

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES CUATERNARIAS EN
LA ZONA SAN ANTONIO DE PICHINCHA - POMASQUI**

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

DANIEL ALEJANDRO PACHECO LOGROÑO
danny0alejo@gmail.com

DIRECTOR: DR. SANTIAGO DANIEL ANDRADE VARELA
dandrade@igepn.edu.ec

Quito, Julio 2013

DECLARACIÓN

Yo Daniel Alejandro Pacheco Logroño, 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.

Daniel Alejandro Pacheco Logroño

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Daniel Alejandro Pacheco Logroño, bajo mi supervisión.

Dr. Santiago Daniel Andrade Varela
DIRECTOR DEL PROYECTO

CONTENIDO

CONTENIDO	I
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE TABLAS	X
ÍNDICE DE ANEXOS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XI

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	2
1.1 INTRODUCCIÓN	2
1.1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIONES	2
1.1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO	3
1.1.2.1 Objetivo general	3
1.1.2.2 Objetivos específicos	3
1.1.3 ALCANCE	3
1.1.4 METODOLOGÍA	5
1.1.5 ESTUDIOS PREVIOS	6
1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	6
1.2.1 MARCO GEODINÁMICO	6
1.2.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	8
1.2.2.1 Cordillera Occidental (CW)	9
1.2.2.2 Depresión Interandina (ID)	10
1.2.2.3 Estratigrafía de la cuenca Quito – San Antonio – Guayllabamba	13
1.2.2.3.1 Formación Pisque	14
1.2.2.3.2 Formación San Miguel	14
1.2.2.3.3 Formación Guayllabamba	15
1.2.2.3.4 Formación Chiche	16

1.2.2.3.5	Formación Machángara	16
1.2.2.3.6	Formación Mojanda	16
1.2.2.3.7	Formación Cangahua	17
1.2.2.3.8	Depósitos Holocénicos	17
1.2.3	ARCO VOLCÁNICO CUATERNARIO Y CENTROS VOLCÁNICOS DE INTERÉS	17
1.2.3.1	Arco Volcánico Cuaternario	17
1.2.3.1.1	Volcanes de la Cordillera Occidental	18
1.2.3.1.2	Volcanes de la Depresión Interandina	20
1.2.3.2	Centros Volcánicos de interés	20
1.2.3.2.1	Volcán Casitahua (VC)	20
1.2.3.2.2	Complejo Volcánico Pichincha (PVC)	20
1.2.3.2.3	Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (CVMF)	22
1.2.3.2.4	Complejo Volcánico Pululahua (CVP)	23
1.2.4	SISTEMA DE FALLAS DE QUITO Y CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA	24
1.2.4.1	Sistema de fallas de Quito	24
1.2.4.2	Características, límites e hidrografía de la cuenca San Antonio de Pichincha	26
1.2.4.2.1	Características y límites de la cuenca San Antonio de Pichincha	26
1.2.4.2.2	Elevación Calderón - Catequilla	28
1.2.4.2.3	Hidrografía de la cuenca San Antonio de Pichincha	30

CAPÍTULO 2

2	ESTRUCTURAS Y ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	33
2.1	ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE SAN ANTONIO DE PICHINCHA – POMASQUI	33
2.1.1	FORMACIÓN PISQUE (FPQ)	36
2.1.1.1	Miembros Inferiores (MIn)	37
2.1.1.2	Miembro Casitahua (MCs)	42
2.1.2	FORMACIÓN SAN MIGUEL (FSM)	53
2.1.3	FORMACIÓN MOJANDA FUYA – FUYA (FMF)	66
2.1.3.1	Capas R1 y R2	72
2.1.4	FORMACIÓN CANGAHUA (FCN)	75
2.1.5	FORMACIÓN PULULAHUA (FPL)	78
2.1.5.1	Miembro Brechas dacíticas (MBd)	79
2.1.5.2	Miembro Lacustre no deformado (MLn)	81

2.1.5.3	Miembro Piroclastos Pululahua (MPp)	83
2.1.6	RESUMEN	85
2.2	PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN LA ZONA DE ESTUDIO	87
2.2.1	FALLA CATEQUILLA	87
2.2.2	FALLA POMASQUI	89

CAPÍTULO 3

3	<u>CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLÓGICA DE LAS FORMACIONES VOLCÁNICAS</u>	91
3.1	CARACTERIZACIONES PETROGRÁFICAS	91
3.1.1	MUESTRA GAB-A-01 FORMACIÓN PISQUE – MIEMBROS INFERIORES	93
3.1.2	MUESTRAS DE LA FORMACIÓN PISQUE – MIEMBRO CASITAHUA	96
3.1.2.1	Andesitas de la Formación Pisque – Miembro Casitahua	96
3.1.2.2	Dacitas de la Formación Pisque – Miembro Casitahua	101
3.2	CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS	107
3.2.1	CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLÓGICA DE LA MUESTRA GAB-A-01 FORMACIÓN PISQUE – MIEMBROS INFERIORES	110
3.2.2	CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DE LA FORMACIÓN PISQUE – MIEMBRO CASITAHUA	116
3.2.3	GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA MUESTRA CAT-SUP-01 - FORMACIÓN SAN MIGUEL	124
3.2.4	CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DE LA FORMACIÓN MOJANDA FUYA-FUYA	124
3.3	RESUMEN	130

CAPÍTULO 4

4	<u>REVISIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA</u>	134
----------	---	------------

CAPÍTULO 5

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	145
5.1 CONCLUSIONES	145
5.2 RECOMENDACIONES	146

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

MAPA GEOLÓGICO

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

<i>FIGURA 1:1 Ubicación de la zona de estudio.</i>	4
<i>FIGURA 1:2 Carta batimétrica del NW de Sudamérica. Se observan las principales estructuras oceánicas y las irregularidades topográficas [modificado de Gailler (2005), con datos de Gutscher et al. (1999), Nocquet et al. (2009) y Alvarado (2012)].</i>	7
<i>FIGURA 1:3 Principales regiones geológicas morfo-estructurales del Ecuador (modificado de Vallejo et al., 2009).</i>	11
<i>FIGURA 1:4 Columnas estratigráficas de las principales cuencas de la Depresión Interandina (tomado de Winkler et al., 2005)</i>	13
<i>FIGURA 1:5 Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental (Bernard y Andrade, 2011).</i>	19
<i>FIGURA 1:6 Distribución de los principales Centros Volcánicos con influencia en la zona de estudio.</i>	21
<i>FIGURA 1:7 Vista al flanco SE del Complejo Volcánico Pululahua (CVP). Se observa la planicie de San Antonio de Pichincha (SAP) con una ligera inclinación al E y parte del Volcán Casitahua.</i>	23
<i>FIGURA 1:8 Esquema geomorfológico del sistema de fallas de Quito (tomado de Alvarado, 2012).</i>	25
<i>FIGURA 1:9 Ubicación y límites de la cuenca San Antonio de Pichincha. Modelo de elevación digital de 30 m.</i>	27
<i>FIGURA 1:10 Vista del flanco E del Volcán Casitahua.</i>	28
<i>FIGURA 1:11 Elevación Calderón – Catequilla (abreviaciones: C1=cantera 1, C2=cantera 2, C3=cantera3, C4=cantera 4, A-LDU=afloramiento tras casas del conjunto LDU).</i>	29
<i>FIGURA 1:12 Flanco W del Segmento Pacpo - Catequilla (abreviaciones: SP-C N = Segmento Pacpo - Catequilla Norte, SP-C S = Segmento Pacpo - Catequilla Sur, F. Pm = Falla Pomasqui)</i>	30
<i>FIGURA 1:13 Perfil longitudinal del Río Monjas (detalles en el texto).</i>	31

CAPÍTULO 2

<i>FIGURA 2:1</i> Resumen de la estratigrafía propuesta para la Cuenca San Antonio de Pichincha [datos compilados de Villagómez (2003) y del presente estudio].	34
<i>FIGURA 2:2</i> Ubicación y dirección de toma de los lugares fotografiados en el presente estudio.	35
<i>FIGURA 2:3</i> Extremo N del Segmento La Providencia. Se observa a los Miembros Inferiores (MIn) formando paredes sub-verticales (UTM 786935mE, 10002145mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 . Abreviaciones: MIn: Miembros Inferiores, MBd: Miembro Brechas dacíticas, CPV: Complejo Volcánico Pululahua.	39
<i>FIGURA 2:4</i> Brecha volcanoclástica típica en Miembros Inferiores.	40
<i>FIGURA 2:5</i> Brecha volcánica compactada, parte de los Miembros Inferiores, de forma elipsoidal. a) Parte externa y b) parte interna.	41
<i>FIGURA 2:6</i> Flanco W del Domo Pacpo (UTM 783268mE, 9995220mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	43
<i>FIGURA 2:7</i> Flanco SW del Domo Pacpo, nótese el fallamiento y diaclasamiento (UTM 784497mE, 9993525mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	44
<i>FIGURA 2:8</i> Roca dacítica del Domo Pacpo con xenolitos (X1 y X2).	44
<i>FIGURA 2:9</i> Flanco SW del Domo Pacpo. Se observa que lo sobre-yacen las Formaciones Mojanda Fuya-Fuya y Cangahua en discordancia angular (UTM 784753mE, 9993453mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	45
<i>FIGURA 2:10</i> Flanco W del Domo Catequilla (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	46
<i>FIGURA 2:11</i> Roca andesítica del Domo Catequilla con xenolito (X3).	47
<i>FIGURA 2:12</i> Cantera 1. Potente afloramiento de paredes sub-verticales de brechas volcánicas, parte del Miembro Casitahua (UTM 785746mE, 9997819mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	48
<i>FIGURA 2:13</i> Clastos centimétricos con fracturas en forma de rompecabezas o jigsaw-cracks dentro de una matriz arenosa (UTM 785808mE, 9998030mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	49
<i>FIGURA 2:14</i> Brechas volcánicas del Miembro Casitahua intercaladas con piroclastos y suelos incipientes. Se las observa falladas y sobre-yacidas por la Fm. Mojanda Fuya-Fuya (UTM 785318mE, 9995891mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	50
<i>FIGURA 2:15</i> Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro del Miembro Casitahua.	51
<i>FIGURA 2:16</i> Extremo N del Segmento La Providencia. Se observa al Miembro Casitahua sobre-yacer en aparente concordancia a Mbs. Inferiores y sub-yacer concordantemente a la Fm. San Miguel (UTM 786766mE, 10002591mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	52

<i>FIGURA 2:17 Brechas volcánicas del Miembro Casitahua sobre yacidades, en discordancia erosiva, por la Formación Mojanda Fuya-Fuya (UTM 780157mE, 9992193mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	53
<i>FIGURA 2:18 Formación San Miguel. Afloramiento de capas plegadas y falladas (UTM 786110mE, 10001180mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	54
<i>FIGURA 2:19 Fósiles bivalvos (izquierda) y gasterópodos (derecha) dentro de las capas de la Formación San Miguel (UTM 787000mE, 10001886mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	56
<i>FIGURA 2:20 Óxidos de Mn (negro) y yeso (blanco) en capas de la Formación San Miguel (UTM 786996mE, 10001884mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	56
<i>FIGURA 2:21 Capa de conglomerados polimícticos y grano soportados dentro de la Formación San Miguel (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	57
<i>FIGURA 2:22 Discordancia entre secuencias de arenas y limolitas tobáceas subyacidas por conglomerados (UTM 785774mE, 10000334mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	58
<i>FIGURA 2:23 Rocas centimétricas del Domo Catequilla dentro de capas de la Formación San Miguel (UTM 785804mE, 10000328mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	59
<i>FIGURA 2:24 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación San Miguel.</i>	60
<i>FIGURA 2:25 Fallas syn-sedimentarias dentro de la Formación San Miguel (UTM 785997mE, 10000854mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	61
<i>FIGURA 2:26 Estratificación cruzada dentro de capas de la Formación San Miguel (UTM 785551mE, 10000358mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	61
<i>FIGURA 2:27 Extremo S del Segmento Rumicucho. Discordancia angular entre los depósitos de la Fm. Mojanda Fuya-Fuya y la Fm. San Miguel (UTM 785682mE, 10000463mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	64
<i>FIGURA 2:28 Secuencia de arenas estratificadas algo compactas en el flanco SW de Domo Catequilla (UTM 785978mE, 9999435mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	65
<i>FIGURA 2:29 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación San Miguel - Aluvial.</i>	65
<i>FIGURA 2:30 Caída de escoria perteneciente a la Fm. Mojanda Fuya-Fuya sobre-yaciendo en discordancia a la Fm. San Miguel (UTM 785997mE, 10000854mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	68
<i>FIGURA 2:31 Loma Santa Clara del Común. Secuencia de cenizas y pómez laminadas y retrabajadas (UTM 783863mE, 9993468mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	69
<i>FIGURA 2:32 Secuencias dentro de la Formación Mojanda Fuya-Fuya falladas normalmente (negro) y sinistralmente (azul) (UTM 786127mE, 9998760mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	69
<i>FIGURA 2:33 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación Mojanda Fuya-Fuya.</i>	70
<i>FIGURA 2:34 Contacto fallado entre el Miembro Casitahua y la Formación Mojanda Fuya-Fuya y transicional entre la Formación Mojanda Fuya-Fuya y la Formación Cangahua (UTM 785153mE, 9994744mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2.</i>	71

FIGURA 2:35 Capa R1 en la zona de Guayllabamba. El círculo en negro indica el lugar de toma de muestra para la datación (G0001) (UTM 794194mE, 9993056mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	71
FIGURA 2:36 Capa R2 en la parte alta del flanco S del Domo Catequilla (UTM 786095mE, 9999522mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	73
FIGURA 2:37 Capa R2, nótese el retrabajamiento acuoso en la parte superior y la gran cantidad de líticos accesorios (UTM 785596mE, 9997911mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	74
FIGURA 2:38 Discordancia entre Formación Cangahua y Formación San Miguel (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	77
FIGURA 2:39 Diagrama de rosa y ubicación de los polos de los planos de estratificación medidos dentro de la Formación Cangahua.	78
FIGURA 2:40 Flujo de tipo "Block and Ash" (Miembro Brechas dacíticas) subyacido por depósitos piroclásticos (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	80
FIGURA 2:41 Miembro Lacustre no deformado, formando paredes sub verticales en el margen izquierdo del Río Monjas (UTM 783752mE, 9996705mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	81
FIGURA 2:42 Secuecias de sedimentos lacustres no deformados, intercalados con niveles ricos en material orgánico (UTM 785246mE, 9999113mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	82
FIGURA 2:43 Secuencia de los miembros que integran la Formación Pululahua (UTM 785246mE, 9999113mN). Para ubicación referirse a la FIGURA 2:2 .	83
FIGURA 2:44 Columna estratigráfica de la zona San Antonio de Pichincha – Pomasqui. En azul y resaltado se presentan las edades obtenidas en este estudio.	86
FIGURA 2:45 Principales estructuras en la zona de estudio.	88

CAPÍTULO 3

FIGURA 3:1 Mapa con la ubicación de las muestras seleccionadas para los análisis petrográficos.	92
FIGURA 3:2 Muestra de roca GAB-A-01	94
FIGURA 3:3 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 2.5x) con luz natural (a) y con luz polarizada (b). Se observa que la muestra presenta una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y opacos rodeados de una matriz hipocristalina. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno.	94
FIGURA 3:4 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 10x) con luz polarizada. a: Fenocristal de plagioclasa, con opacos incluidos y rodeado de micro-cristales de plagioclasas, piroxenos y opacos. b: Fenocristal de plagioclasa, se la observa zonada, fracturada y oxidada. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno.	95
FIGURA 3:5 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 10x) con luz natural (a) y con luz polarizada (b). Se observa un fenocristal de Ortopiroxeno, fracturado, intercrecido con clinopiroxenos zonados y maclados. Abreviaciones: plg: plagioclasas, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno.	96

- FIGURA 3:6** Histograma de distribución de los porcentajes en volumen (% vol.) obtenidos para los fenocristales y matriz de las muestra de las series andesíticas del Miembro Casitahua, presentando distribuciones muy similares entre si. _____ 97
- FIGURA 3:7** Muestras S/N (a) y D36P03M2 (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada. Muestras con textura porfírica, los fenocristales varían entre el 20% vol. (a) y el 50% vol. (b). _____ 97
- FIGURA 3:8** Muestras C2-3 (a), D36P04M2 (b) y S/N (3). Vista al microscopio (objetivo 5x en a y c y objetivo 10x en b). a: Cristales de plagioclasas intercrecidas. b: Cristales de plagioclasas con textura de colador, bordes redondeados y reabsorbidos. c: Cristales de plagioclasas con textura poikilítica. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno. _____ 98
- FIGURA 3:9** Muestras D35P04M3 (a) y D36P06M2 (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz polarizada. Cristales de piroxenos intercrecidos, fracturados, maclados y zonados. Abreviaciones: plg: plagioclasas, prx: piroxeno, cpx: clinopiroxeno, opc: opaco. _____ 99
- FIGURA 3:10** Muestras C2-3 (a) y D35P04M3 (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural. a: Fenocristal de anfíbol con corona de reacción formada de minerales opacos, rodeada por un halo de micro-cristales de plagioclasas. b: Fenocristal de anfíbol fracturado, con bordes redondeados, reabsorbidos y con corona de reacción. Abreviaciones: plg: plagioclasas, anf: anfíbol, opc: opaco. _____ 100
- FIGURA 3:11** Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural, de las muestras CAT-01 (a) y D36P04M2 (b). a: Cristales de anfíbol completamente reemplazados por minerales opacos. b: Minerales opacos incluidos en cristales de clinopiroxeno. Abreviaciones: cpx: clinopiroxeno, anf: anfíbol, opc: opaco. _____ 100
- FIGURA 3:12** Muestras CAT-01 (a) y D36P06M2 (b) Vista al microscopio (objetivo 20x), con luz natural. a: Matriz hipocristalina de textura traquítica. b: Matriz predominantemente formada de vidrio con oxidaciones comúnmente presentes. Abreviación: plg: plagioclasa. _____ 101
- FIGURA 3:13** Histogramas de distribución de los porcentajes en volumen (% vol.) obtenidos para los fenocristales y matriz de las muestras de lavas dacíticas (C3 y DP-01-C) del Miembro Casitahua (a) y para la muestra de xenolito (DP-01-X) (b) mas común. _____ 102
- FIGURA 3:14** Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada. _____ 103
- FIGURA 3:15** Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada. a: Cristales de plagioclasas, intercrecidos y maclados dentro de una matriz hipocristalina. b: Cristales de plagioclasas fracturados, anfíboles oxidados y opacos, rodeados de material intersticial y poros. Abreviaciones: plg: plagioclasa, anf: anfíbol, opc: opaco. _____ 104
- FIGURA 3:16** Muestras C3 (a) y DP-01-C (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural. a: Cristales de anfíbol con bordes reabsorbidos y corona de reacción de óxidos opacos. b: Cristales de anfíbol siendo parcial o totalmente reemplazados por óxidos opacos. Abreviaciones: anf: anfíbol, opc: opaco. _____ 104
- FIGURA 3:17** Muestra DP-01-C. Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz polarizada. Minerales opacos con hábito de anfíbol. Abreviaciones: plg: plagioclasa, anf: anfíbol, opc: opaco. _____ 105
- FIGURA 3:18** Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 20x), con luz polarizada. Se presentan los diferentes tipos de matriz encontrados en las muestras. Abreviación: plg: plagioclasa. _____ 106
- FIGURA 3:19** Muestras C3. Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz polarizada. Cristal de cuarzo presentando bordes redondeados y bahía. Abreviaciones: plg: plagioclasa, qz: cuarzo. _____ 107

FIGURA 3:20 Mapa de ubicación de las muestras seleccionadas para análisis químicos y dataciones. ____	108
FIGURA 3:21 Esquema de concentraciones hipotéticas de algunos óxidos mayores antes y después de recalcularlos sin volátiles. Modificado de Gill (2010). _____	109
FIGURA 3:22 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental de la Unidad Pallatanga (Hughes y Pilatasig, 2002, Keer et al., 2002) y de la muestra GAB-A-01, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de la Unidad Macuchi (Hughes y Pilatasig, 2002, Keer et al., 2002) y de la muestra GAB-A-01, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental comparando la muestra GAB-A-01 con rocas del Arco Continental Cuaternario, seleccionadas de Robin et al., 2009, Samaniego et al. (2009) y del presente estudio, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). _____	112
FIGURA 3:23 Diagramas de variación Harker para TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 . Se observan series dispersas.	113
FIGURA 3:24 Diagramas de variación de los elementos en traza Ba, Sr, Th y Sc vs. wt.% SiO_2 . _____	114
FIGURA 3:25 Relaciones Sc vs. La/Yb, La/Sm vs. La/Yb, Co vs. Zr/Y y Zr/Nb vs. Nb/Y, donde se observa que la muestra GAB-A-01 tiende a la serie que forman las rocas del Arco Continental Cuaternario. _____	116
FIGURA 3:26 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental las rocas del Volcán Casitahua, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de las rocas del Domo Pacpo, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental de las rocas del Domo Catequilla, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). _____	118
FIGURA 3:27 Diagramas de variación Harker para Fe_2O_3 , MgO, CaO, Na_2O . _____	119
FIGURA 3:28 Diagramas de variación de los elementos Ba, Sc, Cr y V vs. wt.% SiO_2 . _____	120
FIGURA 3:29 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde C^H = Rb, Ba y Th y C^M = Nd, Sr y Zr. _____	121
FIGURA 3:30 Relaciones C^I vs. C^I/C^C y relación C^{C_1}/C^I vs. C^I/C^{C_2} donde C^I = C^H o C^M y C^C = Ni, Co, Cr, V o Sc.	122
FIGURA 3:31 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde C^H = Rb y Th y C^M = Yb, Nb, Sr y Zr. _____	123
FIGURA 3:32 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental las muestras G0001, D35P03M1, R y ER con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de las muestras correspondientes a las caídas R1 y R2, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental del Mojanda – Fuya Fuya, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). ____	126
FIGURA 3:33 Diagramas de variación Harker para Fe_2O_3 , CaO, K_2O , P_2O_5 . _____	127
FIGURA 3:34 Diagramas de variación de los elementos Ba, V, Dy y Yb vs. wt.% SiO_2 . _____	128
FIGURA 3:35 Diagramas de variación de los elementos Rb vs. Y y Log (V) vs. Yb. _____	129

FIGURA 3:36 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde $C^H = Rb, Ba$ o Th y $C^M = Sr, Y$.	130
---	-----

CAPÍTULO 4

FIGURA 4:1 Esquema de evolución de la Formación Pisque en la zona de estudio.	136
FIGURA 4:2 Esquema de evolución de la Formación San Miguel en la zona de estudio.	137
FIGURA 4:3 Esquema de evolución de la Formación Mojanda Fuya-Fuya en la zona de estudio.	139
FIGURA 4:4 Esquema de evolución de la Formación Cangahua en la zona de estudio.	141
FIGURA 4:5 Esquema de evolución de la Formación Pululahua en la zona de estudio.	143

ÍNDICE DE TABLAS

CAPÍTULO 3

Tabla 3:1 Listado de muestras seleccionadas para las caracterizaciones petrográficas, geoquímicas y cronológicas.	91
--	----

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXOS

Anexo 1 Algoritmo desarrollado en lenguaje R para cálculos de rumbos y buzamientos a partir de planos a parti de medidas realizadas con distanciómetro.	161
Anexo 2 Muestras estudiadas petrográficamente.	162
Anexo 3 Análisis químicos.	163
Anexo 4 Dataciones K/Ar.	164

RESUMEN

El presente estudio caracteriza crono-estratigráficamente a las formaciones geológicas cuaternarias de San Antonio de Pichincha y Pomasqui.

Descripciones, análisis químicos (29) y dataciones K/Ar (4) han servido para identificar mejor a las unidades estratigráficas presentes en la zona. Además este estudio fue complementado con un mapeo geológico, escala 1:10000.

La secuencia estratigráfica en la zona de estudio, en general, está integrada por depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios. En su base se observan brechas volcánicas muy endurecidas (Fm. Pisque). Una secuencia superior (Mb. Casitahua) dentro de esta formación ha sido estratigráfica y químicamente asociada con el Volcán Casitahua. Dos edades radiométricas de 898 ± 15 ka y 833 ± 26 ka, obtenidas para los domos Pacpo y Catequilla, respectivamente, han servido para ubicar el tope de la Fm. Pisque en el Pleistoceno-Calabriense. El Mb. Casitahua subyace en concordancia a arcillolitas, limolitas, arenas y piroclastos, depositados en un ambiente lacustre (Fm. San Miguel). Una gran discordancia erosiva separa a la Fm. San Miguel de secuencias sobre-yacientes, principalmente compuestas por piroclastos y volcano sedimentos retrabajados por agua y viento. Químicamente éstas secuencias han sido asociadas con el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya, y una capa de tefra en la base de esta formación, de química similar a la Capa R1, ha sido datada en 474 ± 17 ka. En contacto, parte concordante y parte discordante, la Fm. Mojanda Fuya-Fuya subyace a volcano-sedimentos alterados, oxidados y retrabajados (Fm. Cangahua), los que cubren la mayor parte de la zona de estudio. Sobre-yaciendo a la Fm. Cangahua, se encuentra el actual relleno de la cuenca, caracterizado por secuencias de piroclastos y volcano-sedimentos, asociados a los periodos de actividad del Complejo Volcánico Pululahua (Fm. Pululahua).

Adicionalmente, análisis químicos y una edad de 1152 ± 30 ka han servido para determinar que partes del basamento de la Depresión Interandina no aflora en la zona del Río Guayllabamba y que las secuencias volcánicas que se observan en este lugar probablemente estén relacionadas con la Fm. Pisque.

ABSTRACT

This study characterizes chrono-stratigraphically the San Antonio de Pichincha Quaternary sequences. Descriptions, chemical analysis (29) and dating K/Ar (4) have performed to better identify stratigraphic units present in the area. The work was supplemented with a 1:10,000 scale geological mapping.

The stratigraphic sequence in the study area consists of volcanic and volcano-sedimentary deposits. At its base, there are volcanic breccias, very hardened (Pisque Formation). An upper sequence (Casitahua Member), within this formación, has been associated with Casitahua Volcano. Two radiometric ages of 898 ± 15 ka and 833 ± 26 ka, were obtained for Pacpo and Catequilla domes, respectively and were used to locate the top of Pisque Formation within Pleistocene-Calabrian. San Miguel Formation concordantly overlying to Casitahua Member. San Miguel's claystones, siltstones and pyroclastic sands were deposited in a lacustrine environment. A major erosional unconformity separates San Miguel Formation from overlying sequences, mainly composed of pyroclastic and volcano sediments reworked by water and wind. The pyroclastics have been associated with volcanic complex Mojanda Fuya-Fuya. A tephra layer at the base of this formation has been dated at 474 ± 17 ka. This tephra layer looks very similar to R1. In irregular contact Mojanda Fuya-Fuya Formation underlying altered, oxidized and reworked volcano-sediments (Cangahua Formation), which cover most of the study area. Overlying the Cangahua Formation, is the current basin filling and it's characterized by sequences of pyroclastic and volcanoclastic sediments associated with active periods of Pululahua Volcanic Complex (Pululahua Formation).

Additionally, chemical analysis and an age of 1152 ± 30 ka have been used to determine which parts of the basement of the Depression Interandina probably not outcrop in the Guayllabamba River. Volcanic sequences observed here (Guayllabamba) are likely to be associated with Pisque Formation.

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN Y MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

1.1 INTRODUCCIÓN

La tectónica Cuaternaria en los Andes Ecuatorianos es el resultado de un estado de esfuerzos compresivos de orientación aproximada E – W, que responde a la subducción de la placa Nazca bajo el bloque Nor-Andino, dando lugar a la formación de grandes sistemas de fallas inversas y transcurrentes (Soulas et al., 1991; Ego et al., 1996). Además, asociado al proceso de subducción se ha desarrollado el Arco Volcánico ecuatoriano, cuyos edificios son la fuente principal de los materiales que rellenan la Depresión Interandina.

En la Depresión Interandina, también conocida como Valle Interandino, se han identificado varias estructuras tectónicas en comprensión, muchas de ellas activas desde el Pleistoceno (Soulas et al., 1991; Lavenu et al., 1996; Ego et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), siendo de un interés especial aquellas estructuras ubicadas en Quito y sus alrededores, ya que esta zona se encuentra densamente poblada y en un contexto de alta actividad sísmica y volcánica.

En este estudio, se presenta la estratigrafía de la cuenca San Antonio de Pichincha (ubicada al NNE de Quito), que junto con 4 edades radiométricas y 29 análisis químicos, han permitido caracterizar mejor a las formaciones de la zona y ubicarlas dentro de un nuevo modelo de evolución.

1.1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIONES

De las varias fuentes sismogénicas capaces de producir daños en Quito y sus alrededores, el sistema de fallas de Quito, es el que probablemente produzca las mayores intensidades en caso de ruptura, haciendo de esta estructura la fuente sismogénica potencialmente más peligrosa para la ciudad (Hibsch et al., 1996b; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012).

El sistema de fallas de Quito tiene una cinemática inversa, debido a esto los planos de falla no son visibles en superficie y se lo interpreta como un sistema de fallas ciegas (Soulas et al., 1991, Hibsch et al., 1996a; Ego y Sebrier, 1996;

Villagómez, 2003; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012). Estas características hacen que sea difícil definir las propiedades de dicha estructura de una forma directa, por lo que es necesario estudiarla de una forma indirecta, como a partir de la evolución sedimentológica y volcánica de las cuencas que se han desarrollado por acción de este sistema de fallas.

Es así, que la cuenca de San Antonio de Pichincha se ha desarrollado en el Cuaternario, por la acción conjunta del sistema de fallas de Quito y de varios edificios volcánicos cuaternarios cercanos, como el Complejo Volcánico Pichincha, Volcán Casitahua, Complejo Volcánico Pululahua y el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

1.1.2 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

1.1.2.1 Objetivo general

Definir, caracterizar y cartografiar las formaciones geológicas cuaternarias de la zona de San Antonio de Pichincha – Pomasqui.

1.1.2.2 Objetivos específicos

- a) Definir unidades estratigráficas principales.
- b) Caracterizar el relleno y las estructuras mayores de la Cuenca San Antonio de Pichincha.
- c) Identificar petrográficamente y geoquímicamente las secuencias volcánicas.
- d) Preparar un mapa geológico de la zona de estudio.
- e) Proponer un modelo de evolución geológica de la zona.

1.1.3 ALCANCE

La zona de estudio, se ubica al NNE de Quito, en la Cuenca San Antonio de Pichincha, entre los puntos UTM (WGS-84/Zona 17S): 783500mE, 10001150mN y 787360mE, 10002865mN al Norte, y los puntos 783500mE, 9992900mN y 785025mE, 9992900mN al Sur (Figura 1:1). La zona abarca las poblaciones de San Antonio de Pichincha y Pomasqui y cubre una superficie de ~26.5 km². (Figura 1:1).

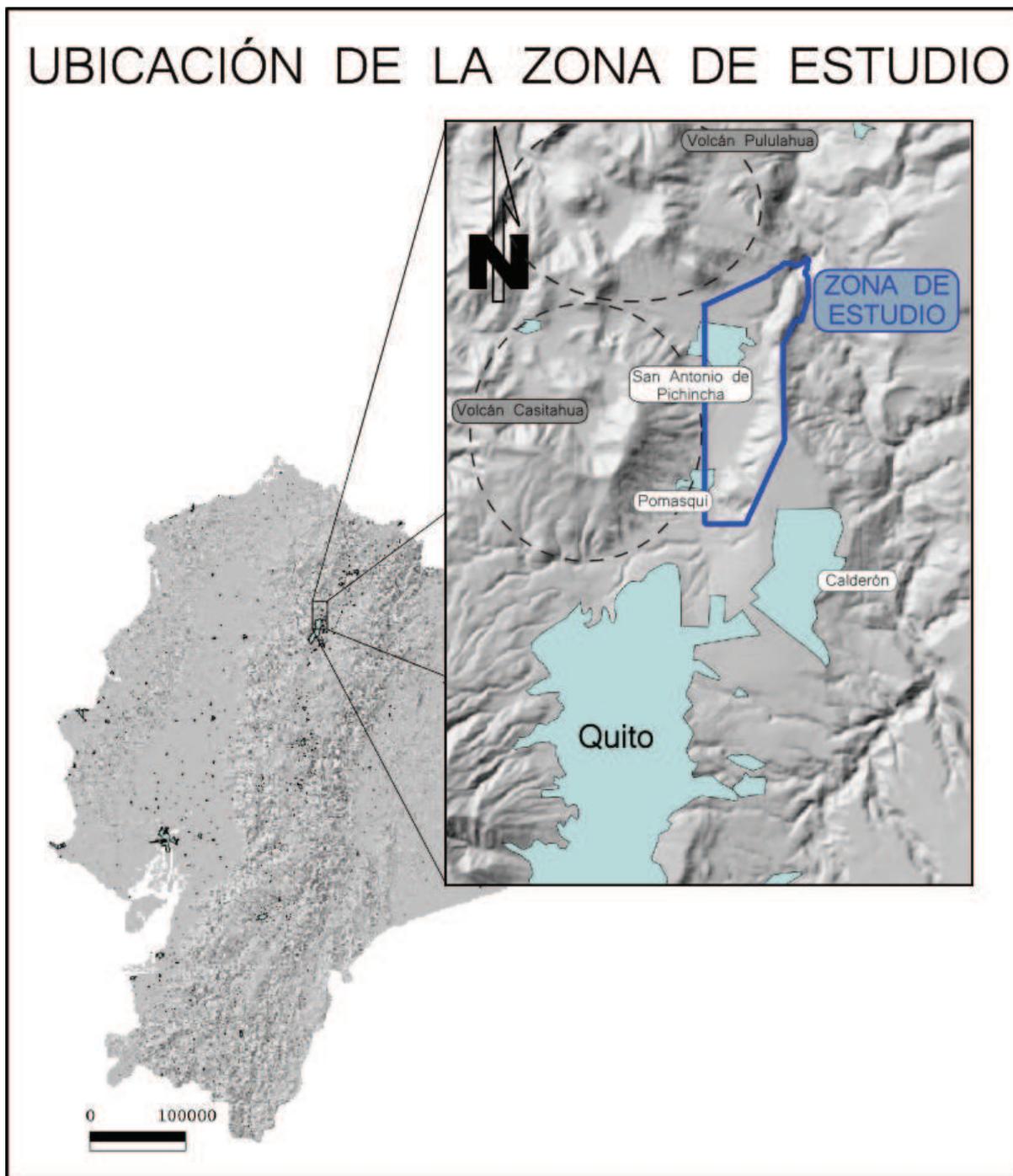


Figura 1:1 Ubicación de la zona de estudio.

El trabajo realizado incluye una cartografía geológica a escala 1:10000, así como la elaboración de cortes geológicos y columnas estratigráficas. También se describieron, a la escala de los afloramientos, los depósitos volcánicos y las secuencias estratigráficas; se muestrearon los depósitos y se tomaron medidas estructurales, cuando las condiciones de campo lo permitieron.

1.1.4 METODOLOGÍA

El presente estudio se lo realizó en las siguientes fases:

- a. Recopilación de información y datos bibliográficos referentes a la zona de estudio. Análisis de trabajos precedentes. La información y los datos fueron seleccionados de publicaciones científicas reconocidas, libros de texto, tesis de ingeniería, maestría y doctorado, mapas topográficos y geológicos, imágenes satelitales y fotografías aéreas.
- b. Trabajos sistematizados de campo, que consistieron en la identificación y análisis de secuencias estratigráficas y estructuras mayores, la descripción de afloramientos, el levantamiento de columnas estratigráficas y el mapeo geológico a escala 1:10000. Adicionalmente, se desarrolló y probó una nueva técnica de obtención de medidas estructurales de planos geológicos inaccesibles, en base a medidas de puntos con telémetro. Dentro de esta fase, también se recolectaron y seleccionaron las muestras para láminas delgadas, análisis químicos y dataciones.
- c. Trabajos de laboratorio, donde se cortaron y prepararon 12 muestras para láminas delgadas, 29 para análisis químico y 5 para dataciones. Se tabularon los datos estructurales, geológicos y químicos. También se realizaron descripciones petrográficas detalladas en muestra de mano, con lupa de 10x y 20x y en lámina delgada, con ayuda de un microscopio petrográfico de luz polarizada. El análisis y la interpretación de las principales estructuras geológicas se la realizó en base a un modelo de elevación digital con resolución de 5m, fotografías aéreas escala 1:30000 e imágenes satelitales. La información obtenida con estas herramientas, junto con los datos de campo, se las procesó utilizando el sistema de información geográfico Quantum GIS, de fuente abierta y de libre acceso en www.qgis.org. En esta fase también se desarrolló un algoritmo, escrito en lenguaje R, para el cálculo de rumbos y buzamientos a partir de puntos medidos con telémetro.
- d. Análisis y discusión de resultados, donde, en base a la información obtenida se planteó un modelo de evolución geológica de la zona.

1.1.5 ESTUDIOS PREVIOS

Varios trabajos previos y de relevancia geológica se han realizado en la Cuenca San Antonio de Pichincha. En cuanto a la estratigrafía de la zona, valiosos aportes han sido hechos por DGGM (1977, 1978, 1982), Cornejo (1980), Ego y Sebrier (1996), Villagómez et al. (2002), Andrade (2002) y Villagómez (2003). Con referencia a la tectónica de la zona, esta ha sido principalmente abordada en trabajos más regionales como Soulas et al. (1991), Lavenu et al. (1996), Alvarado (2009) y Alvarado (2012).

1.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

1.2.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador forma parte de los Andes septentrionales, los cuáles se han desarrollado en un contexto cinemático complejo, que incluye las placas Caribe, Cocos, Nazca y Sudamérica, junto con los bloques Nor-Andino y Panameño (Figura 1:2). La interacción de la placa Nazca con el bloque Nor-Andino y con la placa Sudamericana, a partir del Mioceno, ha dado origen a fenómenos sísmicos y volcánicos en el Ecuador (Pennington, 1981; Ego et al., 1996; Kellogg y Vega, 1995; Gutscher et al., 1999; Trenkamp et al., 2002).

En efecto, el margen continental activo ecuatoriano está caracterizado por la subducción (oblicua) de la placa Nazca bajo el bloque Nor-Andino y la placa Sudamericana, a una velocidad entre 55 – 58 mm/a (Trenkamp et al., 2002; Nocquet et al., 2009), y con una dirección N83°E (Kendrick et al., 2003; Nocquet et al., 2009) (Figura 1:2). Al norte de la zona de fractura de Grijalva, la corteza oceánica que se subduce es una litósfera relativamente joven (<25 Ma), originada en la dorsal Cocos – Nazca (Lonsdale, 1978; Lonsdale, 2005). Estudios sísmicos indican que la zona de Wadati-Benioff producida por dicha corteza subducida tiene un ángulo entre 25 y 35° al norte de 2°S (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981; Guillier et al., 2001).

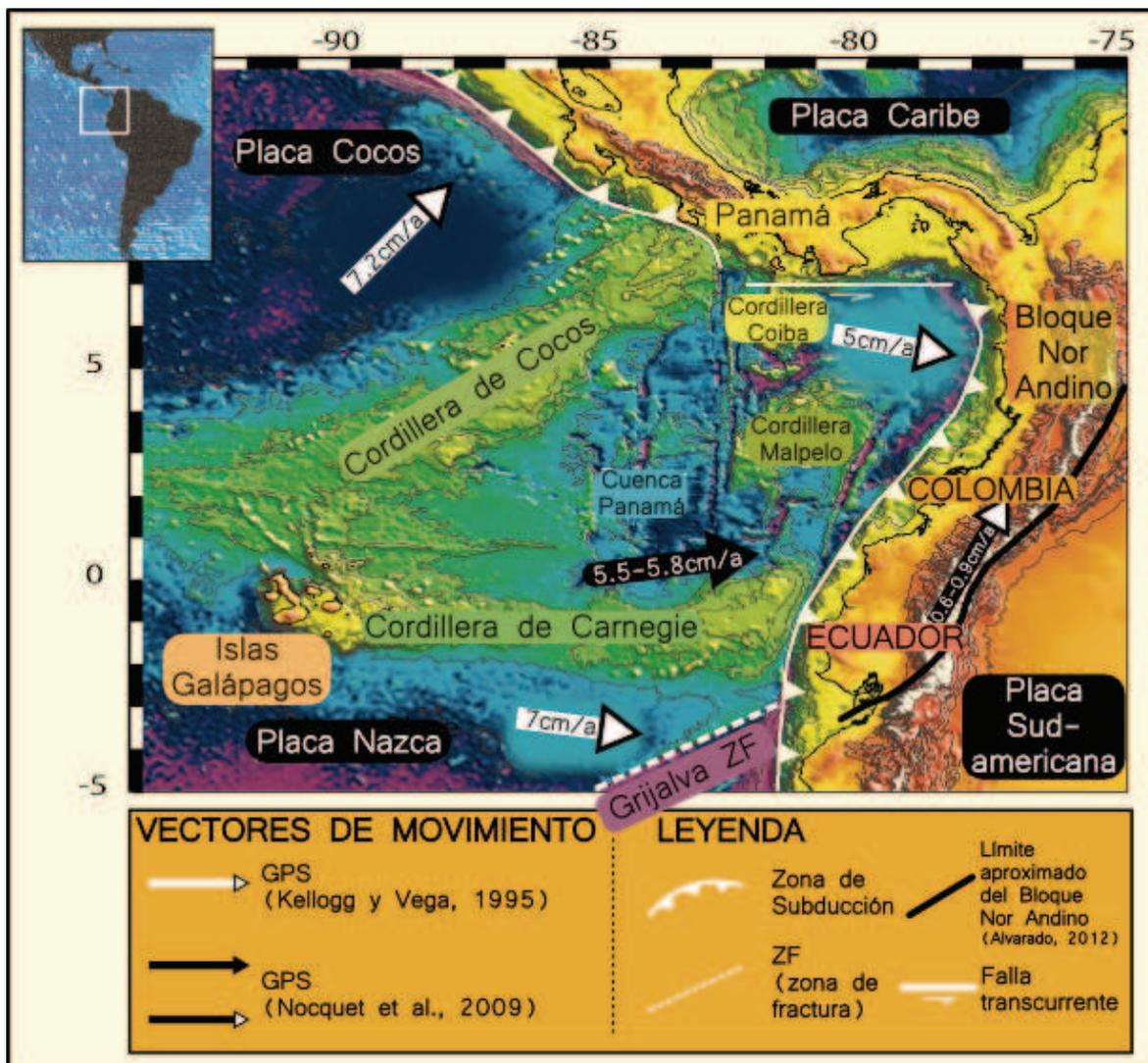


Figura 1:2 Carta batimétrica del NW de Sudamérica. Se observan las principales estructuras oceánicas y las irregularidades topográficas [modificado de Gailler (2005), con datos de Gutscher et al. (1999), Nocquet et al. (2009) y Alvarado (2012)].

Como resultado del movimiento de la placa Nazca sobre el punto caliente Galápagos, se ha formado la Cordillera de Carnegie, una importante estructura batimétrica (Figura 1:2) que actualmente entra en subducción (junto a la placa Nazca) entre los 0.5°N y 2.0°S (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999; Michaud et al., 2009). Si bien no hay acuerdo sobre el tiempo de su llegada a la fosa [e.g. 2 – 3 Ma según Lonsdale (1978), 8 Ma según Gutscher et al. (1999), 15 Ma según Spikings et al. (2001)], la subducción de la Cordillera de Carnegie es considerada como responsable de múltiples fenómenos geológicos (Lonsdale, 1978; Gutscher et al., 1999; Michaud et al., 2009), entre los que destacan levantamientos recientes observados en la costa ecuatoriana (Dumont et al., 2005; Pedoja et al.,

2006; Witt et al., 2006), y cambios composicionales y distribución de los volcanes Cuaternarios (Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991; Bourdon et al., 2003; Hoffer et al., 2008).

La convergencia entre la placa Nazca y Sudamericana también ocasiona que el bloque Nor-Andino se acorte y se mueva en dirección N30°E – N40°E a una velocidad entre 6 y 9 mm/a (Nocquet et al., 2009) (Figura 1:2). En el Ecuador este movimiento está acomodado por un sistema de fallas, principalmente dextrales, denominado Sistema Mayor Dextral, el cual separa el bloque Nor-Andino de la placa Sudamericana (Soulas et al., 1991; Segovia y Alvarado, 2009). Alvarado (2012) presenta datos que muestran que la deformación activa está localizada a lo largo de un único sistema de fallas mayor, que conecta los segmentos de fallas activos desde el Golfo de Guayaquil hasta la Cordillera Real (Sistemas de fallas Puná-Pallatanga y Chingual-Cosanga) y que acomodan el movimiento del Bloque Norandino con respecto de Sudamérica, siguiendo una tendencia NE a lo largo de un sistema transpresional con fallas compresivas de rumbo ~N-S.

1.2.2 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El Ecuador continental está subdividido en cinco regiones principales, cada una con características morfológicas y geológicas diferentes (Figura 1:3): 1) La **Costa (Co)**, compuesta por un basamento oceánico, cubierto por depósitos de ante-arco de edad Paleógeno – Neógeno (Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995, Reynaud et al., 1999). 2) La **Cordillera Occidental (CW)**, compuesta de rocas volcánicas e intrusivas, máficas a intermedias, yuxtapuestas con depósitos principalmente turbidíticos, del Cretácico Tardío al Oligoceno (Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2009). 3) La **Depresión Interandina (ID)** se ubicada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Real y alberga una potente secuencia de depósitos volcánicos, principalmente Pliocénicos – Pleistocénicos, que cubren casi por completo al basamento (Winkler et al., 2005). 4) La **Cordillera Real (CR)**, compuesta de rocas metamórficas del Paleozoico – Mesozoico y separada de la Depresión Interandina por la falla de Peltetec (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994). 5) La **Cuenca Oriente (OB)**, incluyendo la **Zona Subandina (ZS)**, desarrollada sobre la placa Sudamericana (cratón Guyanés) y formada como respuesta al crecimiento de la Cordillera Real (Jaillard et al., 1997).

En vista de que la zona de estudio se localiza muy cerca del límite entre la Depresión Interandina y Cordillera Occidental, a continuación se describe con más detalle estas dos regiones.

1.2.2.1 Cordillera Occidental (CW)

Compuesta de bloques oceánicos alóctonos, los cuáles se acrecieron contra el margen occidental de la placa Sudamericana, en el Cretácico Tardío y en el Eoceno Tardío (Feininger y Bristow, 1980; Égüez, 1986; Jaillar et al., 1995; Spikings et al., 2005).

La Unidad Pallatanga aflora a lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental (Figura 1:3), se compone de rocas ultramáficas, basaltos y turbiditas de grano fino (Hughes y Pilatasig, 2002) y está separada del margen continental por una zona de sutura deformada (Calacalí – Pujilí – Pallatanga) que es considerada como la prolongación sur del sistema de Fallas Cauca – Patía de Colombia (Litherland y Aspden, 1992) (Figura 1:3). La base de la Unidad Pallatanga (Formación Pallatanga) a sido datada en 84 – 87 Ma, por Vallejo (2007). Los análisis químicos revelan una composición tipo plateau oceánico (Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002; Mamberti et al., 2003), sugiriendo que la Formación Pallatanga se formó a partir de una pluma mantélica, probablemente el antiguo punto caliente Galápagos, que también tiene una relación genética con el plateau oceánico Caribe (Spikings et al., 2001; Kerr et al., 2002; Vallejo et al., 2009).

La Unidad Macuchi aflora en el borde occidental de la Cordillera Occidental y su borde oriental coincide con la falla regional, Chimbo – Toachi (Hughes y Pilatasig, 2002) (Figura 1:3). Las rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de esta unidad han sido identificadas como parte de un arco de islas (Égüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002) subyacidas por rocas tipo MORB (Boland et al., 2000) o por rocas con afinidad de plateau oceánico (Chiaradia y Fontboté, 2001). La edad de la Unidad Macuchi no ha sido bien constreñida, pero se la ubica, en base a edades radiométricas y bioestratigráficas, en un rango entre el Paleoceno al Eoceno Tardío (Égüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002, Spikings et al., 2005).

La acreción de la Unidad Macuchi se piensa que ocurrió durante el Eoceno Tardío (Égüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillar et al., 2004) y las evidencias que lo soportan son: 1) la identificación de un evento tectónico regional durante el Eoceno (Égüez, 1986; Spikings et al., 2001), 2) cambios mayores en la sedimentación (e.g. discordancias regionales) entre el Eoceno Medio y Tardío (Égüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002) y 3) elevadas tasas de enfriamiento y exhumación en la Cordillera Occidental entre 43 – 30 Ma (Spikings et al., 2001). Sin embargo el origen alóctono de la Unidad Macuchi es seriamente cuestionado por Vallejo (2007) y Vallejo et al. (2009).

1.2.2.2 Depresión Interandina (ID)

En el Ecuador, la Depresión Interandina se extiende desde ~2°30'S hasta la frontera con Colombia (Winkler et al., 2005) (Figura 1:3), cubre un área aproximada de 300km de largo por 20 – 30km de ancho (Hall et al., 2008) y está caracterizada por ser una depresión (hasta 3000m más baja, según Winkler et al., 2005) entre las Cordilleras Occidental y Real (Figura 1:3).

La ID está limitada hacia el oriente por la Falla de Peltetec, la cual se cree que se formó en el Jurásico Tardío como resultado de la acreción de los terrenos que forman la Cordillera Real (Litherland et al., 1994) o alternativamente, en el Cretácico Tardío por la acreción del Bloque Pallatanga (Spikings et al., 2005, Jaillard et al., 2009). La zona de sutura Calacalí – Pujilí – Pallatanga define el límite occidental de la ID (Winkler et al., 2005) (Figura 1:3).

Al Sur de los 2°10'S, paralela con la sutura Calacalí – Pujilí – Pallatanga, la ID cambia su dirección hacia el W y va desapareciendo (Figura 1:3). La sutura Calacalí – Pujilí – Pallatanga se curva hacia el golfo de Guayaquil y corta topográficamente a la Cordillera Occidental (Figura 1:2) (Lavenue et al., 1996; Winkler et al., 2005). La Cordillera Occidental y Real forman una sola cadena, al sur de los 2°30'S, sin una depresión central dominante y exenta de actividad volcánica cuaternaria (Hall et al., 2008).

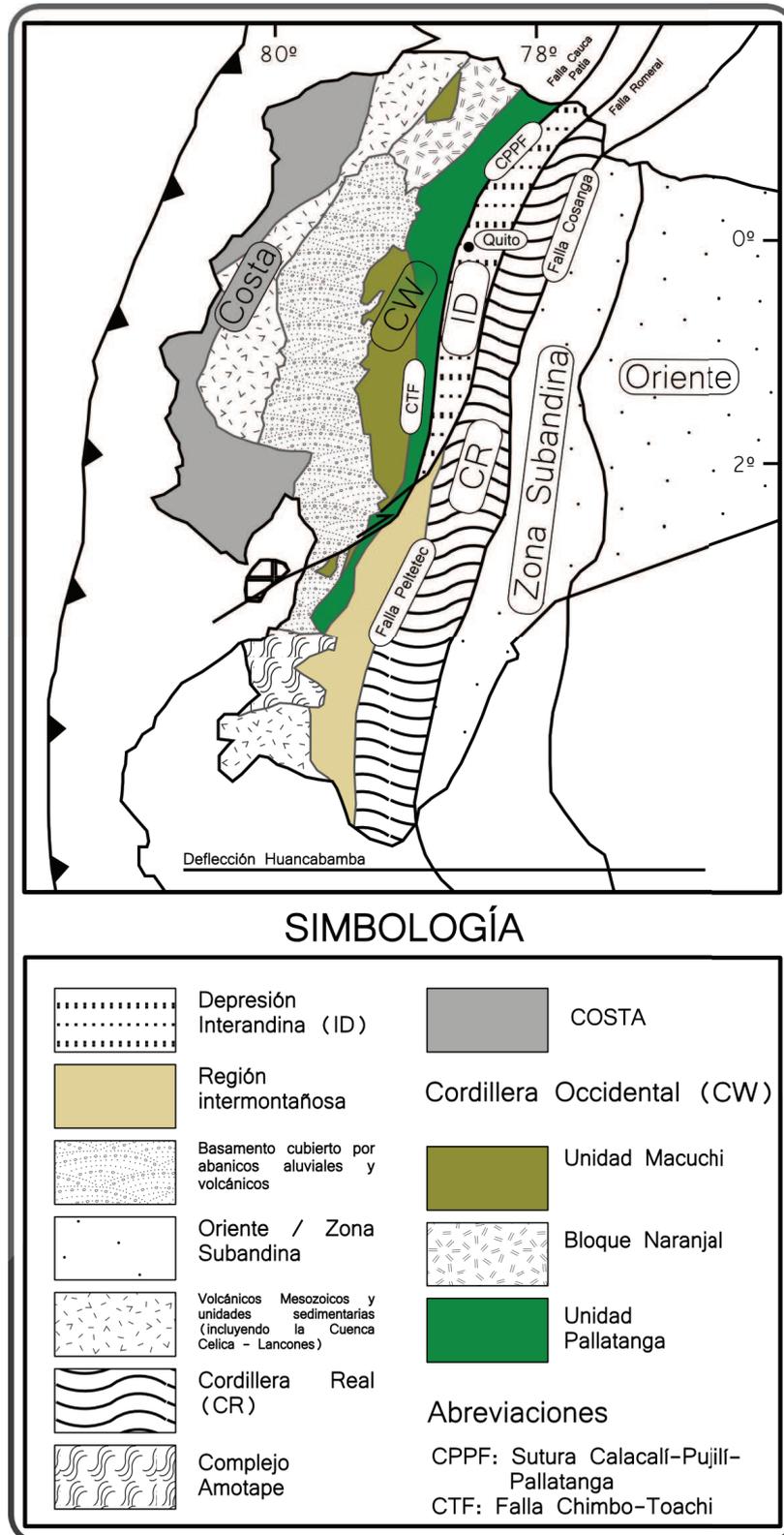


Figura 1:3 Principales regiones geológicas morfo-estructurales del Ecuador (modificado de Vallejo et al., 2009).

No se conoce con precisión el basamento de la ID y una serie de hipótesis han sido propuestas al respecto: 1) la existencia de un micro continente de rocas

metamórficas (Chaucha – Arenillas) subyaciendo a la ID (Aspden y Litherland, 1992), 2) la continuidad de las rocas de la Cordillera Real bajo la ID (Hughes y Pilatasig, 2002), 3) un basamento tectónicamente complejo, que involucre a rocas de la Cordillera Real y Occidental en una cuña de acreción producida por el desmembramiento de una parte de la Cordillera Real en el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Égüez y Aspden, 1993; Villagómez, 2003) y 4) el basamento de la ID corresponde a un plateau oceánico (San Juan) del Cretácico Temprano, acrecionado en el Campaniano Tardío (McCourt et al., 1998; Jaillard et al., 2009).

Asimismo, varias hipótesis han sido planteadas sobre la formación de la ID, tales como: 1) que la Depresión Interandina es una cuenca de tipo “piggy back” formada entre la CW y CR, desde el Mioceno Tardío, con un desarrollo que constó de cuatro pulsos tectónicos (extensivos y compresivos) originados en regímenes transtensivos y transpresivos; explicándose estos regímenes como la consecuencia de movimientos relativos de CW con respecto a CR o viceversa (Tibaldi y Ferrari, 1992) o 2) la Depresión Interandina se formó como un graben compresivo (anterior al Plioceno) como producto de un importante levantamiento de los Andes ecuatorianos en el Mioceno y que a partir del Plioceno se ha comportado como un “restraining bend” a escala crustal, donde algunos pliegues de tendencia N – S a NNE se han formado, probablemente, asociados a una estructura “flat and ramp” en profundidad (Ego y Sebrier, 1996).

La interacción entre los procesos tectónicos y el volcanismo constante de la zona ha dado lugar a la formación de cuencas sedimentarias dentro de la ID, las cuáles, han sido rellenadas por secuencias de depósitos volcano-clásticos, volcano-sedimentarios, fluvio-lacustres y aluviales (Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005) (Figura 1:4).

Éstas cuencas se han formado entre el Mioceno y el Pleistoceno (Lavenu et al., 1992; Lavenu et al., 1996; Winkler et al., 2005) (Figura 1:4) y son, de norte a sur: 1) La **cuenca del Chota**, la cual comprende una secuencia sedimentaria cercana a los 1400m de espesor y con depósitos entre 5 Ma y 0.5 Ma (Winkler et al., 2005). 2) La **cuenca Quito – San Antonio – Guayllabamba**, con una secuencia sedimentaria cercana a los 1000m de espesor y con depósitos que van desde el Plioceno Tardío al Holoceno (Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez,

2003). 3) La **cuenca Ambato – Latacunga**, con depósitos que van del Plioceno al Holoceno (Lavenu et al., 1992) y 4) La **cuenca Alausí – Riobamba**, con depósitos que van desde el Mioceno al Pleistoceno (Lavenu et al., 1992; Lavenu et al., 1996).

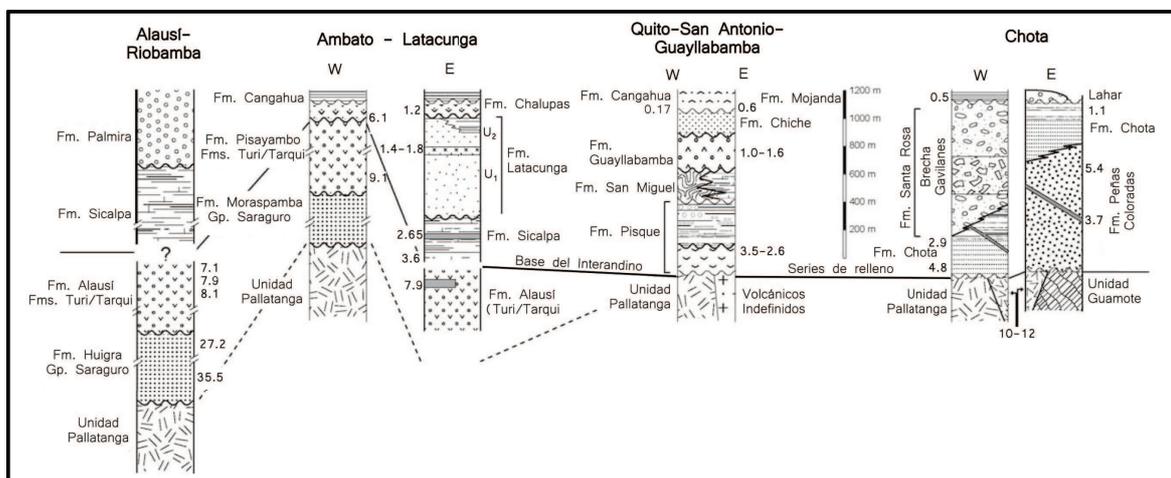


Figura 1:4 Columnas estratigráficas de las principales cuencas de la Depresión Interandina (modificado de Winkler et al., 2005)

1.2.2.3 Estratigrafía de la cuenca Quito – San Antonio – Guayllabamba

Se ha sugerido que la secuencia sedimentaria de la cuenca Quito – San Antonio – Guayllabamba yace sobre rocas del basamento Cretácico, parte del Bloque Pallatanga (Figura 1:4) (DGGM, 1982; Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), sin embargo en la literatura se presentan muy pocas evidencias que apoyen esta idea. No existen edades radiométricas dentro de los depósitos pleistocénicos o más antiguos en esta zona, por lo que en general, trabajos anteriores han asignado edades a los estratos en base a correlaciones con edificios volcánicos cercanos, datados principalmente por Barberi et al. (1988), a pesar de que estas dataciones contienen muy poca información estratigráfica asociada. Adicionalmente en la mayoría de los casos, dichos volcanes han sido poco o nada estudiados (e.g. Volcán Casitahua, Volcán Chilcaloma) y/o pobremente constreñidos en el tiempo (e.g. Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya; Robin et al., 1997; Robin et al., 2009).

No se puede establecer el periodo en el cual comenzó a formarse esta cuenca, debido a la falta de edades radiométricas y caracterizaciones (especialmente

químicas) de las formaciones a la base. Un resumen de la estratigrafía de la cuenca se presenta a continuación.

1.2.2.3.1 Formación Pisque

La Formación Pisque se encuentra a la base de la cuenca (DGGM, 1982; Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), está principalmente formada por lavas y brechas andesíticas (Miembro Basal en Villagómez, 2003) sobre yacidas por depósitos volcano-clásticos y volcano-sedimentarios (Miembro Puente Viejo y Miembro Aluvial en Villagómez, 2003). La relación entre las lavas y brechas con los depósitos volcano-clásticos y volcano-sedimentarios superiores no es clara, ya que el contacto que las separa es transicional según Samaniego et al. (1994) y discordante según Villagómez et al. (2002) y Villagómez (2003). Adicionalmente Lavenu et al. (1996) propone que estas lavas y brechas pueden ser solo facies más proximales de los volcano-clastos y volcano-sedimentos y Ego y Sebrier (1996) reportan secuencias de lavas y brechas intercaladas dentro de los volcano-clastos y volcano-sedimentos. La falta de edades radiométricas y de caracterizaciones químicas no permiten discriminar la fuente de estos depósitos, sin embargo una parte de estas lavas y brechas al parecer fue datada, por el método *K/Ar*, en 1.20 ± 0.13 Ma y 1.17 ± 0.10 Ma (Barberi et al., 1988 citado por Lavenu et al., 1996), mientras que otra parte ha sido correlacionada, sin un sustento formal (químico, petrográfico o estratigráfico), con los volcanes Casitahua, Cubilche y Chilcaloma, los cuáles han sido datados, por el método *K/Ar*, en 2.25 ± 0.25 Ma, 2.60 ± 0.06 Ma y 3.46 ± 0.10 Ma (Barberi et al., 1988), lo que ha llevado a ubicar a la Formación Pisque en el Plioceno – Pleistoceno (Figura 1:3) (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

1.2.2.3.2 Formación San Miguel

La Formación San Miguel está caracterizada como secuencias ricas en material volcánico, formadas en ambientes deltaicos y lacustres, que progradan al E (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Su parte superior ha sido fuertemente deformada, durante desplazamientos gravitacionales, *syn-sedimentarios*, originados como respuesta a la carga ejercida por flujos laháricos, más jóvenes, asociados con la Formación Guayllabamba (Figura 1:3) (Samaniego et al., 1994; Villagómez, 2003).

1.2.2.3.3 Formación Guayllabamba

A la sobre-yacente Formación Guayllabamba se la ha asociado con un periodo de intensa actividad volcánica y tectónica (Villagómez et al., 2002; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Al SE (zona Quito) esta formación está caracterizada como una secuencia de depósitos volcánicos primarios (e.g. lavas, flujos piroclásticos, avalanchas), mientras que al N (zona Guayllabamba) principalmente está compuesta de flujos laháricos, que rellenaron el lago existente (Formación San Miguel) (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Villagómez (2003) reporta dos domos volcánicos (Domo Catequilla y Domo Pacpo) asociados con la Formación Guayllabamba, intruyendo a los depósitos lacustres San Miguel, en la zona San Antonio de Pichincha, pero no presenta evidencias estratigráficas claras o cronológicas que respalden esta idea.

Principalmente, en base a correlaciones con edades radiométricas, de 1620 ± 16 ka y 980 ± 13 ka, obtenidas por Barberi et al. (1988), para el Complejo Volcánico Pichincha, se ha asignado un periodo para esta formación entre 1.0 y 1.6 Ma (Winkler et al., 2005) (Figura 1.4).

Villagómez (2003) correlaciona los depósitos de tipo aluvial dentro de esta formación, con el crecimiento de la Elevación Calderón – Catequilla, interpretando el inicio del levantamiento como la activación inicial del segmento norte del sistema de fallas de Quito. En dicho trabajo se propone que este levantamiento habría sido ocasionado por un cambio de régimen tectónico (de extensivo a compresivo) ocurrido cerca de 1 Ma, lo cual separó a la cuenca San Antonio de Pichincha de la cuenca de Guayllabamba.

Recientemente, Jaya (2009) asoció con el Complejo Volcánico Pichincha unos depósitos volcánicos ubicados dentro de la zona de Quito, que anteriormente habían sido interpretados como parte de la Formación Guayllabamba; les atribuye un rango de edades entre 260 – 170 ka.

Adicionalmente, en el presente estudio se han encontrado evidencias inequívocas que indican que los Domos Catequilla y Pacpo tampoco pertenecen a la Formación Guayllabamba como lo había sugerido Villagómez (2003) (ver Capítulo

2), por lo que son necesarios trabajos adicionales, que definan y caractericen la fuente de esta formación y la constriñan mejor en el tiempo.

1.2.2.3.4 Formación Chiche

La sobre-yacente Formación Chiche fue depositada en un periodo de relativa calma (Villagómez et al., 2002; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005) y está caracterizada por depósitos lacustres y fluviales de baja energía, acompañados de depósitos laháricos (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Sólo se la observa en Quito y Guayllabamba. Lavenu et al. (1996) en base a un diente fósil de *Glossotherium*, propone una edad cercana a 500ka para el tope de esta formación, mientras que Hall y Mothes (2008) ubican el tope de la Formación Chiche cercana a los 300 ka.

1.2.2.3.5 Formación Machángara

En la zona de Quito la Formación Chiche es sobre-yacida por la llamada Formación Machángara, la cual en su parte basal está compuestas por depósitos volcano-clásticos y en su parte superior por depósitos epiclásticos (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

Jaya (2009) demuestra en su trabajo que los depósitos volcano-clásticos que anteriormente se denominaron como Formación Machángara, pertenecen en realidad al edificio Rucu Terminal [activo entre 250 y 150 ka, parte de Complejo Volcánico Pichincha en Robin et al. (2010)] y que sus depósitos afloran en varios drenajes de la loma El Batán – La Bota.

1.2.2.3.6 Formación Mojanda

La Formación Mojanda está caracterizada principalmente como una secuencia de piroclastos retrabajados en ambiente fluvial y eólico (Samaniego et al., 1994; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), intercalados con dos potentes depósitos de caídas plinianas [denominadas por Robin et al. (1997) como R1 y R2], una a la base y otra en la mitad de la secuencia (Samaniego et al., 1994; Villagómez, 2003). Los piroclastos de esta formación han sido principalmente relacionados con el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Samaniego et al., 1994; Villagómez, 2003).

1.2.2.3.7 Formación Cangahua

La Formación Cangahua se encuentra ampliamente distribuida a lo largo de la ID y está caracterizada como un depósito limo arenoso de color marrón, formado de piroclastos, la mayoría retrabajados, junto con suelos volcánicos incipientes. Hall y Beate (1991) reportan altos contenidos de vidrio y minerales volcánicos y un elevado contenido de SiO_2 , por lo que se sugiere que su fuente fueron volcanes con erupciones dacíticas – riolíticas. Vera y López (1986) han propuesto un periodo entre 120 ka y 10 ka para la Formación Cangahua, mientras que Hall y Mothes (2001) presentan edades radiométricas para depósitos piroclásticos, dentro de la cangahua, en el intervalo entre 260ka - 10ka.

1.2.2.3.8 Depósitos Holocénicos

Sobre-yaciendo a la Formación Cangahua, en la zona de Quito, se presentan los depósitos La Carolina, caracterizados como secuencias de arenas, limos y arcillas, intercaladas con piroclastos y depositados en ambientes palustres, lacustres y fluviales (Alvarado, 1996). Una edad de 6000a AP es presentada por Alvarado (1996) hacia la base de estos depósitos. En la zona de San Antonio de Pichincha, Cornejo (1980) reporta también la presencia de depósitos lacustres, compuestos esencialmente por cenizas intercaladas con lignito, el cual fue datado en 6750a AP (DGGM, 1982). Samaniego et al. (1994) igualmente reporta dentro de la actual depresión de Guayllabamba, depósitos lacustres, posiblemente contemporáneos con los observados en Quito y en San Antonio. Dentro de la cuenca de San Antonio de Pichincha se puede observar a los depósitos del Complejo Volcánico Pululahua. La actividad de este complejo volcánico está concentrada entre los 165 ka y 2240a AP (Andrade, 2002), por lo que actualmente se lo considera como potencialmente activo (Andrade, 2002; Bernard y Andrade, 2011).

1.2.3 ARCO VOLCÁNICO CUATERNARIO Y CENTROS VOLCÁNICOS DE INTERÉS

1.2.3.1 Arco Volcánico Cuaternario

En el Ecuador, el Arco Volcánico Cuaternario se extiende desde la frontera con Colombia (V. Cerro Negro) hasta los 2°S (V. Sangay), ocupando, longitudinalmente cerca de 350km, con una tendencia NNE – SSW (Figura 1:5).

Los volcanes del arco ecuatoriano han sido subdivididos, de acuerdo a su posición geográfica y características morfológicas y químicas, en cuatro grupos característicos: volcanes de la Cordillera Occidental, de la Depresión Interandina, de la Cordillera Real y de la Zona Subandina (Barberi et al., 1988; Hall y Beate, 1991).

Bernard y Andrade (2011) han reconocido e inventariado 83 complejos volcánicos cuaternarios en el Ecuador continental (Figura 1:5) y los clasifican en base a su última erupción, reportando volcanes extintos o dormidos (60 volcanes con su última erupción > 10000a), volcanes potencialmente activos (15 volcanes con su última erupción < 10000a), volcanes activos (5 volcanes con su última erupción < 500a) y 3 volcanes en erupción (entre 2011 y 2012); sin embargo, varios de los volcanes clasificados como extintos o dormidos carecen de estudios detallados, por lo que podrían tener erupciones muy jóvenes que aún no han sido documentadas adecuadamente [e.g. Volcán Corazón, Robles (2013)].

En base a la zona de estudio se considera a los volcanes de la Cordillera Occidental y a los volcanes de la Depresión Interandina como la fuente principal de los productos volcánicos en la cuenca San Antonio, por lo que se los describe con mayor detalle a continuación.

1.2.3.1.1 Volcanes de la Cordillera Occidental

Representan los volcanes del frente de arco, los cuáles se encuentran construidos sobre un basamento oceánico del Cretácico Tardío (Hughes y Pilatasig, 2002). Se los observa sistemáticamente espaciados y siguiendo una tendencia NNE. Cubren una longitud aproximada de 360km.

Varios de estos edificios se presentan como centros andesíticos ácidos – dacíticos, en el Pleistoceno – Holoceno, que han seguido a centros de composición mas básica (andesíticos básicos) y más antiguos (Hall et al., 2008).

La mayoría de los edificios de este grupo, morfológicamente se presentan como conos compuestos, construidos sucesivamente por migraciones del conducto (Hall et al., 2008).

Hay reportes de actividad histórica en los volcanes Quilotoa, Pululagua, Atacazo – Ninahuilca, Cuicocha y Pichincha (Hall et al., 2008).

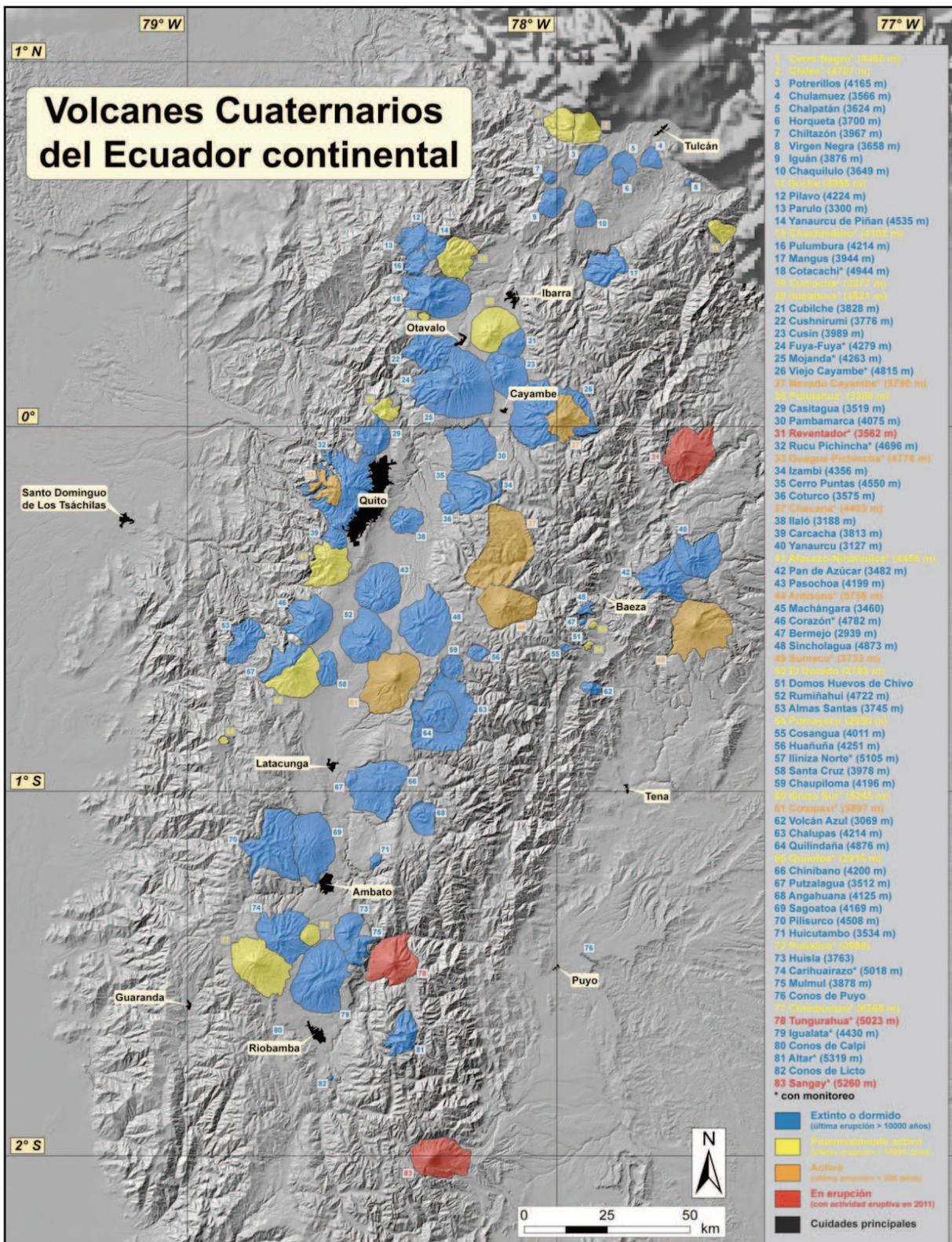


Figura 1:5 Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental (Bernard y Andrade, 2011).

1.2.3.1.2 Volcanes de la Depresión Interandina

Se localizan irregularmente a lo largo del eje de la Depresión Interandina y en general están representados por edificios andesíticos antiguos (e.g. Pasochoa, Rumiñahui, Ilaló) (Hall et al., 2008).

De estos volcanes, sólo el Imbabura ha mostrado evidencias de actividad Holocénica (Ruiz, 2003; Le Pennec et al., 2011). Pocos depósitos Pleistocénicos de caídas y avalanchas han sido identificados en el Mojanda Fuya-Fuya y también en el Imbabura (Hall et al., 2008).

A la mayoría de estos volcanes se los clasifica como extintos o dormidos (Bernard y Andrade, 2011).

1.2.3.2 Centros Volcánicos de interés

A continuación se presentará una síntesis de la actividad y características eruptivas de los Volcanes Casitahua, Complejo Volcánico Pichincha, Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya y Complejo Volcánico Pululahua (Figura 1:6).

1.2.3.2.1 Volcán Casitahua (VC)

El Volcán Casitahua (VC) se encuentra en el límite occidental de la cuenca San Antonio de Pichincha (Figura 1:6), se presenta como un volcán andesítico, erosionado y completamente cubierto por la Cangahua (Figura 1:10), datado en 2.25 ± 0.25 Ma (Barberi et al., 1988), sin que existan estudios a detalle del tipo de actividad o de su historia eruptiva.

1.2.3.2.2 Complejo Volcánico Pichincha (PVC)

El Complejo Volcánico Pichincha se ubica al W de la ciudad de Quito (Figura 1:6) y se lo considera como uno de los centros, que por su cercanía, pudo haber aportado productos volcánicos a la cuenca de San Antonio.

Las lavas más antiguas de este complejo (El Cinto y La Esperanza) se encuentran en el sur y en su extremo NW (Jaya, 2009; Robin et al., 2010). Se ha establecido una edad de 1.1 – 0.9 Ma para las lavas basales de la cuchilla del Cinto (Robin et al., 2010) y zonas como La Cima de la Libertad, el Panecillo, el Itchimbía y la loma de Puengasí podrían también contener dentro de su geología lavas con características y de edad similar a las de la parte basal del PVC (Jaya, 2009).

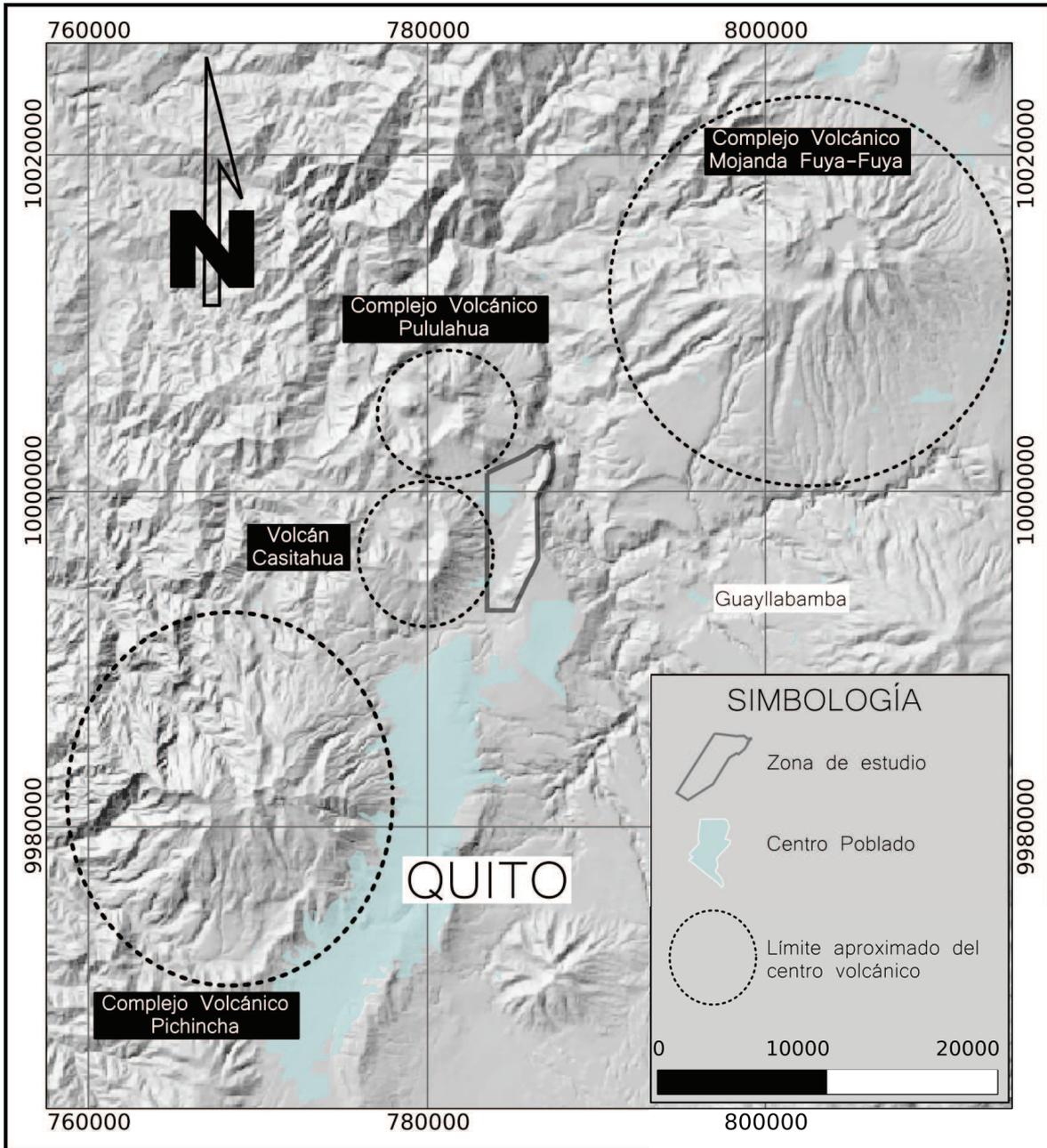


Figura 1:6 Distribución de los principales Centros Volcánicos con influencia en la zona de estudio.

Posteriormente se edificó el Rucu Pichincha (Robin et al., 2010), desarrollándose entre 850 y 150 ka (Robin et al., 2010) y en tres fases de construcción: 1) Un estrato-cono inferior (Rucu Pichincha Inferior de $\sim 160\text{km}^3$) desarrollado entre 850 y 600 ka. 2) Luego de un gap de actividad de $\sim 150\text{ka}$, empieza el desarrollo del Rucu Pichincha Superior, un cono menos voluminoso ($40 - 50 \text{ km}^3$), cuya actividad inició entre 450 – 430 ka y finalizó cercana a los 250 ka. 3) Posterior a los 250ka se dio paso al crecimiento de un pequeño, pero más explosivo edificio

(8 – 10 km³), con el cual termina la historia del Rucu Pichincha cercana a los 150ka (Robin et al., 2010).

El Guagua Pichincha se desarrolló en 60ka y está constituido por tres fases sucesivas. 1) Guagua Pichincha Principal, con una actividad que va desde los 60ka hasta los 11ka. Está compuesto por un estrato cono basal principalmente efusivo, separado por un evento explosivo (47ka), de una fase de larga duración de crecimiento de domos y eventos explosivos relacionados a ellos. 2) Actividad explosiva sostenida y extrusiones de lavas viscosas forman el edificio Toaza (4 – 5 km³) que presentó un colapso de flanco alrededor de los 4ka. 3) Posteriormente se produce el crecimiento del domo volcánico Cristal (~1km³), cuya actividad ha sido registrada históricamente (Robin et al., 2010).

1.2.3.2.3 Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (CVMF)

El Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya se encuentra ubicado al NE de la cuenca San Antonio de Pichincha (Figura 1:6) y consiste de dos centros volcánicos, el Mojanda y el Fuya-Fuya, los que a pesar de su cercanía (<3km) presentan una historia, estilo eruptivo y sistemas magmáticos diferentes (Robin et al., 1997; Robin et al., 2009).

El Edificio Mojanda (~ 600 – 200 ka), en su parte basal, está formado por un estrato-cono, el cual ha sido construido de andesitas y andesitas ácidas. Este edificio fue cubierto por un cono andesítico – andesítico básico (Mojanda II), el cual posteriormente colapsó después de una larga erupción freato-magmática. (Robin et al., 1997; Robin et al., 2009).

Sobre el flanco occidental del Mojanda I, se construyó el Fuya-Fuya, el cual al parecer fue contemporáneo con el edificio Mojanda II. La actividad del Fuya-Fuya (Fuya-Fuya I) inició con extrusiones viscosas de lavas andesíticas ácidas y domos dacíticos, seguidas de una intensa actividad piroclástica, durante la cual fueron emitidas dos caídas plinianas de pómez riolítica (R1 y R2) de gran volumen. Una fase intermedia en la construcción del Fuya-Fuya está representada por un periodo de actividad más efusiva, que originó un cono andesítico, nombrado San Bartolomé (Fuya-Fuya II). La construcción de este cono fue interrumpida por un colapso sectorial en el Pleistoceno Tardío. Finalmente un complejo de lavas

silíceas y domos fue emplazado dentro la cicatriz de deslizamiento, formando la parte superior y más joven del Fuya-Fuya (Robin et al., 1997; Robin et al., 2009).

1.2.3.2.4 Complejo Volcánico Pululahua (CVP)

El Complejo Volcánico Pululahua (CVP) se ubica al NNW de la cuenca San Antonio de Pichincha (Figuras 1:6, 1:7), este complejo se caracteriza por presentar una composición mayormente dacítica y se ha desarrollado en tres periodos, con una historia eruptiva que inicia en el Pleistoceno Superior y que continúa hasta el Holoceno (Andrade, 2002). El primer periodo en la evolución del CVP consistió de erupciones efusivas de lavas dacíticas con hornblenda que formaron el conjunto de domos pre-caldera (Andrade, 2002). Debido al dinamismo eruptivo en esta etapa, los únicos depósitos que dan cuenta de este tipo de actividad son brechas de tipo flujo piroclástico de bloques y ceniza (“*block and ash*”). El segundo periodo fue la formación del cráter del Pululahua, con no menos de cuatro erupciones explosivas de gran magnitud, que formaron una depresión de ~300m de diámetro y de 400m de profundidad promedio (Andrade, 2002). Los depósitos asociados con esta etapa son potentes flujos piroclásticos y gruesas caídas de pómez con hornblenda, los cuáles rellenan la cuenca San Antonio (Papele y Rosi, 1993; Andrade, 2002; Volentik et al., 2010). El último periodo de actividad del Pululahua está marcado por la extrusión de los domos post-caldera, probablemente acompañados con eventos explosivos menores y anteriores a 840a AP (Andrade, 2002).



Figura 1:7 Vista al flanco SE del Complejo Volcánico Pululahua (CVP). Se observa la planicie de San Antonio de Pichincha (SAP) con una ligera inclinación al E y parte del Volcán Casitahua.

1.2.4 SISTEMA DE FALLAS DE QUITO Y CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA

1.2.4.1 Sistema de fallas de Quito

El sistema de fallas de Quito se localiza al oriente de la Cordillera Occidental, en el interior de la Depresión Interandina, extendiéndose entre los 0° y 0.4°S, en una dirección aproximada NNE y con una longitud total cercana a los 60km (Figura 1:8) (Alvarado, 2012).

Morfológicamente, la zona de Quito está caracterizada por presentar sucesiones de lomas que limitan las cuencas alargadas Machángara, El Batán y San Antonio (Figura 1:6) (Alvarado, 2009; Alvarado, 2012).

Se ha propuesto que este conjunto de lomas corresponden a estructuras plegadas por un sistema de fallas inversas, las que no afloran en superficie (Soulas et al., 1991; Lavenu, 1994; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012). Los planos de este sistema de fallas estarían inclinándose entre 30° y 45° al occidente (Alvarado, 2012). Lavenu (1994) propone que el sistema de fallas de Quito junto con el de Ambato – Pastocalle, integran una zona de transición, de tendencia aproximada N – S, entre dos sistema dextrales mayores, de tendencias NE – SW y NNE – SSW (Pallatanga al sur y Chingual al norte). Adicionalmente Ego y Sebrier (1996) proponen que este set de lomas estaría asociado con una estructura de tipo “flat and ramp” en profundidad y cuya rampa final se divide en tres fallas inversas acomodadas en echelón (Figura 1:8).

En base a la orientación y a las estructuras del set de lomas, Alvarado (2012) las dividió en seis segmentos principales (Figura 1:8), caracterizados, de sur a norte, como:

1. **San Miguel**, pequeña loma redondeada que puede representar el límite sur del sistema de fallas de Quito (Figura 1:8) (Alvarado, 2009).
2. **El Tablón**, de forma oval. Está constituida principalmente por sedimentos volcánicos recubiertos por la Fm. Cangahua. Los depósitos en su zona interna se observan intensamente fracturados (Figura 1:8) (Alvarado, 2009).
3. **Puengasí**, corresponde a una elevación alargada, caracterizada por mostrar numerosos deslizamientos, en especial en su flanco oriental. Los

aflorescimientos dentro de esta loma son escasos y generalmente sólo se observa cangahua (Figura 1:8) (Alvarado, 2009).

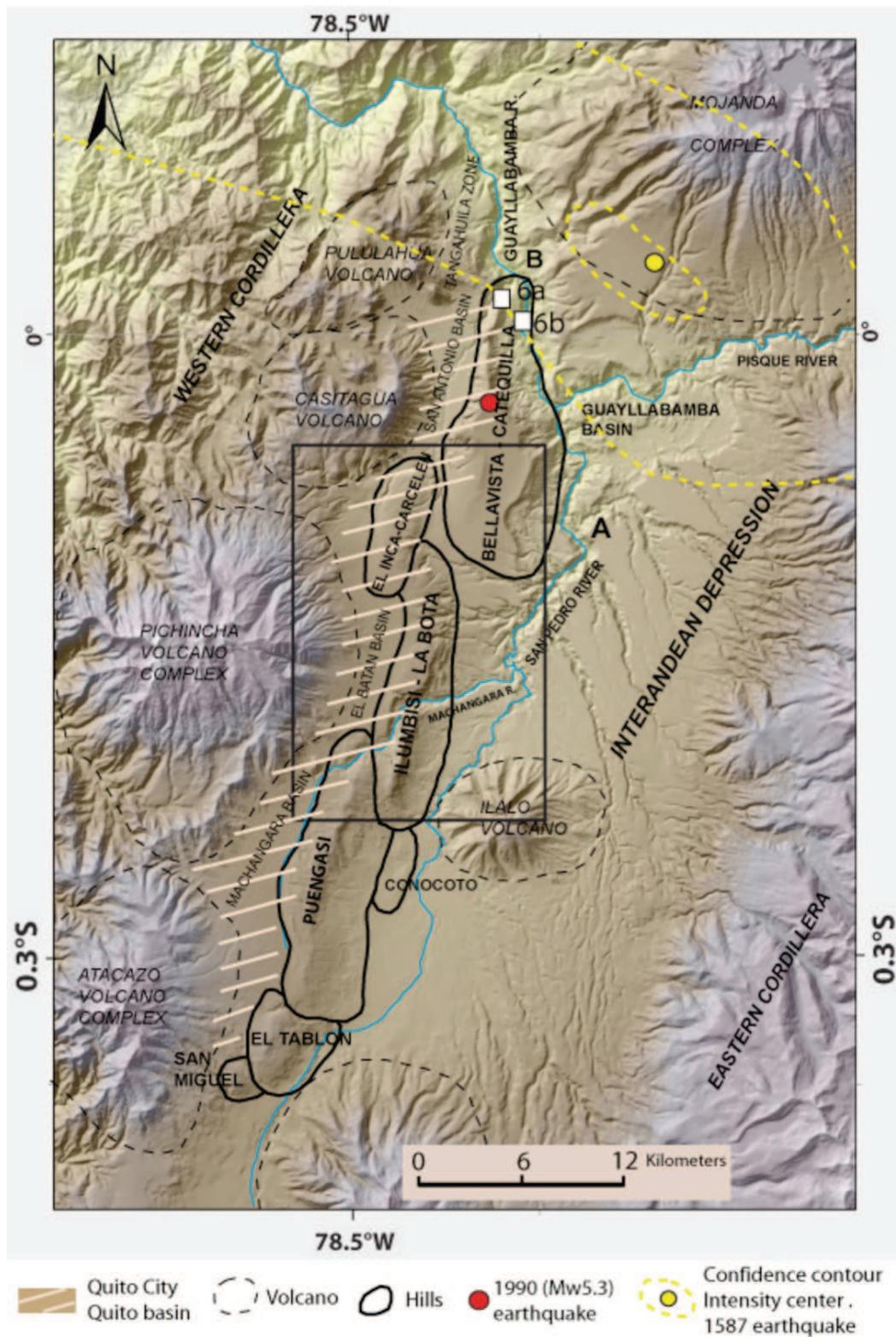


Figura 1:8 Esquema geomorfológico del sistema de fallas de Quito (tomado de Alvarado, 2012).

4. **Ilumbisí – La Bota**, se encuentra cortada por el río Machángara, principal drenaje de Quito (Alvarado, 2009). La loma de Ilumbisí presenta flancos aproximadamente simétricos y dentro de las quebradas que cruzan esta loma se han reportado capas plegadas (Ego et al., 1995; Alvarado, 2009). La zona de El Batán – La Bota, morfológicamente es distinta, muestra una pendiente suave y uniforme hacia el W, mientras que hacia el E es irregular y con quebradas más profundas. En el flanco oriental de esta elevación se han identificado afloramientos de capas buzando al oriente (Figura 1:8) (Alvarado, 2012).
5. **El Inca – Carcelén** (Alvarado, 2012).
6. Catequilla – Bellavista (referida en este estudio como **Elevación Calderón – Catequilla**), se presenta como una estructura bastante compleja que se ensancha hacia el S, con una depresión en su lomo. La elevación está limitada por dos colinas que posiblemente correspondan a pliegues (Figura 1:8). No se observa un límite sur bien definido (Alvarado, 2009).

La acción de este sistema de fallas ha levantado a la ciudad de Quito entre 500 y 700m sobre el resto de la ID y ha separado a las cuencas de Quito (Machángara – El Batán – San Antonio) de la cuenca de Guayllabamba (Alvarado, 2012).

1.2.4.2 Características, límites e hidrografía de la cuenca San Antonio de Pichincha

1.2.4.2.1 Características y límites de la cuenca San Antonio de Pichincha

La Cuenca de San Antonio de Pichincha es una depresión alargada en sentido NNE-SSW que se extiende por alrededor de 15km², ubicada al norte de Quito (Figuras 1:8 – 1:9).

Las secuencias dentro de esta cuenca son principalmente volcánicas y volcano-sedimentarias, depositadas entre el Pleistoceno – Holoceno (Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003).

La morfología de la planicie central ha sido formada por potentes depósitos asociados a los periodos de actividad eruptiva del Complejo Volcánico Pululhua (CVP), los cuáles han cubierto esta depresión, haciéndola aproximadamente plana y con una ligera inclinación (~5°) al E (Figura 1:9) (Andrade, 2002).

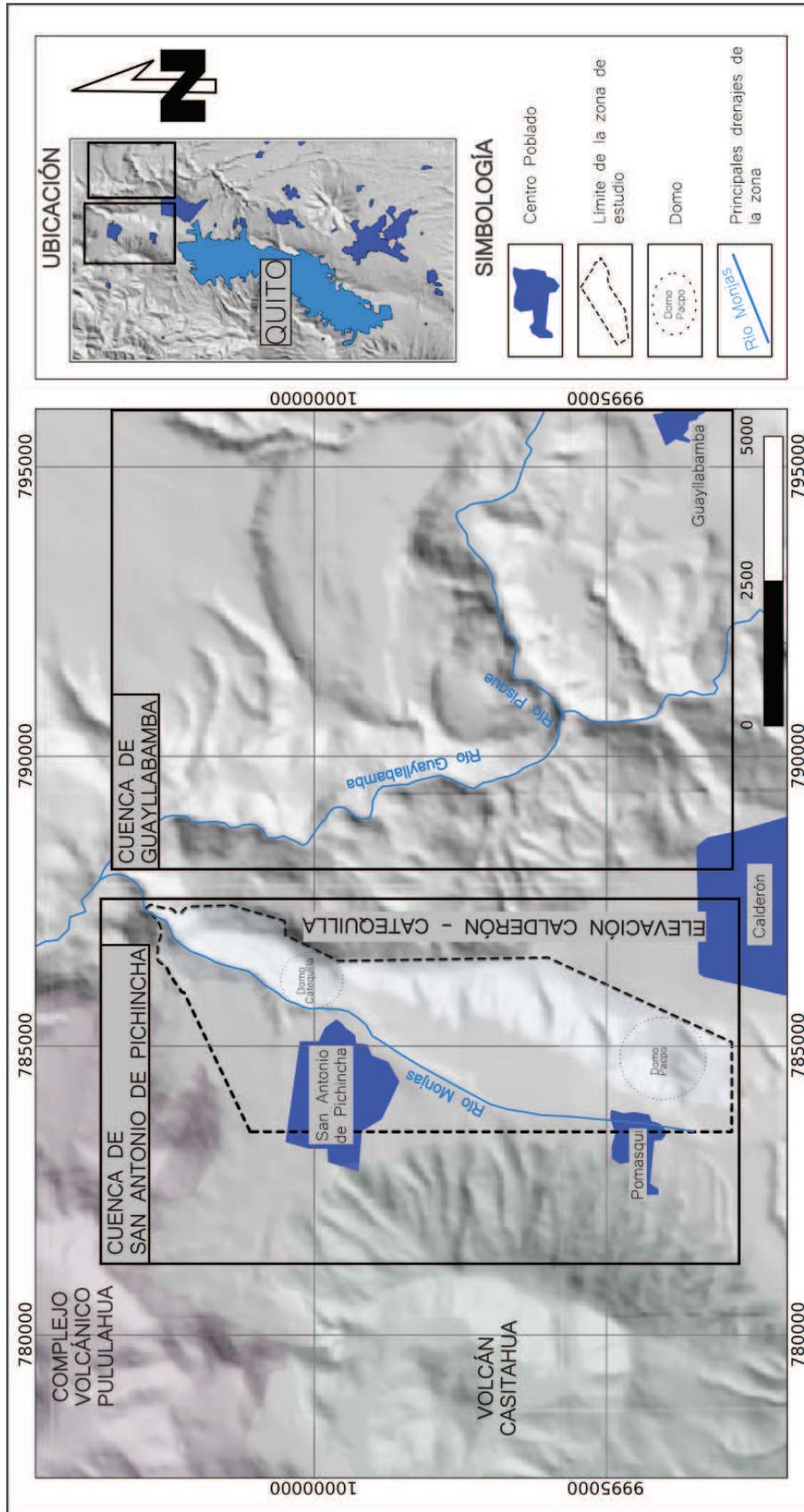


Figura 1:9 Ubicación y límites de la cuenca San Antonio de Pichincha. Modelo de elevación digital de 30m.

La cuenca de San Antonio de Pichincha se encuentra limitada por el Volcán Casitahua (VC) al W (Figuras 1:09 – 1:10), el Complejo Volcánico Pululahua al N y por la Elevación Calderón – Catequilla (ECC) al E (Figura 1:9). Su límite S no ha sido bien definido pero se encuentra aproximadamente formado por la parte N de la colina El Inca – Carcelén (Figura 1:8).



Figura 1:10 Vista del flanco E del Volcán Casitahua.

1.2.4.2.2 Elevación Calderón - Catequilla

La elevación Calderón – Catequilla (ECC) es una de las colinas asociadas con el sistema de fallas Quito (Figuras 1:8 y 1:9) y forma el borde oriental de la cuenca San Antonio de Pichincha, separándola de la depresión de Guayllabamba (Figuras 1:8 y 1:9). Localmente se presenta como un conjunto de tres lomas (Segmentos Rumicucho, La Providencia y Pacpo-Catequilla), las cuales se muestran topográficamente alargadas en dirección N – NNE (Figura 1:11).

Morfológicamente la ECC es más amplia hacia el sur (~5km), adelgazándose hacia el norte, con un ancho no mayor a 1km en su extremo septentrional (Figura 1:11). En general, los flancos del set de lomas que conforman esta elevación son asimétricos, con una pendiente mayor hacia el E que hacia el W.

Los Domos Catequilla (DC) y Pacpo (DP), que forman parte de dicha elevación (Figura 1:11), se ubican a una distancia aproximada de 6.5km, el uno del otro,

alineándose en dirección NNE-SSW ($\sim N10^{\circ}E$) y su ubicación sugiere un control estructural para su emplazamiento.

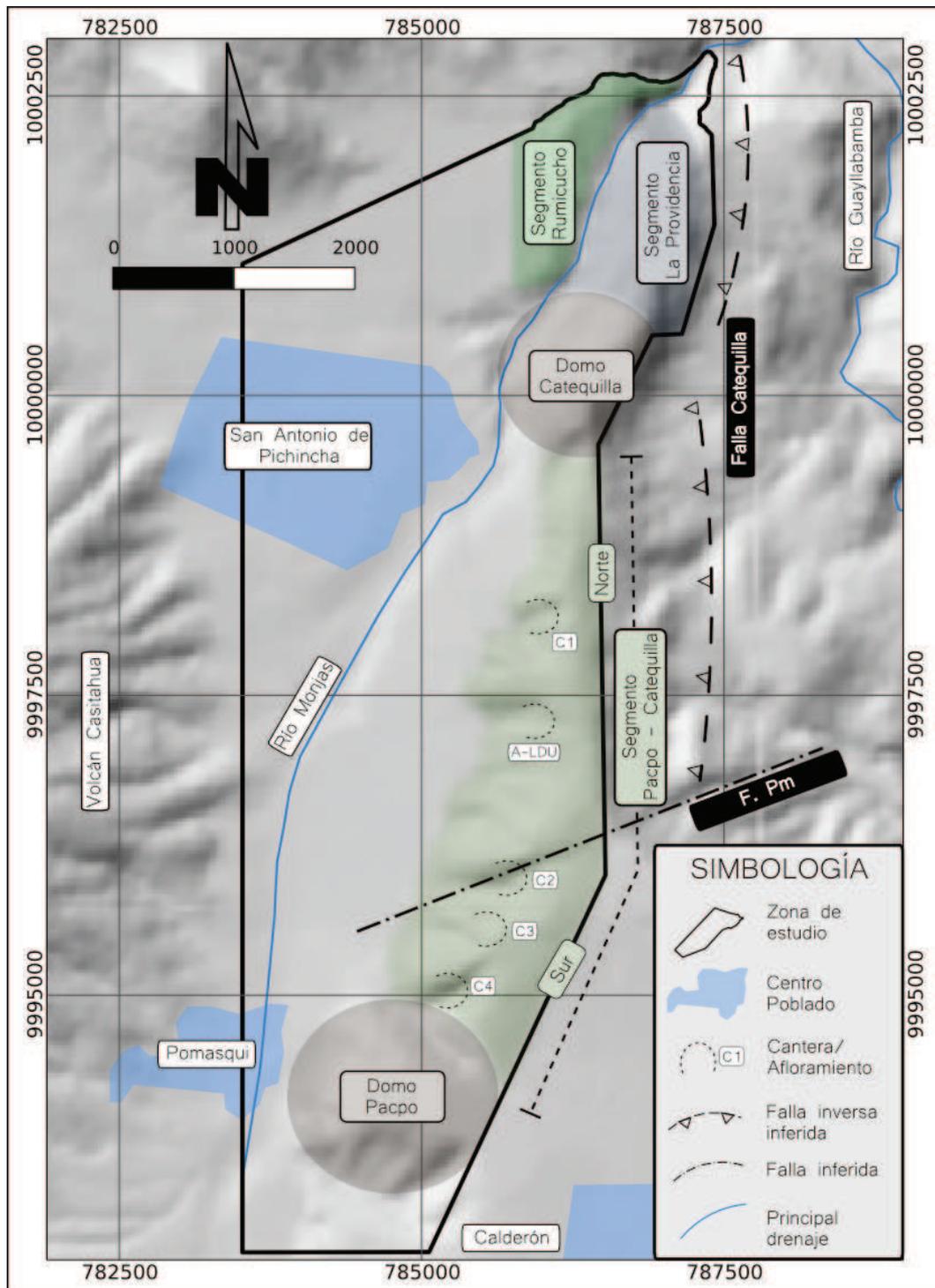


Figura 1:11 Elevación Calderón – Catequilla (abreviaciones: C1=cantera 1, C2=cantera 2, C3=cantera3, C4=cantera 4, A-LDU=afloramiento tras casas del conjunto LDU).

El Segmento Rumicuccho (SR) forma parte de la zona Norte de la Elevación Calderón - Catequilla (Figura 1:11), topográficamente se presenta alargado en

dirección NNE y se extiende por alrededor de 2km en el margen izquierdo del Río Monjas (Figura 1:11).

El Segmento La Providencia (SLP) se extiende hacia el Norte del Domo Catequilla (Figura 1:11), se presenta alargado en dirección N15°E y con una longitud aproximada de 1.5km.

El Segmento Pacpo–Catequilla (SP-C) va desde el Domo Pacpo hasta el Domo Catequilla, abarcando una extensión aproximada de 6.5km (Figuras 1:11 y 1:12). Morfológicamente se observan dos zonas, una Norte (SP-C N) que se alargada en dirección N y una Sur (SP-C S), cuyo flanco W presenta una dirección NNE. Separando a los segmentos SPC-N del SPC-S se observa una lineación (F. Pm) de dirección N68°, la cual posiblemente represente una falla (e.g. Calahorrano, 2001, Villagómez, 2003) de movimiento aún indeterminado (Figuras 1:11 y 1:12).

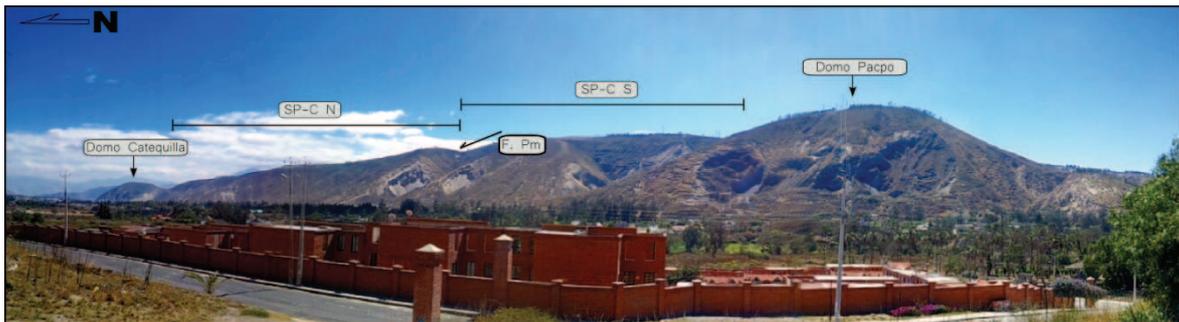


Figura 1:12 Flanco W del Segmento Pacpo - Catequilla (abreviaciones: SP-C N = Segmento Pacpo - Catequilla Norte, SP-C S = Segmento Pacpo - Catequilla Sur, F. Pm = Falla Pomasqui)

1.2.4.2.3 Hidrografía de la cuenca San Antonio de Pichincha

La red hidrográfica de esta zona está compuesta por pequeñas quebradas, en su mayoría secas casi todo el año, que corren en dirección W-E, alimentando al Río Monjas (principal drenaje de la zona), el que circula longitudinalmente por toda la cuenca, extendiéndose por cerca de 14.2km hasta desembocar en el Río Guayllabamba, al NNE.

Dentro de la zona de estudio, el Río Monjas (RM) presenta una extensión de ~9200m (Figura 1:13), su cauce es mas ancho y su altura es mayor hacia el Sur (Y₀, 2438msnm), encañonándose hacia el Norte (Y₃, 1798msnm), mostrando, una disminución en la altura de su lecho de 640m en un tramo de 9200m (pendiente promedio ~4°) (Figura 1:13).

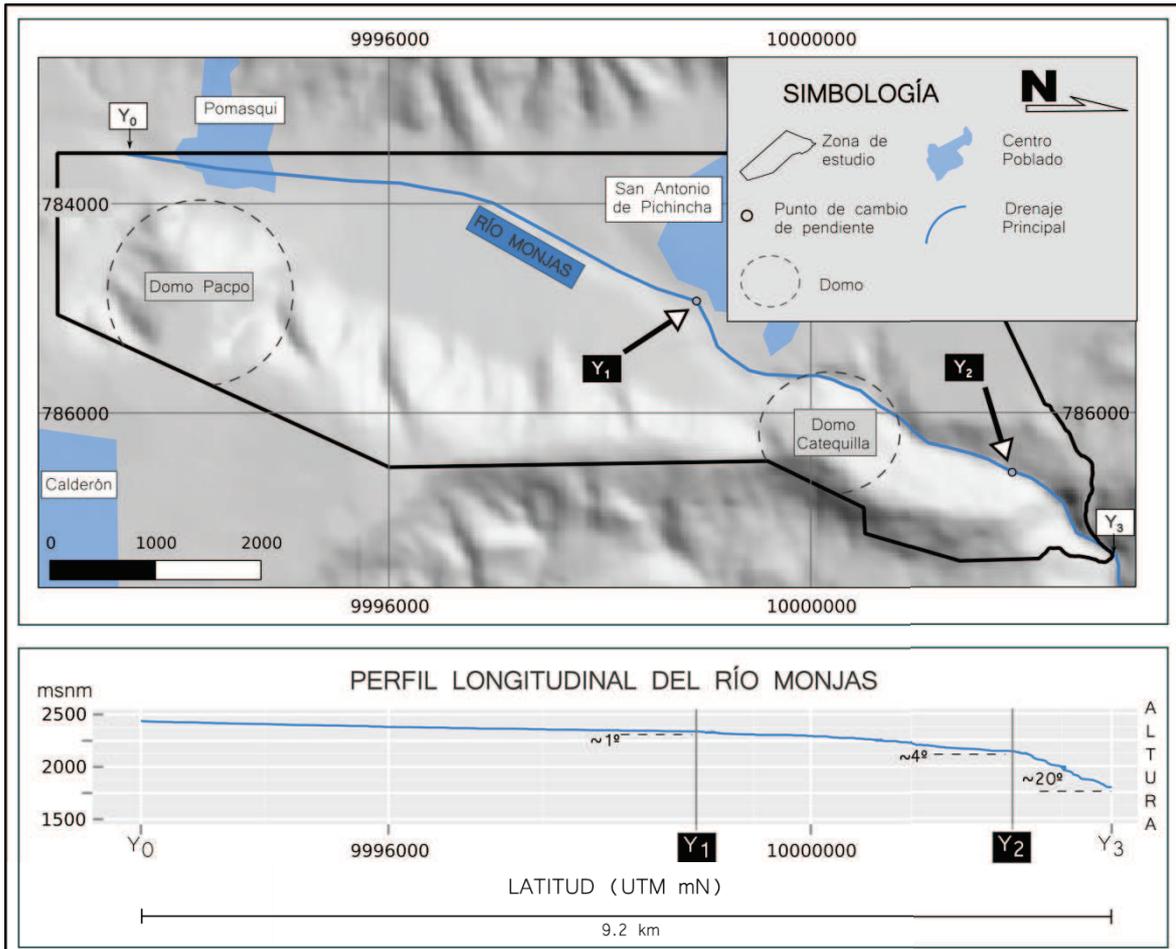


Figura 1:13 Perfil longitudinal del Río Monjas (detalles en el texto).

En su perfil longitudinal, al Río Monjas se lo observa segmentado, compuesto de tres tramos formados por notables cambios en su pendiente (Figura 1:13). El primer segmento se ubica entre los puntos Y_0 (UTM 783518mE, 9993656mN) y Y_1 (UTM 784931mE, 9998915mN), tramo en el cual el río recorre una distancia de 5259m con una pendiente aproximada de 1° [100m de diferencia entre las alturas de los puntos Y_0 (2438msnm) y Y_1 (2338msnm)]. El segundo segmento se ubica entre el punto Y_1 y el punto Y_2 (UTM 786572mE, 10001920mN), tramo en el cual el río recorre una distancia de 3005m con una pendiente aproximada de 4° [197m de diferencia entre las alturas de los puntos Y_1 (2337msnm) y Y_2 (2142msnm)]. El último segmento (el de mayor incisión) va desde el punto Y_2 hasta el punto Y_3 (UTM 787343mE, 10002858mN), tramo en el cual el río recorre una distancia de 938m con una pendiente aproximada de 20° [342m de diferencia entre las alturas de los puntos Y_2 (2140msnm) y Y_3 (1798msnm)] (Figura 1:13).

CAPÍTULO 2

2 ESTRUCTURAS Y ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

2.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE SAN ANTONIO DE PICHINCHA – POMASQUI

Las unidades estratigráficas, en este trabajo, se definieron en base al estudio bibliográfico y a los datos obtenidos en el trabajo de campo, tomando en cuenta códigos internacionales de estratigrafía descritos por Boggs (2006). Los depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios presentes en la zona fueron agrupados en formaciones. Se definió, en este estudio, como formación a la unidad lito-estratigráfica principal, identificable por sus características litológicas, por su posición estratigráfica y por sus propiedades físicas; apreciables en muestra de mano o en afloramiento (e.g. tipo de roca, composición mineral, color, tamaño de grano, etc). Se la considera, prevalentemente, pero no necesariamente, tabular, mapeable en superficie y lo suficientemente extensa para ser mapeada a la escala comúnmente usada en la región donde ocurre (Boggs, 2006).

Para designar a las formaciones en la zona de estudio, se tomó de base, la nomenclatura usada en el estudio más regional de Villagómez (2003), pero a la luz de los nuevos datos cronológicos, químicos y observaciones de campo, implementados en este estudio, se añadieron y redefinieron algunas formaciones y miembros (Figura 2:1).

En los siguientes párrafos, cada formación será caracterizada individualmente, presentándose en primer lugar los estudios previos más relevantes donde se la haya citado, así como los lugares donde haya sido reportada. Luego, de una forma general se abordará la litología y las sub divisiones, para posteriormente describir la litología de manera detallada, presentar su posición estratigráfica, así como sus relaciones espaciales con las unidades sobre y sub yacientes. Para terminar, se expondrá el mejor criterio con el cual dicha formación puede ser reconocida en el campo.

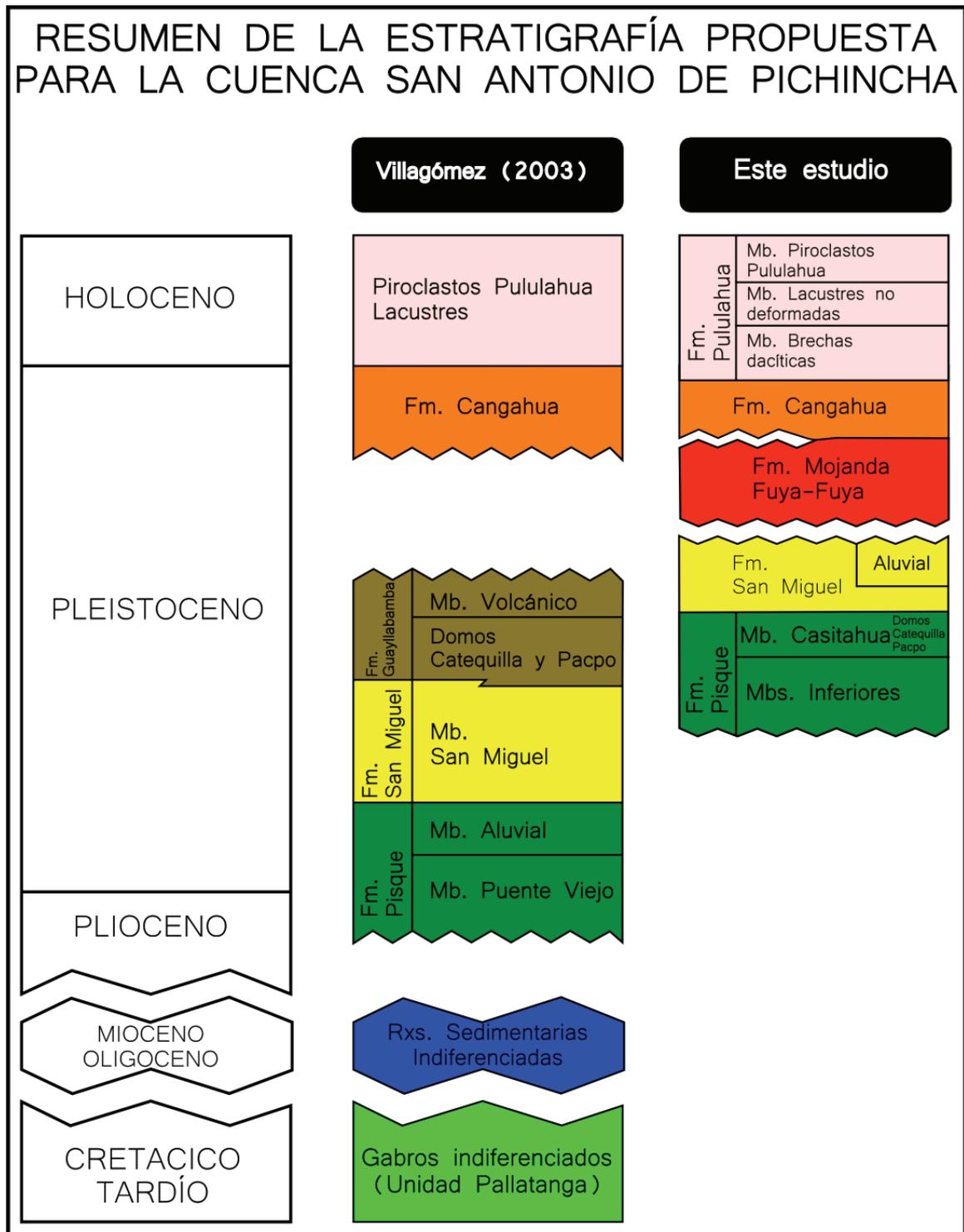


Figura 2:1 Resumen de la estratigrafía propuesta para la Cuenca San Antonio de Pichincha [datos compilados de Villagómez (2003) y del presente estudio].

Acompañando ha cada descripción se anexará una figura que ilustre mejor los detalles de cada formación o complemente la explicación. Las fotos presentadas en este capítulo fueron tomadas a lo largo de la zona de estudio y en sus alrededores, indicando, en la Figura 2:2, el código de cada figura, la ubicación del

lugar en el cual se la tomó y la dirección de toma.

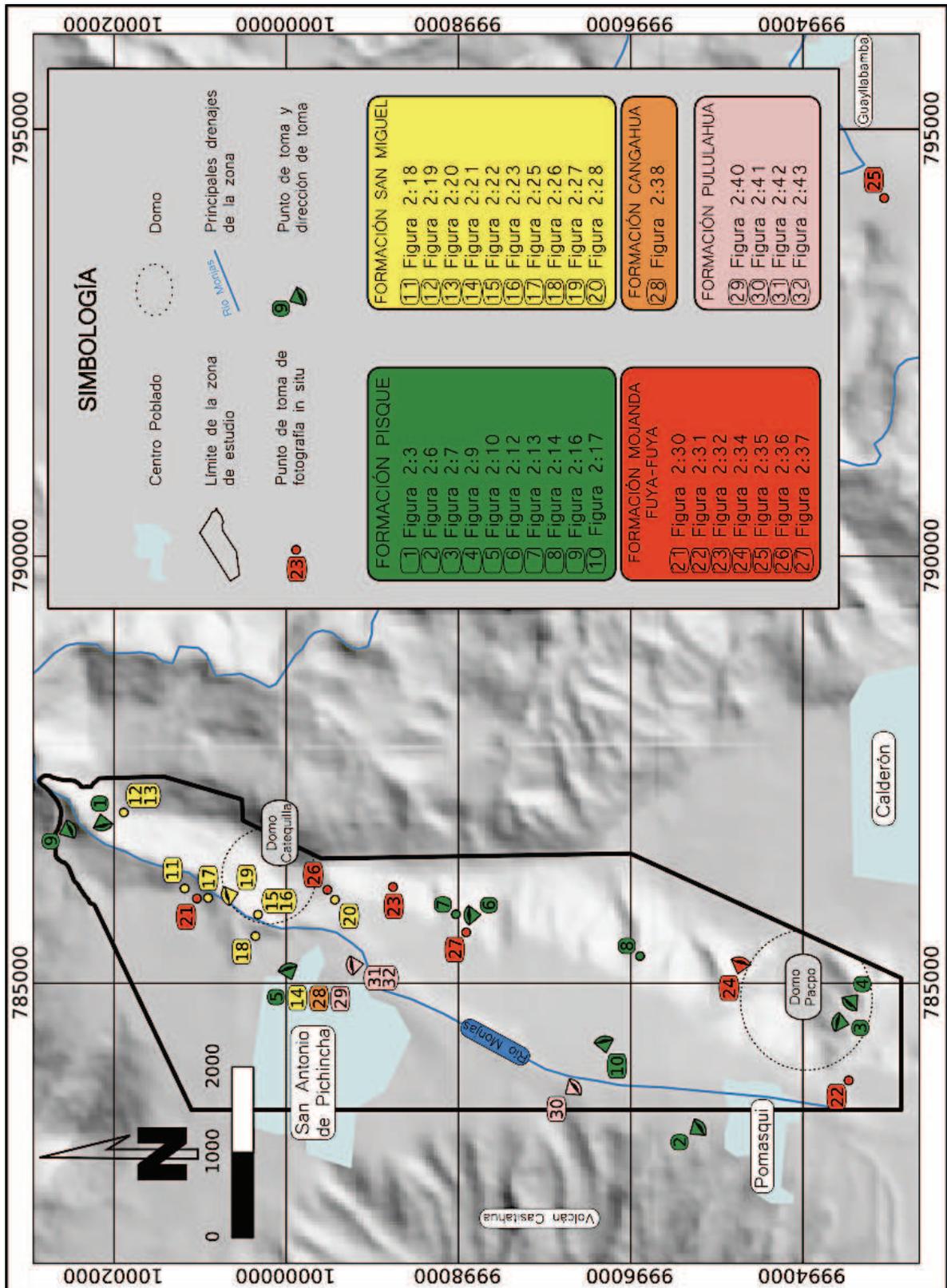


Figura 2:2 Ubicación y dirección de toma de los lugares fotografiados en el presente estudio.

Durante el trabajo de campo se hicieron varias medidas de planos estructurales (planos de falla y de estratificación) con ayuda de una brújula de mano (Brunton Geo Pocket Transit) y se obtuvieron además medidas de planos estructurales inaccesibles, con ayuda de puntos medidos mediante un telémetro TruPulse 360B. El cálculo del rumbo y buzamiento de los planos obtenidos mediante el telémetro se lo hizo con un algoritmo escrito en lenguaje R, preparado durante el presente trabajo (Anexo 1).

Cada plano medido ha sido caracterizado por su rumbo (entre 0° y 360°), seguido de la magnitud del buzamiento (en grados) junto con letras (N, S, E, W) que especifican la dirección del cuadrante hacia donde el plano se encuentra buzando. Cabe decir que el rumbo se encuentra dado en función de la dirección de buzamiento del plano. Para planos que bucen al occidente el rumbo estará entre 90° y 270° y para planos que bucen al este el rumbo estará entre 270° y 90° .

En este trabajo, gracias al apoyo del proyecto IG – METRO-Quito, así como del convenio de cooperación con el IRD (Francia), realizaron cuatro dataciones *K/Ar* (Capítulo 3), siendo éstas las primeras edades radiométricas reportadas en esta cuenca para formaciones del Pleistoceno y que, junto con las edades presentes en la literatura, permitieron tener un nuevo control cronológico en las unidades aquí descritas.

Tomando en cuenta estos criterios, a continuación se presenta la estratigrafía detallada de la zona de estudio.

2.1.1 FORMACIÓN PISQUE (FPQ)

La Formación Pisque, caracterizada en la Cuenca de Guayllabamba, fue definida, en su parte basal (Miembros Basales), como una secuencia de lavas, escorias y brechas basálticas, las cuales están sobre-yacidas (Miembros Superiores) por depósitos volcanoclásticos y volcano-sedimentarios (Samaniego, et al., 1994; Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). Este paso de los depósitos volcánicos basales hacia los volcanoclastos y volcano-sedimentos superiores, que según Samaniego, et al. (1994) es transicional, mientras que Villagómez (2003) lo describe como discordante, evidencia un cambio en el ambiente de depositación de la formación.

Eventuales correspondencias de los Miembros basales con el volcanismo de edificios cercanos como Chilcaloma 3.46 ± 0.1 Ma, Cubilche 2.60 ± 0.06 Ma, Casitahua 2.25 ± 0.25 Ma (Barberi et al., 1988; Lavenu et al., 1992), han servido para proponer la edad de la base de la FPQ en el Plio-Pleistoceno (Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). Sin embargo en la literatura nunca se reportan datos estratigráficos, petrológicos o cronológicos que soporten formalmente estas correlaciones.

Datos estratigráficos recolectados del trabajo de campo y de la bibliografía disponible para la zona, así como las edades radiométricas y análisis químicos han permitido sub-dividir a la FPQ en dos Miembros.

2.1.1.1 Miembros Inferiores (MIn)

Dentro de los Miembros Inferiores se agrupan a las secuencias que en trabajos anteriores han sido identificadas como rocas del basamento de la Depresión Interandina (ID) (Cornejo, 1980; DGGM, 1982; Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003), así como las secuencias volcánicas de los Miembros Basales y volcano-sedimentos del Miembro Puente Viejo; definidos en Villagómez (2003).

Las secuencias de rocas, anteriormente identificadas como parte del basamento de la ID, han sido reportadas aflorar en el cañón del Río Guayllabamba, donde se menciona a los Miembros Superiores de la FPQ sobre-yaciendo en discordancia erosiva (Ego y Sebrier, 1996) a una secuencia volcánica con intercalaciones lacustrinas en su tope (Cornejo 1980; Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). Esta secuencia volcánica ha sido asociada con rocas del Cretácico Tardío - Eoceno. En efecto, se describen a los depósitos de esta secuencia como cuerpos de “gabros”, “gabros porfiríticos” y “micro-gabros” altamente diaclasados y con meteorización esferoidal (Cornejo, 1980; Villagómez 2003), subyaciendo a cuerpos de basaltos y micro-basaltos, afaníticos, diaclasados, en algunos lugares columnares, intercalados en su tope con areniscas feldespáticas, wackes y lutitas (Cornejo, 1980; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). No se menciona en dicha literatura relaciones estratigráficas claras entre los componentes de esta secuencia volcánica; mientras que por un lado se los separa en unidades [“gabros” asociados con la Fm. Macuchi, sobre-yacidos por basaltos posiblemente relacionados a un volcanismo del Pleistoceno

(Cornejo, 1980)], por otro, se los considera como una sola secuencia (Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003) emparentada con el basamento de la ID.

A pesar de que la zona del Río Guayllabamba está fuera del área que abarca el presente estudio (Figura 1:9), la falta de datos de esta secuencia de “gabros” y “basaltos” e interrogantes de su relación estratigráfica con la FPQ y con el basamento de la ID, hicieron que se decida caracterizarlos.

En su afloramiento típico (UTM 788555mE, 10000565mN) se aprecian paredes sub-verticales, de rocas masivas, color café verdoso, donde las diaclasas son evidentes, así como la presencia de oxidaciones. En muestra de mano las rocas tienen un color verde oscuro, textura porfirítica, de grano medio – grueso, con cristales de plagioclasas entre 2-3mm (Capítulo 3) (Figura 3:2). El análisis químico permite caracterizarla como una andesita básica (GAB-A-01, Anexo 3) de afinidad calco-alkalina, con una edad K/Ar de 1152 ± 30 ka (Capítulo 3).

En el afloramiento no se observa el contacto de este cuerpo de andesitas básicas porfiríticas de grano medio-grueso con las lavas de grano fino, afaníticas, algo vítreas reportadas por Cornejo (1980), pero sí se observan las secuencias de sedimentos integradas por areniscas de plagioclasas y lutitas sobre-yaciendo a estas andesitas básicas porfiríticas de grano medio-grueso.

Los datos de geoquímica y la edad K/Ar obtenidas en el presente estudio para estas andesitas sugieren que toda esta secuencia de andesitas básicas porfiríticas gruesas sobre yacidas por lavas afaníticas inter digitadas con lacustres, podrían ubicarse dentro de la FPQ, y posiblemente equivalentes a los depósitos basales de lavas basálticas, brechas y escorias reportadas en DGGM (1977), Samaniego et al. (1994) y Villagómez (2003), así como contemporáneas con los flujos volcánicos dentro de la FPQ descritos por Barberi et al. (1988) y Lavenu et al. (1996) y fechados en 1.32 ± 0.013 Ma y 1.17 ± 0.010 Ma (Barberi et al., 1988 citado por Lavenu et al., 1996).

Estos nuevos datos también sugieren que se debe descartar que partes del basamento del Cretácico Tardío – Eoceno afloren en este sector, tal como lo sugirió Ego y Sebrier (1996).

Sobre-yaciendo esta secuencia de andesitas básicas porfíricas gruesas se observan depósitos volcanoclásticos, flujos de lodo, aluviales y sedimentos volcánicos (Cornejo, 1980; Samaniego, et al., 1994; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003), principalmente reportados en la Cuenca de Guayllabamba y en la zona del Río Pisque y nombrados por Villagómez (2003) como Miembro Puente Viejo (en el presente estudio parte superior de los Miembros Inferiores).

En la Cuenca de San Antonio de Pichincha afloran en la parte baja del Río Monjas (RM), en los segmentos Rumicuchi y La Providencia.

Generalmente se los observa formando afloramientos de paredes sub-verticales (e.g. parte baja del cañón del Río Monjas, Figura 2:3), se presentan masivos, en algunos sectores localmente estratificado, reportándose rumbos y buzamientos promedios de $N200^{\circ}/40^{\circ}NW$ (Cornejo, 1980), mayoritariamente de colores habanos, cremas, rosáceas y verdosas; texturalmente son homogéneos y muy bien compactados. Estructuralmente muestran fallamiento post deposicional, diaclasamiento columnar e intercalaciones con brechas volcánicas gruesas y depósitos fluvio-lacustres.

Litológicamente estas brechas y volcano-sedimentos están formados por depósitos volcanoclásticos junto con secuencias de limolitas y areniscas tobáceas y brechas y microbrechas volcanoclásticas; secuencias posiblemente asociadas a flujos de escombros y tobas, ambos retrabajados.

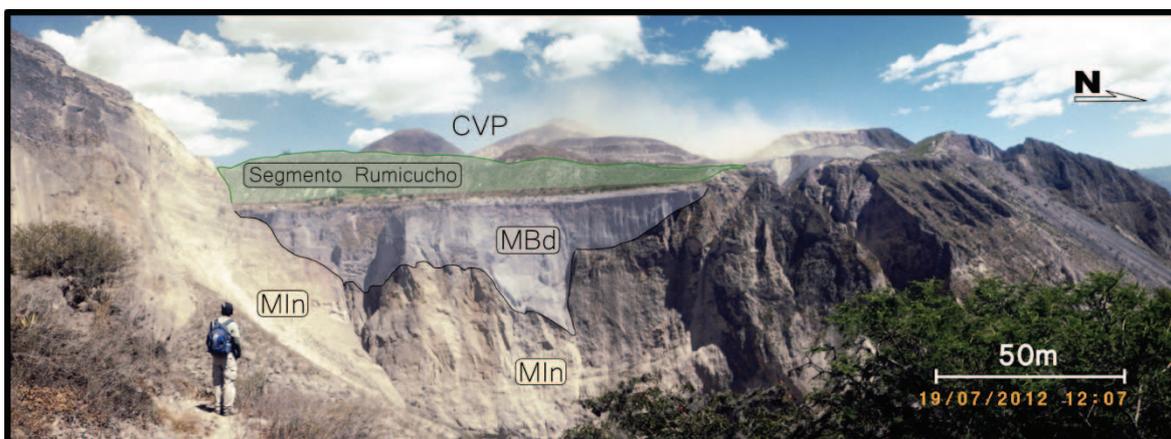


Figura 2:3 Extremo N del Segmento La Providencia. Se observa a los Miembros Inferiores (MIn) formando paredes sub-verticales (UTM 786935mE, 10002145mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2. Abreviaciones: MIn: Miembros Inferiores, MBd: Miembro Brechas dacíticas, CPV: Complejo Volcánico Pululahua.

Las brechas volcanoclásticas forman el cuerpo más potente y representativo. Se caracterizan por presentar una matriz tobácea, ser habanas y polimícticas, se las observa muy compactadas, soportadas por matriz y mal sorteadas (Figura 2:4). La matriz se muestra rica en ceniza fina, con fragmentos redondeados de pómez y cristales de piroxenos, anfíboles, plagioclasas, biotita y cuarzo. Entre los líticos se encuentra mayoritariamente granos de pómez, con tamaños entre 1-3cm, aunque pueden estar en el rango de 0.5–5cm, de color blanco, sub-redondeados, alargados, algunos se presentan fibrosos y albergando cristales de plagioclasas y anfíboles, no se los nota alterados ni tampoco presentan oxidaciones; asimismo se observan líticos de rocas afaníticas verdes, de formas sub-angulares y cercanos a 1cm, cloritizados y con ramificaciones de cuarzo? También se encuentran presentes líticos ígneos de un amplio espectro composicional, de tamaños entre 1 – 2cm, y formas sub-angulares - angulares, se observan líticos de colores verde oscuro – gris oscuro – negro, afaníticos al parecer de composición básica; líticos grises, rojizos, oxidados, a veces alterados, porfiríticos de composición intermedia y líticos grises azulados porfiríticos de composición probablemente ácida.

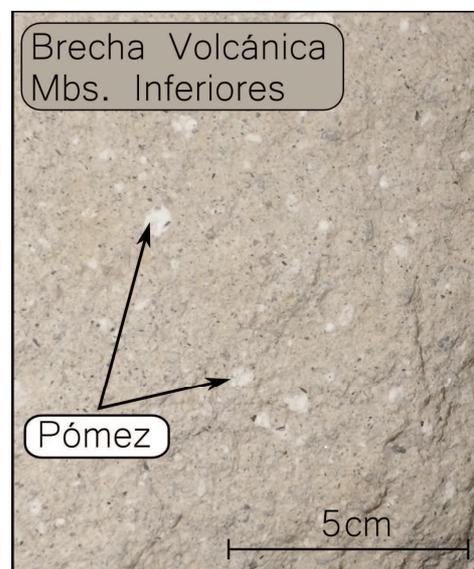


Figura 2:4 Brecha volcanoclástica típica en Miembros Inferiores.

Intercalado con las brechas volcanoclásticas, hacia la parte media, se observa un nivel de diatomitas – limolitas tobáceas bien sorteadas, parcialmente compactadas con algunos granos de pómez de no más de 1cm y esporádicos

líticos volcánicos de tamaños milimétricos. Dentro se observan bloques con longitudes entre 10–30cm, de formas elipsoidales, bien compactados, densos, con litología y textura similar a las brechas volcanoclásticas antes descritas (Figura 2:5). Estos afloramientos no lucen estratificados, pero dentro de las diatomitas, que componen la matriz de este nivel, se observan moldes y fragmentos de fósiles (principalmente bivalvos).

Localmente, en la parte media del depósito, se observan brechas volcánicas compuestas por bloques y cenizas y niveles aluviales, intercalados con la secuencia de brechas volcanoclásticas. Hacia el techo del depósito se comienza a observar, en contacto al parecer transicional, una micro-brecha marrón, polimíctica, muy compactada, grano soportada y con un sorteo regular. Litológicamente luce muy similar a las brechas volcanoclásticas, presentándose con escasos granos de pómez y minerales secundarios como calcedonia, los tamaños de los líticos están en el rango de 2-5mm, mayormente sub-angulares.

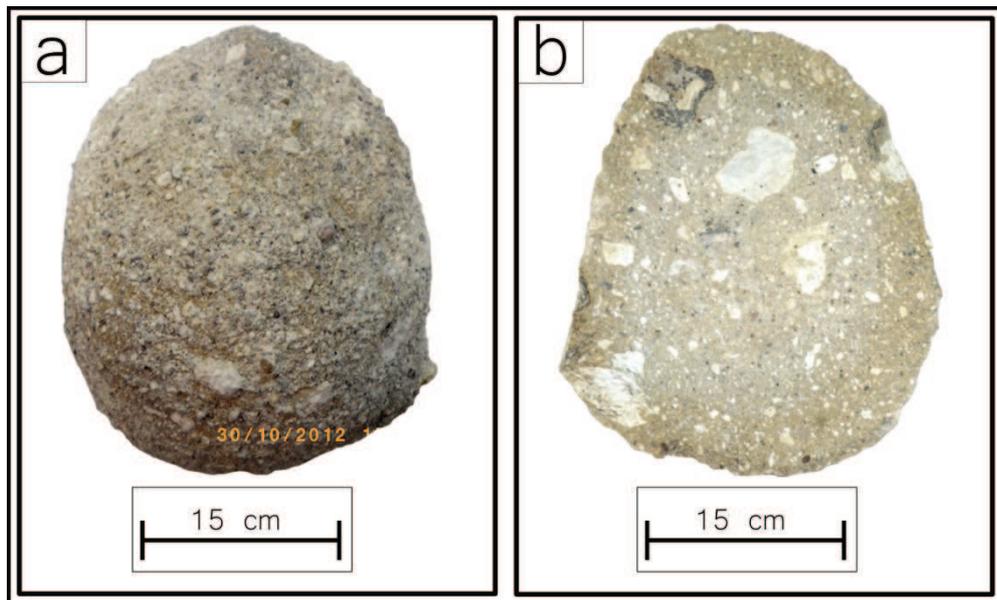


Figura 2:5 Brecha volcánica compactada, parte de los Miembros Inferiores, de forma elipsoidal. a) Parte externa y b) parte interna.

Estratigráficamente, estas brechas y volcano-sedimentos se encuentra sobreyaciendo, en una sutil discordancia erosiva, a la secuencia de andesitas básicas encontradas en la zona del Río Guayllabamba (Ego y Sebrier, 1996), aunque trabajos a detalle son necesarios para establecer claramente su relación. Por otro lado, en el sector del Segmento La Providencia, se lo observa subyaciendo

concordantemente al Miembro Casitahua, a través de un contacto que forma un plano referencial N200.3°/22.3°NW (medida obtenida a través del telémetro), mientras que en la parte norte del Segmento Rumicucho, la Formación San Miguel lo está sobre-yaciendo en aparente contacto erosional.

Estas brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores parecen extenderse a lo largo del área de estudio, posiblemente formando el sustrato de esta zona. Su espesor total no ha podido ser estimado, pero de acuerdo a medidas realizadas desde la base del Río Monjas hasta el contacto con el Miembro Casitahua se le asigna un espesor aproximado entre 150 y 200m.

Verticalmente se observan variaciones texturales, como por ejemplo, cambios en el tamaño y porcentaje de líticos y materiales finos en la matriz, mientras que litológicamente no cambia. Lateralmente dentro de la zona de estudio no se observan variaciones, aunque se reporta disminución de tamaño de grano y aumento de materiales finos en la matriz hacia el NE (Villagómez, 2003).

En el campo se lo reconoce por su alto grado de compactación, la coloración habana-marrón, la textura brechosa y la variedad en la composición de los líticos presentes, especialmente por aquellos de color verde – amarillento.

2.1.1.2 Miembro Casitahua (MCs)

Anteriormente caracterizados en la zona de estudio como Volcánicos San Juan (DGGM, 1982). Villagómez (2003) definió a los depósitos de este miembro, en parte como series aluviales (Mb. Aluvial → Fm. Pisque → Pleistoceno Inferior) y en parte como secuencias volcánicas y sub-volcánicas (Mbs. Domos y Volcánico → Fm. Guayllabamba → Pleistoceno Medio).

En este trabajo se agrupan dentro del MCs a los domos Pacpo y Catequilla y a las secuencias de brechas volcánicas y flujos de lava que afloran a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla (SP-C), en la parte baja del Segmento de Rumicucho y al norte del Segmento La Providencia (Ver Mapa Geológico), ya que estratigráficamente son parte de un mismo nivel y químicamente, tanto las brechas volcánicas y lavas como los domos están emparentados con el Volcán Casitahua, formando parte de una misma serie magmática (Capítulo 3).

Litológicamente, los depósitos exhiben una composición variada. Las relaciones estratigráficas que presenta este miembro, especialmente con las capas supra-yacentes, cambian de acuerdo al lugar donde se encuentre aflorando, por lo que se describirá por separado al Domo Pacpo, al Domo Catequilla y a las secuencias de brechas volcánicas y lavas que se encuentran dentro de este miembro.

Villagómez (2003) ubicó al Domo Pacpo dentro del Miembro Domos de la Formación Guayllabamba, asignándole una edad Pleistocénica Media. En dicho estudio se asocia la formación de este domo con un cambio de régimen tectónico.

Dentro del área de estudio se ubica en la parte sur del Segmento Pacpo - Catequilla, al SE de la población de Pomasqui (Figuras 1:11 y 2:6).

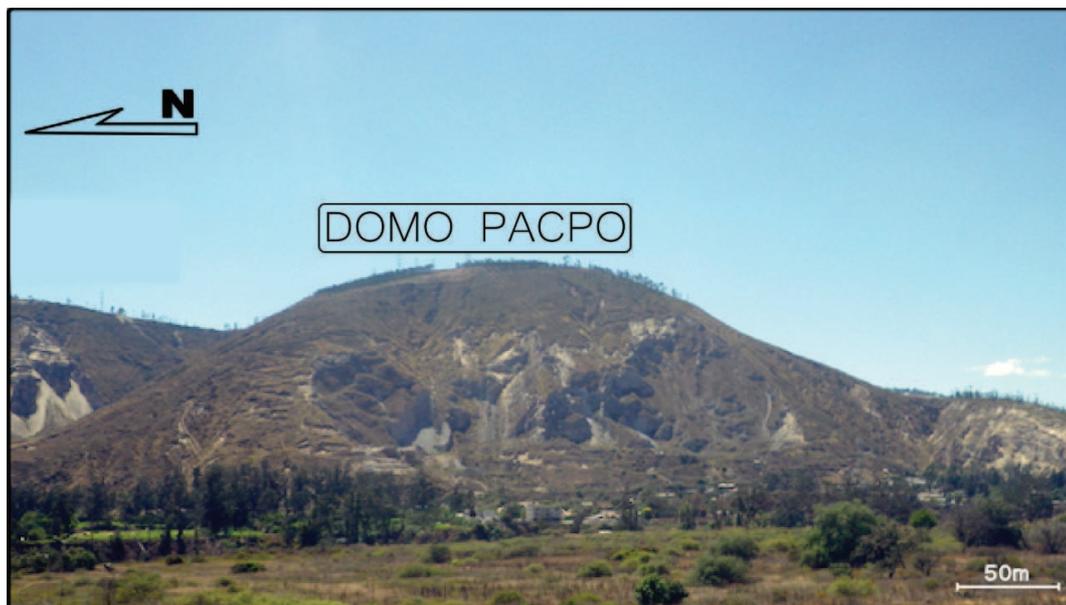


Figura 2:6 Flanco W del Domo Pacpo (UTM 783268mE, 9995220mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En su afloramiento típico (UTM 784612mE, 9993716mN) forma paredes sub-verticales, luce masivo y texturalmente homogéneo, se lo nota muy diaclasado, en algunas zonas diaclasado y fallado radialmente (Figura 2:7), presentando, al parecer, también fallas post-emplazamiento.



Figura 2:7 Flanco SW del Domo Pacpo, nótese el fallamiento y diaclasamiento (UTM 784497mE, 9993525mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Litológicamente se encuentra formado por una lava dacítica, porfirítica de grano medio – grueso, en muestra de mano se presenta gris azulado, escasamente vesiculada y algo magnética, se observan fenocristales de plagioclasas, anfíboles, piroxenos y de forma accesoria cuarzo. Dentro de las rocas del domo es muy común encontrar xenolitos, de formas redondeadas – ovaladas, de tamaños milimétricos a decimétricos y de colores rojizos – rosáceos (X1) y grises – crema (X2), en muestras de mano los xenolitos que exhiben coloraciones rojizas – rosáceas son más frecuentes y se presentan en tamaños mayores que aquellos xenolitos de color gris – crema (Figura 2:8).

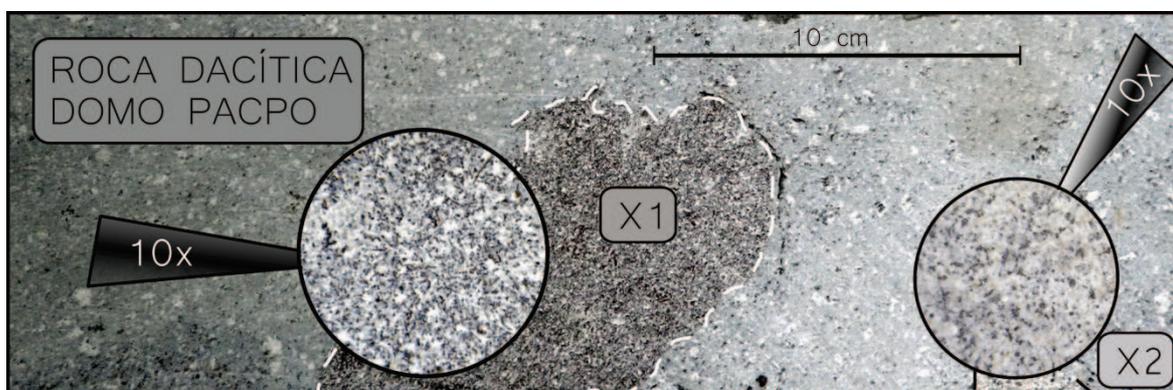


Figura 2:8 Roca dacítica del Domo Pacpo con xenolitos (X1 y X2).

Químicamente las rocas del domo Pacpo por ser dacitas de afinidad calco-

alcalina, mientras que X1 químicamente está definida como una andesita básica de afinidad calco-alcalina (Capítulo 3).

El contacto inferior del Domo Pacpo (DP) no es visible, pero se cree que está intruyendo a las brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores. Hacia el tope se observa que el DP está sobre-yacido, en discordancia angular, por las capas de sedimentos volcánicos (incluyendo la Capa R2) de la Formación Mojanda Fuya-Fuya y la Formación Cangahua (Figura 2:9).

Una edad K/Ar de 898 ± 15 ka ubica a este domo en el Calabriense dentro del Pleistoceno.



Figura 2:9 Flanco SW del Domo Pacpo. Se observa que lo sobre-yacen las Formaciones Mojanda Fuya-Fuya y Cangahua en discordancia angular (UTM 784753mE, 9993453mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Depósitos asociados con este domo, como flujos piroclásticos y flujos de escombros pueden observarse formando parte de las secuencias inferiores de las series de brechas volcánicas que afloran a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla. Presenta una altura de 2837 msnm y forma un relieve de ~ 300 m.

Las rocas del Domo Pacpo principalmente se las reconoce por su textura porfírica, su color gris-azulado y la frecuente presencia de xenolitos de forma redondeada - ovalada y de coloraciones rojizas – rosáceas – cremas.

Al Domo Catequilla (DC) Villagómez (2003) también lo ubicaba dentro del

Miembro Domos de la Formación Guayllabamba e igual que al Domo Pacpo, se lo interpretaba como una expresión volcánica provocada por un cambio en el régimen tectónico de la Depresión Interandina.

Se encuentra al E-NE de San Antonio de Pichincha, en el margen derecho del Río Monjas a la altura del sector de La Antonia. (Figuras 1:11 y 2:10).

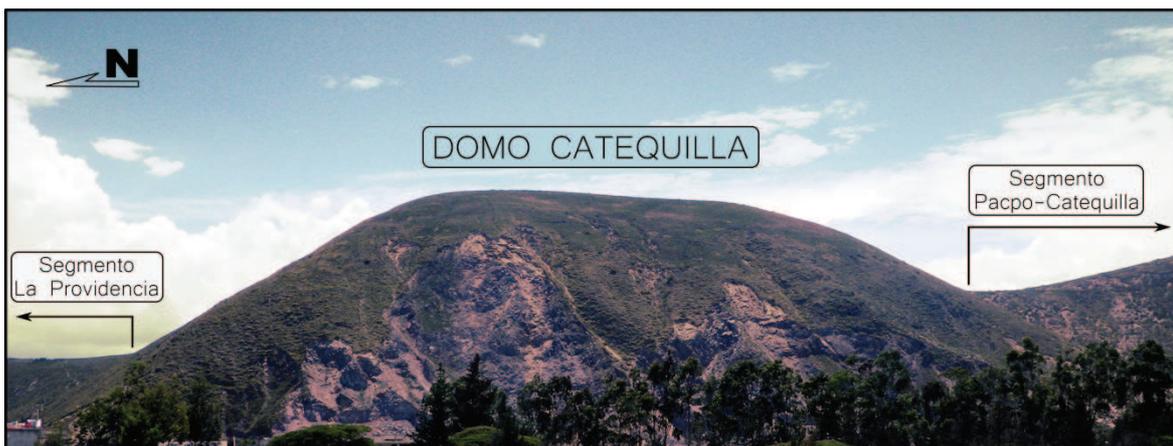


Figura 2:10 Flanco W del Domo Catequilla (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En su afloramiento típico (UTM 785879mE, 9999667mN) se lo observa formando paredes verticales, fuertemente diaclasadas y presentando estructuras radiales. No se puede diferenciar entre fracturas syn y post-emplazamiento. Generalmente las rocas hacia el interior del domo se presentan densas, poco vesiculadas y sin oxidación, mientras que hacia el exterior son de colores rojizos, oxidadas y con mayor vesicularidad, formando en la parte exterior, un depósito de auto-brecha que recubre el domo. Escombros fruto de la explotación antrópica han cubierto casi completamente su flanco occidental.

Litológicamente el DC está formado por lavas andesíticas, vesiculadas, porfiríticas, de grano medio, magnéticas y con coloraciones grises – gris rojizo; en muestra de mano se observa porfirítica, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos (Figura 2:11). Dentro de estas lavas, de forma algo frecuente, se pueden encontrar xenolitos de color gris oscuro (X3), de textura porfirítica y de grano fino. Estos xenolitos se presentan aún más magnéticos que la roca del domo y se los encuentran en formas sub-redondeadas – ovaladas (Figura 2:11).

Químicamente las rocas de este domo están definidas como andesitas de afinidad

calco-alkalina (Capítulo 3).

Estratigráficamente, el DC debe estar intruyendo a las brechas y volcanosedimentos de los Miembros Inferiores. En su parte superior, está sobre-yacido, en discordancia angular, por depósitos fluvio – lacustres asociados a la Formación San Miguel (Subcapítulo 2.2.2).

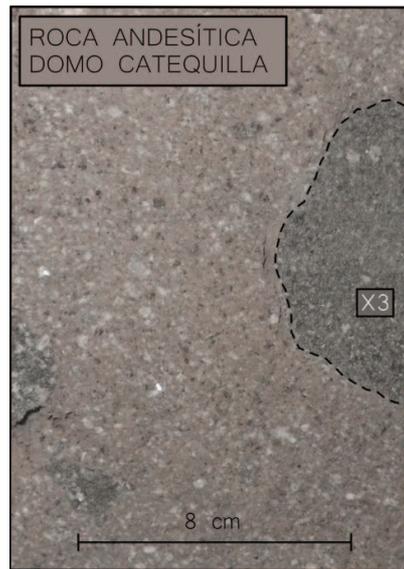


Figura 2:11 Roca andesítica del Domo Catequilla con xenolito (X3).

Se lo ubica en el Pleistoceno Calabriense, en base a una edad K/Ar de 833 ± 26 ka obtenida para una muestra de este domo (CAT-01, Capítulo 3).

Depósitos asociados con este domo como flujos de escombros y flujos piroclásticos pueden ser observados en las canteras a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla. Presenta una altura de 2631 msnm y un relieve de ~300 m.

Las rocas de este domo en el campo son diferenciadas por su color gris oscuro – rojizo, su textura porfirítica y su alta vesicularidad.

Las brechas volcánicas y lavas, que afloran en la Cuenca San Antonio de Pichincha, eran anteriormente definidas, en parte, como depósitos aluviales [Mb. Aluvial en Villagómez (2003)], pertenecientes al segmento superior de la FPQ, y en parte, a secuencias volcánicas [Mb. Volcánico en Villagómez (2003)] dentro de la Formación Guayllabamba.

En la zona de estudio afloran a lo largo del Segmento Pacpo - Catequilla, en la

zona baja del Segmento Rumicucho y en la parte norte del Segmento La Providencia.

A esta secuencia se la observa formando potentes afloramientos de paredes sub-verticales, generalmente masivos, de colores grises – azulados – rojizos – rosáceos, a veces lucen una estratificación gruesa y pobremente desarrollada (Figura 2:12). Texturalmente se presentan heterogéneos, mal sorteados y compactados. Fallas post – depositacionales cortan los afloramientos de estas brechas volcánicas.

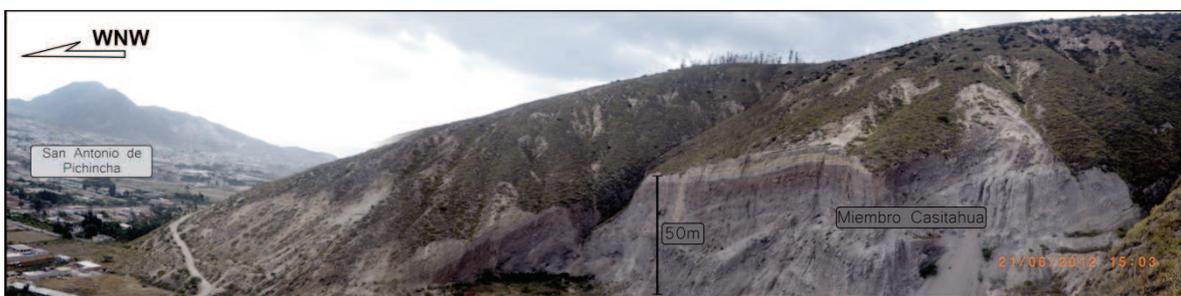


Figura 2:12 Cantera 1. Potente afloramiento de paredes sub-verticales de brechas volcánicas, parte del Miembro Casitahua (UTM 785746mE, 9997819mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En los afloramientos que se presentan a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla, se observan depósitos de brechas volcánicas proximales, de grano grueso (clastos promedios de 15cm), mal sorteadas, polimícticas, matriz soportadas, posiblemente relacionadas con flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, lahares y re-trabajados de los mismos. De un modo muy grueso exhiben una cierta estratificación, marcada por el cambio en los colores de los estratos. Presentan tonalidades grises, con coloraciones más oscuras hacia la mitad del depósito y rojizas – rosáceos hacia el tope. En ocasiones, dentro de estos estratos se observa una insipiente gradación grano – creciente. La matriz dentro de estos depósitos es principalmente ceniza. Los líticos son sub angulares y están integrados por rocas volcánicas. El porcentaje de ceniza y de líticos cambia de acuerdo al tipo de capa dentro del depósito. Los granos de pómez en la matriz son comunes, pero no se encuentran en todos los estratos, se presentan de formas alargadas, redondeadas y frescas. Generalmente el porcentaje de la matriz dentro de los depósitos varía entre el 50 y 70%. Asimismo, la matriz también presenta cambios texturales, ya que en ciertos sectores se la nota

arenosa, pulverulenta, mientras que en otros, se la observa mas lodosa y compacta. Los líticos observados presentan un amplio rango composicional, mientras que la concentración de los mismos varía de acuerdo al nivel en donde se los ubique. Se observa estratos casi mono-litológicos y otros totalmente poli-litológicos. Rocas asociadas al Domo Pacpo generalmente se presentan formando parte de las secuencias de la base de los afloramientos, mientras que rocas similares a las del Domo Catequilla se ven hacia la parte media. También se observan rocas andesíticas negras, generalmente frescas, algunas afaníticas, otras porfiríticas, con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y escasos anfíboles, algunas lucen muy oxidadas, de colores rojizos – rosáceos – anaranjados, además se presentan, aunque en menor cantidad rocas hidrotermalizadas, de colores verdosos – amarillos – naranjas. Dentro de las secuencias de brechas también se presentan rocas andesíticas grises, algo oxidadas, poco alteradas y porfiríticas; rocas dacíticas, porfiríticas con fenocristales de plagioclasas y anfíbol, y en algunos casos cuarzo como mineral accesorio. Además, también están presentes clastos de pómez vesiculadas, redondeadas, fibrosas, de hasta 10cm de longitud y escorias, algo oxidadas, sub – redondeadas, grises - negras de hasta 5cm de longitud. Dentro de estas brechas se observa bloques de lavas andesíticas de 3 – 5m como los de mayor tamaño.

Algunos niveles en estos depósitos presentan clastos con fracturas en forma de rompecabezas (*jigsaw – cracks*), bordes biselados y/o bandeamiento.



Figura 2:13 Clastos centimétricos con fracturas en forma de rompecabezas o *jigsaw-cracks* dentro de una matriz arenosa (UTM 785808mE, 9998030mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Intercalados con las brechas es muy frecuente encontrar niveles de flujos de pómez y cenizas, suelos incipientes ricos en pómez y caídas de piroclastos, formando estratos, de unos pocos metros (2–3m) aunque en general se los encuentra con espesores de 20–30cm (Figura 2:14). En ocasiones estos niveles se presentan retrabajados, exhibiendo laminación, laminación cruzada, muy buen sorteo y clastos redondeados.

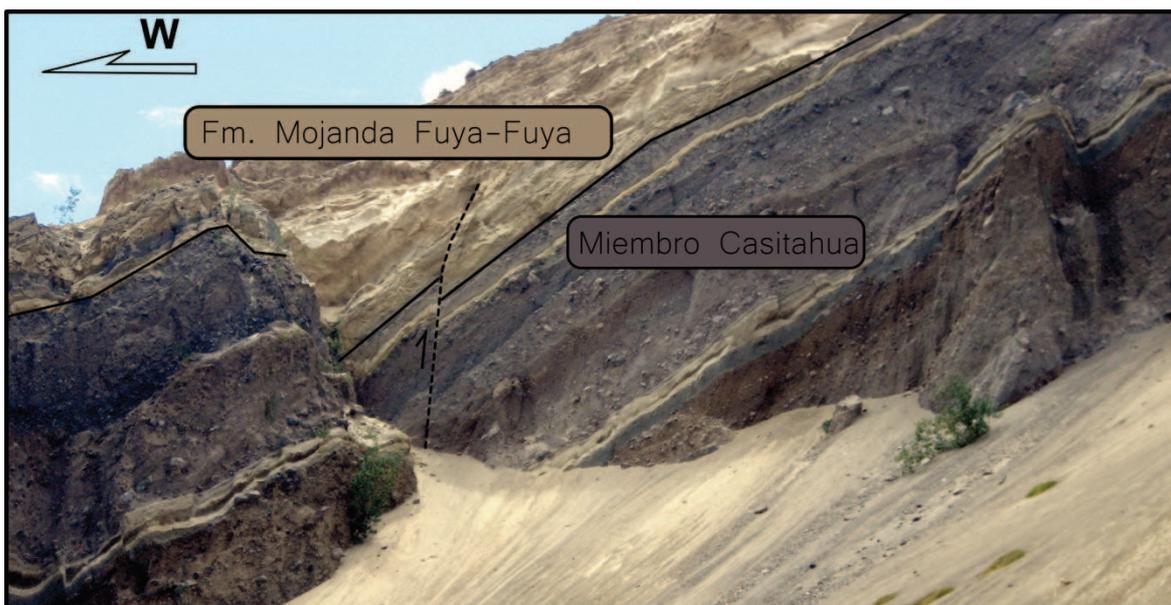


Figura 2:14 Brechas volcánicas del Miembro Casitahua intercaladas con piroclastos y suelos incipientes. Se las observa falladas y sobre-yacidas por la Fm. Mojanda Fuya-Fuya (UTM 785318mE, 9995891mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Junto con estas secuencias de brechas también se observan emplazamientos de flujos de lava, compuestos por una auto-brecha exterior de rocas muy vesiculadas y oxidadas y un interior de rocas masivas y menos oxidadas. Se presentan bastante diaclasadas.

Al N del Segmento La Providencia (Figura 1:11) los clastos del depósito, se encuentran más redondeados, también se comienza a encontrar, dentro del depósito, rocas ígneas verdes, bastante alteradas y cloritizadas, similares a las mencionadas en los Miembros Inferiores.

Varios afloramientos se muestran cortados por fallas post-depositacionales, principalmente observadas a lo largo del Segmento Pacpo - Catequilla, las cuáles en promedio forman planos N230°/65°NW.

Estructuralmente se realizaron medidas de planos de estratificación en este miembro, tanto con brújula (9) como con ayuda del telémetro (7). Se midieron los planos de los contactos entre los volcano – sedimentos y las brechas y planos de estratificación en las capas de los volcano sedimentos, que se encuentran interdigitados con las brechas volcánicas. Las medidas fueron tomadas en la Elevación Pacpo – Catequilla. Los planos de estratificación presentan rumbos y buzamientos, en su mayoría N191-200°/30-35°NW. El rumbo promedio, calculado para esta serie de datos es N197.6° (Figura 2:15)

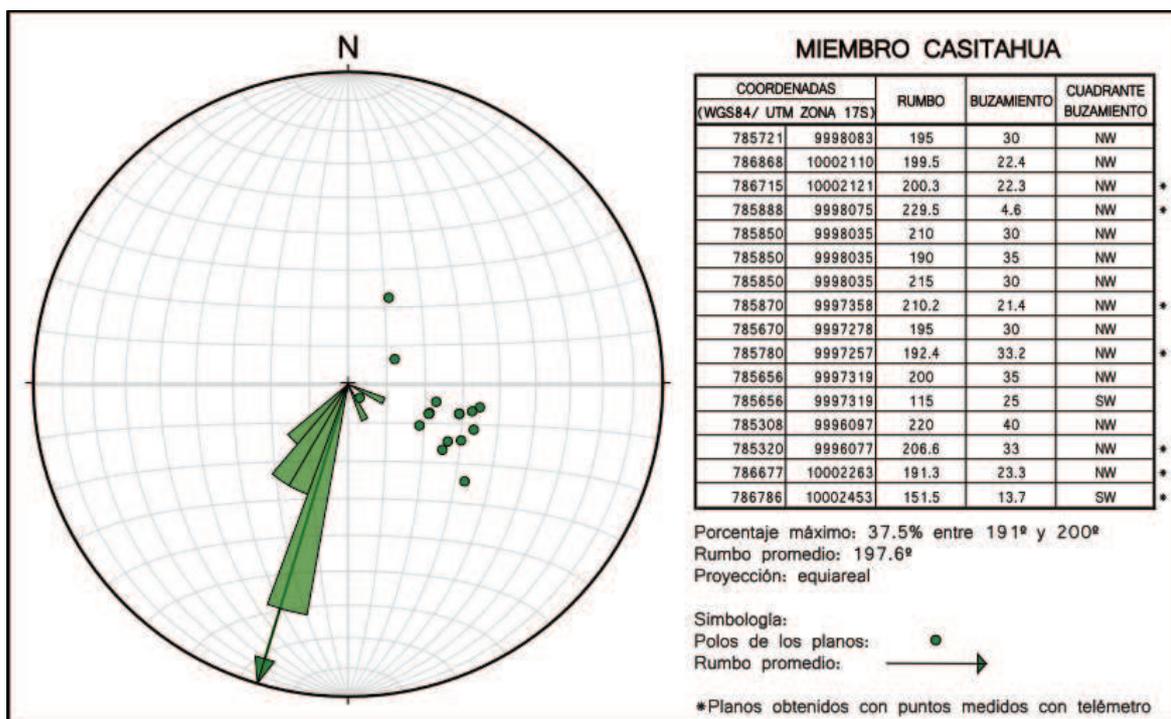


Figura 2:15 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro del Miembro Casitahua.

Estratigráficamente, en la parte norte del Segmento La Providencia, al Miembro Casitahua se lo observa sub-yacido concordantemente por las brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores, formando un plano de contacto N200°/22°NW (medida referencial obtenida por medio del telémetro), mientras que hacia el tope se presenta sobre-yacido, al parecer transicionalmente, por los depósitos fluvio – lacustres de la Formación San Miguel, formando un plano de contacto N199°/22°NW (medida referencial obtenida por medio del telémetro) (Figura 2:16).

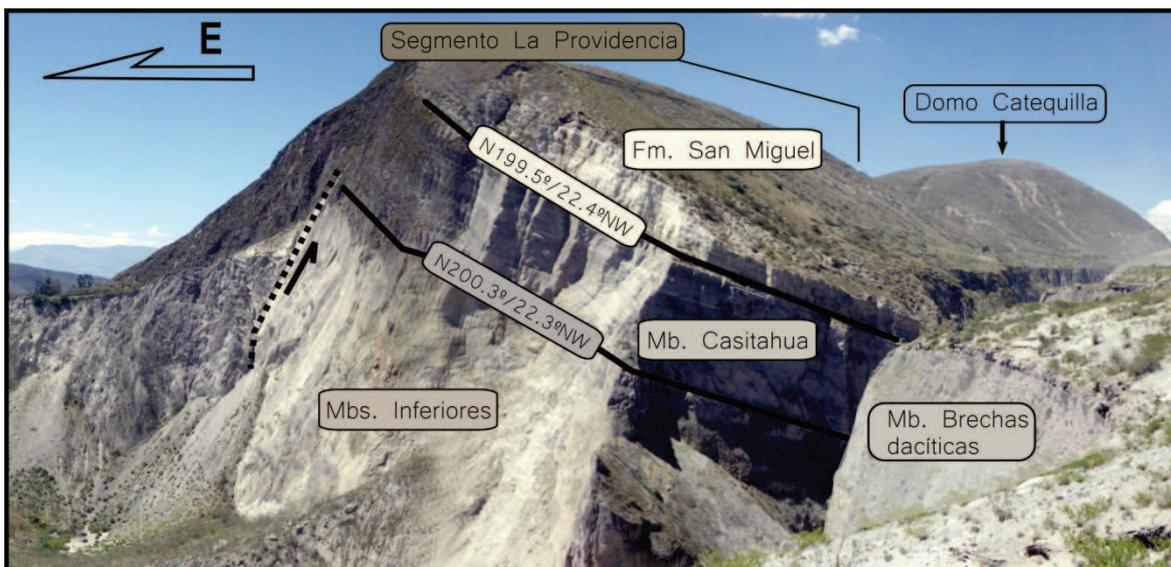


Figura 2:16 Extremo N del Segmento La Providencia. Se observa al Miembro Casitahua sobre-yacer en aparente concordancia a Mbs. Inferiores y sub-yacer concordantemente a la Fm. San Miguel (UTM 786766mE, 10002591mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En el Segmento de Rumicucho, este miembro, se presenta sub-yaciendo a los depósitos fluvio – lacustres de la Formación San Miguel, mientras que sobre-yace a las brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores. En este sector los contactos son más difusos.

En el Segmento Pacpo - Catequilla se observa que las brechas volcánicas sub-yacen en discordancia erosiva a depósitos volcánicos, estratificados, donde se incluye la Capa R2, y que se asocian con la Formación Mojanda Fuya-Fuya (Figura 2:17). En este segmento no aflora el contacto inferior de las brechas, pero también se cree que se presentan sobre-yaciendo a las brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores en este sector.

Debido a que se encuentran rocas de los domos Pacpo y Catequilla en depósitos primarios o parcialmente re-trabajados, dentro de estas secuencias de brechas, a todo este miembro se le puede ubicar en el Calabriense.

En general se le asigna un espesor promedio aproximado de 100m, medido en el flanco norte del Segmento La Providencia, en los afloramientos a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla también se observan espesores similares, comprendidos entre 60 y 80 m, aunque en esta parte no se observa el contacto a la base, por lo que podría tomarse sólo como espesores mínimos.



Figura 2:17 Brechas volcánicas del Miembro Casitahua sobre yacidas, en discordancia erosiva, por la Formación Mojanda Fuya-Fuya (UTM 780157mE, 9992193mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Verticalmente se presentan variaciones texturales y litológicas, marcadas por el aumento o disminución de matriz, porcentaje, tipo de líticas y por el mecanismo que originó el depósito. Las variaciones laterales también son evidentes, aunque aquí adicionalmente se debe tomar en cuenta los cambios en el depósito a causa de la morfología del sustrato al momento de la depositación (e.g. drenajes locales).

En el campo los afloramientos de este sub – miembro son fácilmente reconocibles por presentar colores grises – rosáceos, grandes espesores, su textura brechosa y las intercalaciones con depósitos volcano–sedimentarios, que forman unas delgadas bandas de color claro (generalmente crema) dentro de esta sucesión.

2.1.2 FORMACIÓN SAN MIGUEL (FSM)

En trabajos anteriores ha sido definida como una alternancia de arcillolitas, limolitas y areniscas tobáceas, de colores cremas, asociadas a un ambiente lacustre y de edad Pleistocénica. Se la reporta en Guayllabamba, San Antonio de Pichincha y San Miguel del Común. (Cornejo, 1980; DGGM, 1977 y 1982; Samaniego, et al., 1994; Lavenu et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003).

En la Cuenca San Antonio de Pichincha esta formación se encuentran

principalmente aflorando como depósitos asociados con un ambiente lacustre, sin embargo en el sector del DC una facies lateral aluvial también es observada.

Se encuentra a lo largo del Segmento La Providencia, en el camino desde el puente sobre el Río Monjas hasta Vindovona, en el flanco W del Domo Catequilla y en el flanco oriental del Segmento Rumicucho (Ver Mapa Geológico).

Estas secuencias forman potentes afloramientos, estratificados y laminados, de colores cremas, con tonalidades grises – rosáceas – verdosas (Figura 2:18). Se presentan muy bien sorteados y mal compactados. Planos de estratificación y laminación cruzada son frecuentes. En algunas zonas se las nota fuertemente deformadas, presentando plegamientos, fallas syn y post depositacionales, gravitacionales y tectónicas (Figura 2:18).



Figura 2:18 Formación San Miguel. Afloramiento de capas plegadas y falladas (UTM 786110mE, 10001180mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Los afloramientos, en general están constituidos por arcillolitas, limolitas y areniscas poco compactadas, intercaladas con estratos de arenas tobáceas, finas y medias, caídas de piroclastos y niveles calcáreos.

La base de la formación se encuentra compuesta por arenas brechosas, arenas tobáceas y volcánico sedimentos, generalmente mal compactados, de sorteo regular y color crema. Dentro se observan líticos de rocas verdes (similares a las

brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores), rocas adesíticas y dacíticas, en su mayoría menores a 10 cm y de formas sub – redondeadas. Estos depósitos afloran en la parte norte de los Segmentos de La Providencia y Rumicucho.

La parte media de la FSM, se presenta como una alternancia de volcano sedimentos, arcillolitas, limolitas y areniscas tobáceas, intercaladas con capas de caídas de pómez, escorias, niveles calcáreos y estratos ocreos que albergan concreciones, menores a 2 cm, de materiales ferruginosos. La matriz de las capas tobáceas está compuesta de ceniza fina-media, fragmentos de cristales de plagioclasas, máficos, biotita, granos de pómez redondeados de tamaños milimétricos (2 – 5 mm) y en ocasiones se observa también cemento calcáreo. Los estratos en su mayoría presentan un buen sorteo, aunque se puede observar localmente escasos clastos de pómez, escorias y líticos de rocas volcánicas dentro. Las caídas de pómez son centimétricas (5 – 30 cm), con granos frecuentemente sub–redondeados y con diámetros menores a 2 cm. Normalmente las pómez se presentan oxidadas, aunque también se las encuentra frescas, de textura fibrosa y albergando cristales de plagioclasas, máficos y biotitas. Las capas de caídas de escorias son menos frecuentes y están en su mayoría oxidadas, con espesores de hasta 10 cm, habitualmente intercaladas con franjas naranjas - rojizas de óxidos endurecidos. En algunos niveles tobáceos con cemento calcáreo se encuentran fósiles bivalvos y gasterópodos, con diámetros que varían entre 1 – 5 mm [ya reportados por Cornejo (1980)] (Figura 2:19), asimismo están presentes moldes de hojas y de raíces.

Localmente se puede encontrar lentes de yeso y calcita formados a lo largo de planos de estratificación, planos de fallamiento o planos de diaclasamiento, con espesores máximos de 3 cm y de extensiones variables. Igualmente, son comunes las impregnaciones de óxidos de manganeso en algunas capas de esta formación (Figura 2:20).

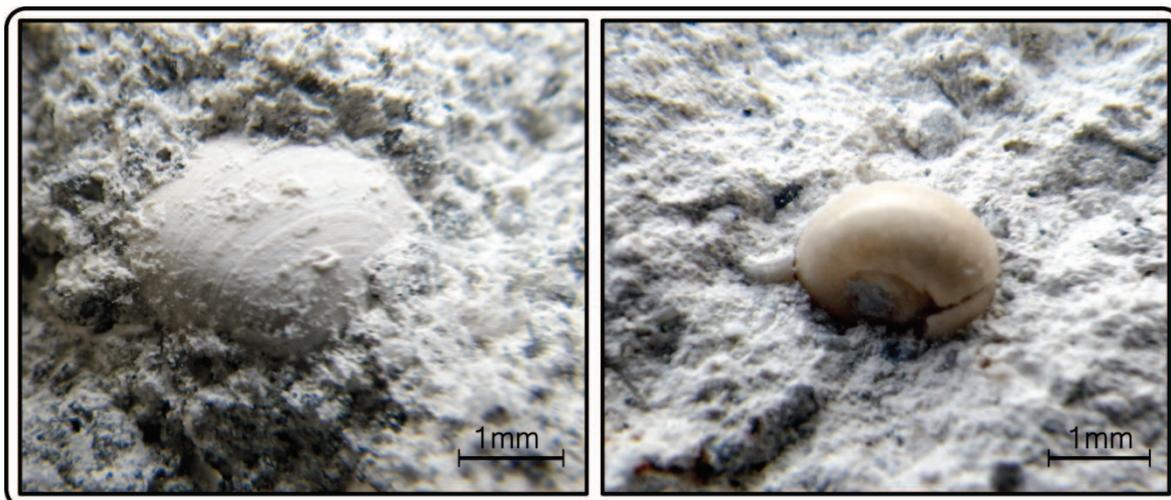


Figura 2:19 Fósiles bivalvos (izquierda) y gasterópodos (derecha) dentro de las capas de la Formación San Miguel (UTM 787000mE, 10001886mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.



Figura 2:20 Óxidos de Mn (negro) y yeso (blanco) en capas de la Formación San Miguel (UTM 786996mE, 10001884mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En su parte superior se presentan depósitos más arenosos, inter-digitados con niveles finos que albergan bloques esféricos de arcillolitas y limolitas bien compactadas, con diámetros entre los 2 y 8 cm.

Como parte de la FSM, en el flanco NW del Domo Catequilla aflora una capa de conglomerados de color amarillo – amarillo crema, polimícticos, grano soportados, compactados y bien sorteados, formados principalmente por granos de pómez redondeados, alterados y oxidados, de tamaños entre 2 – 3 cm (Figura 2:21). Acompañándolos se observan rocas andesíticas verdosas y grises, generalmente

afaníticas, redondeadas y de diámetros entre 1 – 3 cm, asimismo se ven clastos de lutitas, consolidadas, de colores grises y verdes, de formas redondeadas y discoidales. Dentro de la matriz de este depósito se observa cristales de plagioclasas, máficos y algo de cuarzo. Esta secuencia de conglomerados presenta estratificación grosera y está intercalada con arenas tobáceas, bien sorteadas y laminadas, sin que se observen afloramientos de estos conglomerados en algún otro lugar.



Figura 2:21 Capa de conglomerados polimícticos y grano soportados dentro de la Formación San Miguel (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Sobre–yaciendo, en discordancia angular, a los conglomerados, se observa una alternancia de arenas y limolitas tobáceas, bien estratificadas, algunas con laminación cruzada (Figura 2:22).

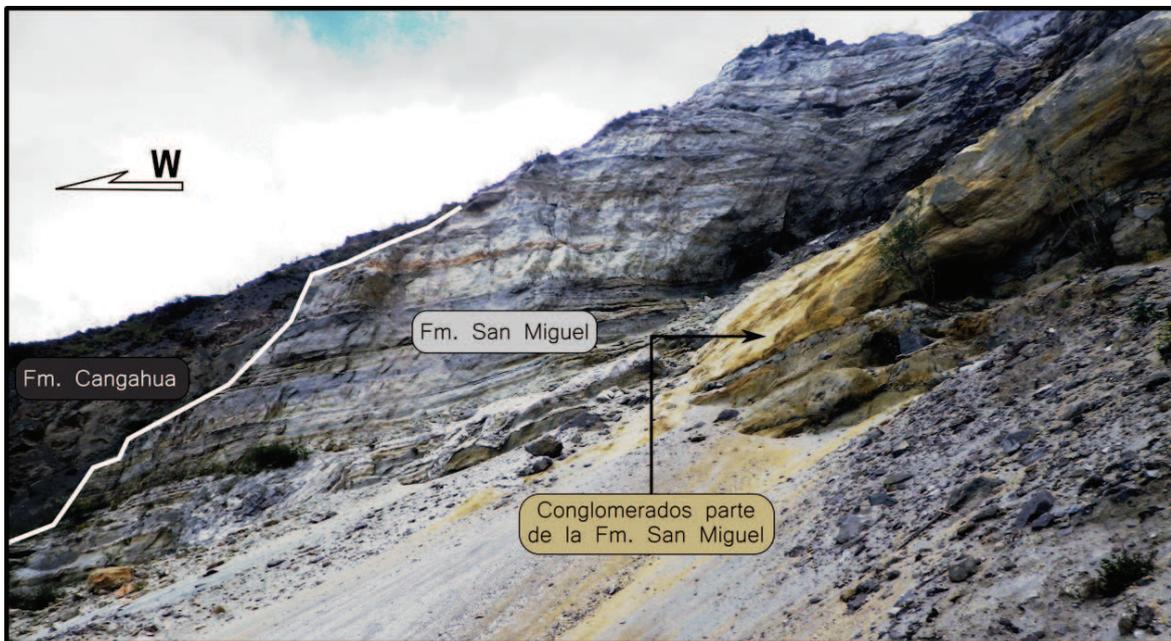


Figura 2:22 Discordancia entre secuencias de arenas y limolitas tobáceas subyacidas por conglomerados (UTM 785774mE, 10000334mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En varias capas de este afloramiento de materiales finos estratificados, se observan líticos andesíticos, de tamaños variables (5 – 50 cm), de composición química similar y textura congruente con las rocas del Domo Catequilla (Figura 2:23) (Capítulo 3), lo que sumado a que este depósito está poco diagenetizado y que las estructuras primarias del depósito (estratificación, laminación y laminación cruzada) permanecen inalteradas, indica que el domo ya se encontraba presente al momento en el cual estas secuencias se depositaron.

En su conjunto, la FSM luce muy bien estratificada y bastante perturbada. Dentro de los afloramientos ubicados a lo largo del Segmento La Providencia, en el flanco N-NW del Domo Catequilla y en el Segmento Rumicucho se pudieron realizar 53 medidas de planos de estratificación.



Figura 2:23 Rocas centimétricas del Domo Catequilla dentro de capas de la Formación San Miguel (UTM 785804mE, 10000328mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En la zona N y NW del Domo Catequilla la mayoría de planos de estratificación medidos están comprendidos entre $N180-220^{\circ}/20-30^{\circ}NW$, sin embargo se presentaron también medidas en el rango $N145-175^{\circ}/20-30^{\circ}SW$.

En el Segmento de Rumicucho casi la mitad de planos de estratificación medidos se encuentran en el rango $N140-170^{\circ}/15-25^{\circ}SW$ mientras que los restantes están entre $N180-190^{\circ}/15-30^{\circ}NW$.

A lo largo del Segmento La Providencia, la mayoría de planos de estratificación medidos están en el rango $N180-215^{\circ}/20-35^{\circ}NW$, algunos también se presentan entre $N225-245^{\circ}/25-35^{\circ}NW$, mientras que sólo un plano de estratificación presenta un rumbo y buzamiento $N175^{\circ}/25^{\circ}SW$.

En resumen, la mayoría de los planos de estratificación presentan rumbos y buzamientos $N180^{\circ}-190^{\circ}/20-30^{\circ}W-NW$. El rumbo, promedio, calculado para esta serie de datos es $N191.7^{\circ}$ (Figura 2:24).

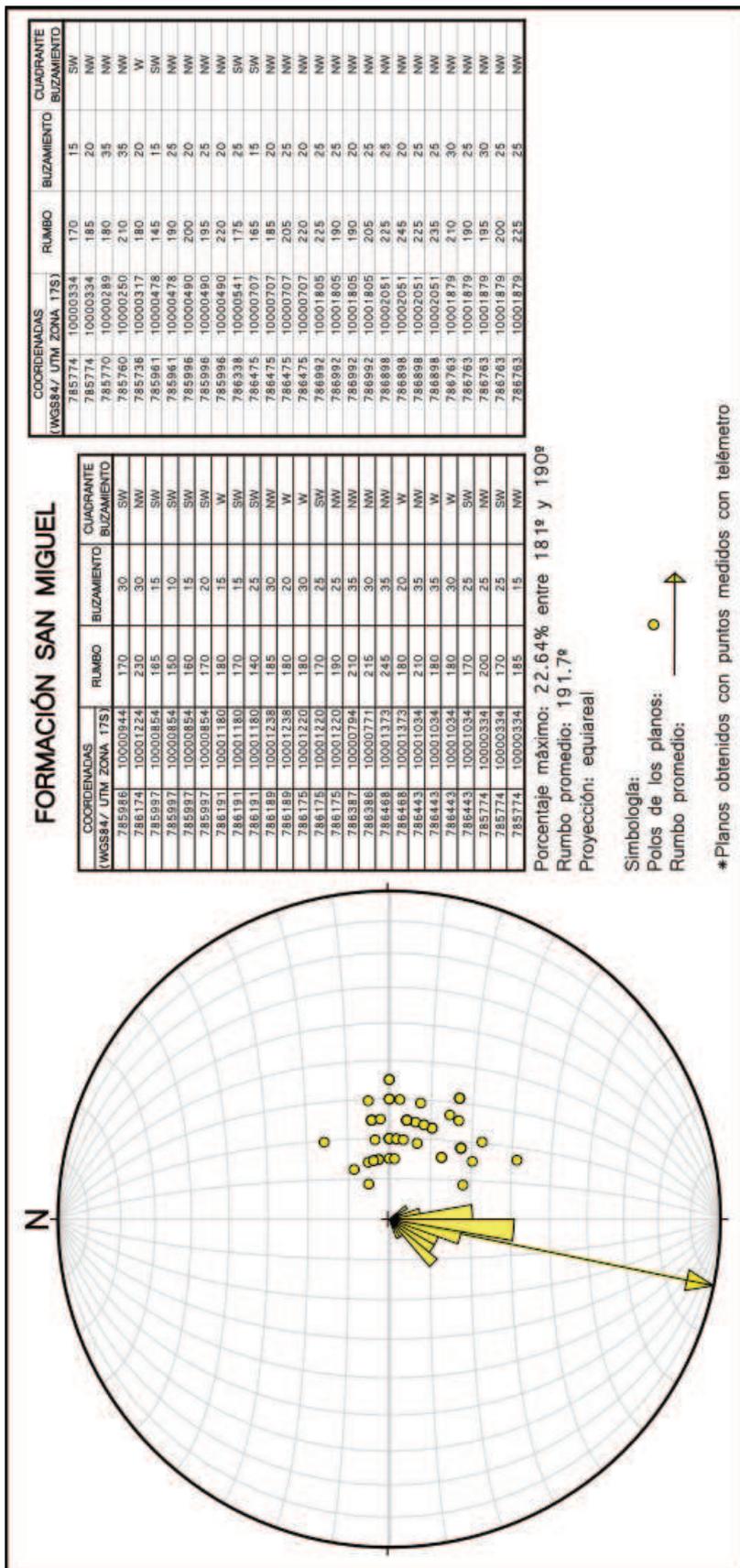


Figura 2:24 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación San Miguel.

Fallas inversas y normales, así como horst, grabens y plegamientos también fueron identificados dentro de esta formación (Figura 2:25), las fallas en su mayoría son gravitaciones, aunque también se reconocen fallas tectónicas post-depositación.



Figura 2:25 Fallas syn-sedimentarias dentro de la Formación San Miguel (UTM 785997mE, 10000854mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Niveles con laminación cruzada son comunes en los depósitos, los cuáles en general forman planos N-S y buzando al W (e.g. N175°/25°SW) (Figura 2:26).

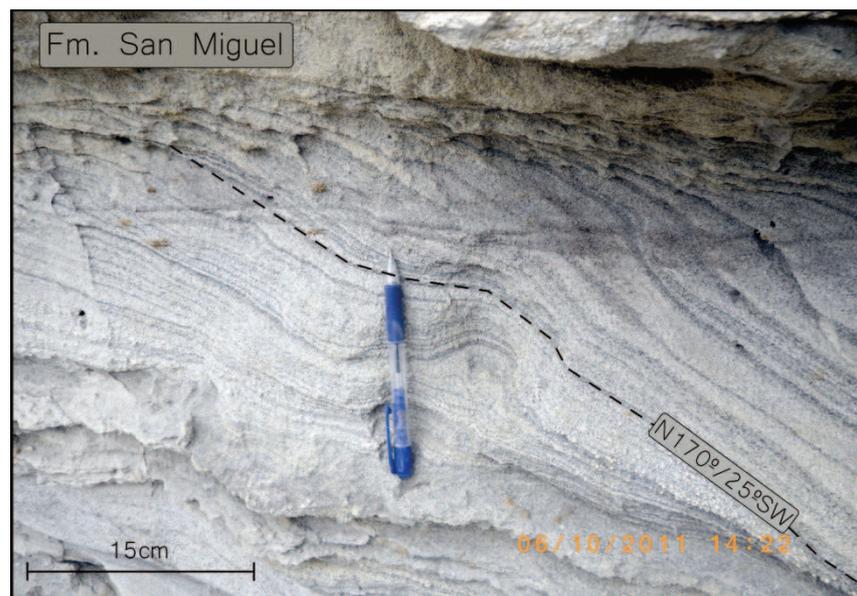


Figura 2:26 Estratificación cruzada dentro de capas de la Formación San Miguel (UTM 785551mE, 10000358mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Estratigráficamente, la FSM sobre yace al MCs, según lo observado en la parte Norte del Segmento La Providencia, en un contacto al parecer transicional y que forma un plano N199°/22°NW (medida referencial obtenida por medio del telémetro). En la parte norte del Segmento Rumicucho se la observa sobre yaciendo en discordancia erosiva a las brechas y volcano-sedimentos de los Miembros Inferiores, mientras que hacia el Sur se presenta sobre-yaciendo concordantemente a un flujo de lava del MCs. En el Flanco NW del Domo Catequilla estos depósitos fluvio – lacustres lo sobreyacen discordantemente

Al tope, la FSM subyace en discordancia erosiva a la Formación Cangahua, relación observada a lo largo del Segmento La Providencia y en la zona norte del Segmento Rumicucho.

En la parte centro y sur del Segmento Rumicucho, la FSM está sub-yaciendo en discordancia angular a depósitos volcanoclásticos (escorias) de la Formación Mojanda Fuya-Fuya (Figura 2:27), mientras que en el flanco W del Domo Catequilla se lo ve subyaciendo, en discordancia angular, a los depósitos de la Formación Mojanda – Fuya-Fuya y Formación Cangahua.

Dentro de la FSM, al extremo norte del Segmento La Providencia, se escogió para datar un estrato de ~ 30cm de espesor que contiene pómez poco alteradas, fibrosas y vesiculadas, que albergan plagioclasas, máficos y biotita (UTM 786965mE, 10001818mN). La edad obtenida de esta datación es poco confiable por el bajo porcentaje de *Ar* radiogénico en las plagioclasas.

Dado que se observa a la FSM sobre yaciendo al Domo Catequilla (833 ± 26 ka) y debajo de R1 (474 ± 17 ka) (Subcapítulo 2.2.3), se puede ubicar a este miembro entre finales del Pleistoceno Calabriense e inicios del Pleistoceno Medio.

Secuencias sedimentarias similares a las observadas en la Formación San Miguel han sido reportadas dentro de cuerpos de agua cuaternarios [Lago San Pablo y Laguna Negra (Athens, 1998) y Laguna Yaguarcocha (Anton, 1987)] ubicados en las cercanías de centros volcánicos con actividad holocénica. Del análisis tefroestratigráfico a detalle de las secuencias volcánicas en estos cuerpos de agua (Anton, 1987; Athens, 1998), se han podido estimar tasas promedio de sedimentación para sus niveles superiores. Athens (1998) reporta para el Lago

San Pablo una secuencia de 32 caídas, algunas de ellas correlacionadas a los Volcanes Pululahua, Cayambe, Cuicocha, distribuidas en los primeros 10.6m del lago. Las ubica en un rango de 5155 años. Con estos datos se puede estimar que la tasa de sedimentación promedio para este lago, en este intervalo de tiempo, es de 0.00206m/año (1m cada 486.32 años). Similar análisis se puede hacer para la Laguna Negra, donde se reportan 25 caídas (Athens, 1998), algunas asociadas a los Volcanes Quilotoa, Pululahua y Cayambe, distribuidas en los primeros 6.4m en un periodo de 12288 años (Athens, 1998), estimándose una tasa de sedimentación promedio de 0.00052m/año (1m cada 1920 años). Anton (1987) reporta una tasa de sedimentación promedio para la Laguna Yaguarcocha de 0.00075m/año (1m cada 1333 años), extrapolada de capas de caídas presentes en un núcleo de perforación dentro de la laguna.

Asumiendo para la Formación San Miguel una tasa de sedimentación promedio similar a los actuales cuerpos de agua (San Pablo, Laguna Negra, Yaguarcocha) y un espesor máximo de 200m, reportado por Villagómez (2003), se puede sugerir que el tiempo que tomó la formación de este lago posiblemente comprendió entre los 100ka y 350ka (promediando ~200ka).

Cabe mencionar que este cálculo es muy aproximado y no considera los efectos de la desecación ni compactación de los sedimentos de la Formación San Miguel. Estudios a detalle en donde se daten el tope y la base esta formación, así como donde se consideren los efectos de la compactación y desecación son necesarios para mejorar este aproximado.

Medidas exactas del espesor de la FSM, dentro de la zona de estudio, fueron difíciles de obtener, ya que en ningún lugar se observa que aflore en su totalidad, pero se le puede asignar un espesor aproximado de 100m.

Verticalmente hay un tenue aumento del tamaño de grano de los depósitos hacia la base de la formación.



Figura 2:27 Extremo S del Segmento Rumicucho. Discordancia angular entre los depósitos de la Fm. Mojanda Fuya-Fuya y la Fm. San Miguel (UTM 785682mE, 10000463mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Lateralmente, FSM presenta una fase aluvial (FSM-AI), la cual se observa en la parte W del Segmento Pacpo – Catequilla Norte, en el tramo comprendido entre el flanco SW del Domo Catequilla y la Cantera 1, presentándose en una serie de afloramientos no continuos, dispuestos exclusivamente bajo la cota de los 2500m y conformados por secuencias de arenas medias y gruesas, estratificadas y algo compactadas.

Estas secuencias aluviales presentan en la base del afloramiento (Figura 2:28) arenas ricas en plagioclasas, máficos y biotita, con un pequeño porcentaje de materiales finos, de colores grises y gruesamente estratificadas, a manera de bancos, intercalados con niveles de suelos pobremente desarrollados y caídas centimétricas de piroclastos (máxima 30cm) y retrabajados de las mismas (Figura 2:28). Hacia el tope de la FSM-AI, las caídas de pómez y de ceniza transicionalmente comienzan a encontrarse de forma más frecuente.

Los contactos dentro de estos depósitos en parte son netos, pero en parte son erosivos y discordantes.



Figura 2:28 Secuencia de arenas estratificadas algo compactas en el flanco SW de Domo Catequilla (UTM 785978mE, 9999435mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Medidas estructurales en los estratos de la FSM-AI nos indican que el plano promedio de estratificación en el flanco SW del Domo Catequilla está entre N180-210°/20-25°NW, mientras que entre el DC y la Cantera 1 los planos de estratificación están en el rango N195-205°/15-20°NW. El rumbo, promedio, calculado para esta serie de datos es N207.0° (Figura 2:29).

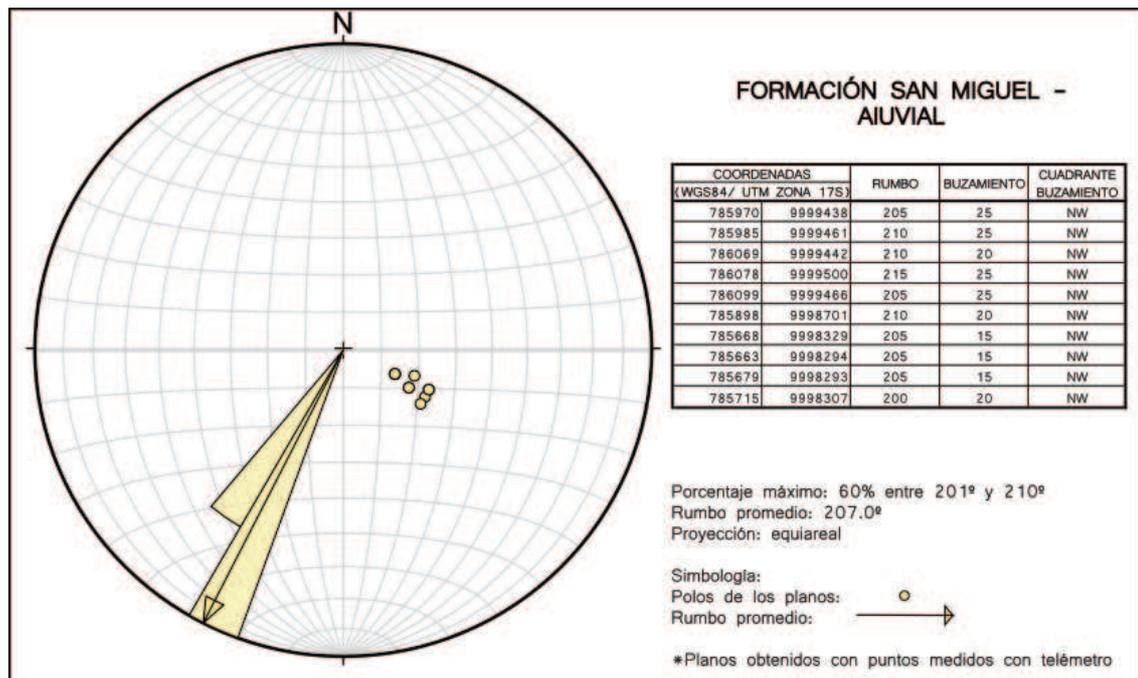


Figura 2:29 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación San Miguel - Aluvial.

Se observa que la secuencia está cortada por fallas tectónicas, aunque no se la nota perturbada o fallada de forma syn – sedimentaria. Estratigráficamente, la secuencia FSM-AI se la puede interpretar como una variación lateral de la FSM, probablemente en contacto transicional hacia el N, y posiblemente equiparable con la parte superior de la FSM. En el flanco SW del Domo Catequilla es en el único lugar donde al parecer aflora una sección completa de este miembro lateral, pudiendo medirse un espesor entre 50 - 60m.

En general, la FSM es muy fácil de distinguir en el campo, por presentar buena estratificación, lucir colores cremas con tonalidades algo rosácea – grises, ser rica en material volcánico, estar perturbado y presentar fósiles, fallas y plegamientos syn – depositacional (Figura 2:18).

2.1.3 FORMACIÓN MOJANDA FUYA – FUYA (FMF)

Los depósitos de esta formación no han sido reportados en ninguno de los trabajos previos realizados en la Cuenca de San Antonio de Pichincha, si bien han sido definidos en los sectores de Guayllabamba y San Miguel del Común, como volcánicos y volcano – sedimentos asociados a la actividad del Complejo Mojanda. (Samaniego, et al., 1994; Villagómez, 2003).

En la zona de estudio se los observa aflorando especialmente en las partes altas (sobre la cota de 2500m) del Segmento Pacpo – Catequilla, aunque también se encuentran en zonas bajas, sobre–yaciendo a los Domos Pacpo y Catequilla, así como también aflorando hacia el sur del Segmento Rumicucho y en las partes bajas de la Loma Santa Clara del Común, al SE de Pomasqui (Ver Mapa Geológico).

Las secuencias que afloran lucen estratificadas. Lateralmente, los afloramientos se presentan segmentados, discontinuos e intermitentes a lo largo de la zona de estudio. Exhiben espesores muy variables en distancias muy cortas. Generalmente lucen colores habanos – cremas – marrones, con intercalaciones blanquecinas y grises. Las capas con estratificación o laminación cruzada son escasas, pero se las encuentra especialmente hacia el sur del Segmento Pacpo – Catequilla. En general presentan fallas y diaclasamiento post – depositacional.

Los afloramientos, están constituidos por arenas tobáceas, de grano medio a

grueso, flujos de pómez y ceniza, caídas de piroclastos (ceniza, pómez y escorias), suelos pobremente desarrollados, algo endurecidos y ricos en material volcánico; así como los productos del retrabajamiento fluvial y eólico de todos ellos.

En la base de la secuencia se observa una alternancia de caídas de piroclastos (ceniza y pómez) con suelos pobremente desarrollados muy similares al material llamado Cangahua, junto con arenas aparentemente aluviales, ricas en cristales de plagioclasas, máficos, biotita y granos redondeados de pómez. Cada capa aluvial luce un buen sorteo y presentan espesores centimétricos, en promedio entre los 10 y 50 cm. Los estratos exhiben una pobre compactación, presentándose mayoritariamente deleznales.

En la parte intermedia de la secuencia, el aporte volcánico es mayor, las capas de caídas de piroclastos (ceniza y pómez) son más frecuentes, mientras que las capas de suelos se vuelven escasas y de menor espesor. También se comienzan a observar brechas volcánicas clásticas de color crema - habano, ricas en ceniza y cristales de plagioclasas, máficos y biotita, con clastos centimétricos (1-3cm) de pómez de formas desde sub-redondeados hasta sub-angulares, así como brechas volcanoclásticas ricas en matriz y de color café – habano correspondiendo posiblemente, estas brechas a flujos de pómez y cenizas y a flujos de escombros distales, respectivamente. Pueden presentar espesores desde pocos centímetros hasta 1.3m. En la parte superior de este segmento se observa una potente caída (~2m) de pómez riolítica asociada con el Volcán Fuya Fuya y que corresponde a un marcador regional denominado R2 por Robin et al. (1997) (Capítulo 3).

Una secuencia de capas de caídas de escorias se encuentra hacia el tope del segmento medio de la FMF (Figura 2:30). Estas capas han sido correlacionadas con depósitos similares del Volcán Mojanda, reportadas por Robin et al. (1997) y Robin et al. (2009) (Capítulo 3).



Figura 2:30 Caída de escoria perteneciente a la Fm. Mojanda Fuya-Fuya sobre-yaciendo en discordancia a la Fm. San Miguel (UTM 785997mE, 10000854mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Aflorando al extremo S del Segmento Rumicucho, sobreyaciendo en discordancia a los depósitos de la FSM, con espesores entre 0.5m y 1m, se observa otra vez la secuencia de capas de caída de escorias andesíticas (Figura 2:30), estas escorias lucen vesiculadas, densas, negras y con granos de aproximadamente 1cm de diámetro (máx 2cm). Dentro se observan plagioclasas y algo de máficos de forma escasa. Las escorias se presentan un poco oxidadas y generalmente con una pátina de óxidos de hierro que las recubre, también se las observa algo retrabajadas y con una pobre estratificación.

En el Segmento Pacpo - Catequilla también se encuentran capas de escorias, aflorando sólo como un nivel de hasta 10cm de espesor medidas en una matriz arenosa de color café.

En el segmento superior de la FMF se observa una alternancia de caídas de piroclastos (ceniza y pómez) con suelos al parecer compactados, ricos en material volcánico y parecidos a la cangahua. Niveles arenosos de tipo aluvial y ricos en cristales de plagioclasas también se observan en este segmento. En algunos lugares se encuentra laminación cruzada dentro de capas de caídas de ceniza, acompañadas de escasos cantos centimétricos de roca andesítica (máximo

10cm), lo que hace presumir un re-trabajamiento al momento de la depositación (Figura 2:31). Las capas de suelo presentan variaciones locales, no se las nota continuas y desaparecen en algunos afloramientos.



Figura 2:31 Loma Santa Clara del Común. Secuencia de cenizas y pómez laminadas y re-trabajadas (UTM 783863mE, 9993468mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Generalmente, la FMF luce estratificada, se la encuentra fallada [de forma inversa, normal y transcurrente (Figura 2:32)], y algunas capas presentan diaclasamiento syn-depositacional.

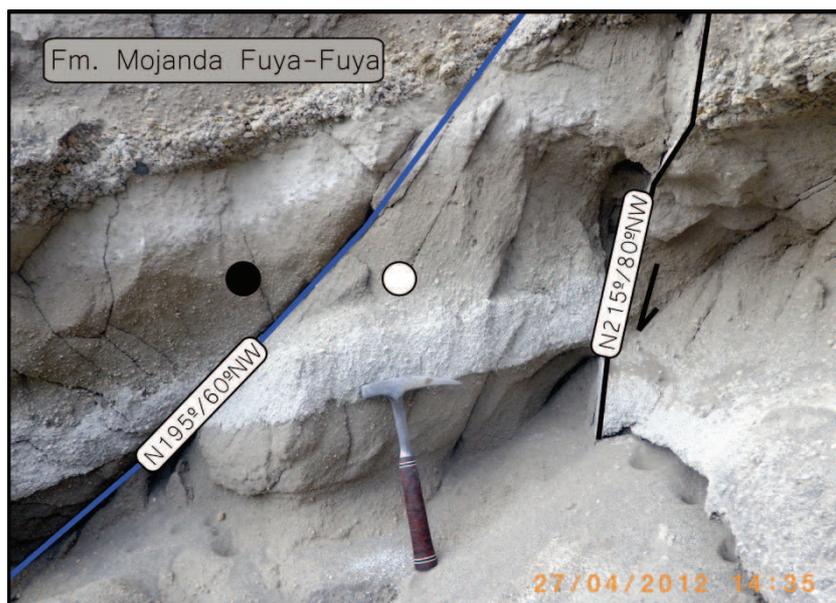


Figura 2:32 Secuencias dentro de la Formación Mojanda Fuya-Fuya falladas normalmente (negro) y sinistralmente (azul) (UTM 786127mE, 9998760mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En los afloramientos ubicados en la parte Sur del Segmento Rumicucho y a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla se pudieron realizar 17 medidas estructurales de planos de estratificación, con rumbos y buzamientos N125-165°/15-25°SW mayoritariamente para los depósitos en el flanco SW del Domo Catequilla. A lo largo del Segmento Pacpo - Catequilla los planos presentan rumbos y buzamientos N200-205°/15-20°NW, mientras que el Segmento Rumicucho se presenta una medida N163°/14°SW (medida referencial obtenida por medio del telémetro). En el flanco SW del Domo Pacpo y en los bajos de la Loma Santa Clara del Común se observan planos de estratificación entre N150-165°/20-30°SW. El rumbo, promedio, calculado para esta serie de datos es N164.4° (Figura 2:34).

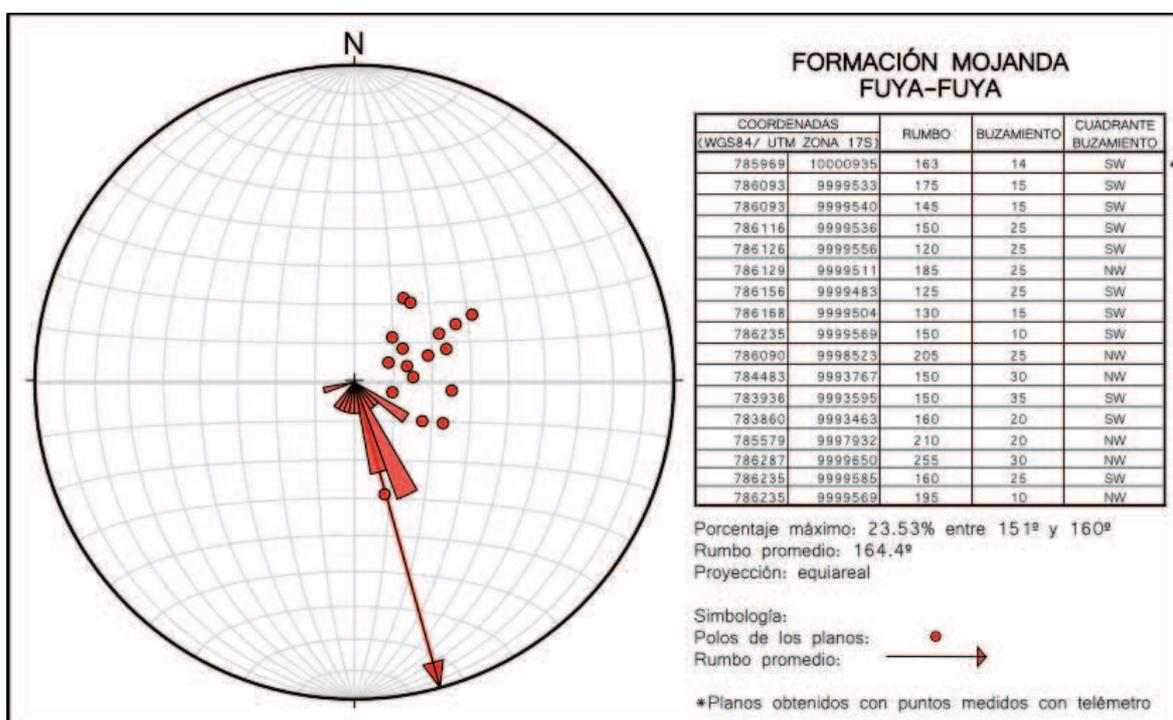


Figura 2:33 Diagrama de rosa y ubicación de los polos para los planos de estratificación medidos dentro de la Formación Mojanda Fuya-Fuya.

La FMF estratigráficamente se encuentra sobre-yaciendo, en discordancia erosiva y angular, a los depósitos de la FSM, asimismo se observa que sobre yace en discordancia angular al Domo Pacpo y a las lavas y brechas del MCs (Figura 2:34). En el tope, se encuentra subyaciendo a la Formación Cangahua. La naturaleza de este contacto es difícil de determinar, ya que en algunos afloramientos se observa aparentemente transicional y, en otros, como una clara

discordancia erosiva.

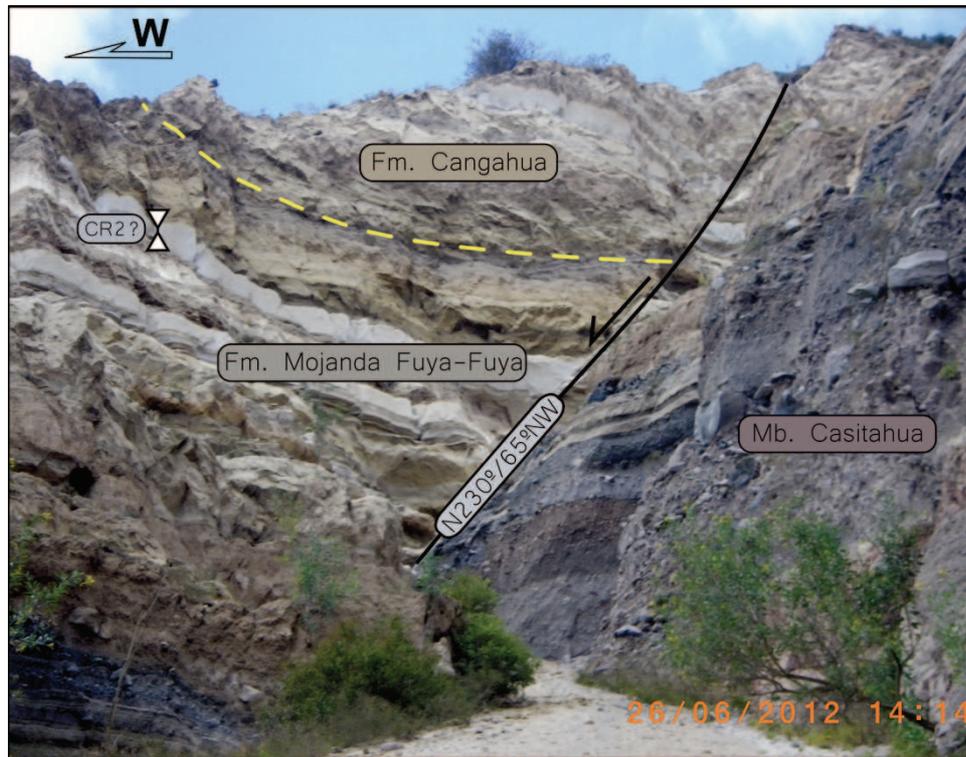


Figura 2:34 Contacto fallado entre el Miembro Casitahua y la Formación Mojanda Fuya-Fuya y transicional entre la Formación Mojanda Fuya-Fuya y la Formación Cangahua (UTM 785153mE, 9994744mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Dentro de FMF (G0001, Capítulo 3), se obtuvo una edad *K/Ar* de 474 ± 17 ka (Capítulo 3). Esto permite ubicar a esta formación en el Pleistoceno Medio.



Figura 2:35 Capa R1 en la zona de Guayllabamba. El círculo en negro indica el lugar de toma de muestra para la datación (G0001) (UTM 794194mE, 9993056mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

No se pudieron obtener medidas precisas del espesor de la FMF, ya que generalmente no se encuentran en el mismo afloramientos los tres segmentos que la conforman. Algunas medidas aproximadas han podido ser hechas a lo largo de los Segmentos Rumicucho y Pacpo – Catequilla, mostrando espesores máximos de 15 m.

Verticalmente se observa que el aporte de materiales volcánicos varía a lo largo de la secuencia, siendo mayor en su parte media. Los estratos de suelos tipo cangahua se hacen más frecuentes en sus extremos.

A la FMF se la distingue por las secuencias de suelos tipo cangahua intercalados con caídas y por la gruesa capa de pómez (R2) que presenta en su segmento intermedio .

2.1.3.1 Capas R1 y R2

Se definen a las capas R1 y R2 como depósitos de caídas riolíticas, plinianas de gran volumen asociadas a un periodo de intensa actividad explosiva en el Volcán Fuya-Fuya basal (Robin et al., 1997).

La capa R1, en la sección Jerusalén (flanco SW del Complejo Mojanda) se caracteriza por presentar una base compuesta por lapilli de pómez riolítica ($\text{SiO}_2=73 - 74 \text{ wt\%}$) que progresivamente se empieza a enriquecer en lapilli andesítica gris ($\text{SiO}_2=62 \text{ wt\%}$), desapareciendo hacia el tope el material riolítico y presentándose como una secuencia de ceniza andesítica gris oscura, lapilli de escoria y bombas en forma de coliflor. Los afloramientos son de espesores métricos (reportados de hasta 15 m), pudiendo encontrarse intercalaciones de lahares, surges y sucesiones finamente estratificadas de ceniza fina gris y blanca en esta capa (Robin et al., 1997).

La capa R2, por otro lado, corresponde también al depósito de caída de una erupción pliniana, pero se la reporta homogénea, compuesta por pómez riolítica ($\text{SiO}_2=73.5 \text{ wt\%}$), con un alto contenido (~5%) de fragmentos líticos alterados, con espesores de hasta 5m en la zona de Jerusalén, y de 2 m cerca al Lago de San Pablo (Robin, et al., 1997).

En la Cuenca de San Antonio de Pichincha, aflora una gruesa capa de pómez riolítica a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla, sin que haya evidencias de estar presente en el Segmento La Providencia ni en el Segmento de Rumicucho. Buenos afloramientos se encuentran en la parte alta del flanco Sur del Domo Catequilla (Figura 2:36) y en el segmento entre DC y la Cantera 1.



Figura 2:36 Capa R2 en la parte alta del flanco S del Domo Catequilla (UTM 786095mE, 9999522mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En los sitios donde aflora esta capa, se la observa con espesores cercanos a los 2 m, bien sorteada, con tamaños de pómez entre 2 y 5 cm. La matriz del depósito es escasa y generalmente está compuesta por ceniza y cristales de plagioclasas, máficos y biotita.

En los afloramientos se observa gran cantidad de líticos accesorios (5-7%), con tamaños entre 2 y 3 cm, incluidos clastos angulares de rocas andesíticas porfíricas grises, rocas rojizas – amarillentas hidrotermalizadas y oxidadas, rocas andesíticas vesiculadas, aparentemente básicas, de color negro y rocas andesíticas alteradas de color verde (Figura 2:37).

En la parte superior de la capa frecuentemente se encuentra un nivel de aproximadamente 15 cm de espesor, formado por retrabajamiento acuoso, caracterizado por el aumento en el porcentaje de matriz, granos de pómez redondeados y la presencia de una cierta estratificación (Figura 2:37). También se constata que la capa ha sido bastante fallada.

Macroscópicamente, los granos de pómez generalmente son sub-angulares, de color blanco, frescos y sin oxidaciones, presentándose poco vesiculados, algo fibrosos y con vesículas alargadas. Albergan plagioclasas y cristales máficos tabulares.



Figura 2:37 Capa R2, nótese el retrabajamiento acuoso en la parte superior y la gran cantidad de líticos accesorios (UTM 785596mE, 9997911mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En la zona de estudio a esta pliniana no se la observa como una capa continua, sino más bien a manera de lentes y en forma segmentada, el espesor se mantiene más o menos constante y cerca a los 2m, salvo en las partes donde se la observa deformada, presentando en estos lugares espesores variables. Los rumbos y buzamientos tomados en esta capa varían en los diferentes lugares de medida. Los análisis químicos de dos muestras tomadas en la zona de estudio [R y D35P03M1 (Capítulo 3)] indican que esta pliniana contiene pómez riolítica con características químicas (e.g. $\text{SiO}_2 = 73 - 74 \text{ wt\%}$) muy similares a las caídas R1 y R2 identificadas por (Robin, et al., 1997). Relaciones elementales han servido para emparentar a las pómez tomadas en la zona de estudio (R y D35P03M1) con R2 (Capítulo 3). Asimismo, las características litológicas de la pliniana encontrada en San Antonio (e.g. contenido de líticos accesorios) corroboran una correlación con la Capa R2.

Trabajos anteriores en la zona de Guayllabamba asocian a la Unidad Peña Negra (Samaniego et al., 1994) y a la Formación Mojanda (Villagómez, 2002) con piroclastos retrabajados intercaladas con dos caídas plinianas, una a la base

(Capa R1) y otra hacia el medio (Capa R2). La muestra (G0001) datada en la zona de Guayllabamba [químicamente correspondiente con la capa R1 (Subcapítulo 3.2.4)]. Y mediante el método *K/Ar*, se la ha datado y se ha obtenido una edad radiométrica de 474 ± 17 ka. Esto ubica a la base de la FMF en el Pleistoceno Medio.

2.1.4 FORMACIÓN CANGAHUA (FCN)

Esta formación, en general está definida como un suelo limo arenoso, de aspecto tobáceo y en ocasiones endurecido, formado como el resultado de la meteorización y el retrabajamiento de materiales piroclásticos en condiciones climáticas frías y secas. Se la reconoce y reporta a todo lo largo de la ID (Cornejo, 1980; Clapperton y Vera, 1986; Estrella, 1986; Vera y López, 1986; Lavenue et al., 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez 2003; Winkler et al., 2005).

En la Cuenca San Antonio de Pichincha se observa a la Cangahua cubriendo en forma uniforme las elevaciones y planicies de la zona, formando potentes afloramientos en el Segmento de Pacpo – Catequilla y hacia el volcán Casitahua.

Los afloramientos se presentan en general masivos, con una gruesa estratificación a la base, la cual posteriormente se difumina y desaparece. Los colores cafés – marrones – pardos son típicos de esta formación, exhibiendo en ciertas ocasiones tonalidades anaranjadas – verdosas – grises. El grado de compactación es variable. Se la encuentra cortada por fallas, tanto inversas como normales, las cuáles en la mayoría de los casos sólo han deformado la parte basal de la formación.

Los afloramientos, en general están constituidos por paquetes de limos y arenas con un sorteo bastante bueno. Están compuestas por una matriz de ceniza vítrea, frecuentemente oxidada y alterada, con cristales dispersos de plagioclasas, anfíboles y piroxenos. Los cristales de biotita y magnetita son accesorios, mientras que el cuarzo sólo se presenta como una traza. En la zona de estudio, la materia orgánica dentro de la FCN es escasa, asimismo algunos niveles exhiben esporádicos relictos de fragmentos de pómez y líticos volcánicos, generalmente andesíticos, de tamaños menores a los 3 cm.

Es común encontrar, dentro de la FCN, intercalaciones de depósitos de caídas de

piroclastos (ceniza, pómez y en menor cantidad escorias). En la zona de estudio, hacia la base de la formación, se reconoce una capa homogénea de pómez, de hasta 50cm de espesor, no continua; se la distingue claramente a lo largo del Segmento Pacpo – Catequilla. Se caracteriza por presentar pómez fibrosas y alargadas (máx 1cm). No se observan cristales de plagioclasas y/o máficos, excepto por la biotita, la cual está presente en forma accesoria. Hacia el tope de esta capa de caída de pómez se encuentra una unidad de Cangahua, mientras que bajo este nivel se observa en concordancia una capa de ceniza homogénea gris, con biotita, de aproximadamente 10cm de espesor. Estas capas de pómez, macroscópicamente lucen similares a las Capas Guía Pifo, definidas por Hall y Mothes (1996).

Otras caídas de ceniza y pómez han sido observadas dentro de la FCN en la zona de estudio, con espesores centimétricos, sin que ellas hayan podido ser caracterizadas ni relacionadas con otras caídas o capas guía regionales.

Criterios como el grado de compactación, las relaciones estratigráficas así como las diferencias en los restos fósiles han servido para que varios autores planteen divisiones dentro de la Cangahua (Clapperton y Vera, 1986; Estrella, 1986; Vera y López, 1986). En la zona de estudio, estratigráficamente se puede diferenciar vagamente niveles gruesamente estratificados y depósitos masivos marrones, que conforman la parte principal de la FCN, con esporádicas intercalaciones de caídas de piroclastos. En el flanco NW del Domo Catequilla se observa yaciendo en discordancia (N210°/38°NW) sobre la FSM, a unas brechas, de grano fino medio, polimícticas, con escorias y en mayor porcentaje pómez, de niveles compactados y deleznales que han sido identificadas como parte de la Formación Cangahua (Figura 2:38).

Depósitos de suelos poco desarrollados y ricos en material volcánico encontrados intercalados en varios niveles de la FMF, presentan un aspecto similar a la Cangahua, pero no fue posible diferenciarlos o asociarlos con ella, debido a la ambigüedad en las definiciones de los depósitos caracterizados como Cangahua.

La toma de datos estructurales se realizó en estratos gruesamente estratificados, a la base de la formación y en los contactos entre intercalaciones de caídas de

piroclastos y unidades de Cangahua supra y/o sub yacentes.

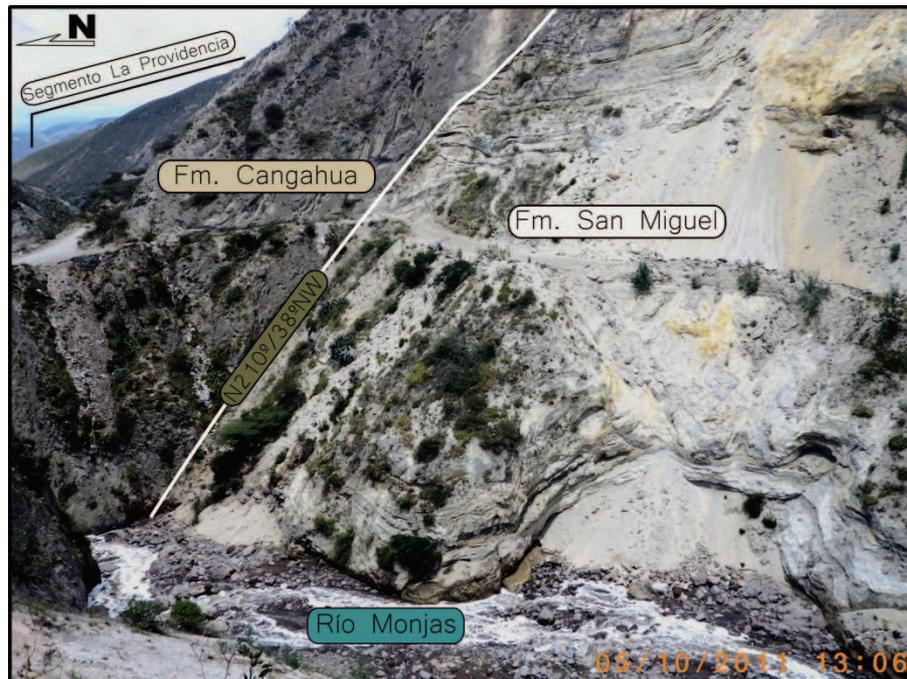


Figura 2:38 Discordancia entre Formación Cangahua y Formación San Miguel (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

En general se observa que presentan planos de estratificación promedios N185-200°/10-25°NW. El rumbo, promedio, calculado para esta serie de datos es N192.0° (Figura 2:39).

Estratigráficamente, la FCN sobre-yace a la FSM, en claro contacto erosivo, en la parte norte del Segmento Rumicucho y a lo largo del Segmento La Providencia.

Sobre yace a los depósitos de la FMF en la zona sur del Segmento Rumicucho, a lo largo del Segmento Pacpo - Catequilla, y en la parte baja de la Loma Santa Clara del Común. La naturaleza de este contacto es difícil de determinar ya que por un lado parece ser transicional y por otro es erosivo discordante.

Intercalados y sobreyaciendo a la FCN se observan, generalmente en concordancia, a los depósitos de la Formación Pululalhua.

Hall y Mothes (2001) reportan un rango de edad para la FCN entre ~210 ka y ~10 ka, lo que lo ubicaría desde finales del Pleistoceno Medio hasta finales del Pleistoceno Superior.

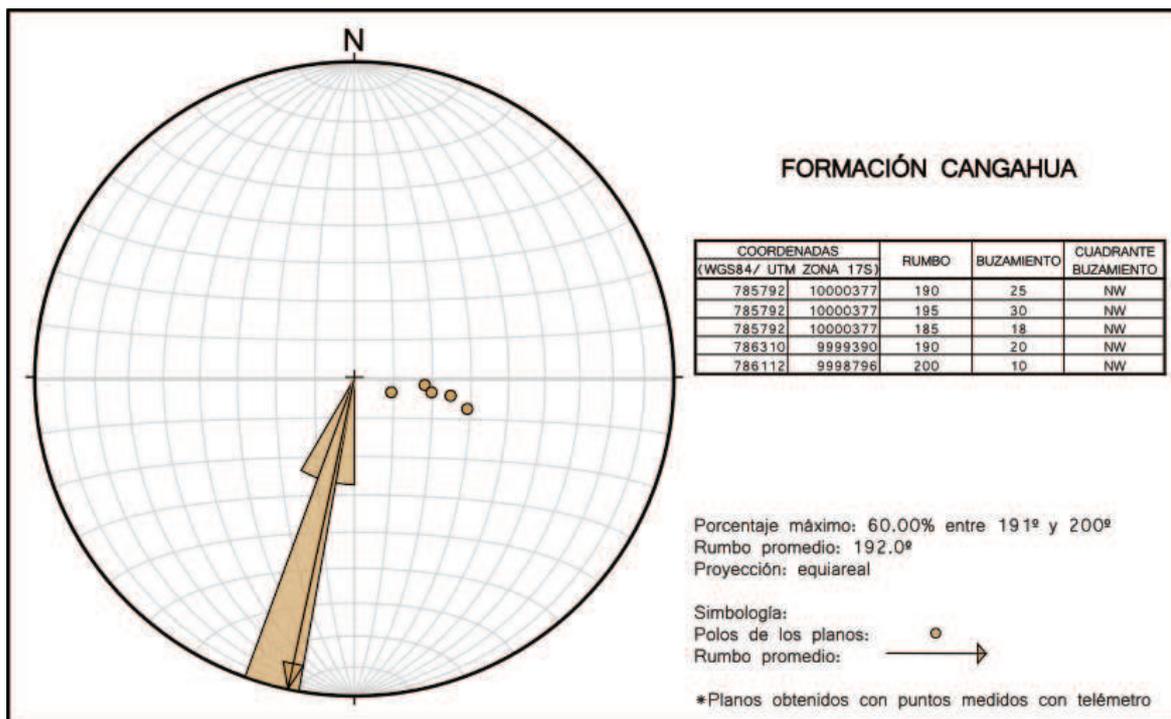


Figura 2:39 Diagrama de rosa y ubicación de los polos de los planos de estratificación medidos dentro de la Formación Cangahua.

Medidas aproximadas del espesor de esta formación han sido hechas a lo largo de los Segmentos Pacpo – Catequilla y Rumicucho, obteniéndose un espesor promedio de 50m.

No se observan variaciones verticales o laterales de importancia dentro de la FCN.

En el campo a la Cangahua se la distingue por estar ampliamente distribuída en la zona de estudio, tener una forma periclinal y por su color marrón característico

2.1.5 FORMACIÓN PULULAHUA (FPL)

Se identifican dentro de esta formación a los productos asociados con la actividad volcánica y estilos eruptivos del Complejo Volcánico Pululahua, descritos ampliamente en Andrade (2002).

En la zona de tesis se los observa formando la planicie de San Antonio de Pichincha y aflorando a lo largo del Río Monjas y en el flanco NW del Domo Catequilla.

Dado que los depósitos incluidos en esta formación presentan ciertas litologías

características y están asociados a particulares procesos de emplazamiento y depositación, se los ha sub dividido en:

- Miembro Brechas dacíticas
- Miembro Lacustres no deformados
- Miembro Piroclastos Pululahua.

2.1.5.1 Miembro Brechas dacíticas (MBd)

Se agrupa en este miembro a los depósitos de flujos piroclásticos de tipo Block and Ash descritos en Cornejo (1980) y Andrade (2002) que afloran principalmente a lo largo del Río Monjas y en la Quebrada Colorada (Figura 1:11). Se los encuentra en el norte, hasta la desembocadura del Río Monjas sobre el Río Guayllabamba, mientras que hacia el sur dejan de aflorar a la altura de las piscinas municipales de San Antonio.

Este miembro se presenta formando paredes sub-verticales, de aspecto masivo, texturalmente caótico, muy deleznable y aparentemente permeable (Figura 2:40). A lo largo del Río Monjas se reportan hasta tres capas diferentes de estos flujos (Andrade, 2002), siendo el más joven el de mayor volumen e importancia en la zona de estudio.

Litológicamente este flujo forma una brecha de color gris azulado a la base y rosáceo hacia el techo (últimos 10-15m), transición posiblemente explicable por el emplazamiento de un flujo aún muy caliente, que dio lugar a la oxidación de su parte superior en contacto con la atmósfera (Figura 2:40) (Andrade, 2002).

Se presenta grano soportado, prácticamente monolítico y mal sorteado. La matriz es escasa (30-40%), compuesta principalmente por ceniza y cristales de igual composición a la de los clastos. Los clastos, son angulares, de composición dacítica (Andrade, 2002) y con tamaños promedios entre 10 y 15cm, encontrándose bloques extraordinarios de hasta 1m de diámetro. Estas dacitas son porfíricas de matriz microcristalina (60-70%) y fenocristales de tamaño medio (2-3mm) de plagioclasas y anfíbol, en ocasiones alterado. Como minerales accesorios se observan opacos (e.g. magnetita). Las vesículas son muy escasas

o más generalmente inexistentes.



Figura 2:40 Flujo de tipo "Block and Ash" (Miembro Brechas dacíticas) subyacente por depósitos piroclásticos (UTM 785024mE, 9999926mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Líticos accesorios (1-2%) verdes, generalmente afaníticos y con cuarzo son observados dentro de estos depósitos de flujo de tipo bloques y ceniza, y seguramente estén asociadas con el basamento de la CW.

Geoquímicamente las rocas del MBd se las caracteriza como dacitas de 67.7 w.t.% de SiO₂ y afinidad calco-alcalina de una serie de bajo K (Andrade, 2002).

A este miembro en general se lo observa sobreyaciendo a la FCN (e.g. flanco NW del Domo Catequilla) en discordancia angular, mientras que es sobreyacido por el Miembro Lacustre no deformado, en contacto concordante.

Dos dataciones de radiocarbón reportadas por OLADE (1980) y Hall y Mothes (1994), realizadas en fragmentos de carbón encontrados a la base de este depósito en la zona del Río Monjas, han presentado edades de 10800±800 aAP y 11940±300 aAP respectivamente, lo que lo ubica a inicios del Holoceno. Se cree que la fuente mas probable de este flujo fue el Domo La Marca (Cornejo, 1980; Andrade, 2002).

Este depósito se presenta en algunos sectores del Río Monjas con espesores

mayores a 50m, mientras que en la parte del Segmento Rumicucho se lo observa con una potencia menor y a manera de lentes.

Este depósito es principalmente reconocible por presentarse como un flujo de tipo bloques y ceniza, de coloración gris azulada a la base y rosácea al techo, con bloques dacíticos.

2.1.5.2 Miembro Lacustre no deformado (MLn)

Reportados como sedimentos lacustrinos con lignito por Cornejo (1980), se los observa aflorando en las márgenes del Río Monjas entre San Antonio de Pichincha, al norte, y Pomasqui al sur. Sus límites occidentales y orientales son desconocidos.

Forman paredes verticales, bien estratificadas y con buen sorteo, Exhibe mayoritariamente estratos de color crema – grisáceos, intercalados con capas grises – negruzcas - rojizas. Se presenta de forma continua a lo largo de las márgenes el Río Monjas, entre San Antonio de Pichincha y Pomasqui (Figura 41).

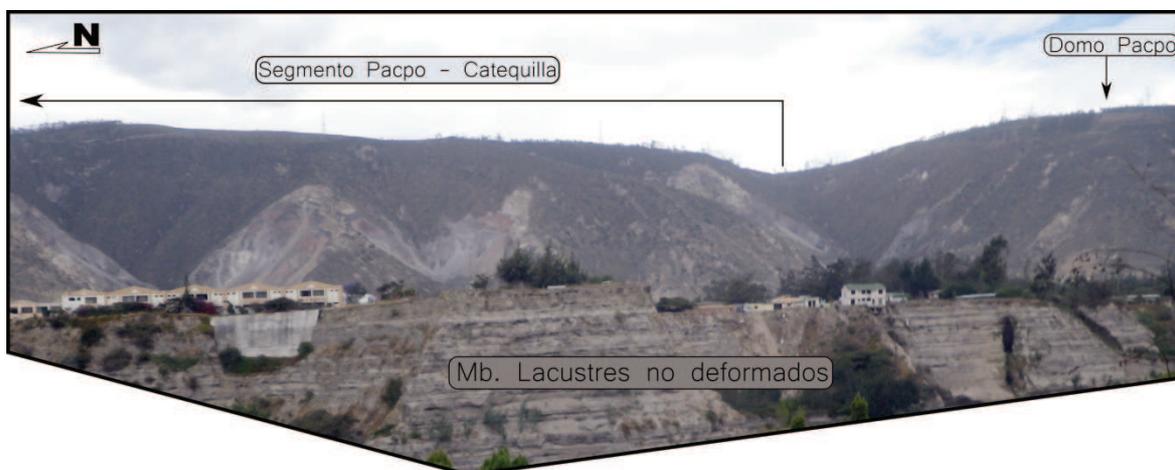


Figura 2:41 Miembro Lacustre no deformado, formando paredes sub verticales en el margen izquierdo del Río Monjas (UTM 783752mE, 9996705mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Litológicamente este miembro está formado por secuencias de cenizas finas y muy finas, bien sorteadas, de color crema, compuestas principalmente por material vítreo, laminadas, las que se encuentran intercaladas con niveles limosos y limo – arenosos de tonalidad grisácea, que presentan cristales de plagioclasas, anfíboles y de forma poco frecuente con niveles ricos en pómez de hasta 0.5cm de diámetro. En la parte media se tiene reportes de presencia de limo bentónico

de color café amarillento, con trazas de moldes orgánicos (e.g. huellas de lombrices) (Cornejo, 1980).

También se observan niveles arenosos, poco compactados de tonalidad amarillenta, ricos en cristales de plagioclasas, máficos, pómez y líticos ígneos de tamaños milimétricos.

Hacia el tope es común observar material orgánico intercalado entre capas de cenizas; algunos se presentan a manera de turba, con restos orgánicos (raíces y restos leñosos) y de colores grisáceos. Asimismo se puede observar escasos niveles de lignito de color negro – gris oscuro, con un contenido alto de ceniza volcánica (Figura 2:42).



Figura 2:42 Secuencias de sedimentos lacustres no deformados, intercalados con niveles ricos en material orgánico (UTM 785246mE, 9999113mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Se lo observa bien estratificado, formando planos sub horizontales, con buzamientos máximos de 5° al W.

Estratigráficamente este miembro sobre yace al MBd en contacto concordante y sub yace en contacto aparentemente transicional a la secuencia de depósitos piroclásticos del Pululahua. Cornejo (1980) presenta una edad reportada por el

Institute of Geological Sciences (Inglaterra) de 6753 años para muestras de lignito recolectadas por Roger Bristow. Esta edad concuerda con la posición estratigráfica en la cual el MLn es observado en los trabajos de campo [sobreyaciendo al MBd (10800 ± 800 aAP) y sub-yaciendo al MPp (248 ± 13 aAP)] (Figura 2:43) y ubica a este miembro en el Holoceno.



Figura 2:43 Secuencia de los miembros que integran la Formación Pululahua (UTM 785246mE, 9999113mN). Para ubicación referirse a la Figura 2:2.

Esta secuencia presenta un espesor promedio de 20m, con variaciones que van desde 40m hasta no más de 5m. Se la observa acuñaándose hacia el norte, desapareciendo a la altura del Domo Catequilla.

En el campo este miembro se lo identifica por sobreyacer a los flujos de tipo Bloques y Ceniza del MBd y estar principalmente conformado por cenizas finas, laminadas, no compactadas, con niveles ricos en materia orgánica en su parte superior.

2.1.5.3 Miembro Piroclastos Pululahua (MPp)

Se agrupa en este miembro a los eventos y depósitos asociados con la formación del cráter del Pululahua, mejor descritos en Andrade (2002).

En el área de estudio se los observa conformando la parte más superficial de la planicie de San Antonio de Pichincha, y aflorando en paredes sub-verticales, donde los depósitos se presentan potentes y masivos, y a veces exhiben una clara estratificación. Generalmente lucen colores cremas, localmente rosáceas.

Dentro de este miembro se agrupa a las secuencias de depósitos de caídas y flujos piroclastos, ricos en pómez, que estuvieron asociados a la formación del cráter del Pululahua. En las cenizas se puede observar gran cantidad de material vítreo, fino junto con cristales de plagioclasas, anfíbol, algunos granos de pómez y líticos de rocas grises ígneas y en menor proporción rocas verdes afaníticas. Las pómez no son fibrosas, se presentan frecuentemente con cristales de plagioclasas y anfíbol dentro, y dependiendo del lugar puede presentarse desde tamaños milimétricos, hasta centimétricos (10-15cm). La presencia de fragmentos no vesiculados de rocas dacíticas es común dentro de esta secuencia piroclástica.

En cuanto a la geoquímica Andrade (2002), no reporta variaciones significantes con respecto a las rocas dacíticas del MBd.

Andrade (2002) separó el proceso de deposición de la secuencia piroclástica, y de formación del cráter del Pululahua, en 5 etapas:

- E0: Una relativamente pequeña erupción que se manifiesta como una capa rica en pómez, liviana, a veces alterada y con escasos cristales de anfíbol, que presenta un espesor máximo de 2m. La datación de una capa de turba (posiblemente el mismo nivel datado por el *Institute of Geological Sciences*), que sobreyace a la capa de pómez, reporta una edad de 6750 aAP (DGGM, 1982) indicando que esta erupción fue anterior a dicha fecha.
- E1: Fase inicial de la formación del cráter del Pululahua y datado en 2485 ± 130 aAP (Hall and Mothes, 1994). Se caracteriza por la depositación de una extensa capa de caída pliniana y la generación de flujos piroclastos restringidos [mayor detalles en Papale y Rosi (1993), Andrade (2002) y Volentik et al. (2010)]
- E2: Fase caracterizada por la generación de grandes flujos piroclásticos y pequeñas caídas plinianas ocurridas luego de un periodo de calma

posterior a E1. Dataciones de radiocarbón a la base de E2 reportan edades de 2305 ± 65 aAP (Hall, 1977) y 2285 aAP (Isaacson, 1987).

- E3: Fase caracterizada por la presencia de capas de pequeñas poméz redondeadas y caídas retrabajadas, bien sorteadas y con estratificación cruzada, con un espesor máximos de 2m. Hay solo evidencias indirectas de erupciones asociadas.
- E4: Fase final, compuesta por potentes flujos piroclásticos de coloración rojiza y crema, sin que se presenten importantes depósitos de caídas asociadas con ellos. Se la considera como probablemente la erupción más importante en el proceso de formación del cráter. Se reporta una edad de 2240 ± 50 aAP (Andrade, 2002) para un suelo incipiente que cubre esta erupción, representando esta edad el inicio del periodo de actividad Post-formación del cráter (Andrade, 2002).

Estructuralmente se presentan niveles estratificados, en su mayoría sub-horizontales a horizontales.

Estratigráficamente sobre-yace en concordancia a los depósitos de MLn, en la zona de San Antonio de Pichincha – Pomasqui y en contacto erosivo a la MBd en el Segmento Rumicucho. También se la observa sobre yacer, de forma discordante, a la FCN.

En base a las dataciones reportadas, especialmente en Andrade (2002), se ubica a todo este miembro en el Holoceno. En general se le puede asignar un espesor máximo de hasta 50m, variando de acuerdo al lugar y a la morfología del área. En el campo se la reconoce por formar superficies más jóvenes, planas, sub-horizontales, donde ocupa el nivel estratigráfico más alto. Los depósitos se presentan masivos, de colores cremas y rosáceas, principalmente caracterizados por contener abundante ceniza y pómez, con plagioclasas y anfíbol.

2.1.6 RESUMEN

Como una forma de sintetizar las principales y más relevantes características de la estratigrafía de la zona de San Antonio de Pichincha se presenta la Figura 2:44.

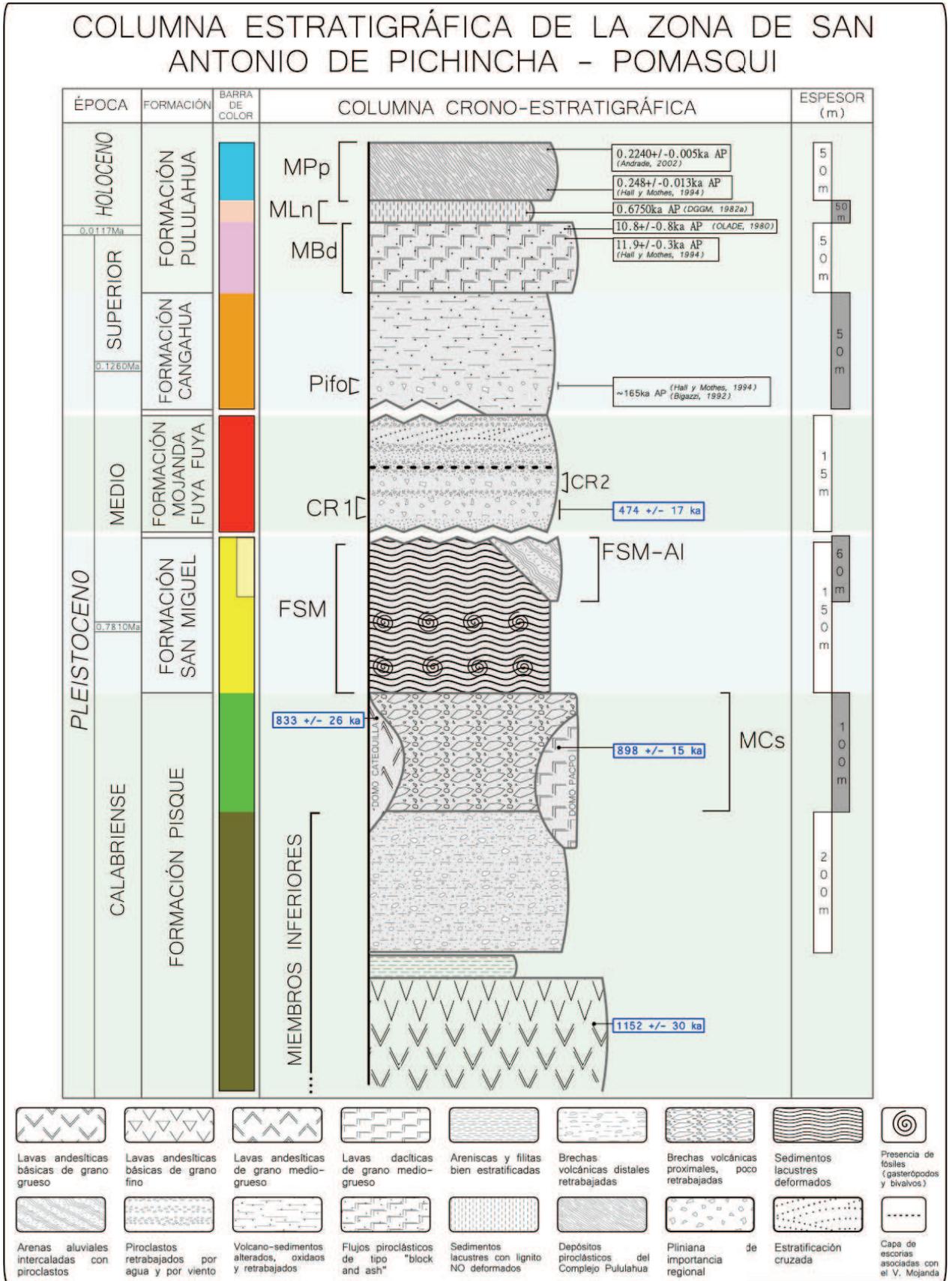


Figura 2:44 Columna estratigráfica de la zona San Antonio de Pichincha – Pomasqui. En azul y resaltado se presentan las edades obtenidas en este estudio.

2.2 PRINCIPALES ESTRUCTURAS EN LA ZONA DE ESTUDIO

2.2.1 FALLA CATEQUILLA

La falla Catequilla está caracterizada como una estructura inversa, de rumbo aproximado N – S y de buzamiento W (Figura 2:45); parte del sistema de Fallas de Quito (Ego et al., 1996; Villagómez, 2003; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012). Esta estructura no aflora en superficie (falla ciega) y su expresión morfológica es la elevación Calderón – Catequilla (Ego y Sebrier, 1996; Alvarado, 1996; Villagómez 2003; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012) (Figura 2:45).

Estudios de microsismicidad recientes, realizados en la zona de Quito, muestran que un gran número de hipocentros se concentran a lo largo de los segmentos del sistema de Fallas de Quito (Segovia y Alvarado 2009; Alvarado, 2012). Alvarado et al. (en revisión) presentan que la sismicidad, en la zona Sur de la Elevación Calderón – Catequilla, se distribuye a lo largo de una zona sísmica, que buza ~55° al W y que se extiende en profundidad cerca de 30 km.

La formación de la elevación Calderón – Catequilla es asociada a un plegamiento originado por acción de la falla inversa Catequilla (Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Alvarado, 2009; Alvarado, 2012).

Esta elevación presenta un flanco frontal asimétrico con respecto a su flanco posterior y en su extremo N (Segmento La Providencia), se observa que sus capas [Fm. Pisque y Fm. San Miguel (Figura 2.16)] mantienen un espesor relativamente constante. Esta forma puede ser asociada con un modelo de pliegue por propagación de fallas, pero más estudios son necesarios, ya que hacia el sur (Segmento Pacpo – Catequilla S) la elevación se ensancha (Figura 2:45) y estructuralmente parece ser más compleja.

Alvarado et al. (en revisión) calculan que la magnitud máxima para un sismo en la elevación Calderón – Catequilla sería de Mag: 6.3, con un tiempo de recurrencia de 183 años.

El lineamiento observado en el Segmento de Rumicucho (Figura 2:45) puede estar relacionado con un ramal de la falla Catequilla, o a su vez, ser parte del sistema de Tangahuila, identificado al N de Rumicucho, por Alvarado (2012)

(Figura 1:8).

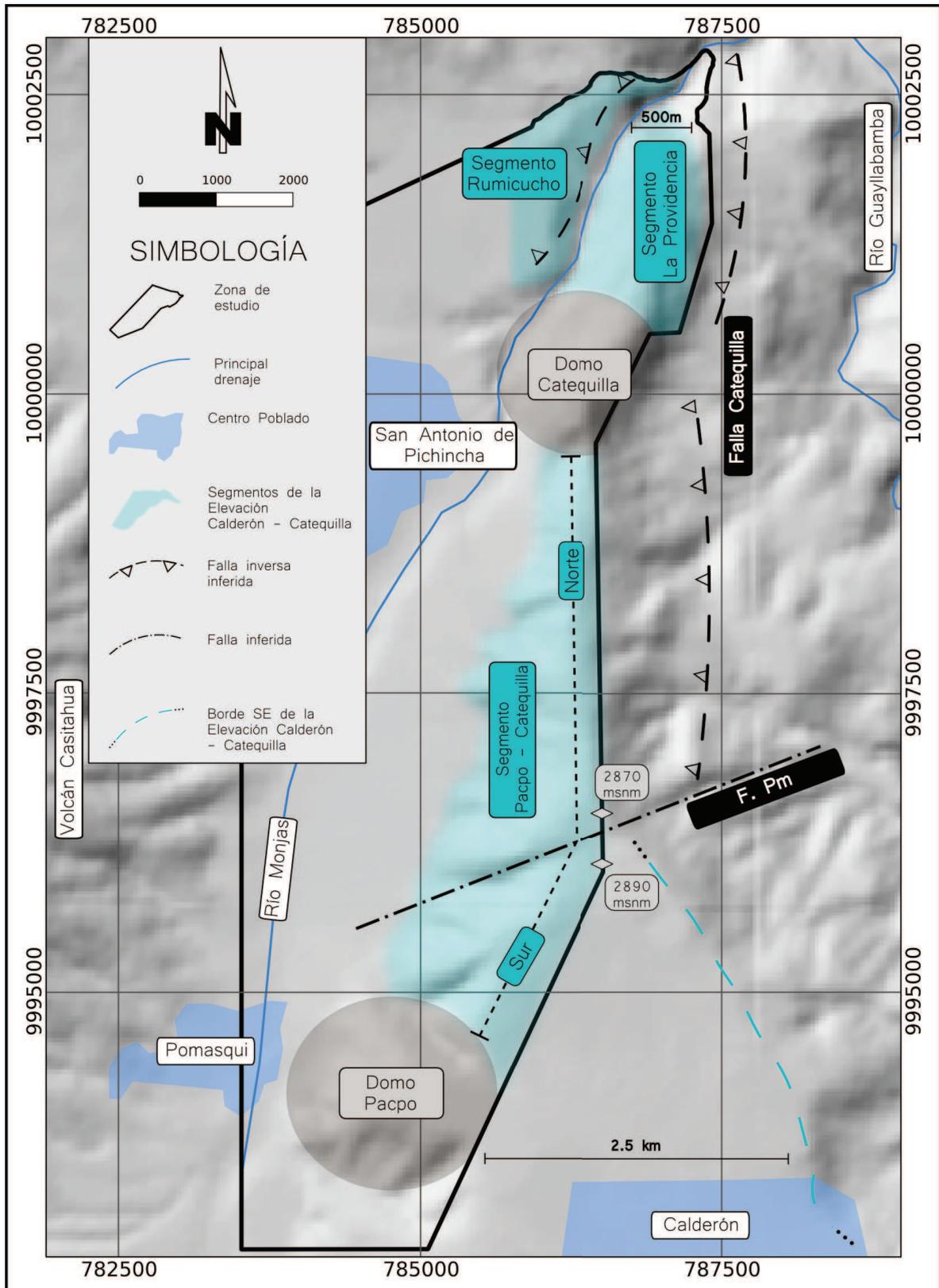


Figura 2:45 Principales estructuras en la zona de estudio.

2.2.2 FALLA POMASQUI

La Falla Pomasqui (F. Pm) morfológicamente se presenta como una lineación transversal, de rumbo $\sim N68^\circ$, que corta la elevación Calderón – Catequilla y que topográficamente marca cambios como: 1) subdivide al Segmento Pacpo – Catequilla en una parte Norte (SP-C N) y una Sur (SP-C S) (Figura 2:45), 2) el punto de inicio del ensanchamiento del segmento Pacpo – Catequilla, 3) el punto desde donde comienza el basculamiento del SP-C S hacia el S y 4) el levantamiento de $\sim 20m$ del SP-C S con respecto al SP-C N (Figura 2:45).

El hipocentro del sismo de Agosto de 1990 de Mg: 5.0 (CMT Project reportado en Alvarado et al., en revisión) se ubica en el lugar donde el segmento Pacpo – Catequilla es subdivido en SPC N y SPC S. Similar ubicación presenta el hipocentro del sismo de Febrero de 1999 de Mg: 3.5 (Calahorrano, 2001; Alvarado et al., en revisión). Cabe recordar que el sismo de Agosto de 1990 causó grandes daños en la población de Pomasqui. (Hibsch et al., 1996a; Calahorrano, 2001).

Sin embargo, debido a que no se han encontrado afloramientos de la F. Pm y a los pocos datos sísmicos, esta estructura aún no ha sido caracterizada con precisión y su tipo de movimiento todavía no ha sido determinado.

CAPÍTULO 3

3 CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLÓGICA DE LAS FORMACIONES VOLCÁNICAS

Varias muestras de lavas y de pómez se recolectaron durante el trabajo de campo, dentro y fuera de la zona de estudio, de las cuáles se han seleccionado doce (12) para análisis petrográficos, veinte y nueve (29) para análisis geoquímicos y cinco (5) para dataciones por el método K/Ar. (Tabla 3:1)

	COORDENADAS (WGS84/UTM Zona 17S)		UBICACIÓN ESTRATIGRÁFICA	CÓDIGO DE LA MUESTRA	TIPO	ANÁLISIS			
						PETROGRÁFICO	GEOQUÍMICO	DATACIÓN	
1	788555	10000565	FORMACIÓN PISQUE	Miembros Inferiores	GAB-A-01	Lava	✓	✓	✓
2	780157	9992194		Miembro Casitahua	CASI-1-L1-1	Lava		✓	
3	780157	9992194			CASI-1-L1-2	Lava		✓	
4	780157	9992194			CASI-1-L1-3	Lava		✓	
5	780157	9992194			CASI-1-L2-1	Lava		✓	
6	780157	9992194			CASI-1-L4/5-1	Lava		✓	
7	782628	9995911			CASI-2-L1-1	Lava		✓	
8	782628	9995911			CASI-2-LV-1	Lava		✓	
9	784612	9993716			DP-01-C	Lava	✓	✓	✓
10	784612	9993716			DP-01-X	Xenolito	✓	✓	
11	785879	9999667			CAT-01	Lava	✓	✓	✓
12	785853	9999844			CAT-M-1	Lava		✓	
13	785735	10000286			CAT-L-1	Lava		✓	
14	785804	10000328			CAT-L-2	Lava		✓	
15	784983	9994745			C2-1	Lava		✓	
16	784835	9994909			C2-3	Lava	✓	✓	
17	785098	9994697			C3	Lava	✓	✓	
18	785906	9998109			D35P04 M3	Lava	✓	✓	
19	785819	9998054			D36P03 M2	Lava	✓	✓	
20	785808	9998031			D36P04 M2	Lava	✓	✓	
21	785853	9998068			D36P05 M3	Lava		✓	
22	785776	9998044			D36P06M2	Lava	✓	✓	
23	785714	9998063			D38P01	Lava	✓	✓	
24	785819	9998054			S/N	Lava	✓	✓	
25	786965	10001818	FORMACIÓN SAN MIGUEL		CAT-SUP-01	Pómez		✓	✓
26	794194	9993056	FORMACIÓN MOJANDA FUYA FUYA	G0001	Pómez		✓	✓	
27	786092	9998524		D35P03 M1	Pómez		✓		
28	786235	9999569		R	Pómez		✓		
29	785997	10000854		ER	Escoria		✓		

Tabla 3:1 Listado de muestras seleccionadas para las caracterizaciones petrográficas, geoquímicas y cronológicas.

3.1 CARACTERIZACIONES PETROGRÁFICAS

Las doce rocas seleccionadas para el análisis petrográfico corresponden a muestras de lavas de la Formación Pisque (definida en el Capítulo 2), y

exceptuando por GAB-A-01, forman parte del Miembro Casitahua y han sido recolectadas dentro del área de estudio (Figura 3:1), en las Canteras de los Domos Catequilla y Pacpo, así como en la Cantera 1 y Cantera 4, ubicadas en el flanco Occidental de la Elevación Calderón – Catequilla (Figura 1:11).

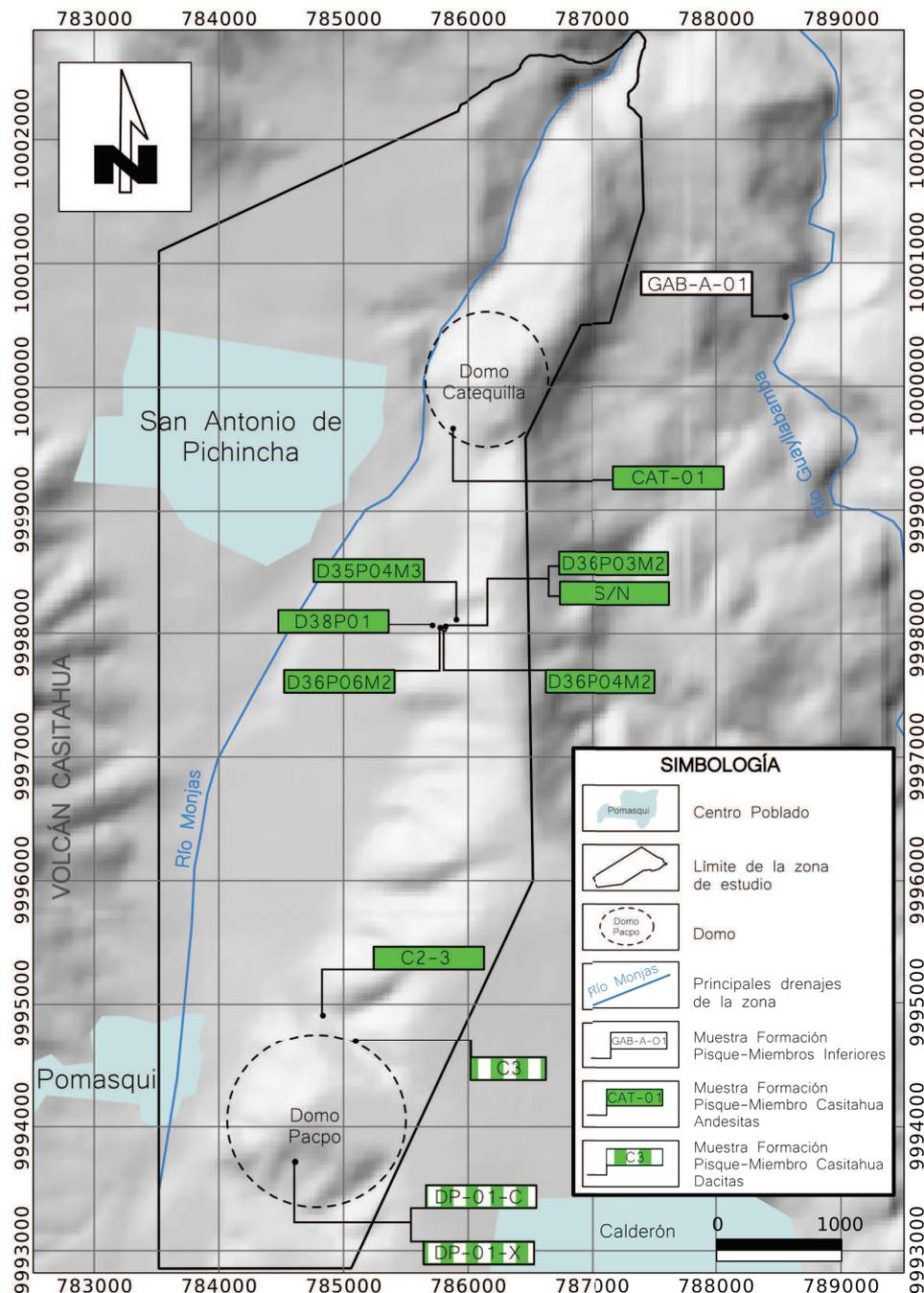


Figura 3:1 Mapa con la ubicación de las muestras seleccionadas para los análisis petrográficos.

GAB-A-01 es parte de las lavas de la Formación Pisque - Miembros Inferiores (Capítulo 2), fue recolectada en el camino San Antonio de Pichincha – Planta

Hidroeléctrica de La Internacional, al margen izquierdo del Río Guayllabamba, y en una zona que el presente estudio no abarca (Figura 3:1).

Ocho de las doce láminas delgadas se realizaron en un Laboratorio privado de Lima – Perú (C2-3, C3, D35P04M3, D36P03M2, D36P04M2, D36P06M2, D38P01, SN), mientras que las restantes (CAT-01, DP-01-C, DP-01-X, GAB-A-01) se elaboraron en el laboratorio del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional en Quito.

El estudio petrográfico se llevó a cabo utilizando un Microscopio de luz polarizada modelo Axio Scope.A1 marca Zeiss, mientras que las fotos fueron tomadas con la cámara Axio.Cam MRc 5 de 5 Megapíxeles (2584x1936) de resolución (incluida en el microscopio).

En las descripciones petrográficas de las láminas delgadas se caracterizó la textura de la roca, se estimó, en base a diagramas comparativos, el porcentaje en volumen (% vol.) de los fenocristales y matriz, así como se identificó los fenocristales y el tipo y componentes de la matriz.

En base a la estratigrafía definida en el Capítulo 2, se las separó en dos grupos: aquella que pertenece a la Formación Pisque-Miembros Inferiores y aquellas que pertenecen a la Formación Pisque-Miembro Casitahua y cuyos análisis petrográficos se presentan a continuación.

3.1.1 MUESTRA GAB-A-01 FORMACIÓN PISQUE – MIEMBROS INFERIORES

De las secuencias de lavas de los Miembros Inferiores de la Formación Pisque (Capítulo 2) solo se posee la muestra GAB-A-01, ya que afloran fuera del área de estudio (Figura 3:1).

En muestra de mano se presenta porfirítica, de grano medio y de color gris-oscuro-verdoso (Figura 3.2).



Figura 3:2 Muestra de roca GAB-A-01

Microscópicamente, presenta textura porfírica, con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, piroxenos y opacos rodeados de una matriz hipocristalina formada por microcristales de plagioclasas, piroxenos y vidrio, distribuidos aleatoriamente. (Figura 3:3)

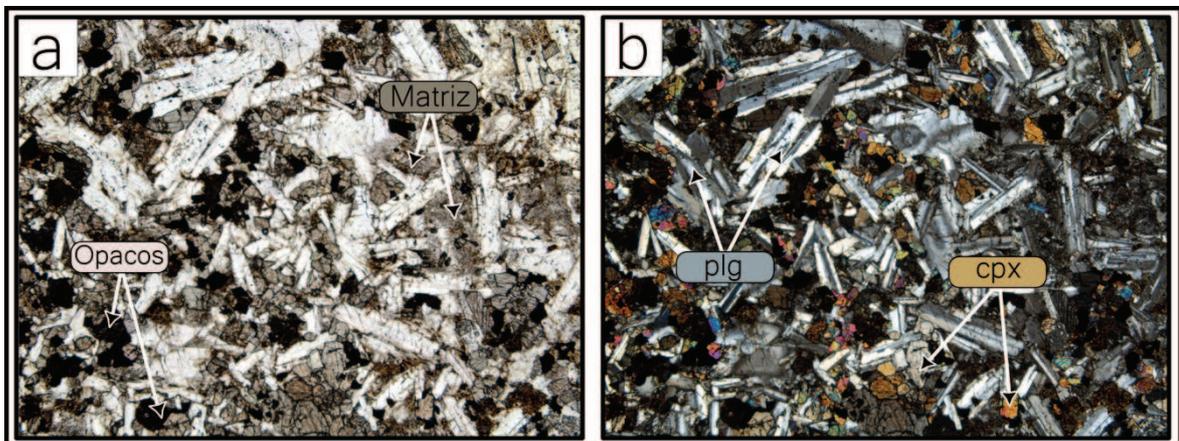


Figura 3:3 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 2.5x) con luz natural (a) y con luz polarizada (b). Se observa que la muestra presenta una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasas, piroxenos y opacos rodeados de una matriz hipocristalina. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno.

Los cristales de plagioclasas (35% vol.) se presentan euhedrales a subhedrales, en su gran mayoría tabulares (Figura 3:4-a). En general se los observa zonados y con maclas tipo Carlsbad y en menor cantidad Polisintética. Es frecuente encontrarlos intercrecidos entre sí. Las plagioclasas de mayor tamaño generalmente exhiben bordes reabsorbidos y redondeados, así como una textura

de colador (corazones esponjosos) (Figura 3:4-a). Varios cristales se muestran oxidados, fracturados y en algunos casos alterándose a sericita. (Figura 3:4b).

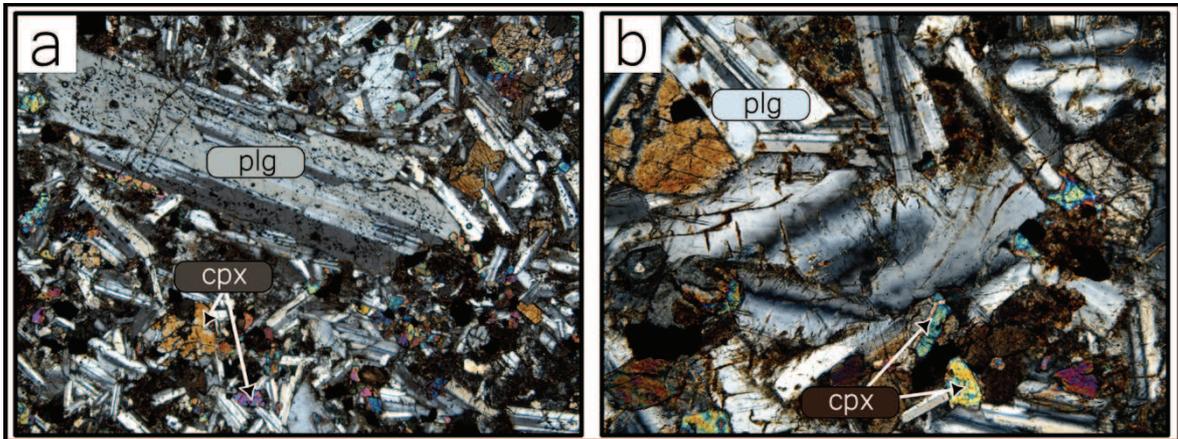


Figura 3:4 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 10x) con luz polarizada. a: Fenocristal de plagioclasa, con opacos incluidos y rodeado de micro-cristales de plagioclasas, piroxenos y opacos. b: Fenocristal de plagioclasa, se la observa zonada, fracturada y oxidada. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno.

Los cristales de piroxenos representan el 20% vol. de la muestra, dominando los clinopiroxenos (13% vol.) sobre los ortopiroxenos (7% vol.). Estos cristales se muestran pleocroicos, subhedrales a euhedrales, de formas tabulares y prismáticos (Figura 3:5-a). Es común observar, especialmente en los cristales de clinopiroxenos, zonación sectorial y macla Carlsbad. Los intercrecimientos entre piroxenos son comunes. Varios cristales (generalmente los de mayor tamaño) presentan bordes agrietados, redondeados y/o reabsorbidos (Figura 3:5-b). El espacio entre plagioclasas frecuentemente está ocupado por uno o por varios cristales de piroxenos, dándole una textura intergranular a la muestra (Figura 3:3-b). En general los piroxenos están fracturados y oxidados (Figura 3:5), e incluso algunos están cloritizándose.

En esta muestra los opacos representan el 5% vol., se los observa cuadrados, redondeadas y en menor proporción en forma de agujas dentro de la matriz. Están asociados con los piroxenos o incluidos en ellos.

La matriz (40% vol.) se presenta principalmente compuesta por cristales anhedrales de plagioclasas en forma de agujas, piroxenos y material vítreo de color café y aspecto polvorulento. Como parte de la matriz también se observan oxidaciones de Fe de color ocre y dispersas por toda la muestra.

Como minerales traza, es importante la presencia de apatito y zircón, en formas tabulares y generalmente incluidos dentro de plagioclasas.

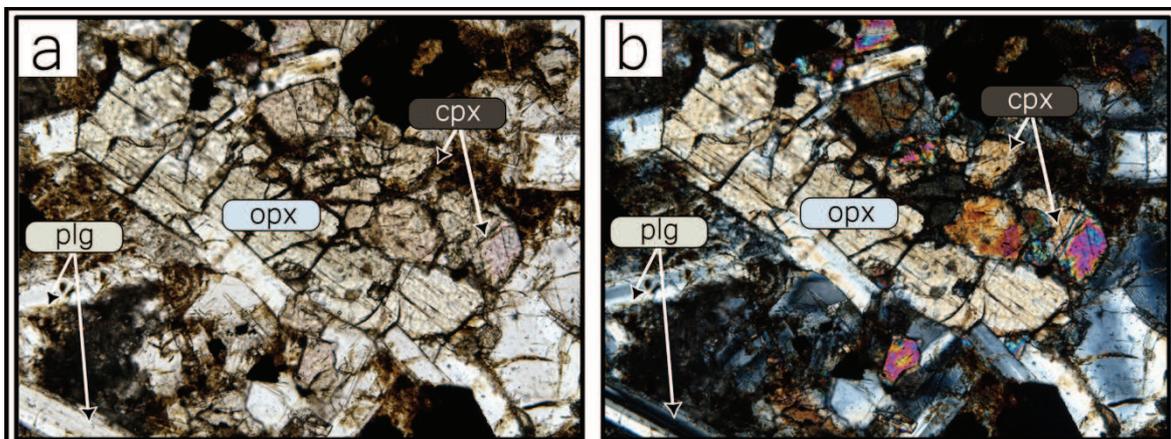


Figura 3:5 Muestra GAB-A-01. Vista al microscopio (objetivo 10x) con luz natural (a) y con luz polarizada (b). Se observa un fenocristal de Ortopiroxeno, fracturado, intercrecido con clinopiroxenos zonados y maclados. Abreviaciones: plg: plagioclasas, opx: ortopiroxeno, cpx: clinopiroxeno.

En resumen, la asociación mineral de la muestra GAB-A-01, por el orden de los porcentajes en volumen es: *Plagioclasa* >> *Clinopiroxeno* + *Ortopiroxeno* > *Opacos* ± *Zircón* ± *Apatito*.

3.1.2 MUESTRAS DE LA FORMACIÓN PISQUE – MIEMBRO CASITAHUA

El Miembro Casitahua (Capítulo 2) ha sido caracterizado petrográficamente en base a once muestras tomadas a lo largo de la Elevación Calderón – Catequilla, incluyendo en este grupo las muestras recolectadas en las canteras de los Domos Catequilla y Pacpo (Figura 3:1). Petrográficamente y químicamente (detalles en el subcapítulo 3.2) estas muestras pueden ser sub-agrupadas en andesitas y dacitas, cuyas características petrográficas se muestran a continuación.

3.1.2.1 Andesitas de la Formación Pisque – Miembro Casitahua

La integran ocho (C2-3, CAT-01, D35P04M3, D36P03M2, D36P04M2, D36P06M2, D38P01, S/N) de las once muestras recolectadas para el Miembro Casitahua, las que principalmente han sido muestreadas en las Canteras 1 y 4 y en la Cantera del Domo Catequilla (Figura 3:1).

Microscópicamente, se observa que las plagioclasas son los fenocristales dominantes y que la serie se caracteriza por una importante presencia de cristales

de piroxenos (ortopiroxenos > clinopiroxenos), una escasa o nula presencia de cristales de anfíbol (Figura 3:6) y como mineral accesorio, cristales de apatito.

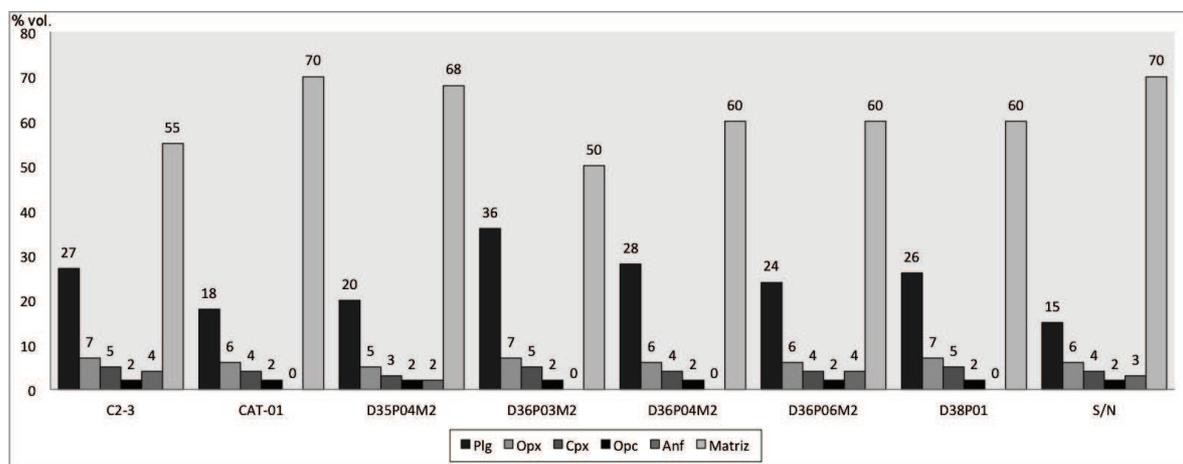


Figura 3:6 Histograma de distribución de los porcentajes en volumen (% vol.) obtenidos para los fenocristales y matriz de las muestra de las series andesíticas del Miembro Casitahua, presentando distribuciones muy similares entre si.

Texturalmente las muestras son porfíricas, con un porcentaje en volumen de fenocristales variando entre el 30% y el 50%, presentan cristales inequigranulares de plagioclasas, piroxenos, opacos y escasamente anfíbol, distribuidos aleatoriamente en una matriz hipocristalina formada por vidrio, microcristales de plagioclasas y opacos (Figura 3:7).

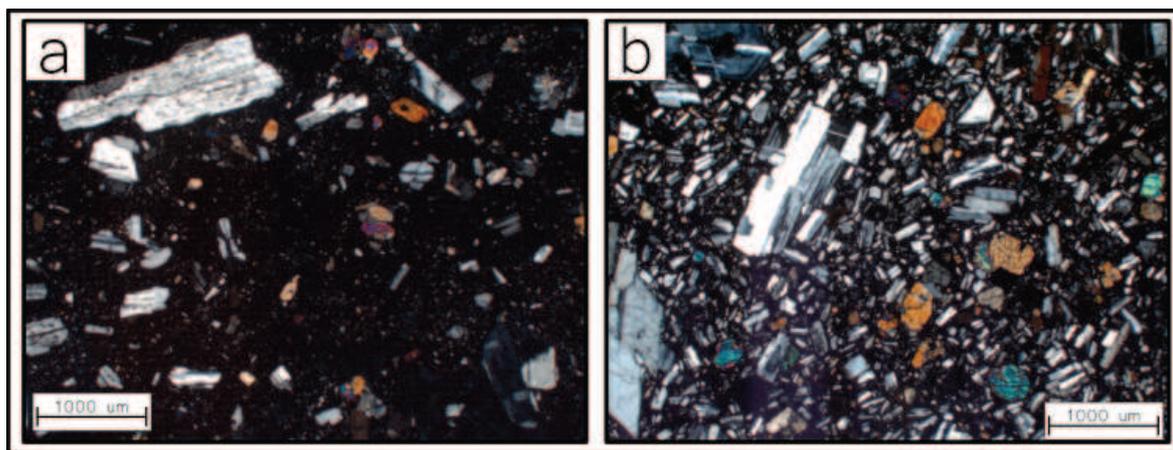


Figura 3:7 Muestras S/N (a) y D36P03M2 (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada. Muestras con textura porfírica, los fenocristales varían entre el 20% vol. (a) y el 50% vol. (b).

Los cristales de plagioclasas son los fenocristales más abundantes, con porcentajes en volumen que van del 15% al 36%. Se presentan como cristales euhedrales - subhedrales de formas tabulares (mayoritariamente), cuadrangulares

y triangulares (Figura 3:8). Son comunes los cristales con maclas de tipo Carlsbad y en menor proporción de tipo Polisintética. Las zonaciones composicionales son frecuentes en las plagioclasas de este grupo. Algunas plagioclasas presentan intercrecimientos con otras plagioclasas (Figura 3:8-a), y en menor proporción con piroxenos. Varios cristales (generalmente aquellos de tamaños $\geq 500\mu\text{m}$) tienen textura de colador (corazones esponjosos), así como bordes redondeados y/o bordes reabsorbidos (Figura 3:8-b). Las plagioclasas que albergan cristales de piroxenos (textura poikilitica) son escasas. (Figura 3:8-c). En general lucen frescas aunque fracturadas. En las láminas se pueden reconocer, a grosso modo, cuatro generaciones de fenocristales de plagioclasas, con longitudes cercanas a las $1000\mu\text{m}$, $600\mu\text{m}$, $300\mu\text{m}$ y $100\mu\text{m}$.

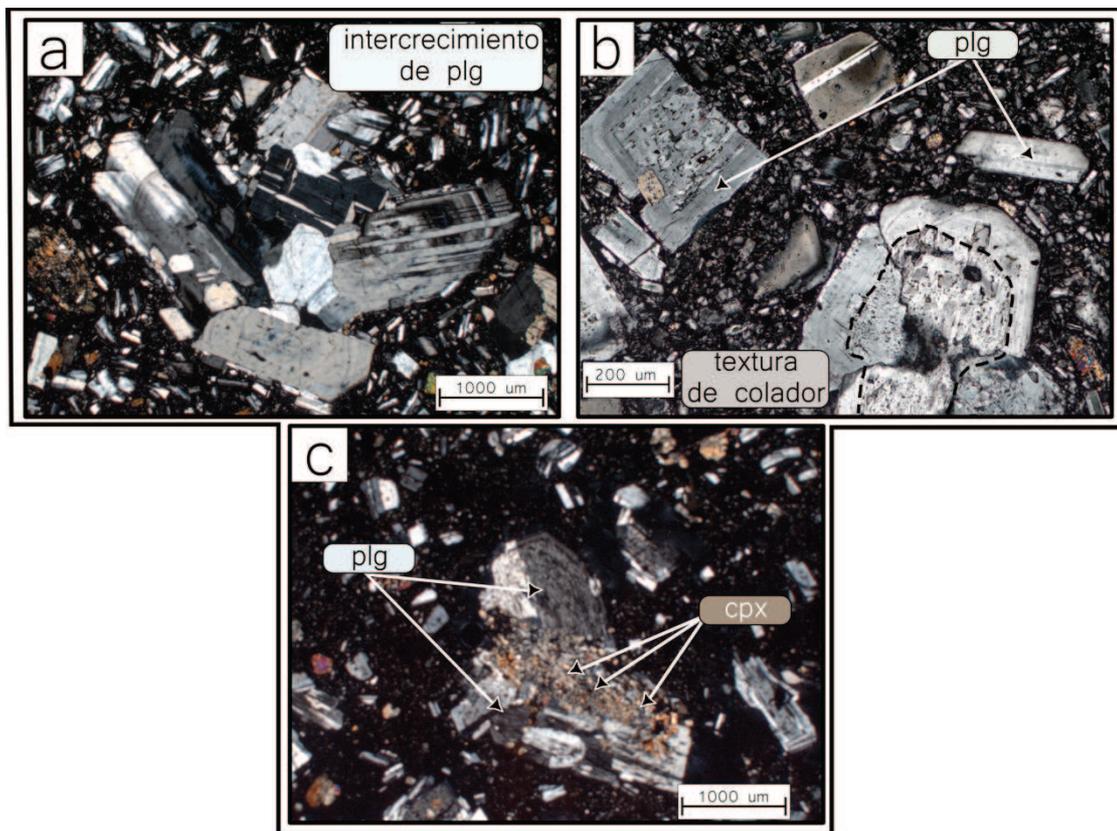


Figura 3:8 Muestras C2-3 (a), D36P04M2 (b) y S/N (3). Vista al microscopio (objetivo 5x en a y c y objetivo 10x en b). a: Cristales de plagioclasas intercrecidas. b: Cristales de plagioclasas con textura de colador, bordes redondeados y reabsorbidos. c: Cristales de plagioclasas con textura poikilitica. Abreviaciones: plg: plagioclasas, cpx: clinopiroxeno.

Los piroxenos en estas muestras se encuentran en porcentajes en volumen que van del 8% al 12%, predominando los ortopiroxenos (5% - 7%) sobre los clinopiroxenos (3 - 5%). Se presentan en formas subhedrales - anhedrales,

tabulares y prismáticas, varios cristales se encuentran con macla tipo Carlsbad y zonados sectorial y concéntricamente (Figura 3:9-b). Comúnmente se los observan intercrecidos con otros piroxenos (Figura 3:9-a) y con pequeñas coronas de reacción (especialmente en clinopiroxenos). Los piroxenos con bordes redondeados y/o bordes reabsorbidos son frecuentes. En algunos de los cristales de mayor tamaño (~800µm) se observan texturas de colador (corazones esponjosos) (Figura 3:9-b). Se presentan en longitudes cercanas a las 800µm, 400µm y 100µm, siendo los ortopiroxenos los de mayor tamaño.

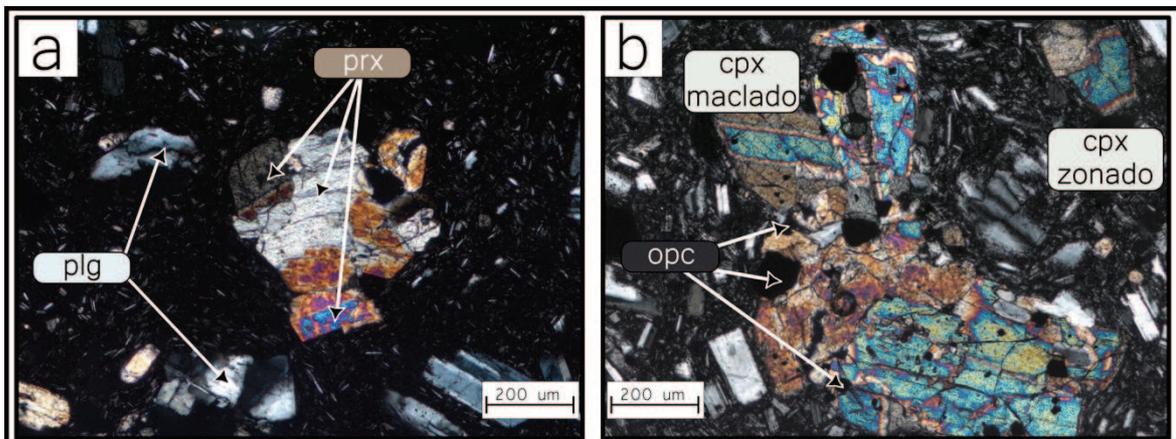


Figura 3:9 Muestras D35P04M3 (a) y D36P06M2 (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz polarizada. Cristales de piroxenos intercrecidos, fracturados, maclados y zonados. Abreviaciones: plg: plagioclasas, prx: piroxeno, cpx: clinopiroxeno, opc: opaco.

El anfíbol es escaso o nulo (0 – 4%) en las muestras, se presenta formando cristales subhedrales, tabulares (mayoritariamente) y romboidales en sus secciones basales. A la mayoría de cristales se los observa con bordes redondeados, bordes reabsorbidos y/o presentando coronas de reacción formadas por óxidos opacos (Figura 3:10-b), en menor proporción también se observa anfíboles rodeados por halos compuestos de micro-cristales de plagioclasas (Figura 3:10-a). Algunos anfíboles se encuentran parcial o totalmente reemplazados por óxidos opacos (Figura 3:10-a), lo que podría asociarse con una deshidratación durante la extrusión del magma debido al descenso en la presión y a un aumento relativo en la temperatura (Gill, 1981) o con altas tasas de enfriamiento, debidas a un ascenso muy rápido del magma desde su zona de equilibrio. En general están fracturados y presentan tamaños entre las 500µm y 100µm, con algunos cristales con longitudes cercanas a las 1000µm.

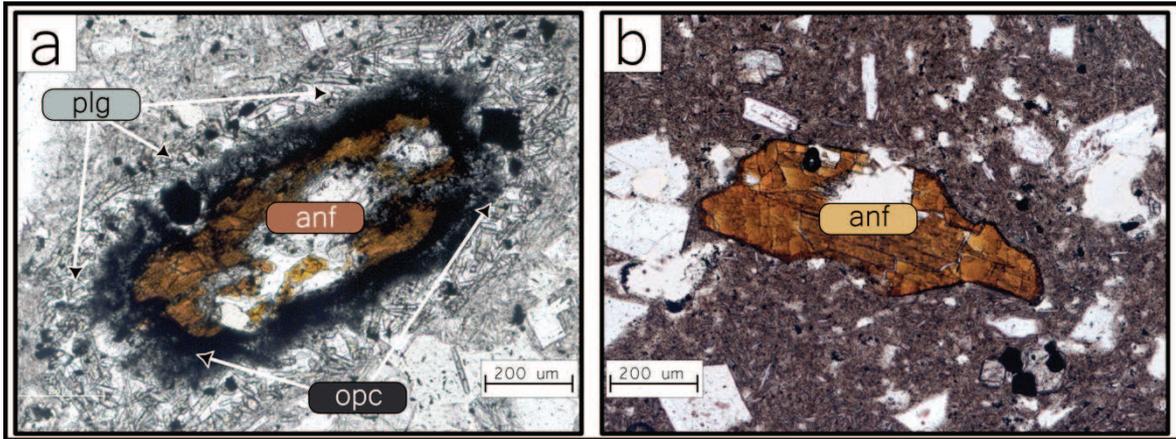


Figura 3:10 Muestras C2-3 (a) y D35P04M3 (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural. a: Fenocristal de anfíbol con corona de reacción formada de minerales opacos, rodeada por un halo de micro-cristales de plagioclasas. b: Fenocristal de anfíbol fracturado, con bordes redondeados, reabsorbidos y con corona de reacción. Abreviaciones: plg: plagioclasas, anf: anfíbol, opc: opaco.

Los minerales opacos representan aproximadamente el 2% vol. en las muestras, generalmente son de formas cuadrangulares, tabulares y a manera de corona alrededor de anfíboles y escasamente alrededor de piroxenos. Varios cristales opacos muestran un hábito típico de anfíbol, lo que sugiere que cristales de anfíboles han sido reemplazados por óxidos opacos (Figura 3:11-a). En general se los encuentra asociados con piroxenos y plagioclasas o incluidos dentro de ellos (Figura 3:11-b). Se los observa en tamaños entre las 500µm y 150µm.

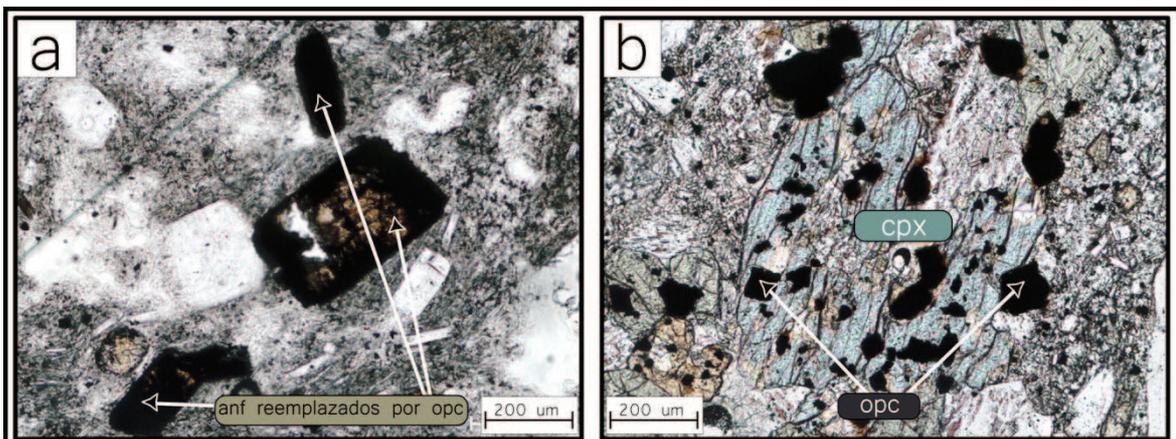


Figura 3:11 Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural, de las muestras CAT-01 (a) y D36P04M2 (b). a: Cristales de anfíbol completamente reemplazados por minerales opacos. b: Minerales opacos incluidos en cristales de clinopiroxeno. Abreviaciones: cpx: clinopiroxeno, anf: anfíbol, opc: opaco.

La matriz representa entre el 50% y 70% vol. de las muestras, se presenta hipocristalina, en algunas láminas muestra una textura traquítica (Figura 3:12-a),

mientras que en otras se presentan pilotaxítica (Figura 3:12-b). Está compuesta por cristales de plagioclasas rectangulares y en forma de agujas con tamaños cercanos a las 50µm, 30µm y 10µm (Figura 3:12-a), acompañadas por cristales anhedrales de piroxenos y algunos cristales opacos, los que se encuentran intercalados con material vítreo de color café y de aspecto pulvurelento que generalmente forma la mayor parte de la matriz. Oxidaciones de Fe de colores ocre se encuentran dispersas en la matriz de algunas láminas (Figura 3:12-b).

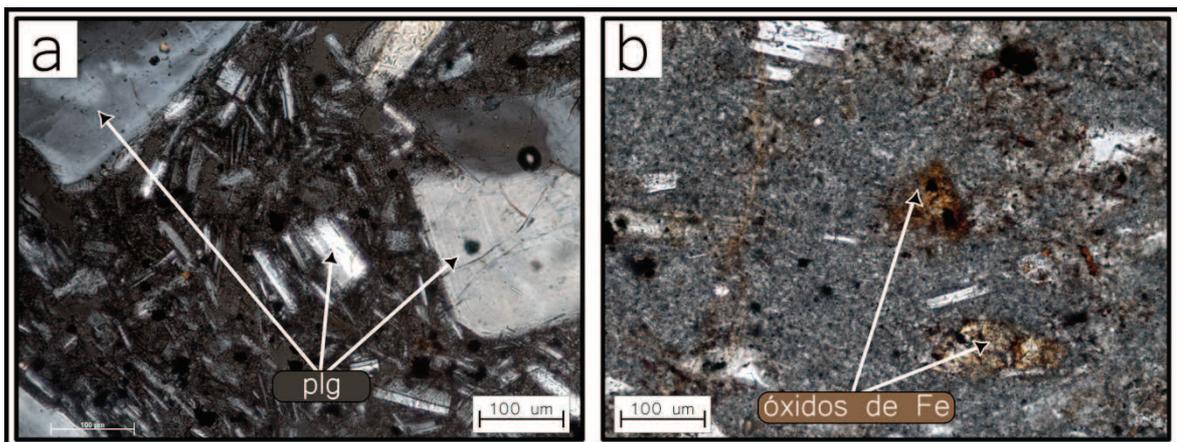


Figura 3:12 Muestras CAT-01 (a) y D36P06M2 (b) Vista al microscopio (objetivo 20x), con luz natural. a: Matriz hipocristalina de textura traquítica. b: Matriz predominantemente formada de vidrio con oxidaciones comúnmente presentes. Abreviación: plg: plagioclasa.

Como mineral traza en las muestras es importante citar la presencia de cristales tabulares de apatito incluidos en las plagioclasas y como parte de la matriz.

En resumen, la asociación mineral de las muestras que integran esta serie, por el orden de los porcentajes en volumen es: *Plagioclasa* >> *Ortopiroxeno* + *Clinopiroxeno* ± *Anfíbol* > *Opacos* ± *Apatito*

Trabajos previos como los de Cornejo (1980) y Andrade (2002) presentan descripciones mineralógicas de lavas asociadas con el Volcán Casitahua muy similares a las obtenidas para estas andesitas en este estudio.

3.1.2.2 Dacitas de la Formación Pisque – Miembro Casitahua

Integran esta serie tres (C3, DP-01-C, DP-01-X) de las once muestras tomadas para el Miembro Casitahua, muestreadas en la Cantera del Domo Pacpo y en la Cantera 4 (Figura 3:1).

Las muestras recolectadas corresponden exclusivamente a lavas dacíticas pertenecientes al Domo Pacpo (C3 y DP-01-C) y al tipo de xenolito más comúnmente observado dentro de estas lavas (DP-01-X).

Microscópicamente, en las muestras de las lavas dacíticas el fenocristal dominante es la plagioclasa, seguida de un importante porcentaje en volumen de anfíbol, los piroxenos están presentes dentro de las muestras en pequeños porcentajes, mientras que se observan escasos cristales de cuarzo (Figura 3:13). Por otro lado, el xenolito (DP-01-X) se presenta como un cumulado de cristales de plagioclasas, anfíboles oxidados y de minerales opacos, con una muy alta porosidad. (Figura 3:13).

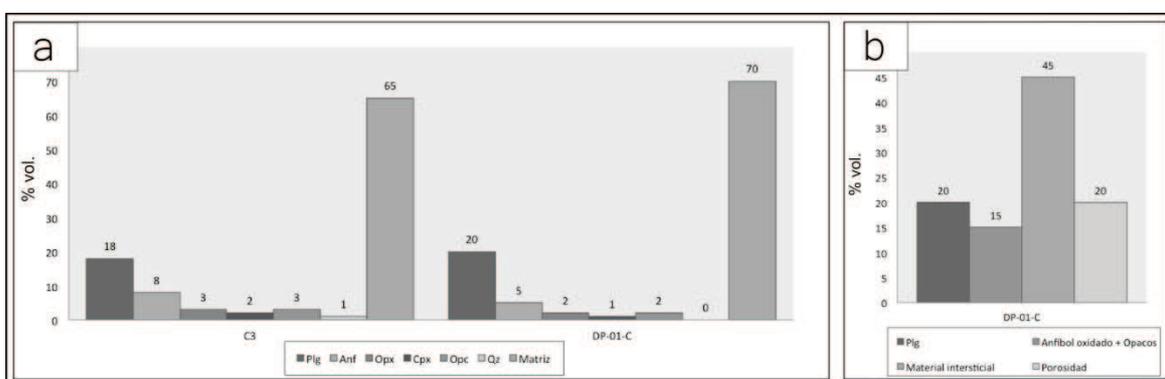


Figura 3:13 Histogramas de distribución de los porcentajes en volumen (% vol.) obtenidos para los fenocristales y matriz de las muestras de lavas dacíticas (C3 y DP-01-C) del Miembro Casitahua (a) y para la muestra de xenolito (DP-01-X) (b) mas común.

Texturalmente, las muestras de las lavas dacíticas se presentan porfiríticas, con fenocristales inequigranulares de plagioclasas, anfíbol, piroxenos, opacos y muy escasamente cuarzo, distribuidos dentro de una matriz hipocristalina que forma entre 65 y 70% vol. en estas muestras (Figura 3:13) (Figura 3:14-a).

En la lámina del xenolito sólo se observan cristales de plagioclasas, anfíboles completamente oxidados y opacos, con material intersticial (45% vol.) compuesto principalmente de microcristales de plagioclasas, se presenta altamente *porosa* (20% vol.) (Figura 3:14-b).

Los fenocristales de plagioclasas dentro de las muestras de esta serie, representan entre el 18% y 20% vol.

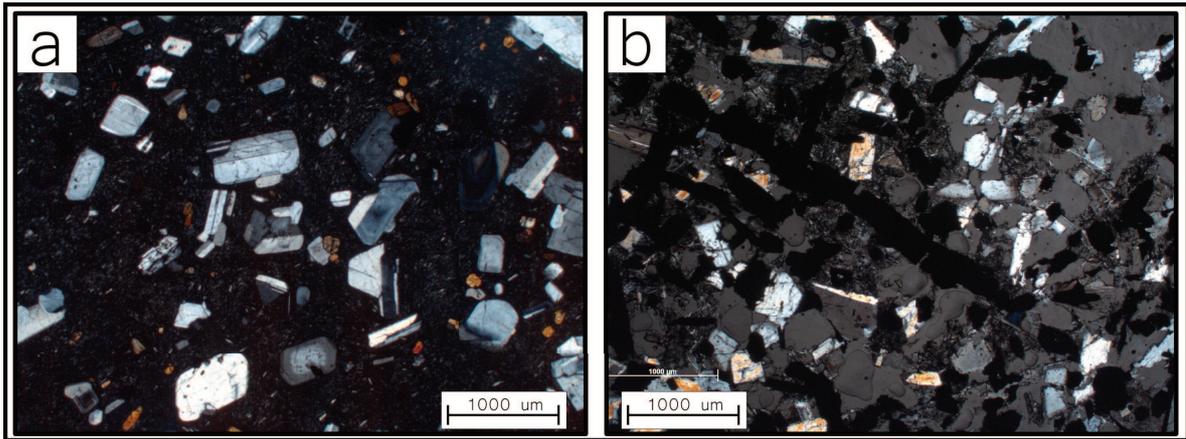


Figura 3:14 Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada.

En las muestras de las lavas dacíticas las plagioclasas se presentan como cristales euhedrales – subhedrales, mayoritariamente tabulares, con maclas tipo Carlsbad y Polisintéticas, así como composicionalmente zonadas (Figura 3:15-a). Intercrecimientos entre cristales de plagioclasas son observados de forma común (Figura 3:15-a), mientras que los cristales con texturas de colador (corazones esponjosos) son escasos. Varias plagioclasas presentan bordes redondeados y/o bordes reabsorbidos (Figura 3:15-a), mostrándose en general frescas y poco fracturadas (Figura 3:15-a). Se reconocen cuatro generaciones de plagioclasas que presentan tamaños aproximados de 1000µm, 600µm, 300µm y 100µm

En la muestra del xenolito los cristales de plagioclasas lucen subhedrales, tabulares y en menor proporción cuadrangulares. Generalmente se las observa con macla tipo Carlsbad, siendo muy raras las plagioclasas macladas polisintéticamente o zonadas (Figura 3:15-b). Es común encontrar cristales de plagioclasas oxidadas y fracturadas, así como con bordes redondeados, agrietados y reabsorbidos (Figura 3:15-b). En estas muestras se reconocen dos generaciones, con tamaños aproximados de 1000µm y 500µm (Figura 3:15).

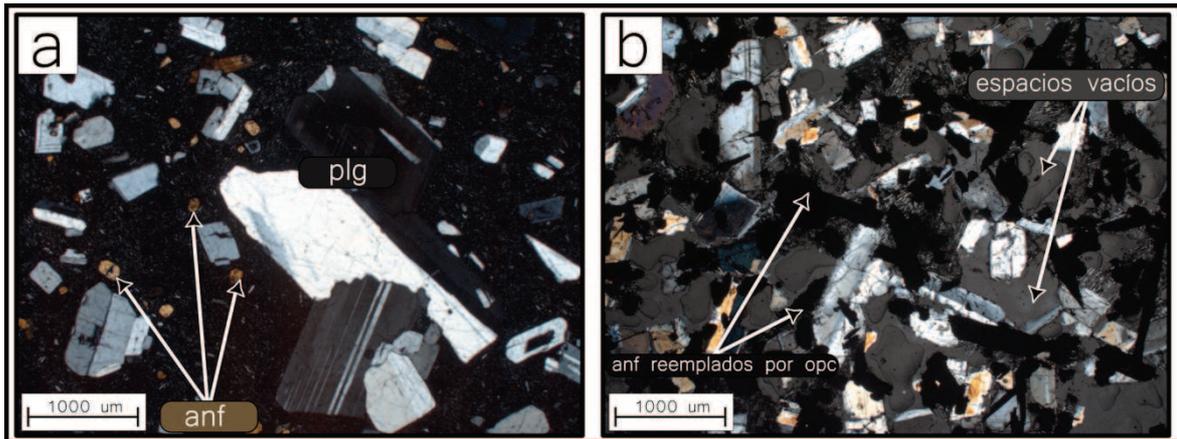


Figura 3:15 Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 5x), con luz polarizada. a: Cristales de plagioclasas, intercrecidos y maclados dentro de una matriz hipocristalina. b: Cristales de plagioclasas fracturados, anfíboles oxidados y opacos, rodeados de material intersticial y poros. Abreviaciones: plg: plagioclasa, anf: anfíbol, opc: opaco.

En las muestras de lavas (C3 y DP-01-C) los anfíboles están frescos y oxidados, son los fenocristales más abundantes, después de las plagioclasas, con porcentajes en volumen entre el 5 y 7%. Son subhedrales de formas tabulares y romboidales en sus secciones basales (Figura 3:16-a). Varios de los fenocristales presentan coronas de reacción formadas por óxidos opacos (Figura 3:16-a), o se encuentran parcial o totalmente reemplazados por óxidos opacos (Figura 3:16-b), lo que podría asociarse con una deshidratación durante la extrusión del magma debido al descenso en la presión y a un aumento relativo en la temperatura (Gill, 1981). Son comunes los cristales con bordes redondeados y/o bordes reabsorbidos (Figura 3:16-a). Distinguiéndose cristales de 500 μ m y 200 μ m.

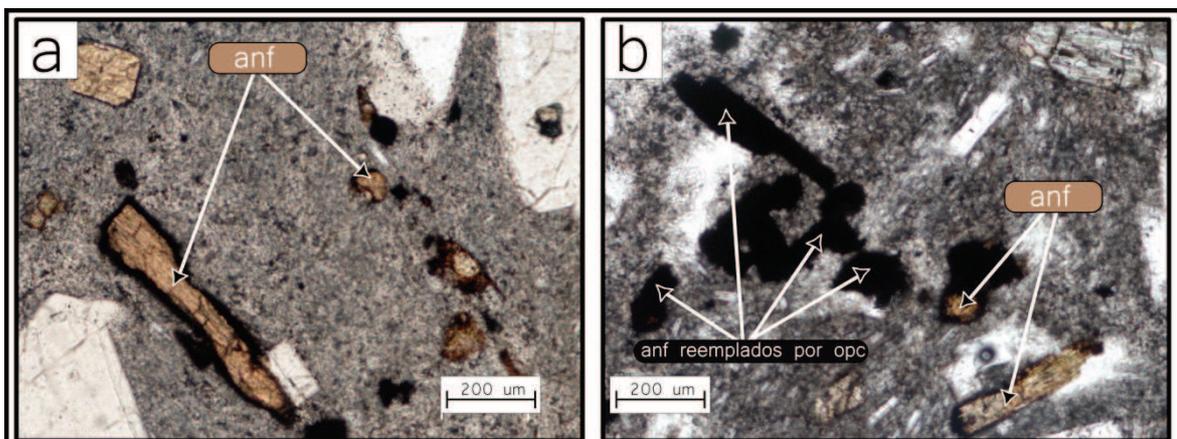


Figura 3:16 Muestras C3 (a) y DP-01-C (b). Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz natural. a: Cristales de anfíbol con bordes reabsorbidos y corona de reacción de óxidos opacos. b: Cristales de anfíbol siendo parcial o totalmente reemplazados por óxidos opacos. Abreviaciones: anf: anfíbol, opc: opaco.

Cristales de piroxenos no están presentes en el xenolito y sólo se observan en las muestras correspondientes a las lavas dacíticas, donde presentan porcentajes en volumen que van del 3% al 5%, con un predominio de los ortopiroxenos sobre los de clinopiroxenos. En estas muestras (C3 y DP-01-C) se observan cristales de piroxenos de formas subhedrales y anhedrales, tabulares y prismáticas. Varios se presentan maclados de manera simple. Es frecuente encontrar piroxenos con pequeñas coronas de reacción, bordes redondeados y/o bordes reabsorbidos. No se los observa alterados, aunque se muestran fracturados. Se los encuentra en tamaños entre las 300 μ m y 200 μ m.

Los minerales opacos representan entre el 2% y 3% en volumen de las muestras de lavas dacíticas (Figura 3:13 y Figura 3:14-a) y el 15% en volumen en la muestra del xenolito (Figuras 3:13 y 3:14-b), luciendo en general formas tabulares y en menor medida como cuadrados. Se los encuentra en las muestras de lava dacíticas asociados o incluidos a cristales de piroxenos y plagioclasas y también a manera de corona en anfíboles. Minerales opacos con hábitos típicos de anfíbol (Figura 3:17) son comunes en las muestras de lava, pero son mayoritarios en la muestra del xenolito, lo que sugiere que cristales de anfíboles han sido reemplazados totalmente por óxidos opacos. Dentro de las muestras de lavas dacíticas los opacos exhiben tamaños cercanos a las 200 μ m y 50 μ m, mientras que en la muestra del xenolito están entre las 1000 μ m, 600 μ m y 200 μ m.



Figura 3:17 Muestra DP-01-C. Vista al microscopio (objetivo10x), con luz polarizada. Minerales opacos con hábito de anfíbol. Abreviaciones: plg: plagioclasa, anf: anfíbol, opc: opaco.

La matriz en las muestras de lavas dacíticas representa entre el 60% y 70% vol., presentándose hipocristalina, con una textura traquítica (Figura 3:18-a), compuesta por cristales de plagioclasas rectangulares y en forma de agujas, de tamaños cercanos a las 50 μ m, 30 μ m y 10 μ m, acompañados por cristales anhedrales de anfíboles, cristales de minerales opacos y oxidaciones de Fe de color ocre, los cuales se encuentran dentro de material vítreo de color café y de aspecto pulvurelento (Figura 3:18-a).

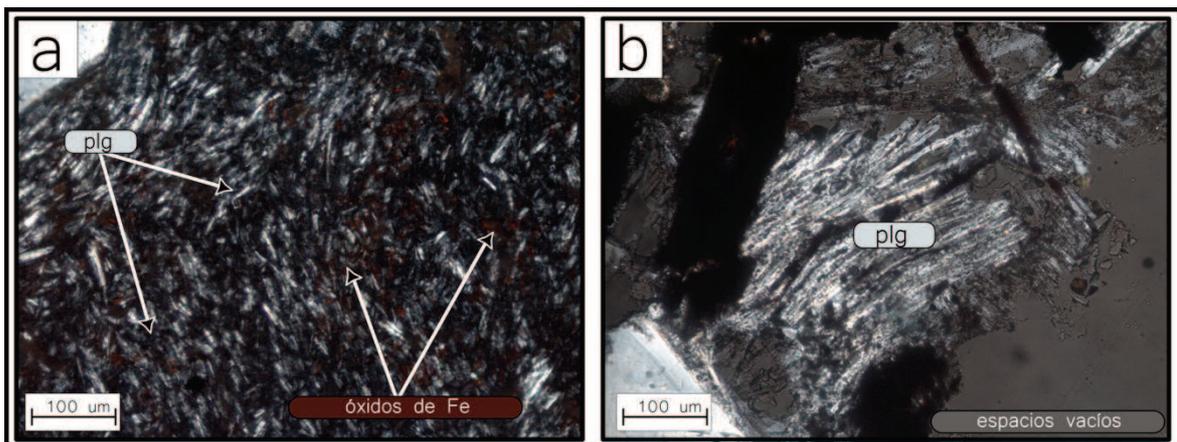


Figura 3:18 Muestras C3 (a) y DP-01-X (b). Vista al microscopio (objetivo 20x), con luz polarizada. Se presentan los diferentes tipos de matriz encontrados en las muestras. Abreviación: plg: plagioclasa.

Dentro del xenolito el material intersticial representa el 45% vol. de esta muestra, la cual está principalmente compuesta por criptocristales de plagioclasas en formas de agujas, alineadas preferencialmente, lo que le da un aspecto textural traquítico (Figura 3:18-b).

Los cristales de cuarzo se presentan como accesorios en las lavas dacíticas, representando ocasionalmente hasta el 1% vol. Estos cristales se presentan en formas anhedrales, con bordes redondeados, reabsorbidos y fracturados (Figura 3:19). Es frecuente encontrarlos albergando minerales opacos, al igual que presentando bahías y en tamaños cercanos a las 200 μ m.

Otro mineral traza importante dentro de las muestras de lavas es el apatito, presente en forma de cristales tabulares, incluidos dentro de las plagioclasas y dispersos en la matriz.

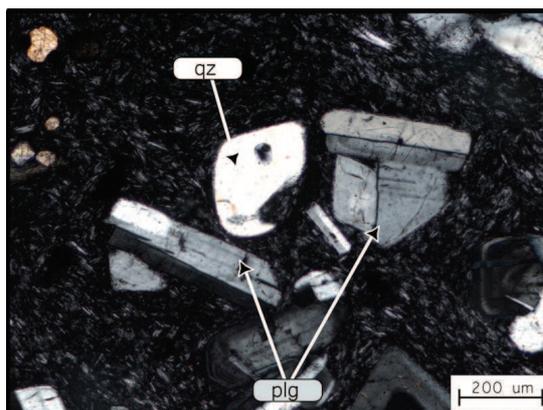


Figura 3:19 Muestras C3. Vista al microscopio (objetivo 10x), con luz polarizada. Cristal de cuarzo presentando bordes redondeados y bahía. Abreviaciones: plg: plagioclasa, qz: cuarzo.

En resumen, la asociación mineral para las muestras correspondientes a las lavas dacíticas, por el orden de los porcentajes en volumen es: *Plagioclasa* >> *Anfíbol* + *Ortopiroxeno* + *Clinopiroxeno* > *Opacos* ± *Cuarzo* ± *Apatito*.

Mientras que la asociación mineral para el xenolito, presente en las lavas, por el orden de los porcentajes en volumen es: *Plagioclasa* + *Anfíbol oxidado* + *Opacos*.

3.2 CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS

Para caracterizar químicamente las principales formaciones volcánicas, en este estudio, se analizaron veinte y cuatro muestras de lavas, cuatro muestras de pómez y una muestra de escoria (29 en total), recolectadas dentro y fuera de la zona de estudio (Figura 3:20). De este grupo, posteriormente se seleccionó y dató con el método *K-Ar* cinco muestras (Tabla 3:1).

Todos los análisis químicos se realizaron en el Laboratorio de Petrología de la Universidad de Bretaña Occidental (Brest – Francia), para lo cual, de cada muestra se obtuvieron ~20g de roca pulverizada. Para esto, las muestras fueron trituradas con ayuda de un mortero tipo Abish (manual), para posteriormente, mediante un molino de ágata Retsch RM200 (tiempo aproximado de molienda: 20 min), ser fraccionadas y homogeneizadas.

Los contenidos de óxidos mayores y elementos trazas se obtuvieron mediante ICP-AES (*inductively coupled plasma-atomic emission spectroscopy*), excepto para *Rb*, el cual fue determinado por espectrometría a la llama (*flame AES*),

según lo detallado por Cotten et al. (1995). Las desviaciones estándares relativas son del 1% para el SiO_2 y del 2% para los otros elementos mayores, a excepción de aquellos con concentraciones bajas ($<0.05\%$), para los cuáles la desviación estándar absoluta es del 0.01%. Para los elementos trazas, la desviación estándar relativa es cercana al 5%, excepto para *Er* (cercana al 20%). (Samaniego et al., 2009).

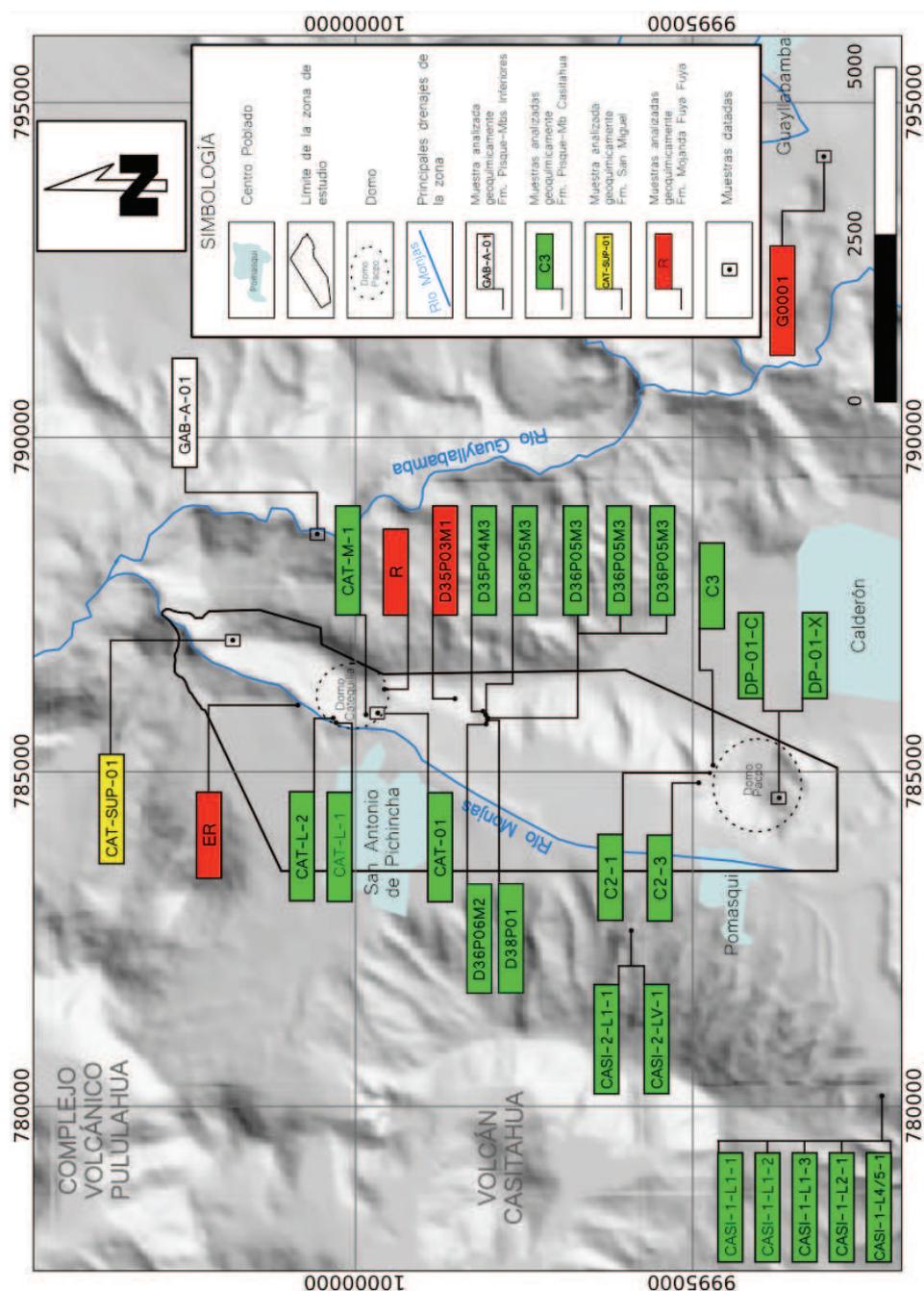


Figura 3:20 Mapa de ubicación de las muestras seleccionadas para análisis químicos y dataciones.

En los análisis químicos (Anexo 3), los óxidos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) están en porcentajes en peso (wt.%). Junto a ellos, se incluye un estimado del total del contenido de volátiles secundarios (*LOI – loss on ignition*), cuyo valor puede ser utilizado como una forma de monitorear los productos de alteración incorporados en procesos post-magmáticos, como la alteración hidrotermal o la meteorización. (Gill, 2010)

Una práctica necesaria es recalcular el porcentaje de óxidos mayores a una forma libre de volátiles secundarios (sin *LOI*), antes de analizar los datos químicos de las rocas volcánicas, ya que el ingreso de volátiles secundarios disminuye la concentración de los óxidos mayores (Figura 3:21) (Gill, 2010). Esto se hace multiplicando la concentración (wt.%) de cada óxido mayor por el factor:

$$100 \text{ (wt. \%)} / \text{TOTAL (wt. \%)} - \text{LOI (wt. \%)} \quad [\text{modificado de Gill (2010)}]$$

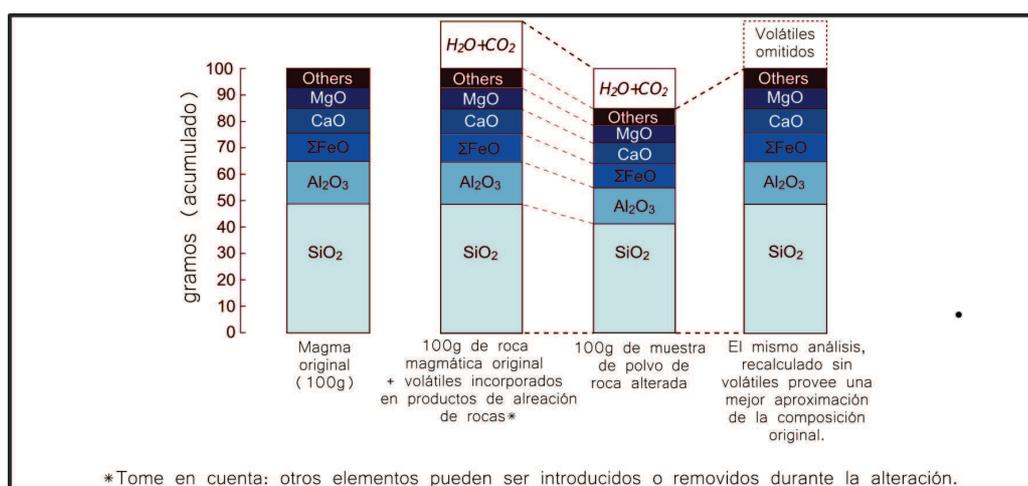


Figura 3:21 Esquema de concentraciones hipotéticas de algunos óxidos mayores antes y después de recalcularlos sin volátiles. Modificado de Gill (2010).

Por tal motivo, los porcentajes en peso (wt.%) de cada óxido mayor, se recalcularon al 100% libre de volátiles (sin *LOI*) y se los expresará de esa forma.

Las concentraciones de elementos en trazas están dadas en ppm (partes por millón), con veinte y un elementos en traza por análisis, en los que se encuentran tres elementos del Grupo del *K* (*Rb*, *Sr*, *Ba*), tres elementos de tierras raras livianas (*L-REE*: *La*, *Ce*, *Nd*), tres elementos de tierras raras medianas (*M-REE*: *Sm*, *Eu*, *Gd*), tres elementos de tierras raras pesadas (*H-REE*: *Dy*, *Er*, *Yb*), un

elemento de transición (Y), que generalmente se comporta como elemento incompatible, asemejándose a los elementos de tierras raras pesadas (Wilson, 1989), un elemento del Grupo del *Th* (*Th*), dos elementos del Grupo del Ti o HFS (*high field strength*) (*Zr, Nb*) y cinco elementos compatibles (*Ni, Co, Cr, V, Sc*).

Cinco muestras (Tabla 3:1) fueron datadas por el Dr. Xavier Quidelleur en el Laboratorio de Geocronología Multi-técnicas de la Universidad de París XI (Francia) (Anexo 4), usando la técnica *K-Ar* Cassignol-Gillot. Esta técnica permite tener exactitud al datar rocas volcánicas, tanto jóvenes como viejas, incluso en muestras con bajo contenido de *Argón* radiogénico (Cassignol y Gillot, 1982).

Las muestras fueron agrupadas siguiendo la estratigrafía definida en el Capítulo 2, con una muestra analizada químicamente y datada en la Formación Pisque – Miembros Inferiores, veinte y tres muestras analizadas químicamente y dos datadas en la Formación Pisque – Miembro Casitahua, una muestra analizada químicamente y datada en la Formación San Miguel y cuatro muestras analizadas químicamente y una datada en la Formación Mojanda Fuya-Fuya. (Tabla 3:1)

3.2.1 CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLÓGICA DE LA MUESTRA GAB-A-01 FORMACIÓN PISQUE – MIEMBROS INFERIORES

Antes de comenzar con la caracterización química de la muestra GAB-A-01, se debe tomar en cuenta que:

- Dentro de la Formación Pisque – Miembros Inferiores, el análisis químico de la muestra GAB-A-01 es el único que se tiene, por lo que la caracterización de la misma puede no ser representativa del miembro.
- Petrográficamente, en la muestra GAB-A-01 se observa una gran cantidad de fenocristales (60 %vol.).
- La muestra GAB-A-01 presenta un alto LOI (3.49 wt.%) con respecto al porcentaje en peso de SiO_2 (50.9 %, total al 100% con volátiles).

Químicamente, la muestra GAB-A-01 se define como una andesita básica de 53.7 wt.% SiO_2 , con un contenido de MgO del 5.7 wt.% y de K_2O del 1.48 wt.%. De acuerdo al diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), se ubica entre el límite de las series calco-alcálicas y calco-alcálicas de alto K. (Figura 3.22-a).

Para mejorar la caracterización química de esta roca (GAB-A-01), y con el fin de determinar más acertadamente su origen, se la comparó con algunas muestras de las Unidades Pallatanga (plateau oceánico) y Macuchi (arco de islas), definidas por Hughes y Pilatasig (2002) y Keer et al. (2002), y cuyos análisis químicos constan en dichos trabajos. Aparte, también se la comparó con rocas del Arco Continental Cuaternario, aproximadamente contemporáneas y de edificios cercanos, como las del Complejo Volcánico Pichincha (muestras: PICH11C – El Cinto, PICH 70B – Rucu Pichincha; Samaniego et al., 2009), Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (MOJ 69 – Mojanda Basal; Robin et al., 2009), Volcán Casitahua (CASI-1-L4/5; este estudio), Domo Catequilla (CAT-L-2; este estudio) y Domo Pacpo (DP-01-C; este estudio); hay que tomar en cuenta que estos análisis químicos se han realizado en diferentes laboratorios y con distintas técnicas, pudiendo presentar diferencias analíticas.

Los análisis químicos tomados de Hughes y Pilatasig (2002) y Keer et al. (2002), muestran que las rocas de la Unidad Pallatanga tienen afinidad *toleítica* (Figura 3:22-a), con un rango de variación del SiO_2 entre el 48.4 wt.% y el 51.83 wt.%, del MgO entre 5.48 wt.% y 10.22 wt.% y con un K_2O menor al 0.5 wt.%, descartando, que la muestra GAB-A-01 esté vinculada a esta serie (Figura 3:22). Las rocas de la Unidad Macuchi forman series *toleíticas* y *calco-alcálinas* (Figura 3:22-a), con un rango de variación del SiO_2 entre 50.47 wt.% y el 64.63 wt.%, del MgO entre el 2.58 wt.% y el 11.37 wt.% y del K_2O entre 0.10 wt.% y 1.69 wt.%, mientras que las muestras del Arco Continental Cuaternario, seleccionadas de los trabajos de Robin et al. (2009), Samaniego et al. (2009) y del presente estudio, forman una serie *calco-alcálica* (Figura 3:22-a), mostrando en general una variación del SiO_2 entre el 55.35 wt.% y el 67.77 wt.%, del MgO entre el 1.24 wt.% y el 7.75 wt.% y del K_2O entre el 0.92 wt.% y el 1.37 wt.%.

En los gráficos multi-elementales (normalizados con respecto a la composición del manto primitivo), la muestra GAB-A-01 presenta un espectro similar al de las series de la Unidad Macuchi y del Arco Continental Cuaternario (Figura 3:22- c y d), pero especialmente enriquecida en *Th*, *K*, *Nb*, *La*, *Ce*, *P*, *Nd*, *Zr* y *Ti*, adicionalmente en *M-REE* y *H-REE* en comparación con las rocas del Arco Continental Cuaternario (Figura 3:22-d). La serie correspondiente a la Unidad

Pallatanga (Figura 3:22-b) contrasta fuertemente con el resto, ya que presenta un gradiente relativamente horizontal, lo cual es típico de basaltos oceánicos pobremente evolucionados (Wilson, 1989).

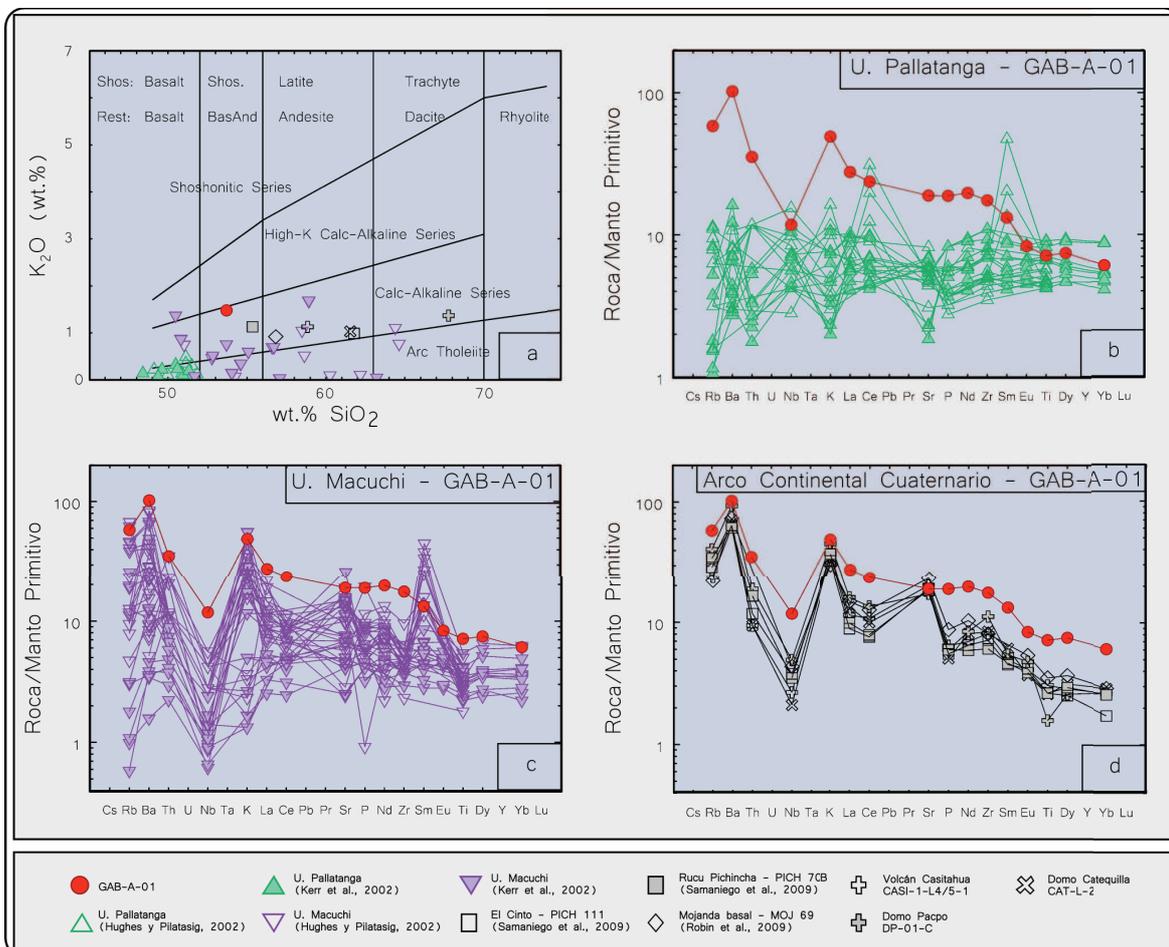


Figura 3:22 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental de la Unidad Pallatanga (Hughes y Pilatasig, 2002, Keer et al., 2002) y de la muestra GAB-A-01, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de la Unidad Macuchi (Hughes y Pilatasig, 2002, Keer et al., 2002) y de la muestra GAB-A-01, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental comparando la muestra GAB-A-01 con rocas del Arco Continental Cuaternario, seleccionadas de Robin et al., 2009, Samaniño et al. (2009) y del presente estudio, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989).

Los diagramas de variación Harker ($wt.\%$ óxido mayor vs. $wt.\% SiO_2$), presentan a la muestra GAB-A-01 puntualmente enriquecida en: TiO_2 (1.55 $wt.\%$) (Figura 3:23) con respecto a las muestras de la Unidad Macuchi y las del Arco Continental Cuaternario [las rocas formadas a partir de magmas originados en márgenes convergentes raramente tienen $TiO_2 > 1.3 wt.\%$, Gill (1981)], empobrecida en Al_2O_3 (15.38 $wt.\%$) (Figura 3:23) en comparación con las muestras del Arco

Continental Cuaternario y enriquecida en K_2O (1.48 wt.%) (Figura 3:23) y P_2O_5 (0.41 wt.%) (Figura 3:23) en comparación con todas las demás muestras. Las Unidades Pallatanga y Macuchi, así como las muestras del Arco Continental Cuaternario, forman series muy dispersas, de las cuáles no se puede diferenciar o agrupar a la muestra GAB-A-01 (Figura 3:23).

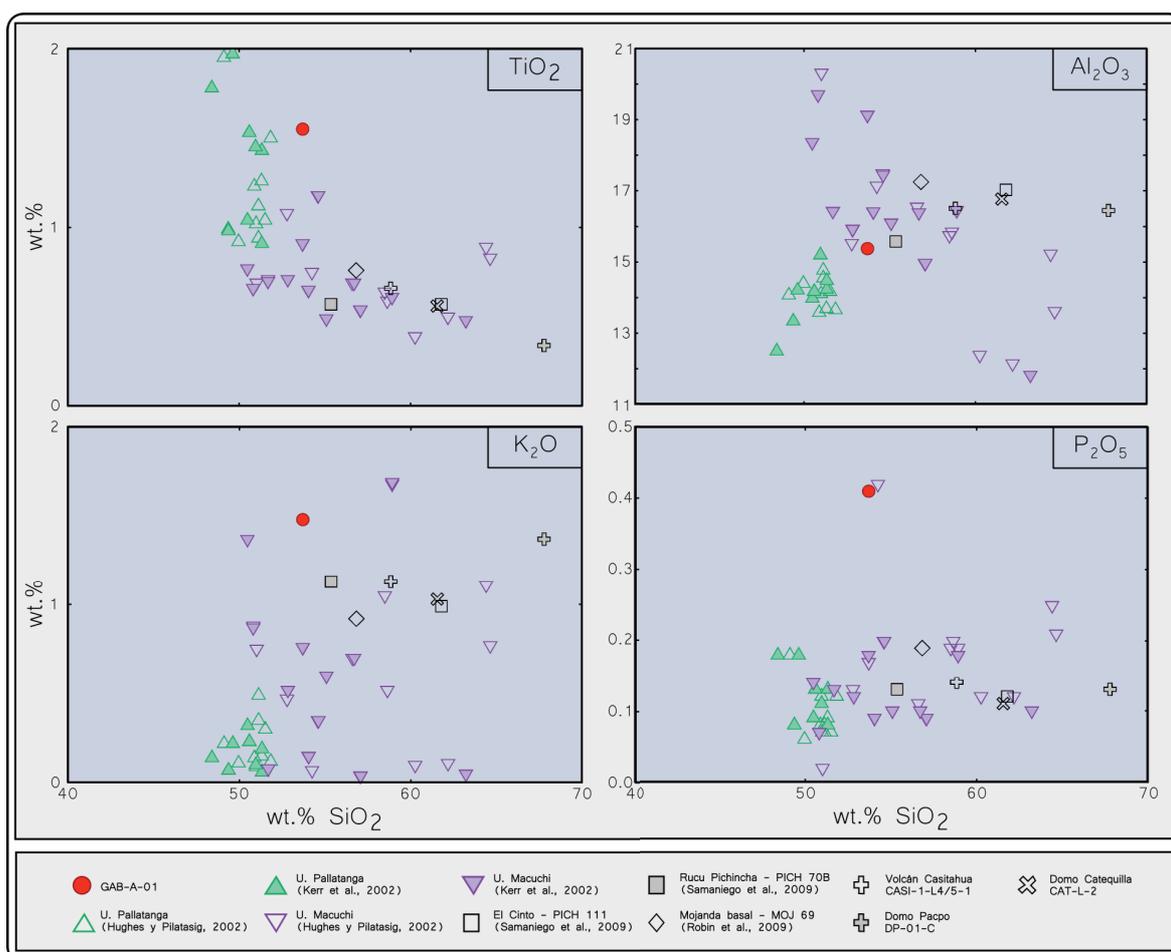


Figura 3:23 Diagramas de variación Harker para TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O y P_2O_5 . Se observan series dispersas.

Al comparar los elementos del Grupo del K vs. wt.% SiO_2 , se observa que la muestra GAB-A-01 puntualmente se encuentra enriquecida en Rb y Ba (Figura 3:24), en relación a las muestras de las Unidades Pallatanga y Macuchi y las rocas del Arco Continental Cuaternario. También GAB-A-01 se presenta empobrecida en Sr (Figura 3:24) en relación con las rocas del Arco Continental Cuaternario. Asimismo esta muestra (GAB-A-01) está enriquecida en elementos de tierras raras, Y , Th (Figura 3:24) y elementos del Grupo del Ti (Zr , Nb).

En los diagramas de variación de los elementos *Co*, *V* y *Sc* ploteados vs. wt.% SiO_2 , la muestra GAB-A-01 se presenta (generalmente) empobrecida en dichos elementos, en relación a rocas de similar wt.% SiO_2 de las Unidades Pallatanga y Macuchi, y se ajusta mejor a la tendencia que forman las rocas del Arco Continental Cuaternario, esta tendencia se correlaciona de forma negativa ante el wt.% SiO_2 . En el diagrama del *Sc* (Figura 3:24), el total de las muestras forman tres diferentes trenes: 1) las muestras de la Unidad Pallatanga presentan un fuerte empobrecimiento en *Sc* frente a un ligero aumento en el contenido de SiO_2 (Figura 3:24), 2) las muestras de la Unidad Macuchi tienen un ligero empobrecimiento en la concentración de *Sc* con respecto a un notable aumento en el contenido de SiO_2 (Figura 3:24) y 3) la muestra GAB-A-01 y las rocas del Arco Continental Cuaternario muestran una gran disminución de *Sc* en relación a un gran aumento en el contenido de SiO_2 (Figura 3:24).

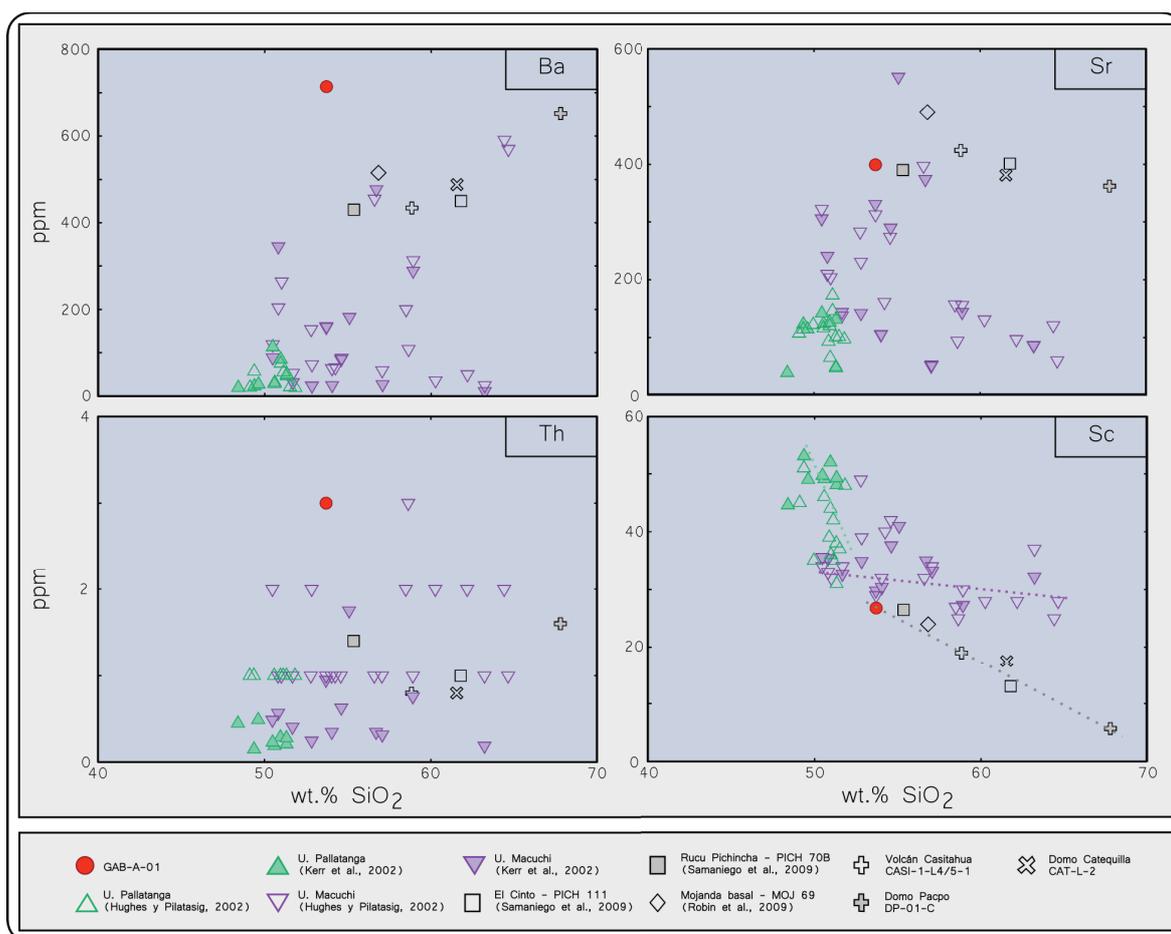


Figura 3:24 Diagramas de variación de los elementos en traza *Ba*, *Sr*, *Th* y *Sc* vs. wt.% SiO_2 .

Gill (1981) argumenta en su trabajo que razones entre elementos altamente incompatibles, no cambian apreciablemente durante procesos de fusión o fraccionamiento, por lo que al utilizar estas razones podemos conocer relativamente bien la composición de la fuente. La razón La/Yb es un indicador de la pendiente que forman los elementos de tierras raras (REE) y razones entre los elementos Zr , Nb e Y minimizan los efectos de la contaminación crustal ya que, al ser elementos HFS permanecen relativamente inmóviles ante la meteorización, la alteración y el metamorfismo de bajo grado (Fitton et al., 1997).

Con justificación en lo mencionado arriba, se utilizarán razones elementales para mejorar la caracterización química de la muestra GAB-A-01 y de las muestras de las Unidades Pallatanga y Macuchi, así como de las rocas del Arco Continental Cuaternario.

La relación La/Yb para las muestras de las Unidades Pallatanga y Macuchi en general es menor a tres (3), mientras que las rocas del Arco Continental Cuaternario presentan una relación mayor a cinco. En el diagrama La/Yb vs. Sc (Figura 3:25) se observa que la muestra GAB-A-01 cae dentro del campo que forman las rocas del Arco Continental Cuaternario, con una relación La/Yb de ~ 6.3 . Un comportamiento similar se observa en el diagrama La/Yb vs. La/Sm (Figura 3:25), donde la relación La/Sm , para las rocas del Arco Continental Cuaternario y de la muestra GAB-A-01 es mayor a 3. Relaciones de tipo E_C/E_{GK} (Elementos Compatibles/Elementos del Grupo del K), también agrupan en una misma serie a la muestra GAB-A-01 y a las rocas del Arco Continental.

Asimismo, en diagramas con razones Zr/Nb , Zr/Y y Nb/Y , la muestra GAB-A-01 y a las rocas del Arco Continental Cuaternario se agrupan en una misma serie (Figura 3:25), diferenciándose claramente de las series formadas por las muestras de las Unidades Pallatanga y Macuchi.

Con base a lo expuesto anteriormente se puede sugerir que la muestra GAB-A-01 es una roca de Arco Continental.

La muestra GAB-A-01 fue datada en 1152 ± 30 ka, utilizando plagioclasas y usando la técnica $K-Ar$ Cassinot-Gillot detallada en Cassinot y Gillot (1982) (Anexo 4).

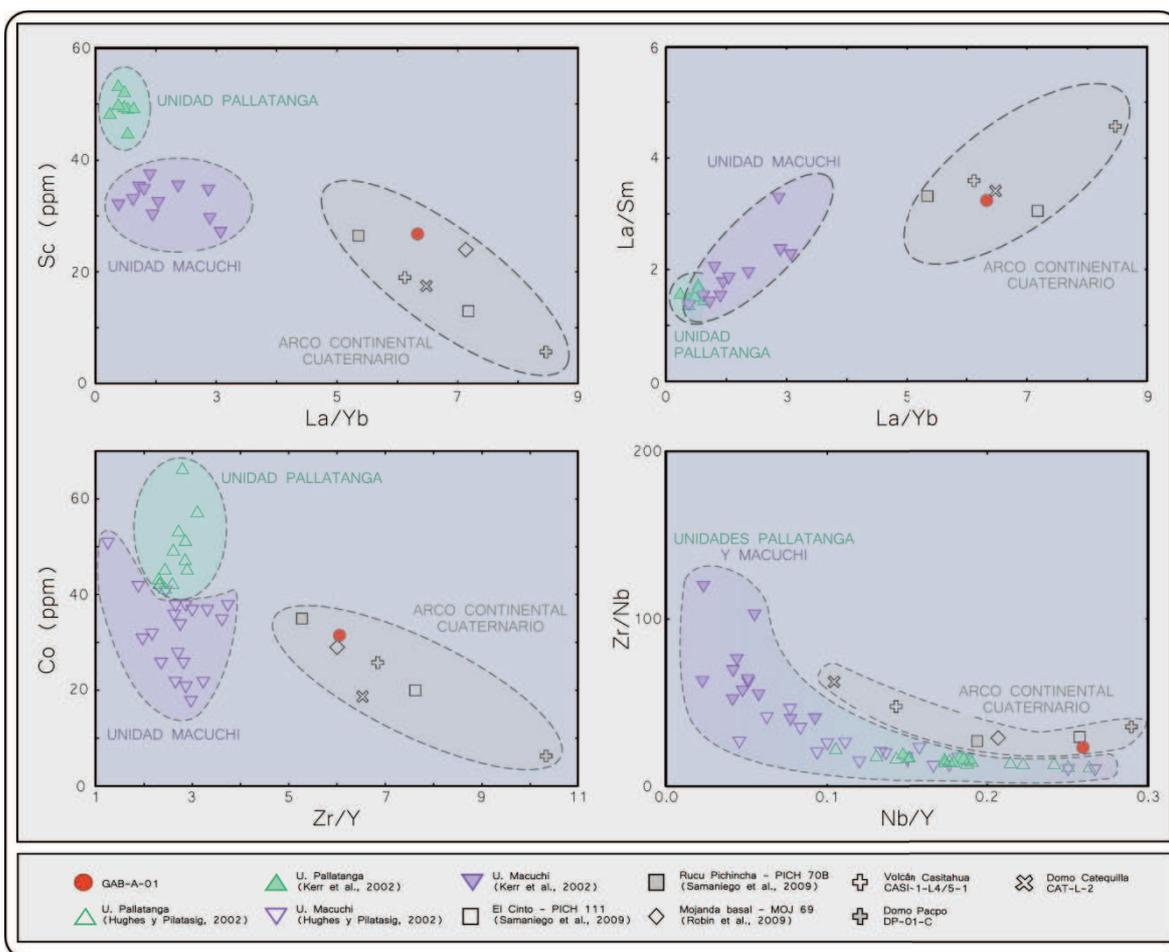


Figura 3:25 Relaciones Sc vs. La/Yb, La/Sm vs. La/Yb, Co vs. Zr/Y y Zr/Nb vs. Nb/Y, donde se observa que la muestra GAB-A-01 tiende a la serie que forman las rocas del Arco Continental Cuaternario.

3.2.2 CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DE LA FORMACIÓN PISQUE – MIEMBRO CASITAHUA

La caracterización química del Miembro Casitahua se la hizo en base a los análisis químicos de veinte y tres rocas (Tabla 3:1), provenientes del Volcán Casitahua, el Domo Pacpo y el Domo Catequilla. Estas muestras fueron recolectadas dentro y fuera de la zona de estudio (Figura 3:20). Adicionalmente, se tomaron cinco análisis químicos (MMP-1, PUL-15, PUL-17, PUL-41, PUL-42) de Andrade (2002), de muestras asociadas al Volcán Casitahua y recolectadas en su flanco N.

Las rocas pertenecientes al Volcán Casitahua se recolectaron en los flancos Sur-Oriental y Oriental de dicho volcán (*VOLCÁN CASITAHUA* en Figura 3:26). Químicamente están definidas como andesitas y andesitas ácidas y en menor proporción dacitas, con wt.% SiO_2 variando entre el 58.83% y el 61.92% [aunque

Andrade (2002) reporta dacitas del Volcán Casitahua con hasta 63.96 wt.% SiO_2 (PUL-41)], wt.% MgO entre 3.15% y 4.70% y wt.% K_2O variando entre 0.99% y 1.22%. Las muestras del Volcán Casitahua forman, en el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), una serie calco-alkalina. (Figura 3:26-a).

Las muestras recolectadas en las Canteras 1 y 2 (Figura 1:11) estratigráficamente están asociadas con el Volcán Casitahua (Miembros Casitahua, Capítulo 2). Petrográficamente también se presentan similares a rocas reportadas en el Volcán Casitahua (Subcapítulo 3:1). Químicamente (*VC-Cantera1* y *VC-Cantera2* en Figura 3:26) presentan un rango de variación del SiO_2 entre el 60.40 wt.% y el 62.96 wt.%, del MgO entre 2.87 wt.% y 3.86 wt.% y con un K_2O entre 0.99 wt.% y 1.26 wt.%. En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) se las observa formando una serie calco-alkalina (Figura 3.26-a).

Igualmente, el Domo Catequilla forma parte del Miembro Casitahua (Capítulo 2) y sus lavas se presentan similares a aquellas del Volcán Casitahua (Subcapítulo 3:1). Químicamente son andesitas de afinidad calco-alkalina (*DOMO CATEQUILLA*, Figura 3:26), de wt.% SiO_2 variando entre el 60.95% y el 61.60%, wt.% MgO entre 3.36% y 3.89% y wt.% K_2O entre 1.03% y 1.11%.

El Domo Pacpo también es parte del Miembro Casitahua (Capítulo 2) y aunque petrográficamente tenga diferencias con respecto a las rocas del Volcán Casitahua (anfíbol como una fase mineral principal, escasos cristales de piroxenos y cuarzo como mineral accesorio, Subcapítulo 3.1), químicamente se correlacionan (detalles más adelante). Dentro del domo se pueden diferenciar lavas dacíticas de afinidad calco-alkalina (*DOMO PACPO*, Figura 3:26), con un SiO_2 variando entre el 67.77 wt.% y el 67.97 wt.%, el MgO entre 1.18 wt.% y 1.24 wt.% y el K_2O entre 1.35 wt.% y 1.37 wt.%. El xenolito observado más frecuentemente dentro de estas lavas (DP-01-X) (*XENOLITO EN LAS LAVAS DEL DOMO PACPO*, Figura 3:26), químicamente presenta 58 wt.% SiO_2 , 3.54 wt.% MgO y 0.73 wt.%, K_2O , ubicándose en el campo de las andesitas básicas, según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 3:26-a).

En los gráficos multi-elementales (normalizados con respecto a la composición del manto primitivo), las muestras recolectadas se presentan muy similares entre sí

(Figura 3:26-b,c,d), sin embargo, se observan diferencias como que: 1) el xenolito dentro de las lavas del Domo Pacpo (DP-01-X) presenta empobrecimientos en *Rb*, *Ba*, *Th*, *K*, *Zr* y enriquecimientos en *Ti*, *Dy* e *Yb* (Figura 3:26-c), 2) las lavas del Domo Pacpo (DP-01-C y C3) presentan enriquecimientos en *Rb*, *Ba*, *Th*, *Nb*, *K*, *La* y *Ce* y empobrecidas en *Ti* (Figura 3:26-c) y 3) las muestras D36P04M2 y D36P05M3 (VC-CANTERA1 en Figura 3:26) se presentan muy empobrecidas en *Nb*.

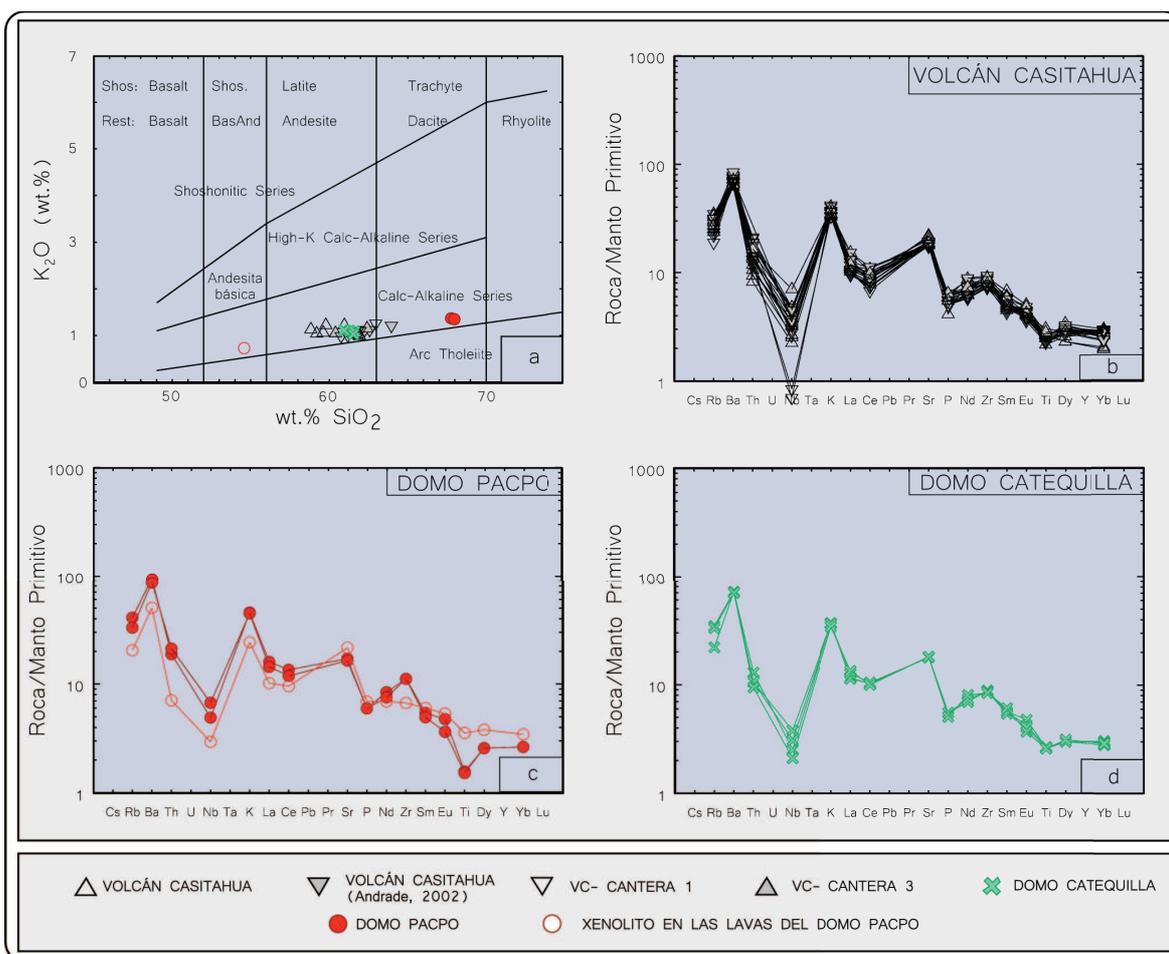


Figura 3:26 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental las rocas del Volcán Casitahua, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de las rocas del Domo Pacpo, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental de las rocas del Domo Catequilla, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989).

En los diagramas de variación Harker (wt.% óxido mayor vs. wt.% SiO₂) de varios óxidos como el TiO₂, Fe₂O₃, MgO y CaO (Figura 3:27) se observan que todas las muestras (exceptuando a DP-01-X en el diagrama MgO vs. SiO₂, Figura 3:27)

forman un solo tren. Este tren se correlaciona negativamente frente al SiO_2 . En los diagrama del K_2O y Na_2O (Figura 3:27) también se observa que las muestras se alinean en una sola serie, la cual se correlaciona positivamente frente al SiO_2 .

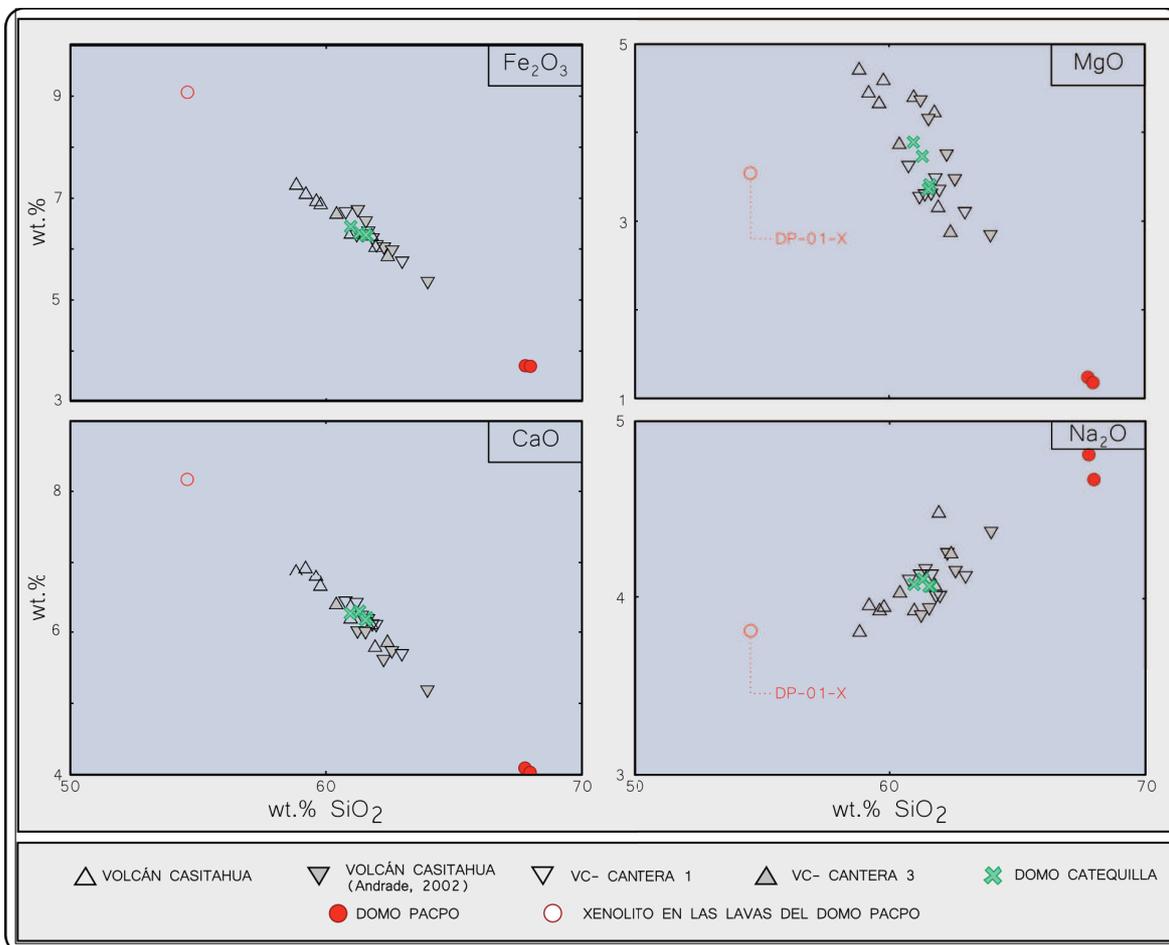


Figura 3:27 Diagramas de variación Harker para Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O .

En el diagrama Ba vs. SiO_2 (Figura 3:28) las muestras forman un tren que se correlaciona positivamente con el wt.% SiO_2 .

En diagramas de variación de los elementos Co, V y Sc plotados vs. wt.% SiO_2 (Figura 3:28), todas las muestras se agrupan formando un tren, el cual se correlaciona de forma inversa respecto al wt.% SiO_2 . En ocasiones DP-01-X es la única muestra que eventualmente sobre sale de esta serie (Sc, Figura 3:28).

Las lavas del Domo Pacpo y de su xenolito más frecuente (DP-01-X) se presentan muy empobrecidas en Ni y Cr (Figura 3:28). En la literatura (e.g. Wilson, 1989; Schiano et al., 2010; Chiaradia et al., 2011) se sugiere que fuertes empobrecimientos en Ni y Cr son el resultado de un sostenido fraccionamiento de

olivino (*Ni*), clinopiroxeno (*Cr*) y espinela (*Cr*) en la diferenciación de líquidos magmáticos basálticos.

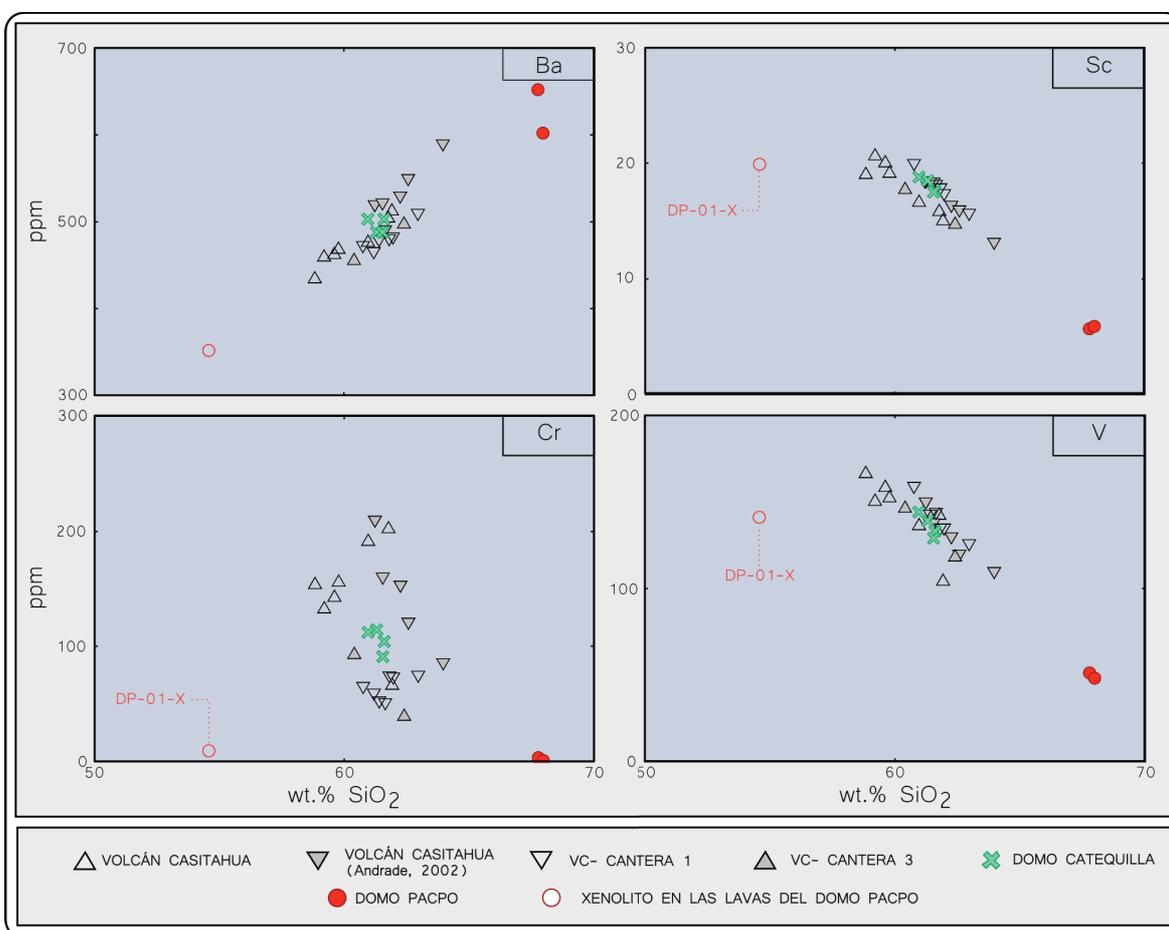


Figura 3:28 Diagramas de variación de los elementos *Ba*, *Sc*, *Cr* y *V* vs. wt.% SiO_2 .

Para un elemento químico dado, presente en un magma, se define al coeficiente de partición (*D*) como la relación entre la concentración del elemento en la fase cristalina respecto a la concentración del elemento en la fase líquida del magma (e.g. Wilson, 1989; Gill, 2010).

C^H y C^M están definidas como las concentraciones de elementos altamente incompatibles ($D \approx 0.01$, e.g. Rb, Ba, Th) y elementos moderadamente incompatibles ($D \approx 0.1$, e.g. Nd, Sm, Sr, Zr), respectivamente, medidas en la fase líquida del magma (Schiano et al., 2009).

En relaciones C^H/C^M vs. C^H , descritas en Shiano et al. (2010), se agrupan en un solo tren las muestras del Volcán Casitahua y las rocas recolectadas en las canteras 1 y 4 y en los Domos Catequilla y Pacpo (Figura 3:29). La serie formada

por este conjunto de rocas se correlaciona positivamente con respecto a C^H (Figura 3:29).

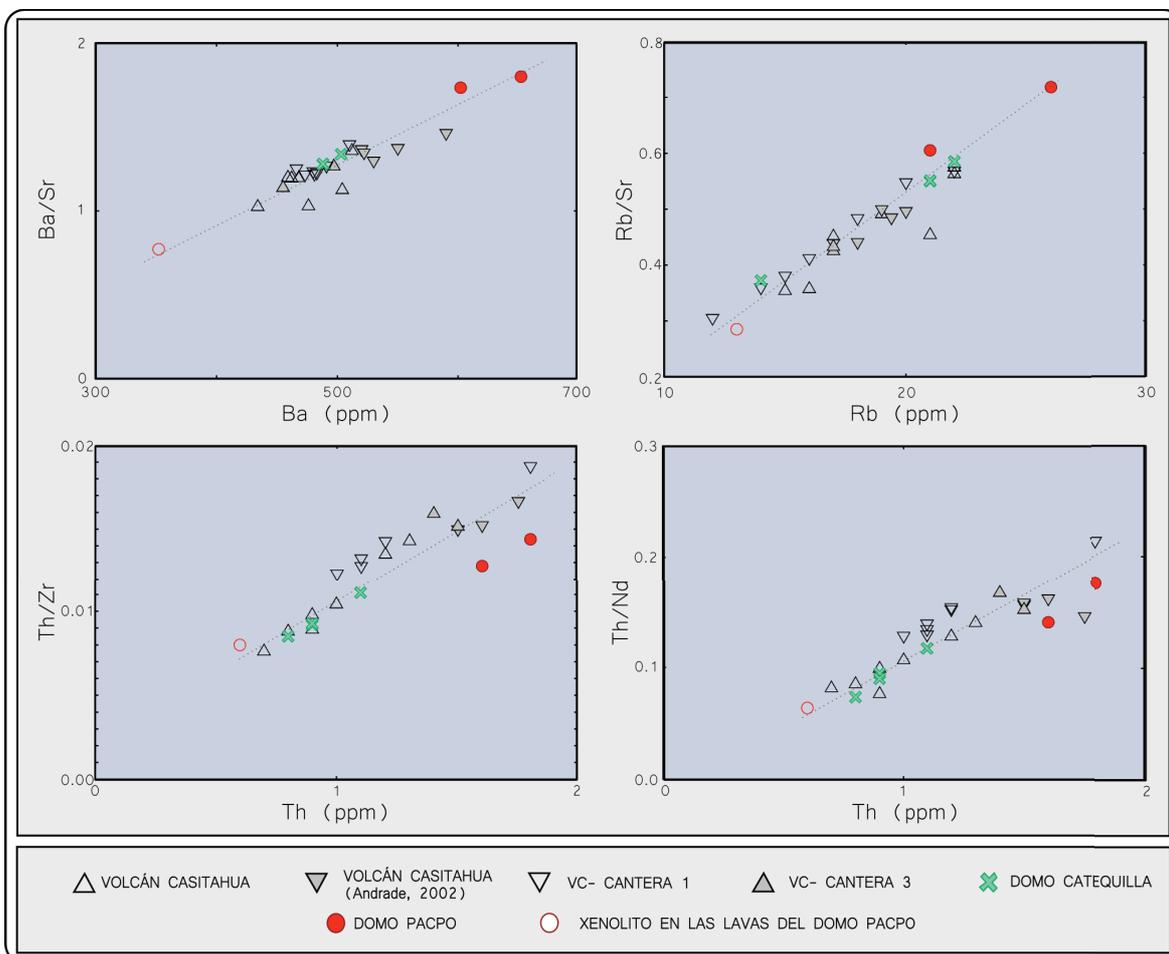


Figura 3:29 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde $C^H = Rb, Ba$ y Th y $C^M = Nd, Sr$ y Zr .

Razones entre elementos en traza, que presentan coeficientes de partición contrastantes, por ejemplo elementos incompatibles (C^I , $D < 1$) y elementos compatibles (C^C , $D > 1$) (e.g Ni , Co , Cr , V , Sc), también se utilizarán para mejorar la caracterización de estas muestras.

En relaciones C^I vs. C^I/C^C , descritas en Shiano et al. (2010), las muestras del Volcán Casitahua y las rocas recolectadas en las canteras 1 y 4 y en los Domos Catequilla y Pacpo forman un solo tren que sigue una trayectoria hiperbólica (Figura 3:30). Este comportamiento ratifica que todas estas muestras forman parte de una misma serie magmática.

Shiano et al. (2010) sugieren que en relaciones C^I vs. C^I/C^C las trayectorias hiperbólicas se dan en series magmáticas donde la mezcla de magmas fue el principal proceso que controló su generación. Sin embargo, para la serie magmática que forman las muestras del Volcán Casitahua y las rocas recolectadas en las canteras 1 y 4 y en los Domos Catequilla y Pacpo, empobrecimientos en MgO y elementos compatibles (e.g. Cr, Ni, V, Sc) presentes en DP-01-X, pueden estar indicando que la petrogénesis de esta serie es mucho más compleja.

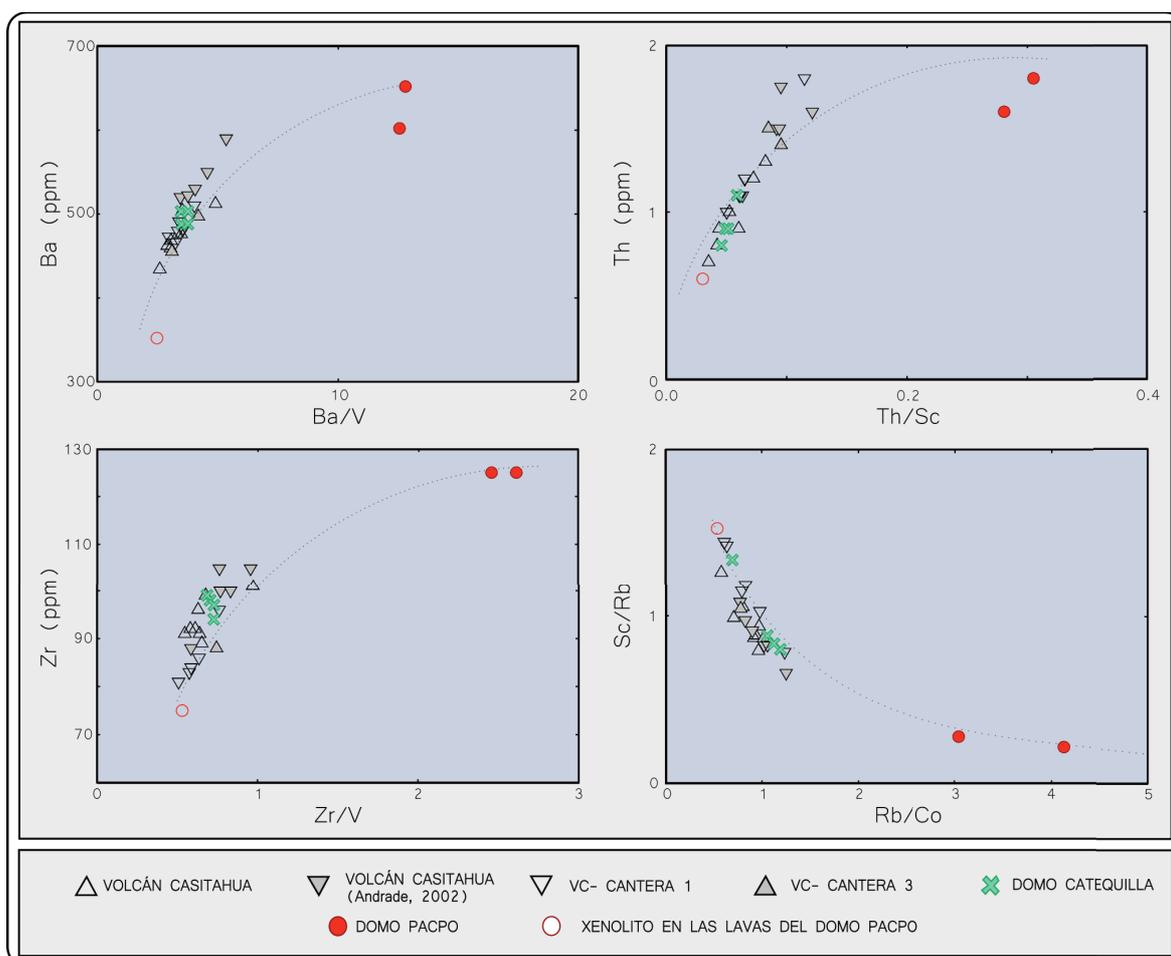


Figura 3:30 Relaciones C^I vs. C^I/C^C y relación C^I/C^C vs. C^I/C^C donde $C^I = C^H$ o C^M y $C^C = Ni, Co, Cr, V$ o Sc .

Al comparar mediante gráficos C^H/C^M vs. C^H (Figura 3:31), a las muestras anteriormente identificadas como parte de una misma serie magmática relacionada con el Volcán Casitahua y a las rocas del Complejo Volcánico Pululahua (Andrade, 2002) y del Complejo Volcánico Mojanda Fuya Fuya (detalladas mas adelante) se observa que: 1) la serie del Volcán Casitahua es

fácilmente distinguible del tren del Complejo Volcánico Pululahua (Figura 3:31), 2) las muestras del Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Robin et al., 1997) forman una serie más dispersa, la cual en ocasiones se confunde con las series del Casitahua y Pululahua (Figura 3:31) y 3) la mayoría de muestras pertenecientes al Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya se pueden diferenciar del Casitahua y Pululahua en gráficos como La/Yb vs. Yb y Rb/Sr vs. Rb (Figura 3:31).

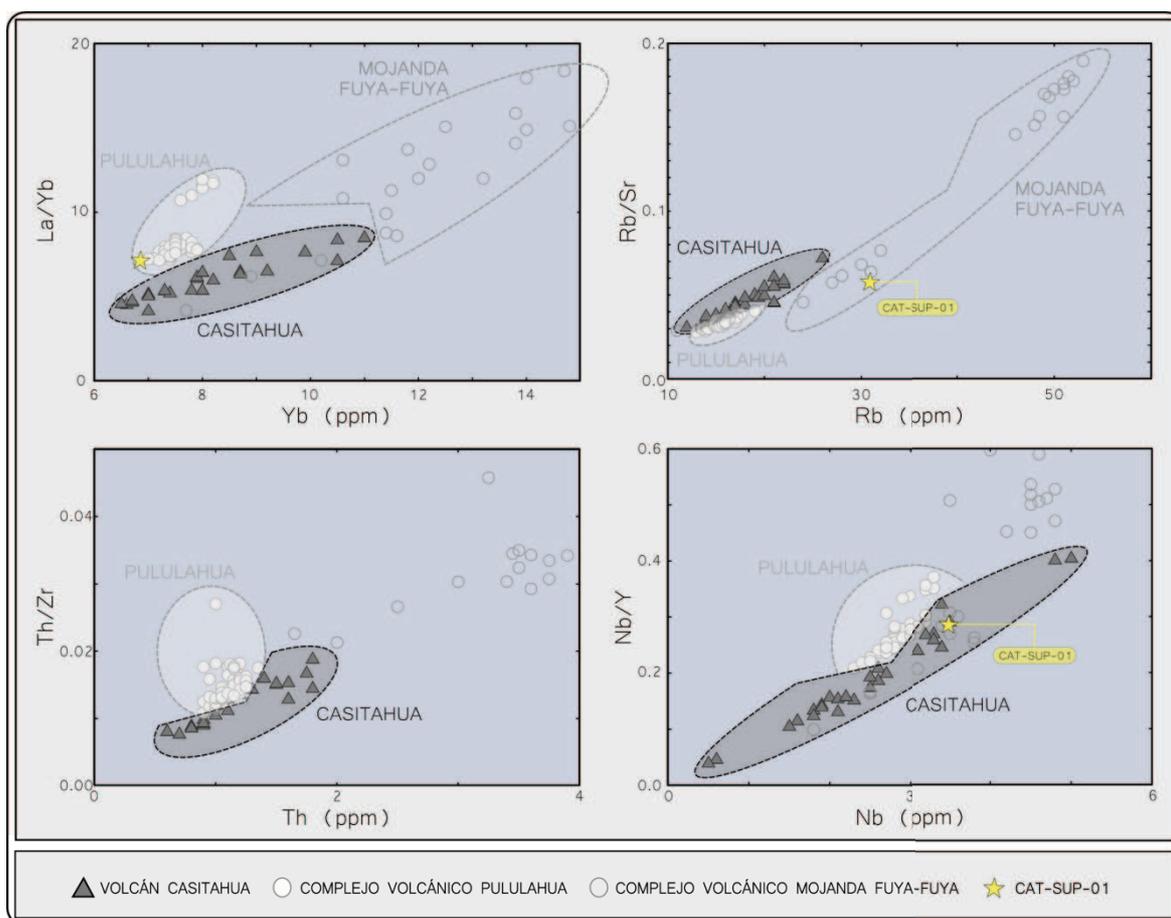


Figura 3:31 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde $C^H = Rb$ y Th y $C^M = Yb, Nb, Sr$ y Zr .

Dentro de este miembro se dataron a dos muestras, pertenecientes a los Domos Catequilla (CAT-01) y Pacpo (DP-01-C). La datación se la hizo en la matriz, usando la técnica *K-Ar* Cassinol-Gillot detallada en Cassinol y Gillot (1982) y se obtuvo una edad absoluta de 898 ± 15 ka para la muestra DP-01-C y de 833 ± 26 ka para la muestra CAT-01.

3.2.3 GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA DE LA MUESTRA CAT-SUP-01 - FORMACIÓN SAN MIGUEL

La muestra CAT-SUP-01 químicamente corresponde a una pómez dacítica de tendencia calco-alcalina, con 68.84 wt.% SiO_2 , 1.06 wt.% MgO y 1.26 wt.% K_2O . Esta muestra fue recolectada en un estrato de tefra (caída de piroclastos) ubicada a la base de la Formación San Miguel, en el camino entre San Antonio de Pichincha y Vindovona (Figura 3:20).

Químicamente, al parecer no presenta relación con el Volcán Casitahua, Complejo Volcánico Pululahua o Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Figura 3:31).

Se trató de datarla utilizando plagioclasas y usando la técnica *K-Ar* Cassignol-Gillot detallada en Cassignol y Gillot (1982), pero los resultados fueron dispersos con incertidumbres muy grandes para cada análisis, aún empleando varias familias de plagioclasas, sin obtenerse resultados confiables (Anexo 4).

3.2.4 CARACTERIZACIONES GEOQUÍMICAS Y GEOCRONOLÓGICAS DE LA FORMACIÓN MOJANDA FUYA-FUYA

En la zona de estudio, la Formación Mojanda Fuya-Fuya es una secuencia compuesta por depósitos de piroclastos tanto primarios como retrabajados (Capítulo 2). En esta secuencia sobresale una gruesa capa de caída de pómez, con fragmentos centimétricos (grano medio ~3cm, grano máximo ~6cm) de color blanco, fibrosas, densas y de vesículas redondeadas.

Dentro de esta capa de tefra se recolectaron dos muestras (R y D35P03M1, Figura 3:20) las cuáles fueron analizadas químicamente. Además, se recolectó una muestra de caída de escorias (ER, Figura 3:20) correspondiente a la secuencia observada en el Segmento de Rumicucho, que también pertenece a la Formación Mojanda Fuya-Fuya (Figura 2:30).

La muestra G0001 (Figura 3:20) fue tomada en el sector de Guayllabamba, fuera de la zona de estudio, en un depósito que estratigráficamente forma parte de la Formación Mojanda, definida según Villagómez (2003) (Figura 2:35). Este depósito presenta características similares al potente depósito de caída de pómez

observado en el sector de San Antonio de Pichincha – Pomasqui, mencionado más arriba.

Para caracterizar de mejor forma las muestras recolectadas (R, D35P03M1, ER, G0001) y poder compararlas con los depósitos y rocas asociados al Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya se seleccionaron siete de los análisis químicos reportados en el trabajo de Robin et al. (2009) y diez de la base geoquímica IG-EPN – IRD. Entre los datos seleccionados se destacan varias muestras de pómez de los depósitos R1 y R2 (Robin et al., 1997; Robin et al., 2009), que también son grandes depósitos de tefra.

Las muestras de pómez recolectadas en la elevación Calderón – Catequilla (R y D35P03M1, Figura 3:20) químicamente son riolitas con wt.% SiO_2 de 73.28% y 74.18%, wt.%, MgO de 0.49% y 0.42% y wt.% K_2O de 0.37% y 0.35%, de afinidad calco-alkalina de acuerdo al diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 3:32-a)

La muestra de pómez G0001 tomada en el sector de Guayllabamba (Figura 3:20) químicamente es una riolita de afinidad calco-alkalina, presentando 74.54 wt.% SiO_2 , 0.44 wt.% MgO y 2.51 wt.%, K_2O (Figura 3:32-a)

Dentro de la secuencia estratigráfica definida en el Capítulo 2 como Formación Mojanda Fuya-Fuya, en el Segmento de Rumicucho se recolectó la muestra ER, la cuál químicamente presenta 55.15 wt.% SiO_2 , 3.01 wt.% MgO y 0.96 wt.%, K_2O . ER se ubica en el campo de las andesitas básicas y de afinidad calco-alkalina, según el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976) (Figura 3:32-a).

En los gráficos multi-elementales (normalizados con respecto a la composición del manto primitivo), las muestras de pómez recolectadas (R, D35P03 y G0001) (Figura 3:32-b) presentan espectros muy similares entre sí y a los de las muestras identificadas como R1 y R2 (Fuya Fuya inferior, Robin et al., 1997) (Figura 3:32-c). Las muestras del Volcán Fuya-Fuya (Figura 3:32-d) se presentan algo empobrecidas en Ti y P con respecto a las muestras R1 y R2. La muestra ER presenta un espectro muy similar a las muestras del Volcán Mojanda (Figura 3:32-b y d).

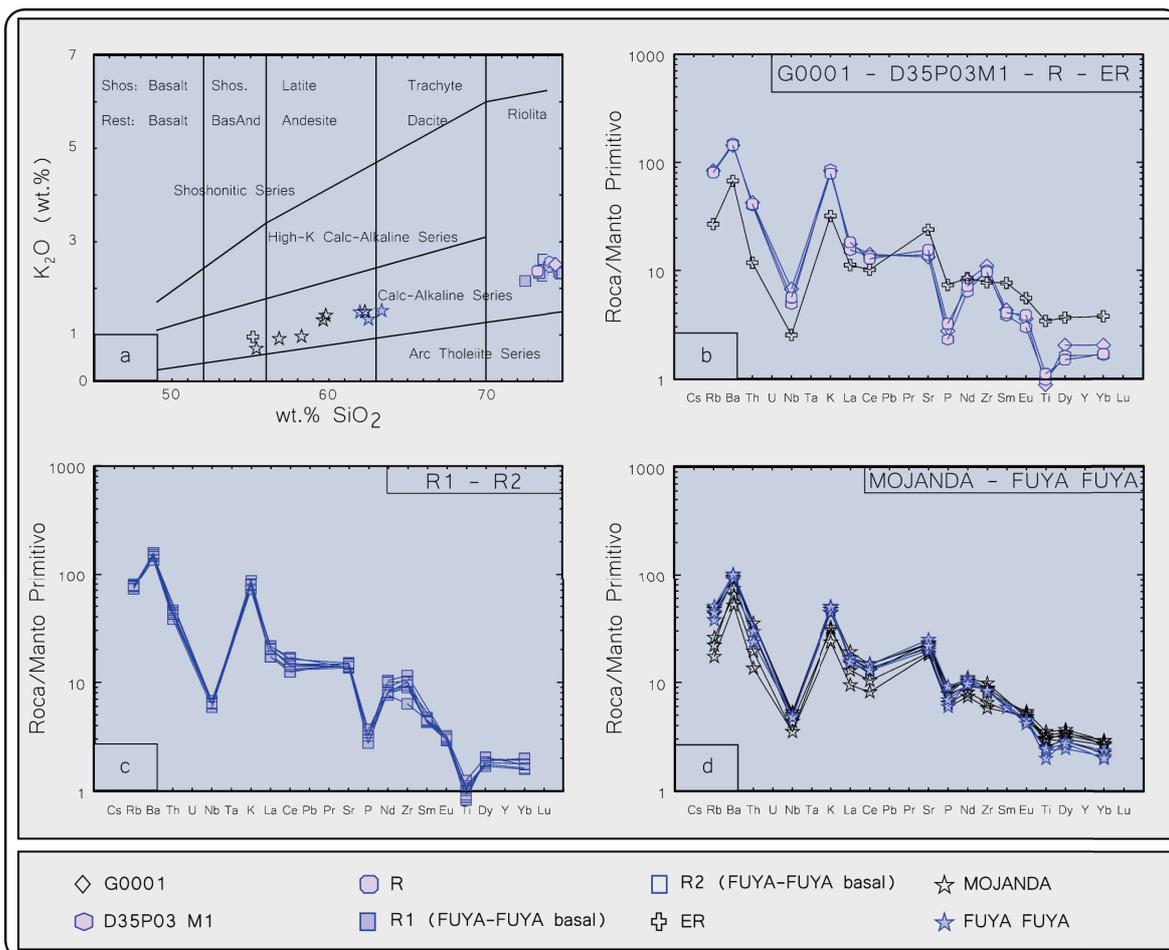


Figura 3:32 a) Diagrama de clasificación química de las rocas volcánicas, según Peccerillo y Taylor (1976). b) Diagrama multi-elemental las muestras G0001, D35P03M1, R y ER con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). c) Diagrama multi-elemental de las muestras correspondientes a las caídas R1 y R2, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989). d) Diagrama multi-elemental del Mojanda – Fuya Fuya, normalizadas con respecto a la composición del Manto Primitivo (datos del Manto Primitivo tomados de Sun y McDonough, 1989).

En los diagramas de variación Harker ($wt.\%$ óxido mayor vs. $wt.\% SiO_2$) del TiO_2 , Fe_2O_3 y CaO (Figura 3:33) se observan que todas las muestras forman un solo tren, el cuál se correlaciona negativamente frente al SiO_2 . En el diagrama del K_2O (Figura 3:33) se observa una sola serie correlacionándose positivamente frente al SiO_2 . Diagramas como los del Al_2O_3 , MgO , MnO , Na_2O o P_2O_5 (Figura 3:33) presentan a la mayoría de la muestras dispersas. Sólo las pómez definidas como R1 y R2 y las muestras de pómez recolectadas en este trabajo (R, D35P03 y G0001) se concentran en un solo grupo. La muestra de escoria (ER) se agrupa junto con las muestras del Volcán Mojanda.

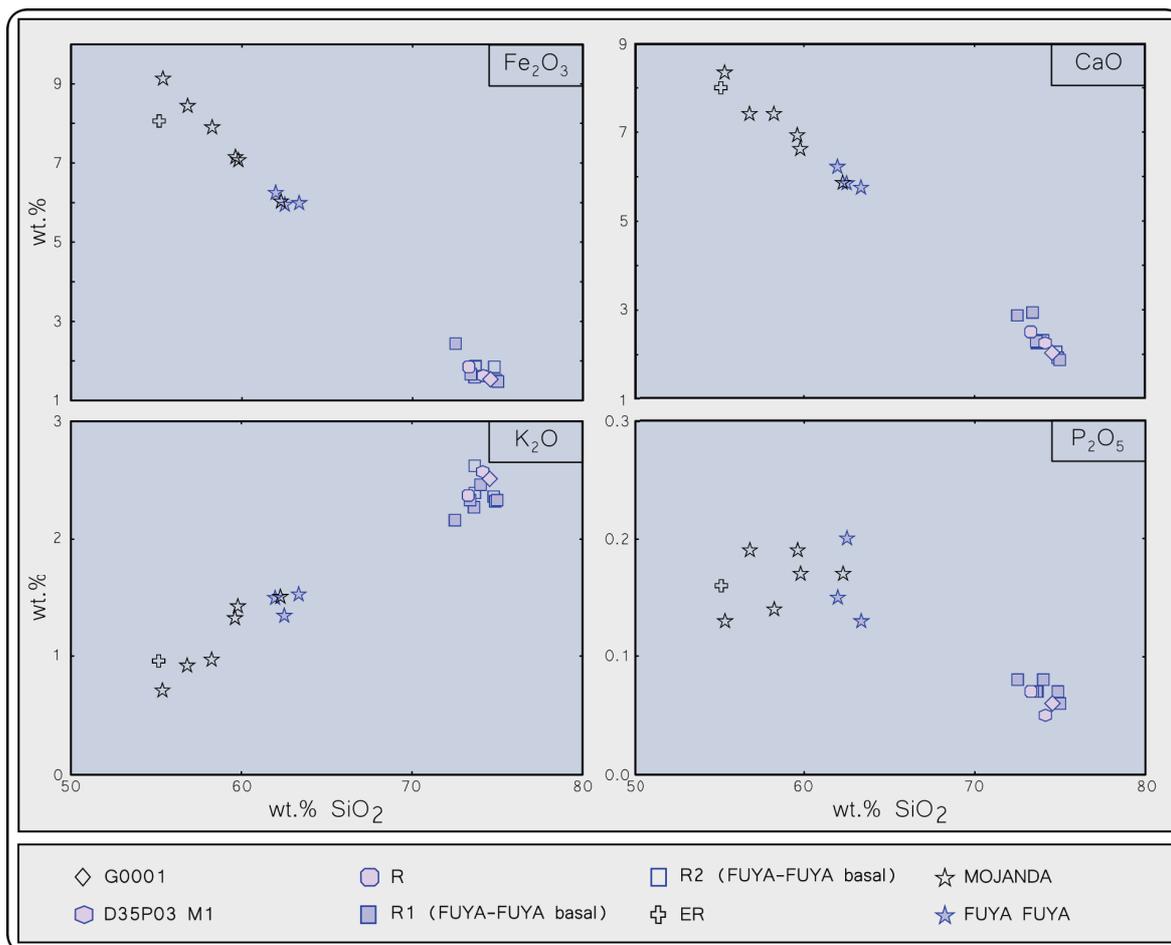


Figura 3:33 Diagramas de variación Harker para Fe₂O₃, CaO, K₂O, P₂O₅.

En los diagramas del Rb y Ba vs. SiO₂ (Figura 3:34) todas estas muestras forman un tren que se correlaciona positivamente con el SiO₂. En el diagrama del Sr, el tren que forman es más difuso y se correlaciona negativamente con respecto al SiO₂. En diagramas de los elementos de tierras raras medianas y pesadas (M-RE y H-RE) y del Y, las muestras forman un tren, el cual se relaciona negativamente frente al SiO₂, en estos diagramas también se observa que las muestras de las capas R1 y R2 y aquellas de las pómez recolectadas en este trabajo, forman un grupo muy puntual, siendo muy difícil identificar a que capa (R1 o R2) pertenece cada pómez (R, D35P03M1 y G0001), sin embargo en el diagrama del Yb (Figura 3:34), se observa que la muestra G0001, al parecer, se encuentra asociada con el grupo de pómez R1 y las muestras R y D35P03M1 probablemente se relacionan con el grupo de pómez R2.

En los diagramas de variación de los elementos *Co*, *V* (Figura 3:34) y *Sc* ploteados vs. wt.% *SiO₂* todas las muestras se agrupan formando un tren, el cual se correlaciona de forma negativa respecto al wt.% *SiO₂*. También se observa que las muestras de las capas R1 y R2 y G0001, R y D35P03M1 se agrupan.

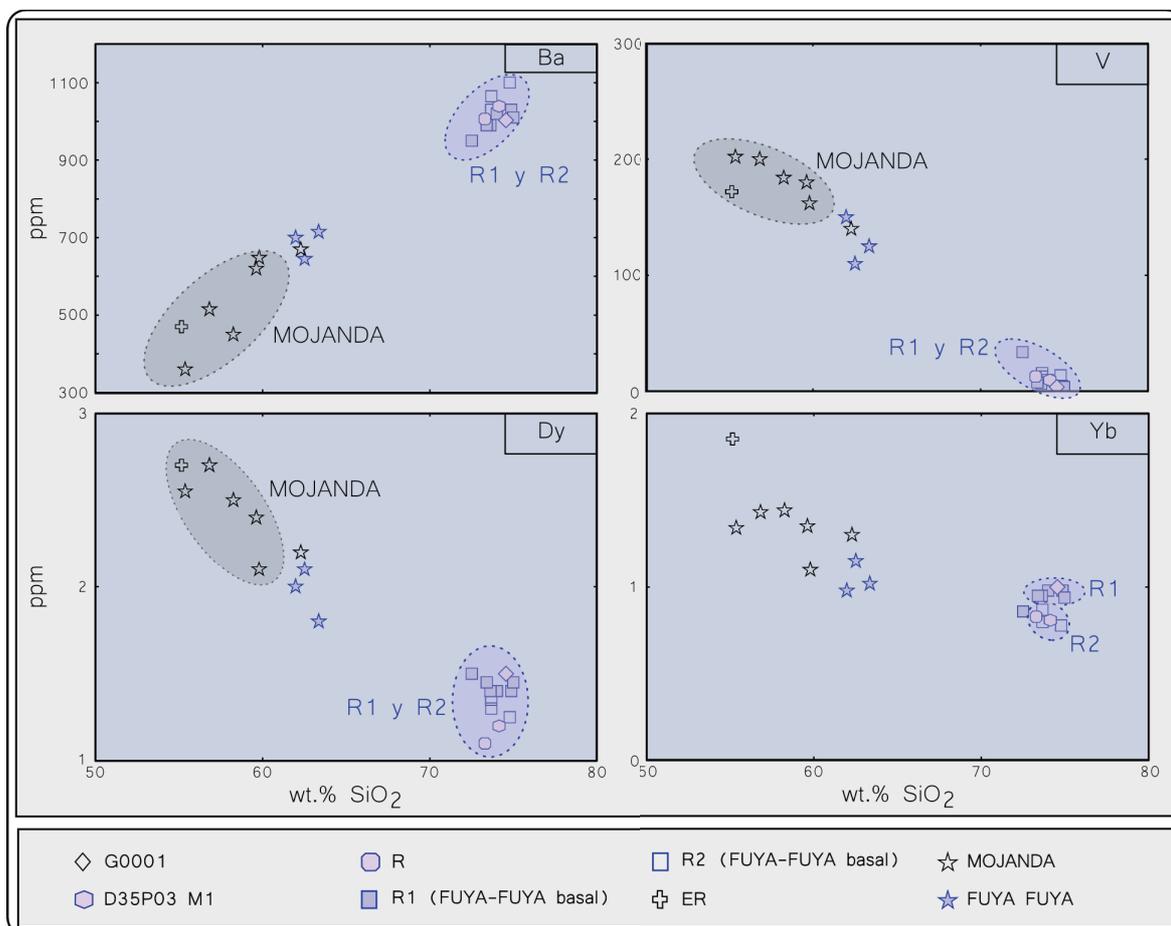


Figura 3:34 Diagramas de variación de los elementos *Ba*, *V*, *Dy* y *Yb* vs. wt.% *SiO₂*.

Al relacionar elementos del Grupo del K (*Rb*, *Sr*, *Ba*) y elementos compatibles (*Co*, *V*, *Sc*, *Cr* y *Ni*) con respecto a elementos de tierras raras pesadas (*Dy*, *Er*, *Yb*) e *Y*, las muestras de las capas R1 y R2 forman tendencias separadas. En estos diagramas se observa que las muestras de pómez R1 se agrupan con la muestra G0001 y las muestras de pómez R2 se agrupan con R y D35P03M1 (e.g. *Rb* vs. *Y* y *V* vs. *Yb* en Figura 3:35)

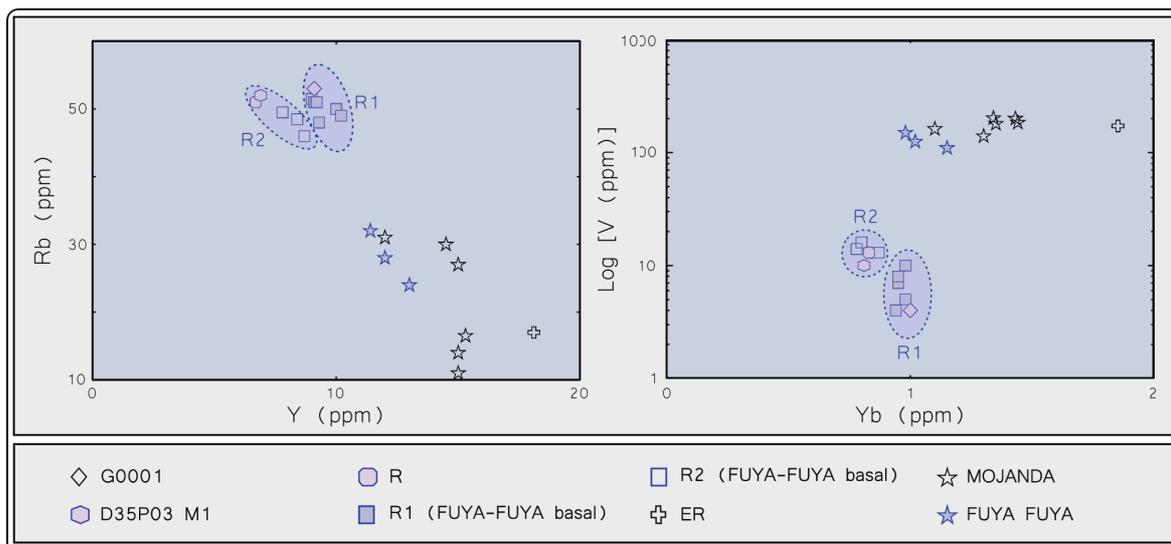


Figura 3:35 Diagramas de variación de los elementos *Rb* vs. *Y* y *Log (V)* vs. *Yb*.

En relaciones C^H/C^M vs. C^H (C^H y C^M definidas anteriormente) se observa un solo tren (Figura 3:36), el cual presenta una correlación lineal positiva con respecto a C^H , sugiriendo que: 1) la muestra ER es parte de la serie del Mojanda, 2) la muestra G0001 tiene mayor afinidad con el depósito R1 y 3) que las muestras R y D35P03M1 tienen mayor afinidad con el depósito R2, como se observa en el gráfico Ba/Y vs. Ba (Figura 3:36).

En general la muestra ER se ajusta mejor al grupo que forman las rocas del Mojanda. Diferenciar químicamente a las Capas R1 y R2 es complejo, ya que son muy similares, lo que complica mucho más asociar a alguna de ellas a las muestras G0001, R y D35P03M1. Lo que sí queda claro es que estas muestras son parte del grupo que forman R1 y R2, como se observó anteriormente. Sin embargo, pequeñas diferencias químicas se han encontrado entre R1 y R2, las cuales permiten sugerir que la pómez G0001 está asociada con R1 y las muestras R y D35P03M1 con R2 (Figura 3:35).

Dentro de esta formación se dató a la muestra G0001. La datación se la realizó utilizando plagioclasas, usando la técnica *K-Ar* Cassinot-Gillot detallada en Cassinot y Gillot (1982) y se obtuvo una edad absoluta de 474 ± 17 ka.

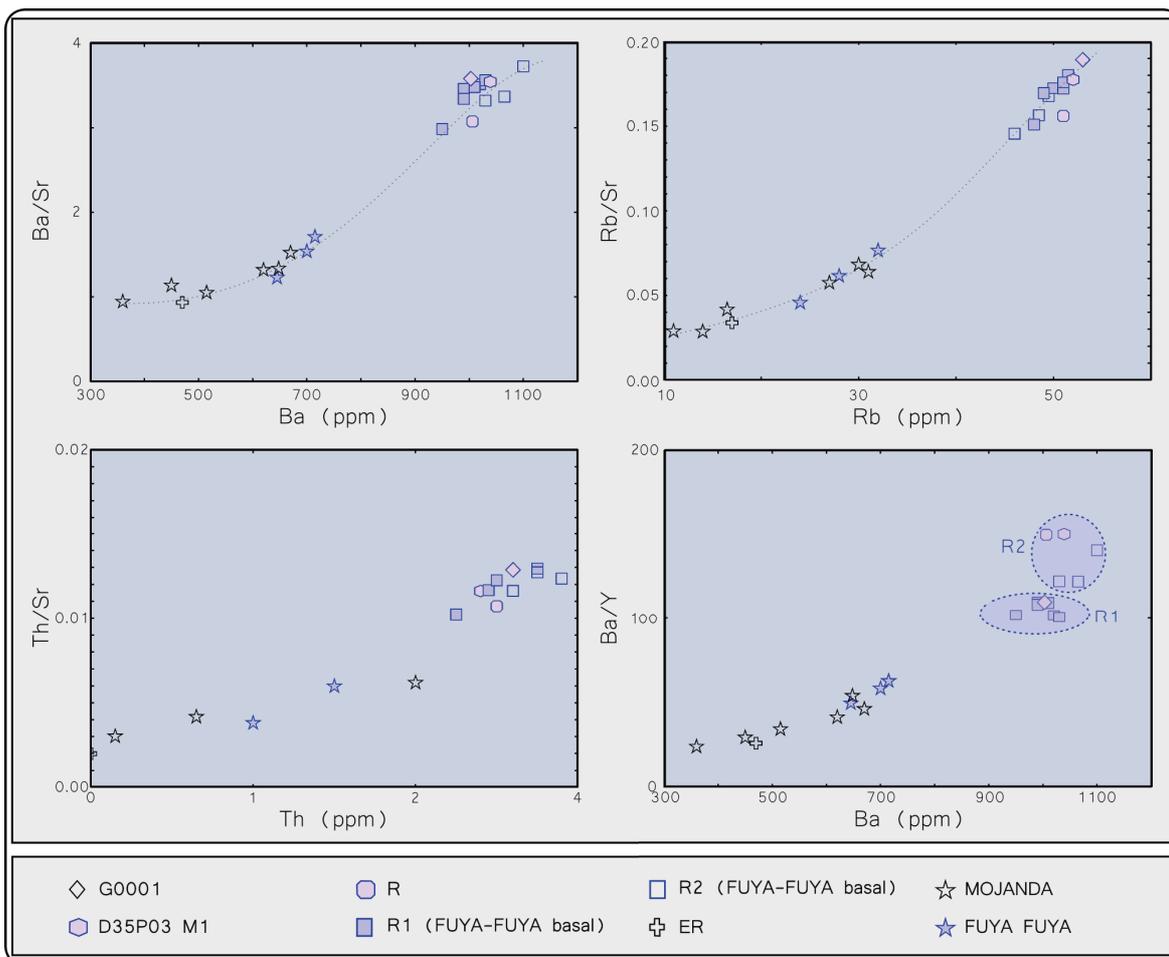


Figura 3:36 Relaciones C^H/C^M vs. C^H , donde $C^H = Rb, Ba$ o Th y $C^M = Sr, Y$.

3.3 RESUMEN

- La muestra GAB-A-01 químicamente se presenta como una andesita básica de 53.70 wt.% SiO_2 y de afinidad calco-alcalina (Figura 3:22). Petrográficamente es porfírica, con el 40% vol. de matriz y una asociación mineral de Plagioclasas \gg Clinopiroxeno + Ortopiroxeno $>$ Opacos \pm Zircón \pm Apatito. Químicamente se correlaciona con rocas del Arco Continental de volcanes cercanos (Pichincha, Mojanda, Casitahua) (Figura 3:25) y presenta grandes diferencias con las muestras de las Unidades Pallatanga y Macuchi (Figura 3:25), ubicando a GAB-A-01 en un ambiente de volcanismo continental mas que en uno oceánico. Su datación (1152 ± 30 ka) confirma también su procedencia continental y Cuaternaria. Consideraciones por ser la única muestra recolectada dentro de las lavas de la Formación Pisque–Miembros Inferiores, así como por poseer una

gran cantidad de fenocristales (60 %vol.) y un LOI elevado, deben ser tomadas en cuenta.

- La Formación Pisque-Miembro Casitahua se caracterizó en base a veinte y tres muestras de rocas del Volcán Casitahua y de los Domos Pacpo y Catequilla. En general, las muestras del Volcán Casitahua y del Domo Catequilla se presentan como andesitas (58.83 – 61.92 wt.% SiO_2) de afinidad calco-alkalina (Figura 3:26-a), con escasas dacitas (hasta 63.96 wt.% SiO_2) (Figura 3:26-a). Petrográficamente estas muestras son porfíricas, las plagioclasas son los cristales dominantes, seguidas de piroxenos (ortopiroxenos > clinopiroxenos), los anfíboles son escasos o nulos y el apatito está como mineral accesorio (Figura 3:6). Presentan una asociación mineral de Plagioclasas >> Ortopiroxeno + Clinopiroxeno ± Anfíbol > Opacos ± Apatito. Químicamente las rocas del Domo Pacpo son dacitas (67.77 – 67.97 wt.% SiO_2) de afinidad calco-alkalina (Figura 3:26-a). Las lavas del Domo Pacpo generalmente presentan xenolitos granulares de composición andesítica básica (58.00 wt.% SiO_2) y de afinidad calco-alkalina (Figura 3:26-a). Petrográficamente estas lavas dacíticas son porfíricas, con fenocristales de plagioclasas, anfíbol, escasos piroxenos, opacos y cristales de cuarzo y apatito como elementos trazas (Figura 3:13-a). La asociación mineral para las lavas del Domo Pacpo es Plagioclasas >> Anfíbol + Ortopiroxeno + Clinopiroxeno > Opacos ± Cuarzo ± Apatito. El xenolito (DP-01-X) más frecuente en estas lavas dacíticas se presenta como un cumulado de Plagioclasas, Anfíbol Oxidado y Opacos (Figura 3:13-b), rodeados de material intersticial y con *poros*. Químicamente, las muestras del Volcán Casitahua y aquellas de los Domos Catequilla y Pacpo forman una misma tendencia y se asocian en una misma serie magmática (Figuras 3:27, 3:28, 3:29, 3:30), con su origen al parecer relacionado con la mezcla de magmas (Figura 3:30), aunque en base a las características químicas del xenolito (DP-01-X), los procesos involucrados debieron ser más complejos. En este conjunto se dató, el Domo Catequilla (CAT-01) con una edad de 833 ± 26 ka y al Domo Pacpo (DP-01-C) con una edad de 898 ± 15 ka.

- Dentro de la Formación Mojanda Fuya Fuya (Capítulo 2) se analizaron tres muestras de pómez y una muestra de escoria. Las muestras de pómez son de composición riolítica (73.28 – 74.54 wt.% SiO_2) y de afinidad calcoalcalina (Figura 3:32-a). Químicamente se las comparó con las muestras de las caídas R1 y R2 (muestras asociadas a la parte basal del Volcán Fuya Fuya, Robin et al., 1997) y en base a sus similitudes químicas se determinó que forman parte de ellas (Figuras 3:33, 3:34 y 3:36). Pequeñas diferencias entre R1 y R2, sirvieron para potencialmente asociar a las muestras R y D35P03M1 al depósito R2 y G0001 al depósito R1 (Figuras 3:35 y 3:36). La muestra de escoria (ER) cae dentro del campo que forman las rocas del Mojanda (Figuras 3:33, 3:34 y 3:36). La muestra G0001 (R1) se la recolectó en la zona de Guayllabamba (Figura 3:20) y se la dató, por el método K/Ar, en 474 ± 17 ka. Las muestras R y D35P03M1 (R2) se recolectaron en la zona de estudio (Figura 3:20).

CAPÍTULO 4

4 REVISIÓN ESTRATIGRÁFICA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA

El presente modelo de evolución es planteado en base a las características estratigráficas y datos químicos y cronológicos, descritos para las formaciones encontradas en la zona de San Antonio de Pichincha – Pomasqui, en los Capítulos 2 y 3. Anterior a cualquier interpretación se presenta una síntesis de la estratigrafía de cada unidad estratigráfica y se complementa el modelo de evolución con datos de volcanismo cercano contemporáneo.

En la Cuenca de San Antonio de Pichincha no afloran rocas que puedan ser consideradas como pertenecientes al basamento de la Depresión Interandina (ID), como es el caso para otras cuencas de la ID como la del Chota donde se reporta un basamento de tipo cordillera Real y Occidental (Winkler et al., 2005) o para las cuencas de Ambato – Latacunga y Alausí – Riobamba donde hay reportes que aflorara basamento de tipo cordillera occidental (Égüez et al., 1992; Lavenu et al., 1992; Lavenu et al., 1996; Winkler et al., 2005).

Las secuencias de lavas andesíticas básicas y lavas afaníticas inter digitadas con lacustres, reportadas en el cañón del Río Guayllabamba y anteriormente asociadas a un basamento de la ID de tipo cordillera Occidental (DGGM 1982; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005), probablemente son parte de la Formación Pisque [FPQ, Plioceno? - Pleistoceno Calabriense (Capítulo 2)] y posiblemente se correlacionen con las series de lavas, escorias y brechas volcánicas reportadas a la base de esta formación (Capítulo 2). Esto se desprende de la edad y de las características químicas obtenidas en este estudio.

Al pie de la secuencia estratigráfica de la Cuenca de San Antonio de Pichincha, se observan depósitos compuestos por volcano-clastos, flujos de lodo, aluviales y sedimentos volcánicos, bien compactados y retrabajados, los cuáles componen el segmento superior de los Miembros Inferiores (**MIn**) de la Formación Pisque. Las fuentes de estos depósitos pudieron haber estado localizadas, tanto en la

Cordillera Real (**CR**) como en la Cordillera Occidental (**CW**), ya que dichos depósitos contienen clastos de cuarzo lechoso (asociado con CR), así como rocas volcánicas cloritizadas (basamento CW) (Figura 4:1).

Hacia el tope de la Formación Pisque, las brechas y volcansedimentos de los Miembros Inferiores están sobre-yacidas, en aparente concordancia, por el Miembro Casitahua (**MCs**), en el cual se agrupan a los Domos Pacpo (**DP**) y Catequilla (**DC**) y a las secuencias de brechas volcánicas proximales y flujos de lava, que afloran en los Segmentos Pacpo – Catequilla, en la parte baja del Segmento Rumicucho y al norte del Segmento La Providencia (Figura 4:1). Los depósitos de este miembro corresponden al desarrollo del Volcán Casitahua al W, principalmente caracterizado por la generación de lahares, flujos piroclásticos, flujos de lava (posiblemente también avalanchas de escombros) y la extrusión de los Domos Catequilla (833 ± 26 ka) y Pacpo (898 ± 15 ka) a lo largo de una zona de debilidad. Actividad volcánica cercana, aproximadamente contemporánea con el Miembro Casitahua se ha documentado en el Complejo Volcánico Atacazo-Ninahuilca (Edificio Carcacha 1029 ± 0.01 ka; Hidalgo, 2006) y en el Complejo Volcánico Pichincha (El Cinto y La Esperanza 1100 – 900 ka y Rucu Pichincha Inferior 850 – 600 ka; Robin et al., 2010) (Figura 4:1).

En contacto aparentemente transicional, el Miembro Casitahua es sobre-yacido por la Formación San Miguel [**FSM**, Pleistoceno Calabriense – Medio? (Capítulo 2)] (Figura 4:2). La FSM está caracterizada como una secuencia de arcillolitas, limolitas y areniscas poco compactadas, intercaladas con estratos de arenas tobáceas, caídas de piroclastos y niveles calcáreos; todos ellos asociados con un ambiente lacustre. Este paso, entre los depósitos volcánico-clásticos del Miembro Casitahua hacia los depósitos lacustres de la Formación San Miguel, da cuenta de que la actividad del Volcán Casitahua fue cesando sincrónicamente con el inicio de la formación del lago San Miguel, cuyo depocentro, según Villagómez (2003) y Winkler et al. (2005), se localizó en la zona de Guayllabamba, hacia el E de la zona de estudio. Los procesos que dieron paso a la formación de este lago no han sido aún estudiados ni documentados. El contacto entre MCs y FSM aparece como concordante.

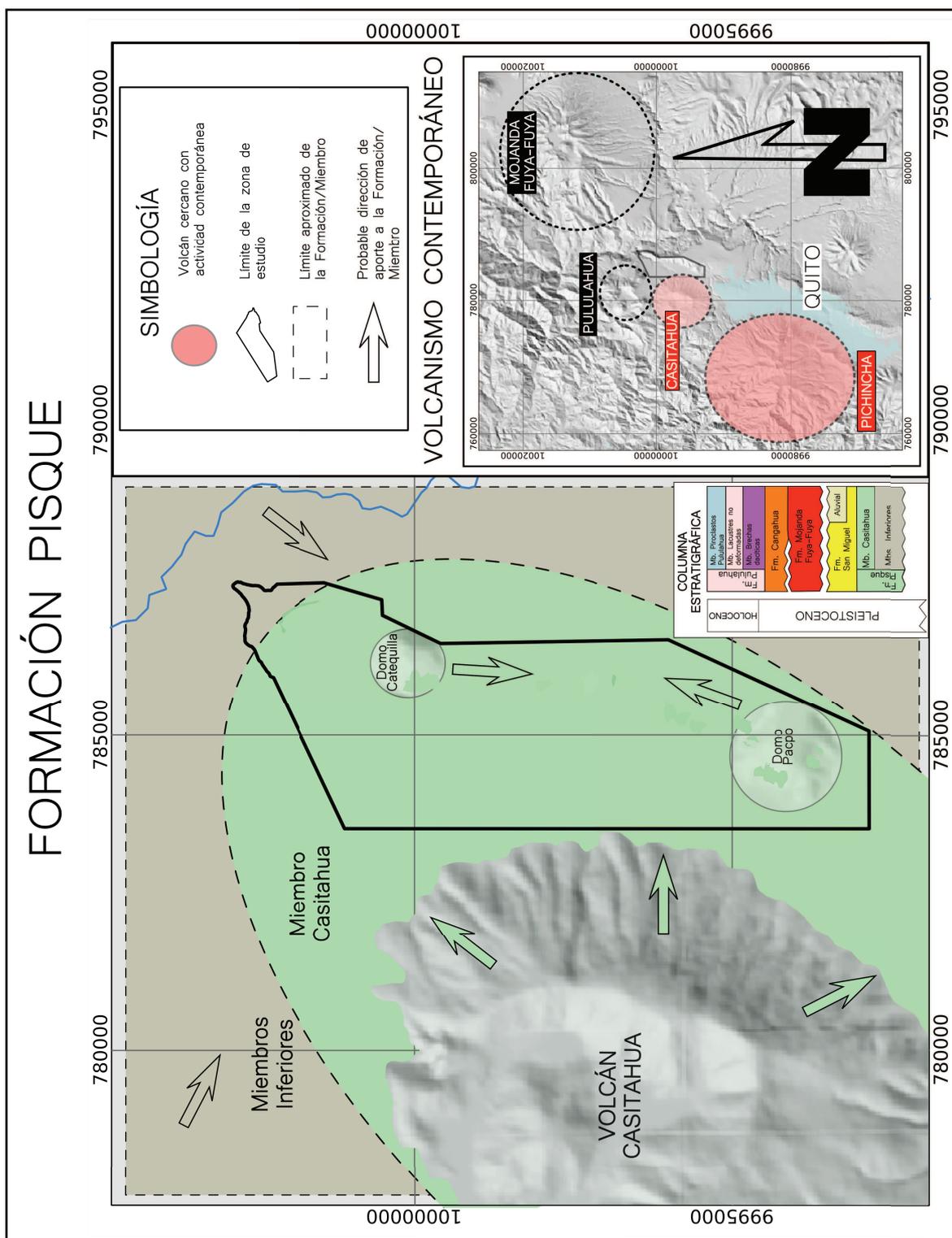


Figura 4:1 Esquema de evolución de la Formación Pisque en la zona de estudio.

El Domo Catequilla (ya extruido al momento de la formación del lago) formó un relieve que posiblemente afectó la dinámica de sedimentación y depositación del lago San Miguel, ya que en la zona de estudio depósitos típicamente lacustres son observados hacia el Norte del DC, mientras que hacia el Sur de este domo se

observa una facies lateral fluvio – aluvial, que puede explicarse como una zona de aporte al lago (**FSM – AI**) (Figura 4:2).

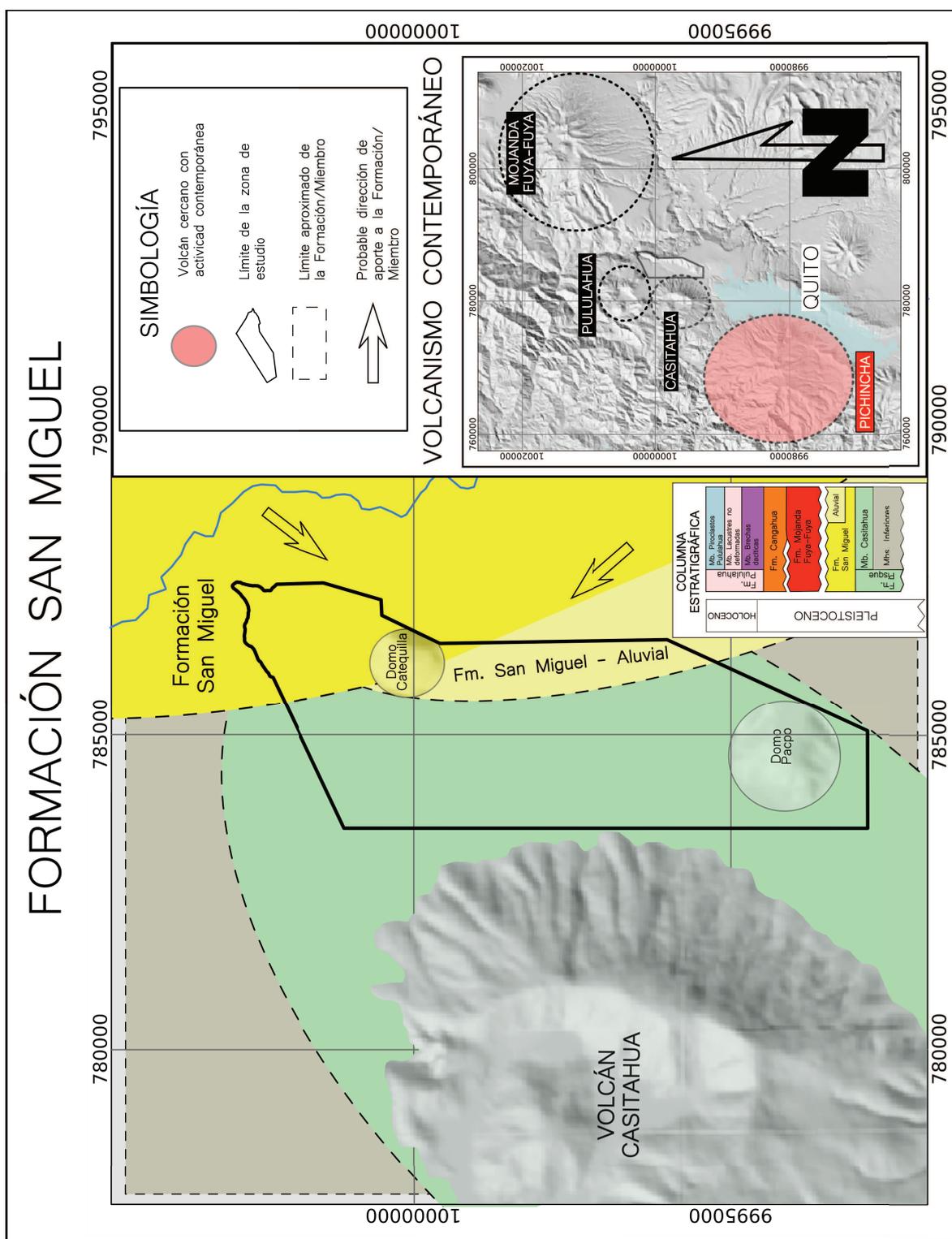


Figura 4:2 Esquema de evolución de la Formación San Miguel en la zona de estudio

Se estima que el comienzo de la depositación de la FSM, en esta zona, fue posterior 833 ± 26 ka (Domo Catequilla). Actividad volcánica cercana y contemporánea con la Formación San Miguel se ha reportado en el Complejo Volcánico Pichincha (Rucu Pichincha Inferior $850 - 600$ ka; Robin et al., 2010).

Una gran superficie de erosión se encuentra cortando la Formación San Miguel, sobre la cual yacen, en discordancia angular, los depósitos más jóvenes de la Formación Mojanda Fuya-Fuya [FMF, Pleistoceno Medio (Capítulo 2)]. La FMF está caracterizada como una secuencia de arenas, caídas de piroclastos y suelos ricos en material volcánico, así como, productos de retrabajamiento fluvial y eólico. En la zona de estudio, los afloramientos de esta formación (FMF) no son lateralmente muy extensos o continuos, a pesar de que principalmente está compuesta por depósitos de caídas de piroclastos.

La discordancia entre la FSM y la FMF representa un periodo de no depositación en la secuencia estratigráfica de la Cuenca de San Antonio de Pichincha, ya que, en la Cuenca de Guayllabamba en este lapso de tiempo, se depositaron las Formaciones Guayllabamba y Chiche (Samaniego et al., 1994; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).

Trabajos como los de Samaniego et al. (1994) y Villagómez (2003) reportan secuencias de depósitos asociados a la Formación Chiche (los cuáles sobreyacen a la Fm. Guayllabamba) acuñarse al W, hacia la Elevación Calderón – Catequilla, sugiriendo que al momento de la depositación de la Formación Chiche, la Elevación Calderón – Catequilla ya constituía un paleo-relieve que impidió el paso de los depósitos de la Formación Chiche hacia la Cuenca de San Antonio de Pichincha (Figura 4:3). Lavenu et al. (1996) propone una edad aproximada de 500 ka para el fin de la depositación de la Formación Chiche, lo que está en concordancia con la edad obtenida para la zona basal de la Formación Mojanda Fuya-Fuya (Capa R1, 474 ± 17 ka).

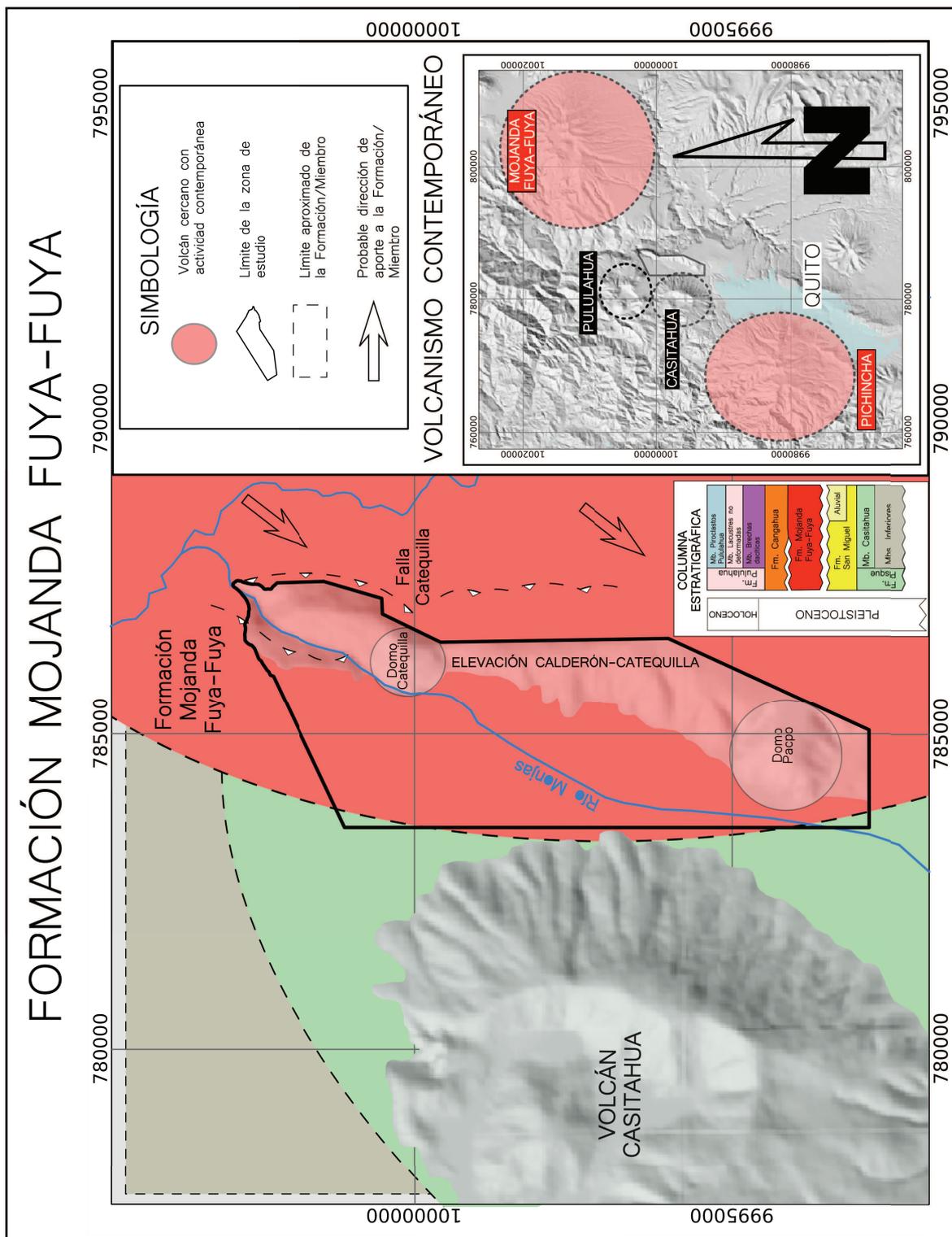


Figura 4:3 Esquema de evolución de la Formación Mojanda Fuya-Fuya en la zona de estudio.

El inicio del lago San Miguel fue posterior a los 833 ± 26 ka y probablemente su desarrollo comprendió ~ 200 ka (Capítulo 2). Esto ubica a la discordancia entre las Formaciones San Miguel y Mojanda Fuya-Fuya y por ende, al levantamiento de la elevación Calderón – Catequilla, cercanos a los 600 ka. Villagómez (2003) y

Winkler et al. (2005) sostienen que el inicio del levantamiento de la elevación Calderón – Catequilla fue aproximadamente contemporáneo con el inicio de la Formación Guayllabamba.

Evidencias como la discontinuidad de la Formación Mojanda Fuya-Fuya en la cuenca de San Antonio de Pichincha, y su ausencia total en el Segmento La Providencia, podrían indicarnos que el levantamiento de la Elevación Calderón – Catequilla no fue sincrónico ni uniforme.

Adicionalmente, entre los 600 y 450 ka se reporta una ausencia de actividad volcánica en el Complejo del Pichincha (Robin et al., 2010) y se ha estimado que el levantamiento de las lomas El Batán – La Bota e Ilumbisí – Puengasí en la zona de Quito fue posterior a los 500 ka (Alvarado, 2012).

El Complejo Volcánico Pichincha reanudó su actividad entre los 450 y 430 ka (Rucu Superior 450 – 250 ka; Robin et al., 2010), contemporáneo con la Formación Mojanda Fuya-Fuya, ya que, desde ~500 ka se reporta actividad en el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Robin et al., 1997; Robin et al., 2009) (Figura 4:3).

La Formación Mojanda Fuya-Fuya sub-yace, en parte discordantemente y en parte transicionalmente, a la Formación Cangahua (**FCN**, Pleistoceno Medio – Superior).

El conjunto de areniscas y limolitas tobáceas, endurecidas, que componen la Formación Cangahua, cubrió completamente esta cuenca (Figura 4:4).

Actividad cercana a la zona de estudio y contemporánea con la Formación Cangahua se ha reportado en el Complejo Volcánico Pichincha (Rucu Terminal, 250 – 150 ka y Guagua Pichincha Principal, 60 – 22 ka; Robin et al., 2010) y en el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya (Robin et al., 1997, Robin et al., 2009). Adicionalmente, Andrade (2002) ubica el inicio de la actividad del Complejo Volcánico Pululahua (CVP) en el Pleistoceno Superior (posterior a los 165 ka AP).

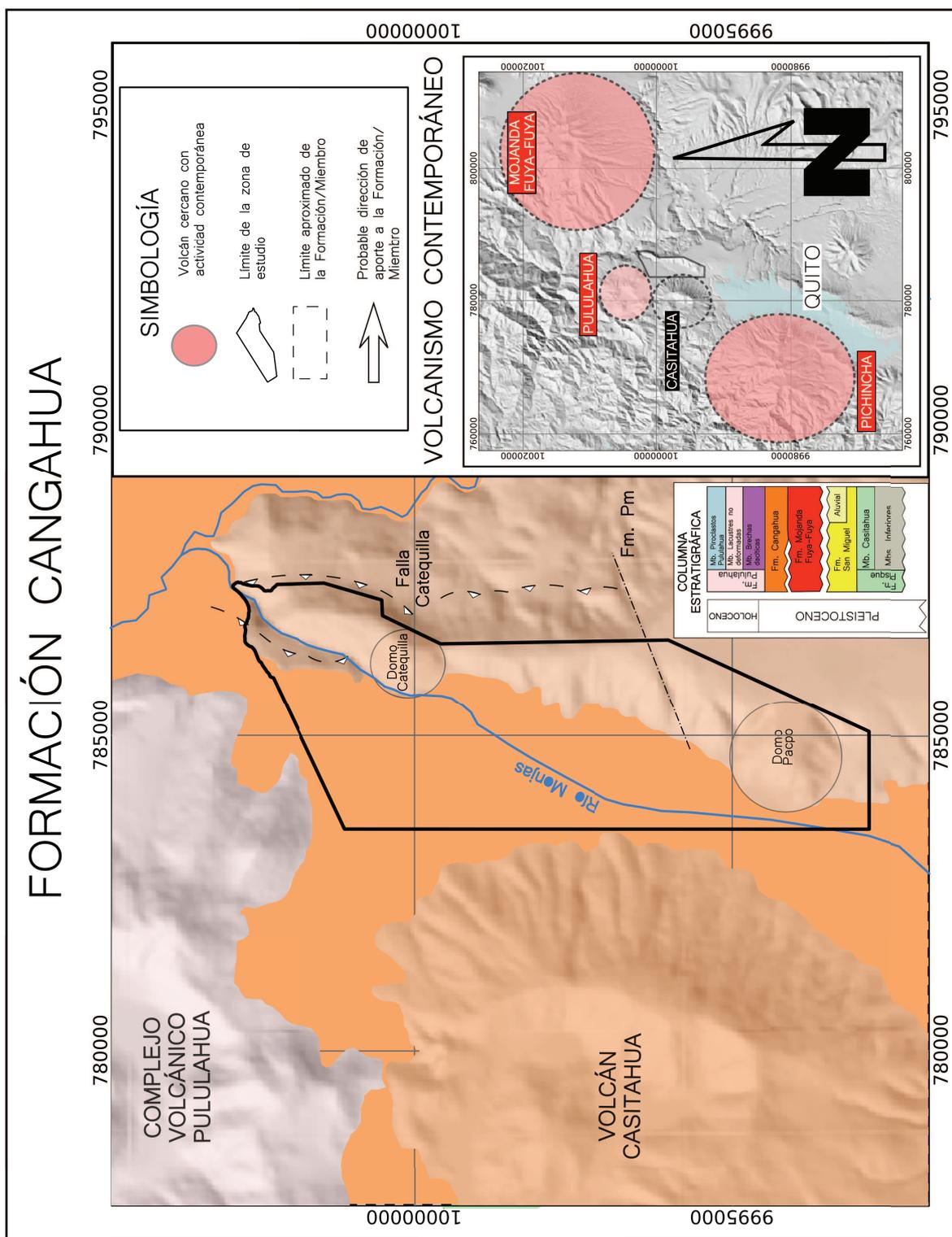


Figura 4:4 Esquema de evolución de la Formación Cangahua en la zona de estudio.

Intercalada y sobre-yaciendo concordantemente a la Formación Cangahua se observa a la Formación Pululahua (**FPL**, Pleistoceno Superior – Holoceno), la cual está caracterizada como el conjunto de los depósitos asociados con la actividad volcánica y estilos eruptivos del Complejo Volcánico Pululahua.

La base de la Formación Pululahua (Miembro Brechas Dacíticas – **MBd**) consta esencialmente de depósitos de tipo “bloques y cenizas”, que evidencian un periodo de actividad efusiva en el Complejo Volcánico Pululahua (**CVP**). Este periodo estuvo caracterizado por erupciones efusivas de lavas dacíticas con hornblenda, las cuales formaron el conjunto de domos pre-caldera y que probablemente terminó hace aproximadamente 11 ka (Andrade, 2002) (Figura 4:5).

Sobre-yaciendo al Miembro Brechas Dacíticas se observa al Miembro Lacustres no deformados (**MLn**), constituido principalmente por secuencias de cenizas finas, bien sorteadas, intercaladas con lignito y asociadas a un ambiente lacustre. Estos depósitos lacustres pudieron haberse formado debido al represamiento del actual Río Monjas a causa de los depósitos de tipo bloques y ceniza del Pululahua (MBd) (Figura 4:5).

Hacia el tope de la Formación Pululahua, el Miembro Lacustres no deformados sub-yace a los depósitos piroclásticos asociados con la formación del cráter del Pululahua (Miembro Piroclastos Pululahua – **MPP**), proceso que involucró cinco etapas explosivas mayores ocurridas entre 2.6 y 2.2 ka AP (Andrade, 2002) y que cierra la secuencia estratigráfica en la zona de estudio (Figura 4:5).

Actividad volcánica cercana y contemporánea con la Formación Pululahua (además del Complejo Volcánico Pululahua), se ha documentado en el Complejo Volcánico Pichincha [Guagua Pichincha, 60 ka – Presente (Robin et al., 2010)] (Figura 4:5).

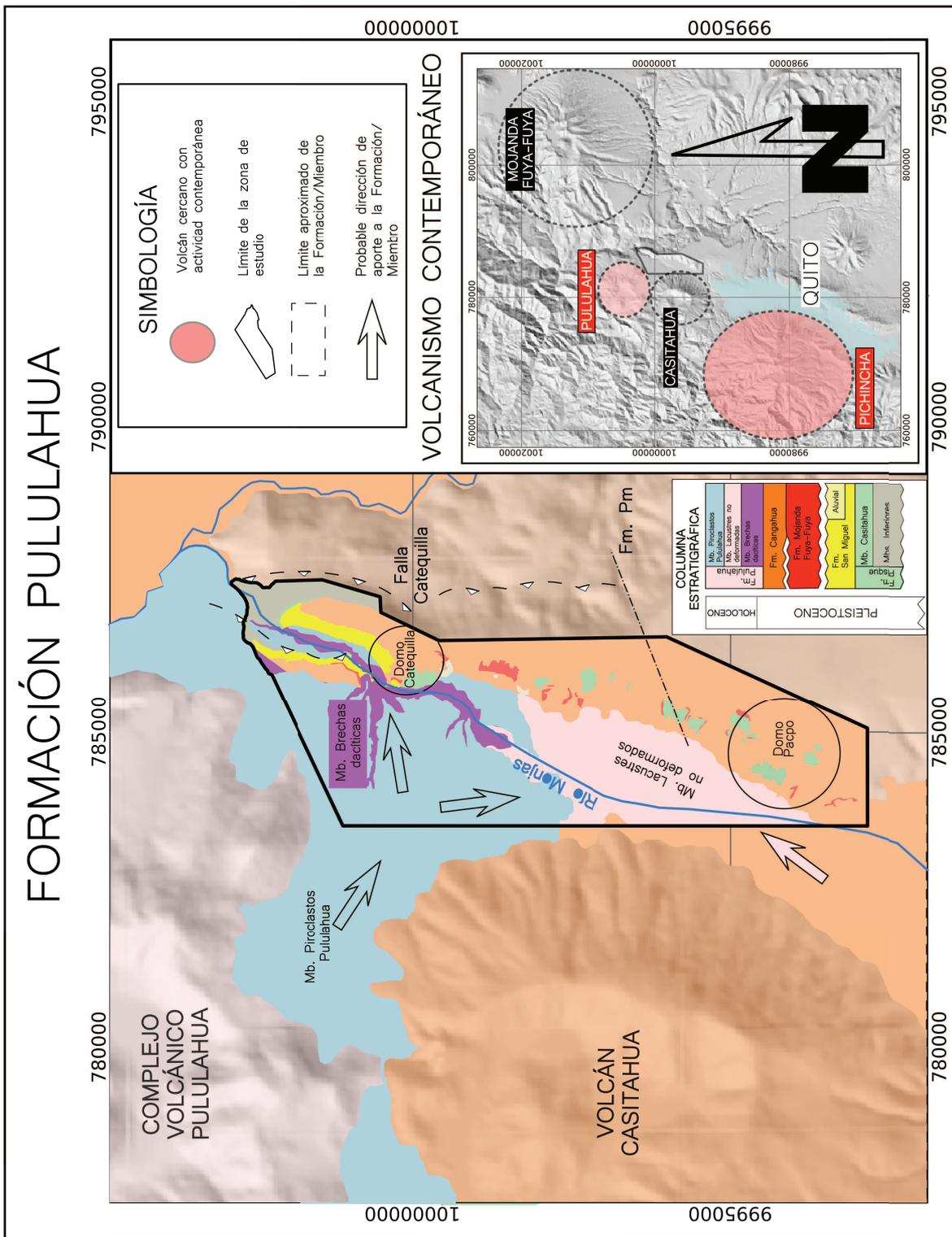


Figura 4:5 Esquema de evolución de la Formación Pululahua en la zona de estudio.

CAPÍTULO 5

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

- i. Varias evidencias geoquímicas, petrográficas y cronológicas, obtenidas en el presente estudio, para las secuencias de lavas máficas reportadas en el Cañón del Río Guayllabamba, descartan que estas secuencias correspondan al basamento Cretácico y que tengan un origen oceánico como fue propuesto anteriormente por varios autores (Cornejo, 1980; DGGM, 1982a-b; Lavenu et al., 1996; Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005). Por el contrario estas secuencias máficas son de origen continental, pertenecientes al Cuaternario y probablemente asociadas con la Formación Pisque.
- ii. En este estudio se caracterizó petrográfica, química y cronológicamente al Miembro Casitahua (parte superior de la Formación Pisque), identificando su fuente en el Volcán Casitahua y los Domos Catequilla y Pacpo, todos los cuáles pertenecen a la misma serie magmática. Las dataciones y relaciones estratigráficas de los Domos Catequilla y Pacpo sirvieron para identificarlos como parte de la Formación Pisque, descartando su pertenencia a la Formación Guayllabamba, como anteriormente se creía (Villagómez, 2003; Winkler et al., 2005).
- iii. El régimen tectónico en el cual fueron depositadas las Formaciones Pisque y San Miguel aún es incierto. En la literatura, varios trabajos proponen un régimen extensivo para este periodo de tiempo, basados en evidencias geológicas como la presencia de grandes fallas, syn-sedimentarias, normales que afectan a estas formaciones (Samaniego et al., 1994; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003). Sin embargo, periodos extensivos dentro del Pleistoceno, sólo han sido reportados localmente en los Andes Ecuatorianos (Cuenca del Chota, Winkler et al., 2005). Trabajos como los de Pardo-Casas y Molnar (1987) y Daly (1989), sostienen que tanto la velocidad de subducción como la dirección en la cual se subduce la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana, han permanecido relativamente constantes desde hace aproximadamente 10 Ma. Efectos locales

producidos por la geometría de zonas en regímenes trans-tensivos, así como un desacople en la interfaz de subducción pueden ocasionar extensión (Ego y Sebrier, 1996); pero dichos cambios deberían ser observados en varios lugares simultáneamente.

- iv. En base a los resultados de este estudio se establece que el inicio del levantamiento de la Elevación Calderón – Catequilla es más joven de lo que se pensaba, pudiendo ser incluso menor a 600 ka. De forma interesante, estas edades resultarían coincidentes con un periodo de ausencia de actividad, datado entre 600 ka y 450 ka (Jaya, 2009; Robin et al., 2010), en el Complejo Volcánico Pichincha.
- v. Depósitos asociados con el Complejo Volcánico Mojanda Fuya-Fuya no habían sido reportados en la cuenca de San Antonio hasta antes de este trabajo. Las capas R1 y R2 (definidos por Robin et al., 1997) fueron caracterizadas químicamente, reportándose relaciones elementales que pueden ayudar a diferenciarlas entre si. Adicionalmente, una edad de 474 ± 17 , obtenida para la capa R1, es presentada en este estudio.

5.2 RECOMENDACIONES

- Trabajos a detalle que permitan identificar las relaciones estratigráficas, el tipo de depósitos volcánicos y la fuente de las series de lavas en la zona del Río Guayllabamba deben ser realizados. Así como también se debe mejorar la caracterización química de estas lavas y restringir el periodo en el cual se formaron.
- Dataciones dentro de la Formación San Miguel son necesarias para comprender los procesos de su formación, así como para establecer el tiempo que comprendió el desarrollo de este lago.
- Los depósitos de la Formación Guayllabamba deben ser datados y analizados químicamente, con el fin de identificar su fuente y comprobar su relación con el levantamiento de la Elevación Calderón – Catequilla.
- El hecho de que el inicio del levantamiento de la Elevación Calderón – Catequilla sea probablemente menor a 600 ka implica que se debería re-calcular las tasas del levantamiento, así como actualizar el análisis de peligro sísmico en esta zona.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- **Alvarado A (1996)** Evolución geológica cuaternaria y paleosismicidad de la Cuenca Quito (Ecuador). Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 320pp.
- **Alvarado A (2009)** Sistema Quito, Ecuador. Atlas de deformación Cuaternaria de los Andes. Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las comunidades andinas. Publicación Geológica Multinacional 7: 294 - 297.
- **Alvarado A (2012)** Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble: 259pp.
- **Alvarado A, Audin L, Nocquet J, Segovia M, Font Y, Lamarque G, Yepes H, Mothes P, Rolandone F, Jarrín P (en revisión)** Active tectonics in Quito, Ecuador, assessed by geomorphological studies, GPS data, and crustal seismicity. Sometido Tectonics.
- **Andrade D (2002)** Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Pululahua. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 177pp.
- **Anton A (1987)** Paleolimnology of an equatorial lake in the Inter-Andean Plateau of Ecuador. Ph.D. Dissertation. University of Ohio.
- **Aspden J, Litherland M (1992)** The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics 205: 187-204.
- **Athens S (1998)** Volcanism and Archaeology in the Northern Highlands of Ecuador. Actividad Volcánica y Pueblos Precolombinos en el Ecuador. Ediciones ABYA-AYALA – Quito: 157 – 189.
- Barberi F, Coltelli M, Ferrara G, Innocenti F, Navarro J, Santacrocer R (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geol. Mag. 125(1): 1-14.
- **Bernard B, Andrade D (2011)** Volcanes cuaternarios del Ecuador Continental. Instituto Geofísico - Escuela Politécnica Nacional.
- **Bigazzi G, Coltelli M, Hadler C, Osorio Araya M, Oddone M, Salazar E (1992)** Obsidian-bearing lava flows and pre-Columbian artifacts from the Ecuadorian Andes: First new multidisciplinary data. Journal South America Earth Science 6: 21 - 32.
- **Boggs S (2006)** Principles of sedimentology and stratigraphy Fourth edition. Pearson Prentice Hall - New York: 662pp.
- **Boland M, Pilatasig L, Ibandango CE, McCourt W, Aspden J, Hughes R,**

- Beate B (2000)** Geology of the Western Cordillera between 0° - 1° N. PRODEMINTA Report No. 10. CODIGEM - British Geological Survey, Quito.
- **Bourdon E, Eissen JP, Gutscher M, Monzier M, Hall M, Cotten J (2003)** Magmatic response to early aseismic ridge subduction: The Ecuadorian margin case. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 123 - 138.
 - **Calahorrano A (2001)** Estudio del origen del enjambre sísmico de la zona norte de la ciudad de Quito, durante 1998 - 1999. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 190pp.
 - **Cas R, Wright J (1987)** Volcanic successions. Modern and ancient. Allen & Unwin - Londres: 525pp.
 - **Cassignol C, Gillot PY (1982)** Range and effectiveness of unspiked potassium-argon dating: experimental groundwork and applications. *Numerical Dating in Stratigraphy*. Willey, Chichester: 159 - 179.
 - **Chiaradia M, Müntener O, Beate B (2011)** Enriched Basaltic Andesites from Mid-crustal fractional crystallization, recharge, and assimilation (Pilavo Volcano, Western Cordillera of Ecuador). *Journal of Petrology* 52(6): 1107 - 1141.
 - **Chiaradia M, Fontboté L (2001)** Radiogenic Lead Signature in Au-Rich Volcanic-Hosted Massive Sulfides Ores and Associated Volcanic Rocks of the Early Tertiary Macuchi Island Arc (Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geol* 96: 1361 - 1378.
 - **Clapperton C, Vera R (1986)** The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. *Journal of Quaternary Science* 1: 45-56.
 - **Cornejo R (1980)** Estudio de la Geología de la zona entre San Antonio de Pichincha y el Río Guayllabamba. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 102pp.
 - **Cotten J, Le Dez A, Bau M, Caroff M, Maury RC, Dulski P, Fourcade S, Bohn M, Brousse R (1995)** Origin of anomalous rare-earth element and Yttrium enrichments in subaerial exposed basalts: Evidence from french Polynesia. *Chem Geol* 119: 115 - 138.
 - **Daly M (1989)** Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics* 8: 769-790.
 - **DGGM (1977)** Hoja geológica El Quinche. Escala 1:50000

- **DGGM (1978)** Hoja geológica Quito. Escala 1:50000
- **DGGM (1982)** Hoja geológica San Antonio. Escala 1:25000
- **Dumont JF, Santana E, Vilema W, Pedoja K, Ordóñez M, Cruz M, Jiménez N, Zambrano I (2005)** Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics* 399: 331 - 350.
- **Ego F, Sebrier M, Yepes H (1995)** Is the Cauca-Patia and Romeral fault system left or rightlateral? *Gephysical Res Let* 22: 33 - 36.
- **Ego F, Sebrier M, Lavenu A, Yepes H, Egüez A (1996)** Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259: 101-116.
- **Ego F, Sebrier M (1996)** The Ecuadorian Inter-Andean Valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since Late Miocene Time. *Annales Tectonicae* X(12): 31-59.
- **Egüez A (1986)** Evolution Cénozoïque de la Cordillere Occidentale Septentrionale d'Equateur (0°15'S - 1°10'S), les Minéralisations Associées. Tesis Doctoral. UPMC - Paris: 116pp.
- **Egüez A, Dugas F, Bonhomme M (1992)** Las unidades Huigra y Alausí en la evolución geodinámica del Valle Interandino del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano* 3(1): 47 – 55.
- **Egüez A, Beate B (1994)** Estratigrafía y tectónica de la cuenca intramontañosa del Chota. Segundas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional – Quito: 131 – 144.
- **Egüez A, Aspden J (1993)** The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes. Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics. Ext Abstract. Oxford, UK: 179-181.
- **Estrella (1986)** Estudio geológico de la zona de deslizamientos de San Miguel del Común. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 158pp.
- **Feininger T, Bristow C (1980)** Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologisches Rundschau* 69: 849 - 874.
- **Fitton J, Saunders A, Norry M, Handarson B, Taylor R (1997)** Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Plan Sci Let* 153: 197 - 208.

- **Gailler A (2005)** Structure de la marge d'Équateur-Colombie par modélisation des données de sismique angle marines. Influence sur le fonctionnement de la subduction et la sismicité. Thèse de Doctorat. Université de Nice-Sophia Antipolis: 262pp.
- **Gill JB (1981)** Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Minerals and Rocks. Volumen 16. Berlin, Springer Verlag Berlin Heidelberg, New York: 390pp
- **Gill R (2010)** Igneous Rocks and Processes: a practical guide. Wiley-Blackwell. Chichester, West Sussex, UK: 428pp.
- **Guillier B, Chatelain JL, Yepes H, Poupinet G, Fels J (2001)** Seismological evidence of the geometry of the orogenic system in central-northern Ecuador (South America). *Geophysics Res Lett* 28: 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 Letter* 168: 255 - 270.
- **Hall M, Samaniego P, Le Pennec J, Johnson J (2008)** Ecuadorian Andes volcanism: A review of late to present activity. *Journal Volcanol Geotherm Res* 176: 1 - 6.
- **Hall M, Beate B (1991)** El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. El paisaje volcánico de la Sierra Ecuatoriana - Estudios de Geografía. Corporación Editora Nacional, Quito - Ecuador: 6 - 16.
- **Hall M, Mothes P (1994)** Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del Valle Interandino, Ecuador. *Estudios de Geografía* 6: El contexto geológico del espacio físico ecuatoriano: 47 - 67."
- **Hall M, Mothes P (1996)** El origen y la edad de la cangahua superior, valle de Tumbaco, Ecuador. *Memorias del III Simposio Internacional sobre suelos volcánicos-Quito*: 19 - 28.
- **Hall M, Mothes P (2001)** La Caldera Chacana, el centro riolítico más grande de los Andes Septentrionales. *Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra*. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 57 - 59.
- **Hall M, Mothes P (2008)** The Chacana Caldera Complex in Ecuador. *Collapse Calderas Workshop*. IOP Cof Series. *Earth and Environmental Science* 3: doi:10.1088/1755-1307/3/1/012004.
- **Hall M (1977)** El volcanismo en el Ecuador. Instituto Panamericano de Geografía

- e Historia. Biblioteca Ecuador - Quito: 120pp.
- **Hibsch C, Alvarado A, Yepes H, Sebrier M, Pérez V (1996a)** Falla activa de Quito y Fuentes sismogénicas regionales: un estudio del riesgo sísmico de Quito (Ecuador) con el análisis de los sedimentos cuaternarios. Bull. Inst. Fr. Etudes Andines 25(3): 359 - 388.
 - **Hibsch C, Alvarado A, Yepes H, Sebrier M, Pérez V (1996b)** Holocene seismicity and tectonic activity of the Quito fault (Ecuador): A paleoseismic history recorded in lacustrine sediments. Third ISAG, St Malo France: 191 - 194.
 - **Hidalgo S (2006)** Les interactions entre magmas calco-alcalins <<clásiques>> et adakites. Exemple du complexe volcanique Atacazo-Ninahuilca (Equateur). Tesis doctoral. Blaise Pascal University - Clermont: 333pp.
 - **Hoffer G, Eissen JP, Beate B, Bourdon E, Fornari M, Cotten J (2008)** Geochemical and petrological constrains on rear-arc magma genesis processes in Ecuador: The Puyo cones and Mera lavas volcanic formations. Journal Volcanol Geotherm Res 176: 107 - 118.
 - **Hughes R, Pilatasig L (2002)** Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuador Andes. Tectonophysics 345: 29 - 48.
 - **Isaacson J (1987)** Volcanic activity and human occupation of the northern Andes: the application of tephrostratigraphic techniques to the problem of human settlement in western montaña during the Ecuadorian Formative. Ph.D. Dissertation. University of Illinois at Urbana-Champaign.
 - **Jaillard E, Ordóñez M, Benítez S, Berrones G, Jiménez N, Montenegro G, Zambrano I (1995)** Basin Development in an Accretionary, Oceanic-floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene time: AAPG Memoir 62: 615 - 631.
 - **Jaillard E, Benítez S, Mascle GH (1997)** Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-équatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. Bull Soc Géol France 168: 403 - 418.
 - **Jaillard E, Ordóñez M, Suárez J, Toro J, Izad D, Lugo W (2004)** Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. Journal South Am Earth Sci 17: 49 - 58.
 - **Jaillard E, Lapierre H, Ordóñez M, Toro J, Amortegui A, Vanmelle J (2009)** Accreted oceanic terranes in Ecuador: southern edge of Caribbean Plate? Geol Soc

- London Special Pub 328: 469 - 485.
- **Jaya D (2009)** Origen de los depósitos volcánicos de la cuenca de Quito: implicación de la evolución del Complejo Volcánico Pichincha y del sistema de fallas de Quito. Mémoire M2 Prefalc. Université Sophie Antipolis Nice: 81pp.
 - **Kellogg J, Vega V (1995)** Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning Systems geodetic studies and gravity. Geol. Soc. Am Spec Paper 295: 75-90.
 - **Kendrick E, Bevis M, Smalley R, Brooks B, Barriga Vargas R, Lauria E, Souto Fortes L (2003)** The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. Journal South Am Earth Sc 16: 125 - 131.
 - **Kerr A, Aspden J, Tarney J, Pilatasig L (2002)** The nature and provenience of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constrains. J. Geol Soc London 159: 577 - 594.
 - **Lavenu A, Noblet C, Bonhomme M, Egüez A, Dugas F (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 Sciences 5 (3/4): 309 - 320.
 - **Lavenu A, Baudino R, Ego F (1996)** Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15S). Bull. Inst. Fr. Etudes Andines 25: 1 - 15."
 - **Lavenu A (1994)** La Neotectónica. Ejemplos en el Ecuador. Estudios de Geografía 6: El contexto geológico del espacio físico ecuatoriano: 5 - 30.
 - **Le Pennec JL, Ruiz AG, Eissen JP, Hall M, Fornari M (2011)** Identifying potentially active volcanoes in the Andes: Radiometric evidence for late Pleistocene-early Holocene eruptions at Volcán Imbabura, Ecuador. J Volcanol Geotherm 206: 121 - 135.
 - **Litherland M, Aspden J, Jemielita R (1994)** The metamorphic belts of Ecuador. Brit Geol Survey, Overseas Mem 11: 147pp.
 - **Litherland M, Aspden J (1992)** Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. Journal South Am Earth Sci 5: 71 - 76.
 - **Lonsdale P (1978)** Ecuadorian Subduction System. Bull Am Assoc Pet Geol 62: 2454 - 2477.

- **Lonsdale P (2005)** Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404: 237 - 264.
- **Mamberti M, Lapierre H, Bosch D, Jaillard E, Eithien R, Hernández J, Polve M (2003)** Accreted fragments of Late Cretaceous Caribbean - Colombian Plateau in Ecuador. *Lithos* 66: 173 - 199.
- **McCourt W, Duque P, Pilatasig B (1997)** PRODEMINCA Report No. 3: the Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°S and 2°S.; CODIGEM - British Geological Survey, Quito: 68pp.
- **McPhie J, Doyte M, Allen R (1993)** *Volcanic Textures A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. Hobart, Tasmania: 198pp.
- **Michaud F, Witt C, Royer J (2009)** Influence of the subduccion of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Geol Soc Am Mem* 204, doi: 10.1130/2009. 1204 (10).
- **Nocquet J, Mothes P, Alvarado A (2009)** Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos - Guayaquil*: 83 - 95.
- **OLADE – INECEL (1980)** Informe geo-volcanológico: proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador. Organización Latinoamericana de Energía. Ecuador – Quito: 54pp.
- **Papele P, Rosi M (1993)** A case of non-wind plinian fallout at Pulahua caldera (Ecuador): implications for models of clast dispersal. *Bull Volc* 55: 523 - 535.
- **Pardo-Casas F, Molnar P (1987)** Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since late Cretaceous times. *Tectonics* 6: 233 - 248.
- **Peccerillo P, Taylor SR (1976)** Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol* 58: 63 - 81.
- **Pedoja K, Ortlieb L, Dummont J, Lamothe M, Ghaleb B, Auclair M, Labrousse B (2006)** Quaternary coastal uplift along the Talara arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Mar Geol* 228: 73 - 91.
- **Pennington W (1981)** Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America. *J Geophys Res* 86: 10753 - 10770.
- **Reynaud C, Jaillard E, Lapierre H, Mamberti M, Mascle C (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, Hall M, Jiménez M, Monzier M, Escobar P (1997)** Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *J South Am Earth Sci* 10: 345 - 359.
 - **Robin C, Eissen JP, 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. *Bull Volcanol* 71: 233 - 258.
 - **Robin C, Samaniego P, Le Pennec J, Fornari M, Mothes P, Van der Plincht J (2010)** New radiometric and petrological constraints on the evolution of the Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Bull Volc*: DOI 10.1007/s00445-010-0389-0
 - **Robles A (2013)** Estudio de depósitos volcánicos del Cuaternario en la zona sur del Distrito Metropolitano de Quito. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 289pp.
 - **Ruiz G (2003)** Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico del Imbabura. Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 317pp.
 - **Samaniego P, Égüez A, Hibsich C, Villagómez R, Segovia M (1994)** Estratigrafía y tectónica de la Cuenca Guayllabamba. Terceras Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 49 - 50.
 - **Samaniego P, Robin C, Chazot G, Bourdon E, Cotten J (2009)** Evolving metasomatic agent in the Northern Andean subduction zone, deduced from magma composition of the long-lived Pichincha volcanic complex (Ecuador). *Contrib Mineral Petrol* 160: 239 - 260.
 - **Schiano P, Monzier M, Eissen JP, Martin H, Koga KT (2010)** Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contrib Mineral Petrol* 160: 297 - 312.
 - **Segovia M, Alvarado A (2009)** Breve análisis de la sismicidad y del campo de esfuerzos en el Ecuador. *Geología y geofísica marina y terrestre del Ecuador: desde la costa continental hasta las Islas Galápagos* - Guayaquil: 131 - 150.
 - **Soulas J-P, Égüez A, Yepes H, Pérez H (1991)** Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y en el extremo sur de Colombia. *Bol Geol Ecuat* 2: 3 -

- 11.
- **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 Planet Sci Let* 186: 57 - 73.
 - **Spikings R, Winkler W, Hughes R, Handler R (2005)** Thermochronology of allocthonous terranes in Ecuador: Unraveling the accretionary and post-accretionary history of Northern Andes. *Tectonophysics* 339: 195 - 220.
 - **Sun S, McDonough W (1989)** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publications* 42: 313 - 345.
 - **Tibaldi A, Ferrari L (1992)** From latest Miocene thrusting to Quaternary transpression and transpression in the Interandean Valley, Ecuador. *Journal Geodynamics* 15: 59 - 83.
 - **Trenkamp R, Kellogg J, Freymueller J, Mora H (2002)** Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal South America Earth Science* 15: 157 - 171.
 - **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. *Geol Soc Am Mem* 204: doi: 10.1130/2009.12.04(09).
 - **Vallejo C (2007)** Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene). PhD thesis. Institute of Geology, ETH Zurich: 208pp.
 - **Vera R, López R (1986)** El Origen de la Cangahua. *Paisajes Geográficos. CEPEIGE-Quito* 16: 21 - 27.
 - **Villagómez D, Égüez A, Winkler W, Spikings R (2002)** Plio-Quaternary sediments and tectonic evolution of the Central Inter-Andean Valley in Ecuador. *Fourth ISAG, Toulouse-France*: 689 - 692.
 - **Villagómez D (2003)** Evolución Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona Quito - Guayllabamba - San Antonio de Pichincha). Tesis de ingeniería. Escuela Politécnica Nacional - Quito: 130pp.
 - **Volentik A, Bonadonna C, Connor C, Connor L, Rosi M (2010)** Modeling tephra dispersal in absence of wind: Insights from the climatic phase of the 2450 BP Plinian eruption of Pululahua volcano (Ecuador). *Journal Vol Geotherm* 193: 117 - 136.

- **Wilson M (1989)** Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman. London-Boston-Sydney-Wellington: 466pp
- **Winkler W, Villagómez D, Spikings R, Abegglen P, Tobler St, Égüez A (2005)** The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal South Am Earth Sci* 19: 5 - 19.
- **Witt C, Bourgois J, Michaud F, Ordoñez 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 scape. *Tectonics* 25:TC3017, doi: 10.1029/2004TC001723.

MAPA GEOLÓGICO

ANEXOS

ANEXO 1

Algoritmo desarrollado en lenguaje R para cálculo de rumbos y buzamientos de planos a partir de medidas realizadas con distanciómetro.

```
#Rumbo y Buzamiento de planos a partir de mediadas con el distanciómetro
#Julio 16, 2012
#DP-IGEPN
#
#
#Remover todos los objetos de la consola
rm(list=ls(all=TRUE))
#Cargar archivo de datos data.txt (.txt delimitado por tabulaciones), de tres columnas; los
encabezados de las columnas deben estar en este orden y llamarse: SD Inc Az
dato<- read.table("/users/daniel/desktop/data.txt", header=TRUE)
#Fórmulas de conversión de coordenadas esféricas a cartesianas: y=p*sen(ø)sen(Ø);
x=p*sen(ø)cos(Ø); z=p*cos(ø), donde: p=SD, ø=90-Inc, Ø=Az-180
y <- dato$SD*sin((90-dato$Inc)*(pi/180))*sin((dato$Az-180)*(pi/180))
x <- dato$SD*sin((90-dato$Inc)*(pi/180))*cos((dato$Az-180)*(pi/180))
z <- dato$SD*cos((90-dato$Inc)*(pi/180))
xyz <- data.frame(x,y,z)
xyz.lm<- lm(z~x+y, data=xyz)
r.squar <- summary(xyz.lm)$r.squared
adj.r.squar <- summary(xyz.lm)$adj.r.squared
d <- summary(xyz.lm)$coefficients[1,1]
a <- summary(xyz.lm)$coefficients[2,1]
b <- summary(xyz.lm)$coefficients[3,1]
c <- -1
a1 <- 0
b1 <- 1
c1 <- 0
d1 <- -1
slip <- acos((a*a1+b*b1+c*c1)/sqrt(a^2+b^2+c^2))*sqrt(a1^2+b1^2+c1^2))
slip° <- (slip*180)/pi
x1 <- (-d+1)/a
x2 <- (-d-b+1)/a
y1 <- 0
y2 <- 1
xd <- x2-x1
yd <- y2-y1
strike <- ifelse(xd>0&&yd>=0, atan(yd/xd), ifelse(xd>0&&yd<0, atan(yd/xd)+2*pi, ifelse(xd<0,
atan(yd/xd)+pi, ifelse(xd=0&&yd>0, pi/2, ifelse(xd=0&&yd<0, 3*pi/2, print("error"))))))
strike° <- strike*180/pi
rumbo <- ifelse(strike°>180, 360-strike°, strike°)
buzamiento <- 90-slip°#ifelse(slip°>90, 90-slip°, slip°)
print("Rumbo")
print(rumbo)
print("Buzamiento (número positivo al este, número negativo al oeste)")
print(buzamiento)
print("R2")
print(r.squar)
print("R2 ajustado")
print(adj.r.squar)
#FIN
```

ANEXO 2

Muestras estudiadas petrográficamente

NOMBRE		GABA-01	DP-01-C	DP-01-X	CAT-01	C2-3	C3	D35P04 M3	D36P03 M2	D36P04 M2	D36P06M2	D38P01	S/N
WGS-84/17S	mE	788555	784612	784612	785879	784835	785098	785906	785819	785808	785776	785714	785819
	mN	10000565	9993716	9993716	9999667	9994909	9994697	9998109	9998054	9998031	9998044	9998063	9998054
FORMACIÓN		Mbs. inferiores Fm. Pisque	Mb. Casitahua Fm. Formación Pisque										
DESCRIPCIÓN		Lava	Lava	Xenolito	Lava								
PORCENTAJE DE FENOCRISTALES	Plg (%)	35	20	20	18	27	18	20	36	28	24	26	15
	Opx (%)	7	2	0	6	7	3	5	7	6	6	7	6
	Cpx (%)	13	1	0	4	5	2	3	5	4	4	5	4
	Opc (%)	5	2	15	2	2	3	2	2	2	2	2	2
	Anf (%)	0	5	0	0	4	8	2	0	0	4	0	3
Qz (%)	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
PORCENTAJE DE MATRIZ		40	70	45	70	55	65	68	50	60	60	60	70
Porcentaje de vidrio en la matriz		30	40	15	45	40	40	48	25	40	40	40	55
CRISTALES EN LA MATRIZ	Plg	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
	Prx	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
	Anf	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
	Opc	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
	Óxidos Fe	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
MINERALES EN TRAZA	Ap	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
	Zr	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

Abreviaciones: Plg=plagioclasas; Prx= piroxenos; Opx= ortopiroxenos; Cpx= clinopiroxenos; Opc=opacos; Anf= anfíbol; Qz= cuarzo; Ap= apatito; Zr= circon.

ANEXO 3

Análisis químicos

Óxidos Mayores (wt.%)

Elementos en traza (ppm)

CODIGO Muestra	FORMACION	UTM (WGS 84/75)	Óxidos Mayores (wt.%)										Elementos en traza (ppm)																					
			SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	TOTAL	Rb	Sr	Ba	Sc	V	Cr	Co	Ni	Y	Zr	Nb	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Fm
GABPA-01	Mts. Interiores - Fm. Plisique	788555 10000855	53.7	1.85	15.98	11.25	0.16	5.17	7.71	3.2	1.48	0.41	100	37	389	714	26.81	276	1937.7	31.5	55.5	32.4	196	9.4	19	4.2	26.7	5.87	1.4	5.7	5.5	3.21	3	
CASI-1-L1-1	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	780157 9992184	61.9	0.84	16.95	6.63	0.12	4.32	6.76	3.33	1.66	0.13	100	19	371	421	20	184	1637.4	43.7	29	15	102	1.9	7.3	16.9	6.6	2.3	0.97	2.1	2.2	1.2	1.38	0.6
CASI-1-L1-2	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	780157 9992184	59.78	0.59	16.12	6.87	0.11	4.98	6.64	3.95	1.22	0.13	100	22	391	468	19.91	152	132	22.7	34	14.4	92	2.5	7.4	16.7	9.1	2.1	0.67	2.1	2.2	1.3	1.31	0.1
CASI-1-L1-3	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	780157 9992184	59.2	0.58	16.57	6.87	0.12	4.44	6.91	3.96	1.13	0.14	100	22	383	469	20.6	150	132	22.7	34	14.4	92	2.5	7.4	16.7	9.1	2.3	0.75	2.1	2.3	1.6	1.43	0.9
CASI-1-L1-5-1	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	780157 9992184	58.83	0.58	16.51	7.25	0.11	4.7	6.86	3.81	1.13	0.14	100	15	424	434	19	166	153	25.8	53	13.6	91	1.9	7.9	19.1	9.4	2.2	0.69	2.3	2.1	1.2	1.29	0.8
CASI-2-L1-1	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	782826 9995911	61.77	0.58	15.76	6.25	0.09	4.22	6.1	4.07	1.02	0.13	100	16	448	504	15.8	142	202	22.6	61	10.6	91	3.4	7.8	16.5	9.3	2	0.69	2.2	1.7	0.7	0.97	1.3
CASI-2-LV-1	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	782826 9995911	60.96	0.58	16.24	6.29	0.09	4.39	6.18	3.93	1.22	0.13	100	21	463	476	16.6	136	191	21.8	56	10.7	89	2.7	7.6	16.3	9.4	2	0.74	2.2	1.7	0.7	1.01	1.2
DP-01-C	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	784612 9993716	67.77	0.34	16.45	3.71	0.09	1.24	4.09	4.81	1.37	0.13	100	26	362	652	5.7	51	3.7	6.3	1.7	12.1	125	3.5	11	24	11.4	2.41	0.6	2.3	1.9	0.74	1.3	1.6
DP-01-X	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	784612 9993716	54.58	0.77	19.02	9.08	0.14	3.54	8.17	3.82	0.73	0.15	100	13	456	352	19.9	141	9.6	24.1	10.4	16.1	75	2.1	7	17	9.4	2.67	0.9	2.8	2.8	1.55	1.7	0.6
CAT-M1	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	793953 9993644	60.95	0.58	16.48	6.44	0.11	3.89	6.28	4.08	1.11	0.12	100	14	376	503	18.8	144	112	20.1	36	14.5	99	1.8	7.8	18.2	9.4	2.5	0.71	2.5	2.2	1.5	1.48	1.1
CAT-M2	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	793953 9993644	61.9	0.58	16.99	6.58	0.11	3.48	6.7	4.07	1.09	0.12	100	22	374	463	17.8	153	144	18.9	44	14	102	1.4	8.7	16.9	9.4	2.4	0.83	2.4	2.2	1.4	1.29	0.9
CAT-L-2	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	785262 9993728	60.4	0.61	16.74	6.68	0.11	3.86	6.36	4.03	1.05	0.14	100	17	400	455	17.7	146	92.5	21.6	27.9	13.7	98	1.9	8.2	17.4	9.9	2.7	0.81	2.4	2.1	1.5	1.38	1.5
C2-3	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	784835 9994939	62.4	0.47	16.93	5.85	0.11	2.87	5.85	4.25	1.15	0.12	100	17	393	497	14.7	118	393.1	16.7	19.9	12.4	88	5	7	14.5	8.4	2.6	0.71	2	1.9	1.3	1.37	1.4
C3	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795098 9994997	67.97	0.33	16.54	3.7	0.09	1.18	4.03	4.67	1.35	0.13	100	21	347	602	5.9	48	1.2	6.9	0.5	12	125	4.8	9.9	21.1	10.2	2.2	0.61	2.3	1.9	0.8	1.3	1.8
D35P04 M3	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	786037 9998470	61.4	0.52	16.75	6.3	0.1	3.31	6.24	4.17	1.1	0.11	100	16	388	480	18.4	143	52.9	20.2	18.8	12.8	84	2	7	12	7.8	2.2	0.64	2	2	1.5	1.37	1.2
D36P03 MZ	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795819 9999054	61.19	0.5	16.94	6.29	0.11	3.28	6.42	4.14	1.1	0.12	100	18	372	486	18.5	143	59.8	18.4	23.7	13.7	84	2.1	6.6	13.1	7.9	1.9	0.73	2	2	1.1	1.47	1.2
D36P04 MZ	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795805 9999031	60.76	0.55	16.57	6.74	0.11	3.63	6.44	4.11	0.99	0.11	100	14	389	473	20	159	65.5	21.9	23.1	13.2	81	0.6	6.7	13.2	7.8	2	0.72	2.2	2.2	1.9	1.46	1
D36P05 M3	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795853 9999068	61.81	0.51	16.5	6.23	0.11	3.49	6.12	4.02	1.1	0.11	100	15	394	481	17.9	135	74.7	18	27.4	13	86	0.5	6.5	14.3	8.2	2.1	0.63	2.1	2.1	1.3	1.43	1.1
D36P06M2	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795776 9999044	61.96	0.51	16.65	6.09	0.09	3.36	6.11	4.02	1.1	0.11	100	12	393	483	17.4	135	73.6	19.6	25.4	12.8	86	3.3	7	13.3	8.5	2.3	0.72	2.2	2.1	0.9	1.4	1.1
D38P-01	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795714 9999053	62.96	0.49	16.37	5.77	0.11	3.11	5.7	4.13	1.26	0.11	100	20	365	510	15.7	126	75.2	16.2	24.7	12.5	96	2.6	7.3	15.8	9.4	2.5	0.6	2	2	1.5	1.37	1.8
D38P-02	Mts. Castilhuata - Fm. Plisique	795714 9999053	60.84	0.36	16.93	2.79	0.11	3.32	4.64	4.06	1.28	0.12	100	22	437	496	15.2	141	113	20.8	21.4	13	103	3.8	9	13	9.2	2.3	0.68	2.3	2.2	0.92	1.4	
G0001	Formación Sajama	786858 0091118	69.84	0.36	16.93	2.79	0.11	3.32	4.64	4.06	1.28	0.12	100	22	437	496	15.2	141	113	20.8	21.4	13	103	3.8	9	13	9.2	2.3	0.68	2.3	2.2	0.92	1.4	
CAT-SUP-01	Formación Sajama	794194 9993566	74.54	0.19	14.6	1.54	0.09	0.44	2.03	4	2.51	0.05	100	53	280	1003	2	4	1.7	1.2	1.8	9.1	123	4.8	12	25	11	1.91	0.6	1.9	1.5	0.36	1	
D35P03	Formación Mojanda Fuya-Fuya	786092 9998524	74.13	0.21	14.46	1.63	0.06	0.42	2.25	4.22	2.51	0.05	100	52	293	1039	2.2	10	2	1.2	0.9	6.9	112	3.5	10.6	24.2	8.6	1.7	0.6	1.9	1.2	0.5	0.81	3.4
R	Formación Mojanda Fuya-Fuya	786295 9995959	73.28	0.24	14.78	1.95	0.06	0.49	2.5	4.36	2.37	0.07	100	51	327	1006	2.7	13	0.7	1.9	0.2	6.7	108	4	12.5	22.7	9.7	1.8	0.65	1.4	1.1	0.6	0.83	3.5
ER	Formación Mojanda Fuya-Fuya	785997 10000854	55.15	0.74	19.95	8.06	0.13	3.01	8	3.84	0.96	0.16	100	17	503	470	18.8	172	1.5	21.9	10.4	18.1	87	1.8	7.7	18	11.5	3.4	0.93	3	2.7	2.1	1.85	1

- Óxidos mayores normalizados al 100% libre de volátiles
- Óxidos mayores expresados en porcentaje en peso (wt.%) y elementos traza en ppm

ANEXO 4

Dataciones *K/Ar*

Laboratorio de Geocronología Multi-técnicas de la Universidad de París XI
(Francia)

Dr. Xavier Quidelleur

Técnica *K-Ar* Cassinot-Gillot

Equateur-KAr_Orsay-oct2012.xls

09/11/12

Echantillon	Phase	K%	Taux 40Ar*	40Ar* (at/g)	Age (Ma)	incertitude
DP-01-pate	pâte	1,419	13,6%	1,3211E+12	0,891	0,014
	feldspath	0,266	9,9%	2,5189E+11	0,908	0,016
					0,898	0,015
CAT-01-pate	pâte	1,272	4,0%	1,1097E+12	0,835	0,024
			3,2%	1,1026E+12	0,830	0,028
					0,833	0,026
PICH-04_pâte	pâte	1,324	12,2%	8,1688E+11	0,591	0,010
			5,3%	8,0863E+11	0,585	0,014
					0,589	0,011
PICH-04_feld	feldspath	0,150	5,8%	1,0513E+11	0,671	0,015
GAB-A-O1_feld	feldspath	0,616	5,4%	7,2634E+11	1,129	0,026
			3,8%	7,6282E+11	1,185	0,035
					1,152	0,030
CAT-SUP-01	feldspath-1	0,251	0,6%	2,1495E+11	0,820	0,147
	feldspath-2	0,177	1,3%	2,3110E+11	1,250	0,096
	feldspath-2	0,177	1,2%	1,7208E+11	0,931	0,077
G0001	feldspath	0,188	3,6%	1,2227E+11	0,623	0,019
			3,0%	9,3166E+10	0,474	0,017