subniveles anteriores. Interiormente exhibe gradaciones oscilatorias (Figura 4.12), reflejadas en claras variaciones de los tamaños de grano de los piroclastos, lo cual podría estar asociado a cambios en la magnitud e intensidad de la erupción. Esta capa cambia transicionalmente a laminaciones de ceniza retrabajada hacia el tope, compuestas de fragmentos de pómez, cristales libres y escasos líticos. El subnivel TP-1d corresponde a la fase explosiva mayor de la secuencia eruptiva.

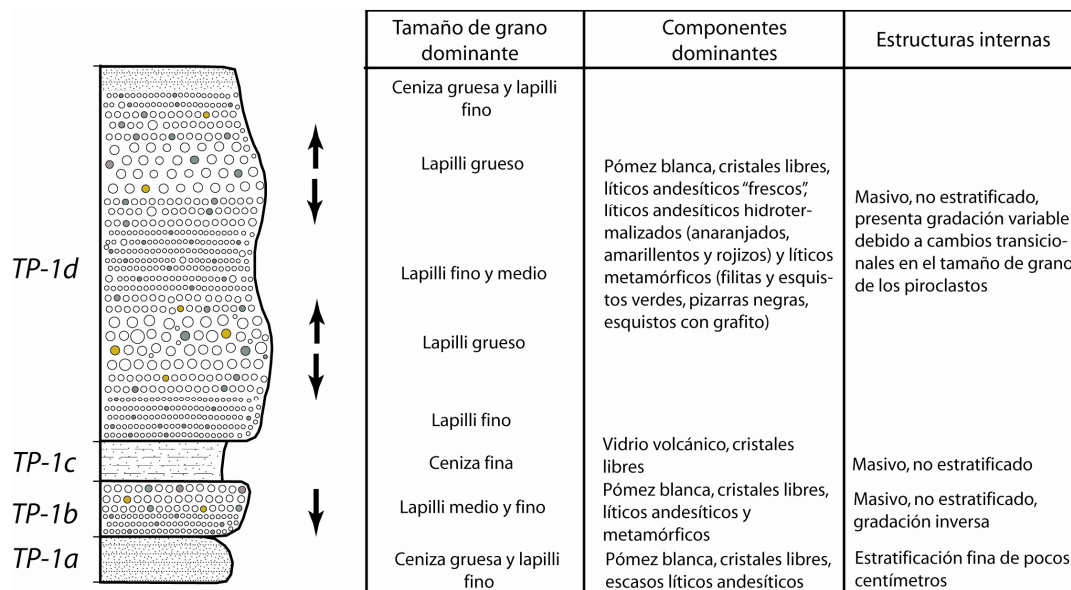


Figura 4.12. Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-1. Izquierda: estratigrafía interna esquemática del depósito. Derecha: principales características litológicas. Las flechas negras representan la variación de la gradación interna del tamaño de grano.

Los contactos entre cada subnivel son siempre netos y concordantes, lo cual implica que no existió un período erosivo entre ellos. La Figura 4.12 presenta una descripción litológica esquemática general del nivel TP-1, la cual puede ser reconocida en cualquier afloramiento y representa una excelente capa guía en la región de Ambato (Figuras 4.13 y 4.15).

De manera global, los cuatro subniveles son muy similares en cuanto a su petrografía, con variaciones en el tamaño de grano debido a la naturaleza de cada uno. En general, la capa guía TP-1 está constituida por fragmentos juveniles de pómez blanca (80-85% vol.) que presentan una microvesicularidad y que en ocasiones es fibrosa. La pómez tiene formas tabulares y subesféricas, con bordes angulosos a subredondeados. Esta pómez se caracteriza por su escaso contenido de cristales (biotita dorada/negra, plagioclasa, piroxeno y magnetita) de tamaño fino y porque está compuesta principalmente por vidrio volcánico (97-98% vol.).



Figura 4.13. Afloramientos distales de la capa TP-1 en el Paso Lateral de Ambato. En las dos fotografías se puede reconocer fácilmente los cuatro subniveles que conforman el depósito.

Izquierda: el contacto inferior lo conforma el DAE-1 retrabajado, (UTM: 768550, 9862290).

Derecha: la capa TP-1 yace discordantemente sobre el DAE-1, cerca de Izamba (UTM: 768870, 9863610).

Un componente importante y distintivo en el depósito es la presencia de líticos accidentales del basamento metamórfico (~15-10% vol.) que incluyen filitas y esquistos verdes, pizarras grises y esquistos de grafito, similares a las rocas del terreno Alao-Paute descrito por Litherland et al. (1994). Otro elemento importante en el depósito es el contenido de líticos accesorios de andesitas grises (roca fresca) y andesitas rojizas-amarillentas (~5% vol. entre ambos) que fueron erosionadas del conducto y/o vento durante la erupción y que presentan cierto grado de alteración hidrotermal.

Distribución de la tefra y estimación del volumen

En base de 16 afloramientos (Anexo 4.2), la mayoría de ellos cercanos a Ambato, se pudo elaborar un mapa de isópacas que definen al volcán Huisla como el mejor candidato a centro de emisión (Figura 4.14). Esta hipótesis además

está sustentada geoquímicamente (ver Capítulo 5). Hacia el Occidente, Sur y Este del Huisla no se encontró ningún afloramiento proximal debido a que están cubiertos por decenas de metros de depósitos volcánicos más jóvenes, razón por la cual se tuvo que interpolar y extrapolar las isópacas en esta región. Con el objetivo de simplificar el trabajo en esta sección, se considera a los cuatro subniveles como una sola capa, puesto que sus componentes y su geoquímica sugieren que forman parte de una misma erupción.

Un afloramiento de la capa TP-1 en la base del volcán Huisla, en su flanco Noroccidental, muestra ~5 m de potencia, mientras que a 5 km en la misma dirección (en las cercanías de Totoras) la capa tiene espesores algo mayores que 3 m. Varios cortes cercanos a Ambato, entre 10-12 km del ventó, exhiben espesores de ~1 m. El afloramiento más distal que se pudo observar está a 17 km al Norte del V. Huisla (cerca de Izamba) y se observó una potencia de 60 cm (Figura 4.13).

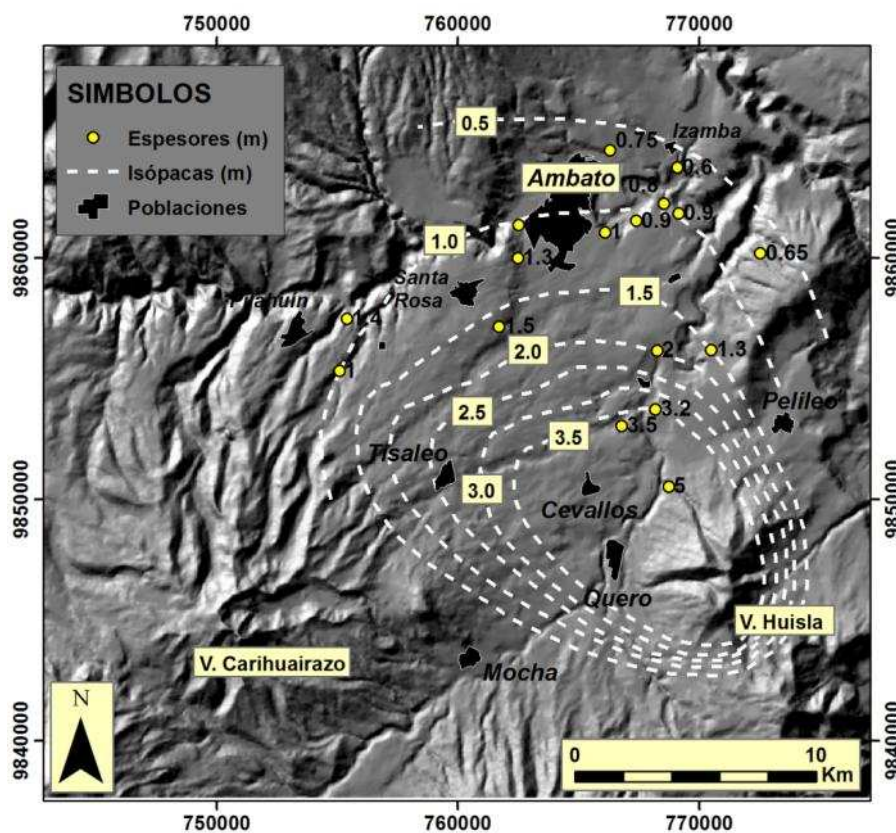


Figura 4.14. Mapa de isópacas de la tefra TP-1. La figura muestra la distribución del espesor total de los cuatro subniveles que conforman el TP-1. Notar que al Occidente, Sur y Este del V. Huisla no existen sitios donde aflore la capa TP-1 y por tanto las isópacas fueron inferidas.

El mapa de isópacas de la Figura 4.14 muestra que la dispersión principal de los piroclastos estuvo dirigida hacia el Noroccidente (eje principal de la pluma), aunque una parte también se dirigió al Norte del viento, lo cual puede estar asociado con distintas condiciones dinámicas de los vientos a diferentes alturas de la pluma durante la erupción, fenómeno que es muy común en la región y que ha sido observado en erupciones actuales del volcán Tungurahua (Bustillos, 2010). Es importante notar que, aunque no se pudo seguir a la tefra TP-1 hacia el norte de Ambato, la dispersión de la ceniza más fina probablemente alcanzó regiones cercanas a Salcedo o quizá Latacunga.

Un valor del volumen mínimo de piroclastos fue obtenido utilizando el método de Pyle (1989), con un resultado aproximado de $1,2 \text{ km}^3$ de tefra depositada durante esta erupción (Anexo 4.3). Esta cantidad de piroclastos sugiere un VEI = 5, lo cual implica que ocurrió una erupción pliniana muy violenta, que generó una columna eruptiva superior a 20 km de altura y probablemente un flujo ignimbrítico que quizá se movilizó y fue depositado hacia el lado oriental del Huisla debido a que ningún depósito de este tipo fue observado en los alrededores de Pelileo y Quero.

Variación del tamaño de grano

Los máximos tamaños de grano de los piroclastos disminuyen con la distancia al volcán (Anexo 4.2). En el mismo afloramiento proximal, en la base del flanco Noroccidental del Huisla, se observaron fragmentos de pómez que alcanzaron tamaños máximos (MP) entre 8 y 14 cm, mientras que los fragmentos líticos (andesíticos y metamórficos) tienen tamaños máximos (ML) entre 5 y 10 cm. En cambio, en afloramientos un poco más alejados (La Coca Cola, Totoras y Montalvo) la pómez tiene un MP variable entre 5-6 cm y los líticos un ML entre 4 y 5 cm. En sectores más distales al centro de emisión (alrededor de Ambato) los valores MP y ML varían de 3 a 4 cm en ambos casos.

Relaciones estratigráficas

En algunos sectores se observó que la capa TP-1 descansa sobre material volcanoclástico re trabajado que está relleno las depresiones interhummocks del DAE-1. En ciertos sectores el relleno lo conforma material grueso (gravas y cantos decimétricos, (Figuras 4.8 y 4.13) y en otros material fino (ceniza fina re trabajada eólicamente), (Figura 4.15) generando un paleosuelo inmaduro. Esta evidencia observada sugiere un período de erosión y re trabajamiento del depósito de avalancha antes que ocurra la erupción que generó la caída de pómez TP-1.

Por otro lado, otro paleosuelo inmaduro similar a la Cangahua (ceniza café-beige algo endurecida), tiene espesores variables y descansa concordantemente sobre la capa TP-1. Probablemente estas cenizas representan la removilización eólica de la ceniza pre-existente que fue generada en eventos volcánicos anteriores.

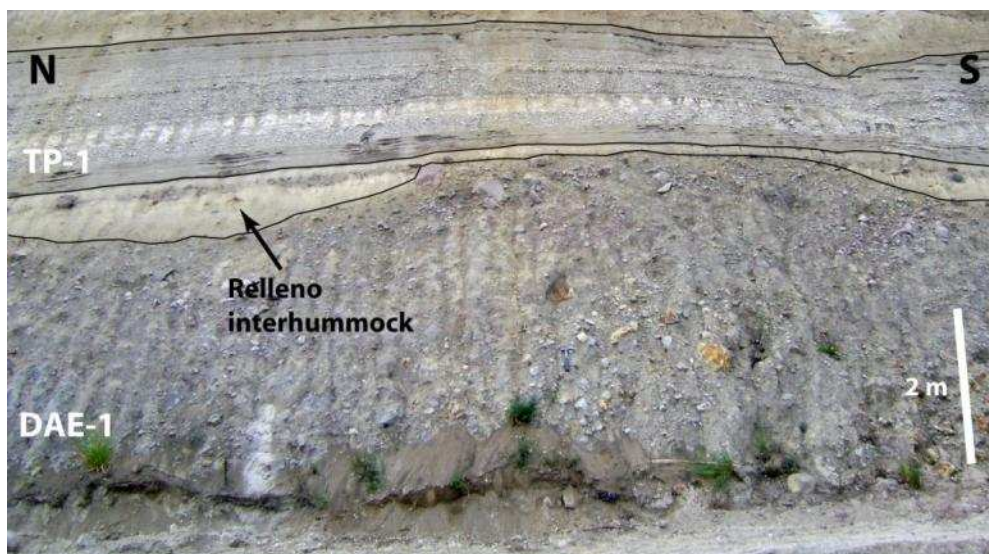


Figura 4.15. Sección La Coca Cola (UTM: 768200, 9853700), cerca de Salasaca, a 7 km de la fuente de TP-1. En la fotografía se aprecia que la tefra TP-1 cubre un paleosuelo inmaduro formado por material volcánico-clástico fino y grueso re trabajado, que está relleno las depresiones interhummocks del DAE-1. El contacto superior de la tefra lo conforma un manto de Cangahua.

4.1.2.3 *Flujos piroclásticos de bloques y ceniza inferiores (DFBC-Inf)*

Inmediatamente al Suroccidente de Ambato se encuentra el cerro Casigana, formando parte de un extenso abanico cuyo eje principal está orientado en sentido SW-NE. Su borde nororiental está formado por un escarpe de 4 km de longitud en sentido N-S, que varía entre 100 y 300 metros de altura respecto al nivel de Ambato (Figura 4.17). Es probable que este escarpe esté asociado, al menos de manera parcial, con actividad tectónica. A lo largo de este escarpe existen algunas canteras donde explotan material pétreo que proviene de las brechas volcánicas estudiadas en este trabajo. Tres de estas canteras tienen mayor importancia debido a que muestran la estratigrafía de interés casi completa. La ubicación de estas canteras se muestra en la Figura 4.17 y sus coordenadas son: San Vicente (UTM: 07604, 98555), Bellavista (07617, 98572) y Casigana (UTM: 07625, 98600).

En las dos primeras (San Vicente y Bellavista) se reconocieron dos secuencias de flujos piroclásticos del tipo Bloques y Ceniza (DFBC) que forman parte de la estratigrafía en esta zona y serán llamadas en adelante *Secuencia Inferior (DFBC-Inf)* y *Secuencia Superior (DFBC-Sup)*. La última será descrita más adelante.

Caracterización litológica

Los depósitos forman estratos de brechas monolíticas con un sorteo pobre. Es común que los depósitos estén soportados por una matriz conformada por ceniza de tonalidades grises y rojizas. El porcentaje de matriz en estos depósitos varía entre 70 y 85 % vol. mientras que los bloques entre 30 y 15 % vol. Los fragmentos juveniles presentan diaclasas prismáticas radiales que demuestra su emplazamiento a temperaturas altas. El rango de tamaños de los bloques varía entre 10 y 80 cm, aunque ocasionalmente se observaron bloques de 100 a 150 cm de diámetro. Se recolectaron dos muestras de niveles diferentes de la secuencia, en las canteras Bellavista y San Vicente, y las rocas resultaron ser andesitas y dacitas porfiríticas de tonos grises claros con una mineralogía diferente entre ellas. La dacita tiene fenocristales de hornblenda que alcanzan los

10 mm de tamaño, mientras que en la andesita el anfíbol es accesorio y los cristales tienen tamaños notoriamente menores. Respecto a los espesores, en las dos canteras se midieron entre 3 y 6 m, aclarando que son espesores de zonas marginales del depósito, porque en regiones más próximas a su probable centro de origen no hay afloramientos que permitan estimar su espesor.

Distribución y morfología del depósito

Esta secuencia de flujos piroclásticos de bloques y ceniza está compuesta al menos por dos o tres depósitos que están alternados localmente con lentes de material retrabajado de los mismos flujos. En el terreno solamente se observaron tres afloramientos correspondientes a las canteras mencionadas al inicio de esta sección, que están alineadas a lo largo del escarpe del cerro Casigana. A pesar del escaso control de esta unidad, se planteó una posible distribución espacial que está representada en la Figura 4.17. Según la figura, el depósito tendría forma lobular en el terreno y sugiere que su origen estaría ubicado en el sector Noreste del edificio Carihuairazo, entre los cerros Angahuana, Sunantza y Cruz Maqui. Los límites oriental y nororiental de estos depósitos los conforman la quebrada Terremoto y el escarpe del cerro Casigana respectivamente, mientras que en el Norte parece limitar con el río Ambato. Respecto a su límite occidental, éste no es claro debido a la escasez de afloramientos en esta zona, sin embargo su trazo fue inferido por la quebrada Cruzhuaycu (1 km al NE de Juan B. Vela) debido a que en su margen derecha se encontraron depósitos volcanoclásticos retrabajados que podrían ser equivalentes a la secuencia DFBC-Inf, mientras que en la margen izquierda aflora un depósito de avalancha de escombros que será descrito más adelante (DAE-4).

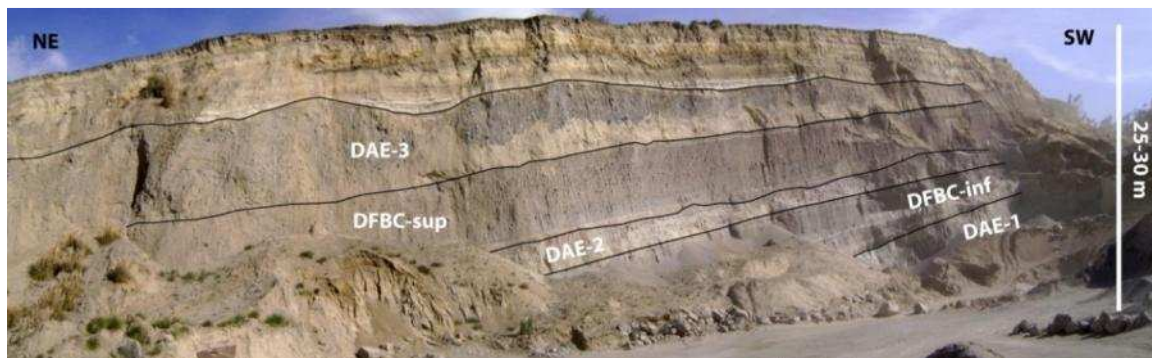


Figura 4.16. Cantera “Bellavista”. Está localizada en la intersección entre la vía a Guaranda y la quebrada Toallo (UTM: 761700, 9857180). En esta cantera se observan los diferentes depósitos de brechas volcánicas que conforman la estratigrafía regional en Ambato. Notar que el paquete DFBC-inf está ubicado entre los DAE-1 y DAE-2.

Relaciones estratigráficas y edad de la secuencia

En las dos canteras mencionadas anteriormente se observaron las mismas relaciones estratigráficas. La secuencia DFBC-inf descansa sobre la brecha DAE-1 en contacto aparentemente concordante, sin embargo se sabe que la capa guía TP-1 cubre al DAE-1, por lo que se puede interpretar que la tefra fue erosionada en este sector por la dinámica de los flujos piroclásticos. Por otro lado, la secuencia DFBC-inf está sobreyacida por la brecha DAE-2 de manera aparentemente concordante (Figuras 4.16 y 4.18).

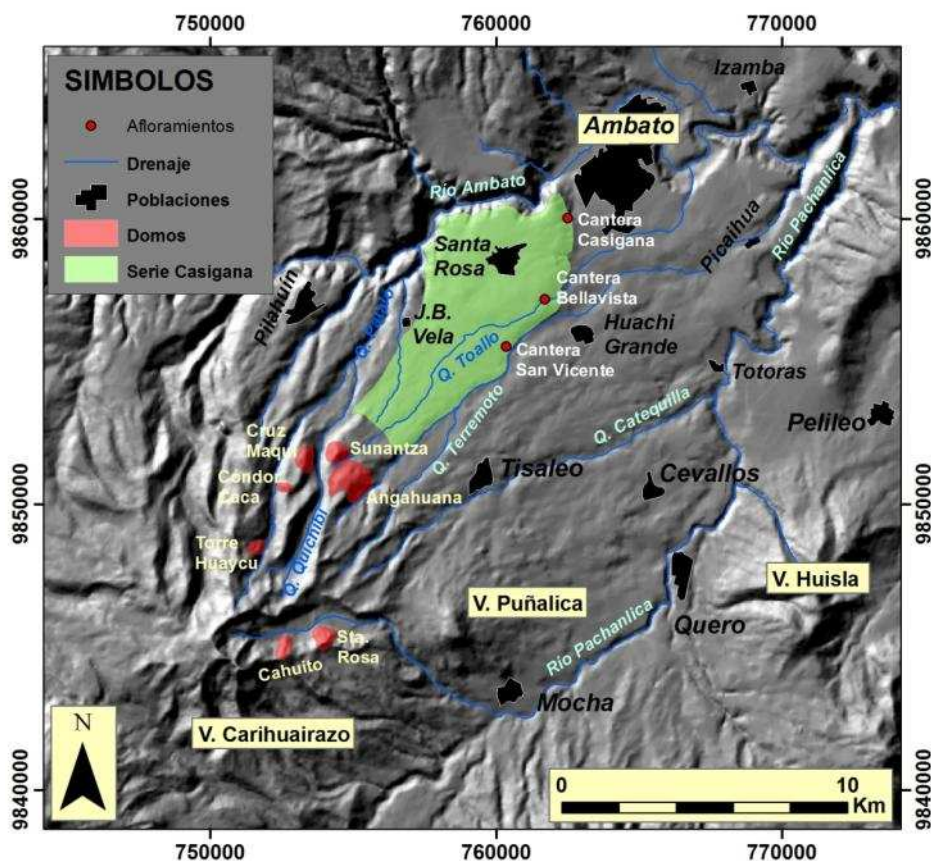


Figura 4.17. Posible distribución en el terreno de la secuencia DFBC-Inf. Notar la aparente relación genética entre los depósitos de la secuencia Casigana y los cerros Sunantza, Angahuana y/o Cruz Maqui. Las coordenadas UTM están referenciadas en el sistema PSAD56.

En cuanto a la edad de la secuencia inferior, en la cantera San Vicente se pudo encontrar pequeños restos de materia vegetal carbonizada en la base de uno de estos niveles y se obtuvo una datación radiométrica (método de ^{14}C) que resultó en una edad sin calibración >45 ka AP (Figura 4.18). La poca exactitud de la edad resultante probablemente se debe a que el depósito es más antiguo que el rango de confianza del método del ^{14}C . Sin embargo esta edad resulta coherente con otra edad que se obtuvo en la cantera El Carmen (cerca de Montalvo) a la base de otra capa de caída de pómez (TP-2, Figura 4.28) la cual es más joven que el DFBC-inf. Esta edad resultó en $39 \pm 0,41$ ka AP y por lo tanto la secuencia de flujos piroclásticos DFBC-inf sería más antigua que ~ 39 ka.

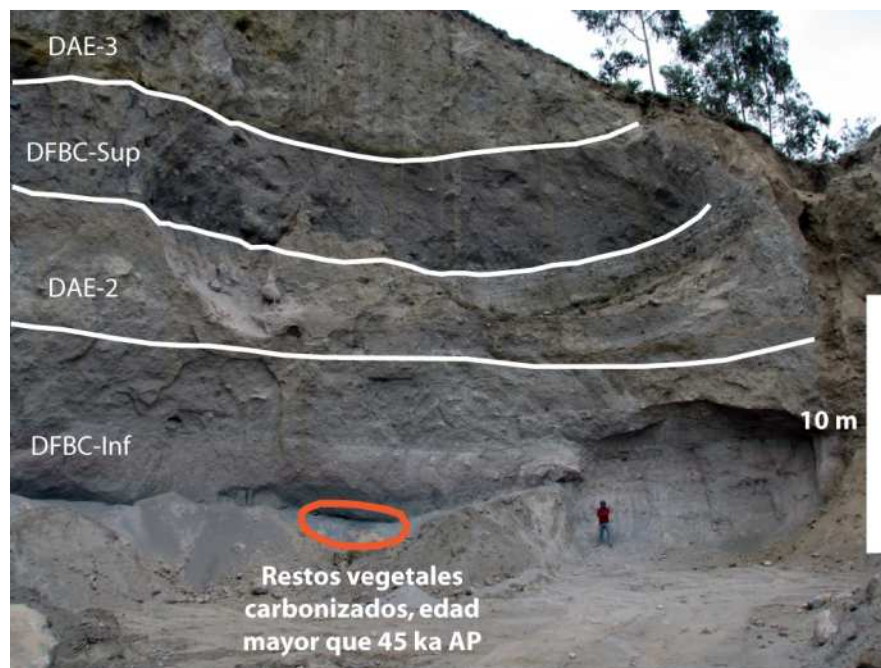


Figura 4.18. Cantera San Vicente. Está ubicada en el sector del mismo nombre, en la vía La Magdalena-Tisaleo (UTM: 760357, 9855530) a ~2,5 km al SSW de la cantera Bellavista. En esta cantera también están expuestos los depósitos de avalanchas de escombros y flujos piroclásticos. A la base de esta secuencia aflora el DFBC-inf donde se encontraron pequeños restos de vegetación carbonizada cuya datación resultó en una edad mayor que 45000 años AP.

Por otro lado, la cantera Casigana representa el sector más alejado donde se pudo encontrar un depósito volcanoclástico retrabajado que podría ser corresponder a alguno de los depósitos de flujos piroclásticos de la secuencia DFBC-inf (Figura 4.19). El flujo piroclástico fue retrabajado, especialmente al tope, y conservó sus características texturales primarias (Figura 4.20). La matriz de este depósito es friable y muestra tonalidades rojizas y grises. Los fragmentos juveniles corresponden a andesitas poco porfiríticas grises, algo vesiculadas y con diaclasamiento prismático radial. También se encontraron fragmentos líticos accidentales de andesitas grises (más oscuro que los juveniles), no vesiculadas, con matriz vítrea y de mayor dureza. Este nivel sobreyace a la tefra TP-1 y está cubierto por lahares matriz-soportados.

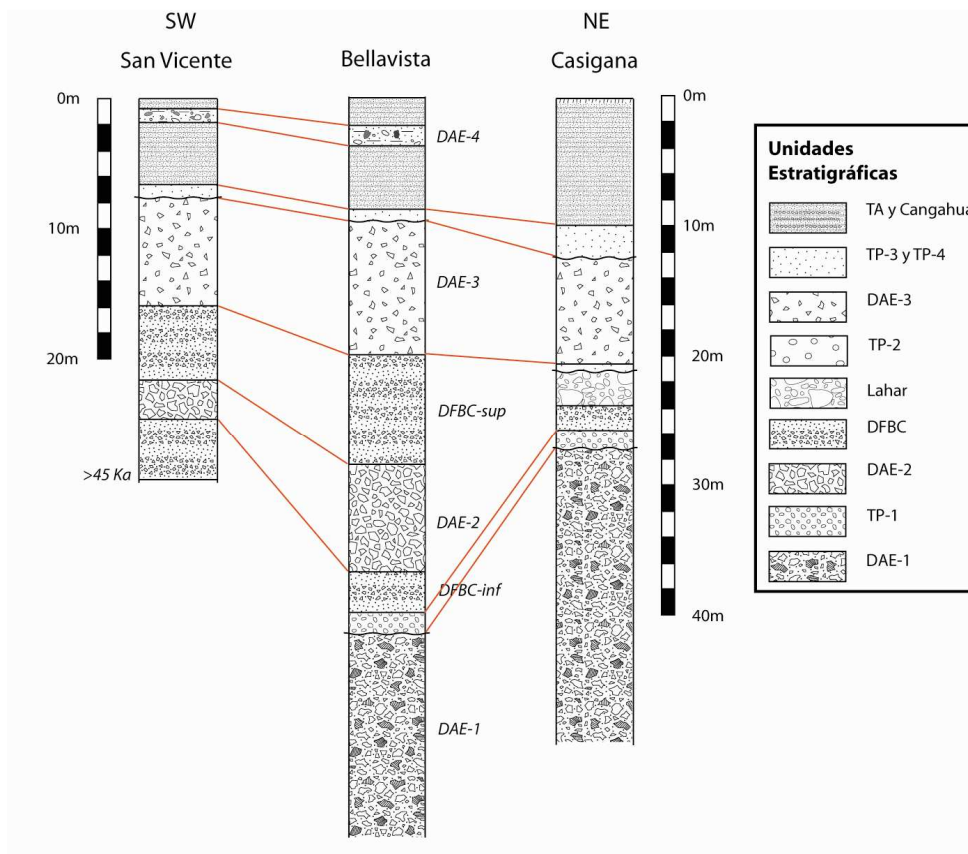


Figura 4.19. Correlación estratigráfica de los depósitos que afloran en las canteras San Vicente, Bellavista y Casigana. Las tres canteras están alineadas en la misma dirección del eje principal de los flujos piroclásticos y de las avalanchas de escombros. En la cantera Casigana no fue posible discriminar entre las secuencias DFBC-inf, DFBC-sup y DAE-2 debido a que en su posición estratigráfica están expuestos depósitos volcanoclásticos removilizados.

Los lahares son heterolitológicos, tienen una matriz de color beige y presentan un mal sorteo. El contenido de matriz es de 60-70 % vol. y de clastos es de 40-30 % vol. La matriz está parcialmente endurecida y exhibe vesículas milimétricas en la base. El tamaño de los clastos volcánicos alcanza un máximo de 80 cm en este afloramiento. En el depósito laharítico sobreyacente al depósito de flujo piroclástico (Figura 4.20) se encontraron fragmentos de pómez pertenecientes a la tefra inferior (mencionada en el párrafo anterior) y también a la tefra TP-1 que está más abajo en la estratigrafía. Esta evidencia sugiere que la capa guía TP-1 fue erosionada aguas arriba.

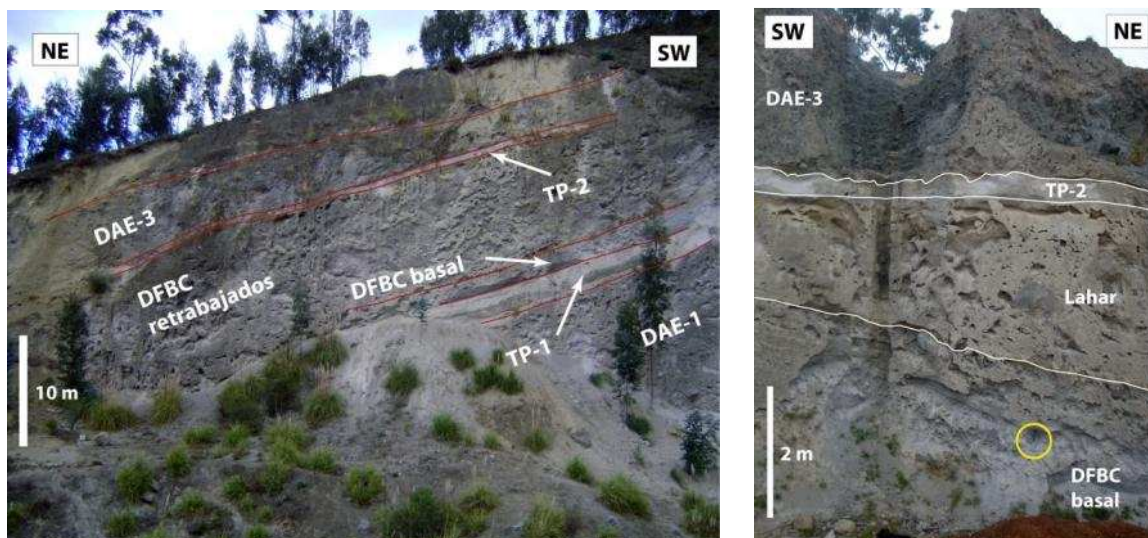


Figura 4.20. Cantera Casigana (UTM: 762495, 9860028). Izquierda: se observa la secuencia estratigráfica en esta zona. Notar que encima de la capa TP-1 yace un paquete conformado por un flujo piroclástico basal y brechas volcánicas removilizadas. Derecha: misma secuencia anterior, ubicada en la margen opuesta de la Q. La Cantera a ~300 m pendiente abajo. El corte muestra la presencia de un flujo piroclástico basal y un lahar bajo la tefra TP-2. Notar el martillo geológico como escala dentro del círculo amarillo (33 cm).

El paquete conformado por el flujo piroclástico reabajado y por los lahares descansa sobre la tefra TP-1 y es sobreyacido por la tefra TP-2, por lo que se infiere una edad mayor a 39 ka para estos depósitos.

4.1.2.4 *Avalancha de escombros 2 (DAE-2)*

Características litológicas, texturales y estructuras internas del depósito

La unidad DAE-2 constituye una brecha que está enriquecida en líticos volcánicos andesíticos y no presenta estratificación interna ni gradación. El sorteo en esta unidad es muy pobre ya que expone sectores que están soportados por la matriz y otros sectores que están soportados por clastos (Figuras 4.21 y 4.24).

La brecha está conformada por fragmentos líticos masivos de composición andesítica, que petrográficamente son diversos y muestran un amplio rango de

litologías, de tamaños que van desde pocos centímetros hasta ~2 m. Generalmente los bloques y los clastos son subangulares a subredondeados y tienen formas que varían entre tabulares a esféricas. Diferentes tonalidades de colores gris, rojo, amarillo y verde son comunes en el depósito y dependen del tipo de roca y de facies involucrada en la avalancha.

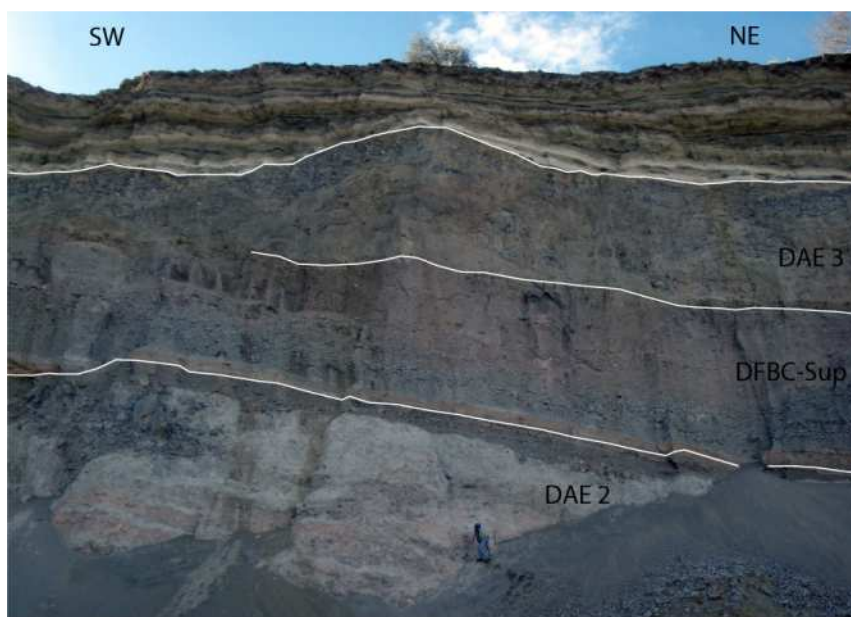


Figura 4.21. Cantera Bellavista (UTM: 764050, 9852390). A la base de la secuencia aflora el DAE-2 que está cubierto por un paquete de flujos piroclásticos de bloques y ceniza (DFBC-sup). El DAE-2 está formado principalmente por facies de bloques, algunos están deformados y otros muy fracturados. Nótese la persona como escala.

La facies de bloques consiste de rocas masivas (Figuras 4.21 y 4.24), fracturadas y deformadas por procesos de cataclasis. Los bloques exhiben tamaños desde algunos decímetros (≥ 30 cm) hasta pocos metros (≤ 5 m). Estructuras del tipo “jigsaw cracks” son comunes en bloques menores que 1m, mientras que estructuras de pliegues y de dilatación en bloques poco coherentes son más comunes en este tipo de facies (Figura 4.22). Petrográficamente los bloques consisten de lavas andesíticas de piroxeno y anfíbol, andesitas anfibólicas y andesitas piroxénicas, todas ellas con texturas porfiríticas.

Por el contrario, en la facies de mezcla (Figura 4.24) predomina una matriz interclastos limo-arenosa ($\square 60-70$ % vol.) algo endurecida y de colores caqui y

grisáceo que contiene detritos andesíticos (~30 % vol.) que provienen de la disgregación de los clastos de los bloques de avalancha y también de la incorporación del sustrato (DAE-1 y DFBC-inf?). Los detritos son subangulosos a subredondeados y tienen tamaños variables desde 2 hasta 20 cm. Otro componente importante del depósito, aunque con bajo contenido (< 5 % vol.), es la presencia de fragmentos pumíticos de la capa TP-1 que también fueron incorporados a la avalancha. Los fragmentos de pómez también exhiben cierto grado de redondeamiento y tienen tamaños menores que 5 cm.

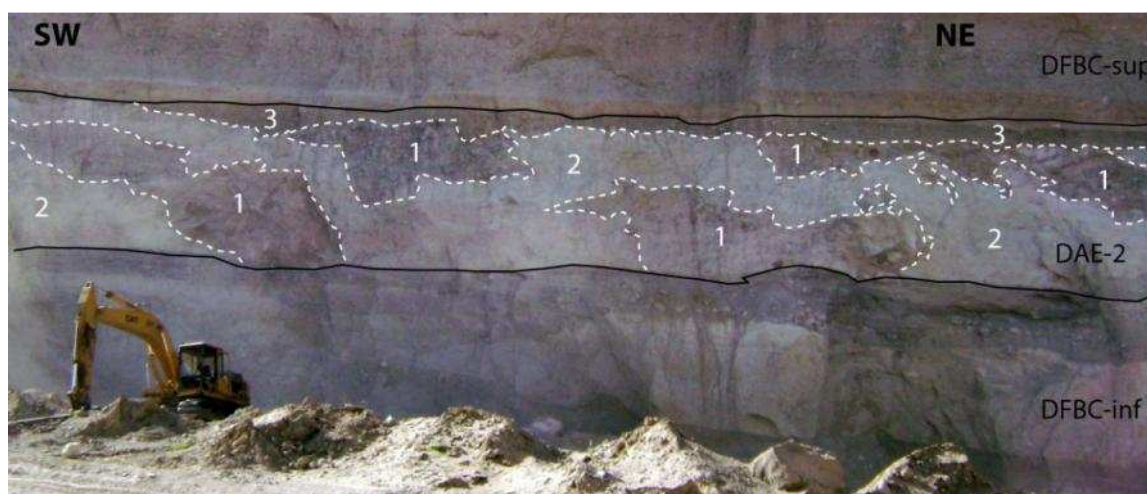


Figura 4.22. Afloramiento del DAE-2 en la cantera Bellavista. Se puede apreciar las facies de bloques (número 1) y de mezcla (número 2), así como lentes de material removilizado sobre el DAE-2 (número 3). Notar las mismas relaciones estratigráficas que se muestran en la Figura 4.16. Este corte está expuesto en la margen izquierda de la Q. Toallo.

Distribución y morfología del depósito

El depósito DAE-2 no expone suficientes afloramientos por lo cual no se pudo determinar con exactitud su alcance en el terreno, sin embargo sus límites fueron inferidos en base de seis afloramientos (Anexo 4.1). Esta unidad aparentemente forma un abanico de dimensiones menores que la brecha DAE-1 (Figura 4.23). En casi todos los afloramientos se observó que la avalancha es estratiforme donde la morfología de *hummocks* es incipiente, lo cual pudo ser causado por erosión (Figuras 4.16 y 4.22).

La base de esta unidad no es visible en algunos afloramientos, mientras que en otros, su contacto superior está erosionado. El principal afloramiento está ubicado en la margen izquierda de la quebrada Catequilla (cantera El Carmen, UTM: 764050, 9852390) cerca de Montalvo, aunque en su margen opuesta también se encontró esta unidad pero su espesor es considerablemente menor, lo cual hace suponer que este drenaje, también llamado Palahua, podría ser el límite marginal Suroriental de esta avalancha.

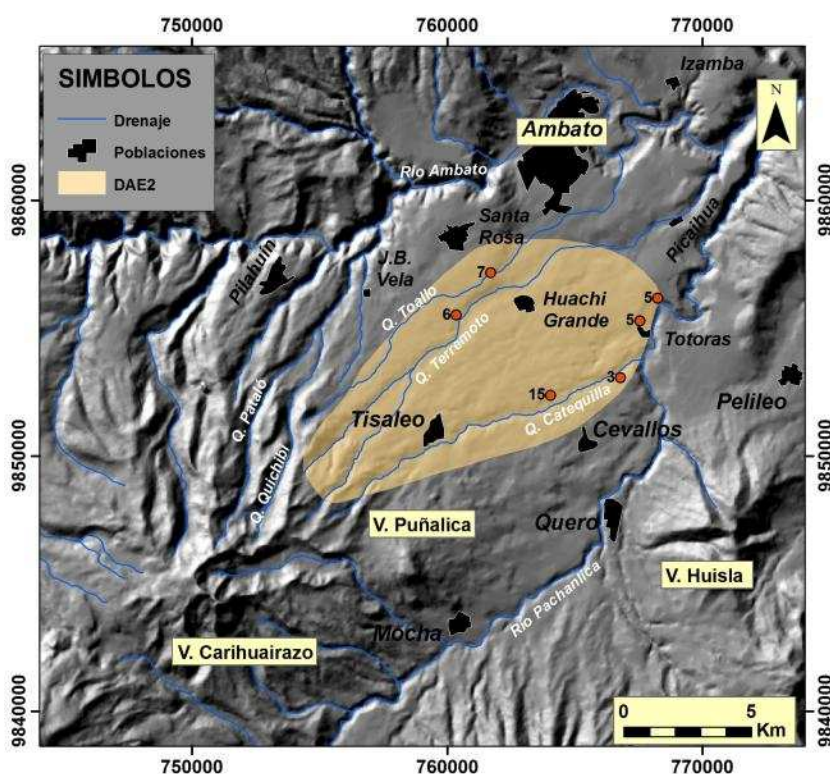


Figura 4.23. Distribución en el terreno del DAE2 y ubicación de los afloramientos más importantes. Las coordenadas UTM están referenciadas en el sistema PSAD56.

Por otro lado, también se encontró el DAE-2 en las canteras Bellavista y San Vicente (Figuras 4.18, 4.22 y 4.25), y aparentemente están ubicadas cerca del límite marginal opuesto debido a que este depósito no fue reconocido en sectores más occidentales (Figura 4.23).

Otros afloramientos importantes están ubicados en la ribera izquierda del río Pachanlica, específicamente en los alrededores del pueblo Totoras y a 700 m

al norte de esta población, siendo éste último el lugar más alejado donde se pudo distinguir al DAE-2, a 17 km de su posible fuente.

Variación de espesores y estimación del volumen

En el Anexo 4.1 se presenta una lista de los afloramientos y espesores. El mayor espesor de la brecha DAE-2 fue observado en la cantera El Carmen (12 m), aunque corresponde a un valor mínimo debido a que no se observa su base. Siguiendo pendiente abajo, ~3 km hacia el Noreste (sector Jesús del Gran Poder), se encontró el mismo depósito con 3 m de espesor. En la margen izquierda del río Pachanlica, cerca de Totoras, también aflora la unidad DAE-2 con un espesor variable entre 2 y 3 m. Por otro lado, en el límite noroccidental del depósito (canteras Bellavista y San Vicente) los espesores varían entre 6 y 8 m (Figura 4.21).

Los límites que fueron inferidos para el depósito sugieren que la brecha cubre una superficie cercana a los 100 km²; y si tomamos un espesor promedio mínimo de 6 m se puede estimar que el volumen de la avalancha DAE-2 es al menos de 0,6 km³. Sin embargo se debe tomar en cuenta que esta estimación tiene un error considerable debido a las suposiciones realizadas acerca de su distribución y espesores, de todos modos su valor es útil para conocer el orden de magnitud volumétrica del DAE-2.

Relaciones estratigráficas y edad del depósito

En la zona oriental del depósito (sectores Jesús del Gran Poder y Totoras) el DAE-2 descansa erosivamente sobre la capa guía TP-1 y está sobreyacida de la misma forma por una capa de Cangahua que está cubierta por la tefra TP-2. Por otro lado, en la cantera El Carmen el DAE-2 está cubierto por un paquete de al menos dos estratos volcanoclásticos retrabajados con un nivel transformado parcialmente a un paleosuelo al tope. Sobre el paleosuelo descansa la tefra TP-2 (Figuras 4.28).

Por el contrario, en la región noroccidental (canteras Bellavista y San Vicente) el DAE-2 está alternado entre las dos secuencias de flujos piroclásticos DFBC-Inf y DFBC-Sup, con sus contactos concordante y erosivo, respectivamente (Figuras 4.16, 4.18 y 4.22).



Figura 4.24. Afloramiento del DAE-2 en Totoras (UTM: 767550, 9855310). Se observa que una capa de Cangahua de 0,5 a 1,5 m de espesor cubre el DAE-2. Notar los dos bloques andesíticos masivos, ambos tienen alrededor de 3 m de tamaño.

Aunque no se tiene una edad absoluta para este nivel, la edad que resultó ser >45 ka AP para una unidad del DFBC-Inf concuerda con la datación obtenida en la cantera El Carmen (~ 39 ka AP). De esta manera se propone que la avalancha de escombros DAE-2 es más antigua que 39 ka.

4.1.2.5 *Flujos piroclásticos de bloques y ceniza superiores (DFBC-Sup)*

Caracterización litológica

Al menos dos depósitos de flujos piroclásticos, de tipo bloques y ceniza, conforman la secuencia DFBC-sup. Cada nivel piroclástico corresponde a una brecha volcánica monolítica, en la cual los bloques generalmente están soportados por la matriz, aunque en ocasiones el contenido de bloques es mayor.

La proporción entre matriz y bloques es: 70-80 % vol. de matriz y 20-30 % vol. de bloques para los depósitos matriz-soportados, mientras que la proporción cambia entre 50-60 % vol. de bloques y 50-40 % vol. de matriz cuando es clasto-soportado. El sorteo es muy pobre en estos depósitos. El tamaño de los fragmentos varía desde una matriz de ceniza hasta bloques andesíticos decimétricos, y ocasionalmente bloques entre 1 y 2 m de diámetro. El espesor de esta secuencia varía entre 5 y 10 m.

Uno de los depósitos que conforma la secuencia tiene mayor espesor que los otros niveles. Su petrografía consiste de una andesita porfirítica de color gris algo claro y tiene un contenido moderado de vesículas. La matriz de la roca es principalmente vítrea y su mineralogía está formada por cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y trazas de magnetita. Los fenocristales tienen un tamaño de grano entre fino y medio.

Morfología y distribución del depósito

Se ha asumido que la distribución de estos flujos en el terreno es la misma que la secuencia DFBC-inf (Figura 4.17), debido a que ningún afloramiento de estas brechas volcánicas fue encontrado hacia el Noroccidente de las canteras Bellavista y San Vicente para que permita esclarecer su distribución.

Relaciones estratigráficas y edad de la secuencia

En las canteras Bellavista y San Vicente se notó que bajo la secuencia DFBC-sup está la brecha DAE-2 y su contacto es algo erosivo; mientras que sobre esta secuencia piroclástica yace la avalancha DAE-3 con un contacto erosivo entre las dos (Figuras 4.16, 4.18 y 4.25). Es muy probable que la tefra TP-2 forme parte de esta secuencia debido a que en la cantera San Vicente se observó una capa de pómez blanca muy erosionada y de pocos centímetros de espesor que podría corresponder a este tefra, sin embargo no se tuvo acceso para recolectar una muestra y compararla. Además, esta capa pumítica erosionada ocupa la posición estratigráfica esperada para la TP-2. En la cantera

Bellavista no se observó ninguna evidencia similar por lo que se asume que fue erosionada completamente. Las observaciones descritas anteriormente sugieren que la edad de la secuencia DFBC-Sup oscila alrededor de 39 ka.

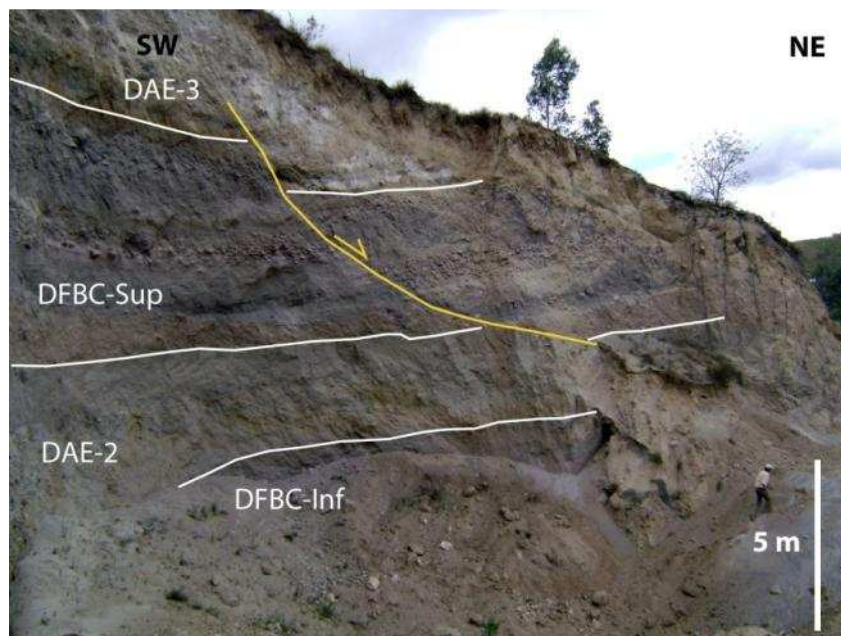


Figura 4.25. Cantera San Vicente, (UTM: 760357, 9855530) afloramiento donde se observan las mismas relaciones estratigráficas de la cantera Bellavista. Notar a la persona como escala de referencia.

4.1.2.6 Tefra Pumítica 2 (TP-2)

Características litológicas

Se trata de un depósito de caída pumítica que está compuesto por dos subniveles. A pesar que la capa está ampliamente distribuida en la región, existen escasos afloramientos bien conservados (Anexo 4.2), lo cual dificultó su cartografía y el cálculo de su volumen.

1. **TP-2a.-** corresponde a una secuencia de delgados estratos centimétricos de cenizas grises finas y gruesas que están a la base del depósito y representan la fase inicial del evento que las produjo.

2. **TP-2b.-** está constituido principalmente por lapilli de pómez blanca (95 % vol.) y por líticos accesorios andesíticos que muestran rasgos de alteración hidrotermal (5 % vol.) y representa la fase magmática pliniana de la erupción.

La pómez de la capa TP-2b se caracteriza petrográficamente por tener una vesicularidad entre moderada a baja. Su paragénesis mineral consiste de biotita negra y dorada (5 % vol.), plagioclasa (2-4 % vol.), anfíbol (2-3 % vol.) y trazas de magnetita y piroxeno. Por otro lado, los fragmentos líticos hidrotermalizados, de colores rojizos y anaranjados, no están ampliamente dispersos en el depósito sino que se concentran especialmente a la base y al tope, proporcionando cierta estratificación al depósito (Figura 4.28). La Figura 4.26 sintetiza las características litológicas del depósito TP-2.

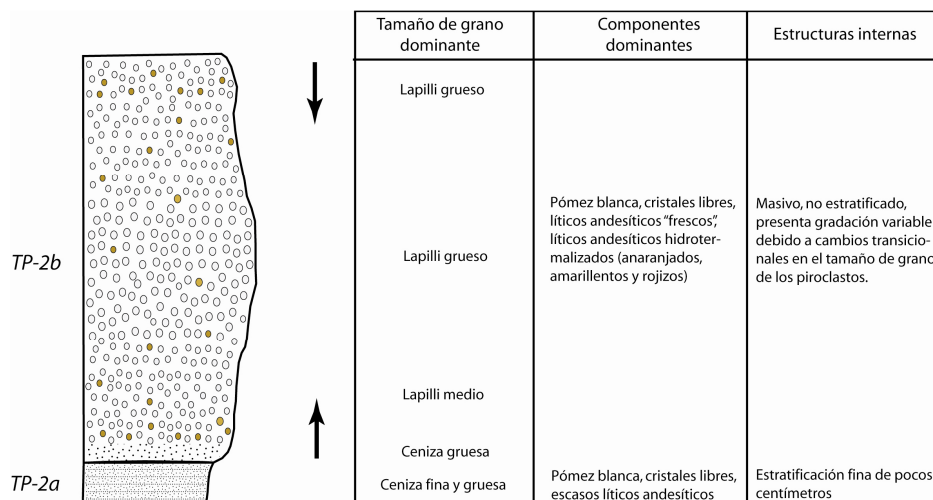


Figura 4.26. Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-2. Izquierda: estratigrafía interna esquemática del depósito. Derecha: principales características litológicas. Las flechas negras representan la variación de la gradación interna del tamaño de grano

Distribución de la tefra

Los espesores de este depósito aumentan a medida que se acercan al volcán Huisla. El origen del depósito TP2 en el volcán Huisla fue corroborado con el estudio geoquímico (ver Capítulo 5). Buenos afloramientos de esta tefra se localizan en los sectores: La Coca Cola, Totoras, Montalvo (cantera El Carmen), barrio Techo Propio y en la cantera Casigana (Figura 4.27 y Anexo 4.2).

En cortes proximales al volcán Huisla (e.g. La Coca Cola, Totoras y Montalvo) los espesores varían entre 130 y 90 cm, respectivamente; mientras que en regiones más distales (e.g. cerro Casigana, Techo Propio) los espesores tienen valores entre 40 y 50 cm. No obstante, debido a la poca exposición de esta capa, no fue posible elaborar mapas de isópacas, sin embargo la Figura 4.27 muestra los sitios donde se midieron sus espesores.

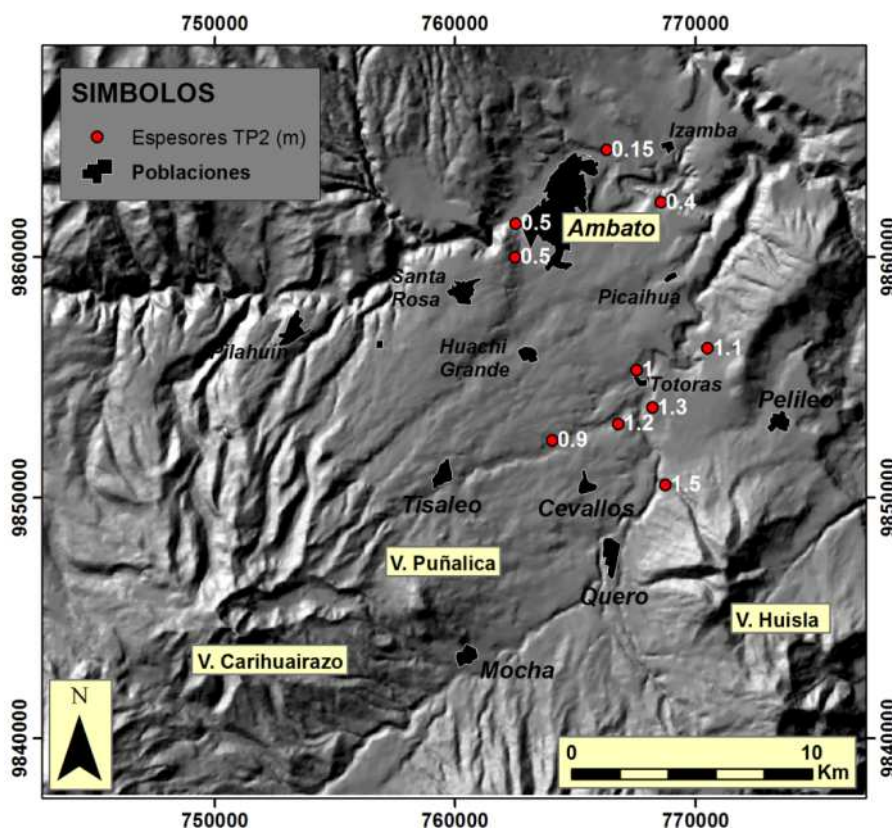


Figura 4.27. Mapa de la distribución de espesores de la capa TP-2. Debido a que esta tefra no aflora en muchos sitios, no se pudo elaborar un mapa de isópacas. Notar que al Occidente, Sur y Este del V. Huisla no hay afloramientos de la capa TP-2.

Variación del tamaño de grano

Respecto a los tamaños de los piroclastos, en los mismos cortes proximales la pómez presenta valores MP que varían entre 4 - 5 cm y los componentes líticos un ML alrededor de 2 cm. Por el contrario, en secciones más alejadas del viento la pómez tiene valores MP de 2,5 cm y ML de 1 cm en la cantera El Carmen; mientras que en regiones más distales, como en el cerro

Casigana y barrio Techo Propio, la tefra TP-2 consiste principalmente de ceniza gruesa y algo de lapilli fino (< 1 cm) (Anexo 4.2).

Relaciones estratigráficas

En la mayoría de afloramientos se observó que la tefra TP-2 descansa erosivamente sobre una capa de Cangahua (Figuras 4.7 y 4.24). Por otro lado, la tefra TP-2 está cubierta directamente por la avalancha DAE-3 sobre una superficie erosionada (Figuras 4.28, 4.31 y 4.32).

Es común encontrar pequeños restos de vegetación carbonizada bajo la base de la tefra. En la cantera El Carmen se recolectó una muestra de buena calidad de este material carbonizado y se obtuvo una edad ^{14}C (sin calibración) de 39030 ± 410 a AP.

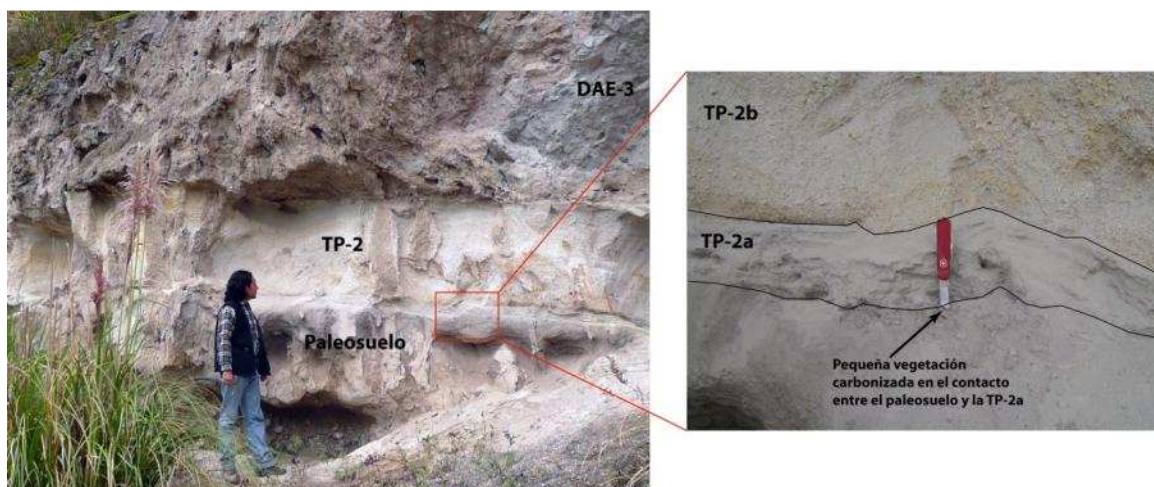


Figura 4.28. Cantera El Carmen, está ubicada cerca de Montalvo (UTM: 07640, 98524). Izquierda: se observa al DAE-3 sobreyaciendo a la tefra TP-2. Debajo de la tefra hay un paleosuelo y en su contacto hay restos vegetales carbonizados cuya edad resultó en 39 Ka AP. Derecha: Contacto entre la tefra TP-2 y el paleosuelo en detalle.

4.1.2.7 *Avalancha de escombros 3 (DAE-3)*

Características litológicas, texturales y estructuras internas del depósito

El depósito muestra una textura de brecha, es masivo y no exhibe gradación interna. A escala de afloramiento, el depósito presenta una variación brusca de colores debido a su carácter heterogéneo respecto a sus componentes litológicos, principalmente andesíticos. El sorteo es muy pobre y el rango de tamaños es extenso, varía desde una matriz limo-arenosa hasta grandes bloques métricos. Los fragmentos centimétricos y decimétricos tienen formas subesféricas y tabulares, mientras que aquellos de mayor tamaño generalmente son subesféricos. En ambos casos sus bordes son angulosos a subredondeados.

Tres facies diferentes fueron reconocidas en el depósito: facies de bloques, facies de mezcla y una facies transicional a un flujo de escombros o lahar. Las facies de bloques y de mezcla predominan en la mayoría del depósito (Figuras 4.29, 4.30 y 4.31), donde la primera es la más abundante, mientras que la facies lahárica fue observada en Totoras y La Coca Cola (Figura 4.32) que corresponden a zonas distales en el suroriente del depósito.

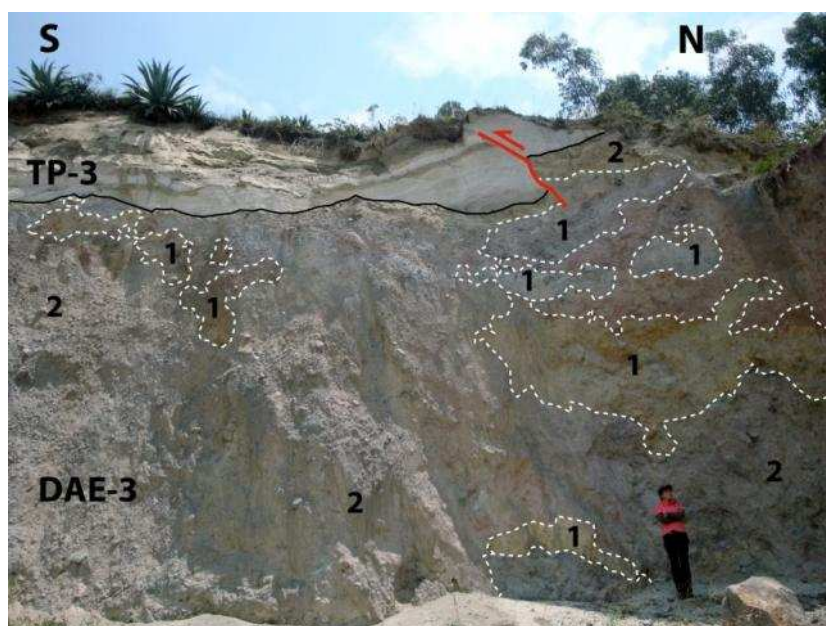


Figura 4.29. Afloramiento del DAE-3. Sector Jesús del Gran Poder (UTM: 766790, 9853070).

Notar las diferentes facies de bloques de avalancha (número 1) que sufrieron cataclasis y deformación, y la facies de mezcla (número 2) alrededor de los bloques. El contacto con la tefra TP-3 es erosivo y se observó una delgada capa de caída de pómez en el tope del DAE-3.



Figura 4.30. Cantera Palahua en la margen izquierda de la quebrada del mismo nombre (UTM: 766820, 9852710). Afloramiento de un ridge de avalancha del DAE-3, notar la torre de la línea de transmisión eléctrica como escala. Arriba: sección donde se observan facies de bloques (números 1, 2 y 3) que conservaron su estratigrafía original pero que fueron fracturados y deformados por esfuerzos durante el transporte del flujo. 1: Bloque de flujo de lava andesítica (PI+Pxo). 2: Bloque de flujo piroclástico con dos rocas andesíticas dominantes (PI+Hb+Pxo, PI+Pxo±Hb). 3: Bloques de caídas de ceniza (?), no fue posible el acceso para una inspección detallada. 4: Facies de mezcla. Abajo Izquierda: clastos andesíticos juveniles de la facies de bloque 2. Notar el diaclasamiento prismático radial primario que fue afectado por fracturas “jigsaw” (líneas blancas) durante el transporte del DAE; también se observa mayor cataclasis en los bordes del clasto. Abajo Derecha: acercamiento del flujo de lava andesítico del bloque de avalancha sobreyacente. Notar el intenso fracturamiento, su carácter monolítico y el soporte de clastos.

La facies de bloques está formada por diferentes fragmentos de unidades litológicas que formaron parte del centro volcánico que sufrió el deslizamiento. Algunos bloques son masivos y tienen tamaños desde pocos decímetros hasta ~3 m, pero también se observaron grandes bloques muy fracturados, y comúnmente deformados, con tamaños entre 1 y 5 m (Figura 4.29).

Un megabloque fue observado dentro del valle Palahua (UTM: 0766827, 9853718) con un tamaño que oscila entre 200 a 250 m de largo y al menos 50 m de alto, y que aparentemente forma parte de un ridge longitudinal de 2 km de largo que está orientado en sentido SW-NE (Figura 4.30). El megabloque está constituido por facies de bloques que conservaron, de manera casi intacta, la estratigrafía original pre-avalancha, constituida por una alternancia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas en la base, caídas piroclásticas y un flujo de lava al tope. Al igual que en los depósitos de avalancha anteriores, también existen bloques que texturalmente muestran una transición a facies de mezcla incompleta, generalmente de colores rojizos muy intensos. Es común que los bloques masivos decimétricos exhiban fracturas jigsaw (Figura 4.30), mientras que aquellos de tamaños métricos no muestran este tipo de fracturas (Figura 4.32). Por el contrario, los bloques muy fracturados están soportados por los clastos (>75 % vol.) que contienen una matriz intraclastos (<25 % vol.) de tamaño areno-limoso de la misma composición (Figuras 4.30 y 4.31). Otros bloques menos coherentes también muestran estructuras asociadas a esfuerzos extensivos y compresivos que los dilataron o contrajeron, respectivamente. Por otro lado, la petrografía identificada en diferentes facies de bloques consiste mayormente de andesitas anfibólicas, seguidas por andesitas de piroxeno y anfíbol y, en menor porcentaje, por andesitas de dos piroxenos. Aunque el último tipo de roca conforma la facies de bloque principal en los afloramientos de las canteras Palahua y Casigana (flujos de lava, Figuras 4.30 y 4.31).

Por otro lado, la facies de mezcla consiste de una matriz interclastos endurecida (75-85 % vol.), generalmente de color caqui, que contiene algunos detritos andesíticos que fueron disgregados de diferentes facies de bloques y otros detritos que fueron incorporados al depósito mientras la avalancha se movilizaba sobre el sustrato (Figura 4.31). La matriz tiene componentes limo-

arenosos y probablemente algo de arcilla. Se deben realizar estudios granulométricos en la matriz para comprobar esta hipótesis. Los fragmentos de andesitas de las facies de bloques (10-15 % vol.) tienen tamaños centimétricos y a veces decimétricos. Es común que sus bordes sean subredondeados o subangulosos y que tengan formas subesféricas. En cambio, los detritos andesíticos accidentales (<5 % vol.) tienen bordes más redondeados y su tamaño está dentro del rango descrito anteriormente.

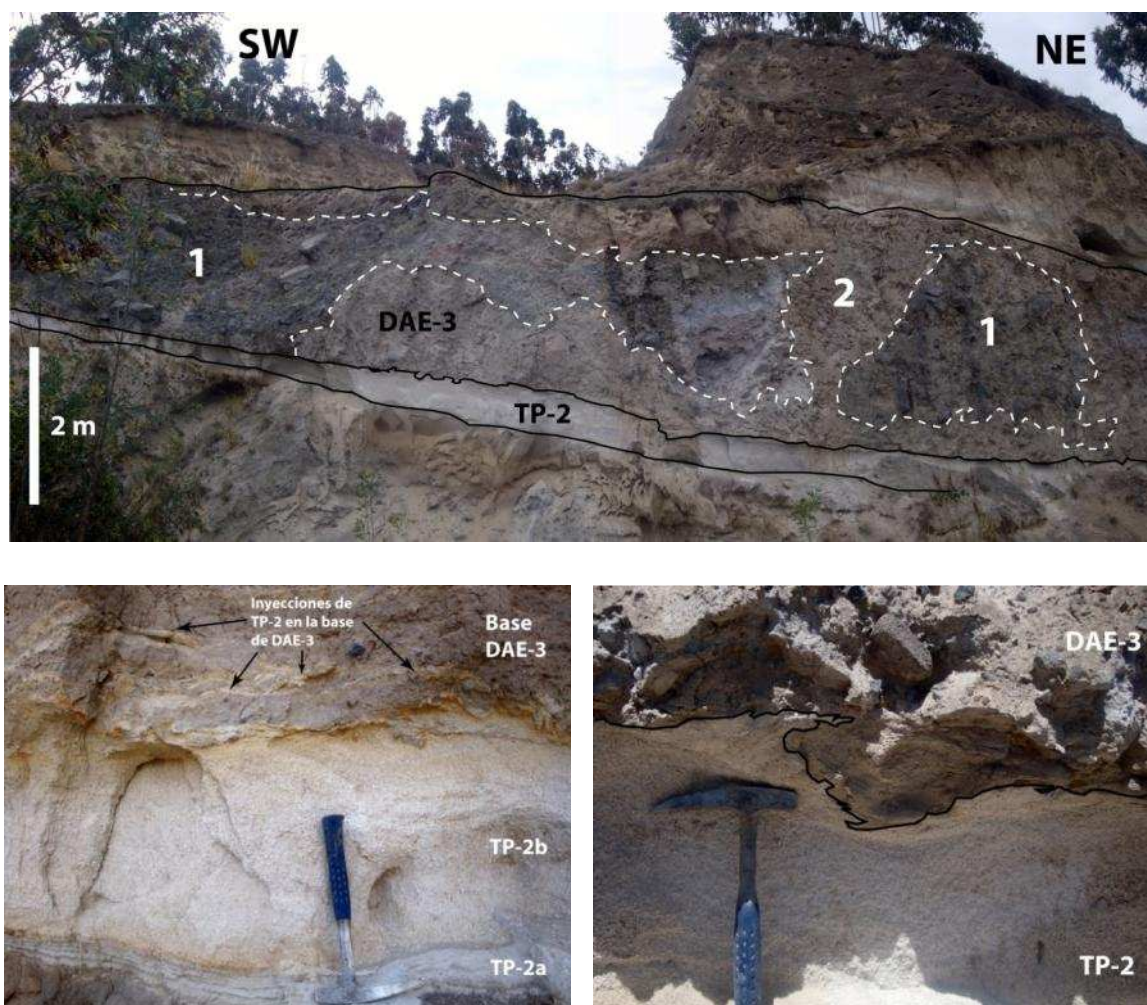


Figura 4.31. Cantera Casigana, margen izquierda de la quebrada La Cantera. Arriba: Afloramiento del DAE-3 sobreyaciendo erosivamente a la TP-2. La facies de bloques (número 1) corresponde a un flujo de lava andesítica (PI+Pxo), similar a la cantera Palahua, englobado por la facies de mezcla (número 2). Abajo Izquierda: contacto entre la base del DAE-3 y la tefra TP-2, es común encontrar fragmentos de la tefra que fueron arrancados e incorporados a la base de la avalancha con estructuras de cizallamiento y/o deformación. Abajo Derecha: otra estructura típica es la incorporación de la base del DAE en el sustrato (TP-2). En las tres figuras la dirección de movimiento del DAE es hacia el NE.

Fragmentos de pómez del nivel TP-2 (<5 % vol.) también forman parte de la facies de mezcla, especialmente en la base del depósito. La facies de mezcla expone varias estructuras relacionadas con procesos de emplazamiento de la avalancha. En el contacto basal del depósito es común observar estructuras de cizallamiento, tanto en el DAE como en el sustrato (TP-2). Otro tipo de estructuras están formadas por pedazos de la tefra TP-2 que fueron arrancados del sustrato e inyectados a la base de la avalancha (Figura 4.31).

Una facies transicional a lahar fue localizada en la región distal suroriental de la avalancha DAE-3 (sectores Totoras y La Coca Cola, Figura 4.32). La facies lahárica está constituida por una matriz interclastos (50-65 % vol.), que está parcialmente endurecida y es de color caqui. La matriz presenta un carácter cohesivo y tiene una textura limo-arcillo-arenosa. Adicionalmente, esta facies contiene fragmentos andesíticos heterolitológicos (50-35 % vol.) que provienen de las facies de bloques y de la erosión del sustrato (terrazas aluviales del valle Palahua). Algunos clastos tienen bordes angulosos-subangulosos y aquellos que provienen del sustrato muestran un mayor redondeamiento. El tamaño de los clastos varía entre pocos centímetros hasta ~2 m, aunque los detritos métricos no son muy comunes en el depósito, y de manera general parece que se concentran alrededor del sector Huachi Grande.

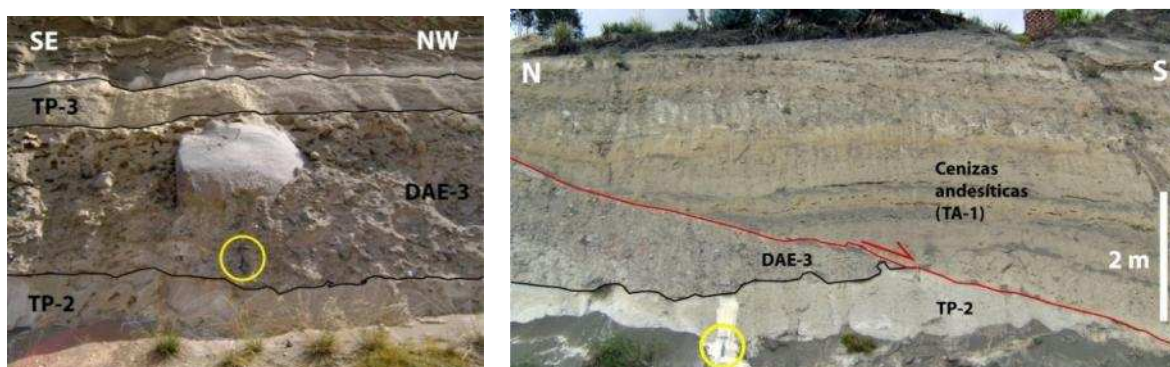


Figura 4.32. Facies lahárica en el límite marginal suroriental del DAE-3. Izquierda: sección en Totoras (UTM: 767550, 9855300). Derecha: corte en el sector La Coca Cola. En ambos casos se observa una brecha soportada por la matriz, que contiene clastos decimétricos y ocasionalmente bloques entre 1 y 2 m de diámetro. La matriz tiene un carácter cohesivo y presenta cierta porosidad. Notar la falla normal que afecta a la secuencia volcánica.

Existe una diferencia entre las facies lahárica y de mezcla, y se trata de la presencia de vesículas milimétricas en el interior del depósito en la primera de ellas. La vesicularidad representa pequeñas burbujas de aire que quedaron atrapadas dentro de la matriz saturada en agua durante el flujo y posterior depositación. El origen del agua es incierto pero probablemente fue incorporada del paleodrenaje Palahua o quizá de masas de hielo glaciario que estuvieron atrapadas al interior de la avalancha durante su transporte. Sin embargo, la segunda hipótesis no tiene tanto peso debido a que no se encontró la facies lahárica en otra región del depósito y al parecer está confinada al valle Palahua.

Distribución y morfología del depósito

El DAE-3 está mejor expuesta alrededor de Ambato que los DAE anteriores y se puede reconocer fácilmente su morfología en el terreno. El depósito forma un abanico que aparentemente nace en el sector nororiental del Carihuirazo y se extiende en la misma dirección hacia zonas bajas de la cuenca del río Ambato (Figura 4.33). Un poco más de veinte afloramientos de esta unidad permitieron estudiarla y caracterizarla de mejor manera (Anexo 4.1), tanto en sus facies, sus estructuras internas y su extensión. En regiones marginales y medias del depósito su morfología se distingue por la presencia de hummocks y lóbulos longitudinales (*llamados ridges*), en la dirección del flujo, que se asemejan a grandes dedos formados principalmente por la facies de bloques.

El límite suroriental del abanico no es evidente debido a la cobertura volcánica del Puñalica, sin embargo su trazo puede ser inferido de manera casi paralela al drenaje del río Catequilla. Otro corte de esta unidad aparece en el sector La Coca Cola (Figura 4.32), prolongando el trazo anterior hasta este sector. El borde del abanico continúa hacia el norte por la orilla izquierda del río Pachanlica, pasando por los poblados de Totoras, Tangaichi y Picaihua. La morfología del depósito en esta región es fácilmente reconocible y su trazo no presenta mayor complejidad.

El límite en el norte del depósito tampoco es muy claro debido a que es muy probable que el paleocauce del río Ambato haya erosionado al DAE-3. Su

trazo, sin embargo, puede inferirse en base de algunos afloramientos de canteras y cortes de carretera. Uno de estos cortes está expuesto en un estadio de fútbol en el barrio Techo Propio (UTM: 0769151, 9861883, Figura 4.7) y otro en una cantera ubicada a 700 m al noroeste del punto anterior (UTM: 0768551, 9862292, Figura 4.10), ambos en la margen derecha del río Ambato. El depósito continúa al noroccidente a lo largo del Paso Lateral, también en el lado derecho del río Ambato. La avalancha probablemente sobrepasó este límite y llegó hasta el paleocauce del río Ambato, pero la erosión borró las evidencias para comprobar esta hipótesis.

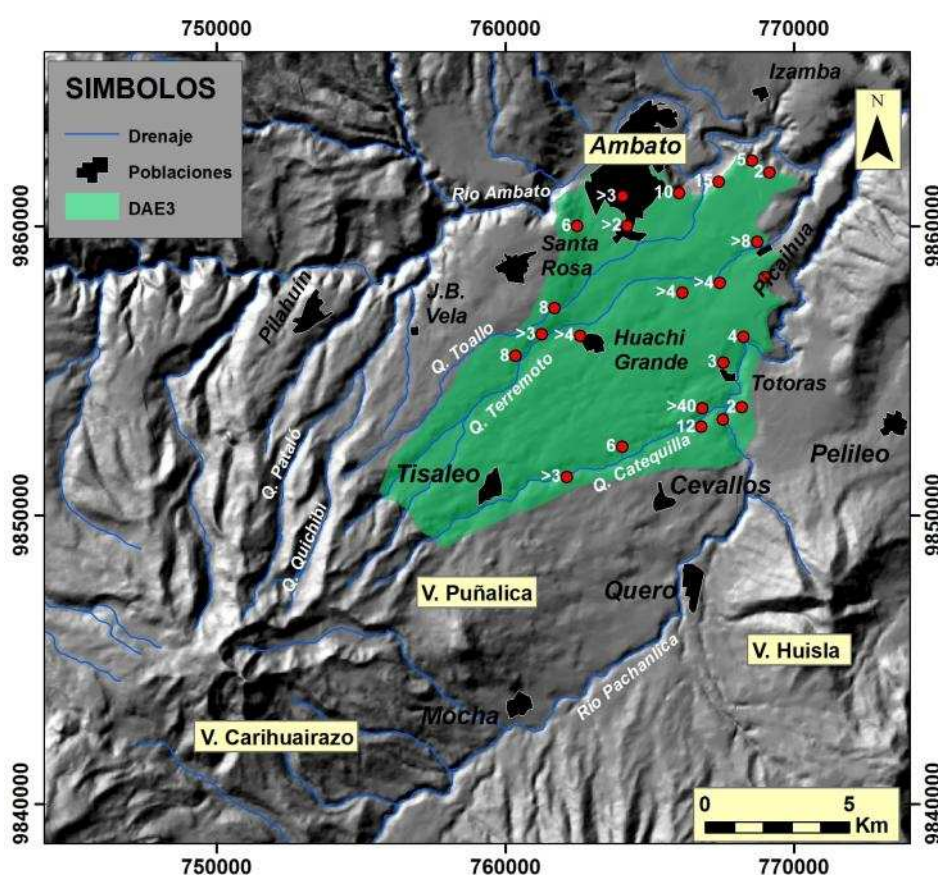


Figura 4.33. Distribución en el terreno del DAE3 y ubicación de los afloramientos más importantes. Las coordenadas UTM están referenciadas en el sistema PSAD56.

La verificación del margen occidental del depósito es complicada debido a la escasez de afloramientos. Las canteras Casigana, Bellavista y San Vicente exhiben a la unidad DAE-3 con espesores menores que en regiones más internas

del depósito y que están relativamente cercanas a estas canteras. De esta manera se puede deducir que el margen noroccidental de la avalancha se extiende una distancia desconocida en la misma dirección.

Variación de espesores y estimación del volumen

Algo más de 20 afloramientos de la unidad DAE-3 fueron reconocidos en el terreno (Anexo 4.1), pero en algunos de ellos resultó complicado realizar la caracterización y discriminación de su depósito debido a su difícil acceso. En cambio, en otros afloramientos su base permanece oculta lo cual impide que se pueda estimar su espesor de manera adecuada.

En el borde suroriental del depósito los espesores muestran una gran variación. En la cantera El Carmen, ubicada en la margen izquierda de la quebrada Catequilla, la brecha tiene 6 m de espesor, mientras que a 2,7 km aguas abajo tiene 12 m, en Jesús del Gran Poder. Sin embargo, en la cantera Palahua, que está a 600 m hacia el norte en la margen opuesta, aflora un megabloque con una potencia de al menos 35 m (Figura 4.30). En los afloramientos marginales de Totoras y La Coca Cola se observó entre 2 y 4 m de la facies lahárica de la avalancha. En la región interna del DAE-3 nunca se observó su base y los espesores mínimos varían entre 4 y 6 m. Zonas distales en el norte, como las canteras del sector Techo Propio, revelan espesores de 2 a 6 m, mientras que en el Paso Lateral se pudo reconocer espesores entre 12 y 15 m. Por otro lado, la avalancha también está expuesta en las canteras Casigana, Bellavista y San Vicente con espesores variables de 6 a 9 m al noroccidente del depósito.

La superficie cubierta por el depósito DAE-3 fue estimada entre 100 y 110 km² con un espesor promedio entre 7 y 8 m. Para determinar un volumen aproximado del depósito se consideró una superficie de 105 km² y un espesor de 8 m; por lo tanto, con estos valores el volumen tiene un valor mínimo de ~1 km³.

Relaciones estratigráficas y edad del depósito

La unidad DAE-3 yace directamente sobre la capa guía TP-2, en un contacto erosivo que resultó de la interacción entre la avalancha en movimiento sobre la tefra (Figuras 4.7, 4.31 y 4.32). En contraste a lo anterior, las canteras Bellavista y San Vicente exponen a la avalancha DAE-3 sobre la secuencia *DFBC-Sup* (Figuras 4.16 y 4.18) con un contacto erosivo.

Por otro lado, el contacto superior de la avalancha DAE-3 gradúa a una fina capa de pómez blanca que tiene de 3 a 5 cm de espesor. Este nivel de pómez fue observado solamente en las cercanías de Totoras debido a que en otros afloramientos está erosionado y ninguna muestra de pómez fue analizada. Sobre la superficie erosiva existe un paleosuelo conformado por cenizas caqui endurecidas con espesores variables que dependen de la paleotopografía y encima de este paleosuelo descansa la capa TP-3. En varios cortes resalta a la vista la posición estratigráfica aparente del DAE-3 entre dos capas blancas de pómez (TP-2 y TP-3) debido a que el espesor del paleosuelo que cubre la avalancha es mínimo o está erosionado.

Con respecto a la edad del depósito DAE-3, se mencionó anteriormente que en la cantera El Carmen se obtuvo una edad ^{14}C de $39 \pm 0,41 \text{ ka AP}$ de un paleosuelo que está inmediatamente debajo de la capa TP-2 (Figura 4.28). Además, se conoce que esta tefra fue erosionada por los flujos de la secuencia *DFBC-Sup* lo que implica un período de tiempo entre la capa TP-2 y el DAE-3. Por lo tanto se estima que el DAE-3 es un poco más joven que 39 ka.

4.1.2.8 Tefra Pumítica 3 (TP-3)

Características litológicas

Otra capa guía importante es la denominada TP-3, la cual está ampliamente distribuida en la región de Ambato (Anexo 4.2).

Globalmente el depósito es homogéneo, aunque muestra una delgada capa basal de pocos centímetros de espesor que está compuesta por cenizas de

pómez blanca y cristales libres con buen sorteo que representan el inicio explosivo de la erupción. Estas cenizas basales cambian transicionalmente a lapilli de pómez que exhiben una gradación inversa-normal, conformada casi exclusivamente por fragmentos de pómez blanca (~99 % vol.). El contenido de líticos, tanto accesorios como accidentales, es casi nulo (<1% vol.) aunque aumenta un poco su proporción en dirección del centro de emisión. Hacia el tope del depósito el tamaño de los piroclastos varía nuevamente, de manera gradual, a cenizas. La Figura 4.34 representa esquemáticamente las características litológicas de la capa TP-3.

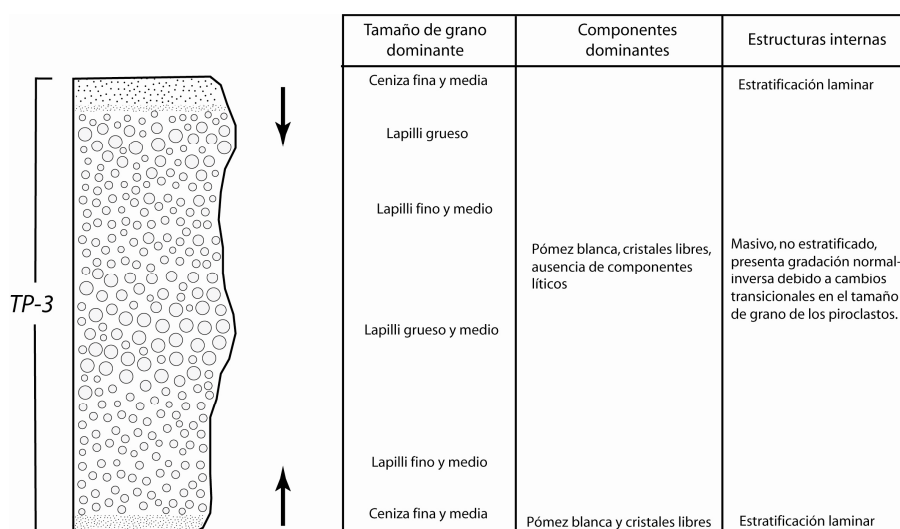


Figura 4.34. Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-3. Izquierda: estratigrafía interna esquemática del depósito. Derecha: principales características litológicas. Las flechas negras representan la variación de la gradación interna del tamaño de grano

Los fragmentos pumíticos son blancos, con formas tabulares y algo redondeadas, además, tienen una vesicularidad entre moderada-baja y con estructuras fibrosas. Su petrografía consiste principalmente de vidrio volcánico (~65 % vol.), con cristales de plagioclasa (~25 % vol.), biotita dorada y negra (~4 % vol.), hipersteno (~2 % vol.), hornblenda (~3 % vol.) y magnetita (~1 % vol.). En pocas ocasiones se encontraron fragmentos de pómez que muestran un bandeamiento de colores lo cual puede representar la mezcla de dos magmas de composiciones químicas diferentes, uno es más ácido y blanco, mientras que otro

es menos ácido y gris claro. Esta mezcla de dos magmas diferentes probablemente fue el mecanismo que disparó la erupción.

Distribución de la tefra y estimación del volumen

En base de la distribución de los espesores y de los tamaños de los piroclastos (Figura 4.34 y Anexo 4.2) se plantea que el centro de emisión de la tefra TP-3 también es el volcán Huisla. Para este caso, la geoquímica de la pómez (sin bandeamiento) también sustenta la hipótesis planteada (Capítulo 5).

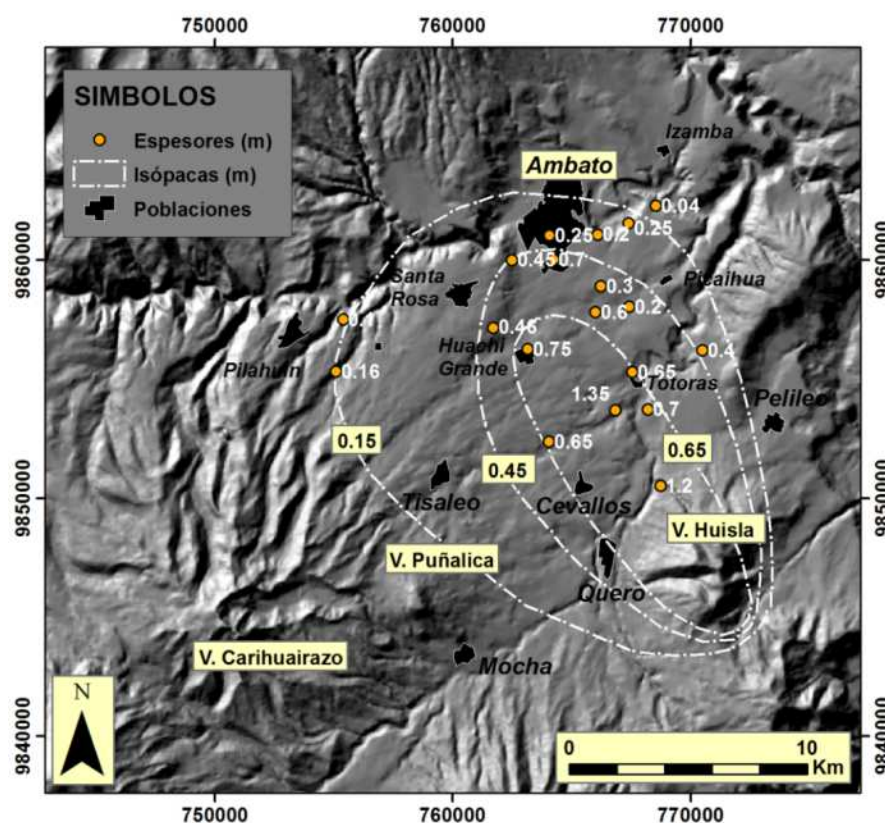


Figura 4.35. Mapa de isópacas de la tefra TP-3. La figura muestra la distribución de los espesores de la capa TP-3. Notar que al Occidente, Sur y Este del V. Huisla no existen sitios donde aflore esta capa y por tanto las isópacas fueron inferidas.

En 20 sitios diferentes se pudieron obtener medidas de los espesores del nivel TP-3. Así, en los sectores La Coca Cola, Totoras, Montalvo y Huachi Grande los espesores presentan valores entre 60 y 70 cm; cerca de Picaihua, en el cerro

Casigana y en el Paso Lateral de Ambato la capa tiene espesores de 20 a 40 cm; y en Pilahuín, en el Norte de Ambato y en el barrio Techo Propio la potencia de la capa bordea los 10 cm. Con esta dispersión se elaboró un mapa de isópacas (Figura 4.35) para curvas de 0,15 m – 0,45 m y 0,65 m, las mismas que señalan al volcán Huisla como el centro de origen.

Según el mapa de la Figura 4.35, el eje principal de la pluma eruptiva estuvo dirigido hacia el Nor-Noroccidente del posible viento. El volumen del depósito fue calculado mediante el método de Pyle (1989), obteniendo un valor aproximado de $0,2 \text{ km}^3$ (Anexo 4.4). Este volumen de piroclastos sugiere una erupción con un VEI = 4.

Variación del tamaño de grano

La dispersión de los tamaños MP no es tan uniforme debido a que en sectores como Montalvo, Totoras, La Coca Cola, El Rosario, Huachi Grande y Picaihua la pómez tiene un MP variable entre 3 y 4 cm; mientras que en afloramientos distales como cerro Casigana, Paso Lateral de Ambato y Techo Propio el MP tiene un rango de 1 a 2 cm; y en Pilahuín el MP es $\sim 0,5$ cm. (Anexo 4.2).

Relaciones estratigráficas

La capa TP-3 cubre de manera discordante una capa de Cangahua, que a su vez descansa sobre la avalancha DAE-3. Por otro lado, en todos los afloramientos se observó que la tefra TP-3 está cubierta, de manera concordante, por un manto de cenizas grises-beige que fueron producidas en la misma erupción y posteriormente retrabajadas eólicamente. Inmediatamente encima descansa la tefra TP-4 sobre un contacto concordante (Figuras 4.36 y 4.39).

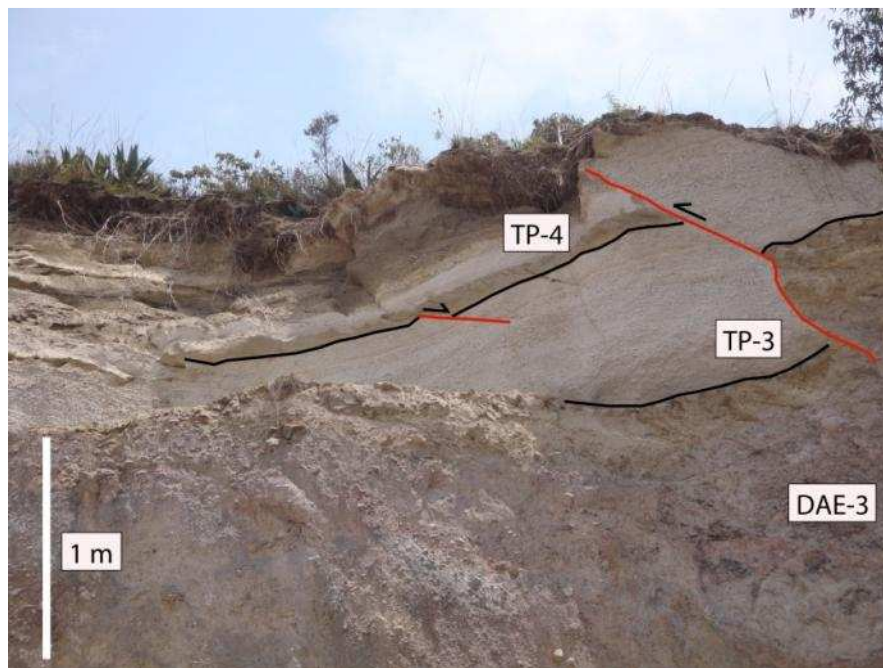


Figura 4.36. Sector Jesús del Gran Poder, misma cantera de la Figura 4.29. Se observa que la tefra TP-3 está cubierta por una delgada capa de cenizas retrabajadas y por la capa TP-4, mientras que el contacto inferior lo conforma el DAE-3 bajo una discordancia erosiva. Notar las fallas inversa y normal-gravitacional.

4.1.2.9 *Secuencia de Tefras Pumíticas 4 (TP-4)*

Características litológicas

Un conjunto de tres niveles de caída piroclástica conforman esta capa guía y su importancia radica en que su distribución también es regional y existen varios afloramientos donde está expuesta (Anexo 4.2).

La capa TP-4 está conformada principalmente por dos subniveles (TP-4a y TP-4c), aunque en pocos afloramientos se encontró un subnivel intermedio (TP-4b) entre ellos, que según sus características litológicas se presume que su naturaleza difiere de los dos depósitos de caída, sin embargo la nomenclatura para denominarlo se mantiene igual (TP). A continuación se describen las principales características litológicas de cada subnivel, de la base al tope:

1. **TP-4a:** es una capa que está conformada por cenizas finas y algo de lapilli de pómez blanca, con un escaso contenido de fragmentos líticos. El depósito es homogéneo, presenta un buen sorteo y una incipiente gradación normal en afloramientos proximales. Los escasos fragmentos líticos corresponden a andesitas grises. La composición mineralógica de la pómez consiste de plagioclasa, anfíbol, piroxeno, biotita (dorada y negra) y magnetita.
2. **TP-4b:** se trata de una serie de laminaciones delgadas de ceniza gruesa a fina, cuyos componentes son fragmentos de pómez blanca y de líticos andesíticos grises. La capa presenta un buen sorteo y estructuras de flujo como estratificación cruzada. Esta capa fue observada en cinco secciones y la variación de sus espesores sugiere una fuente distinta de los subniveles TP-4a y TP-4c. Las ubicaciones de las secciones y los espesores son los siguientes: cantera El Carmen cerca de Montalvo (16 cm), intersección de la vía a Riobamba con la quebrada Catequilla (15 cm), Huachi Grande (10-45 cm), cerca de J. B. Vela (15 cm) y cerca del Mall de los Andes en Ambato (6 cm). Las características del depósito sugieren que se tratan de oleadas piroclásticas que fueron generadas en algún centro eruptivo cercano. La presencia de esta capa sugiere un período de tiempo entre los subniveles TP-4a y TP-4c.
3. **TP-4c:** está conformado por lapilli pumítico de color blanco-cremoso (75-85%) y por fragmentos líticos andesíticos (25-15 % vol.). El depósito es homogéneo, presenta un sorteo pobre y una gradación normal a cenizas finas grises con un ligero tono rosáceo hacia el tope que probablemente son resultado de la fase eruptiva co-pliniana. La pómez tiene una vesicularidad moderada y es algo fibrosa. Su mineralogía consiste de plagioclasa (10-15 % vol.), piroxeno (2-3 % vol.), anfíbol (3-4 % vol.), biotita (<2 % vol.) y magnetita como trazas. Su forma varía entre tabular y esférica con bordes redondeados a subangulosos. Los líticos accesorios son andesitas grises, andesitas grises con tonos verdosos y andesitas rojizas-anaranjadas. Estos fragmentos pueden representar la erosión del conducto o vento a diferentes profundidades durante la erupción. Adicionalmente, en pocos afloramientos alrededor de Totoras se reconocieron fragmentos líticos accidentales que

probablemente corresponden a rocas sedimentarias muy antiguas (areniscas finas rojizas) del basamento.

La Figura 4.37 sintetiza los principales rasgos texturales y litológicos de la capa TP-4:



Figura 4.37. Litoestratigrafía esquemática de la tefra TP-4. Izquierda: estratigrafía interna esquemática del depósito. Derecha: principales características litológicas. La flecha negra representa la variación de la gradación interna del tamaño de grano.

Distribución de la tefra y estimación del volumen

La potencia de las capas TP-4a y TP-4c varían de manera similar (Anexo 4.2). Los mayores espesores fueron observados entre los sectores La Coca Cola, Montalvo y Totoras con valores entre 30 y 50 cm para el subnivel basal, y entre 20 y 35 cm para el subnivel superior, mientras que los espesores disminuyen en dirección de Ambato con valores menores a 15 cm para la TP-4a y menores que 10 cm para la TP-4c (Figura 4.38).

Los mapas de isópacas para los subniveles TP-4a y TP-4c (Figura 4.38) también permitieron determinar que el volcán Huisla es su fuente de emisión, y como ocurrió con las capas guía anteriores, la geoquímica de la pómez soporta esta hipótesis (ver Capítulo 5). En ambos casos, las isópacas muestran que la dispersión de la nube de cenizas estuvo dirigida hacia el Noroccidente del volcán.

El cálculo de los volúmenes de las dos capas de tefra (TP-4a y TP-4c) fue realizado con el método de Pyle (1989). Los volúmenes resultantes son: 0,2 km³ para el subnivel TP-4a; y 0,1 km³ para el subnivel TP-4c (Anexos 4.5 y 4.6). Estos

valores representan volúmenes mínimos y sugieren un índice de explosividad (VEI) de nivel 4 para cada erupción.

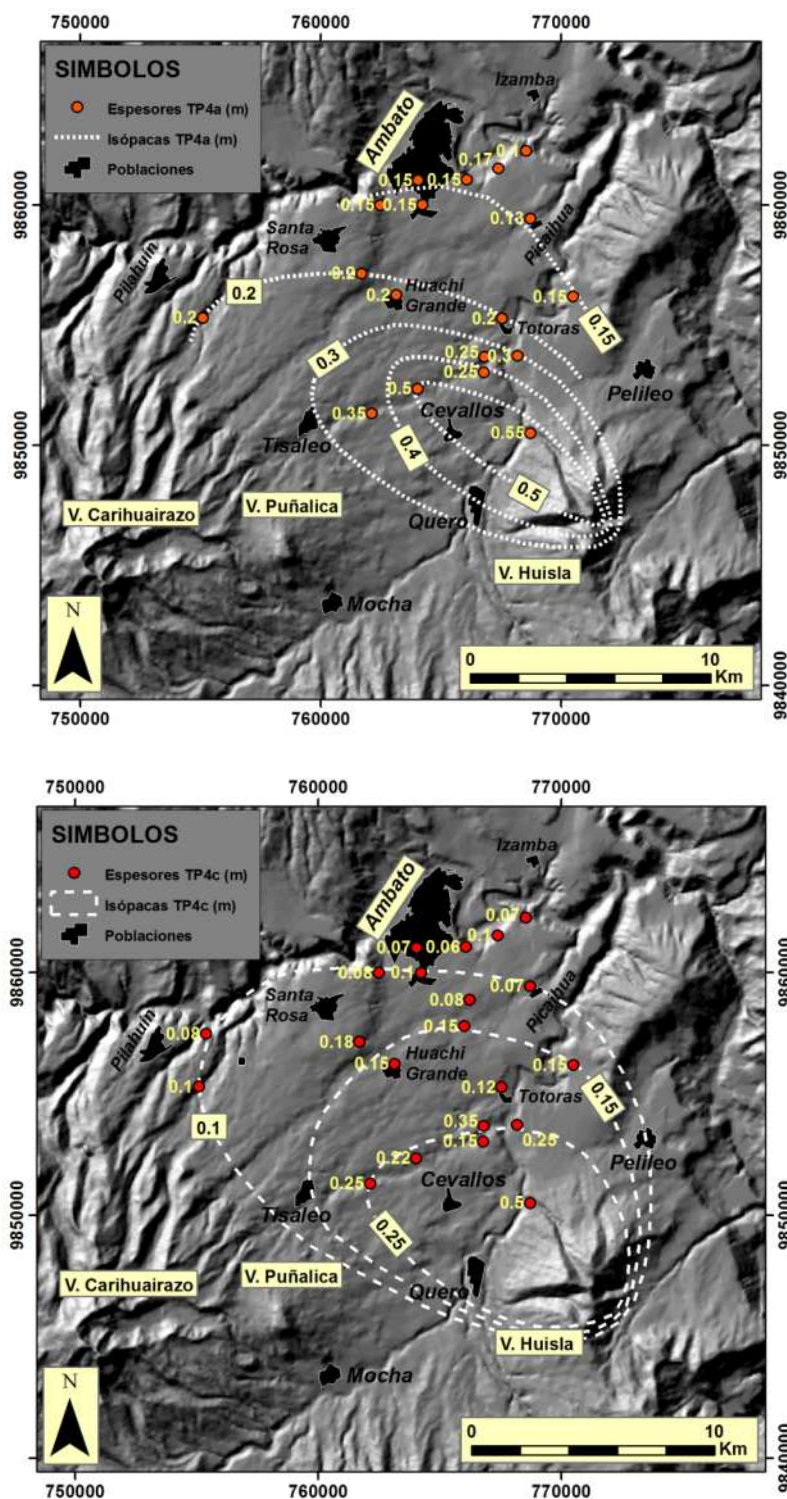


Figura 4.38. Mapa de isópacas de las tefras TP-4a (arriba) y TP-4c (abajo). Notar que al Occidente, Sur y Este del V. Huisla no existen sitios donde aflore la capa TP-4 y por tanto las isópacas fueron inferidas.

Variación del tamaño de grano

El tamaño de los piroclastos cambia de manera análoga a los espesores. Los fragmentos de pómez de la capa TP-4c tienen tamaños máximos (MP) entre 4 y 8 cm en afloramientos cercanos al volcán Huisla (La Coca Cola, Montalvo y Totoras) y a medida que se alejan del centro de emisión los piroclastos disminuyen de tamaño, en dirección de Ambato, con valores MP menores que 2 cm. Por otro lado, los piroclastos de la capa TP-4a exhiben tamaños de ceniza a lapilli fino (MP < 5mm) en la mayoría de afloramientos (Anexo 4.2).

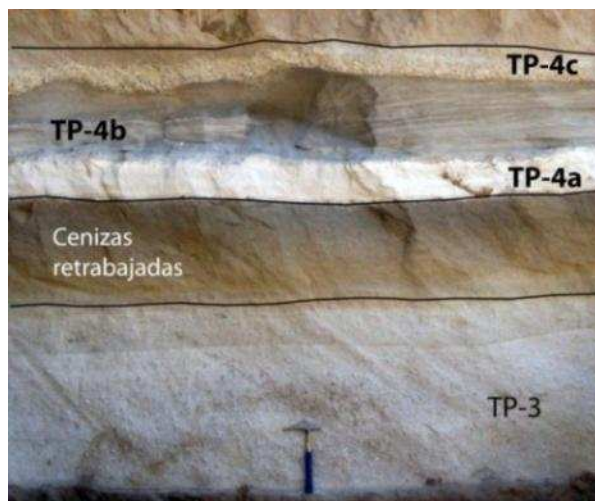


Figura 4.39. Afloramiento de las capas TP-3 y TP-4 en el sector Huachi Grande (UTM: 763160, 9856280). Arriba: relaciones estratigráficas entre las tefras post-DAE3. Abajo: acercamiento de la fotografía anterior donde se puede apreciar los tres subniveles que conforman la capa guía TP-4 que está separada de la capa TP-3 por un nivel de cenizas retrabajadas eólicamente. Notar las diferencias texturales y litológicas de cada capa.

Relaciones estratigráficas

La secuencia piroclástica TP-4 descansa sobre una capa de cenizas re TRABAJADAS y es SOBREYACIDA por una secuencia de varios niveles de tefras andesíticas (Figura 4.39).

4.1.2.10 Secuencia de Tefras Andesíticas 1 (TA-1)

En la mayoría de secciones que fueron descritas en este trabajo aflora, sobre la capa TP-4, una secuencia de varias capas de caídas piroclásticas de composición andesítica. Esta secuencia de tefras fue estudiada de manera general, sin caracterizar en detalle a ninguna de ellas.

Características litológicas

De manera general, cada capa está compuesta por fragmentos de escoria andesítica y por fragmentos líticos de la misma composición. La escoria tiene coloraciones grises, café oscuro (chocolate) y en ocasiones café-rojizo. Las mineralogías observadas incluyen fenocristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y óxidos, con porcentajes modales variables según cada depósito. El grado de vesicularidad cambia entre bajo a moderado y la forma de los granos generalmente es subesférica. En algunas capas existen gradaciones normales o inversas y en una de ellas hay fragmentos de escoria bandeada que implican una mezcla de magmas.

Distribución de la tefra y variación de los espesores

Por lo menos 8 niveles de lapilli y ceniza de escoria conforman la secuencia (Figura 4.40). Los espesores de las capas y el tamaño de grano son pequeños cerca de Ambato y aumentan hacia el Sur y Suroccidente. En secciones distales (cantera Casigana, Paso Lateral) se observaron espesores que

abarcan entre 1 a 3 cm en los niveles individuales y el tamaño de los piroclastos es generalmente ceniza fina. Por otro lado, en afloramientos localizados al Sur de Ambato, entre Montalvo y Totoras, los espesores de cada capa varían de 10 a 40 cm y el tamaño de los piroclastos gradúa de ceniza gruesa hasta lapilli de 5 cm.

Ningún mapa de isópacas fue elaborado para alguno de los niveles de esta secuencia, pero posibles candidatos para estos depósitos pueden ser los volcanes Puñalica, Huisla, Carihuairazo o incluso el Chimborazo, pero debido al tamaño de los fragmentos de escoria andesítica, los dos primeros parecen ser los candidatos más probables. Tres muestras de escoria de diferentes niveles fueron analizadas químicamente y sus resultados sustentan esta última hipótesis (Capítulo 5).

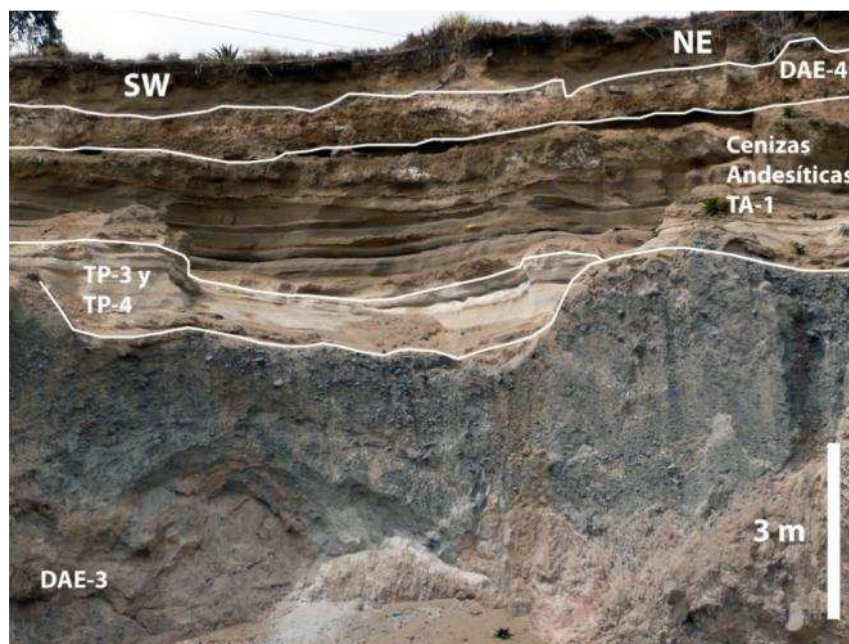


Figura 4.40. Afloramiento de la cantera Palagua, es el mismo de la Figura 4.30. Observar el paquete de cenizas andesíticas entre las tefras de pómez blanca (TP-3 y TP-4) y el DAE-4.

(Fotografía: cortesía de M. L. Hall)

Relaciones estratigráficas

La secuencia de tefras andesíticas (TA-1) descansa sobre la tefra de pómez TP-4 en contacto erosivo y subyace al depósito de avalancha de escombros DAE-4 de la misma manera (Figura 4.40).

4.1.2.11 *Avalancha de escombros 4 (DAE-4)*

Características litológicas, facies texturales y estructuras internas del depósito

El depósito consiste de una brecha volcánica masiva de composición heterolitológica. No se observó ninguna gradación interna y presenta un sorteo muy pobre. El DAE-4 generalmente está soportado por una matriz interclastos en regiones distales y marginales, con un contenido entre 10 y 20 % vol. de detritos, pero en ciertos sectores está soportado por clastos con una proporción entre 40 y 60 % vol. El tamaño de los fragmentos líticos es muy variable, desde clastos centimétricos hasta bloques decimétricos, aunque ocasionalmente se observaron bloques masivos con tamaños entre 1 y 2 m. Los clastos menores a 20 cm con frecuencia tienen formas subesféricas y sus bordes son subangulares a subredondeados, mientras que los más grandes son subredondeados.

Dos facies texturales fueron reconocidas en el terreno: facies lahárica y facies de bloques, donde la primera de ellas es la que predomina en el depósito.



Figura 4.41. Afloramiento del DAE-4 en la cantera Palahua (ver Figura 4.40). En este corte se observa la facies transicional a un lahar que corresponde a una brecha volcánica soportada por clastos y con una matriz fina. El depósito es polilítico y algunos clastos presentan evidencias de haber formado parte de depósitos glaciares antiguos (caras pulidas, estrías, anillos de oxidación).

La facies lahárica (Figuras 4.41, 4.42 y 4.43) está constituida por una matriz de coloración café-amarillenta que está enriquecida por un contenido importante de partículas finas (limo y arcilla) y algo de arena. La matriz contiene un porcentaje relativamente bajo de clastos primarios y accidentales, cuyas características litológicas ya fueron descritas en el párrafo anterior. Un rasgo particular de esta facies es la presencia de pequeñas vesículas milimétricas al interior del depósito, especialmente en su base. En ocasiones el depósito exhibe un grado moderado-alto de cohesión, asociado quizá al contenido de arcillas en la matriz y a la presencia de agua durante su movilización. Ningún análisis granulométrico fue realizado pero es importante hacerlo para determinar y caracterizar a la fracción fina.

En ciertos sectores, la facies lahárica engloba a bloques que conservaron tanto su textura como las estructuras internas típicas de las facies de bloques (Figura 4.43). Algunos de ellos son masivos, su tamaño oscila entre 50 a 200 cm y ocasionalmente presentan fracturas del tipo *jigsaw*.



Figura 4.42. Afloramiento del DAE-4 en la vía Ambato-Baños, cerca del Paso Lateral (UTM: 765980, 9858540). El depósito exhibe la facies lahárica. En este sector el espesor varía entre 1 y 2 m. Notar que los contactos superior e inferior están conformados por capas de cenizas de composición intermedia que varían en su color (beige, gris claro, gris oscuro).

Otros bloques fueron intensamente fracturados y exhiben concentraciones de clastos angulosos, de tamaño centimétrico, rodeados por una matriz intraclastos, limo-arenosa, de la misma composición y que exhibe colores rojizos, grises, amarillentos y verdosos. Ningún bloque de este tipo, con un tamaño superior a 120 cm, fue observado en esta unidad, así como tampoco fueron observados bloques que presenten dilatación, pliegues o cizallamiento.



Figura 4.43. Afloramiento del DAE-4 en el intercambiador de Huachi. La figura muestra a un bloque de avalancha (facies de bloque) que está intensamente fracturado y rodeado por la facies lahárica.

La petrografía de las rocas contenidos en la unidad DAE-4 es variada, aunque todas son de origen volcánico. En general, la brecha está formada por andesitas piroxénicas vesiculadas, andesitas piroxénicas no vesiculadas, andesitas afaníticas vesiculadas y andesitas de piroxeno-anfíbol vesiculadas. Algunas de estas rocas presentan diferentes grados de alteración hidrotermal (argilización de color amarillo-verdoso) y de oxidación. Dentro de este último grupo las rocas muestran anillos concéntricos internos de oxidación (rojo-anaranjado), caras pulidas y algunas estructuras que parecen estrías. Estas evidencias sugieren que se tratan de clastos que formaron parte de algún

depósito glacial antiguo y que fueron incorporados en la brecha durante su transporte.

Por otro lado, un depósito de avalancha de escombros aflora en el valle del río Pataló (Figura 4.46) y está conformado principalmente por facies de bloques cuya petrografía es similar a las rocas dominantes de la unidad DAE-4. Su petrografía involucra a andesitas piroxénicas no vesiculadas, andesitas piroxénicas vesiculadas y andesitas alteradas por hidroteralismo. Algunos bloques presentan fracturas jigsaw, mientras que otros muestran estructuras de cataclasis y deformación.

El origen del agua que se mezcló con la masa deslizada es incierto pero dos posibles hipótesis son planteadas a continuación: a) la masa removida por el deslizamiento represó temporalmente los tres drenajes (Pataló, Terremoto y Catequilla) en zonas altas, acumulando un volumen de agua que posteriormente desfogó y dio origen a flujos de escombros que viajaron por los mismos drenajes. b) es probable que en el deslizamiento se haya incorporado cierto volumen de hielo y nieve glacial, y quizás agua del sistema hidrotermal, que se mezcló rápidamente con la fase sólida y formó los flujos de escombros en los tres drenajes.

Morfología y distribución del depósito

El DAE-4 fue identificado en 16 afloramientos alrededor de Ambato (Anexo 4.1). Respecto a su distribución, el depósito forma dos lóbulos que nacen en el flanco nororiental del Carihuairazo, más arriba de Tisaleo, y se prolongan pendiente abajo por los drenajes Catequilla y Terremoto. Ningún afloramiento entre las dos quebradas fue visto en el terreno (Figura 4.45). La geometría del depósito es estratiforme en la mayoría de cortes, y la topografía de hummocks es poco apreciable.

Un afloramiento del DAE-4 fue observado en los páramos cercanos a Tisaleo, a 4.5 km al Suroccidente de esta población en el cerro llamado *Mortiño Loma* (UTM: 755500, 9847928; Figura 4.44). Su morfología sugiere que se trata

de un hummock proximal y está conformado por las mismas andesitas alteradas por hidrotermalismo que fueron vistas en el DAE4 en regiones más bajas.

Alrededor de la cantera El Carmen, en la margen izquierda de la quebrada Catequilla, los espesores del DAE-4 varían entre 1 y 2 m, mientras que en la orilla opuesta no se encontró ningún afloramiento debido quizá a que existe un alto topográfico conformado por los depósitos del volcán Puñalica. En el sector Jesús del Gran Poder, 4 km aguas abajo de El Carmen, los espesores varían entre 1.5 m en la orilla izquierda y ~5 m en la margen derecha justo en la unión de la quebrada con el río Pachanlica, sin embargo a 800 m hacia el NE, en el sector La Coca Cola, el espesor tiene tan solo 30 cm. En Totoras el espesor es similar con un valor de 50 cm. Estos espesores decimétricos sugieren que el flujo DAE-4 llegó hasta Totoras, movilizándose por la quebrada Catequilla.



Figura 4.44. Hummock del DAE-4 que está expuesto en el cerro Mortiño Loma (UTM: 755500, 9847928) a ~3800 msnm, en el flanco nororiental del V. Carihuairazo. La petrografía es la misma que aquella observada en los afloramientos de la cuenca de Ambato.

En la margen derecha del drenaje Terremoto, en el sector de Huachi Grande, se observó que el DAE-4 tiene un espesor de 5 m, mientras que en las canteras San Vicente y Bellavista, ubicadas en la margen opuesta, los espesores son ~1 m. Siguiendo el mismo drenaje, 3 km aguas abajo de Huachi Grande, los

espesores tienen 1,5 m en las dos orillas y a lo largo del Paso Lateral de Ambato (al sur del río Ambato) los espesores varían entre 2 y 5 m.

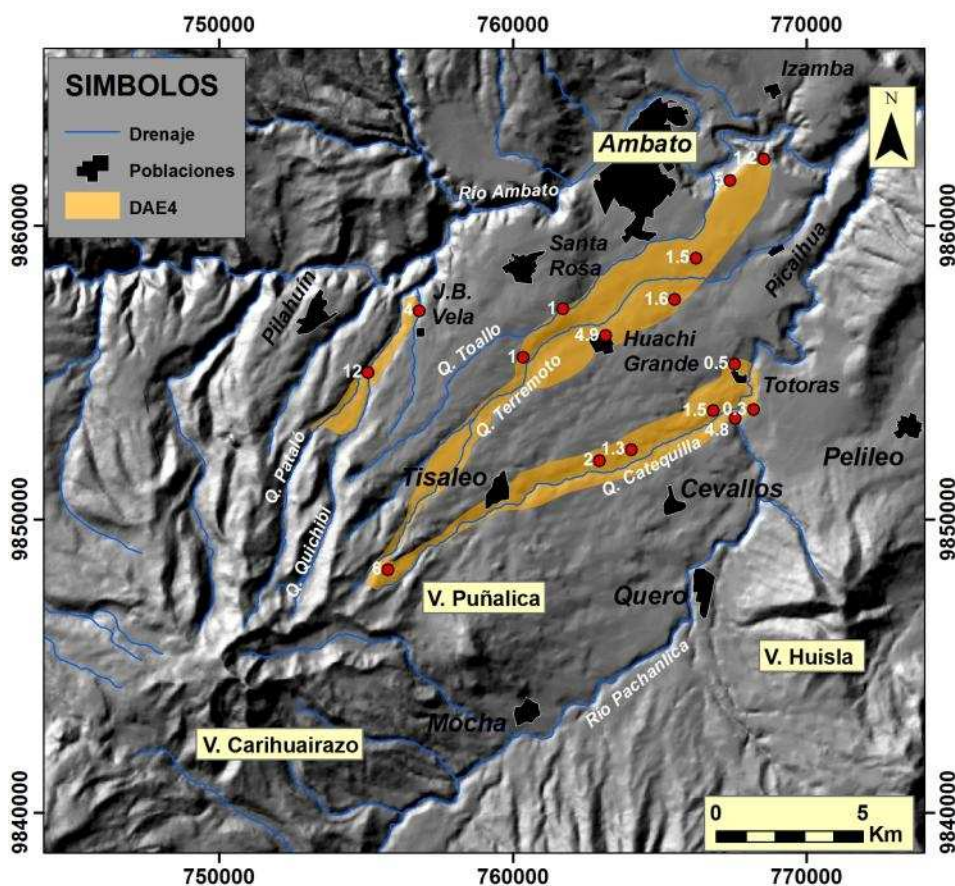


Figura 4.45. Distribución en el terreno del DAE4 y ubicación de los afloramientos más importantes. Las coordenadas UTM están referenciadas en el sistema PSAD56.

Adicionalmente, también es importante destacar que en la unión de las quebradas Quichibi y Pataló, 2 km al Suroccidente de J.B. Vela, aflora un depósito de avalancha de escombros que tiene una petrografía similar a la unidad DAE-4 (Figura 4.46). Su espesor oscila entre 10 y 15 m pero su base no está expuesta. Otro afloramiento del mismo depósito se encuentra aguas abajo siguiendo el mismo drenaje, a 2,8 km al Noreste del afloramiento anterior (UTM: 0756820, 9857117), cerca de la unión entre la quebrada Canalhuaycu y el río Pataló. El depósito tiene un espesor que varía entre 4 y 6 m y, al parecer, está confinado en el valle (Figura 4.45).



Figura 4.46. Entrada a la comunidad San Luis en la vía a Guaranda, cerca de Juan Benigno Vela.

Este corte aflora en la unión de los ríos Quichibi y Pataló (UTM: 754810, 9854650). La sección expone un afloramiento de avalancha de escombros que tiene una petrografía similar al DAE-4. El mismo depósito aflora a 3 km aguas abajo del río Pataló y parece que está confinado a este valle.

Variación de espesores y estimación del volumen

En párrafos anteriores se discutió la distribución del DAE-4 en el terreno y su variación de espesores (Anexo 4.1). Para estimar su volumen se tomó en cuenta un espesor promedio de 2 m y se calculó que la superficie cubierta por el depósito en los tres drenajes (Pataló, Terremoto y Catequilla) es $\sim 45 \text{ km}^2$. Con estos datos se estimó un volumen $\sim 0.1 \text{ km}^3$.

Relaciones estratigráficas y edad del depósito

El DAE-4 descansa concordantemente sobre una secuencia de tefras de escorias andesíticas de colores gris y café oscuro (TA-1). Por otro lado pocos afloramientos exhiben el techo de esta unidad, sin embargo se pudo observar que está cubierta directamente por una capa centimétrica de ceniza gris oscuro en los alrededores de Ambato, la cual está cubierta por un manto de Cangahua cuyo espesor no es constante debido a la erosión y varía entre 2 y 8 m.

Subiendo hacia el sur y suroccidente de Ambato, en dirección de Riobamba y Guaranda respectivamente, es más notoria la presencia de dos niveles continuos de caídas piroclásticas andesíticas entre la cangahua, donde la capa inferior es gris oscuro, mientras que la superior es café grisáceo. Barba (2006) denominó *Bicolor Superior* a un nivel similar que forma parte de una secuencia de tefras que identificó y describió al Occidente del volcán Chimborazo. Samaniego et al. (2012) explica que esta secuencia de tefras al Occidente del Chimborazo, que contiene a la capa bicolor, se ubica entre discontinuidades erosivas provocadas por avances glaciares del período LGM (Figura 4.47).

Por otro lado, debido a que la base de la avalancha del río Pataló no aflora, no se pudo identificar su contacto inferior, sin embargo el contacto superior es muy claro y está formado por una secuencia de tefras escoriaceas alternantes con lahares que tiene pocos metros de espesor y que descansa sobre un contacto erosivo. Un nivel “bicolor”, similar al que cubre al DAE-4, fue identificado en la serie de tefras anteriormente mencionada (Figura 4.47) y por tanto se sugiere que este depósito ocupa la misma posición estratigráfica que el DAE-4.

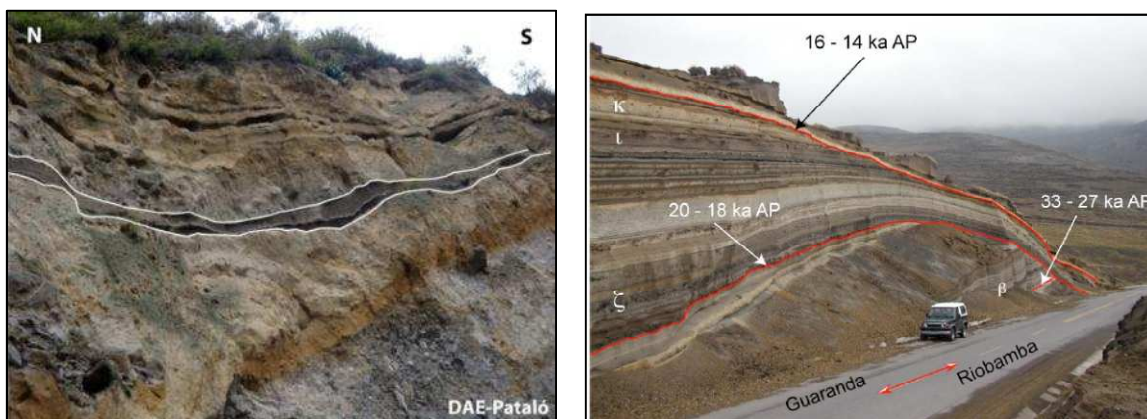


Figura 4.47. Izquierda: Nivel bicolor (entre líneas blancas) sobre la avalancha localizada en el río Pataló. Derecha: Secuencia de tefras ubicadas en la planicie occidental del volcán Chimborazo, tomado de Barba (2006). La capa ζ corresponde a un nivel bicolor que, según las características descritas por Barba (2006), podría ser el mismo que está encima del DAE del río Pataló.

Adicionalmente, la presencia de líticos andesíticos cuyo origen probablemente es glaciario (rocas oxidadas, caras pulidas y presencia de estrías) al

interior del DAE-4, implicaría que fueron incorporados de morrenas glaciares que ya estaban formadas sobre el flanco nororiental del Carihuairazo cuando ocurrió el deslizamiento, probablemente durante el período LGM. Adicionalmente, la evidencia estratigráfica reconocida en el terreno confirma que la unidad DAE-4 es más joven que la tefra pumítica TP-2 que fue fechada en 39030 ± 410 a AP.

Por lo tanto, esta evidencia sugiere que el evento que generó la unidad DAE-4 probablemente ocurrió en algún momento durante el LGM.

4.1.2.12 *Secuencia de Tefras Andesíticas 2 (TA-2)*

En los afloramientos que se encuentran cerca de Ambato se puede observar al tope de la secuencia, encima del DAE-4, un manto de Cangahua que contiene finas capas de cenizas grises que están alternadas entre sí. Sin embargo, subiendo hacia el Sur y Suroccidente de Ambato, por las vías a Riobamba y Guaranda respectivamente, estos mantos de ceniza aumentan en espesor, tamaño de grano y número de capas.

De la misma manera que en la secuencia TA-1, no se realizó ningún estudio en particular de alguna de las tefras TA-2. Sin embargo, esta secuencia contiene a la capa bicolor que ya fue comentada en el apartado anterior. Este paquete fue denominado como “Bicolor Superior” por Barba (2006) y corresponde a una capa basal de escoria café-negrucza que está directamente sobreyacida por otra capa de escoria café-beige (Figura 4.47). Los espesores del nivel “Bicolor Superior” aumentan hacia el suroccidente, en dirección del volcán Chimborazo. Además, análisis químicos que fueron efectuados en esta capa bicolor (en los dos subniveles) se correlaciona con la serie magmática del Chimborazo (com. pers. de Samaniego P.).

4.1.2.13 *Flujos de Lodo del 20 de Junio de 1698*

Vásconez (2006) y Vásconez et al. (2011) describieron, caracterizaron y cartografiaron los depósitos de flujos de lodo que fueron disparados por un sismo de intensidad "X" (en la escala de Mercalli) el 20 de Junio de 1698 con su epicentro localizado en el flanco Este-Noreste del volcán Carihuairazo (Egred, 2004, en Vásconez, 2006). Según los autores, el sismo provocó deslizamientos de la capa de suelo de páramo (~3 m de espesor promedio) que cubría los flancos del volcán y de cerros vecinos. Vásconez (2006) menciona que el suelo probablemente estaba saturado de agua como producto de intensas lluvias que debieron haber ocurrido en los días o semanas previas al sismo, conjuntamente con los deshielos glaciares del Carihuairazo, proporcionando cierta fluidez a la masa removida.

Vásconez (2006) reporta que los depósitos de los flujos de lodo tienen espesores promedio de 4 m y fueron encontrados en las quebradas Chiquicahua, Pataló, Quichibi, Terremoto, Yacutoma, Quintuco, Catequilla y Olalla (Figura 4.48). Sus estudios revelaron que los flujos estaban constituidos por un 60 % vol. de carga sólida y 40 % vol. de agua, aunque dentro de la carga sólida también se encontraron restos de vegetación.

Este estudio determinó que las propiedades físicas como el color, textura, estructura y porosidad de los depósitos en diferentes quebradas son muy similares. Por otro lado, su matriz es masiva y está constituida principalmente por fracciones finas (arena, limo y arcilla) en un 80 % vol. El sorteo es pobre y existe un bajo porcentaje de detritos redondeados que fueron arrancados del lecho y de las orillas de las quebradas por donde transitaban los flujos. Existen escasos bloques rocosos de 1 a 2 m de diámetro que no se hundieron en el depósito, lo cual sugiere un carácter viscoso del flujo.

El volumen máximo de los flujos fue estimado por Vásconez (2006), en base de los escarpes de los deslizamientos; este valor fue de $135 \times 10^6 \text{ m}^3$. Asimismo, la velocidad promedio de los flujos fue estimada en 10 m/s. El calado máximo que alcanzó el flujo fue de 38 m a la altura del barrio El Socavón (Ambato). En este sector el cauce del río Ambato tiene un ancho de 400 m.



Figura 4.48. Depósito del flujo de lodo del Carihuairazo que se originó el 20 de Junio de 1698 después de un sismo de intensidad X en la escala de Mercalli. El afloramiento está expuesto en la intersección de la vía a Riobamba (Panamericana) y la quebrada Catequilla (UTM: 761900, 9851450). Nótese las grietas de desecación desarrolladas en el depósito después de su emplazamiento. El flujo rellenó varios valles de la zona.

Estratigráficamente el flujo de lodo yace sobre una capa de ceniza gris, que ha sido interpretada como proveniente de la erupción de 1641 AD del Tungurahua, y corresponde al estrato más joven, por tanto solamente está cubierta por delgados mantos de vegetación (cultivos, yerba, árboles, etc).

4.2 LOS VOLCANES CARIHUAIRAZO Y HUISLA

4.2.1 El Volcán Carihuairazo

El Carihuairazo ($78^{\circ} 45,31' W$, $01^{\circ} 22,58' S$) está ubicado sobre el borde oriental de la Cordillera Occidental y se encuentra apenas a una distancia de 10 km al Noreste del volcán Chimborazo. Asimismo, el Carihuairazo se encuentra relativamente cerca de algunas poblaciones importantes, e.g. 9 km al Oeste-

Noroeste de Mocha, 10 km al Suroeste de Tisaleo, 15 km al Oeste-Suroeste de Quero, 20 km al Suroeste de Ambato y 23 km al Suroeste de Pelileo.

4.2.1.1 *Geomorfología del edificio*

La cumbre actual del V. Carihuairazo alcanza los 5018 msnm. Tiene una base casi circular en planta de 15 x 13 km de diámetro, donde su eje mayor está orientado hacia el NNO-SSE y la base del edificio está inclinada en dirección al ENE.

La vista en perfil exhibe una forma muy asimétrica debido a que su morfología original ha sido moldeada a través del tiempo por las interacciones entre la actividad volcánica y las glaciaciones Cuaternarias. El edificio tiene la forma de un cono truncado con amplios y profundos valles en forma de “U” que están dispuestos radialmente alrededor de su cumbre y son resultado de intensos y prolongados procesos de erosión glaciaria (Figuras 4.49 y 4.50).

Los picos más altos están alineados en una cuchilla (4880 – 5018 msnm) al suroccidente del volcán formando la cabecera del valle Pachanlica cuyas dimensiones corresponden a 5,4 km de longitud, 500 a 700 m de ancho y está orientado en sentido Oeste-Este (Figuras 4.49 y 4.50). Las paredes de su margen derecha forman escarpes que disminuyen de altitud pendiente abajo y varían entre 450 y 250 m de altura, mientras que en su margen izquierda los escarpes tienen altitudes menores y disminuyen desde aproximadamente 300 a 160 m de altura (Figura 4.50).

El extremo oriental del valle glaciario está cortado por el cono del volcán Puñalica que fue construido sobre el flanco oriental del Carihuairazo. La importancia de este valle (Pachanlica) radica en que su margen derecha parece formar parte de un anfiteatro de avalancha.



Figura 4.49. Vista panorámica tomada desde el Norte del volcán Carihuairazo. En la fotografía se puede observar la cicatriz de avalancha (línea roja), y los principales cerros que serán descritos más adelante. (Fotografía: cortesía de P. Ramón-IG)

La identificación de una cicatriz del anfiteatro, asociado a una de las avalanchas de escombros, resultó complicada debido a la fuerte erosión que ha sufrido el volcán durante las glaciaciones Cuaternarias, sin embargo un trazo de esta cicatriz es presentado en la Figura 4.50.

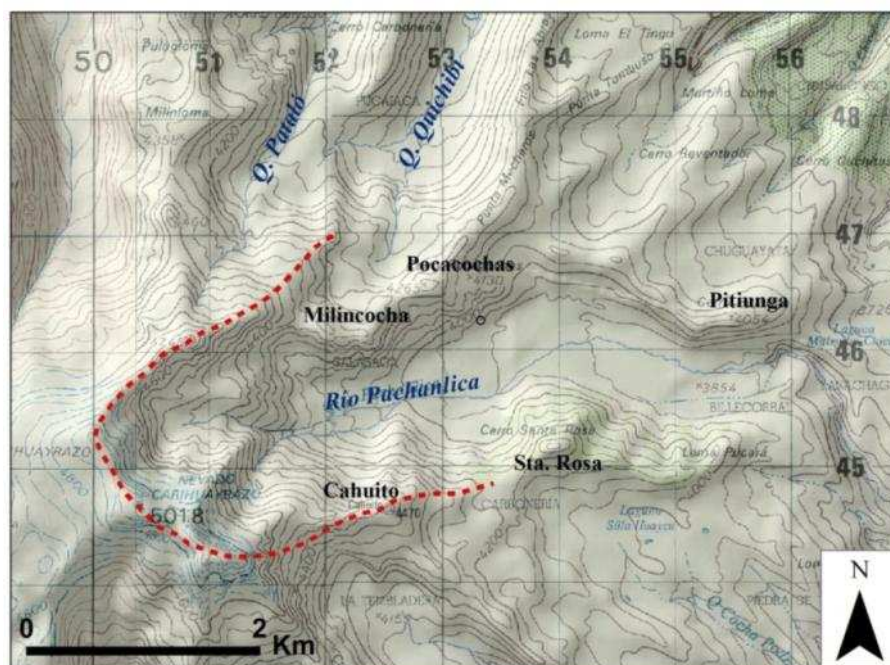


Figura 4.50. Mapa topográfico de la zona alta y de la cumbre del volcán Carihuairazo. Se observa la morfología del edificio y el trazo propuesto de la cicatriz de avalancha. Mapa modificado de las Hojas Topográficas de Quero y Chimborazo, escala 1:50.000, del IGM.

La cicatriz propuesta estaría conformada por el escarpe derecho del valle Pachanlica desde el cerro Santa Rosa, después parece prolongarse por la cuchilla de los picos más altos para continuar por el escarpe opuesto hasta la cabecera del valle Quichibi, en el flanco norte del volcán (Figura 4.50). La abertura del anfiteatro propuesto tiene 2400 m de ancho y los extremos finales de la cicatriz alcanzan altitudes similares, aproximadamente a 4200 msnm, abriéndose hacia el ENE.

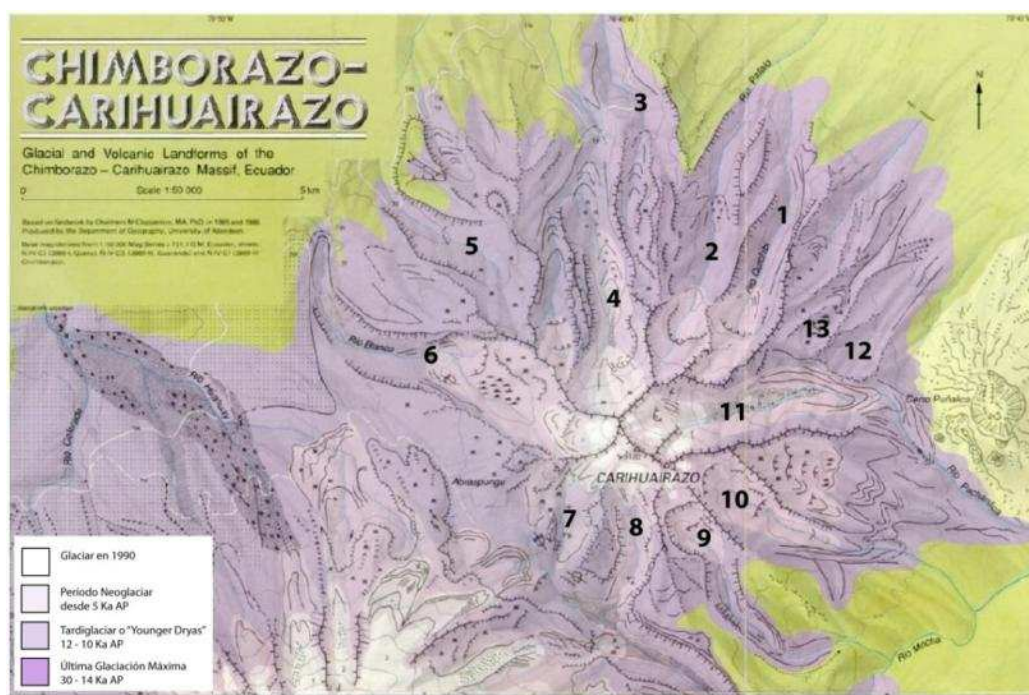


Figura 4.51. Mapa geomorfológico del Complejo Chimborazo-Carihuairazo propuesto por Clapperton (1990). En el mapa se aprecian amplios y profundos valles glaciares, escarpes y crestas de las cabeceras de los valles, límites máximos de las lenguas glaciares en diferentes períodos del Cuaternario. Los números en negro representan a los valles glaciares más notorios y cuyas características están descritas en la Tabla 4.1.

Clapperton (1990) determinó los rasgos geomorfológicos y las relaciones estratigráficas entre productos volcánicos y depósitos glaciares de lo que él denominó *Macizo Chimborazo-Carihuairazo* (Figura 4.50). También describió en su trabajo un modelo de evolución para este complejo volcánico basado en información geológica de campo. Uno de los principales aportes de su investigación fue haber definido los límites de diferentes avances glaciares del

Cuaternario Tardío tanto en el volcán Chimborazo como en el Carihuairazo (ver sección 2.4 del Capítulo 2 y el Mapa Geológico adjunto). Clapperton (1990) presenta esta información en un mapa morfológico como una degradación de tonos morados (Figura 4.51).

En la misma figura también se muestran diferentes rasgos topográficos asociados a los avances glaciares y la consecuente erosión que sufrió el volcán (escarpes, valles en U y circos glaciares). Algunas características geográficas de los valles glaciares más importantes (13 en total) son presentados en la Tabla 4.1:

Nombre del valle	Id. del valle	Ubicación en el volcán (flanco)	Longitud aprox. (km)	Ancho aprox. (m)	Altura de las paredes del valle (m)	Orientación del valle
Quichibi	1	Nor-Noreste	3.3	350-180	280-160	SSO – NNE
Pataló-Este	2	Norte	2.5	305-115	280-160	SSO – NNE
Quintucu	3	Norte	5.0	220-140	240-160	S – N
Pataló-Oeste	4	Nor-Noroeste	4.0	460-180	400-280	SSE – NNO
Pujihuaycu	5	Noroeste	3.0	400-250	200-140	SE –NO
Río Blanco	6	Oeste	5.0	500	200-80	E – O
Tigre Saltana	7	Sur-Suroeste	1.0	350-250	200-160	NNE – SSO
Aucacán	8	Sur	2.0	330-120	320-240	N – S
Sachahuaycu	9	Sur-Sureste	4.0	320-200	160	NNO – SSE
La Carbonería	10	Sureste	3.5	560-200	200-80	NW – SE
Pachanlica	11	Este	5.4	700-500	450-160	O – E
Chuguayata	12	Noreste	1.4	450-150	120-80	OSO – ENE
Reventador	13	Noreste	1.8	300-200	120-80	OSO – ENE

Tabla 4.1. Principales características geográficas y geométricas de los valles glaciares más importantes del volcán Carihuairazo.

4.2.1.2 *El flanco Nororiental del Carihuairazo*

Un problema relacionado a este estudio es el escaso control cronológico de las unidades que conforman el edificio volcánico, así como de los depósitos distales, y por lo tanto no fue posible correlacionarlos ni agruparlos de manera coherente. Sin embargo, la morfología volcánica sugiere dos grupos generales: Unidades pre-Cicatriz y Unidades post-Cicatriz.

Unidades pre-Cicatriz

El Carihuairazo es un complejo volcánico que está formado por coladas lávicas basales de composición andesítica que están expuestas principalmente en los flancos suroccidental y suroriental. Samaniego et al. (2012) presenta cuatro dataciones de estos flujos (Figura 4.51): 1) dos en el flanco occidental (Rio87; UTM 747400, 9844150) obteniendo edades de 213 ± 6 ka y 216 ± 10 ka; 2) una en el flanco suroriental (Rio118; UTM 753800, 9841000) con una edad de 223 ± 6 ka y 3) una en el mismo flanco suroriental (Rio117; UTM 754500, 9841400) con 219 ± 4 ka. Este rango de edades sugiere una edad Pleistocénica Tardía para el origen del Carihuairazo, al menos entre 205 – 230 ka, pero es probable que existan unidades más antiguas que aún no han sido fechadas. Por otro lado, este rango de edades es coherente para proponer que, al menos parte del edificio ancestral del Carihuairazo es más antiguo que la ignimbrita Chalupas (211 ka., Beate et al., 2006).

Morfológicamente los flujos de lava exhiben una fuerte erosión glacial en los flancos sur y suroriental y forman las paredes de las cabeceras de los valles glaciares. Uno de estos flujos de lava está expuesto en la intersección de las quebradas La Carbonería y Cocha Podrida (CAR-47, UTM: 756600, 9842380; Figura 4.52), en el flanco Suroriental del edificio. Su petrografía consiste en una andesita porfírica gris-verdosa, micro vesiculada y con una matriz vítrea. La mineralogía incluye plagioclasa, piroxeno, algo de anfíbol y óxidos de Fe/Ti, con tamaños entre 2 y 5 mm. La matriz presenta cierto grado de oxidación y la plagioclasa está parcialmente alterada a arcilla lo cual sugiere que este flujo lávico ha estado expuesto a la intemperie por un vasto período de tiempo.

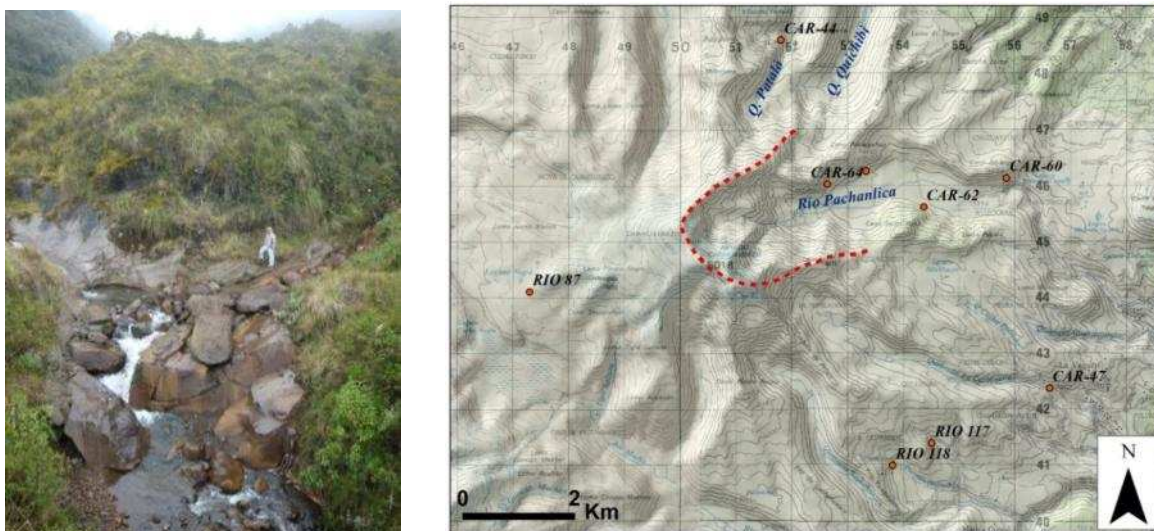


Figura 4.52. Izquierda: Afloramiento de un flujo de lava en el flanco suroriental del volcán, en la intersección de las quebradas La Carbonería y Cocha Podrida (CAR-47, UTM: 756610, 9842380).

El flujo aparentemente descendió por un paleovalle y causó la inversión del relieve. Derecha: Mapa topográfico del V. Carihuairazo que ubica los puntos de muestreo de los diferentes flujos de lava que fueron datados por Samaniego et al. (2012), (RIO87, RIO117, RIO118).

Debido a que dentro de los objetivos de esta investigación no constaba inspeccionar a detalle el edificio volcánico, no se realizaron excursiones a los demás flancos y por tanto el control geológico es pobre en esas zonas.

Por otro lado, en zonas más bajas de los flancos noroccidental y norte se observaron depósitos de flujos piroclásticos del tipo bloques y cenizas cuyas edades relativas respecto al evento que produjo el DAE-1 delatan su mayor antigüedad (flujos piroclásticos diferentes que las secuencias DFBC-inf y DFBC-sup).

Por ejemplo, la sección que aflora en la margen izquierda del valle Pataló (sección Chibuleo, UTM: 755096, 9855339; Figura 4.53), a lo largo de la vía Ambato-Guaranda, expone un paquete de DFBC de 15-20 m de espesor, que está cubierto por una secuencia de tefras indiferenciadas de pómez blanca y pómez gris, con un nivel de Cangahua a la base, y cuya potencia (de la secuencia) varía entre 8 y 10 m. Sobre estas tefras yace un potente paquete de Cangahua (> 20 m de potencia) intercalado con cenizas pumíticas, entre ellas las

tefras TP-1, TP-3 y TP-4. La tefra TP-2 quizá forma parte de esta secuencia, pero no es visible debido a una espesa cobertura vegetal. Es probable que la edad relativa de la secuencia de flujos piroclásticos DFBC-Chibuleo sea más antigua que el DAE-1 debido a que la posición estratigráfica de la tefra TP-1, en esta sección, está 20-30 m sobre los flujos piroclásticos sin que aflore el DAE-1. Sin embargo es necesario obtener alguna edad absoluta para corroborar esta hipótesis.

La secuencia DFBC-Chibuleo contiene al menos 5 niveles de brechas monolitológicas de andesitas anfibólicas porfiríticas, alternadas con delgadas capas de caídas de pómez y de oleadas piroclásticas. La roca dominante es una andesita gris-rojizo, vesiculada, con cristales de tamaño medio (1-5 mm) de plagioclasa + horblenda \pm piroxeno \pm óxidos (Fe/Ti). En general cada brecha está soportada por una matriz fina compuesta de ceniza, con una proporción entre 60 y 70 % vol., mientras que los bloques varían su contenido entre 25 a 35 % vol. y un pequeño porcentaje (< 5 % vol.) corresponde a fragmentos de pómez dentro del depósito.



Figura 4.53. Serie DFBC-Chibuleo. La sección aflora en la vía a Guaranda (UTM: 755120, 9855350), pasando el puente sobre el río Pataló. A la base hay un paquete de flujos piroclásticos de bloques y ceniza blanca que subyace a una potente secuencia de cenizas de pómez y escoria alternadas con Cangahua. Al frente se observan escombros acumulados contra los flujos.

El sorteo en cada nivel piroclástico es pobre y el tamaño de los bloques oscila entre 20 cm a 3 m. Los bloques menores que 50 cm están más redondeados. También presentan un diaclasamiento prismático radial. No se observó la base de la secuencia DFBC-Chibuleo pero su espesor puede ser mayor que 20 m.

Al occidente de la secuencia Chibuleo aparentemente existe otra secuencia de DFBC que está formando una terraza amplia sobre la cual está asentada la comunidad indígena de Pilahuín. No se pudo realizar una inspección detallada de la zona, pero un buen corte aflora en la margen izquierda de la quebrada Ashpachaca (UTM: 755196, 9857932; Figura 4.54), cerca de su unión con el río Ambato.

En esta sección se observa una alternancia de depósitos de flujos piroclásticos del tipo “bloques y ceniza” y niveles retrabajados. Una de las capas del DFBC-Pilahuín es monolitológica, principalmente está soportada por la matriz y muestra un sorteo pobre. El tamaño de los bloques varía entre pocos centímetros hasta 70-80 cm, generalmente con bordes redondeados y formas subesféricas, lo cual indica un recorrido relativamente largo. Es común observar un diaclasamiento prismático radial en los bloques juveniles. La roca dominante es una andesita porfirítica piroxénica (Figura 4.54), color gris azulado, vesiculada, tiene una matriz vítrea y la asociación mineral consiste de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y óxidos Fe/Ti. Los fenocristales presentan tamaños entre 1 y 5 mm.

En ambos casos, las secuencias DFBC de Chibuleo y Pilahuín parecen provenir de antiguos domos que estuvieron localizados al suroccidente de los poblados Chibuleo San Francisco y Pilahuín, probablemente entre los cerros Sillaloma (UTM: 751000, 9853000) y Verdesigsi (UTM: 751260, 9851620) (Anexo 4.7).

Otra serie de DFBC fue observada más al occidente, siguiendo la vía a Guaranda, en el sector Yagualyata (UTM: 748400, 9852890, Anexo 4.7). El depósito está expuesto en la carretera al pie de una gran loma alargada de ~500 m de relieve respecto al nivel de esta vía. Es probable que toda la cuchilla esté comprendida por la serie de flujos piroclásticos y aparentemente su fuente sería la

loma Yanayata (UTM: 747800, 9851000) o el cerro Padre Rumi (UTM: 747700, 9849400), Anexo 4.7. Los fragmentos juveniles presentan diaclasas prismáticas radiales. En muestra de mano la roca es una andesita gris porfirítica, muy vesiculada y con cristales cuyo tamaño de grano es medio y algo de grueso. La mineralogía de la roca contiene cristales de plagioclasa, piroxeno y algo de anfíbol. En una muestra se observó un cristal de hornblenda de 6 mm.

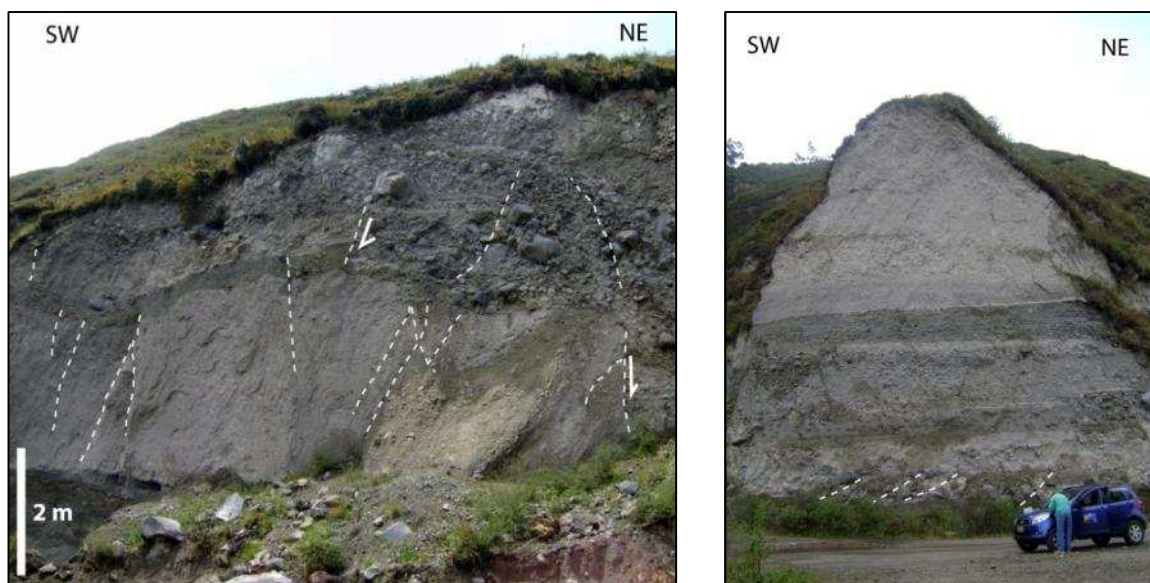


Figura 4.54. Secuencia DFBC-Pilahuín. Sección localizada en la margen izquierda de la quebrada Ashpachaca, cerca de su unión con el río Ambato. Arriba-Izquierda: (UTM: 755196, 9857932) se observan algunos niveles de flujos piroclásticos, el superior muestra un mayor contenido de bloques. Arriba-Derecha: (UTM: 755000, 9858074) 250 m más abajo aflora la misma secuencia pero algunos niveles están retrabajados. Las líneas blancas representan imbricación en la misma dirección del drenaje. Abajo: bloque juvenil dentro de un depósito de la secuencia superior izquierda. Notar el diaclasamiento prismático radial.



Unidades post-Cicatriz

Corresponde a un grupo de domos y flujos de lava que crecieron durante períodos de actividad posteriores a la formación del anfiteatro, pero debido a que

no se tiene un control cronológico absoluto de estas unidades, se las describirá morfológica y petrográficamente, y en pocos casos se inferirá su edad en base de relaciones estratigráficas con depósitos glaciares.

El cerro Santa Rosa (UTM: 753950, 9845190) está ubicado en la margen derecha del valle Pachanlica (Figuras 4.49 y 4.54). En la cara interior al valle su morfología es piramidal con un bajo grado de erosión, mientras que su cara opuesta también ha sido parcialmente erosionada por glaciares en la cabecera de la quebrada Cocha Podrida. El domo tiene 350 m de altura desde su base y alcanza una altitud cercana a los 4280 msnm. La petrografía consiste de una dacita porfírica vesiculada. La mineralogía contiene fenocristales de $Pl+Anf\pm$ óxidos $Fe/Ti\pm Qz$, con tamaños que varían entre 1 y 5 mm. Su posición geográfica sugiere que debe tener poca o ninguna relación con los depósitos piroclásticos de la cuenca de Ambato (DFBC-Inf y Sup).

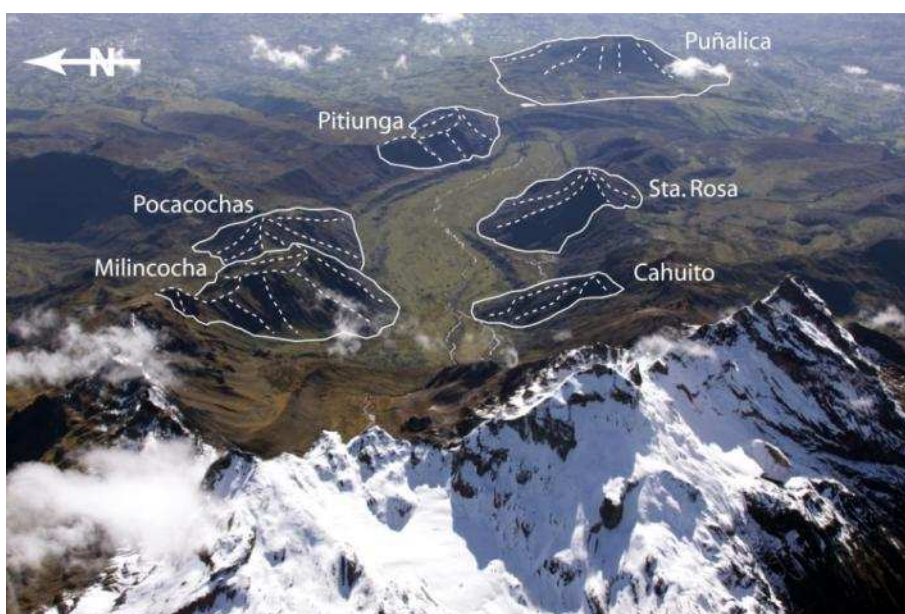


Figura 4.55. Vista panorámica desde el Oeste del valle Pachanlica. En la fotografía se pueden observar domos y flujos de lava que se originaron al interior del valle. (Fotografía: cortesía de P. Ramón-IG)

El cerro Cahuito (UTM: 752550, 9845000) se localiza a 1,5 km al oeste del Sta. Rosa, en la misma margen derecha del valle Pachanlica (Figuras 4.49 y 4.54). Este cerro representa un domo de lava que creció sobre la pared interna

del valle glaciar y muestra un grado bajo de erosión. Su tamaño y su volumen son menores que el cerro Sta. Rosa. No se pudo recolectar ninguna muestra de este cerro.

Los cerros Milincocha (UTM: 752000, 9846200) y Pocacochas (UTM: 752830, 9846565) son dos lomas contiguas que se ubican al noroccidente del cerro Santa Rosa, en la margen izquierda del valle glaciar Pachanlica con altitudes de 4360 y 4265 msnm, respectivamente (Figuras 4.49 y 4.54). Morfológicamente son asimétricos e irregulares con netos escarpes en sus caras norteñas. Relaciones estratigráficas entre ellos sugieren que el Milincocha es el más antiguo de ambos y representa un domo que fue extruido al interior de la caldera de avalancha. El Pocacochas en cambio parece que está compuesto por una serie de flujos de lava que descendieron tanto al Este como al Noreste sobre brechas consolidadas basales. De manera similar, el cerro Pitiunga (UTM: 755470, 9846290) también consiste de flujos de lava superpuestos con un ligero buzamiento a favor de la pendiente ($< 10^\circ$) con un rumbo aproximado al ENE. La roca que conforma este flujo de lava es una andesita gris porfírica de plagioclasa y piroxeno.

El cerro Torre Huaycu (UTM: 751690, 9848560) comprende un grupo de picos que están ubicados a 2 km hacia el norte del cerro Milincocha, en la margen occidental del valle Pataló (Figura 4.56). La petrografía consiste de una andesita porfírica poco vesiculada, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno de tamaños entre 1 y 3 mm. La roca presenta coloraciones amarillentas, rojizas, verdosas y blanquecinas como producto de alteraciones hidrotermales. De hecho, se pudo reconocer mineralización de azufre, arcillas y sulfuros de tamaño fino, distribuida especialmente en fracturas. Su morfología indica que se trata de remanentes de un domo que está cortando o intruyendo a una morrena lateral del período LGM (33-14 ka AP) que desciende hasta los ~3600 msnm. Si esta observación es correcta, entonces implicaría que este domo tiene una edad más joven que 14 ka.

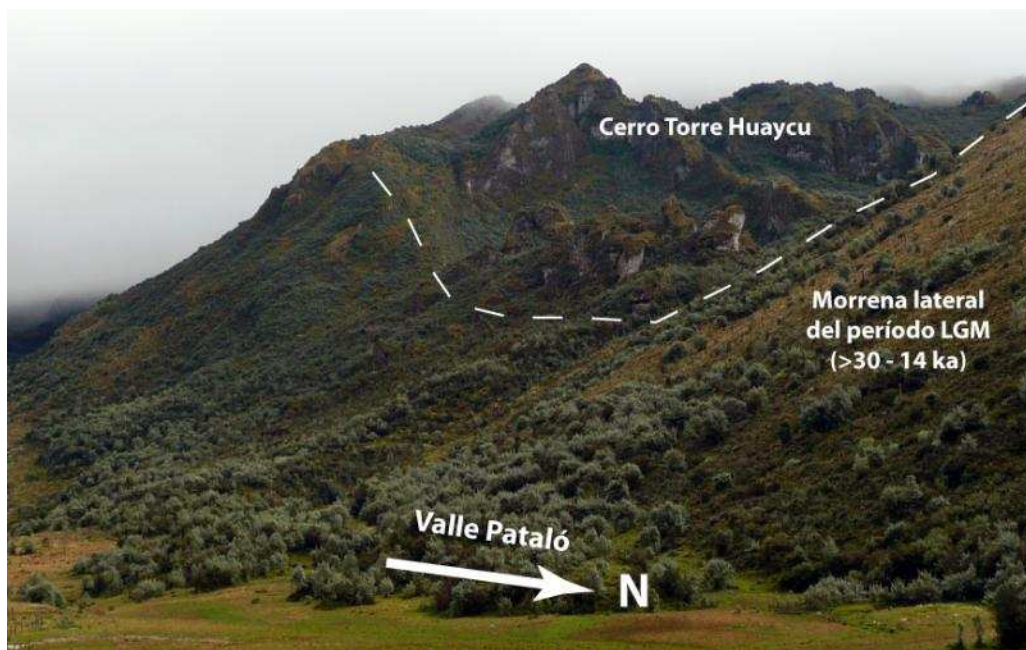


Figura 4.56. Vista panorámica del cerro Torre Huaycu (UTM: 751690, 9848560) ubicado en el flanco norte del volcán Carihuairazo. La imagen muestra un domo que aparentemente está cortando una morrena lateral del LGM (33-14 ka AP). (Fotografía: cortesía de M.L. Hall).

Existen otros cerros que, por su morfología y relaciones estratigráficas con depósitos glaciares, podrían tratarse de domos posteriores a la formación de la caldera del Carihuairazo. Los cerros en cuestión son: Sunantza (UTM: 754400, 9851800), Cruz Maqui (UTM: 753260, 9851700), Cóndor Caca (UTM: 752700, 9850560) y Angahuana (UTM: 754600, 9850660).

La loma Sunantza está ubicada a 3,4 km al NNE del cerro Pocacochas y a 5 km al W de Tisaleo. Este cerro tiene una forma piramidal con una cumbre que llega a los 3805 msnm (Figura 4.57 y 4.58). Un diaclasamiento vertical en sus paredes ponen en evidencia su naturaleza de domo (UTM: 754139, 9852193). Petrográficamente consiste de una andesita porfírica poco vesiculada, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y algo de hornblenda. Su forma cónica está bien preservada, pero su flanco occidental muestra signos de haber sido erosionado por glaciares (Figura 4.58) y además está parcialmente enterrado por una morrena lateral del período LGM (33-14 ka AP), lo cual implicaría que la edad del cerro Sunantza es mayor que 30 ka.



Figura 4.57. Vista panorámica de los cerros Angahuana y Sunantza, tomada desde Tisaleo. Notar que la morfología del Sunantza sugiere una edad relativa más joven que el Angahuana.

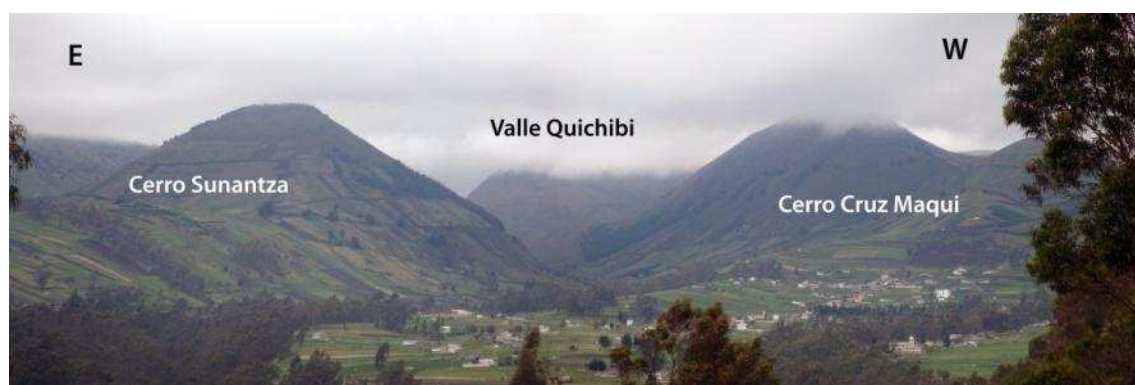
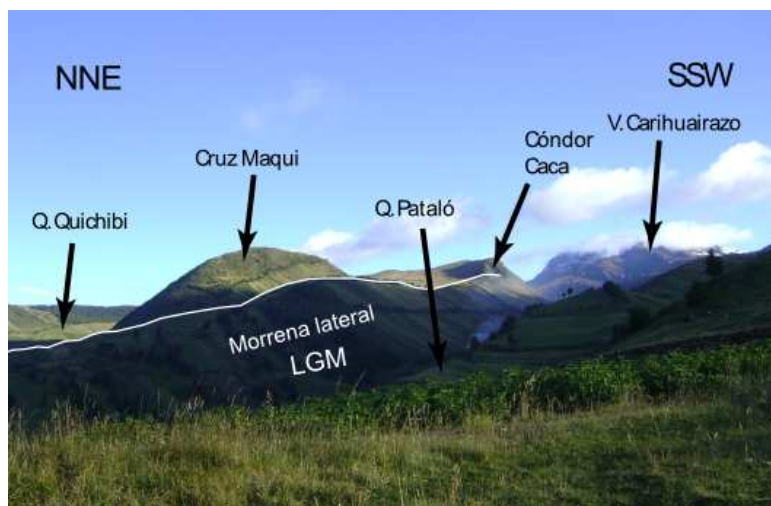


Figura 4.58. Vista panorámica de los cerros Sunantza y Cruz Maqui, tomada desde el norte. Notar el valle en U en la quebrada Quichibi y las huellas de erosión glaciár en el pie del flanco occidental del cerro Sunantza y en el flanco oriental del cerro Cruz Maqui.

El cerro Cruz Maqui tiene una forma alargada en sentido SSW-NNE, paralelo a los dos valles que lo delimitan (Pataló y Quichibi). Su morfología probablemente responde a procesos erosivos provocados por glaciares que socavaron los dos valles anteriores (Figuras 4.58 y 4.59). Además, este domo también está parcialmente cubierto por morrenas laterales del LGM. Su petrografía corresponde a una andesita porfírica, poco vesiculada con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos de Fe/Ti, su matriz es vítrea y muestra cierto grado de oxidación por meteorización. Estos tres factores, grado

de erosión, relación estratigráfica con depósitos glaciares y meteorización de la roca, sugieren una edad relativamente mayor que el domo Sunantza.



3. Vista panorámica de Cruz Maqui y Cónдор Caca, en el flanco Norte del cerro, entre las quebradas Quichibi y Pataló. Ambos cerros están parcialmente cubiertos por una morrena lateral LGM (30–14 ka AP) cortesía del Sr. Francisco

El acceso a las lomas Angahuana y Cónдор Caca fue impedido por parte de las comunidades indígenas que habitan en la zona y por tanto no se pudo efectuar una inspección detallada de estos posibles domos, ni recolectar muestras petrográficas. Pero, en base de su morfología se puede inferir que el Condorcaca parece más antiguo que los cerros Cruz Maqui y Sunantza debido a su mayor grado de erosión (Figura 4.58). Por otro lado, la loma Angahuana tiene una forma semicircular en planta y presenta rasgos morfológicos más suavizados (Figura 4.56), aunque una morrena lateral LGM cubre su flanco suroriental y da la apariencia que se prolonga pendiente arriba, al suroccidente. Ninguna muestra *in situ* de estos cerros pudo ser recolectada.

1.2.2 El Volcán Huisla

Este centro eruptivo está ubicado a 4 km al Este de Quero; 6 km al Este-Sureste de Cevallos; 6,5 km al Sur-Suroccidente de Pelileo y a 13 km al Sur-

Sureste de Ambato. Está constituido por tres picos principales: Huisla (3763 msnm), Llimpe (3732 msnm) y Padreloma (3650 msnm).



Figura 4.60. Vista aérea del volcán Huisla, tomada desde el sur. Al fondo se observa el cerro Nitón (Fotografía: cortesía de P. Ramón – IG). Notar las profundas quebradas en sus flancos occidentales.

Poco se conoce acerca de la historia geológica de este centro volcánico, sin embargo, Bustillos (2008) reporta que el volcán Huisla está asentado parcialmente dentro del Valle Interandino, sobre un substrato conformado por terrenos volcano-sedimentarios de la Formación Cisarán del Mioceno y por un basamento de rocas metamórficas de la Cordillera Real.

Stubel (1856-reimpresión 2004), en Bustillos (2008), menciona que las rocas que forman este complejo constituyen andesitas piroxénicas y andesitas anfibólicas. Además, durante un reconocimiento general del flanco noroccidental (quebrada Masabacho) se observó una secuencia de lahares, flujos piroclásticos de tipo oleadas, tefras pumíticas y andesíticas, y Cangahua al tope.

La morfología de este volcán presenta remanentes de un gran escarpe (Figuras 4.60 y 4.61) que, según Bustillos (2008), representa la cicatriz de un gran deslizamiento del flanco oriental del volcán, que provocó una avalancha de

escombros que se movilizó por el valle del río Patate. Bustillos (2008) caracterizó petrográficamente y geoquímicamente los depósitos de esta avalancha de escombros, concluyendo que las rocas dominantes son andesitas calco-alcalinas de medio potasio (K_2O) y andesitas basálticas de alto potasio (K_2O), y petrográficamente son andesitas porfiríticas anfibólicas cuya asociación mineral consiste de *plagioclasa + hornblenda >> clinopiroxeno > ortopiroxeno y óxidos de Fe/Ti* que generalmente están distribuidos en una matriz microcristalina con vidrio intersticial. La avalancha de escombros del Huisla cubre una superficie aproximada de 65 km^2 , con un espesor promedio de 50 m lo cual sugiere un volumen estimado de $3,3 \text{ km}^3$. Bustillos (2008) también menciona que estratigráficamente el DAE-Huisla es más joven que 200 ka debido a que en ciertos sectores está enchapada contra la ignimbrita Chalupas y que es más vieja que 10 ka porque sus depósitos están cubiertos por una capa de Cangahua de esta edad y en otros sectores la avalancha está cubierta por un depósito de caída de escoria del volcán Tungurahua de 9–10 ka AP.

En el transcurso de este trabajo se identificaron cuatro depósitos de tefras pumíticas (TP-1, TP-2, TP-3 y TP-4) cuyas características geoquímicas, así como la distribución de sus espesores y tamaños de grano indican que este centro volcánico es su fuente de emisión (ver sección 4.1, Capítulo 5). Un nuevo corte de carretera en la vía Pelileo-Baños expone a la tefra TP-2, que fue datada en ~39 ka, algunos metros sobre el DAE-Huisa, lo que sugiere una edad mayor que 39 ka para esta avalancha de escombros.

En el Capítulo 5 se presenta la caracterización geoquímica de Bustillos (2008) que sirve como referencia para comparar las caídas pumíticas de Ambato con las muestras del DAE-Huisa y de su edificio volcánico.

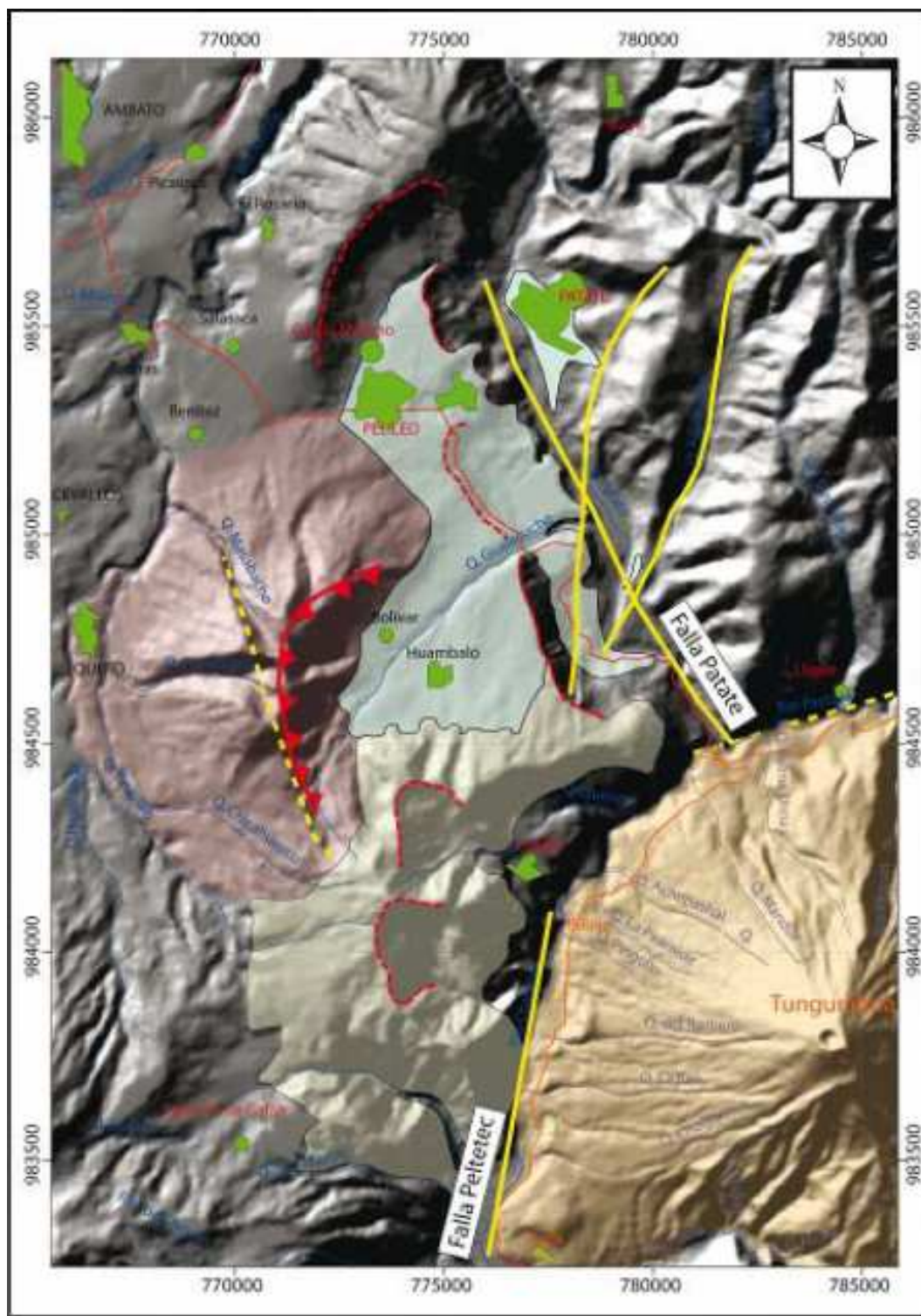


Figura 4.61. Mapa geológico donde se observa la morfología de los volcanes Huisla, Mulmul y Tungurahua, así como las principales estructuras tectónicas y la cartografía del depósito de avalancha de escombros del V. Huisla (polígono celeste). Tomado de Bustillos (2008).

CAPÍTULO 5

Estudio Petrográfico y Análisis Geoquímico

En el siguiente capítulo se describe la petrografía y la geoquímica de algunas muestras de roca y tefra que conforman los depósitos volcánicos de interés.

Para el estudio petrográfico se utilizó un microscopio *NIKON Labophot2 – POL*, que fue facilitado por el Departamento de Geofísica de la EPN. Las láminas delgadas fueron elaboradas en el Laboratorio “Magmas et Volcans” de la Universidad “Blaise Pascal” en Clermont-Ferrand (Francia). En total se realizó el estudio microscópico de 47 rocas que forman parte de los depósitos de avalanchas de escombros, de los flujos de bloques y ceniza, y de los diferentes flujos y domos de lava que conforman los flancos Norte y Nororiental del volcán Carihuirazo.

La caracterización geoquímica fue efectuada en base a 144 análisis químicos de rocas y de pómez de los depósitos volcánicos que afloran alrededor de Ambato. Las muestras fueron preparadas en el Departamento de Geofísica de la EPN, para lo cual se procedió a pulverizar las muestras utilizando un mortero “Abish” y un molino de ágata hasta obtener aproximadamente 20 g de cada una. 47 análisis químicos fueron obtenidos del Laboratorio “Magmas et Volcans” de la Universidad *Blaise Pascal* en Clermont-Ferrand (Francia) donde se obtuvieron datos para 10 óxidos mayores y entre 6 a 8 elementos en trazas. Por otro lado, 38 muestras fueron analizadas en el Laboratorio “Domaines Océaniques”, de la Universidad de *Bretagne Occidentale* en Brest (France), obteniéndose datos de 10 óxidos mayores y 21 elementos trazas. El estudio interpretativo de los análisis fue efectuado con la ayuda del software Igpét-06.

5.1. ESTUDIO PETROGRÁFICO

Se analizaron microscópicamente 12 muestras del volcán Carihuairazo, 8 muestras del DAE-1, 3 muestras contenidas en el DAE-2, 14 muestras que pertenecen al DAE-3, 2 rocas del DAE-4 y 3 muestras de flujos de bloques y ceniza de las secuencias del cerro Casigana.

El porcentaje en volumen de cada fase mineral y de la matriz en las láminas delgadas fue obtenido de la siguiente manera: se dividió la lámina en 9 partes iguales y se estimó el porcentaje en volumen de cada mineral y de la matriz que conforma la roca y finalmente se calculó la media aritmética de los porcentajes estimados en las 9 partes de la lámina.

En la Figura 5.1 se presenta la ubicación de cada muestra que fue analizada microscópicamente durante esta investigación. Adicionalmente, una lista de las muestras con su ubicación exacta puede ser revisada en el Anexo 5.1.

5.1.1 Flancos Norte y Nororiental del Carihuairazo

En esta parte de la investigación se analizaron 12 muestras de diferentes unidades de domos y flujos de lava que forman parte de estos flancos.

Una evaluación petrográfica general de las muestras de mano permitió identificar diferentes tipos de andesitas con texturas porfíricas que pueden agruparse en tres subconjuntos en base de su edad relativa y paragénesis mineral:

- 1) ***plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de Fe/Ti ± anfíbol***
- 2) ***plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti***
- 3) ***plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti ± anfíbol***

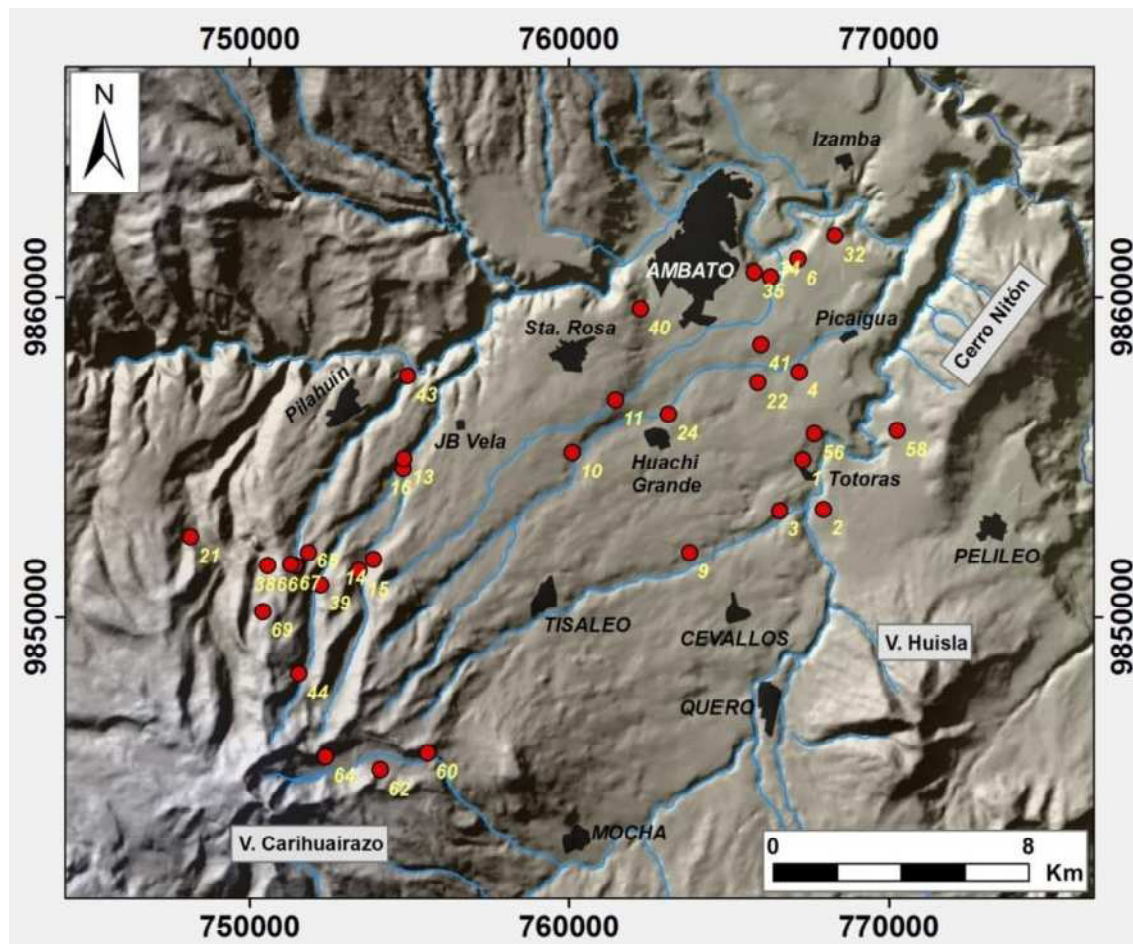


Figura 5.1. Mapa de Ubicación de las muestras que fueron analizadas microscópicamente. La numeración en cada punto corresponde al número de cada muestra bajo la nomenclatura establecida en este trabajo, por ejemplo el punto 60 se refiere a la muestra CAR-60. Las coordenadas UTM del mapa están dadas en el sistema de referencia WGS84.

El primer grupo consiste de flujos de lava que están localizados en el flanco Norte cuyas edades relativas son mayores respecto al primer deslizamiento volcánico del Carihuairazo (DAE-1). Las rocas son andesitas de dos piroxenos con texturas porfiríticas-seriadas, cuyas matrices generalmente son hyalopílicas y con texturas de flujo pilotaxíticas. El porcentaje en volumen de la matriz en este grupo varía entre 60 y 75 % vol., y generalmente no presentan vesículas. La tabla

5.1 resume las principales características petrográficas observadas en estas rocas.

	MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
Carihuairazo pre-DAE1	CAR-13B	35	0.5-6.0	2	0.5-1.3	8	0.5-2.2	8	0.5-2.8	2	Pilo. 40	5
	CAR-65	25	0.8-2.3	3	0.4-0.6	5	0.5-1.4	trazas	< 0,5	2	Hlpca. 65	0
	CAR-66A	25	0.4-4.0	2	0.2-1.1	4	0.4-2.1	trazas	< 0,5	3	Hlpca. 65	0
	CAR-67	20	0.4-2.8	2	0.4-1.0	2	0.3-0.8	trazas	0,5	1	Pilo. 75	0
	CAR-69	25	0.2-2.6	2	0,4	5	0.3-0.9	0	-	3	Intg. 65	0
	CAR-38A	25	1,6	1	0,6	4	0,7	0	-	1	Pilo. 69	0
Carihuairazo post-DAE1	CAR-14	30	0.4-2.7	5	0.3-1.3	7	0.3-1.0	trazas	< 0,5	3	Intg. 55	0
	CAR-15	20	0.4-2.4	0	-	3	0.4-1.0	10	0.5-1.2	2	Intg. 63	2
	CAR-39A	15	0.4-2.8	0	-	2	0.4-0.8	10	0.3-1.8	2	Traq. 70	1
	CAR-44	25	0.3-2.2	3	0.4-1.2	5	0.4-1.7	0	-	2	Pilo. 58	4
	CAR-60	25	0.3-1.8	4	0.3-1.2	6	0.4-1.2	trazas	< 0,5	2	Ints. 62	0
	CAR-62A	30	0.3-3.6	1	0,5	2	0.3-1.6	12	0.3-2.4	3	Traq. 50	2
	CAR-64B	30	0.4-1.9	2	0.4-0.8	1	0.4-0.7	0	-	1	Intg. 65	0

Tabla 5.1 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el edificio Carihuairazo. En el campo de la matriz se utilizaron las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Traq: traquítica, Ints: intersertal, Intg: intergranular y Hlpca: hialopilitica

El segundo y tercer grupo están formados por rocas de domos y un flujo de lava que se encuentran en los flancos Nororiental y Oriental del Carihuairazo al interior del anfiteatro. Adicionalmente, rocas de la secuencia de flujos piroclásticos Chibuleo presentan una petrografía similar. Las rocas dominantes en los dos conjuntos son andesitas anfibólicas y andesitas piroxénicas, respectivamente, con texturas porfíricas seriadas. En ambos grupos, las rocas exponen diferentes grados de vesiculación así como diferentes grados de oxidación del anfíbol. La

textura en la matriz de algunas rocas es intergranular y los microlitos de plagioclasa que rodean los fenocristales exhiben texturas fluidales. También hay rocas cuyas matrices presentan texturas hyalopilíticas, con un porcentaje de vidrio menor que 15 – 20 % vol. Globalmente, la matriz de estas rocas varía entre 50 y 65 % vol. (ver Tabla 5.1).

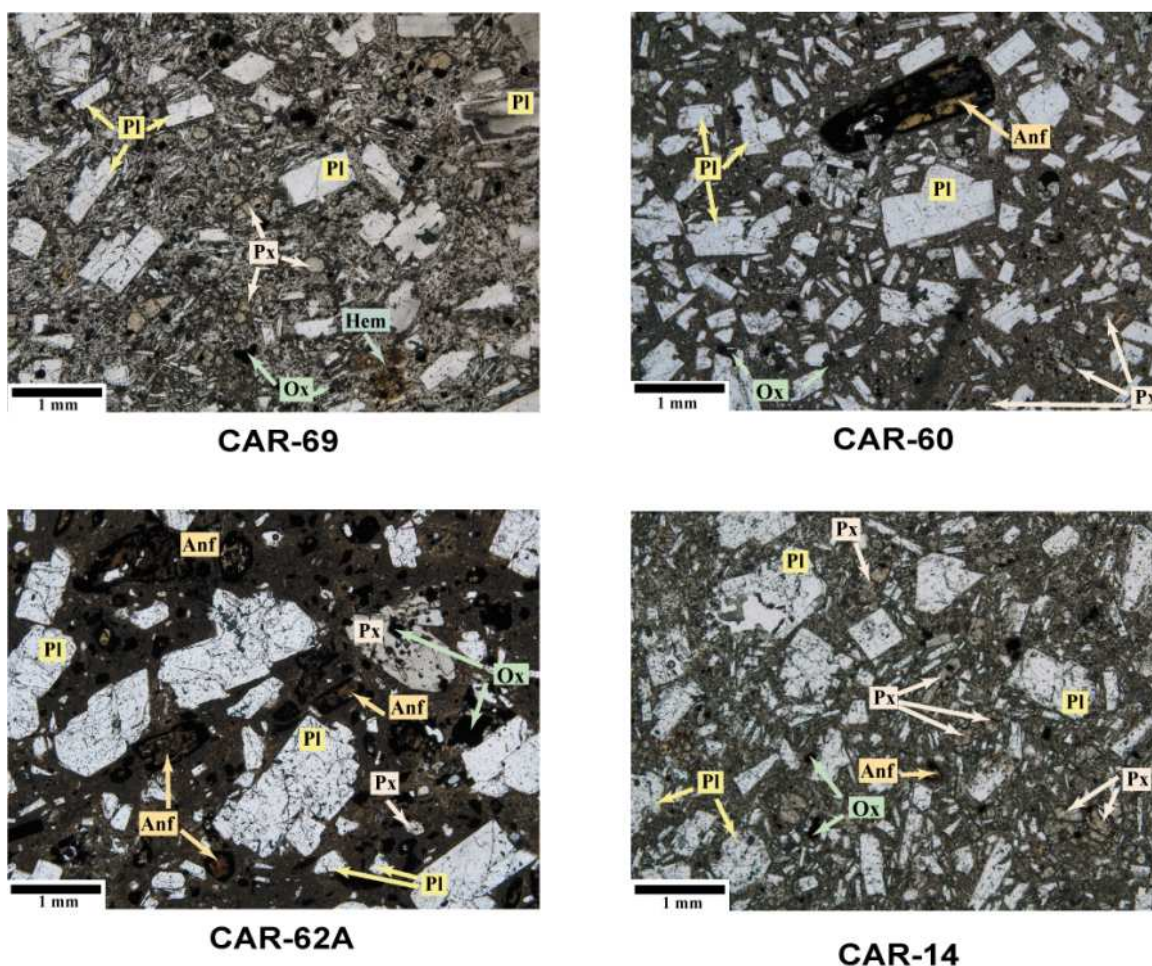


Figura 5.2. Imágenes microscópicas tomadas con luz no polarizada (zoom de 2,5 X) de las rocas que conforman los flancos Norte, Nororiental y Oriental del Carihuairazo. Este grupo está formado principalmente por andesitas anfibólicas y andesitas piroxénicas. En la esquina inferior izquierda se presenta la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Anf: Anfíbol, Ox: Óxidos de Fe/Ti, Hem: Hematita.

La plagioclasa tiene hábito tabular y prismático con cristales euhedrales y subhedrales, en ocasiones presenta coronas y núcleos de reacción y en otras presenta inclusiones de piroxeno y óxidos. Son comunes las maclas Carlsbad y

Polisintética, así como las zonaciones. **El ortopiroxeno** tiene formas prismáticas y tabulares con caras euhedrales y en ocasiones subhedrales. Los cristales exhiben un pleocroísmo entre rosado pálido-verde pálido y su extinción es paralela al eje mayor del cristal. **El clinopiroxeno** frecuentemente muestra su hábito prismático y con caras subhedrales. El pleocroísmo cambia de verde pálido a verde azulado y la extinción es oblicua respecto al eje mayor del cristal. En ocasiones se observaron cristales con macla de tipo “espiguilla” (Figura 5.4). El **anfíbol** generalmente exhibe un hábito prismático alargado y acicular, con cristales subhedrales y algunos euhedrales; las caras basales tienen el clivaje típico de anfíbol ($\sim 56^\circ$ y 124°) y en algunas muestras los cristales es tán completamente oxidados. **Los óxidos de Fe y Ti** son opacos bajo el microscopio y están presentes en la matriz con tamaños menores que 0,5 mm. La Figura 5.2 muestra fotografías de las láminas delgadas de algunas rocas de este grupo, donde pueden observarse algunas de las descripciones petrográficas generales.

5.1.2 Avalancha de Escombros 1 (DAE-1)

En muestras de mano se reconocieron andesitas porfiríticas anfibólicas, andesitas porfiríticas piroxénicas y andesitas afaníticas. Se analizaron bajo el microscopio 8 láminas delgadas de rocas recolectadas tanto de facies de bloques como de facies de mezcla. La Tabla 5.2 resume las principales características petrográficas de las rocas estudiadas. En base de este estudio, se pudo definir dos grupos generales de rocas con diferentes paragénesis mineralógicas:

- 1) **plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno + clinopiroxeno \pm óxidos de Fe/Ti**
- 2) **plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de Fe/Ti \pm anfíbol**

En general, las rocas tienen texturas porfiríticas seriadas, pero las matrices exhiben texturas variadas, donde la combinación entre hialopilitica-pilotaxítica es la más común. El porcentaje en volumen de matriz en las rocas varía entre 50 y 60 % vol. Las andesitas anfibólicas se caracterizan por contener entre 1 y 5 % vol. de anfíbol, además de 1 a 5 % vol. de vesículas. El porcentaje de vidrio en la matriz es por lo general menor que 10 % vol., aunque en algunas rocas puede alcanzar hasta el 45-50 % vol. Aunque solo se estudió microscópicamente a una

andesita que en muestra de mano es afanítica (CAR-58), este tipo de roca es común en el depósito. Su textura es microporfirítica, con una matriz hyalopilítica-pilotaxítica. La Figura 5.3 muestra dos fotografías representativas de los dos tipos de rocas principales del DAE-1.

	MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
DAE - 1	CAR-58A	15	0.4-2.0	1	0,5	2	0.2-0.6	0	-	2	Ints. 80	0
	CAR-35A	30	0.3-1.8	4	0.3-1.3	6	0.4-2.0	trazas	< 0,5	4	Ints. 55	0
	CAR-35B	34	0.3-2.0	2	0.2-0.6	4	0.4-1.2	4	0.4-1.2	2	Pilo. 50	4
	CAR-34B	23	0.3-2.6	1	0.4-0.8	4	0.4-1.0	5	0.4-1.5	2	Ints. 60	5
	CAR-40G	35	0.2-2.8	2	0.4	3	0.3-1.5	2	0.2-1.0	5	Ints. 50	3
	CAR-06F	25	0.3-3.2	3	0.3-0.9	7	0.6-2.0	trazas	<1	2	Pilo. 60	2
	CAR-53	30	0.2-2.3	3	0.4-1.2	5	0.4-0.8	trazas	<1	2	Hlpca.	2
	CAR-11A	40	0.3-3.0	2	0.2-0.7	4	0.3-1.0	trazas	0,8	3	Pilo. 50	0

Tabla 5.2 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-1. En el campo de la matriz se utilizaron las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Ints: intersertal, Intg: intergranular y Hlpca: hialopilítica

La **plagioclasa** se presenta como cristales tabulares y prismáticos que tienen caras euhedrales y subhedrales. Las coronas y los núcleos de reacción son comunes en algunas rocas, mientras que cristales entrecrecidos lo son en otras. Las maclas Carlsbad, Polisintética y anillos de zonación también son frecuentes en varias muestras. El **ortopiroxeno** tiene un hábito prismático con caras euhedrales; el pleocroísmo varía entre verde a rosado en tonos pálidos, y la extinción es paralela al eje mayor. El **clinopiroxeno** generalmente es de menor tamaño que el ortopiroxeno y con hábitos de prismas cortos. En algunas rocas se observaron maclas en cruz (Figura 5.4) y en ciertas andesitas anfibólicas, el cpxo tiene coronas de reacción compuestas de óxidos y anfíbol. El **anfíbol** tiene formas prismáticas y aciculares con caras subhedrales que exhiben diferente grado de oxidación y ocasionalmente coronas de reacción formados por pequeños cristales

de piroxeno alrededor del anfíbol. En varias andesitas son comunes las aglomeraciones de cristales como PI-Anf, PI-Anf-Pxo, PI-Anf-Pxo-Ox.

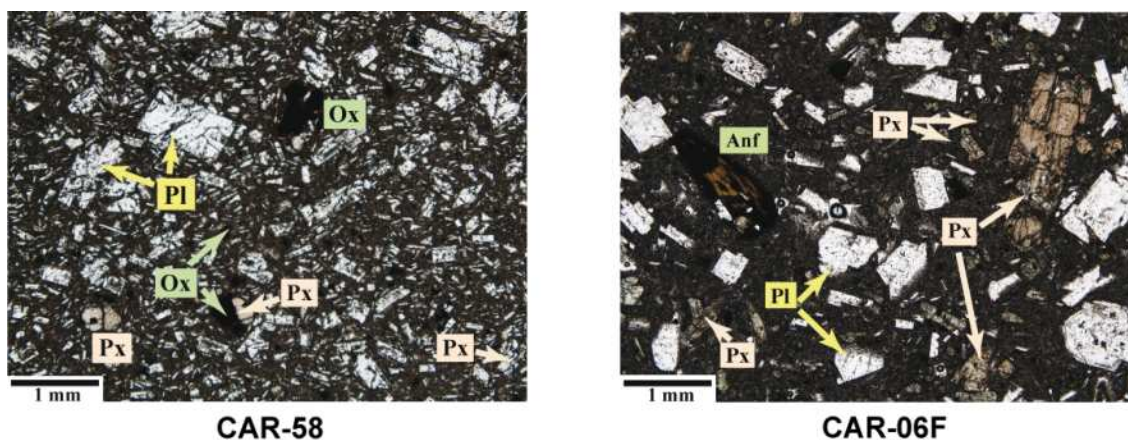


Figura 5.3. Andesitas piroxénicas y andesitas anfibólicas que conforman el DAE-1. Las fotos microscópicas fueron tomadas con luz no polarizada (zoom de 2,5 X) de las rocas que forman el depósito. Notar la escala gráfica en la esquina inferior izquierda. En la esquina inferior izquierda se presenta la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Anf: Anfíbol, Ox: Óxidos de Fe/Ti.

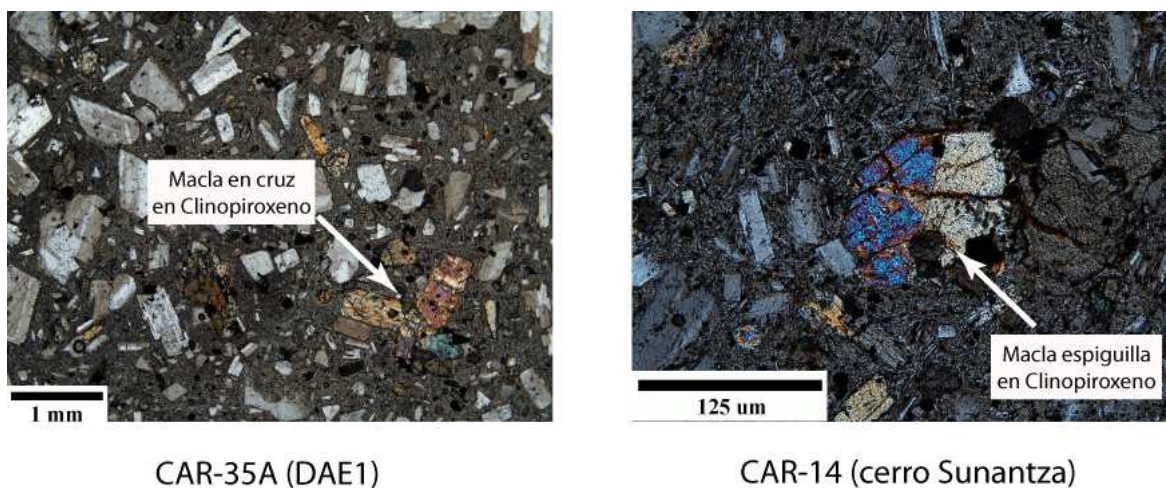


Figura 5.4 Fotografías microscópicas con luz polarizada de cristales de clinopiroxeno con diferentes tipos de maclas. Izquierda: macla en cruz, fotografía tomada con el aumento x2,5. Derecha: macla espiguilla o espada, fotografía tomada con el aumento x40.

5.1.3 Avalancha de Escombros 2 (DAE-2)

Para el DAE-2 se realizó el estudio microscópico de tres láminas delgadas (Figura 5.5), que en muestra de mano fueron identificadas como andesitas con piroxeno y anfíbol. La asociación mineral de estas rocas consiste de:

- 1) ***plagioclasa > ortopiroxeno + clinopiroxeno > anfíbol ± óxidos de Fe/Ti***

	MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
DAE - 2	CAR-55	25	0.3-1.6	3	0,4	4	0.4-1.0	trazas	< 0,5	2	Ints. 60	5
	CAR-56A	30	0.3-3.0	2	0.4-1.7	5	0.4-0.9	2	0.5	1	Ints. 60	0
	CAR-09A	23	0.6-1.7	1	0.5	3	0.3-1.6	2	0.5-1.0	1	Pilo 60	10

Tabla 5.3 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-2. En el campo de la matriz se utilizaron las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Ints: intersertal.

Las rocas de este grupo contienen un porcentaje moderado de vesículas (5-10 % vol.) y su textura es porfirítica-seriada, con una matriz que comúnmente es hialopilítica, donde el vidrio ocupa entre 35 a 45 % de volumen y los microcristales de plagioclasa, piroxeno y óxidos ocupan entre 25 a 15 % vol. en la matriz. Los fenocristales presentan una orientación incipiente (textura pilotaxítica).

La ***plagioclasa*** está presente como cristales tabulares-prismáticos, que tienen caras euhedrales y subhedrales; en estas rocas hay menos cristales con coronas y núcleos de reacción. El ***ortopiroxeno*** es prismático y tiene caras euhedrales. El pleocroísmo muestra variaciones entre rosado a verde pálidos. El ***clinopiroxeno*** forma prismas más pequeños que los ortopiroxenos, aunque la muestra CAR-56A tiene cristales de 1,5 y 1,7 mm. La fase accesoria ***anfibólica*** generalmente se presenta muy oxidada. Los minerales opacos, ***óxidos de Fe/Ti***, conforman el 1 % vol. del total de la roca y están dispersos por toda la matriz.

En la Figura 5.5 se presentan fotografías de las láminas delgadas correspondientes a dos muestras de este grupo.

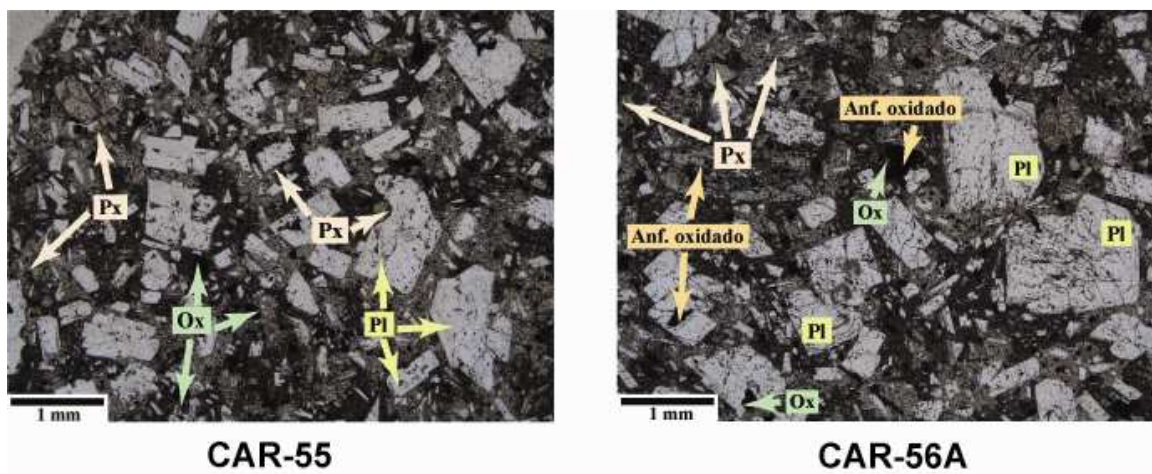


Figura 5.5. Andesitas piroxénicas con anfíbol encontradas en el DAE-2. Las fotografías fueron tomadas con luz no polarizada con el objetivo de 2,5 X. En la esquina inferior izquierda se presenta la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Anf: Anfíbol, Ox: Óxidos de Fe/Ti.

5.1.4 Avalancha de Escombros 3 (DAE-3)

El análisis petrográfico de varias muestras de mano del DAE3 contribuyó a determinar que las rocas que conforman el depósito corresponden a tres grupos principales: andesitas porfíricas anfibólicas, andesitas porfíricas de piroxeno y anfíbol, y en menor porcentaje, a andesitas porfíricas piroxénicas. La Figura 5.6 exhibe muestras de los dos primeros grupos. La mineralogía dominante en las rocas de cada grupo es la siguiente:

- 1) ***plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti***
- 2) ***plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti ± anfíbol***
- 3) ***plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno ± óxidos de Fe/Ti***

Las andesitas anfibólicas del primer grupo tienen texturas porfíricas seriadas y los microcristales de la matriz comúnmente presentan texturas de flujo (pilotaxítica). La proporción de la matriz, respecto al volumen total de roca, varía entre 40 y 60 % vol. y generalmente está formada por vidrio (35-50 % vol.) y un contenido menor de microcristales (5-10 % vol.). El porcentaje del anfíbol varía

entre 2 y 10 % vol. en estas rocas y es frecuente encontrarlos muy oxidados. Es frecuente encontrar rocas con un porcentaje bajo de vesículas (<5 % vol.).

MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
CAR-22	40	0.5-1.8	2	0,6	3	0,8	3	0.4-1.6	1	Pilo. 50	0
CAR-03A	25	0.4-4.2	4	0.3-1.3	4	1	trazas	< 0,5	3	Pilo. 64	0
CAR-03B	20	0.6-4.2	2	0.2-0.7	5	0.2-1.4	7	0.2-1.2	2	Pilo. 60	4
CAR-40C	35	0.4-2.3	2	0,3	4	0.2-0.9	0	-	3	Pilo. 56	0
CAR-32D	26	0.4-1.8	4	0.5-1.2	3	0.2-1.0	trazas	< 0,5	4	Ints. 60	3
CAR-24A	25	0.5-1.6	2	0.4-1.0	3	0.4-1.0	2	0.3-1.6	3	Pilo. 60	5
CAR-24B	35	0.5-2.4	1	0.3-0.8	2	0.5-2.0	1	1	2	Pilo. 60	0
CAR-11D	30	1,7	1		3		3	1,1	2	Ints. 60	2
CAR-32B	27	0.3-2.8	3	0.3-1.4	4	0.5-0.9	1	0.2-0.6	3	Ints. 45	17
CAR-41A	30	0.3-2.0	2	0.4-0.6	3	0.4-1.2	0	-	3	Pilo. 45	17
CAR-09C	27	0.3-1.7	4	0.4-1.1	3	0.3-0.9	1	0.3-1.0	3	Ints. 60	2
CAR-01B	27	0.4-1.4	2	0.3-0.7	4	0.2-0.8	trazas	< 0,5	2	Ints. 35	30?
CAR-35E	27	0.5-5.2	1	0.2-0.8	3	0.2-1.0	3	0,5	2	Pilo. 62	2

Tabla 5.4 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-3. En el campo de la matriz se utilizaron las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Ints: intersertal.

En el grupo de las andesitas de piroxeno y anfíbol, las rocas exhiben características similares a las del grupo de las andesitas anfibólicas, pero la diferencia radica en el menor porcentaje de anfíbol (trazas) y ocasionalmente está muy oxidado. La vesicularidad en estas muestras cambia entre 2 a 17 % vol.

El tercer grupo de rocas está conformado por andesitas porfíricas piroxénicas que tienen matrices con texturas hyalopilítica-pilotaxítica y con porcentajes de volúmenes que varían entre 45 y 55 % vol. El contenido de vidrio

en la matriz oscila entre 40 y 45 % vol., mientras que los microcristales (PI-Pxo-Ox) están presentes con porcentajes menores que 10 % vol.

Cada fase mineral (Pl, Opx, Cpx, Anf y Ox) de las distintas rocas del DAE-3 muestra características ópticas similares entre sí. La **plagioclasa** tiene un hábito tabular-prismático con caras euhedrales y subhedrales. Varios cristales exhiben maclas Carlsbad y Polisintética, así como anillos de zonación. También son frecuentes los anillos y los núcleos de reacción, y ocasionalmente se pudieron observar agregados de Pl de algunos milímetros. El **anfíbol** generalmente tiene hábitos prismáticos y aciculares. En ciertas andesitas anfibólicas se observaron cristales de anfíbol rodeados por un halo de reacción conformado de piroxenos (Cpx) y óxidos Fe/Ti. El **ortopiroxeno** es prismático con un pleocroísmo entre rosado y verde pálido. En pocas ocasiones se encontraron cristales de Opx con anillos de reacción formados por óxidos, y en otras, se observaron cristales con maclas en cruz. El **clinopiroxeno** tiene formas prismáticas y el pleocroísmo varía entre verde azulado a verde pálido. Generalmente tiene tamaños menores que los cristales de Opx y en varias rocas existen cristales de Cpx con maclas en cruz y de tipo “espiguilla”. Los **óxidos de Fe/Ti** están ampliamente dispersos en la roca, y los diámetros de sus cristales no superan los 0,4 mm. En las rocas del DAE3 es común observar agregados de minerales formados por cristales de Pl-Px, Pl-Px-Ox, Pl-Px-Anf-Ox.

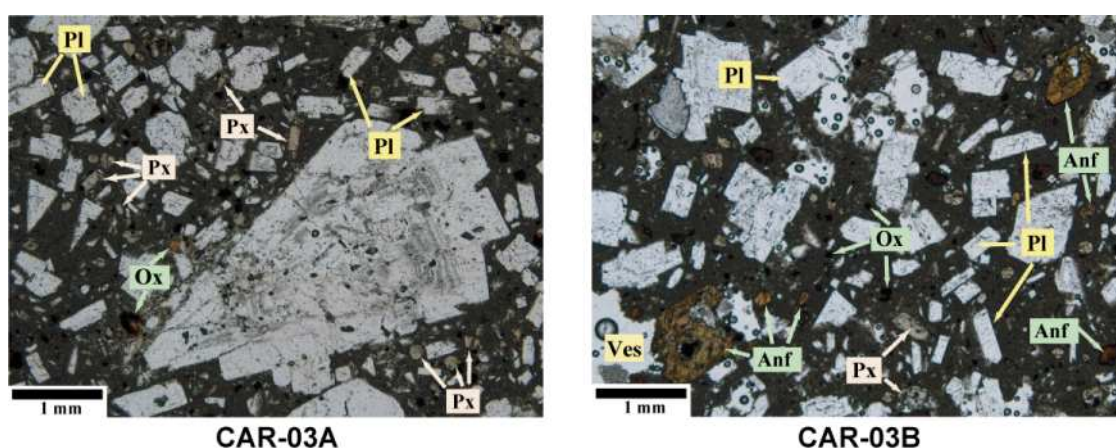


Figura 5.6. Andesitas anfibólicas y andesitas piroxénicas del DAE-3. Las fotografías microscópicas fueron tomadas con luz no polarizada, con el objetivo de x2,5. En la esquina inferior izquierda se presenta la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Anf: Anfíbol, Ox: Óxidos de Fe/Ti, Ves: Vesículas

5.1.5 Avalancha de Escombros 4 (DAE-4)

Dos rocas representativas de esta unidad fueron analizadas microscópicamente. En muestras de mano se pudo identificar que ambas rocas son andesitas porfíricas piroxénicas, pero con el estudio microscópico se notaron ciertas diferencias, e.g. la primera de ellas (CAR-06G) tiene mayor contenido de una matriz microcristalina, con escaso vidrio intersticial, y tanto los microlitos como los fenocristales exhiben direcciones de flujo. Por otro lado, en la segunda roca (CAR-16) la matriz tiene menor porcentaje en volumen pero está enriquecida en vidrio y también presenta una textura pilotaxítica; además tiene un porcentaje bajo de vesículas (3 % vol.). Otra diferencia importante es que la muestra CAR-06G tiene fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño que la muestra CAR-16. En las dos rocas se pudo determinar la siguiente mineralogía:

1) ***plagioclasa >> clinopiroxeno + ortopiroxeno > óxidos de Fe/Ti ± anfíbol.***

	MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
DAE - 4	CAR-06G	35	0.3-2.6	3	< 0,5	2	0,6	trazas	< 0,5	2	Intg. 57	1
	CAR-16	40	0.3-2.0	4	0.3-1.2	2	0,5	trazas	< 0,5	2	Pilo. 48	3

Tabla 5.5 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en el DAE-4. En el campo de la matriz se utilizó las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Intg: intergranular.

La ***plagioclasa*** en estas rocas es principalmente tabular con caras euhedrales y subhedrales. Ocasionalmente se observaron anillos de alteración en algunos cristales subhedrales. El ***clinopiroxeno*** está formado de pequeños cristales con un pleocroísmo que varía entre tonos verde pálido a verde azulado. El ***ortopiroxeno*** es ligeramente más grande que el clinopiroxeno. El ***anfíbol*** se presenta como una fase accesoria (trazas) con formas prismáticas. Los óxidos opacos están dispersos en la roca y generalmente son menores que 0,5 mm.

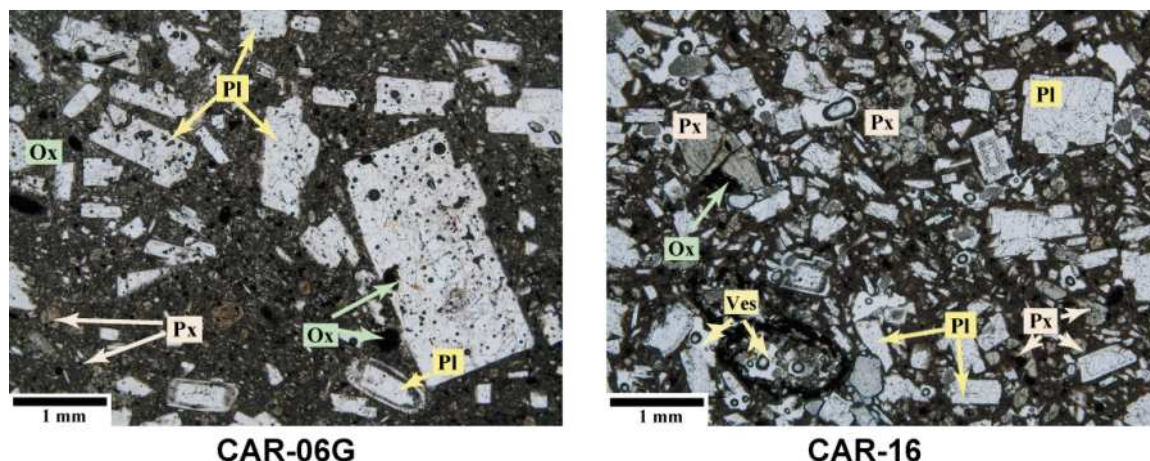


Figura 5.7. Imágenes microscópicas de andesitas piroxénicas que conforman el depósito del DAE-4. Las dos fotos fueron tomadas bajo luz no polarizada y con el objetivo 2,5 X. Notar la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Ox: Óxidos de Fe/Ti, Ves: Vesículas.

5.1.6 Flujos Piroclásticos de Bloques y Cenizas

Se analizaron 3 muestras de fragmentos juveniles pertenecientes a diferentes unidades de las secuencias DFBC Superior e Inferior del cerro Casigana (ver Capítulo 4). Dos muestras corresponden a distintos niveles de la secuencia DFBC-Inf (CAR-10A y CAR-11B) y una muestra a un nivel de la secuencia DFBC-Sup (CAR-11C). De manera general se pudieron identificar, tanto andesitas piroxénicas como dacitas anfibólicas, que exhiben las siguientes asociaciones mineralógicas:

- 1) **plagioclasa >> ortopiroxeno + clinopiroxeno > óxidos de Fe y Ti ± anfíbol**
- 2) **plagioclasa >> anfíbol > ortopiroxeno > óxidos de Fe/Ti ± clinopiroxeno ± cuarzo?**

Las rocas andesíticas (CAR-10A y CAR-11C) exhiben una textura porfirítica seriada con una matriz vítrea que coexiste con escasos microcristales de plagioclasa y minerales máficos en porcentajes de ~45 % vol. En ambas rocas, el anfíbol conforma la fase accesoria (trazas) y muestran un porcentaje moderado de vesículas que varía entre 10 y 15 % vol.

	MUESTRA	Pl (%)	Tamaño (mm)	Cpx (%)	Tamaño (mm)	Opx (%)	Tamaño (mm)	Anf (%)	Tamaño (mm)	Ox Fe/Ti (%)	Qz (%)	Matriz (%)	Vesículas (%)
Secuencia Casigana	CAR-11B	30	0.4-2.4	trazas	< 0,5	5	0.4-1.4	8	0.5-1.8	3	Traza < 0,5	Intg. 50	7
	CAR-11C	30	0.4-2.2	3	0.5-1.0	5	0.5-1.0	trazas	< 0,5	3	0	Pilo. 45	15
	CAR-10A	35	0.4-2.1	2	0.4-0.9	4	0.4-0.9	trazas	< 0.5	3	0	Ints. 45	11

Tabla 5.6 Caracterización petrográfica general de los fenocristales y de la matriz de las rocas recolectadas en las secuencias de flujos piroclásticos del cerro Casigana. En el campo de la matriz se utilizaron las siguientes siglas para describir su textura: Pilo: pilotaxítica, Ints: intersertal, Intg: intergranular.

Por otro lado, la dacita anfibólica (CAR-11B) también tiene una textura porfírica seriada pero la matriz es microcristalina y ocupa el ~50 % vol. de la roca con algo de vidrio intersticial. La dacita exhibe un porcentaje moderado de vesículas (<10 % vol.). Un detalle importante en esta roca es que el clinopiroxeno está presente como trazas en la matriz y no como fenocristal. Adicionalmente, en esta roca se pudo observar pequeños cristales de cuarzo anhedral en la matriz y que la plagioclasa contiene inclusiones de minerales máficos (Opx, Anf y Ox).

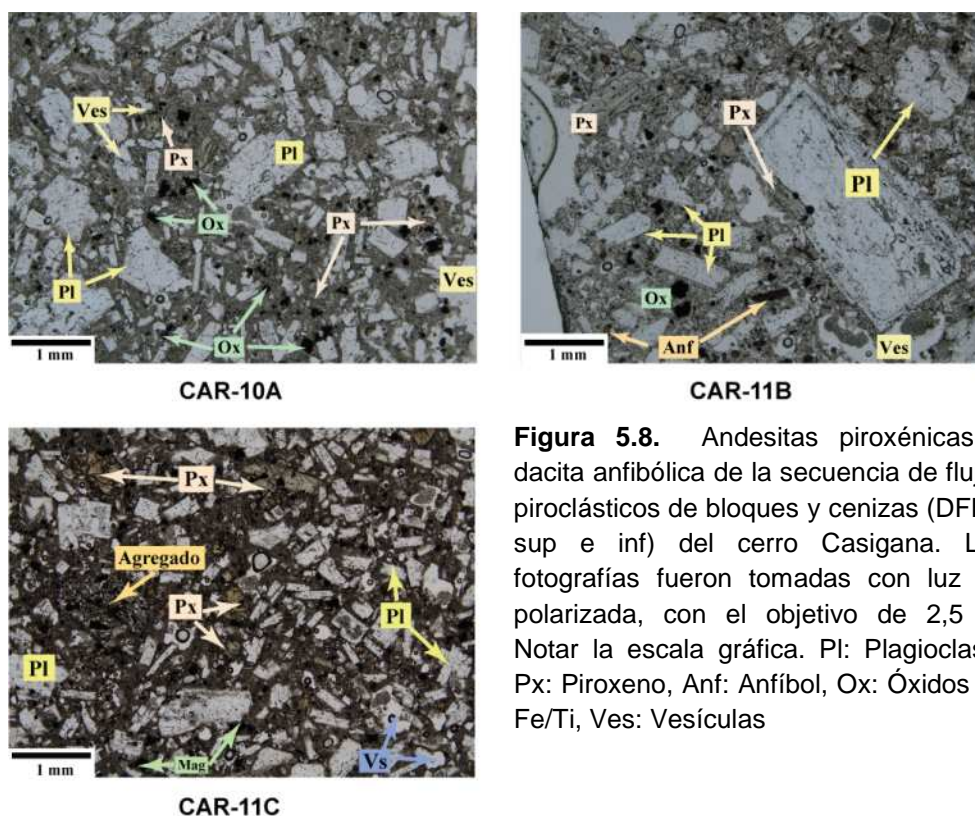


Figura 5.8. Andesitas piroxénicas y dacita anfibólica de la secuencia de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (DFBC sup e inf) del cerro Casigana. Las fotografías fueron tomadas con luz no polarizada, con el objetivo de 2,5 X. Notar la escala gráfica. Pl: Plagioclasa, Px: Piroxeno, Anf: Anfíbol, Ox: Óxidos de Fe/Ti, Ves: Vesículas

5.2. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Los análisis químicos de roca total, desplegados en diagramas de Harker (óxidos mayores) y de variación química (elementos trazas), son herramientas muy útiles que permiten definir si un grupo de rocas volcánicas tienen una relación cogenética entre ellas.

Para el desarrollo de esta sección se utilizaron 144 análisis químicos, de los cuales 85 fueron obtenidos en esta investigación de los diferentes depósitos de interés, 27 análisis provienen del trabajo de Bustillos (2008) y corresponden a rocas que conforman tanto flujos de lava como un depósito de avalancha del volcán Huisla y 32 análisis que proceden de la base geoquímica del Dr. M. Monzier (IRD). La ubicación geográfica de las muestras está expresada en la Figura 5.9 y en el Anexo 5.1.

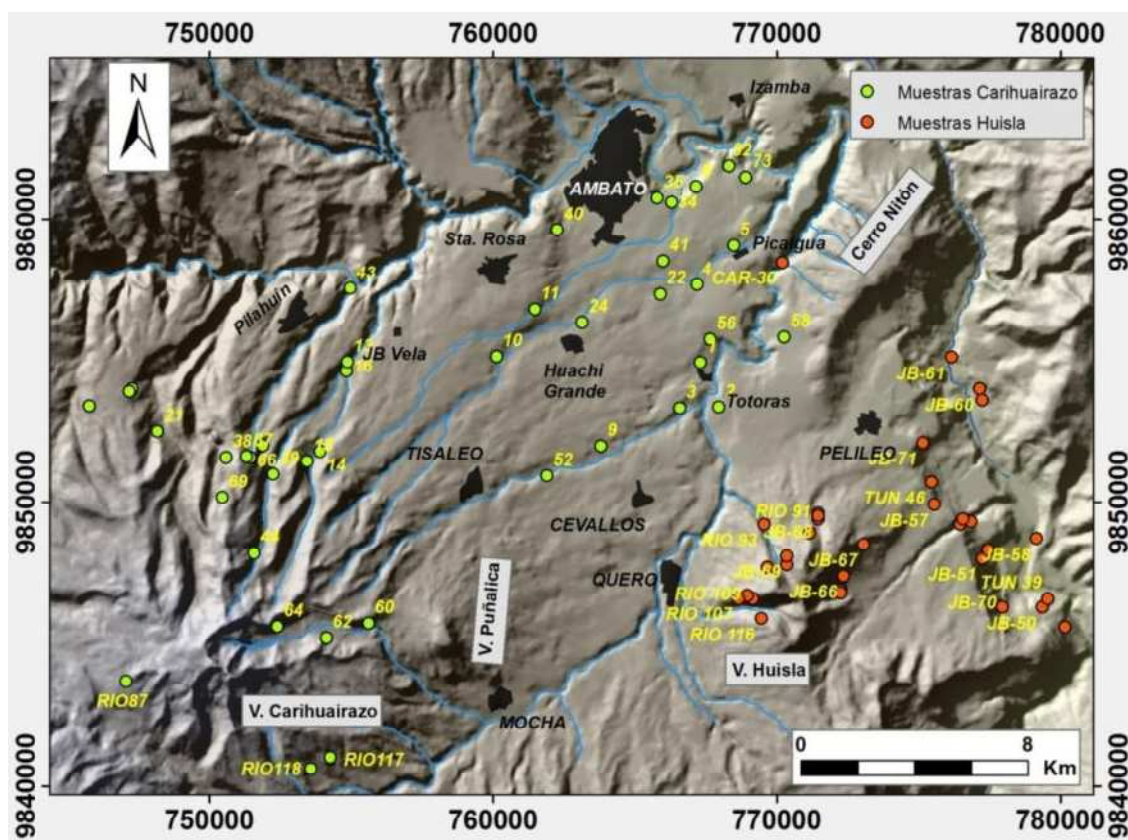


Figura 5.9. Mapa de ubicación de las muestras que fueron analizadas químicamente en esta investigación. Los puntos verdes representan los sitios donde se recolectaron las muestras asociadas al Carihuairazo, mientras que los puntos rojos corresponden a las muestras asociadas al volcán Huisla. Las coordenadas UTM están dadas en el sistema de referencia WGS-84.

5.2.1 Clasificación geoquímica de los depósitos estudiados

De los 144 análisis químicos, 69 corresponden a distintas muestras de rocas procedentes tanto del edificio Carihuairazo como de los cuatro DAE y de las diferentes secuencias de DFBC que afloran al Sur de Ambato. El diagrama de clasificación de rocas volcánicas de *Peccerillo & Taylor (1976)* (Figura 5.10) demuestra que la mayoría caen en el campo de las andesitas, aunque hay tres muestras que caen en las andesitas basálticas y otras en el campo de las dacitas.

Este grupo de rocas presenta un rango de variación de sílice de 54,9 a 63,6 %wt. SiO₂ (CAR-06A y CAR-13G, respectivamente), sin embargo en la Figura 5.10 se observa que la mayoría de estas muestras caen en un rango de sílice más restringido, formando un campo muy homogéneo. El rango de variación de K₂O para estas rocas (entre 0,64 – 2,28 % wt.) permite definir las dentro de una serie calco-alcalina de medio K.

Por otro lado, 44 muestras corresponden a rocas tanto del edificio del volcán Huisla como de su depósito de avalancha de escombros (Bustillos, 2008). La Figura 5.10 muestra que estas rocas forman una serie magmática bien diferenciada y que están distribuidas principalmente en el campo de las andesitas, aunque pocas muestras caen en el dominio de las andesitas basálticas y otras en las dacitas. El porcentaje en peso de SiO₂ varía entre 52,5% y 66,2% (TG-JB-60D y RIO-111), mientras que el K₂O presenta un rango de 1,3% a 2,9% (TG-JB-67 y TG-JB-61). Este grupo de rocas forma una tendencia bien definida en el límite superior del campo calco-alcalino de medio potasio y contrasta claramente con el grupo de muestras del Carihuairazo, ya que están enriquecidas en potasio (Figura 5.10 y Tabla 5.2).

En este trabajo, 31 muestras de las cuatro tefras pumíticas que afloran en Ambato (TP1, TP2, TP3 y TP4c) fueron analizadas químicamente. Su caracterización permitió correlacionarlas con la serie magmática del volcán Huisla (Figura 5.10). En esta figura las tefras mantienen la misma tendencia que las rocas del edificio Huisla y de su DAE, y prolongan la serie hasta el campo de las riolitas, pasando por las dacitas. El rango de porcentaje de sílice para los fragmentos de pómez varía entre 67,5 % wt. SiO₂ (CAR-06C) y 78,8 % wt. SiO₂ (CAR-06D).

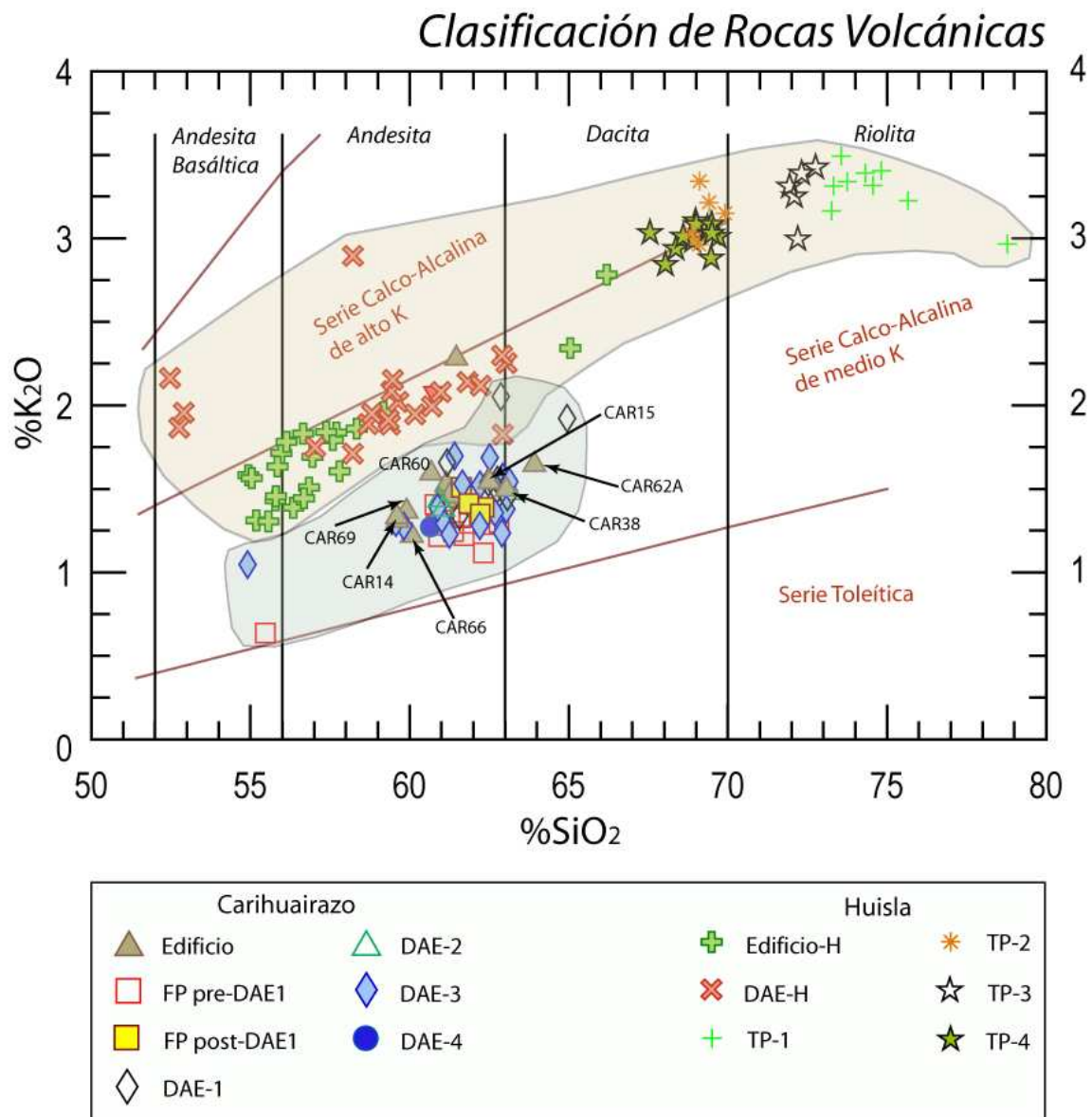


Figura 5.10. Clasificación de Rocas Volcánicas de Arco, según Peccerillo & Taylor (1976). Las muestras forman dos series magmáticas calco-alcalinas de medio K que están asociadas a los volcanes Carihuairazo y Huisla. La serie magmática del Carihuairazo es más empobrecida en K y más restringida en Si que la serie del Huisla.

5.2.2 Caracterización de los depósitos

5.2.2.1 Comportamiento de los Elementos Mayores

En los diagramas de Harker (Figura 5.11) se observa que, al igual que en el gráfico de *Peccerillo & Taylor (1976)*, las muestras representativas del edificio

Carihuairazo conforman un campo geoquímico homogéneo con las rocas de las avalanchas de escombros (DAE) y de los flujos piroclásticos (DFBC) que están expuestos en Ambato, lo cual es un argumento sólido para sustentar la hipótesis que tanto los DAEs como los DFBCs fueron originados en el Carihuairazo. Para el caso de los elementos mayores es más notoria esta agrupación en los diagramas de los óxidos Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , Al_2O_3 y P_2O_5 . También pueden apreciarse correlaciones negativas respecto al contenido de sílice (SiO_2) en casi todos los elementos mayores, excepto en los diagramas de K_2O y Na_2O .

Respecto a la serie magmática del volcán Huisla, algunos diagramas de Harker de la Figura 5.11 muestran distribuciones más amplias (MgO , Na_2O , Al_2O_3 y MnO), sin embargo la correlación entre las rocas de su edificio y su DAE con los fragmentos de pómez de las tefras de Ambato (TP1, TP2, TP3 y TP4c) son más evidentes para los óxidos Fe_2O_3 , TiO_2 y CaO .

Las comparaciones de las concentraciones de los óxidos mayores entre las dos series magmáticas (Carihuairazo y Huisla) demuestran que el primero de ellos tiene valores ligeramente más altos en los óxidos CaO , Al_2O_3 y P_2O_5 . En los demás diagramas se observan rangos similares en el porcentaje de óxidos entre las muestras de ambos volcanes, excepto para el MgO y MnO , donde las rocas del Huisla exhiben un ligero enriquecimiento respecto a las muestras del Carihuairazo.

En la Figura 5.11 se puede notar que en todos los diagramas de Harker las muestras CAR-10A y CAR-11C, que fueron recolectadas en diferentes unidades de los flujos piroclásticos de la secuencia Casigana, aparecen sobreponiéndose entre sí, lo cual sugiere un origen en común. Además, las dos muestras anteriores casi siempre se encuentran cerca de la muestra representativa del cerro Cruz Maqui (CAR-15). Para el caso de la muestra del cerro Sunantza (CAR-14), no se pudo establecer ninguna correlación con las rocas de los flujos piroclásticos de la secuencia Casigana.

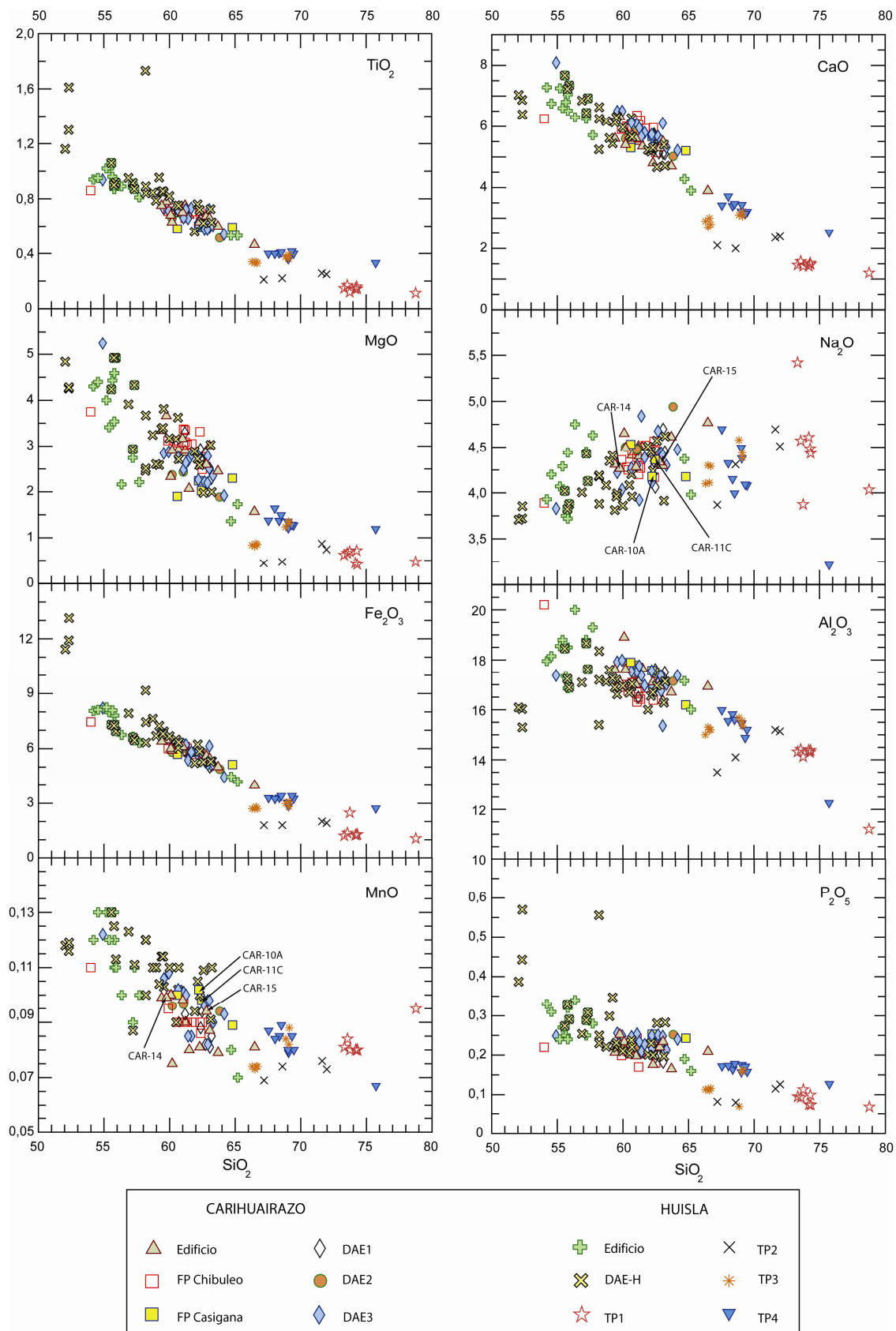


Figura 5.11. Diagramas de Harker para los elementos mayores de las muestras asociadas a los volcanes Carihuairazo y Huisla. El contenido de los óxidos está dado en porcentaje de peso (%wt.).

Con respecto a las tefras pumíticas, en la Figura 5.11 se observa que cada grupo (TP1, TP2, TP3 y TP4c) tiene rangos muy restringidos de SiO_2 y forman campos geoquímicos muy homogéneos para cada óxido, excepto para el Na_2O que exhibe una distribución muy dispersa. En la misma figura se puede notar que las tefras mantienen y prolongan la tendencia formada por las rocas del volcán Huisla y de su avalancha. Esto es más evidente para los óxidos Fe_2O_3 , TiO_2 y CaO .

5.2.2.2 *Comportamiento de los Elementos Trazas*

Los diagramas de variación para algunos elementos traza (Figura 5.12) exhiben características más notorias que los elementos mayores en las dos series magmáticas (Carihuairazo y Huisla).

En los diagramas correspondientes a los elementos incompatibles Ba y Nb (Figura 5.12), las muestras del Carihuairazo conforman un campo geoquímico muy homogéneo y notoriamente diferente a la serie magmática del Huisla, de manera similar que en el caso del K_2O (Figura 5.10).

Los elementos compatibles (Ni, Cr, Co y V) y el Sr muestran correlaciones negativas respecto a la variación del contenido de sílice (SiO_2), tanto para la serie del Carihuairazo como para la serie del Huisla, mientras que los elementos Nb, Ba y Zr presentan correlaciones positivas.

Comparaciones efectuadas entre las dos series magmáticas determinaron que el grupo del Carihuairazo muestra un empobrecimiento en los elementos Ba y Nb, respecto a las muestras del Huisla, mientras que para el Sr y Ni ocurre lo contrario.

Por otro lado, los elementos Ni y Cr de la serie Carihuairazo forman dos subgrupos que contienen exactamente a las mismas rocas (Figura 5.12). El primer subgrupo contiene las muestras de las avalanchas DAE1, DAE2 y DAE3, de la secuencia Casigana, de flujos piroclásticos del flanco Nor-noroccidental (RIO83, CAR21), del cerro Cruz Maqui (CAR15) y de flujos de lava de los flancos Norte (CAR69) y Suroriental (RIO117 y RIO118). El segundo subgrupo está

conformado por rocas de las secuencias de flujos piroclásticos Chibuleo (CAR13), Pilahuín (CAR43), Tundahua (RIO81 y RIO82), de los cerros Sunantza (CAR14), Verde Sigsi (CAR66, CAR67, CAR38) y Milincocha (CAR64).

De la misma manera que en los elementos mayores, algunos elementos traza (Ba, Sr, V, Cr, Ni y Zr) permitieron asociar químicamente a las muestras de la secuencia Casigana (CAR10A y CAR11C) y del cerro Cruz Maqui (CAR15). Esta asociación química refuerza la idea que las dos unidades de la secuencia Casigana, de donde provienen las dos rocas, pudieron ser originadas en el cerro Cruz Maqui.

Para el caso de las capas de pómez, en los gráficos de los elementos Ba, Sr, V y Cr (Figura 5.12) se aprecian los mismos grupos homogéneos para cada tefra, de la misma manera que en los elementos mayores. Debido a que se conoce la edad relativa de cada tefra, se puede decir, a groso modo, que en el volcán Huisla ocurrieron procesos petrológicos que provocaron una variación química sistemática con el tiempo en el magma involucrado en los procesos eruptivos de las tefras, sin embargo es necesario que se realicen estudios petrológicos más detallados para determinar tales procesos.

5.2.2.3 *Carácter adakítico en la serie magmática del Carihuairazo*

Según Drummond & Defant (1990), las series magmáticas adakíticas se caracterizan químicamente por la ausencia o escasez de componentes básicos ($\text{SiO}_2 > 56\%$), por tener concentraciones altas de Al y Na ($\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$, $\text{Na}_2\text{O} > 3,5\%$), por su empobrecimiento en tierras raras pesadas e Y ($\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$; $\text{Yb} \leq 1,9 \text{ ppm}$) y por su enriquecimiento en Sr ($\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$). Los análisis químicos de la serie magmática del Carihuairazo presentan características afines con los rasgos adakíticos mencionados anteriormente (Tabla 5.1).

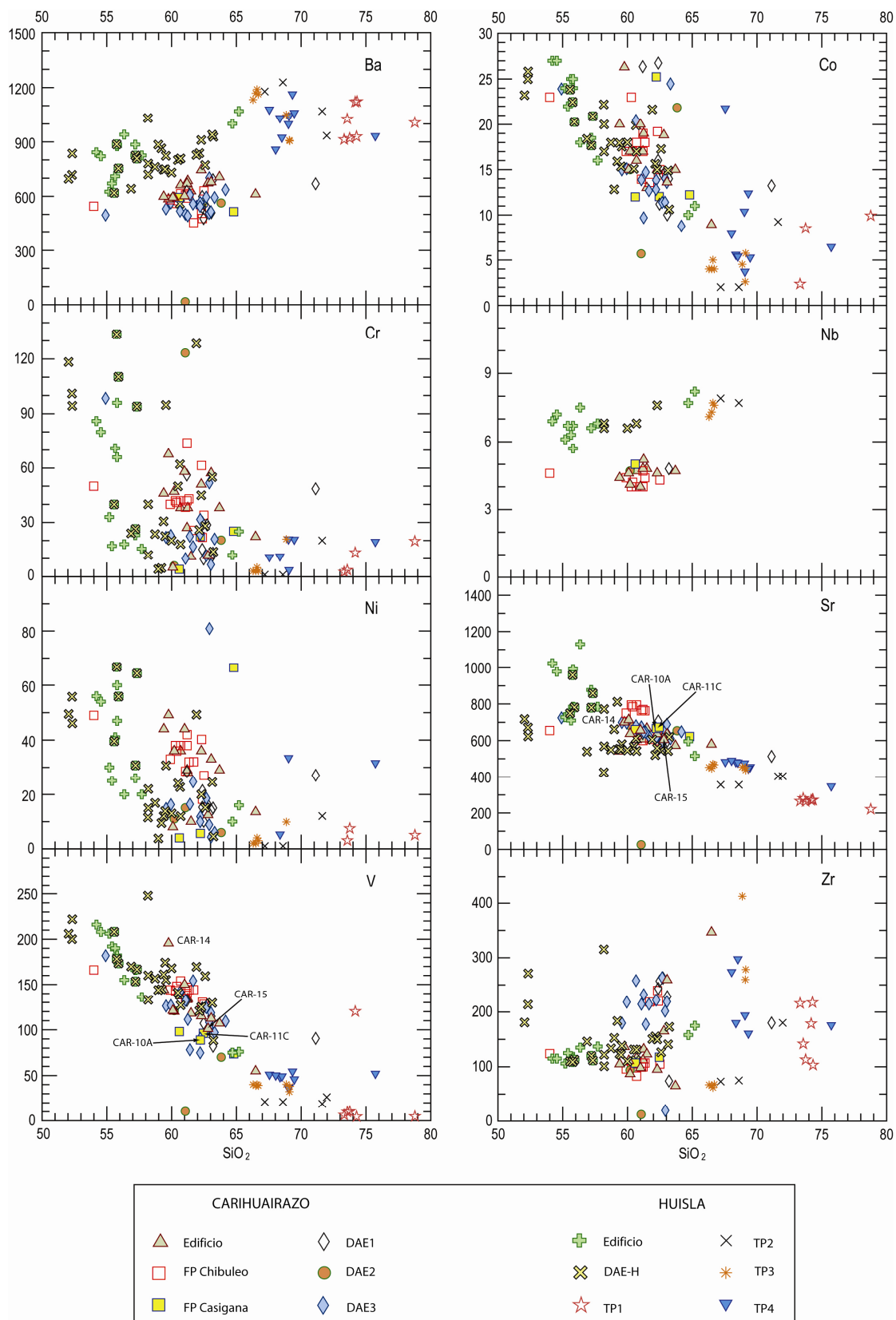


Figura 5.12. Diagramas de variación química de algunos elementos trazas para las series magmáticas del Carhuairazo y Huisla. El contenido de SiO₂ está dado en % wt., y el contenido de las trazas se presenta en ppm.

	Adakitas típicas	Carihuairazo	
		Rango	Promedio
SiO₂	> 56%	54,9 - 66,3	61,6
Al₂O₃	≥ 15%	15,4 - 20,7	17,3
Na₂O	> 3,5%	3,7 - 4,9	4,4
Y	≤ 18 ppm	7,9 - 31,9	12,7
Yb	≤ 1,9 ppm	0,7 - 1,3	1,0
Sr	> 400 ppm	540,6 - 795,0	655,1
Sr/Y	> 40 ppm	21,58 – 75,27	53,27

Tabla 5.1. Caracterización adakítica de la serie magmática del volcán Carihuairazo.

El diagrama Y vs Sr/Y de la Figura 5.13 es utilizado para definir el carácter adakítico o calco-alcalino “normal” de una serie magmática cogenética. La Figura 5.13 despliega una tendencia adakítica para la mayoría de muestras recolectadas de la serie del Carihuairazo, aunque dos de ellas (DAE-3) caen en el campo de las rocas calco-alcalinas “normales”.

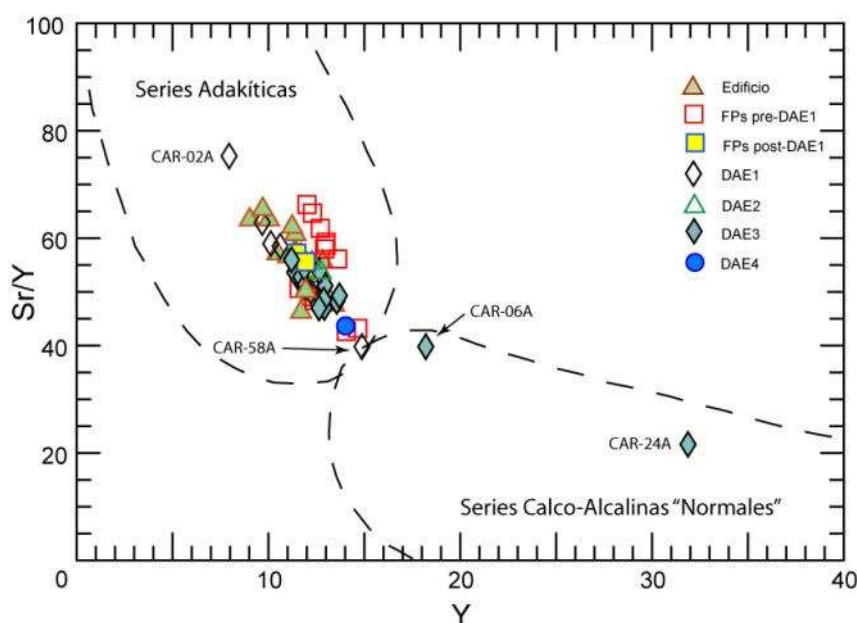


Figura 5.13. Carácter adakítico de las muestras que pertenecen a la serie magmática del Carihuairazo, según Drummond & Defant (1990). Dos muestras (CAR-06A y CAR-24A) caen en el campo de las rocas calco-alcalinas “normales” y probablemente formaron parte del edificio ancestral.

5.2.3 Comparación geoquímica con otros volcanes cercanos

Los volcanes Carihuairazo (Kilian, 1987; Clapperton, 1990; este trabajo), Huisla (Bustillos, 2008; este trabajo) y Puñalica (Kilian, 1987; Clapperton, 1990) han sido estudiados parcialmente y no se ha podido establecer aún su historia geológica. Por el contrario, el Chimborazo ha sido el objeto de estudio de muchos investigadores desde varias décadas atrás, lo cual ha permitido constreñir su historia geológica (Kilian, 1987a,b; Kilian et al., 1995; Beate y Hall, 1989; Beate et al., 1990; Clapperton, 1990; Clapperton & Smyth, 1986; Alcaraz, 2002; Barba, 2006; Barba et al., 2008; Bernard et al., 2008; Samaniego et al., 2012).

El objetivo de este apartado es comparar, de manera global, las series magmáticas de los cuatro volcanes mencionados en el párrafo anterior y establecer alguna correlación con las secuencias de caídas piroclásticas andesíticas (TA1 y TA2) que afloran al Sur y Suroccidente de Ambato. Se utilizó la base geoquímica de Barba (2006) para el Chimborazo y de Bustillos (2008) para el Huisla. Adicionalmente, en esta investigación se obtuvieron algunos análisis químicos de algunos flujos de lava y bombas volcánicas proximales del Puñalica, pero para cada uno de estos volcanes también se obtuvieron algunos análisis químicos de la base del Dr. M. Monzier.

Los diagramas de variación química de la Figura 5.14 permitieron diferenciar claramente 4 series calco-alcalinas de medio K, donde el Huisla presenta la serie más enriquecida en este elemento incompatible. La serie Carihuairazo tiene el mayor carácter sódico y el menor en Th entre los cuatro centros volcánicos. La serie Puñalica es la más magnesiana-cálcica y la menos sódica de las cuatro series. El grupo de muestras del Chimborazo forma una tendencia bien marcada, aunque varias rocas son químicamente similares a las del Carihuairazo y por otro lado pocas muestras tienen afinidades con la serie Puñalica (Barba, 2006).

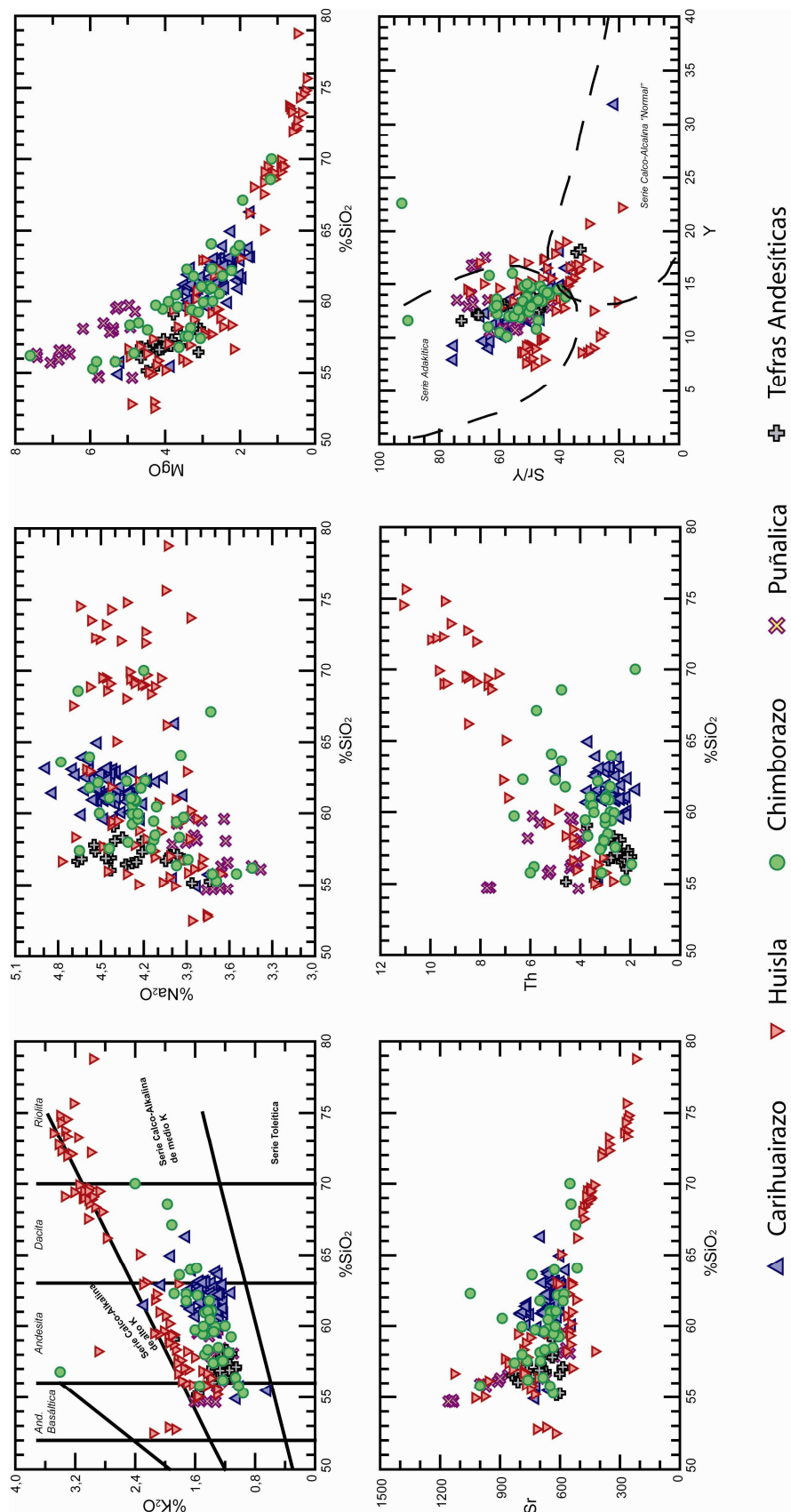


Figura 5.14. Comparación geoquímica entre los magmas de diferentes volcanes ubicados alrededor de Ambato (volcanes Carihuairazo, Huisla, Chimborazo, Puñalica y Tungurahua).

En cuanto a las tefras andesíticas, se obtuvieron tres análisis químicos de distintos niveles de la secuencia TA1 (CAR01F, CAR09G y CAR09J) y cuatro análisis para la capa bicolor de la secuencia TA2 (CAR17A, CAR17B, CAR72E y CAR72F). Un estudio general del comportamiento geoquímico de estas capas reveló que las muestras CAR01F y CAR09J comparten un origen común debido a que en los diagramas de variación para varios elementos traza siempre aparecen juntas. Además, estas dos muestras presentan afinidades químicas muy marcadas con la serie magmática del volcán Huisla, en especial para los elementos traza Nb, Ni, Sc, V, Cr, Co, Zr, La, Ce, Th, etc., aunque con menor frecuencia comparten ciertas similitudes con la serie del Puñalica para los elementos Ni, V, Y, Yb y Sm.

Por otro lado, las muestras de la capa bicolor (niveles de base y techo) siempre exhiben afinidades con la serie del Chimborazo en los diagramas de variación química.

5.3 SÍNTESIS SOBRE EL ESTUDIO PETROGRÁFICO Y LA CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

5.3.1 Síntesis Petrográfica

Una vez realizado el análisis petrográfico y las comparaciones entre los diferentes grupos de rocas se pudo notar algunas semejanzas entre ellos, las mismas que están sintetizadas en los Anexos 5.2, 5.3 y 5.4:

La petrografía de las rocas recolectadas en el edificio del Carihuairazo (flancos N, NE y E) permitió determinar que se tratan principalmente de andesitas piroxénicas y andesitas anfibólicas de flujos de lava, domos y flujos piroclásticos, cuyas edades relativas son variables pero que pueden ser descritas como pre-caldera y post-caldera. Las asociaciones mineralógicas de estas rocas son:

$$Pl > Opx+Cpx > Ox \pm Anf \quad \text{y} \quad Pl > Anf > Opx+Cpx \pm Ox.$$

De manera general, se pudo definir que las rocas que conforman los cuatro depósitos de avalanchas (DAEs) no presentan entre sí una variación petrográfica muy marcada. En cada DAE se observaron andesitas piroxénicas, andesitas anfibólicas y pocas dacitas anfibólicas. Las paragénesis minerales principales que fueron reconocidas en los DAEs son las siguientes: $Pl > Opx+Cpx > Ox \pm Anf$, $Pl > Anf > Opx+Cpx \pm Ox$, $Pl > Opx+Cpx \pm Ox$ y $Pl > Opx+Cpx > Anf \pm Ox$.

Las comparaciones petrográficas entre las rocas recolectadas en el edificio y en los DAEs sugieren ciertas semejanzas. Por ejemplo, andesitas piroxénicas similares a las encontradas en el DAE-1 (CAR-06F, CAR-35A) fueron observadas en antiguos flujos de lava en los flancos norte (CAR-65, CAR-66, CAR-69) y suroriental (CAR-47B, muestra de mano) del Carihuairazo. Algunas andesitas anfibólicas del DAE-3 (CAR-03B, CAR-11D, CAR-22) se asemejan a la roca del domo Sta. Rosa (CAR-62A). Asimismo, andesitas piroxénicas del DAE-3 (CAR-03A, CAR-09C, CAR-32B, CAR-32D) son parecidas a las rocas del cerro Pitiunga (CAR-60).

Respecto a los flujos piroclásticos de la secuencia Casigana (DFBC inferior y superior), se identificaron dos tipos petrográficos que corresponden a andesitas piroxénicas y dacitas anfibólicas, lo cual sugiere al menos dos fuentes distintas. Las asociaciones mineralógicas de estas rocas son: $Pl > Opx+Cpx > Ox \pm Anf$ y $Pl > Anf > Opx > Ox \pm Cpx \pm Qz?$. Rocas más o menos parecidas fueron observadas en los cerros Sunantza (CAR-14) y Cruz Maqui (CAR-15), sin embargo estas similitudes no son muy marcadas y no permiten afirmar alguna correlación certera entre estas rocas.

5.3.2 Síntesis Geoquímica

Para el desarrollo de esta sección se utilizaron 144 análisis geoquímicos de rocas y fragmentos de pómez de depósitos volcánicos del Carihuairazo y del Huisla. La ubicación exacta de las muestras y la base geoquímica que se utilizó son presentadas en los anexos 5.1 y 5.5, respectivamente.

Las rocas del edificio Carihuairazo conforman un campo geoquímico bien definido y homogéneo con las rocas de las cuatro avalanchas de escombros que afloran en Ambato y también con rocas de flujos piroclásticos de las secuencias Casigana, Chibuleo y otras secuencias similares localizadas en el Flanco Norte del volcán. Esta relación es evidente en los diagramas de Harker para los óxidos TiO_2 , CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O y P_2O_5 , y en los diagramas de variación para los elementos traza Ba, Sr y Nb. Es probable que este comportamiento se deba a que las rocas analizadas fueron generadas por un sistema magmático maduro que no tuvo aportes de magmas básicos, sin embargo es necesario analizar la química de las rocas que conforman el edificio basal para conocer la composición de los magmas primitivos.

Un resultado interesante fue haber determinado una correlación entre ciertas muestras de los flujos piroclásticos del cerro Casigana con la muestra del cerro Cruz Maqui, lo cual permite sugerir que este domo pudo ser la fuente de algunas unidades que conforman la secuencia de flujos piroclásticos “block and ash” que afloran en las canteras San Vicente, Bellavista y Casigana. Esta analogía puede ser comprobada en casi todos los elementos mayores y en algunos elementos traza (Ba, Sr, V). Para el caso del cerro Sunantza, no se pudo establecer ninguna correlación con las rocas de los flujos piroclásticos.

Otro aporte importante en este trabajo fue haber identificado químicamente al volcán Huisla como el centro de emisión de los cuatro niveles pumíticos (TP1, TP2, TP3 y TP4c) que están intercalados con los DAE del Carihuairazo. En los diagramas de variación de los elementos mayores y de los elementos trazas, para la serie Huisla, está definida claramente una tendencia magmática, compuesta por rocas de su edificio, rocas de su DAE y por fragmentos de pómez de los cuatro niveles de tefras.

Se realizó una comparación geoquímica general entre las series magmáticas de los volcanes Carihuairazo, Huisla, Chimborazo y Puñalica, lo cual ayudó a determinar algunas características propias para cada serie. También se comparó la química de algunos niveles piroclásticos de caída de las secuencias TA1 y TA2 con las series magmáticas de los volcanes mencionados anteriormente y se pudo establecer que algunos de estos niveles se correlacionan

con el volcán Huisla, otros con el Chimborazo y otros con el Puñalica. No obstante, es necesario que se realicen estudios litológicos y geoquímicos más detallados en estas secuencias de cenizas/lapillis andesíticas para constreñir su origen.

CAPÍTULO 6

Discusión acerca de la Naturaleza de los Eventos Eruptivos

Durante el desarrollo de esta investigación, dentro de los objetivos planteados, se encontraron algunas incertidumbres que no fueron esclarecidas acerca de temas como: cuál es la relación entre la morfología actual del Carihuairazo y las avalanchas de escombros de Ambato, cuántos deslizamientos volcánicos ocurrieron en el Carihuairazo y cuáles fueron las causas más probables para que se hayan generado, dónde se originaron los depósitos de colapsos de domos de la secuencia.

6.1 COMENTARIOS Y DISCUSIÓN ACERCA DE ALGUNAS INCERTIDUMBRES

6.1.1 Relación entre la morfología actual del Carihuairazo y las avalanchas de escombros de Ambato

Los estudios de la petrografía y la química de las rocas involucradas en las avalanchas de escombros revelaron que tienen una estrecha relación petrogenética con las rocas que conforman el edificio del Carihuairazo, sin embargo no fue posible determinar qué zonas específicas del flanco NE del volcán sufrieron los deslizamientos debido a que la morfología actual es muy compleja a causa de la prolongada y fuerte erosión glacial que sufrió este volcán.

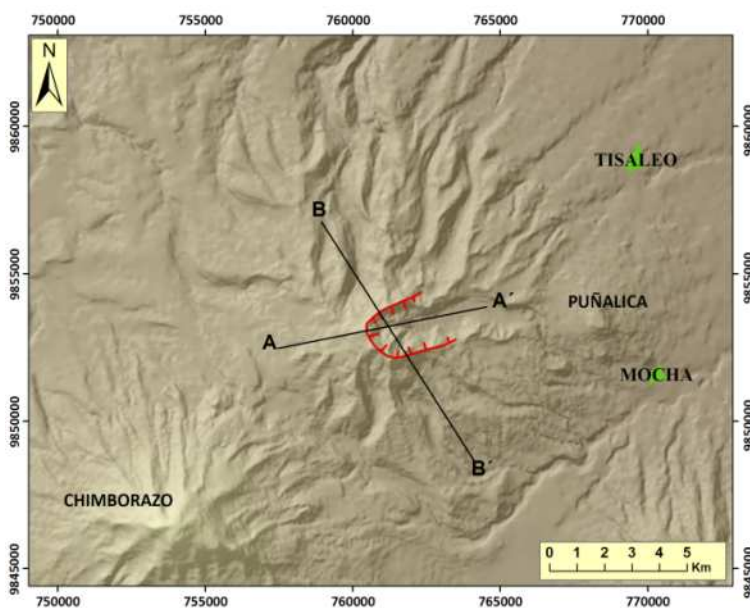
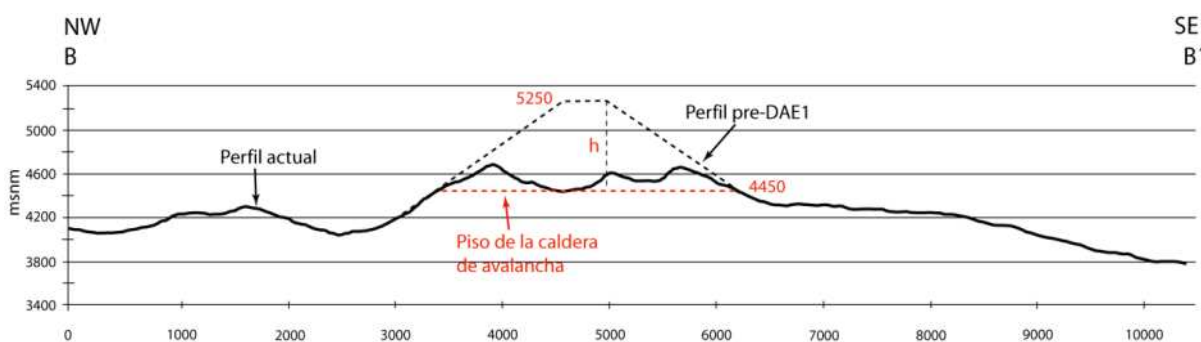
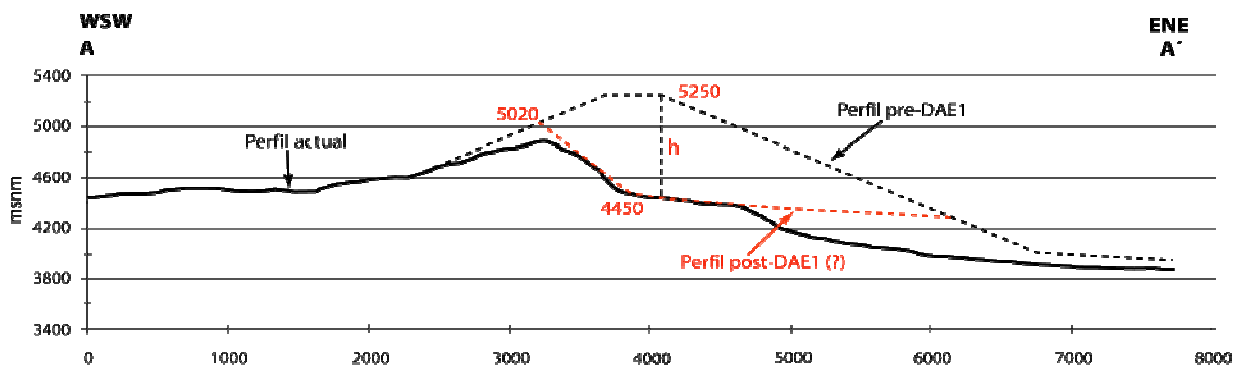
La morfología de la cicatriz de avalancha que fue propuesta en el Capítulo 4 sugiere que el deslizamiento resultante se movilizó hacia el NE, en la misma dirección de la apertura del anfiteatro y de la pendiente del sustrato. Las observaciones geológicas y morfológicas de los cuatro DAE de Ambato, así como

sus descripciones petrográficas y químicas, concluyeron que se originaron por deslizamientos del flanco Nororiental del Carihuairazo. La cartografía de los DAE y el cálculo aproximado de sus volúmenes indican que el DAE1 es el más voluminoso (al menos 4 km^3) y el que alcanzó una mayor distancia recorrida (~25 km, hasta Izamba). Estas evidencias indican que la masa removida en este deslizamiento tuvo energías potencial y cinética mayores que las avalanchas más jóvenes. De esta información también se puede deducir que la fuente del deslizamiento (flanco noreste del Carihuairazo) probablemente estuvo localizado a cotas más elevadas que en los deslizamientos jóvenes, involucrando quizá la cumbre ancestral.

La Figura 6.1 muestra dos perfiles de la topografía actual de este volcán, uno en sentido SW-NE y otro en sentido SE-NW. En los mismos gráficos se presenta una reconstrucción del posible edificio ancestral que fue realizado con el programa ArcGIS. El objetivo de realizar la reconstrucción del edificio fue determinar las posibles dimensiones que alcanzó el volcán antes de su primer colapso estructural para intentar comprender que factores pudieron influir en su deslizamiento. Sin embargo, al tratarse de un volcán viejo y muy erosionado, los resultados de la reconstrucción del volcán están sujetos a muchas incertidumbres y errores. No obstante, este ejercicio arrojó ideas acerca de un volumen de masa deslizada tomando en cuenta la cicatriz de avalancha propuesta y utilizando la metodología que Barba (2006) y Bustillos (2008) emplearon para determinar y comparar los volúmenes de los DAE del Chimborazo (65-60 ka) y Tungurahua (3 ka), respectivamente.

Con la ayuda de ArcGIS se trazaron varios perfiles que cortan el actual edificio (Figura 6.1), lo cual permitió determinar una variación en las pendientes de sus flancos entre 15° y 35° , por lo que se tomó el valor promedio de 25° para reconstruir el cono. Esta variación en la inclinación de los flancos pudo ser causada por dos factores: 1) la presencia de extensas coladas de lavas andesíticas basales que buzan $\sim 15^\circ$ a favor de la pendiente, los cuales son más evidentes en el flanco suroriental; 2) el volcán sufrió intensos procesos de erosión glacial durante el Cuaternario lo cual generó profundos valles radiales con paredes muy inclinadas entre 30° y 35° , sin tomar en cuenta los circos glaciares.

La reconstrucción del paleo-volcán, utilizando este método, resultó en un edificio cuya cumbre alcanzó una altitud mínima aproximada de 5250 msnm (Figura 6.1).



Reconstrucción del
 icestral del volcán
). Arriba: dos perfiles
 que representan los
 AA' y BB' del mapa
 ajo: modelo digital de
 (DEM) donde se
 cicatriz de avalancha
 r la ubicación de los

6.1.2 Deslizamientos volcánicos múltiples en el Carihuairazo y las causas de ocurrencia más probables

En la zona estudiada durante esta investigación se identificaron al menos cuatro depósitos de avalanchas de escombros (DAE) que se originaron en el volcán Carihuairazo. Dos dataciones con radiocarbono (~39 ka AP y >45 ka AP) en un paleosuelo y en un flujo piroclástico “block and ash”, respectivamente, cuatro dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en flujos de lava del edificio (Samaniego et al., 2012) y la edad de la ignimbrita Chalupas (211 ka, Beate et al., 2006) que forma parte del sustrato, permitieron constreñir las edades relativas de las avalanchas. El DAE1 ocurrió entre 205 – 45 ka, el DAE2 entre 45 – 39 ka, el DAE3 entre 39 – 35? ka y el DAE4 entre 33 – 15 ka.

Es probable que diferentes factores internos y externos se combinaran para provocar estos deslizamientos volcánicos, los mismos que serán discutidos a continuación debido a que parecen tener mayor relevancia.

1. *Actividad sísmo-tectónica.* – La zona de estudio forma parte de una región altamente sísmica donde han ocurrido 5 terremotos devastadores con intensidades \geq VIII, en la escala de Mercalli, desde tiempos coloniales (22 de Noviembre de 1687, 20 de Junio de 1698, 10 de Mayo de 1786, 4 de Febrero de 1797 y 5 de Agosto de 1949. Fuente: Instituto Geofísico). Por ejemplo, relatos históricos revelaron que el sismo del 20 de Junio de 1698 provocó grandes deslizamientos del suelo de páramo, generando a la vez enormes flujos de lodo que viajaron por la cuenca del río Ambato y mataron a miles de personas (> 8000, en Vásconez, 2006). La sismicidad en la zona está asociada principalmente a sistemas de fallas transcurrentes que están orientadas en sentido NNE-SSW, NNW-SSE y N-S (e.g. sistemas de fallas Pallatanga y Pisayambo) y se encuentran localizadas al suroccidente del volcán Chimborazo y nororiente de Ambato, respectivamente (Figura 6.2). Según *McCourt et al., (1997)* toda el área presenta actividad neotectónica, relacionada a la reactivación de fallas profundas que son interpretadas como suturas de las acreciones de los terrenos alóctonos, donde los movimientos son principalmente dextrales y han ocurrido probablemente durante el Mio–

Plioceno? y el Cuaternario. La actividad volcánica contemporánea de los centros Chimborazo, Carihuairazo, Huisla e Iqualata ha escondido las expresiones morfológicas relacionadas, sin embargo es posible reconocer varios lineamientos que tienen las mismas orientaciones que las fallas conocidas (Figura 6.2). Por lo tanto, es muy factible que sismos de grandes magnitudes, cuyos epicentros pudieron estar cerca del V. Carihuairazo, fueron factores detonantes importantes de los deslizamientos volcánicos ocurridos en este centro eruptivo.

2. *Relieve e inclinación de la base del volcán.* – El Carihuairazo está construido sobre el flanco oriental de la Cordillera Occidental, y por lo tanto se puede suponer que, de manera general, el volcán se ha formado sobre una superficie inclinada hacia el Este, en dirección al Valle Interandino. Por ejemplo, Mocha está ubicada al pie oriental del Carihuairazo a una altitud aproximada de 3250 msnm, y podría corresponder a la altitud de la base oriental del. Por otro lado, la base del volcán en sus flancos occidental y sur ha sido parcialmente cubierta por lavas del volcán Chimborazo y por depósitos glaciares, sin embargo se estima que alcanzó cotas superiores a los 4000 msnm. Wooller et al. (2004) reportan que, según sus modelos analógicos, los volcanes que crecieron sobre sustratos inclinados tienden a sufrir deslizamientos sectoriales en los flancos que están buzando en la misma dirección de la pendiente del sustrato. Estos autores explican que esta inclinación provoca una deformación extensiva en el volcán, lo cual puede originar un deslizamiento que puede tener un volumen importante si parte del sustrato es incorporado a la masa removida. Entonces, el paleo-relieve y la inclinación del sustrato (y del volcán) hacia el ENE pudieron jugar un rol importante en la inestabilidad del Carihuairazo, favoreciendo la generación de deslizamientos volcánicos en dirección de la pendiente.

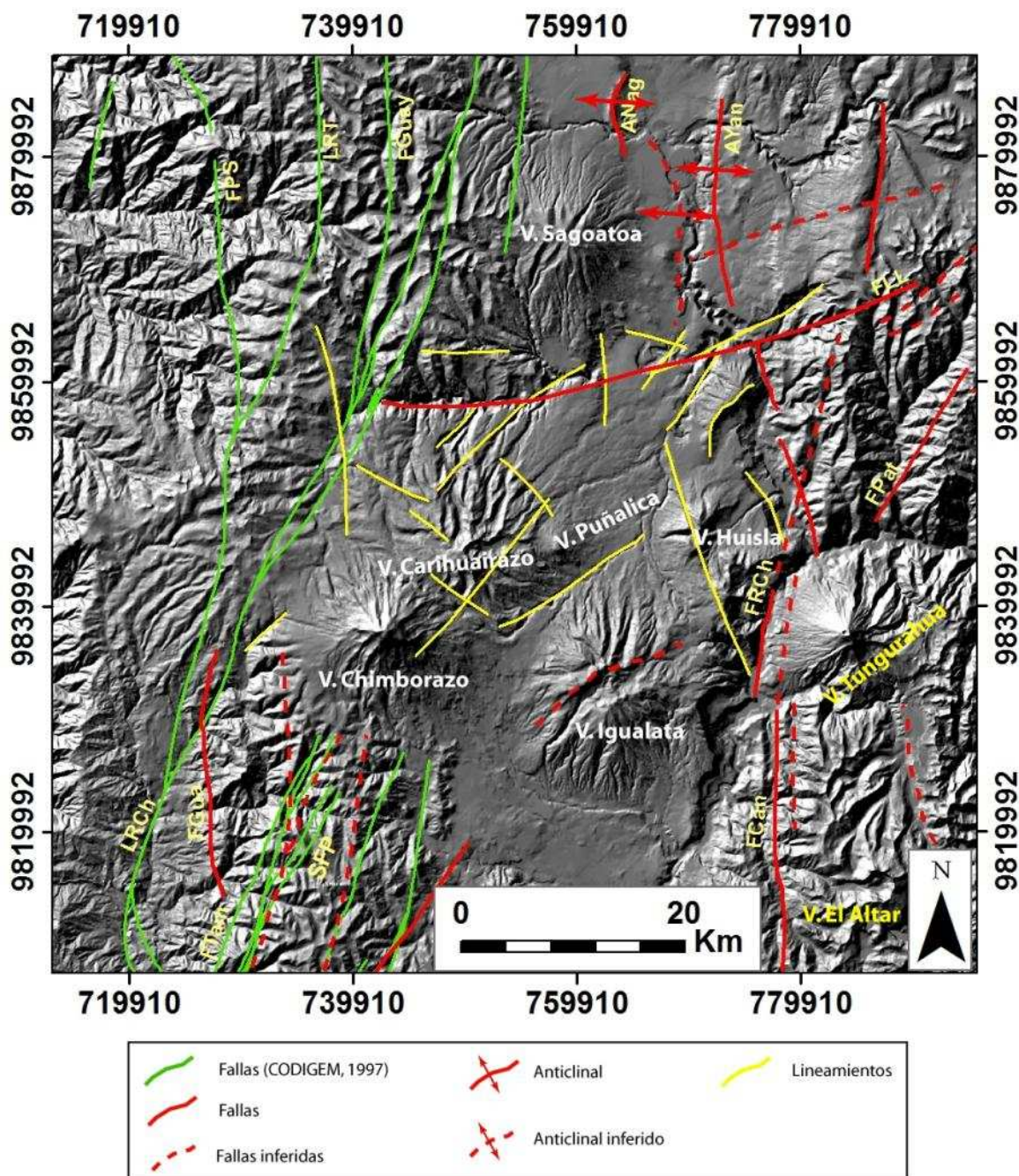


Figura 6.2. Mapa de las principales fallas y lineamientos geológicos en el área de estudio. Modificado de Andrade (2009) y CODIGEM-BGS (1997). Los lineamientos en amarillo fueron interpretados en base de la morfología regional y en observaciones de campo. SFP: Sistema de Fallas Pallatanga, FTam: Falla Tambillo, LRCh: Lineamiento del Río Chimbo, FPS: Falla Pilaló-Sigchos, LRT: Lineamiento del Río Toachi, FGuay: Falla Guayrapungu, FCan: Falla Candelaria, FGua: Falla Guaranda, FPat: Falla Patate, FRCh: Falla del Río Chambo, FLL: Falla Llanganates, ANag: Anticlinal Nagsiche, AYan: Anticlinal Yanayacu.

3. *Cobertura glaciar y grado de alteración hidrotermal.* – según Carrasco-Núñez et al. (1993) y Vallance (2000) existe una relación entre edificios volcánicos con coberturas glaciares, grado de alteración hidrotermal y deslizamientos volcánicos (avalanchas de escombros). Para estos autores hay dos razones principales que les permite aseverar lo enunciado anteriormente:

- a) Las glaciaciones originan extensos y profundos valles en forma de “U” con paredes altas que tienen pendientes muy abruptas, donde extensas áreas de rocas debilitadas son expuestas y donde la susceptibilidad a colapsar incrementa.
- b) La presencia de hielo sobre el volcán incrementa el proceso de alteración debido a que el continuo aporte de agua genera una lenta circulación de fluidos hidrotermales ácidos dentro del edificio volcánico, removiendo elementos móviles, añadiendo sulfatos y debilitando la red cristalina de los silicatos para formar nuevas especies de sílice (cristobalita y ópalo) y arcillas (caolinita y esmectita), cuya presencia incrementa la porosidad, la presión de poros y el contenido de agua capilar, pero disminuye la permeabilidad (*Vallance J., 2000*).

Estas condiciones favorecen la ocurrencia de deslizamientos en zonas debilitadas de un volcán, generando avalanchas de escombros que rápidamente pueden transformarse a lahares cohesivos debido al contenido de agua hidrotermal y de arcillas que aumentan el grado de cohesión en la matriz, permitiendo que el flujo adquiriera una mayor movilidad.

Como se mencionó en secciones anteriores, el volcán Carihuairazo presenta en su morfología evidencia de su exposición a las glaciaciones Cuaternarias. En los cuatro depósitos de avalanchas de escombros existen facies litológicas que presentan rasgos de alteración hidrotermal. Pero el DAE-4 presenta características texturales y sedimentarias que coinciden con lo expuesto anteriormente. Por lo tanto, el grado de alteración hidrotermal pudo ser un factor importante en el origen de los deslizamientos más recientes en el volcán Carihuairazo.

4. *Intrusiones magmáticas someras.* – es poco probable que este factor haya tenido una participación importante en la generación de los deslizamientos volcánicos en el Carihuairazo. En ningún afloramiento se encontraron evidencias de magma juvenil como bombas volcánicas vidriosas o el depósito de un blast asociado, sin embargo el hecho de no haberlos encontrado no significa que un aporte magmático somero no haya contribuido en la generación de las avalanchas de escombros. Por ejemplo, alrededor de Totoras se observó una delgada capa de caída de pómez que está cubriendo directamente el DAE-3 y podría corresponder a un evento eruptivo que fue inducido por un deslizamiento. Belousov et al. (1999) concluyeron que, para el caso de los múltiples deslizamientos Holocénicos del volcán Shiveluch en Rusia, una de las causas principales para su ocurrencia fue el aporte de un magma más ácido y viscoso (60-62 % wt. SiO₂). Los autores también mencionan que cada deslizamiento ocurrió antes que este magma alcance zonas altas del cono y sugieren que, debido a su viscosidad, el ascenso del magma provocó fuertes sismos que dieron origen a los deslizamientos y a posteriores erupciones explosivas plinianas, acompañadas por flujos piroclásticos de pómez.

6.1.3 Origen de los flujos piroclásticos “Block and Ash” de la secuencia Casigana

En los capítulos 4 y 5 se describieron las características litológicas, petrográficas y geoquímicas de algunas unidades que forman parte de una secuencia de flujos piroclásticos de tipo “block and ash” que afloran en el cerro Casigana (canteras San Vicente, Bellavista y Casigana).

La distribución de estos depósitos en el terreno sugiere que la fuente de los colapsos gravitacionales está ubicada al Suroccidente de estas canteras. Siguiendo esta dirección se encuentran los cerros Angahuana, Sunantza, Cruz Maqui y Condor Caca. Observaciones de campo comprobaron que los tres últimos son domos volcánicos, mientras que el primero de ellos (Angahuana) aún se mantiene con incertidumbre acerca de su origen.

La morfología de los cerros Sunantza y Cruz Maqui muestra rasgos de erosión glacial del período LGM (>30 – 14 ka AP) en sus flancos, lo cual implica una edad mayor que este período para estos cerros. Las mismas dataciones que permitieron inferir las edades relativas de las avalanchas del Carihuairazo sugieren que la edad de la secuencia Casigana oscila alrededor de 40 ka, manteniendo una coherencia con la estimación de las edades relativas de los cerros anteriores.

Sin embargo, comparaciones petrográficas en muestra de mano como en láminas delgadas de las rocas de los cerros Sunantza y Cruz Maqui con las rocas de algunas unidades de la secuencia piroclástica no proporcionaron resultados muy satisfactorios. No obstante, manera general, las rocas de los cerros y de los flujos piroclásticos comparten paragénesis minerales similares entre sí, es decir $Pl \pm Px \pm Anf \pm Ox$ Fe/Ti.

Por otro lado, el estudio geoquímico de estas rocas expuso una correlación entre las muestras CAR10A y CAR11C de la secuencia Casigana con la muestra CAR15 del cerro Cruz Maqui. Esta relación está bien representada en casi todos los diagramas de Harker de los elementos mayores (Figuras 5.10 y 5.11) y en varios diagramas para elementos traza (Figura 5.12), pero en el caso de la muestra del cerro Sunantza no se obtuvo ninguna correlación.

Después de analizar la petrografía y geoquímica de las rocas de estos cerros con las rocas de los depósitos del cerro Casigana y no haber llegado a una correlación definitiva, no se debe descartar la posibilidad que los flujos piroclásticos pudieron ser generados en otras fuentes, posiblemente de los domos que crecieron dentro del anfiteatro del Carihuairazo.

6.2 SÍNTESIS VOLCÁNICA DEL PLEISTOCENO TARDÍO DEL SUR DE LA CUENCA DE AMBATO

A continuación se resume la historia geovolcánica que ocurrió en la región Sur de Ambato. Esta síntesis fue interpretada en base de la estratigrafía regional, de las edades obtenidas en este trabajo, tanto absolutas como relativas, y de las

observaciones efectuadas en la zona. La Figura 6.3 representa esquemáticamente (sin escala) la estratigrafía regional compuesta, la misma que condensa la información desrita en el texto.

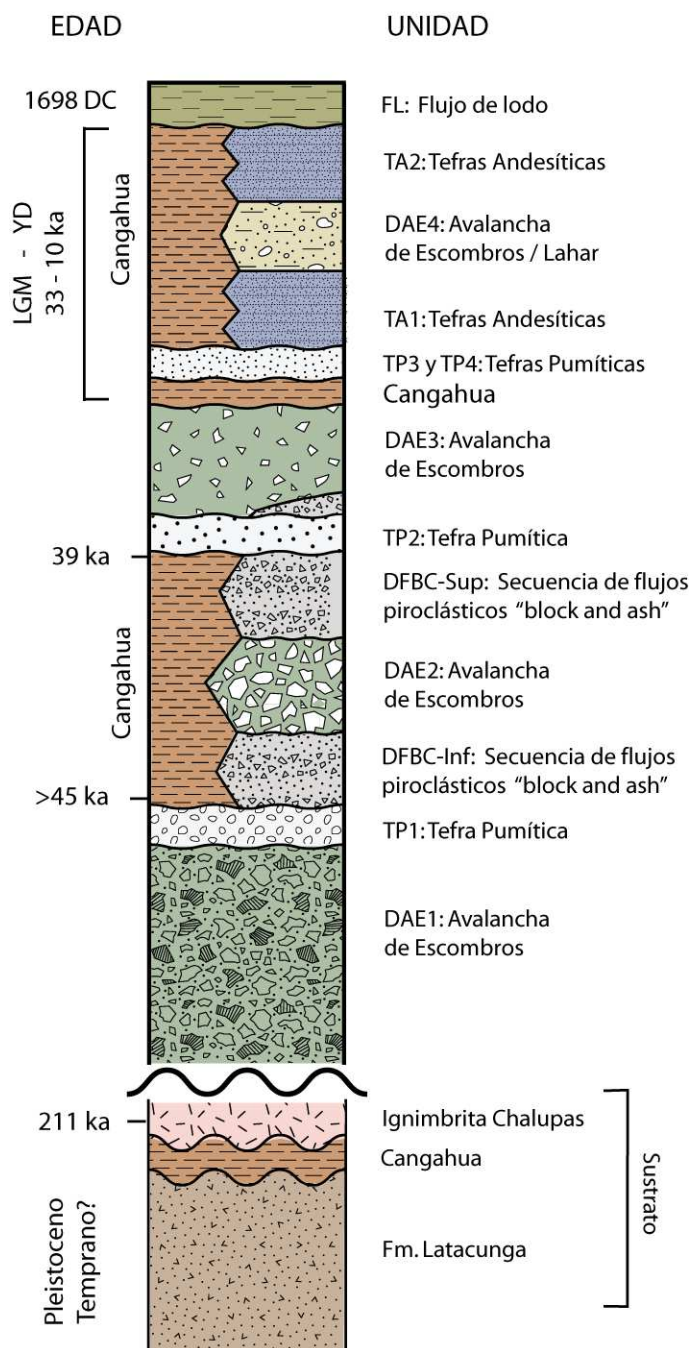


Figura 6.3 Columna estratigráfica regional donde se observan los depósitos estudiados en esta investigación. La columna es esquemática y no está a escala.

Durante el Pleistoceno se depositaron los sedimentos volcánico-clásticos, fluviales y lacustres de la Fm. Latacunga en la cuenca Latacunga – Ambato, rellenando el Valle Interandino.

Samaniego et al. (2012) publicaron cuatro edades de flujos lávicos del Carihuairazo en sus flancos occidental y suroriental, sugiriendo una etapa temprana de su edificio durante el Pleistoceno Tardío, comprendida entre 205 y 230 ka, aunque es probable que su nacimiento haya empezado antes. Por el contrario, no se conocen edades del volcán Huisla que permitan estimar el inicio de su actividad. Posteriormente, hace 211 ka el volcán Chalupas experimentó una erupción muy explosiva, depositando 100 km^3 de potentes flujos piroclásticos de ceniza y pómez riolítica, a lo largo del Valle Interandino, que alcanzaron latitudes cercanas a la actual ciudad de Riobamba hacia el sur del volcán (Beate, 1985; Beate et al., 2006).

Debido a que solamente se obtuvo una edad absoluta a la base de la capa TP2 (~39 ka), las siguientes descripciones estarán referidas a esta edad.

Entre 211 ka y 39 ka ocurrieron varios fenómenos volcánicos importantes en la región, tanto del Carihuairazo como del Huisla. El más antiguo de ellos corresponde a un colapso estructural del flanco nororiental del Carihuairazo, que originó una avalancha de escombros (DAE1) que se movilizó hacia el NE con un volumen cercano a los 4 km^3 y cuyos depósitos afloran en la cuenca de Ambato. El flujo se movilizó y se expandió sobre una superficie erosionada, pero suavizada, conformada por la ignimbrita Chalupas, aunque en regiones más occidentales la avalancha se depositó sobre el relleno sedimentario de la cuenca (Fm. Latacunga). Otro evento corresponde a una erupción pliniana del volcán Huisla que ocurrió luego del deslizamiento DAE1 del Carihuairazo, donde ambos eventos están separados temporalmente por un período desconocido. La erupción tuvo un VEI = 5 y produjo un depósito de caída de pómez riolítica (TP1) con más de $1,2 \text{ km}^3$ de piroclastos que cubrió una zona muy extensa en dirección de Ambato. Esta erupción tuvo que haber generado un flujo ignimbrítico asociado a la fuerte caída de tefra, sin embargo en la región de Ambato no existe tal depósito, lo cual sugiere que la ignimbrita asociada viajó hacia el lado oriental del volcán Huisla.

Luego de la erupción pliniana del Huisla (TP1) ocurrieron múltiples colapsos gravitacionales de domos que dieron origen a una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos del tipo "Block and Ash" (DFBC-Inferior), formando un abanico al Suroccidente de Ambato donde actualmente están asentadas otras poblaciones como Santa Rosa y Juan B. Vela. Un problema que todavía no está resuelto es el origen de estos flujos piroclásticos, aunque la pendiente del terreno apunta al flanco Norte del Carihuairazo. Sobre este paquete de flujos piroclásticos se depositó una segunda avalancha de escombros (DAE2) que también se movilizó hacia el NE, pero su alcance no fue tan grande como el DAE1 debido a que su volumen fue mucho menor, con un valor mínimo estimado de $0,6 \text{ km}^3$. Las observaciones de campo apuntan al flanco NE del Carihuairazo como fuente del DAE2. En esta misma zona existe otra secuencia de depósitos de flujos piroclásticos del tipo "Block and Ash" (DFBC-Superior) sobre el DAE2, lo cual implica una nueva etapa de crecimiento y destrucción de domos. Tampoco se conoce la fuente de estos depósitos, pero quizá se trata de la misma fuente de la secuencia inferior. De manera contemporánea a la formación de la secuencia DFBC-Superior ocurrió otra erupción explosiva de carácter pliniana en el volcán Huisla (TP2). La erupción generó un depósito de caída de pómez riódacítica que también afectó a toda la región y que fue datada en 39 ka. Esta tefra TP2 está intercalada entre los flujos piroclásticos DFBC-Superior en la cantera San Vicente y por lo tanto se sospecha que la edad de DFBC-Superior bordea los 39 ka.

En la región Oriental de Ambato no se depositó ninguna de las secuencias de flujos piroclásticos ni el DAE2, pero su posición estratigráfica entre las capas TP1 y TP2 la ocupa una capa de Cangahua de 1,5 m de espesor.

Debido a que no se pudo datar ningún depósito más joven que la tefra TP2, las edades de estos depósitos serán referidas como más jóvenes que 39 ka.

Después de haberse generado la secuencia DFBC-Sup, ocurrió un tercer deslizamiento volcánico que depositó la avalancha de escombros DAE3 sobre la región de Ambato. El depósito formó un abanico con un volumen estimado de $\sim 1 \text{ km}^3$. Al igual que con los DAE anteriores, la fuente del deslizamiento parece estar localizada en el flanco NE del Carihuairazo.

Después de un lapso de tiempo desconocido, desde el origen del DAE3, el volcán Huisla experimentó nuevos períodos eruptivos subplinianos que produjeron tres capas de caída dacíticas (TP3, TP4a y TP4c) que tuvieron índices de explosividad (VEI) de nivel 4. En varios afloramientos cercanos a Ambato se observó un contacto erosivo entre el DAE3 y estas tefras. La edad sugerida para estas tefras es un período más joven que 39 ka pero más antiguo que la glaciación LGM.

Según Claperton (1990), es probable que entre 18 ka – 14 ka haya empezado a formarse el volcán Puñalica sobre el flanco Oriental del Carihuairazo. Este autor reportó que en el valle Pachanlica existen tefras del Puñalica que están cubriendo a morrenas del período LGM (30-18 ka), pero que están ausentes sobre morrenas más jóvenes del período YD (14-10 ka). También mencionó que en el fondo del mismo valle hay un flujo de lava del Puñalica que presenta rasgos de erosión glaciaria como rocas pulidas y estriadas. En base de estas observaciones, Claperton (1990) concluyó que la actividad del Puñalica, tanto explosiva como efusiva, ocurrió entre 18 y 14 ka.

Por otra parte, hacia el Sur y el Suroccidente de Ambato aflora una secuencia de numerosos niveles de caídas piroclásticas andesíticas de bajo contenido de sílice cuyo origen y edades no fueron determinados en esta investigación, sin embargo en base de las características litológicas y geoquímicas de unos cuantos depósitos se sospecha que los volcanes Puñalica, Huisla y Chimborazo pueden ser los centros de emisión de estas tefras. Esta secuencia fue contemporánea con la depositación de la Cangahua, y probablemente, varios de estos niveles también pueden ser contemporáneos con la formación del volcán Puñalica. Un detalle importante por mencionar es que entre el conjunto de las tefras andesíticas existe un depósito de brecha volcánica (DAE4) que presenta características litológicas tanto de una avalancha de escombros como de un lahar, por lo cual se infiere que otro deslizamiento volcánico ocurrió en algún sector del flanco Nororiental del Carihuairazo y que la masa removida interactuó con agua lo cual le proporcionó mayor movilidad al flujo.

Por último, el 20 de junio de 1698 AD ocurrió un sismo de intensidad X en la escala de Mercalli cuyo epicentro fue localizado cerca del Carihuairazo, provocando deslizamientos y derrumbes del suelo de páramo en las cabeceras de todas las quebradas del volcán y de otros cerros vecinos. El suelo de páramo estaba saturado de agua en el momento del sismo lo cual dio origen a potentes flujos de lodo y escombros que descendieron por los drenajes del Carihuairazo y llegaron hasta los cauces de los ríos Ambato y Pachanlica. Estos flujos terminaron de aniquilar a las poblaciones cercanas que sobrevivieron al terremoto precedente. El depósito del flujo de lodo representa la unidad estratigráfica más joven de la zona de estudio.

6.3 CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE EL IMPACTO DE LAS ERUPCIONES VOLCÁNICAS ACONTECIDAS EN LA REGIÓN

Este trabajo demuestra que en el pasado geológico reciente han ocurrido varias erupciones catastróficas alrededor de Ambato y que se originaron en distintas fuentes volcánicas. A continuación se discutirá brevemente acerca de las implicaciones relacionadas al alcance y al impacto que podrían producir eventos similares.

6.3.1 Avalanchas de escombros

Como se definió en el Capítulo 3, las avalanchas de escombros son fenómenos muy violentos y destructivos. Los volúmenes involucrados en los deslizamientos volcánicos ($\geq 0,1 \text{ km}^3$) y la movilidad que presentan durante su transporte son parámetros que proporcionan un alto grado de amenaza a las zonas aledañas al volcán. Las avalanchas de escombros pueden viajar grandes distancias y pueden enterrar superficies extensas, alterando la topografía preexistente y superando barreras naturales de varios cientos de metros fácilmente (Tilling, 1993).

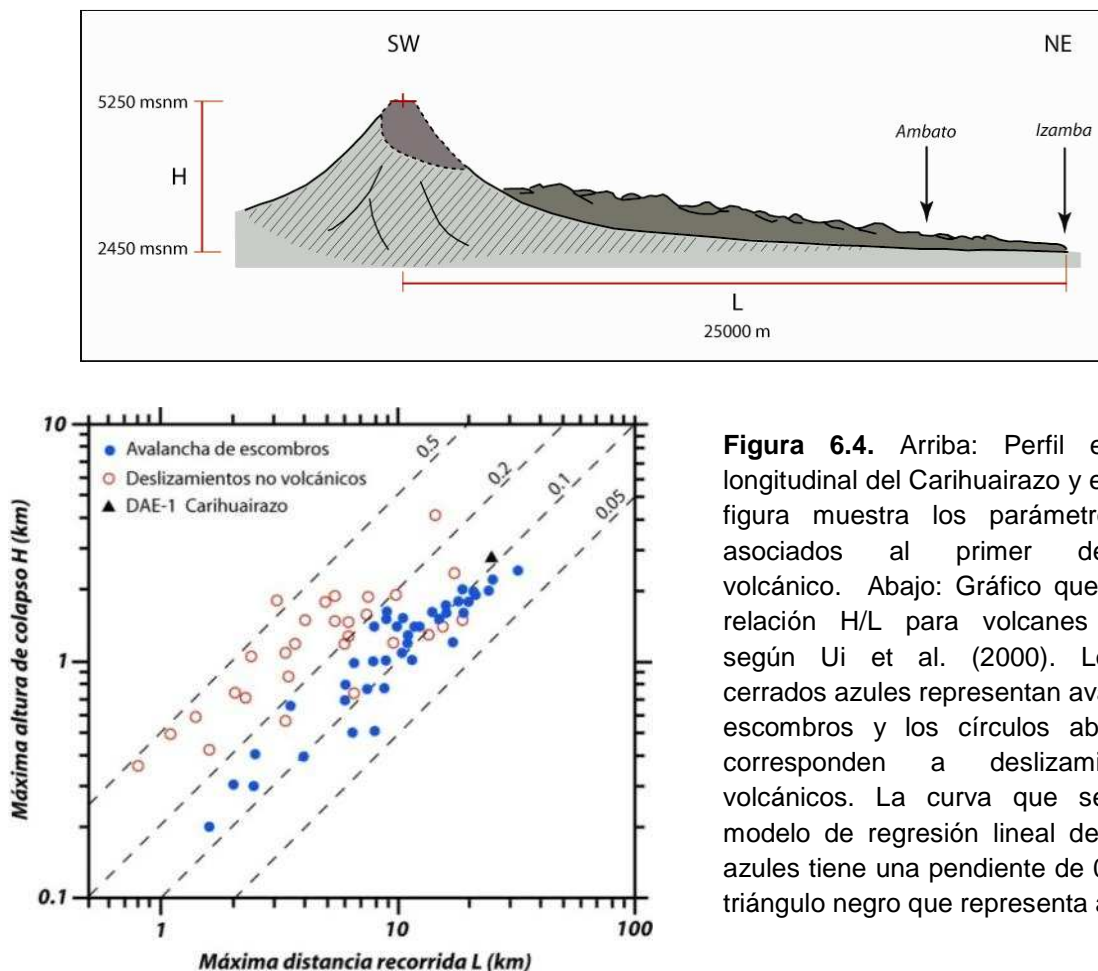


Figura 6.4. Arriba: Perfil esquemático longitudinal del Carihuairazo y el DAE-1. La figura muestra los parámetros H y L asociados al primer deslizamiento volcánico. Abajo: Gráfico que muestra la relación H/L para volcanes japoneses, según Ui et al. (2000). Los círculos cerrados azules representan avalanchas de escombros y los círculos abiertos rojos corresponden a deslizamientos no volcánicos. La curva que se ajusta al modelo de regresión lineal de los puntos azules tiene una pendiente de 0,1. Notar el triángulo negro que representa al DAE-1.

Según Ui et al., (2000), un factor que controla la movilidad de las avalanchas es el coeficiente de fricción aparente (H/L) durante el deslizamiento. El valor H representa la diferencia de alturas entre el punto máximo del colapso y el frente del depósito, mientras que L corresponde a la distancia máxima recorrida por la avalancha. Estos autores reportan que para avalanchas de escombros en Japón, el coeficiente H/L varía en un rango de 0,2 a 0,06. (Figura 6.3).

Para el caso del primer deslizamiento del volcán Carihuairazo (DAE-1) se obtuvo un valor H/L de 0,112. Este valor fue obtenido a partir de las alturas de la cumbre del cono reconstruido (5250 msnm) y del punto más alejado del depósito (2450 msnm) que recorrió una distancia L de 25000 m, hasta Izamba (Figura 6.3).

No obstante, algunos investigadores (Schuster and Crandell, 1984; Siebert et al., 1987; Crandell, 1989) reportaron diferentes valores del coeficiente H/L para varias avalanchas alrededor del mundo. Con estos coeficientes se puede predecir la distancia L en volcanes susceptibles a sufrir colapsos estructurales de sus edificios. En nuestro caso, como se tienen buenas medidas y/o estimaciones de L se realizó el ejercicio inverso, es decir, calcular las alturas de colapso.

Avalancha Carihuairazo	Volumen estimado (km^3)	Longitud L (km)	Schuster and Crandell (1984)				Siebert et al. (1987)	
			$H/L = 0,075$		$H/L = 0,09$		$H/L = 0,13$	
			H (m)	$H_{\text{máx}}$ (msnm)	H (m)	$H_{\text{máx}}$ (msnm)	H (m)	$H_{\text{máx}}$ (msnm)
DAE-2	0,61	17	1275	3875	1530	4130	2210	4810
DAE-3	1,04	23	1725	4325	2070	4670	2990	5590
DAE-4	0,13	21	1575	4175	1890	4490	2730	5330

Tabla 6.1. Estimaciones de las alturas máximas de colapso ($H_{\text{máx}}$) de las avalanchas de escombros del volcán Carihuairazo utilizando diferentes valores de H/L reportados en la literatura.

Utilizando diferentes valores de H/L se pudo calcular distintas alturas máximas de colapso para las tres avalanchas del Carihuairazo (DAE-2, DAE-3 y DAE-4), obteniendo resultados muy variables (Tabla 6.1). Sin embargo, se llegó a la conclusión que el coeficiente $H/L = 0,075$ (según Schuster and Crandell, 1984) arrojó valores de $H_{\text{máx}}$ que podrían ajustarse mejor con la topografía actual y además serían coherentes con la altitud estimada del edificio pre-DAE1. El objetivo de este ejercicio fue proporcionar una herramienta que ayude a identificar zonas con características topográficas (altitudes) similares en el Carihuairazo que sean susceptibles de colapsar actualmente, aunque se debe tomar en cuenta otros factores como zonas debilitadas por alteración hidrotermal, pendientes abruptas, etc. (ver Capítulo 3).

Esta tarea involucra un análisis más detallado del riesgo volcánico donde también se debe tomar en cuenta la ocurrencia de lluvias intensas, la sismicidad regional, la presencia de poblaciones y obras civiles cercanas entre los elementos

más importantes. No obstante, es fundamental señalar que una avalancha de escombros, similar en magnitud y tamaño a aquellas estudiadas en este trabajo, tiene una baja probabilidad de ocurrencia, aunque deslizamientos o caídas de rocas con volúmenes $< 0,2 \text{ km}^3$ podrían generarse en el futuro.

6.3.2 Caídas piroclásticas

Las caídas piroclásticas han sido fenómenos volcánicos muy frecuentes en la región. Sus depósitos están asociados a erupciones explosivas de diferentes volcanes y algunas de ellas fueron devastadoras para el ecosistema de la época.

Las caídas de tefra constituyen el producto volcánico de mayor distribución y afectación, sobretodo en erupciones grandes donde superficies entre 10^3 y 10^4 km^2 pueden quedar enterradas por capas de tefra de varios centímetros (Tilling, 1993).

Las caídas de tefra y proyectiles balísticos representan un mayor grado de peligro a medida que disminuye la distancia hacia el centro de emisión. Este producto volcánico amenaza directamente la vida de personas, animales y vegetación, y de igual manera provoca daños importantes en obras civiles y maquinaria industrial o de transporte, sobretodo aéreo. La afectación se puede producir por: la energía cinética de los fragmentos que caen, el peso acumulado en las capas de piroclastos, la suspensión de partículas finas en el agua o en el aire que pueden ser inhaladas, provocando afectaciones respiratorias.

En el Capítulo 4 se presentaron mapas de distribución de las caídas pumíticas del volcán Huisla (TP-1, TP-3, TP-4a, TP-4B) que afectaron la región de Ambato en el Pleistoceno Tardío. En el hipotético caso de una reactivación de este volcán, es muy probable que experimente una erupción similar ($VEI \geq 4$) y probablemente varias de menores magnitudes, que en todo caso afectarían a poblaciones aledañas como los cantones Quero, Pelileo, Cevallos, Tisaleo, Mocha y Ambato. Los suelos dedicados a la agricultura serían enterrados y los cultivos destruidos, la acumulación de tefra en techos provocaría su colapso, los animales morirían por inanición o por asfixia, etc.

Por lo tanto, una zonificación de los peligros volcánicos asociados a caídas de tefra en la región en cuestión, implica realizar estudios más detallados de los volcanes cuaternarios cercanos y elaborar mapas de peligros volcánicos de los centros eruptivos que sean identificados como de mayor riesgo.

6.3.3 Flujos de lodo y escombros

Vásconez (2006) y Vásconez et al. (2011) reportaron las causas, el desarrollo y las características sedimentológicas de potentes flujos de lodo que fueron disparados por un terremoto de intensidad X en la escala MKS en las cercanías del volcán Carihuairazo, que ocurrió el 20 de Junio de 1698. El violento movimiento telúrico provocó deslaves del suelo de páramo que estaba saturado con agua meteórica y rápidamente se transformaron en flujos que descendieron por los principales drenajes del volcán. Junto con el sismo precedente, estos flujos fueron devastadores para la región, aniquilando miles de vidas humanas en poblaciones como Tisaleo, Mocha, Patate y Ambato.

Las condiciones actuales del Carihuairazo y otros cerros cercanos (Puñalica, Huisla) son similares a aquellas que precedieron el terremoto mencionado anteriormente. La topografía muestra laderas con pendientes de 20°-30° donde se han desarrollado suelos de páramo que pueden tener espesores mayores a 3 metros. Adicionalmente, en un apartado anterior de este capítulo ya se mencionó que la región de Ambato ha sido afectada históricamente por varios terremotos catastróficos, demostrando que la actividad sísmica es frecuente y representa un riesgo alto.

Con estos antecedentes, Vásconez et al. (2011) plantean que eventos como los ocurridos el 20 de Junio de 1698 pueden repetirse nuevamente, pero el impacto en esta ocasión sería más trágico debido al mayor número de poblaciones y personas que habitan cerca de los drenajes por donde se movilizarían los flujos incrementando de esta manera el riesgo. Pero estos autores también mencionan que no es necesario que ocurra un sismo fuerte para generar los deslizamientos de las laderas de páramo, sino que es suficiente la

presencia de lluvias intensas y prolongadas sobre los cerros para que se origine este tipo de fenómeno.

El trabajo de Vásconez et al. (2011) pone en evidencia que los suelos del páramo andino pueden sufrir deslizamientos similares, sobretodo en laderas deforestadas sin una cobertura vegetal que proteja los suelos.

Por lo expuesto anteriormente, es muy necesario tomar en cuenta eventos como estos para una adecuada planificación y ordenamiento territorial, así como para una adecuada gestión del riesgo natural en las poblaciones que estarían potencialmente amenazadas.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 CONCLUSIONES

Durante el desarrollo de esta investigación se comprobó que los cantones Tisaleo, Ambato, Cevallos, Pelileo, Quero y Mocha están asentados sobre depósitos volcánicos cuya dinámica de transporte y depositación es altamente destructiva. Entre los depósitos reconocidos en la región están los siguientes: avalanchas de escombros volcánicos, caídas piroclásticas de erupciones plinianas y subplinianas, flujos piroclásticos por colapsos gravitacionales de domos de lava y potentes flujos de lodo y escombros.

Se pudo definir la estratigrafía de los depósitos volcánicos que afloran en la región Sur de Ambato y su historia geológica durante el final del Pleistoceno Tardío. Para cumplir estos objetivos fueron necesarios numerosos levantamientos estratigráficos (más de 60 afloramientos), así como las caracterizaciones litológicas, petrográficas y geoquímicas de los depósitos observados y la cartografía geológica correspondiente.

Toda la información obtenida en este trabajo sirve para determinar el grado de riesgo geológico, especialmente riesgo volcánico y sísmico, al que está sometida la zona de Ambato. Otra utilidad importante que resultó de esta investigación es que la estratigrafía definida podrá ayudar en la exploración de recursos hídricos y de materiales de construcción.

Cuatro depósitos de avalanchas de escombros (DAE) que provienen del flanco Nororiental del volcán Carihuairazo fueron identificados en la región estudiada. Asimismo, se pudo determinar que cuatro capas de potentes caídas piroclásticas pumíticas (TP) fueron generadas en el volcán Huisla y debido a que

están alternadas entre los depósitos de avalanchas, son excelentes capas guía que ayudan a discriminar cada DAE. Algunas canteras que están ubicadas directamente al occidente de Ambato permitieron distinguir dos secuencias de flujos piroclásticos del tipo "Block and Ash" (DFBC), cuyo origen específico no pudo ser determinado, pero que la pendiente del terreno por donde se movilizaron apuntan al flanco Norte del Carihuairazo como la zona donde se generaron.

El sustrato donde se depositaron los productos volcánicos mencionados en el párrafo anterior está conformado por terrenos de origen volcano-sedimentario y volcánico. El primero de ellos corresponde a la Formación Latacunga que consiste de unidades de ambientes fluviales, lacustres y volcánicos, cuya edad fue definida en el Pleistoceno Temprano y forman parte del relleno de la cuenca de Ambato (Lavenu et al., 1992). La unidad más joven del sustrato comprende el depósito ignimbrítico de Chalupas que fue generado en una erupción gigantesca hace 211000 a AP (Beate et al., 2006).

La identificación morfológica de la cicatriz de una avalancha, propuesta en este trabajo, fue complicada debido a la fuerte erosión glacial que sufrió el Carihuairazo durante el Pleistoceno. Sin embargo, el trazo propuesto de esta cicatriz tiene una forma de "U", con una abertura de ~2,5 km hacia el ENE. Las características de la cicatriz (dimensiones, forma y dirección de abertura) sugieren que una avalancha de escombros voluminosa fue generada y que viajó en dirección de Ambato. De los cuatro DAE's reconocidos en esta zona, el que presenta mayor volumen es el DAE1.

Los cuatro depósitos de avalanchas de escombros, del más antiguo al más reciente, fueron denominados DAE1, DAE2, DAE3 y DAE4. Los deslizamientos que dieron origen a los dos primeros (DAE1 y DAE2) ocurrieron entre 211 y 39 ka, mientras que los deslizamientos causantes de los depósitos más jóvenes (DAE3 Y DAE4) sucedieron entre 39 y ~20-15 ka. Los volúmenes estimados para estos depósitos son variables y con un patrón descendente, así, se calcularon valores de 4 km³ para el DAE1, 0.6 km³ para el DAE2 (es un volumen mínimo debido a la escasez de afloramientos), 1.0 km³ para el DAE3 y 0.1 km³ para el DAE4. Estos valores no representan volúmenes exactos, debido a las incertidumbres acerca de

sus espesores y de su distribución en el terreno, pero permiten tener alguna idea acerca de su magnitud.

Las rocas involucradas en los cuatro DAE no presentan cambios petrográficos importantes, y de manera general se identificaron andesitas piroxénicas, andesitas anfibólicas y pocas dacitas anfibólicas, aunque andesitas alteradas por oxidación y por actividad hidrotermal también forman parte de los diferentes depósitos, especialmente en el DAE1 y en el DAE4. Comparaciones macro y microscópicas permitieron notar semejanzas con las rocas que conforman el flanco NE del Carihuairazo, lo cual es un argumento para definir su origen en este centro de emisión (ver secciones 5.1 y 5.3).

El comportamiento químico en los diagramas de variación, para elementos mayores y trazas, de las rocas de los DAE, conforman un grupo muy homogéneo con las rocas del Carihuairazo y de los flujos piroclásticos estudiados. En el diagrama de clasificación de rocas volcánicas de Peccerillo & Taylor (1976), éste grupo químico cae en el campo de las andesitas, formando una serie magmática calco-alcalina de medio potasio K_2O . Esta correlación confirma la hipótesis que los deslizamientos que provocaron las avalanchas se originaron en este volcán, así como los flujos del tipo “block and ash” de las secuencias Casigana y Chibuleo.

Entre las causas más importantes que pudieron favorecer y/o generar los grandes deslizamientos volcánicos en el Carihuairazo están: *i)* actividad sismo-tectónica cercana al volcán, la evidencia para este factor radica en que Ambato está ubicada en una zona de alta actividad sísmica, donde concho terremotos con intensidades mayores que VIII ocurrieron en tiempos históricos; *ii)* relieve e inclinación de la base del volcán, el Carihuairazo creció sobre el flanco oriental de la Cordillera Occidental, lo cual pudo favorecer que los deslizamientos ocurrieran en el flanco NE del edificio y que las avalanchas d escombros generadas viajen en la misma dirección; *iii)* cobertura glaciaria, erosión y grado de alteración hidrotermal, el Carihuairazo estuvo sometido a fuertes y prolongados períodos de erosión glaciaria durante el Pleistoceno Tardío, lo cual pudo debilitar internamente la estructura del edificio, además en los DAE existen facies de bloques de lavas alteradas hidrotermalmente; y *iv)* intrusión somera de nuevo magma, este factor

probablemente no participó en la generación de los deslizamientos, pero es probable que indirectamente haya tenido alguna influencia como lo explica Belousov et al. (1999) para el caso de los múltiples deslizamientos del volcán Shiveluch, en Rusia.

El volcán Huisla experimentó cinco erupciones muy violentas, del tipo pliniano y subpliniano, con índices de explosividad (VEI) que oscilan entre los niveles 4 y 5. Los depósitos resultantes fueron caídas piroclásticas de pómez y fragmentos líticos del basamento y del conducto magmático. Los depósitos, de más antiguo a más reciente, son: TP1, TP2, TP3, TP4a y TP4c. La edad del nivel TP1 es mayor que 45 ka pero más joven que el DAE1, el TP2 tiene una edad de 39 ka y forma parte de la secuencia DFBC-Superior, las tefras TP3, TP4a y TP4c son más jóvenes que 39 ka y quizá son mayores que ~30 ka (período glacial LGM). Los volúmenes estimados en base de sus isópacas (según el método de Pyle, 1989) tienen los siguientes valores: 1.2 km^3 para el depósito TP1, 0.2 km^3 para la tefra TP3, 0.6 km^3 para la capa TP4a y 0.1 km^3 para el nivel TP4c. Estos mapas de isópacas también permitieron identificar al volcán Huisla como su centro de emisión.

La geoquímica de las tefras también demuestra la relación genética entre las tefras pumíticas y el volcán Huisla. En todos los diagramas de variación, las tefras pumíticas (TP) forman una misma serie magmática con rocas que conforman el edificio volcánico del Huisla y con rocas de su DAE, que fueron caracterizadas por Bustillos (2008). Las tefras tienen composiciones químicas que varían entre riolíticas (TP1) y dacíticas (TP2, TP3 y TP4) y es claro que el contenido de sílice disminuye en las tefras más jóvenes.

Se determinó que el basamento del volcán Huisla, el cual está ubicado al interior del Valle Interandino (VI), consiste de rocas metamórficas de los terrenos Guamote y/o Alao (Litherland et al., 1994). La principal evidencia que sustenta esta hipótesis son los xenolitos de esquistos verdes, esquistos de grafito y pizarras negras que fueron encontrados en el depósito de la tefra TP-1, por lo tanto se puede inferir que el basamento metamórfico se extiende por debajo del (VI) al menos hasta la ubicación del cantón Quero. Sin embargo, el basamento del VI puede ser mucho más complejo. Aún así, un trazo del contacto entre los

basamentos de las cordilleras Real y Occidental, debajo del VI, fue inferido en el corte del mapa geológico presentado en la sección de los Anexos.

Una potente secuencia de tefras andesíticas se formó posteriormente a las erupciones del Huisla que originaron las capas TP3 y TP4. Algunos de estos niveles de tefras andesíticas tienen tamaños de piroclastos que sugieren que sus posibles centros de emisión son los volcanes Puñalica, Huisla o Chimborazo. Análisis químicos de algunas capas de esta secuencia muestran afinidades con estos centros volcánicos.

Recientemente, en tiempos coloniales (20 de Junio de 1698) ocurrió un sismo de intensidad X en la escala de Mercalli muy cerca del volcán Carihuairazo y provocó múltiples deslizamientos del suelo de páramo en este volcán y en los cerros aledaños. El suelo estuvo saturado de agua meteórica, lo cual contribuyó a generar potentes flujos de lodo y escombros que fluyeron por los drenajes del volcán, y que al llegar a los ríos Ambato y Pachanlica, destruyeron poblaciones ya devastadas por el terremoto precedente. El depósito que dejó este fenómeno es indicativo del tope estratigráfico en la región y aflora en los valles de los principales drenajes que nacen en las zonas más altas del Carihuairazo.

Los resultados de esta investigación ponen en evidencia que los volcanes Carihuairazo y Huisla tuvieron historias evolutivas muy complejas, donde etapas de construcción y destrucción de su edificio fueron comunes a lo largo de su desarrollo en el caso del primero de ellos, así como recurrentes erupciones explosivas plinianas para el caso del Huisla. Ambos tipos de fenómenos volcánicos resultaron ser de gran impacto y de extensa distribución en la región de Ambato.

7.2 RECOMENDACIONES

Es muy importante definir la historia geológica de los volcanes Carihuairazo y Huisla, para ello es necesario elaborar la cartografía geológica detallada de sus edificios y se debe intentar obtener edades radiométricas absolutas de sus unidades. Para el caso del volcán Carihuairazo, esta información facilitará las

correlaciones entre las diferentes unidades del edificio con los depósitos distales estudiados en este trabajo, como los cuatro DAE's y los flujos piroclásticos "block and ash" de todas las secuencias reconocidas.

Hay que mejorar la cartografía de tales depósitos distales del Carihuairazo (DAE's, DFBC), y para ello se tiene que encontrar nuevos afloramientos que permitan definir con mejor detalle su distribución espacial y su variación de espesores. Esto servirá para poder cuantificar con mayor exactitud sus volúmenes. Otra fuente de información que no se tomó en cuenta en este trabajo consiste en los registros de perforación de pozos que debieron efectuarse durante exploraciones de recursos hídricos en la región. Estos registros pueden brindar datos excelentes en zonas donde no existen afloramientos, especialmente en zonas urbanizadas.

Sería muy importante realizar medidas de la densidad de los DAE del Carihuairazo, así como de las rocas que conforman el edificio en cada etapa pre-deslizamiento. Con esta información, y con volúmenes mejor definidos de los DAE, se pueden calcular los volúmenes DRE (dense rock equivalent) de cada uno de ellos. Adicionalmente, si se tiene un mejor control cronológico se podrían calcular tasas eruptivas para cada fase de construcción y de reconstrucción del edificio.

Es muy conveniente que se realicen estudios sedimentológicos en los depósitos de avalanchas de escombros, como análisis granulométricos de la facies de mezcla y análisis de las estructuras internas. Los resultados de estos estudios servirán para entender mejor los procesos dinámicos de transporte y deposición de las avalanchas de escombros y su relación con los sustratos por donde se movilizaron. Adicionalmente, este trabajo podrá ser complementado si se realiza una cartografía, con mejor nivel de detalle, de la morfología de los DAE y de las diferentes facies litológicas involucradas.

Se debe buscar minuciosamente, y encontrar, material que pueda ser sometido a métodos de datación, como restos vegetales o materia orgánica carbonizada, dentro de cada depósito o en algún paleosuelo a la base tanto de los depósitos de avalanchas como de los flujos piroclásticos. Si se consigue obtener

edades absolutas de los depósitos, se podrá definir mejor la estratigrafía y por tanto la historia geológica de la región de Ambato, con lo cual también se podrán conocer las tasas de recurrencia de los deslizamientos en el Carihuirazo y de las erupciones plinianas en el Huisla.

Es necesario investigar con mejor detalle el depósito de avalancha que aflora en el valle del río Pataló debido a que aún existe la incertidumbre acerca de su origen (se trata de un quinto DAE?, o fue generado en el mismo evento que el DAE4?). Además, en la margen izquierda de este drenaje (~3900 msnm) existe un cerro (Torre Huaycu, UTM: 751690, 9848560) con la misma petrografía del DAE-Pataló (andesita piroxénica alterada por hidrotermalismo) y cuya morfología de picos y/o espinas aparentemente está cortando una morrena lateral del período LGM (33-14 ka). Si se comprueba que este cerro es un domo, la relación morfológica con la morrena lateral podría sugerir que su edad es más joven que 14 ka, lo cual implicaría que el Carihuirazo tuvo un período de actividad posiblemente Holocénico, cambiando de esta manera la percepción de amenaza volcánica para la región.

En el mismo contexto, es necesario investigar el origen y el alcance que tuvo el subnivel TP-4b, ya que representa el producto de alguna erupción importante que afectó a la región comprendida entre Tisaleo y Ambato. De la misma manera, es necesario enfocar un estudio para determinar el origen de las tefras andesíticas que afloran al Sur y Suroccidente de Ambato.

Como no formó parte de los objetivos de este trabajo, no se realizó ninguna investigación en el volcán Puñalica. Sin embargo, la morfología de su cono y las relaciones estratigráficas con depósitos glaciares sugieren una edad relativamente joven (≤ 20 ka?). Por esta razón, es necesario que se investigue su historia geológica, así como su estilo y frecuencia eruptiva, para que permita definir si se trató de un centro volcánico monogenético o si se trata de un volcán que podría reactivarse en el futuro, tomando en cuenta que varias poblaciones se encuentran muy cerca de este volcán, entre ellas Mocha.

En base de los resultados presentados en este trabajo, es necesario realizar un análisis y evaluación de los riesgos naturales en la región, porque, a pesar de que los volcanes Carihuairazo, Puñalica, Huisla e incluso el Sagoatoa estén considerados como inactivos, las poblaciones aledañas están amenazadas por otros fenómenos naturales como sismos, deslizamientos no volcánicos, caídas de rocas y potentes flujos de lodo, que han ocurrido en el pasado y que tienen una alta probabilidad de repetirse en el futuro.

REFERENCIAS CITADAS

- Alcaraz, S., Leyrit, H., Robin, C., Eissen, J., Bernard, B., Samaniego, P., & Le Pennec, J. (2003). La avalancha de escombros del complejo volcánico Chimborazo – Ecuador. *Resúmenes de las Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, 53-55.
- Andrade, D. (2002). Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Pululahua. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 189.
- Andrade, D. (2009). The influence of active tectonics on the structural development and flank collapse of Ecuadorian arc volcanoes. *Tesis de Doctorado - UBP (Francia)*, 251.
- Andrade, D., & van Wyk de Vries, B. (2010). Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. *Bulletin of Volcanology*(72), 771-789.
- Aspden, J., & Litherland, M. (1992). The geology and the Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*(205), 187-204.
- Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, R. (2004). *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo* (1ra ed.). Quito: IFEA.
- Barba, D. (2006). Estudio Volcanológico del Complejo Volcánico Chimborazo - Ecuador. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 224.
- Barba, D., Robin, C., Samaniego, P., & Eissen, J.-P. (2008). Holocene recurrent explosive activity at Chimborazo volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 27-35.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., & Navarro, J. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(1), 1-14.
- Barragán, R., Ramírez, F., & Rodas, J. (1998). Evidence of an intra-plate "hot-spot" under the Ecuadorian Oriente Basin during the Cretaceous tectonic evolution. *Memorias del VI Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Submarinas*, (págs. 99-104). Bogotá, Colombia.
- Beate, B. (1985). El flujo piroclástico de Chalupas como causante de un desastre natural en el Cuaternario de los Andes septentrionales del Ecuador. *Primer Simposio Latinoamericano sobre Desastres Naturales. INECEL – Proyecto Geotérmico*, 21-27.
- 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.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E., & Eissen, J. (2001). Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*(192), 561-570.
- Belousov, A. (1995). The Shiveluch volcanic eruption of 12 November 1964 - Explosive eruption provoked by failure of the edifice. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(66), 357-365.

- Belousov, A., Belousova, M., & Voight, B. (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bulletin of Volcanology*(61), 324-342.
- Bernard, B. (2008a). Étude de des dépôts déavalanches de débris volcaniques: analyse sédimentologique déxemples naturels et identification des mécanismes de mise en place. *Tesis de Doctorado - Université Blaise Pascal (Francia)*, 293.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., & Leyrit, H. (2009). Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their re-worked products: the Perrier sequence (French Massif Central). *Bulletin of Volcanology*, 16.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S., & Samaniego, P. (2008b). The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit characteristics as evidence of emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 36-43.
- Bigazzi, G., Coltelli, M., Hadler Neto, J., & Osorio, A. (1997). Provenance studies of obsidian artefacts using the Fission-Track analysis in South America: an overview. *49 Congreso Internacional de Americanistas ARQ14*, (págs. 1-16).
- Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M., Monzier, M., Hall, M., & Cotten, J. (2003a). Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*(205), 123-138.
- Bustillos, J. (2008). Las avalanchas de escombros en el sector del volcán Tungurahua. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 151.
- Bustillos, J. (2010). Transición del estilo eruptivo durante las erupciones andesíticas en sistema abierto: Contribución al estudio de los depósitos de ceniza del volcán Tungurahua. *Tesis de Master2 SGT PREFALC - UN (Francia)*, 111.
- Capra, L., Macías, J., Scott, K., Abrams, M., & Garduño, V. (2002). Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - Behavior and implications for hazzard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(113), 81-110.
- Carrasco-Nuñez, G., Díaz-Castellón, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M., & Rodríguez, S. (2006). Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: The role of sloping substrate and implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(158), 151-176.
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J., & Rose, W. (1993). A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, México: implications for hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(59), 35-46.
- Cas, R., & Wright, J. (1988). *Volcanic successions (Modern and Ancient). A Geological Approach to Processes Products and Successions* (First ed.). Londres: pp. 528.
- Cashman, K., Sturtevan, B., Papale, P., & Navon, O. (2000). Magmatic Fragmentation. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 421-430). USA: Acedemic Press.
- Castroviejo, R. (1998). *Fundamentos de Petrografía* (Primera ed.). Madrid: Un. Politécnica de Madrid, 119 p.

- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R., & Sbrana, A. (2000). Plinian and subplinian eruptions. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 477-494). USA: Academic Press.
- Clapperton, C. (1983). The glaciation of the Andes. *Quaternary Science Reviews*(2), 81-155.
- Clapperton, C. (1987). Maximal extent of late Wisconsin glaciation in the Ecuadorian Andes. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 5, 165-179.
- Clapperton, C. (1990). Glacial and geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif, Ecuadorian Andes. *Transactions of the Royal Society of Edimburg: Earth Sciences*, Vol. 81, p. 91-116.
- Clapperton, C. (1993). Glacier readvances in the Andes at 12500 – 10000 yr BP: implications for mechanism of Late – glacial climatic change. *Journal of Quaternary Science*, 8, 197 – 215.
- Clapperton, C., & McEwan, C. (1993). The Quaternary Geology and Geomorphology of South America. *Elsevier, Amsterdam*, 779.
- Clapperton, C., & Smyth, M. (1986). Late Quaternary Debris Avalanche at Chimborazo, Ecuador. *Revista CIAF*, 11.
- Clapperton, C., & Vera, R. (1986b). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science*, 1, 45-56.
- Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M., Still, J., Helmens, K., . . . Gemmel, A. (1996). A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*(47), 13-28.
- Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M., Still, J., Helmens, K., . . . Gemmel, A. (1997). A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*(47), 13-28.
- Clavero, J., Sparks, R., Huppert, H., & Dade, W. (2002). Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*(64), 40-54.
- Clavero, J., Sparks, R., Huppert, H., & Dade, W. (2002). Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*(64), 40-54.
- Collot, J., Agudelo, W., Ribodetti, A., & Marcaillou, B. (2008b). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador - south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research*, 113, 19.
- Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., . . . Pazmiño, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la cordillera de Carnegie. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*(PSE-001), 29-56.
- Cosma, L., La Pierre, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., . . . Gabrielle, P. (1998). Pétrographie et géochimie des unités magmatiques de la Cordillère occidentale d'Equateur (0°30' S): implicaciones tectónicas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(6), 739-751.
- Crandell, D. (1989). Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris avalanche hazard zonification. *US Geological Survey Bulletin* 1861, 33.

- Daly, M. (1989). Correlations between Nazca and Farallon plates, kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4), 769-790.
- Duque, P. (2000). *Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador* (Primera ed.). Quito: Flores.
- Eguez, A. (1986). Evolution cénozoïque de la Cordillère occidentale septentrionale d'Equateur (0° 15' S - 1° 10'S): les minéralisations associées. *Thèse 3e Cycle, Univ. Paris VI*, 116 pp.
- Egüez, A., & Poma, O. (2001). La cuenca Alamor – Lancones en el contexto geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. *Resúmenes de las IV Jornadas en Ciencias de la Tierra - EPN*.
- Feiniger, T., & Seguin, M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11, 40-44.
- Fink, J., & Anderson, S. (2000). Lava domes and coulees. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 307-319). USA: Academic Press.
- Francis, P. (1993). *Volcanoes: A Planetary Perspective* (First ed.). New York: Clarendon Press, 443 p.
- Freundt, A., Wilson, C., & Carey, S. (2000). Ignimbrites and Block and Ash flow deposits. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 581-599). USA: Academic Press.
- Garrison, J., & Davidson, J. (2003). Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geological Society of America*, 31(6), 565-568.
- Glicken, H. (1991). Sedimentary architecture of large volcanic debris avalanches. En *Sedimentation in Volcanic Settings, Vol. 45* (págs. 99-106). SEPM, Special Publication.
- Glicken, H. (1996). Rockslide debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *Open file report 96-677 - Cascades Volcano Observatory*, 90.
- Goosens, P., & Rose, W. (1973). Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneus Complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 1043-1052.
- Guillier, B., Chatelain, J., Jaillard, E., Yepes, H., Poupinet, G., & Fels, J. (2001). Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28(19), 3749-3752.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270.
- Hall, M., & Beate, B. (1991). El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. En C. d. Ecuador (Ed.), *Estudios de Geografía, Vol. 4* (págs. 5-17). Quito: Corporación Editora Nacional.
- Hall, M., & Mothes, P. (1994). Tefroestratigrafía Holocénica de los Volcanes Principales del Valle Interandino, Ecuador. En C. d. Ecuador (Ed.), *Estudios de Geografía, Vol. 6* (págs. 47-67). Quito: Corporación Editora Nacional.
- Hall, M., & Mothes, P. (2007). The rhyolitic–andesitic eruptive history of Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 1-28.

- Hall, M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., & Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(91), 1–21.
- Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J., & Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 1-6.
- Heine, J. (1993). A reevaluation of the evidence for a Younger Dryas climatic reversal in the Tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*(12), 769-780.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Almeida, E., Chazot, G., Eissen, J., van der Plicht, J., & Hall, M. (2008). Late Pleistocene and Holocene activity of the Atacazo–Ninahuilca Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 16-26.
- Hidalgo, S., Monzier, M., Martin, H., Chazot, G., Eissen, J., & Cotten, J. (2007). Adakitic magmas in the ecuadorian volcanic front: Petrogenesis of the Iliniza Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(4), 366-392.
- Hoffer, G., Eissen, J., Beate, B., Bourdon, E., Fornari, M., & Cotten, J. (2008). Geochemical and petrological constraints on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 107-118.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*(345), 29-48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Eguez, A., Peterson, D., Helg, U., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57, 75-124.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., . . . Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*(57), 75-124.
- Jaillard, E. (1997). *Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Ecuador*. Quito: Convenio ORSTOM - Petroproducción.
- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A., & Bulot, L. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*(12), 51-68.
- Jaillard, E., Ordóñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*(17), 49-58.
- Jaillard, E., Sempere, T., Soler, P., Carlier, G., & Marocco, R. (1995). The role of Tethys in the evolution of the Northern Andes Late Permian and Late Eocene times. En A. Naim (Ed.), *The Ocean Basins and Margins: The Tethys Ocean* (págs. 463-492). New York: Plenum Press.
- Kilian, R. (1987b). The Development of the Chimborazo (6310 m) and the Carihuairazo (5106 m) and others Volcanoes of Ecuador. *Zbl. Geol. Paläony*, p. 955-965.
- Killian, R. (1987b). The Development of the Chimborazo (6310 m), Carihuairazo (5106 m) and other Volcanoes of Ecuador. *Zbl. Geol. Paläony*, 1, 955-965.

- Lavenu, A. (1994). La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador. En C. d. Ecuador (Ed.), *Estudios de Geografía*, Vol. 6 (págs. 5-30). Quito: Corporación Editora Nacional.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from Ecuadorian Andes: Implications for the relationships between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, p. 309-320.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., 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. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3/4), 309-320.
- Lavenu, A., Winter, T., & Dávila, F. (1995). A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophys. J. Int.*(121), 279-300.
- Le Pennec, J., Ruiz, A., Eissen, J., Hall, M., & Fornari, M. (2011). Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene–early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 121-135.
- Lebrat, M., Mégard, F., Dupuy, C., & Dostal, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 569-578.
- Legros, F. (2000). Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(96), 25-32.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The Metamorphic Belts of Ecuador* (First ed.). Keyworth, Nottingham: Overseas Memoir of the British Geological Survey N° 11.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian Subduction System. *AAPG*, 62(12), 2454 – 2477.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*(404), 237-264.
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of eastern Panama basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89(80703), 981-999.
- 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*, 249, 400-414.
- Mackenzie, W., Donaldson, C., & Guilford, C. (1996). *Atlas de rocas ígneas y sus texturas*. Barcelona: Masson.
- Mc Court, W., Duque, P., & Pilatasig, L. (1997). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1° 00' y 2° 00' S*. Quito: CODIGEM - BGS.
- McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. (1993). *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks* (First ed.). Hobart, Tasmania: Tasmanian Government Printing Office.
- Mehl, K., & Schmincke, H. (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche, Gran Canaria, Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(94), 105-134.

- Mellors, R., Waitt, R., & Swanson, A. (1988). Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanches from the dome of Mount Saint Helens volcano, USA. *Bulletin of Volcanology*, 50, 14-25.
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *The Geological Society of America*(204), 1-12.
- Monzier, M., Eissen, J., Cotten, J., Hall, M., Robin, C., & Samaniego, P. (1996). Adakites from Ecuador: Preliminary data. *Third ISAG*, 601-604.
- Monzier, M., Robin, C., Samaniego, P., Hall, M., Cotten, J., Mothes, P., & Arnaud, N. (1990). Sangay volcano, Ecuador: structural development, present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(96), 49-79.
- Mothes, P., & Hall, M. (1994). Revisión de la Historia Glaciar del Ecuador. *Resúmenes de las Terceras Jornadas en Ciencias de la Tierra*, 37-38.
- Mothes, P., & Hall, M. (2008). The plinian fallout associated with Quilotoa's 800 yr BP eruption, Ecuadorian Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(176), 56-69.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., & Farfán, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*(88), 182-192.
- Palmer, B., Alloway, B., & Neall, V. (1991). Volcanic debris avalanche deposits in New Zealand - Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. En *Sedimentation in Volcanic Settings* (págs. 89-98). SEPM, Spec. Publ. 45.
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233-248.
- Peccerillo, P., & Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*(58), 63-81.
- Pedoja, K., Dumond, J., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J., Ghaleb, B., . . . Labrousse, B. (2006). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*(22), 1-21.
- Pilger, R. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 793-802.
- Ponomareva, V., Melekestsev, I., & Dirksen, O. (2006). Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(158), 117-138.
- Pyle, D. (1989). The thickness, volumen and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*(55), 523-525.
- Pyle, D. (2000). Sizes of Volcanic Eruptions. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 263-269). USA: Academic Press.
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*(307), 235-254.

- Robin, C., Eissen, J., Samaniego, P., Martin, H., Hall, M., & Cotten, J. (2009). Evolution of the late Pleistocene Mojanda–Fuya Fuya volcanic complex (Ecuador), by progressive adakitic involvement in mantle magma sources. *Bulletin of Volcanology*(71), 233-258.
- Robin, C., Samaniego, P., Le Pennec, J., Fornari, M., Mothes P., & van der Plicht, J. (2010). New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 1-21.
- Rosi, M., Papale, P., Lupi, L., & Stoppato, M. (2003). Volcanic Eruptions. En M. Stefani (Ed.), *Volcanoes: A Firefly Guide* (págs. 38-71). New York: Progetto Media.
- Ruiz, G. (2003). Estudio Geovolcanológico del Complejo Volcánico Imbabura. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*.
- Sallarés, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 545-559.
- Samaniego, P., Barba, D., Robin, C., Fornari, M., & Bernard, B. (2012). Eruptive history of Chimborazo volcano (Ecuador): A large, ice-capped and hazardous compound volcano in the Northern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(221-222), 33-51.
- Samaniego, P., Martin, H., Monzier, M., Robin, C., Fornari, M., Eissen, J., & Cotten, J. (2005). Temporal Evolution of Magmatism in the Northern Volcanic Zone of the Andes: The Geology and Petrology of Cayambe Volcanic Complex (Ecuador). *Journal of Petrology*, 1-28.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., & Monzier, M. (2002). Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geological Society of America*, 30(11), 967–970.
- Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J., Bourdon, E., Robin, C., Hall, M., . . . Cotten, J. (2003). Caracterización geoquímica del arco volcánico ecuatoriano. *Resúmenes de las Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, 27-29.
- Samaniego, P., Monzier, M., Eissen, J., Bourdon, E., Robin, C., Hall, M., . . . Cotton, J. (2004). El magmatismo cuaternario del arco volcánico ecuatoriano: un ejemplo atípico de génesis de magmas en contexto de subducción. En *Actas de Seminarios y Talleres Científicos (IRD)* (págs. 321-329). Quito.
- Schneider, J.-L., & Fisher, R. (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(83), 141-165.
- Shea, T., van Wyk de Vries, B., & Pilato, M. (2007). Emplacement mechanisms of contrasting debris avalanches at Volcán Mombacho (Nicaragua), provided by structural and facies analysis. *Bulletin of Volcanology*, 23.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source area, deposits and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(22), 163-197.
- Siebert, L. (1996). Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. En R. Scarpa, & R. Tilling (Edits.), *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards* (págs. 541–572). Berlin/New York: Springer-Verlag.
- Siebert, L., Begét, J., & Glicken, H. (1995). The 1883 and late prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(66), 367-395.

- Siebert, L., Komorowski, J., & Sheridan, M. (1992). Morphology and emplacement of an unusual debris avalanche deposit at Jototitlan volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, 54, 573-589.
- Silvia, V. (2011). DISTRIBUCIÓN DE LAS CENIZAS VOLCÁNICAS HOLOCÉNICAS - TARDÍAS EN LA COSTA DEL ECUADOR. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 251.
- Spikings, R., Crowhurst, P., Winkler, W., & Villagómez, D. (2010). Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*(30), 121-133.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399, 195-220.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*(186), 57-73.
- Takarada, S., Ui, T., & Yamamoto, Y. (1999). Depositional features and transportation mechanism of valley-filling Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bulletin of Volcanology*(60), 508-522.
- Tibaldi, A., Rovida, A., & Corazzato, C. (2007). Late Quaternary kinematics, slip-rate and segmentation of a major Cordillera-parallel transcurrent fault: The Cayambe-Afiladores-Sibundoy system, NW South America. *Journal of Structural Geology*(XX), 1-17.
- Toro, J., & Jaillard, E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications. *Tectonophysics*(399), 279-292.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*(15), 157-171.
- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits: identification and comparison with non-volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(18), 135-150.
- Ui, T., & Glicken, H. (1986). Internal structural characteristics of a debris avalanche from Mount Shasta, California, USA. *Bulletin of Volcanology*, 48, 189-194.
- Ui, T., Takarada, S., & Yoshimoto, M. (2000). Debris Avalanches. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 617-626). USA: Academic Press.
- Vallance, J. (2000). Lahars. En H. Sigurdsson (Ed.), *Encyclopedia of Volcanoes* (págs. 601-616). USA: Academic Press.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). *Tesis de Doctorado - ETH (Suiza)*, 215.
- Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Winkler, W., Chew, D., & Page, L. (2006). The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova*, 18, 264-269.

- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America* (204), 1-20.
- Van Thournout, F., Hertogen, J., & Quevedo, L. (1992). Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 205-221.
- van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P., & Keszthelyi, L. (2001). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(105), 225-247.
- Vásconez, R. (2006). Estudio geológico de los flujos de lodo asociados al terremoto del 20 de Junio de 1698, que destruyeron la primera ciudad de Ambato. *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo*, 306.
- Vásconez, R., Hall, M., & Mothes, P. (2011). Devastadores flujos de lodo disparados en el volcán Carihuayrazo por el terremoto del 20 de Junio de 1698. *Revista Politécnica: Monografía de Geología* 7, 30(1), 86-105.
- Villagómez, D. (2003). Evolución geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio). *Tesis de Grado Inédita de Ingeniero Geólogo - EPN*, 148.
- Wadge, G., Francis, P., & Ramírez, C. (1995). The Socompa collapse and avalanche event. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(66), 309-336.
- Williams, S., Turner, F., & Gilber, C. (1968). *Petrografía. Introducción al estudio de las rocas en secciones delgadas*. México: CECSA.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach* (First ed.). The Netherlands: Springer.
- Winkler, W., Vallejo, C., Luzieux, L., Spikings, R., & Martin-Gombojav, N. (2008). Timing and causes of the growth of the Ecuadorian cordilleras, as inferred from their detrital record. *7th International Symposium on Andean Geodynamics*, 587-591.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences*(19), 5-19.
- Winter, T., Avouac, J., & Lavenue, A. (1993). Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophysics*(115), 905-920.
- Witt, C., & Bourgois, J. (2010). Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: The example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *The Geological Society of America*(122), 89-108.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordóñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25, 22.
- Wooller, L., van Wyk de Vries, B., Murray, J., Rymer, H., & Meyer, S. (2004). Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology*, 32, 573-576.