

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL DE LA  
ZONA COMPRENDIDA POR LA HOJA TOPOGRAFICA  
GUANO ESCALA 1:50.000, PROVINCIA DE CHIMBORAZO**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO EN  
GEOLOGÍA**

**DANIEL ALEJANDRO SALGUERO CAICEDO**  
alejosalgue@hotmail.com

**DIRECTOR: MSc. FABIÁN MARCELO VILLARES JIBAJA**  
fabmar18@hotmail.com

**Quito, Diciembre 2017**

## DECLARACIÓN

Yo, Daniel Alejandro Salguero Caicedo, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

---

DANIEL ALEJANDRO  
SALGUERO CAICEDO

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Daniel Salguero, bajo mi supervisión.

---

MSc. FABIAN VILLARES  
DIRECTOR DE PROYECTO

## AGRADECIMIENTOS

Expreso mis más sinceros agradecimientos a mis padres amados: Enma y Víctor, por su amor, sacrificio, apoyo incondicional y por haber inculcado en mí, deberes y valores, que me han forjado como la persona que soy en la actualidad.

Agradezco a la Dra. Carla Manciatì, quien me permitió formar parte de este Proyecto de Investigación Multi e Inter – Disciplinario (PIMI 15-02) desarrollado por la Escuela Politécnica Nacional.

Al Ing. Fabián Villares, por su gran apoyo, asesoría, dirección y enseñanzas, para la realización de este trabajo.

Al Dr. Pedro Reyes, por su amistad, colaboración y enseñanzas, que permitieron resolver y clarificar, ciertas inquietudes y dudas.

Al Ing. Bernardo Beate, por sus enseñanzas, comentarios y su buena predisposición para revisar este proyecto.

Al Departamento de Geología, por permitirme utilizar los laboratorios para la preparación y estudio petrográfico de las secciones delgadas.

A mi hermana Cristina y a mis hermanos Vladimir y Leonardo, por su apoyo incondicional

A la Escuela Politécnica Nacional y a sus profesores de Geología, por brindarme los conocimientos y herramientas necesarias para contribuir a la sociedad.

A mis compañeros de la Facultad y a mis grandes camaradas y amigos: Jiménez P. (Pancho), Cajas M., (Chelo), Carrasco H. (Bebe), Buenaño P. (Chivo), Cartagena R. (Pico), Rojas J. (Monday), Arteaga A. (Asdru), Navarrete L. (Lenon) y Zambrano A. (Draga) por los gratos momentos y experiencias compartidas.

## DEDICATORIA

Este trabajo es dedicado a las personas cuyo esfuerzo, confianza y motivación me han permitido alcanzar esta meta:

*“Mis Padres”*

## CONTENIDO

DECLARACIÓN .....	II
CERTIFICACIÓN .....	III
AGRADECIMIENTOS.....	IV
DEDICATORIA.....	V
CONTENIDO.....	VI
ÍNDICE DE FIGURAS .....	XI
ÍNDICE DE TABLAS .....	XV
RESUMEN .....	XVI
ABSTRACT .....	XVII
<b>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>18</b>
1.1 ANTECEDENTES.....	18
1.2 OBJETIVO GENERAL .....	18
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	19
1.4 ALCANCE.....	19
1.5 METODOLOGÍA .....	20
1.5.1 ETAPA PREPARATORIA O PRE-CAMPO.....	20
1.5.2 ETAPA DE CAMPO .....	21
1.5.2.1 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO 1:50.000.....	21
1.5.2.2 MUESTREO DE ROCAS.....	22
1.5.3 ETAPA DE GABINETE (POST-CAMPO).....	22
1.6 ESTUDIOS PREVIOS.....	22
1.7 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	24
1.7.1 UBICACIÓN Y ACCESOS .....	24
1.7.2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS .....	25
1.7.3 HIDROGRAFÍA.....	26
1.7.4 CLIMA.....	26
<b>CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO .....</b>	<b>28</b>
2.1 INTRODUCCIÓN.....	28
2.2 MARCO GEODINÁMICO.....	28
2.3 GEOLOGÍA REGIONAL .....	29
2.4 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL .....	32
2.4.1 MORFOLOGÍA .....	32
2.4.2 DIVISIONES LITO-TECTÓNICAS .....	32
2.4.2.1 TERRENO GUAMOTE .....	33
2.4.2.2 TERRENO ALAO.....	34

2.4.2.1 TERRENO LOJA .....	35
2.4.2.1 TERRENO SALADO .....	36
2.4.2.1 TERRENO ZAMORA .....	37
2.4.3 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CORDILLERA REAL .....	37
2.5 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL .....	41
2.5.1 MORFOLOGÍA .....	41
2.5.2 BASAMENTO DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL .....	41
2.5.2.1 FORMACIÓN PALLATANGA .....	41
2.5.2.2 ANFIBOLITA TOTORAS .....	42
2.5.2.3 FORMACIÓN YUNGUILLA .....	42
2.5.2.4 FORMACIÓN SAQUISILÍ .....	43
2.5.2.5 FORMACIÓN APAGUA .....	43
2.5.2.6 FORMACIÓN GALLO RUMI .....	44
2.5.2.7 FORMACIÓN RUMI CRUZ .....	44
2.5.2.8 GRUPO SARAGURO .....	44
2.6 VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO .....	44
2.7 FORMACIÓN CANGAHUA .....	47
2.8 GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO EN EL ECUADOR .....	48
2.9 TECTÓNICA REGIONAL .....	50
<b>CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA LOCAL .....</b>	<b>54</b>
3.1 INTRODUCCIÓN .....	54
3.2 LITOESTRATIGRAFÍA: CORDILLERA REAL .....	54
3.2.1 UNIDAD GUAMOTE [JGU] .....	54
3.2.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	54
3.2.1.2 LITOLOGÍA .....	55
3.2.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	59
3.2.1.4 INTERPRETACIÓN .....	60
3.2.2 UNIDAD MAGUAZO [JMA] .....	60
3.2.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	60
3.2.2.2 LITOLOGÍA .....	62
3.2.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	66
3.2.2.4 INTERPRETACIÓN .....	67
3.2.3 UNIDAD PELTETEC [KPE] .....	68
3.2.3.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	68
3.2.3.2 LITOLOGÍA .....	68
3.2.3.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	72
3.2.3.4 INTERPRETACIÓN .....	72
3.2.4 UNIDAD TARAÚ [PCTA] .....	73
3.2.4.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	73

3.2.4.2 LITOLOGÍA .....	73
3.2.4.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	74
3.2.4.4 INTERPRETACIÓN.....	74
3.3 LITOESTRATIGRAFÍA: VALLE INTERANDINO .....	76
3.3.1 UNIDAD RIOBAMBA.....	76
3.3.1.1 MIEMBRO 1 [MR <sub>1</sub> ] .....	76
4.3.1.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	76
4.3.1.1.2 LITOLOGÍA .....	77
4.3.1.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	79
4.3.1.1.4 INTERPRETACIÓN.....	79
4.3.1.2 MIEMBRO 2 [PL <sub>R2</sub> ].....	80
4.3.1.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	80
4.3.1.2.2 LITOLOGÍA .....	81
4.3.1.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	82
4.3.1.2.4 INTERPRETACIÓN.....	82
3.3.2 UNIDAD SICALPA .....	82
3.3.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	83
3.3.2.2 LITOLOGÍA .....	84
3.3.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	86
3.3.2.4 INTERPRETACIÓN.....	86
3.3.3 UNIDAD IGUALATA [PL <sub>IG</sub> ].....	86
3.3.3.1 UBICACIÓN, DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGIA.....	87
3.3.3.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	98
3.3.3.4 INTERPRETACIÓN.....	98
3.3.4 UNIDAD CHAMBO [PL <sub>CH</sub> ].....	98
3.3.4.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	98
3.3.4.2 LITOLOGÍA .....	99
3.3.4.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	103
3.3.4.4 INTERPRETACIÓN.....	104
3.3.5 UNIDAD CALPI [PL <sub>CA</sub> ] .....	105
3.3.5.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	106
3.3.5.2 LITOLOGÍA .....	106
3.3.5.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	107
3.3.6 UNIDAD ALTAR [PL <sub>AL</sub> ].....	107
3.3.6.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	107
3.3.6.2 LITOLOGÍA .....	107
3.3.6.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD .....	108
3.3.6.4 INTERPRETACIÓN.....	108
3.3.7 UNIDAD CANGAHUA [Q <sub>C</sub> ] .....	108
3.3.7.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	108



3.3.7.2 LITOLOGÍA .....	109
3.3.7.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	109
3.3.8 UNIDAD CHIMBORAZO .....	109
3.3.8.1 MIEMBRO 1 [Pl <sub>CHI1</sub> ] .....	109
3.3.8.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	109
3.3.8.1.2 LITOLOGÍA .....	110
3.3.8.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	112
3.3.8.1.4 INTERPRETACIÓN.....	112
3.3.8.2 MIEMBRO 2 [Pl <sub>CHI2</sub> ].....	113
3.3.8.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	113
3.3.8.2.2 LITOLOGÍA .....	113
3.3.8.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	114
3.3.8.2.4 INTERPRETACIÓN.....	115
3.3.9 UNIDAD TUNGURAHUA .....	115
3.3.9.1 MIEMBRO 1 [Pl <sub>TU1</sub> ] .....	115
3.3.9.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	115
3.3.9.1.2 LITOLOGÍA .....	115
3.3.9.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	116
3.3.9.1.4 INTERPRETACIÓN.....	117
3.3.9.2 MIEMBRO 2 [H <sub>TU2</sub> ].....	117
3.3.9.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	117
3.3.9.2.2 LITOLOGÍA .....	117
3.3.9.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	118
3.3.9.2.4 INTERPRETACIÓN.....	118
3.3.9.3 MIEMBRO 3 [Pl <sub>H3</sub> ].....	119
3.3.9.3.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	119
3.3.9.3.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD.....	119
3.3.9.3.4 INTERPRETACIÓN.....	119
4.3.9 DEPÓSITOS MORRÉNICOS Y COLUVIALES .....	120
4.3.9.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN .....	120

<b>CAPÍTULO 4: TECTÓNICA LOCAL .....</b>	<b>121</b>
4.1 INTRODUCCIÓN .....	121
4.2 CORDILLERA OCCIDENTAL Y VALLE INTERANDINO .....	121
4.2.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES .....	121
4.2.1.1 SISTEMA DE FALLA PALLATANGA .....	121
4.2.1.2 LINEAMIENTO RÍO GUANO - ALTAR.....	124
4.2.1.3 LINEAMIENTO RÍO CHIBUNGA - RÍO ULPAN .....	124
4.2.1.4 LINEAMIENTO CALERA - URBINA .....	125
4.2.1.5 LINEAMIENTO ALAO .....	125

4.3 TECTÓNICA DEL FLANCO ORIENTAL DE LA CORDILLERA REAL .....	126
4.3.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES .....	126
4.3.1.1 ZONA DE CIZALLAMIENTO ORIENTAL .....	126
4.3.1.2 ZONA DE CIZALLAMIENTO PRINCIPAL .....	128
4.3.1.3 FALLA LA CANDELARIA .....	130
4.4 MODELO TECTÓNICO .....	130
<b>CAPÍTULO 5: EVOLUCIÓN GEODINÁMICA</b> .....	133
5.1 INTRODUCCIÓN .....	133
5.2 PERIODO JURÁSICO SUPERIOR (160 - 145 Ma) .....	133
5.3 PERIODO CRETÁCICO INFERIOR (145 - 100 Ma) .....	134
5.4 PERIODO CRETÁCICO SUPERIOR (100 - 65 Ma) .....	134
5.5 PERIODO PALEOCENO - MIOCENO (65 - 5 Ma) .....	135
5.6 PERIODO PLIOCENO - HOLOCENO (5 - 0 Ma) .....	136
<b>CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	140
6.1 CONCLUSIONES .....	140
6.2 RECOMENDACIONES .....	142
<b>CAPÍTULO 7: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	144
<b>ANEXOS</b> .....	153
<b>ANEXO 1:</b> DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS .....	154
<b>ANEXO 2:</b> FICHAS DE DESCRIPCIONES MICROSCÓPICAS .....	167
<b>ANEXO 3:</b> MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS Y MICROSCÓPICAS .....	188
<b>ANEXO 4:</b> MAPA GEOLÓGICO DE GUANO 1 : 50.000     (En sobre separado)	

## ÍNDICE DE FIGURAS

### CAPITULO 1

- Figura 1.1.-** Mapa de ubicación de la zona de estudio.....24
- Figura 1.2.-** Mapa fisiográfico e hidrográfico de la zona de estudio.....25
- Figura 1.3.-** Tipos de clima en la provincia de Chimborazo. Fuente: Plan de desarrollo y de ordenamiento territorial de Chimborazo 2015, pp.38. ....27

### CAPITULO 2

- Figura 2.1.-** Marco geodinámica actual. Tomado y simplificado de Proust et al. (2016).....29
- Figura 2.2.-** Mapa geológico de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y de la zona subandina. Tomado y modificado de Aspden y Litherland. (1992).....33
- Figura 2.3.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (190 - 140 Ma) Tomado y modificado de Litherland et al. (1994). ....38
- Figura 2.4.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (~150 Ma) Tomado y modificado de Litherland et al. (1994). ....38
- Figura 2.5.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (A) hace 190 – 160 Ma y (B) hace 160 - 115 Ma. Tomado y modificado de Cochrane et al. (2014). ....40
- Figura 2.6.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real hace 115 – 105 Ma. Tomado y simplificado de Cochrane et al. (2014). ....41
- Figura 2.7.-** Distribución de los volcanes continentales del Ecuador. Tomado y modificado de Hall et al. (2008). ....45
- Figura 2.8** Mapa regional de fallas activas en el Ecuador. Tomado y modificado de Alvarado et al. (2016) .....51

### CAPÍTULO 3

- Figuras 3.1 A y B.- A)** Afloramiento de cuarcitas con intercalaciones de filitas localizadas en el poblado Penicucho Bajo (UTM: 775345; 9825900). **B)** Afloramiento de cuarcitas localizadas en el poblado de Chañag San Miguel. (UTM: 775390; 9818470).....55
- Figuras 3.2 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una cuarcita. Muestra PIMI 1502 – 28.....56
- Figura 3.3 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x) de una pizarra compuesta por Cuarzo (Cz), Clorita (Clt) y min. arcillosos. Muestra PIMI 1502 – 17.....58
- Figura 3.4-** Afloramiento de cuarcitas con intercalacion de pizarras localizadas en el poblado Releche (UTM: 777313; 9818955).....59
- Figura 3.5.-** Afloramiento de turbiditas cizalladas localizada en el sector de Verde Pamba (UTM: 776477; 9816155).....61

<b>Figuras 3.6 A y B-</b> Afloramientos de: <b>A)</b> meta-andesitas localizadas en las proximidades del sector Verde Pamba (UTM: 776320; 9816279) y <b>B)</b> depósitos turbidífticos localizados en el sector de Penipe (UTM: 775193; 9826420).....	61
<b>Figuras 3.7 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una toba compuesta por fragmentos de Plagioclasa (Pl), Clorita (Clt) y Sericita (Ser). La toba ha sido afectada por cizallamiento ocasionado la microfracturación mineral y la formación de sigmoides. Muestra PIMI 1502 – 19.....	62
<b>Figuras 3.8 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una metandesita compuesta de Plagioclasa (Pl) y Ortopiroxeno (Opx). Muestra PIMI 1502 – 18.....	64
<b>Figuras 3.9 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una turbidita con microciclos de ~ 2.5 mm. Muestra PIMI 1502 – 24.....	65
<b>Figuras 3.10 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de un esquisto moscovítico. Muestra PIMI 1502 – 8.....	66
<b>Figuras 3.11 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una filita verde compuesta por Clorita (Clt), Cuarzo (Cz), Plagioclasa(Pl), Calcita (Cac). Muestra PIMI 1502–6.....	69
<b>Figuras 3.12.-</b> Afloramientos de la Unidad Peltetec, localizados en: a) Quebrada Itsana Grande (UTM: 774969; 9815513) y b) Poblado Chañag San Miguel (UTM: 774876; 9818584).....	70
<b>Figuras 3.13. a y b -</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x) de una roca verde compuesta por Plagioclasa(Pl), Epidota (Ep), Piroxeno(Px) y Serpentina (Srp).Muestra PIMI 1502 – 7.....	70
<b>Figuras 3.14 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una serpentinita compuesta por Clorita (Chl), serpentina (Srp), Olivino (Ol), Piroxeno (Px). Muestra PIMI 1502 – 15.....	71
<b>Figuras 3.15 a y b.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Olivino (Ol), Piroxeno (Px) y Clorita (Chl), Muestra PIMI 1502 – 25.....	74
<b>Figura 3.16.-</b> Columna estratigráfica esquemática de la Cordillera Real en la zona de estudio.....	75
<b>Figura 3.17.-</b> Vista panorámica del depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1). Foto tomada desde (UTM: 768650; 9817492) en dirección hacia el norte.....	77
<b>Figura 3.18.-</b> Afloramiento de depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1) en la vía Riobamba - Penipe (UTM: 768471; 9818221).....	77
<b>Figuras 3.19.- a y b</b> Afloramiento y diagrama explicativo del depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1) localizado en la vía Riobamba - Penipe (UTM: 768440; 9818064).....	78
<b>Figuras 3.20.- a y b</b> Secuencias volcanoclástica (Unidad Riobamba; Miembro 2) localiza en el sector Rosario de los Edenes (UTM: 765868; 9821123).....	80

<b>Figuras 3.21.-</b> Afloramiento del depósito volcanoclástico (Unidad Riobamba; Miembro 2) localizado en el sector Rosario de los Edenés (UTM: 765868; 9821123).....	81
<b>Figura 3.22.-</b> Afloramiento de rocas volcánicas (Unidad Calpi; Miembro 1) localizadas a lo largo de la Vía Lincán – Gatazo Zambrano, Sector Calpi (UTM: 753117; 9816940).....	83
<b>Figura 3.23</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Hornblenda (Hbl) y Plagioclasa (Pl). a) Hornblendas oxidadas. Muestra PIMI 1502 – 48B.....	84
<b>Figura 3.24.-</b> Afloramiento de un paleolahar expuesta en la Quebrada Macu en el volcán Conos de Calpi (UTM: 752198; 9815711).....	85
<b>Figura 3.25.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Hornblenda (Hbl) y Plagioclasa (Pl). Muestra PIMI 1502 – 48A.....	85
<b>Figura 3.26.-</b> Afloramiento de flujo de lava (Unidad Igualata) sobreyacido por el depósito de avalancha de escombros del Altar (Unidad Altar), ubicado en el sector de Pungal (UTM: 771729; 9823849).....	88
<b>Figura 3.27.-</b> Sección delgada con luz transmitida (2.5 x) y polarizador cruzado (10x) de un flujo de andesita compuesta principalmente por cristales de plagioclasa. Muestra PIMI 1502 – 37B.....	88
<b>Figura 3.28.-</b> Vista panorámica del flujo de lava (Unidad Igualata). Foto tomada desde San Antonio de Bayushig UTM (775668; 9827682) hacia el SW.....	89
<b>Figuras 3.29.-</b> Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl) y Hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 40.....	90
<b>Figuras 3.30.-</b> Muestra de mano del flujo de lava localizada en la Quebrada Patulú. UTM (757684; 9827724).....	91
<b>Figura 3.31.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Piroxeno (Px) y Olivino (Ol) y grandes vesículas. Muestra PIMI 1502 – 65.....	91
<b>Figura 3.32.-</b> Afloramiento de flujo de lava localizada en la Quebrada Miraflores. En este lugar se puede observar bloque de roca caído. UTM (763340; 9825740).....	92
<b>Figura 3.33.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx) y hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 10.....	92
<b>Figuras 3.34.-</b> Tefras localizadas en distintos lugares del macizo volcánico. a) Flujo piroclástico localizado en la Quebrada de Chocón (UTM: 768016; 9828094). b) Depósitos de material piroclástico de caída localizado en el flanco oriental del volcán Igualata (UTM: 760888; 9823778).....	93
<b>Figura 3.35.-</b> Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una toba andesítica compuesta por plagioclasa (Pl), piroxeno (Opx) y hornblenda (Hbl) y líticos de andesita. Muestra PIMI 1502 – 4.....	95

<b>Figuras 3.36 A y B.-</b> Brecha volcánica del Igualata localizada en la Quebrada Patulú (UTM:758470;9828613) y en Quebrada los Moyanos (UTM: 764577; 9824929). .....	96
<b>Figura 3.37.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x) de una andesita basáltica compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx), Olivino (Ol) e Iddingsita (idg) . Muestra PIMI 1502 – 67B.....	96
<b>Figura 3.38.-</b> Depósitos de lahar localizados en Quebrada Chacon. a) Debris flow con un contenido de líticos ~ 60%. (UTM: 767819; 9825601).....	97
<b>Figuras 3.39.-</b> Diagrama explicativo de la llanura aluvial del Rio Chambo.....	99
<b>Figura 3.40.-</b> Terrazas escalonada en la llanura aluvial del Rio Chambo.....	100
<b>Figura 3.41.-</b> Aluvión del Rio Chambo, localizado en la vía Riobamba – Penipe. (UTM: 771356; 98214749).....	101
<b>Figuras 3.42.-</b> Barra aluvial localizada en la margen derecha del Rio Blanco (UTM: 773359; 9823564).....	103
<b>Figura 3.43.-</b> Depósito aluvial del Rio Chambo localizado en el sector de la Providencia (UTM: 773730; 9828245).....	103
<b>Figura 3.44.-</b> Vista panorámica del Cono de Calpi 2. Foto tomada en UTM (752734; 9818747).....	105
<b>Figura 3.45.- A)</b> Afloramiento de flujo de escoria del volcán monogenético Conos de Calpi. <b>B)</b> Foto de la estructura del depósito piroclástico. <b>C)</b> Bomba volcánica escoriada (andesita basáltica). Foto tomada en UTM (751758; 9818463).....	106
<b>Figura 3.46.-</b> Afloramiento de un depósito de avalancha de escombros proveniente del volcán El Altar (Unidad Altar; Miembro 2) ubicada en el sector de Pungal (UTM: 771729; 9823849).....	108
<b>Figura 3.47.-</b> Depósito de la avalancha de escombros del Chimborazo, localizado en el sector Los Laureles - Riobamba. (UTM: 765264; 9815706).....	110
<b>Figura 3.48.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 44.....	111
<b>Figura 3.49.-</b> Flujo de lava del Chimborazo en el poblado de Calshi. (UTM: 750318; 9828628).....	113
<b>Figura 3.50.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Clinopiroxeno (Cpx). Muestra PIMI 1502 – 70.....	114
<b>Figura 3.51.-</b> Depósito de la avalancha de escombros del Tungurahua II; 30 ka AP (Unidad Tungurahua; Miembro1) localizado en la margen izquierda del Rio Chambo, sector urbano de Penipe (UTM: 774079; 9826682).....	115
<b>Figura 3.52.-</b> Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Clinopiroxeno (Cpx). Muestra PIMI 1502 – 9.....	116

**Figura 3.53.-** Depósito de la avalancha de escombros del Tungurahua II (~ 3ka) (Unidad Tungurahua; Miembro 2) localizada en la vía Penipe – Baños. UTM (776118; 9833580).....118

**Figura 3.54.-** Vista panorámica del valle del Rio Blanco. Foto tomada hacia el E, en la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 775963; 9822592).....120

## CAPITULO 4

**Figura 4.1.-** Esquema estructural del Callejón Interandino en el área de estudio.....122

**Figura 4.2.-** Afloramiento de zona de cizallamiento oriental localizada en la vía Penipe – Candelaria. UTM (775963; 9822592).....126

**Figura 4.3.-** Sección delgada con polarizador cruzado de 2.5x y 10x de aumento, en una turbidita (muestra PIMI 1502 – 24) afectado por un cizallamiento sinistral.....127

**Figuras 4.4 A y B.- a)** Sección delgada sin nicols cruzados a 10 x de aumento, de metasedimentos de la Unidad Guamote en la zona de cizalla (Muestra PIMI 1502 – 17) **b)** Sección delgada con polarizador a 2,5 x de aumento, de toba metamorfoseada de la Unidad Maguazo en la zona de cizalla (Muestra PIMI 1502 – 19).....128

**Figuras 4.5 a y b.-** Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado con 2.5x de aumento, en turbiditas de la Unidad Maguazo (muestra PIMI 1502 – 8) afectados por un cizallamiento dextral que ha favorecido el desarrollo de: **A)** Zonas de presión-disolución, **B)** deformación intracristalina, **C)** microestructuras “Mica-Fish” **D)** Sombras de presión.....129

**Figura 4.6** Modelo tectónico del área de estudio y sus zonas aledañas.....131

## ÍNDICE DE TABLAS

**Tabla 2.1-** Límites altitudinales y edades para depósitos morrenicos. Tomada y simplificada de Heine, (2000).....48

## RESUMEN

El presente trabajo fue realizado en el marco del Proyecto de Investigación Multi e Inter y Disciplinario (PIMI 15-02), desarrollado por la Escuela Politécnica Nacional, el cual tiene como objetivo principal el estudio del comportamiento hidrodinámico e hidroquímico de las aguas subterráneas en la Cuenca del Rio Chambo.

La zona de estudio de este trabajo de investigación, se localiza en la región andina del Ecuador, comprende la hoja topográfica escala 1:50 000 de Guano, donde se localizan parcialmente los cantones de Riobamba, Guano, Penipe y Colta. El objetivo de la investigación fue la caracterización petrográfica y lito-estratigráfica local, de las rocas localizadas en el Valle Interandino y en el flanco occidental de la Cordillera Real.

El análisis petrográfico, estructural y geomorfológico realizado en la Cordillera Real, ha permitido definir claramente tres unidades litológicas de basamento (Unidad Guamote, Unidad Maguazo y Unidad Peltetec), que han sido correlacionadas con las subdivisiones litotectónicas predefinidas anteriormente. Estas secuencias metamórficas de edades jurásicas y cretácicas, están limitadas y controladas por zonas de cizallamiento con dirección NNE (rumbo andino) y por sistemas de fallas regionales que conforman los límites tectónicos existentes entre las unidades descritas.

El levantamiento cartográfico, realizado en el Valle Interandino, permitió caracterizar a ocho nuevas unidades litológicas informales. Estas corresponden a los depósitos volcanoclásticos y fluvio-lacustres localizados en el valle de Riobamba y Guano, depósitos de avalancha de escombros provenientes de los volcanes Chimborazo, Tungurahua y El Altar, depósitos fluviales del Rio Chambo y a los productos de los volcanes Iguata y Conos de Calpi.

Manifestaciones geomorfológicas en dirección NNE –SSO en el volcán Iguata y la alineación de estas con el curso de los ríos Pangor, Sicalpa y Tomebamba, localizados en la Cordillera Occidental, son posibles rasgos asociados con el trazo de la Falla Pallatanga por el Valle Interandino.

**Palabras clave:** Cordillera Real; Cuenca de Riobamba; Volcán Iguata; Falla Pallatanga



## ABSTRACT

This thesis is part of the Multi and Interdisciplinary Research Project (PIMI 15-02), developed by the National Polytechnic School; which has as main objective, the study of the hydrodynamic and hydrochemical behavior of the underground ones in the Basin of the Chambo River. The study area is located in the Andean region of Ecuador and comprises the 1:50 000 topographic sheet of Guano, where Riobamba, Guano, Penipe and Colta cantons are located. The aim of the present research is to provide a petrographic and local-stratigraphic characterization of the rocks located in the Inter-Andean Valley and in the western flank of the Cordillera Real.

The petrographic, structural and geomorphological analysis carried out in the Cordillera Real has clearly established three lithological units (Guamote Unit, Maguazo Unit and Peltetec Unit), which have been correlated with previously defined litho- tectonic subdivisions. These metamorphic sequences of Jurassic and Cretaceous ages are limited and controlled by shear zones with NNE direction (Andean heading) and by regional fault systems, which form the tectonic boundaries between the described units.

The cartographic survey carried out in the Inter-Andean Valley allowed the characterization of eight new informal lithological units. They are volcanoclastic and fluvio-lacustrine deposits located in the Riobamba and Guano valley, debris avalanche deposits of Chimborazo, Tungurahua and El Altar volcanoes, fluvial deposits of the Chambo River and products of the Iqualata and Conos de Calpi volcanoes.

In the Iqualata Volcano there are geomorphological manifestations in the NNE-SSO direction which are alignment with the course of the Pangor, Sicalpa and Tomebamba rivers, located in the Western Cordillera. These are traits likely associated with the Pallatanga fault line by Inter-Andean Valley.

**Keywords:** Cordillera Real; Riobamba Basin; Iqualata Volcano; Pallatanga Fault

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 ANTECEDENTES

La desactualización de la Carta Geológica Nacional y la escala pequeña de los mapas existentes, en el área comprendida por la hoja topográfica de Guano, escala 1:50.000 (zona de estudio), ha generado diversas incertidumbres y desconocimiento de la geología regional y específicamente de la geología local. Esta carencia de investigación geológica a detalle en el área de estudio, se ha visto reflejado por la: falta de estudios fidedignos que sirvan de base para la caracterización hidrogeológica de la cuenca del Río Chambo, inexistencia de información geológica del Volcán Igualata, carencia de mapas a detalle que conduzcan a una buena planificación territorial y ausencia de cartografía detallada de la Cordillera Real y en el Valle Interandino.

Con la conjunción de los datos obtenidos en campo y con la información desarrollada en el análisis petrográfico y geomorfológico, en la Cordillera Real y en el Valle Interandino; el presente estudio tiene como propósito, contribuir de manera objetiva en la determinación del origen y evolución, de las unidades litológicas del Callejón Interandino y del basamento de la Cordillera Real. Además aportará con cartografía detallada que mostrará las diferentes relaciones estratigráficas de estas rocas, en un mapa geológico.

Los resultados pretenden contribuir con nueva información cartográfica detallada, que ayudará como base para nuevas investigaciones y a la solución de problemas geológicos en las áreas planificación territorial, hidrogeología, volcanología, riesgos geológicos, etc.

### 1.2 OBJETIVO GENERAL

Realizar el levantamiento geológico escala 1:50.000 de las distintas unidades litológicas presentes en la zona de Guano – Riobamba - Penipe, mediante un análisis estratigráfico, litológico y estructural, el cual permitirá entender los procesos

geodinámicos involucrados en la evolución de la Cordillera Real y en el relleno del Valle Interandino

### **1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Determinar rasgos geomorfológicos y tectónicos mediante un estudio foto-interpretativo.
- Realizar el levantamiento geológico a escala 1:50.000 utilizando como base topográfica a la hoja topográfica “Guano” editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM).
- Caracterizar petrográficamente a nivel macroscópico y microscópico (en láminas delgadas) las litologías presentes en la zona de estudio.
- Reconocer estructuras geológicas y determinar sus medidas estructurales.
- Determinar la lito-estratigrafía local.
- Correlacionar los datos obtenidos con la historia de evolución de la Cordillera Real y el relleno del Callejón Interandino.

### **1.4 ALCANCE**

- La fotointerpretación fue efectuada a partir de imágenes satelitales LANSAT 2015, modelos digitales del terreno con resolución de 30 metros, orto fotografías (2010 – 2014) con resolución de 5 metros y mapas topográficos a escala 1: 50.000.
- El levantamiento geológico a escala 1: 50.000, corresponde al área de la hoja topográfica Guano a escala 1: 50.000 y cubrió un área aproximada de 500 km<sup>2</sup>.
- La caracterización petrográfica macroscópica y microscópica se llevó a cabo a partir de una recolección de 110 muestras de mano de roca y a partir de ellas, el análisis de al menos 39 secciones delgadas.
- La caracterización petrográfica de las tefras se la realizará macroscópicamente y serán estudiadas mediante la realización de columnas estratigráficas descriptivas.
- No se prevé la realización de dataciones ni análisis químicos.

## 1.5 METODOLOGÍA

Un trabajo de investigación se encuentra sustentado en dos enfoques principales, el enfoque cuantitativo y el enfoque cualitativo, los cuales de manera conjunta forman un tercer enfoque, el enfoque mixto (Hernández, Fernández y Baptista, 2010). Con el propósito de cumplir los objetivos planteados en este proyecto de investigación, se prosiguió con la utilización del enfoque mixto, puesto que a partir del proceso cuantitativo, se partió de una idea, la cual se fue acotándose y una vez delimitada se derivaron los objetivos y preguntas de investigación. Se procedió con la revisión bibliográfica y se desarrolló un plan para probarlas; el plan fue fortalecido con la investigación cualitativa, al suministrar profundidad a los datos, dispersión, riqueza interpretativa, contextualización del ambiente y entorno, a más de aportar con un punto de vista natural y holístico de los fenómenos, al igual como flexibilidad.

El levantamiento geológico se efectuó con la aplicación de distintos métodos de investigación científica: **i)** se inició con el método histórico-documental, al utilizar como base los estudios previos realizados por varios autores para determinar características, cambios y/u omisiones de caracteres geológicos en el área de estudio; **ii)** aplicación del método descriptivo, puesto que con este se identificó y se describió los fenómenos geológicos tal cual como aparecen en la actualidad, sin la manipulación de ninguna variable; a partir de ello se utilizó el **iii)** método analítico- sintético, al analizar cada una de las variables vinculadas con el fenómeno, con el fin de enmarcarlas en un contexto geológico adecuado para su posterior caracterización petrogenética.

Las técnicas aplicadas en el levantamiento geológico comprendieron de tres etapas:

### 1.5.1 ETAPA PREPARATORIA O PRE – CAMPO

Comprendió las siguientes actividades:

- Recopilación de información relativa al área de influencia de la zona de estudio.
- Interpretación de las imágenes satelitales LANSAT 2015, modelos digitales del terreno con resolución de 30 m y orto fotografías (2010 – 2014) para el

entendimiento a nivel regional y local de las geoformas, unidades geológicas y estructuras.

- Fotointerpretación y definición de los detalles geomorfológicos, geológicos y estructurales.
- Planificación y organización de las tareas a realizarse en el campo.

### **1.5.2 ETAPA DE CAMPO**

El trabajo de campo fue elaborado a través de tres salidas de campo de diez días cada una y una última salida con la cual se corroboraron los datos obtenidos e interpretados. En cada salida se previó la realización de varias travesías que cubrieron la totalidad del área de estudio y en particular donde exista mayor exposición de afloramientos, los cuales fueron determinados en base de los resultados obtenidos por la fotointerpretación y por un reconocimiento previo del área de estudio.

La etapa de campo incluyó todas las actividades inherentes al levantamiento de la información geológica en el terreno, basado en ciertas técnicas como lo son:

#### **1.5.2.1 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO 1: 50.000**

Esta técnica incorporó la mayor información posible del área de estudio (hoja topográfica “Guano” editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM) a escala 1: 50 000), a través de la observación, análisis e interpretación de afloramientos y de rasgos morfológicos y estructurales.

El primer paso se dio a cabo a partir de una visita general del área, donde se definieron las unidades litológicas mapeables, en base a las características generales de las rocas de la zona. Posteriormente, se realizó el levantamiento geológico, para lo cual, en cada afloramiento se describieron macroscópicamente a los diferentes tipos de rocas expuestas, se tomaron datos estructurales y muestras de control, para en lo posible determinar el ambiente de formación. La cartografía concluyó con el trazado de los contactos litológicos y de las estructuras mapeables.

El mapa geológico fue realizado utilizando como base topográfica a la hoja topográfica editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM) a escala 1: 50.000 Guano, para lo cual se utilizó el sistema UTM WGS 1984.

#### **1.5.2.2 MUESTREO DE ROCAS**

Las muestras constituyeron el soporte de la descripción de campo y apoyaron a la caracterización de la litología, ambiente y alteración del sitio de observación. Además estas constituirán un archivo físico que permitirá volver a estudiarlas o analizarlas.

#### **1.5.3 ETAPA DE GABINETE (POST- CAMPO)**

Comprendió las siguientes actividades:

- Estudio petrográfico macroscópico de 110 muestras de mano.
- Estudio petrográfico microscopio de al menos 39 secciones delgadas.
- Consolidación y sistematización de la información.
- Interpretación de resultados.
- Integración de datos en un sistema de información geográfica.
- Elaboración del trabajo escrito.

### **1.6 ESTUDIOS PREVIOS**

La mayor parte de los trabajos previos realizados en la Cordillera Real y en el Valle Interandino, han tenido un enfoque regional y han contribuido de gran manera, en la respuesta a las muchas incertidumbres generadas respecto a la estratigrafía y a la evolución geodinámica de la Cordillera Real y del Valle Interandino.

Feininger T. (1982), en base a datos obtenidos en el mapeo geológico, estudios realizados e información colectada, realiza un mapa metamórfico de escala pequeña, de las rocas de la Cordillera Real y de las rocas del Bloque Amotape Tahuín.

Litherland Martin y Aspden John hacia el año 1986, en un proyecto bilateral de cooperación técnica entre el Gobierno de Ecuador (Instituto Ecuatoriano de Minería – INEMIN) y el Servicio Geológico Británico (British Geological Survey, BGS) del Gobierno del Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte, emprendieron un

proyecto de Investigación Geológica de la Cordillera Real. El proyecto fue sustentado con el levantamiento geológico, dataciones radiométricas y análisis geoquímicos. Los productos finales lo obtuvieron después de una década y fueron constituidos por una cartografía geológica regional que presenta una coherente subdivisión y caracterización representada por cinco terrenos litotectónicos informales, varios informes y publicaciones.

Pratt et al. (2005), a partir de varias travesías realizadas en la Cordillera Real y en la zona Sub- Andina del Ecuador, discutieron el modelo evolutivo propuesto por la BGS y sugirieron que la misma secuencia de rocas presentes en la Cordillera Real se formaron de una forma in-situ.

Reyes P. (2006) realizó una cartografía geológica local (1: 20 000) a partir de información estructural de campo, estudios petrográficos y micro estructurales para rocas del basamento de la Cordillera Real (Complejo Ofiolítico Peltetec). Dicha cartografía permitió el planteamiento de una evolución tectónica local.

Cochrane et al. (2014) y Spikings et al. (2015), a partir de los resultados obtenidos en los métodos de análisis geoquímicos, isotópicos y geocronológicos han concebido un nuevo modelo de evolución geodinámica para los terrenos autóctonos de la Cordillera Real.

Yáñez M. (2016), realiza una cartografía detallada de la Cordillera Real, entre las entre las longitudes 78°34' y 78°30' O y las latitudes 1°40' y 1°50' S; (contigua a la zona de estudio) donde se muestran las diferentes relaciones estratigráficas y estructurales locales, de los terrenos litotectónicos del basamento metamórfico.

Barba D. (2006), en cooperación con el IRD (Institut de Recherche pour le Développement) y el IGEPN (Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional), realiza un trabajo enfocado en el estudio del complejo volcánico Chimborazo. En base del mapeo geológico y el uso de dataciones radiométricas absolutas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , propuso un modelo de evolución geológica del complejo volcánico Chimborazo. Además, definieron la posición estratigráfica del gran depósito de avalancha de escombros y otros productos volcánicos localizados en el Valle Interandino.

Bustillos J. (2008) presentó la cartografía geológica a escala 1:50000 para las avalanchas de escombros provenientes de los volcanes Tungurahua, El Altar y Huisla. Dichos depósitos han sido identificadas a lo largo de los valles de Patate y Chambo, zona donde se encuentra el área de estudio.

## 1.7 CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 1.7.1 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio de este proyecto de investigación, está localizado en la provincia de Chimborazo, entre las longitudes  $78^{\circ}45'8''$  y  $78^{\circ}30'8''$  O y las latitudes  $1^{\circ}40'15''$  y  $1^{\circ}30'15''$  S, abarcando un área aproximada de  $500 \text{ km}^2$  (Fig. 1). La zona de estudio incluye al Callejón Interandino y a las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, donde se localizan los cantones de Riobamba, Guano, Penipe y Colta.



Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.

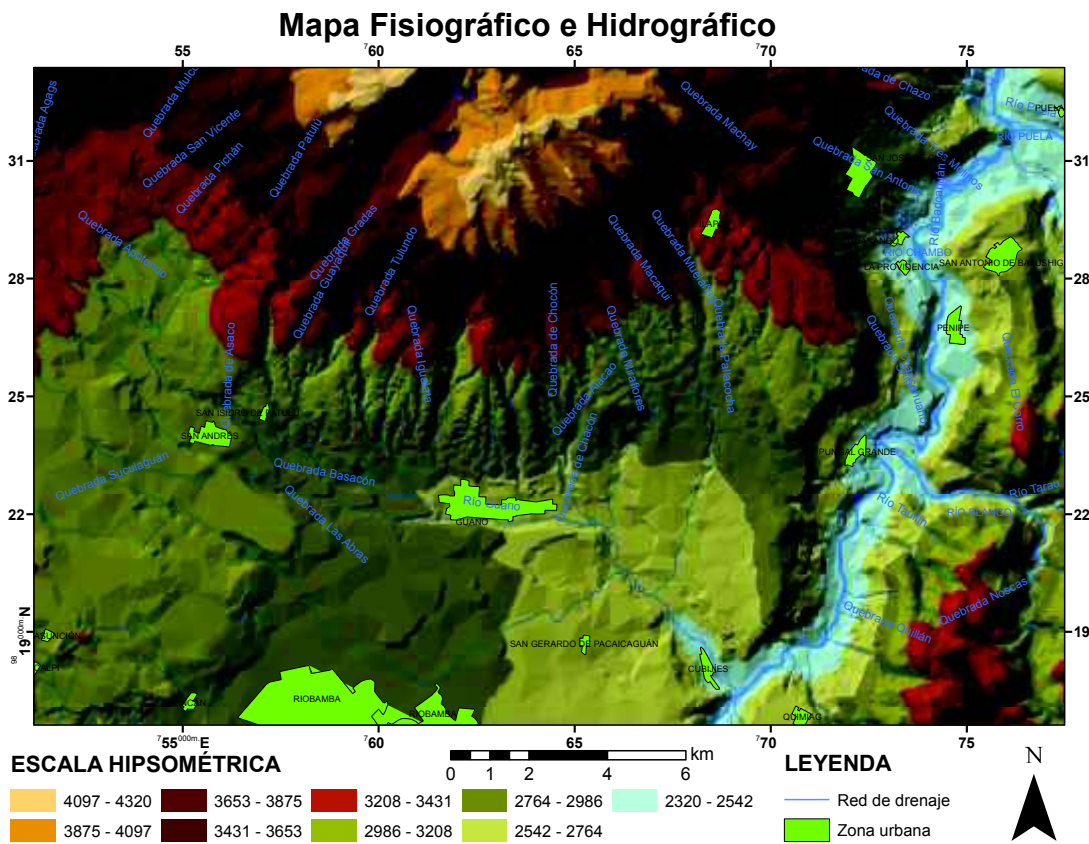
La red vial está compuesta por carreteras pavimentadas de dos o más carriles que atraviesan las poblaciones de Riobamba, Guano, Calpi y Penipe. A partir de estas arterias principales,



varios caminos de segundo y tercer orden conducen a poblaciones menores. El acceso a los lugares más alejados es posible a través de caminos de herradura transitables tanto en invierno como en verano.

### 1.7.2 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

La zona de estudio es caracterizada por exhibir una morfología irregular, generada por la presencia del volcán Iqualata (4320 m.s.n.m.) y por el cinturón metamórfico con fallas de rumbo andino de la Cordillera Real. La Cordillera Real en el área de estudio morfológicamente posee relieves fuertes, pendientes empinadas y macizos montañosos, que exhiben rangos de altura entre los 2900 y 3700 m.s.n.m. En las zonas urbanas de Riobamba, Guano y San Andrés, localizadas en el Callejón Inter-andino, se observan superficies morfológicas relativamente planas y regulares. Las cuales han sido generadas a partir de los productos volcánicos de los centros eruptivos localizados en el área de estudio y en sus zonas proximales (Fig. 1.2).



**Figura 1.2.-** Mapa fisiográfico e hidrográfico de la zona de estudio

### 1.7.3 HIDROGRAFÍA

La red hídrica de la zona de estudio está constituida, por dos tipos de modelo de drenaje:

- i) Un drenaje de control estructural del tipo radial, ubicado en el volcán Igualata; donde las corrientes divergen respecto a la cima del estrato volcán, para finalmente confluir a los pies del flanco sur y formar el río Guano.
- ii) Un drenaje del tipo subparalelo, ubicado en la zona oriental (Cordillera Real), donde las corrientes de los ríos Chambo y Blanco fluyen en sentido oblicuo, casi perpendicular con las corrientes secundarias del lugar (Fig. 1.2).

El río Guano, el río Blanco al igual que los ríos Puela, Calsi y Matus alimenta al río Chambo, constituyéndolo como el principal eje hídrico de la zona y fluyendo hacia el Océano Atlántico.

### 1.7.4 CLIMA

La variabilidad climática de los Andes ecuatorianos se ha visto influenciada principalmente por la altitud, latitud y la permanencia de las masas de aire húmedas cálidas, derivadas de los sistemas de vientos tropicales provenientes de océano Atlántico (Clapperton y Vera, 1986). Es así como la irregularidad orográfica ocasionada por la Cordillera de los Andes, en la provincia de Chimborazo, lugar donde se encuentra el área de estudio, ha originado una gran variedad de climas y cambios considerables a cortas distancias (Fig. 1.3).

Según el Sistema Nacional de Información 2014, la provincia de Chimborazo presenta varios pisos climáticos del tipo: Montano 21,83%, Montano alto 21,66%, Montano alto superior 45,67%, Montano bajo 3,55%, Nival 0,39%, Piemontano 2,87%, Subnival 3,72%, Tierras bajas 0,30%. (Fig. 1.3)

La temperatura media mensual varía desde los 9 °C hasta los 24°C, decreciendo desde el valle central hacia las cordilleras. Los valores máximos por lo general se producen en noviembre y los valores mínimos de temperatura media en julio.



**Figura 1.3.-** Tipos de clima en la provincia de Chimborazo. Fuente: Plan de desarrollo y de ordenamiento territorial de Chimborazo 2015, pp.38.

Los valores de precipitación media mensual tienen una distribución espacial variable en la provincia, debido a su relieve y a factores ambientales que condicionan las mismas. Pero en general, la estación lluviosa inicia en octubre y noviembre prolongándose hasta mayo en donde los meses más lluviosos corresponden a los meses de marzo y abril (Plan de Desarrollo y de Ordenamiento Territorial de Chimborazo, 2015).

## **CAPITULO 2**

### **MARCO GEOLÓGICO**

#### **2.1 INTRODUCCIÓN**

En el presente capítulo se describe a manera de resumen el marco geodinámico actual del Ecuador y su geología regional, con mayor énfasis se detalla la geología del basamento de la Cordillera Real y Occidental, ya que están directamente relacionadas con las unidades litoestratigráficas definidas (Capítulo 3) en la zona de estudio. Además, se realiza una breve descripción del volcanismo del Ecuador y de su tectónica regional, esta última ayudará a establecer una posible correlación tectono-estructural entre los lineamientos tectónicos (Capítulo 4) presentes en el área de estudio y el trazo de la Falla Pallatanga (Límite Bloque Norandino) por el Valle Interandino.

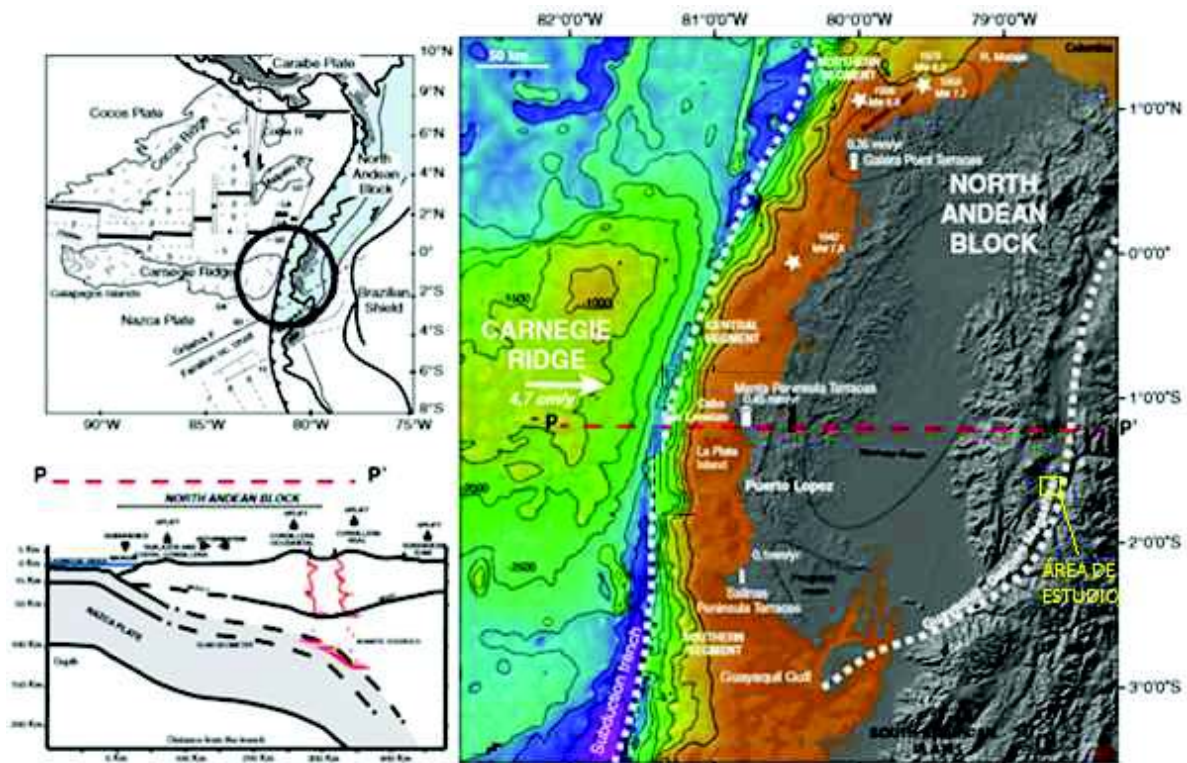
#### **2.2 MARCO GEODINÁMICO**

El margen ecuatoriano está estructurado en un contexto geodinámico caracterizado por la interacción entre la subducción de la Placa de Nazca y la fragmentación en transtensión del ante-arco ecuatoriano, que resulta del movimiento hacia el NE (~0.6 cm/año) del Bloque Norandino (Calahorrano, 2005). Este régimen de subducción ha actuado desde hace ~25 Ma, periodo en el cual un incremento en las tasas de subducción generó la fragmentación de la Placa Farallón en las Placas de Cocos y de Nazca (Lonsdale, 2005).

En la actualidad la Placa de Nazca es subducida bajo la Placa Sudamericana (Fig. 2.1) con un vector de convergencia de 4.7 cm/año en la dirección N 83°E (Nocquet et al., 2014). Esta rápida subducción se ha manifestado con grandes terremotos ( $M_w > 7.5$ ) que poseen un tiempo de retorno característico de 100-250 años (Nishenko, 1991).

La evolución del margen ecuatoriano es fuertemente influenciada por la cordillera asísmica de Carnegie, la cual corresponde a un producto del punto caliente Galápagos sobre la Placa de Nazca (Proust et al., 2016). El Ridge de Carnegie presenta un relieve superior a 1000 m en profundidad y un engrosamiento cortical entre 14 -19 km (Michaud et al., 2009). La subducción del Ridge de Carnegie bajo el margen

ecuatoriano (Fig. 2.1) i) controla la distribución espacial del volcanismo al igual que su geoquímica (Bourdon et al., 2003), ii) produce un levantamiento de la región costera de  $0.2-0.3 \text{ mmyr}^{-1}$  (Pedoja et al., 2009) y iii) la segmentación del margen ecuatoriano en tres zonas morfológicas: Segmento Norte (al norte de Punta Galera), Segmento Sur (al sur de Salinas) y el segmento Central correspondiente al segmento entre Punta Galera y Salinas (Proust et al, 2016).



**Figura 2.1.-** Marco geodinámico actual. Tomado y simplificado de Proust et al. (2016).

### 2.3 GEOLOGÍA REGIONAL

La configuración tectónica del Ecuador es resultado de una evolución transpresiva, ocurrida desde el Paleoceno, derivado de una subducción oblicua y de un progresivo crecimiento continental acrecionario. Como consecuencia de ello, un bloque tectónico (Bloque Norandino) ha empezado a ser empujado hacia el noreste, en respuesta al particionamiento de los esfuerzos de cizalla y al alto acoplamiento (Yepes et al., 2016). El Bloque Norandino es limitado hacia el este, por el sistema de falla transpresiva

lateral dextral, Chingual – Cosanga – Pallatanga – Puna, sistema que forma el límite occidental de la Placa Sudamericana (Alvarado et al., 2016).

El Ecuador continental puede ser dividido en tres grandes provincias fisiográficas, conformadas de este a oeste, por el Oriente, la Sierra y la Costa (Feininger y Seguin, 1983).

La región Oriental corresponde a la cuenca ante-país de transarco de los Andes Ecuatorianos y está conformada por rellenos sedimentarios del Paleozoico al Reciente, depositadas sobre el cratón Brasileño- Guayanés (Pre – Cámbrico) (Baby, Rivadeneira y Barragan, 2004). La formación sedimentaria más vieja la conforman las calizas, pizarras, lutitas y areniscas, deformadas y en parte metamorfoseadas de la Formación Pumbuiza. El ciclo deposicional Cretácico y de interés comercial, lo conforman las formaciones fluvio - deltaicas Hollín (Aptiano –Albiano), Napo (Albiano - Maaschtrichtiano) y Tena (Maaschtrichtiano – Paleoceno) (Dashwood y Abbotts, 1990). Sobre yaciendo a este ciclo deposicional, se encuentran formaciones sedimentarias de origen marino y continental.

La Cordillera Real está compuesta por una secuencia supracortical de rocas metamórficas, dispuestas en forma de cinturones tectono–estratigráficos sublineares (Spikings et al., 2001), los cuales son referidos como Terrenos Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora (Aspden & Litherland, 1992).

El Valle Interandino consiste de una cobertura volcano sedimentaria Plio– Cuaternaria, depositada posiblemente sobre rocas de la Cordillera Real, las cuales formarían el basamento del Valle Interandino (Feininger T & Seguin, M. 1983).

El basamento de la Cordillera Occidental se compone de rocas máficas y ultramáficas (Formación Pallatanga y Unidad San Juan) de naturaleza alóctona. Estas rocas exhiben una afinidad geoquímica de plateau oceánico y en análisis isotópicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y SHRIMP (zircón) en fragmentos acrecionados del plateau, proyectan edades de  $84.69 \pm 2.22$  Ma y  $87.1 \pm 1.66$  Ma, respectivamente (Vallejo, 2007). Estas edades se superponen con edades ( $88 \pm 1.6$  Ma a partir de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) para rocas oceánicas del basamento de la Formación Piñon de la Costa ecuatoriana (Luzieux et al., 2006) y con

edades de ~92-88 Ma reportadas para las secuencias de plateau oceánico en Colombia y la región del Caribe. Estos resultados respaldan la idea de que las rocas de plateau oceánico de la Cordillera Occidental y la Costa de Ecuador se derivan del Plateau Oceánico del Caribe y Colombia (CCOP) de edad Cretácico Tardío (Vallejo, (2007); Luzieux et al., (2006)).

La Unidad Macuchi está localizada a lo largo del borde occidental de la Cordillera Occidental y su límite oriental coincide con la Falla regional Chimbo - Toachi (Hughes y Pilatasig, 2002). Rocas volcánicas y sedimentarias de la Unidad Macuchi son comúnmente consideradas por haber sido depositadas en una configuración de arco de islas (Egüez, 1986). La acreción o no acreción de esta Unidad todavía es centro de debate, debido a que varios autores (Egüez, 1986; Hughes y Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004) proponen que la Unidad Macuchi fue acrecionada durante el Eoceno tardío y evidencias que respaldan su postura constituyen: la identificación de una sobre impresión tectónica regional durante el Eoceno (Egüez, 1986; Spikings et al., 2001), elevadas tasas de enfriamiento y exhumación en la Cordillera Real, durante 43-30 Ma (Spikings et al., 2001) y la intrusión de granitoides tipo I (Egüez, 1986).

Mientras, Vallejo. (2007) propone un modelo de naturaleza autóctona debido a que: i) la geoquímica de la Unidad Macuchi exhibe una composición de arco volcánico calco –alcalino y toleítico formado en corteza oceánica, ii) la inserción de la unidad Macuchi entre los Bloques Piñon y Pallatanga (edades similares) es geométricamente imposible y iii) edades isotópicas de U/Pb para zircones detríticos de una arenisca volcánica de la Unidad Macuchi muestran un rango de edades de  $538.9 \pm 5.8$  y  $589.9 \pm 7.4$ , estas edades muestran input detrítico por parte del cratón Sudamericano. Además Chulde. (2017) da a conocer la existencia de gabros en el noroccidente ecuatoriano, los cuales cortan a la formación Pilatón y son correlacionados geoquímicamente con la Unidad Machuchi (Chulde, 2017).

## **2.4 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL**

### **2.4.1 MORFOLOGÍA**

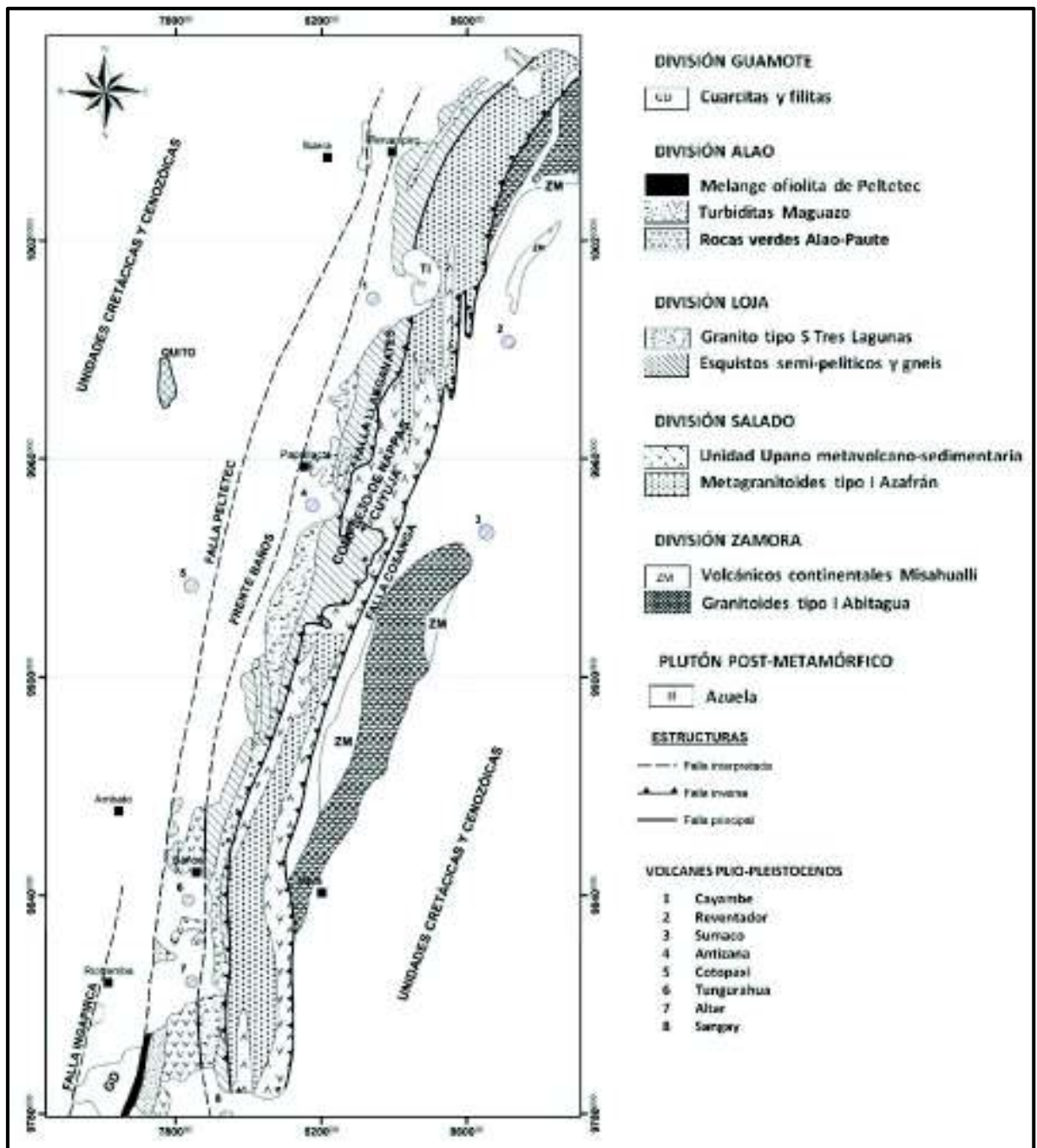
La Cordillera Real constituye una cadena continua de 650 km de largo y está conformada por terrenos metamórficos con disposición NNE – SSW. Se encuentra cubierta por depósitos volcánicos y en ciertas áreas de la Cordillera, donde se sobrepasa los 2800 msnm se observan valles en forma de “U”, valles colgantes, circos, lagunas glaciares, morrenas laterales, intermedias y terminales, rasgos morfológicos de un ambiente glaciar. La elevación promedio de la Cordillera Real se encuentra entre 3500-4000 msnm, pero existe la presencia de volcanes que sobrepasan los 5000 msnm, de los cuales se destacan: Cayambe (5.840 m), Antisana (5.790 m), Tungurahua (5.016 m), Altar (5.319 m), Sangay (5.230 m).

### **2.4.2 DIVISIONES LITO-TECTÓNICAS**

La Cordillera Real está compuesta por una secuencia de rocas metamórficas del Paleozoico al Cretácico tardío, que yacen posiblemente en discordancia sobre el Escudo Precámbrico Guayanés (Litherland et al., 1994). La secuencia supra-cortical de rocas metamórficas ha sido descrita en cinco divisiones litotectónicas, las cuales presentan afinidades litológicas y son limitadas estructuralmente por fallas mayores (Aspden & Litherland, 1992) (Fig. 2.2).

Las divisiones litotectónicas son Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, cada una de ellas separadas por sistemas de fallas mayores como lo son la Falla Peltetec, Frente Baños, Falla Los Llanganates y la Falla Cosanga Méndez Palenque, respectivamente (Fig. 2.2). Esta última, representa un contacto tectónico entre las rocas metamórficas de la Cordillera Real (el límite oriental de la Cordillera Real) y las rocas sedimentarias no metamorfoseadas, estratos regionales no deformados y plutones jurásicos de la zona sub-andina (Aspden & Litherland 1992).





**Figura 2.2.-** Mapa geológico de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y de la zona subandina. Tomado y modificado de Aspden y Litherland. (1992).

#### 2.4.2.1 TERRENO GUAMOTE

La división consiste de una secuencia continental de ortocuarcitas de grano medio a grueso con intercalaciones de filitas y pizarras de bajo grado (Aspden y Litherland, 1992). La división Guamote está limitada al este, por la ofiolita Pelitetec del Terreno

Alao, y al oeste, por la Falla Ingapirca (Litherland et al., 1994). Datos isotópicos de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  adquiridos en zircones detríticos de meta-arenitas recogidas en diferentes lugares dentro del Terreno Guamote revelan distribuciones de edad altamente reproducibles, que varían desde ~ 3 Ga a ~155 Ma, los picos se producen en 600 -500 Ma (Orógeno Braziliiano) y 1,2 a 1,0 Ga (Orógeno Sunsa) demostrando que estos sedimentos fueron derivados del Cratón Sudamericano, mientras que la menor edad (155 Ma) obtenida a partir de los circones refleja su máxima edad de deposición (Spikings et al., 2015).

#### 2.4.2.2 *TERRENO ALAO*

El terreno Alao está limitado al este, con el Terreno Loja a través del Frente de Baños y al oeste con el Terreno Guamote a través de la Falla Peltetec (Litherland et al., 1994). El Terreno Alao es litológicamente variable y comprende las subdivisiones Peltetec, Maguazo, Alao-Paute y la Unidad El Pan (Aspden y Litherland, 1992).

La Subdivisión Peltetec, ubicada al extremo oeste de la línea de Falla Peltetec, es interpretada por ser una secuencia ofiolítica conformada por bloques anastomosados de peridotita, cherts y filitas, basaltos espilitizados, doleritas, serpentinitas y gabros con olivino (Aspden y Litherland, 1992). Edades isotópicas obtenidas a través del método  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en un meta basalto proyectan una edad de  $134.3 \pm 12.8$  Ma y en un gabro es de  $134.7 \pm 0.9$  Ma (Spikings et al., 2015).

La Subdivisión Alao-Paute consiste predominantemente de rocas verdes de composición andesítica (Aspden y Litherland, 1992) las cuales fueron depositadas en un ambiente tectónico variable, que incluyen rasgos de arco calco alcalino a toleítico, composiciones de MORB y de plateau oceánico toleítico (Spikings et al., 2015). Edades isotópicas de U-Pb LA- ICP-MS en zircones obtenidos de estas rocas volcánicas revelan un periodo de generación de magma y cristalización durante ~189-113 Ma (Cochrane et al., 2014).

La Subdivisión Maguazo consiste de turbiditas ricas en clastos volcánicos, andesitas verdes, tobas verdes metamorfoseadas, pizarras carbonáceas y en menores cantidades ortocuarcitas y mármoles (Aspden y Litherland 1992). Análisis de

palinoflora (dinoflagelados *Gonyaulacysta eisenackii*) realizadas en rocas de la unidad Maguazo, muestran que la Unidad posee una edad Calloviana – Oxfordiana (Litherland et al., 1994).

La Unidad El Pan está constituida por esquistos de cuarzo, calcita, clorita y filitas con cuarzo y sericita, formadas a partir de facies volcánico – sedimentarias de origen marino (Litherland et al., 1994).

#### **2.4.2.3 TERRENO LOJA**

Este Terreno está conformado por una cerrada asociación de metasedimentos semipelíticos paleozoicos de la Unidad Chigüinda, esquistos pelíticos de la Unidad Agoyán y ortogneis y granitos triásicos de la Unidad Tres Lagunas, además de anfibolitas y migmatitas (Litherland et al., 1994). Estructuralmente el Terreno Loja es limitado al oeste, con el Terreno Alao a través del Frente de Baños y al este con el terreno Salado a través de la falla Los Llanganates (Litherland et al., 1994).

La Unidad Chigüinda consiste fundamentalmente de cuarcitas y filitas negras, formando una cadena de rocas de 30 km de espesor en la zona sur de la Cordillera Real. Análisis palinológicos en filitas de bajo grado muestran una edad del Devónico al Pérmico (Litherland et al., 1994).

La Unidad Agoyán consiste de esquistos pelíticos y paragneis que afloran principalmente en la parte norte de la cordillera. Litológicamente consiste de gneises de grano grueso con granate y esquistos de grano medio que presentan granate y moscovita (Litherland et al., 1994). Análisis isotópicos de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  a un metagranito proyectan una edad de  $207 \pm 9,2$  Ma (Cochrane et al., 2014).

La Unidad Sabanilla consiste de un conjunto de orto y paragneis de grado medio a alto, el cual se encuentra foliado y en parte migmatizada (Litherland et al., 1994). Las rocas meta sedimentarias asociadas frecuentemente contienen granate, estaurólita y comúnmente silimanita y kyanita (Aspden y Litherland 1992). Análisis U - Pb en zircones proyectaron una edad de  $247.2 \pm 4,3$  Ma (Cochrane et al 2014).

La Subdivisión Tres Lagunas corresponde a un metagranitoide de grano medio a grueso con un rango composicional restringido, litológicamente entre granodiorita con biotita ± moscovita y monzogranito; el cual exhibe la presencia de granate, cordierita y cuarzo azul. Basado en su mineralogía y en los valores de  $K_2O/Na_2O$ , estos granitos pueden ser clasificados como granitos del Tipo - S (Aspden y Litherland, 1992). Análisis isotópicos  $^{206}Pb/^{238}U$  a catorce meta granitos proyectaron una edad de  $233,7 \pm 0.8$  Ma (Spikings et al., 2015).

Las Anfibolitas Monte Olivo se encuentran en forma de diques y de lentes mayores a los 2 km de ancho, en Monte Olivo y en el Rio Anatenorio. Litológicamente consisten de esquistos anfibolíticos con afinidad metabasáltica, que exhiben la presencia de hornblenda, cuarzo, calcita, epidota y biotita (Litherland et al., 1994). Análisis isotópicos  $^{206}Pb/^{238}U$  a una anfibolita proyectan una edad de  $231 \pm 3,2$  Ma (Cochrane et al., 2014).

#### **2.4.2.4 TERRENO SALADO**

Esta división litotectónica consiste de rocas volcánicas máficas metamorfoseadas, rocas verdes y rocas metasedimentarias de las Unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso, además del Plutón Azafrán (Litherland et al., 1994). Limita al oeste, con el terreno Loja a través de la falla Los Llanganates, mientras que su límite oriental es transicional, con la no deformada División Zamora a través de las fallas Cosanga – Méndez (Aspden y Litherland, 1992).

La Unidad Upano es una secuencia volcano sedimentaria compuesta por andesitas metamorfoseadas, tobas y aglomerados, graywackes, cuarcitas y filitas negras (Aspden y Litherland, 1992). Análisis isotópicos U - Pb en circones para una meta-andesita proyectan una edad de cristalización de  $121.0 \pm 0.8$  Ma (Cochrane et al., 2013). Análisis  $^{238}U - ^{206}Pb$  para los anillos y núcleos de circones detríticos extraídos de una cuarcita proyectan una edad mínima de  $143.3 \pm 9.9$  Ma (Cochrane et al., 2013), denotando esta última su edad máxima de deposición (Spikings et al., 2015).

La Unidad Cuyuja consiste de series de esquistos moscovíticos - grafitosos negros y grises de grano medio a grueso; donde a más de moscovita y grafito contienen cuarzo

– albita - comúnmente clorita – cloritoide – biotita – epidota y sulfuros. Esta Unidad ciertamente forma parte de un grupo litoestratigráfico, comprendido por las Unidades Upano y Cerro Hermoso. La Unidad Cerro Hermoso corresponde a una secuencia carbonatada constituida por mármoles, calizas negras, filitas calcáreas y calco arenitas. Estudios microscópicos en mármoles colectados muestran una recristalización parcial de fragmentos de conchas y esporas no identificables (Litherland et al., 1994).

El Plutón Azafrán representa una pequeña parte de una cadena de batolitos, los cuales pueden ser trazados hasta Colombia. Litológicamente el Plutón Azafrán consiste de granodioritas y tonalitas de grano medio a grueso, las cuales han sido deformados (Aspden & Litherland, 1992). Análisis isotópicos  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  proyectan una edad de  $143,5 \pm 0.8$  Ma (Cochrane et al., 2013).

#### 2.4.2.5 *TERRENO ZAMORA*

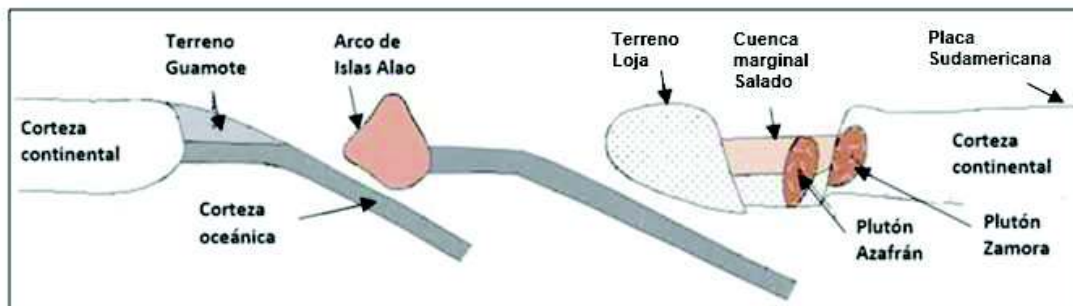
Esta división está inmediatamente al este de la Cordillera Real, cerca del borde occidental del Cratón Amazónico; y comprende dos principales subdivisiones, el Plutón de Abitagua y el arco volcánico Misahuallí (Aspden & Litherland, 1992). Litológicamente el Plutón de Abitagua está compuesto de monzonitas, granodioritas, granitos de horblenda y biotita y en menor cantidad dioritas, las cuales son contemporáneas con las rocas volcánicas de la Formación Misahuallí. Análisis isotópicos  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  proyectan una edad de  $174,0 \pm 1.2$  Ma para un granito del Plutón Abitagua (Cochrane et al., 2013) y una edad isotópica  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $172,3 \pm 2.1$  Ma para una andesita de la Formación Misahuallí (Romeuf et al., 1995).

#### 2.4.3 **EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CORDILLERA REAL**

El desarrollo evolutivo de la Cordillera Real ha sido planteado, a partir de distintos modelos tectónicos. Es así como:

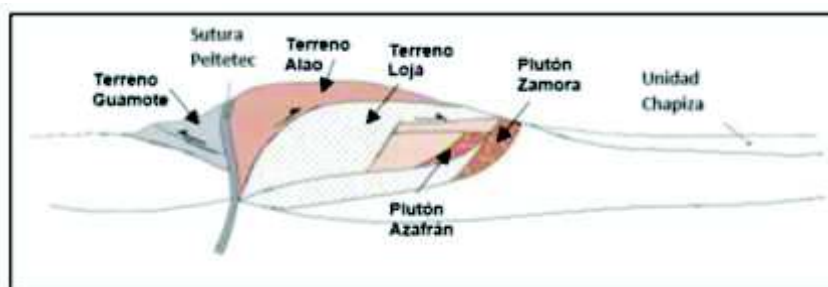
**Litherland et al. (1994)** proponen un modelo en el cual hace ~190 Ma, una actividad volcánica plutónica calco-alcalina (Subdivisiones Abitagua y Misahuallí) comenzó y continuó hasta hace 150 Ma (Subdivisión Salado) (Fig.2.3). Esta actividad se ve manifestada en la parte norte de la división Salado, por el paralelismo y el contacto

transicional hacia el oeste de dicha división con la Subdivisión Upano, a través de la Falla Cosanga – Méndez. Esta falla marca el cambio de una secuencia continental (Subdivisión Misahuallí) a una subdivisión marino volcanoclástica (Subdivisión Upano) y fue tectónicamente activa durante el Jurásico medio a tardío, actuando posiblemente en forma de una falla lístrica.



**Figura 2.3.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (190 - 140 Ma). Tomado y modificado de Litherland et al. (1994).

El levantamiento y erosión de la protocordillera se inició en el Mesozoico (140 – 120 Ma) a través de un evento regional compresivo conocido como el “Evento Peltetec” (Fig. 2.4). Este evento se originó cuando la División Guamote se aproximó desde el O/SE, al mismo tiempo en que se estaba produciendo el cierre de la cuenca océano marginal Alao, con el Terreno Loja. El cierre de la cuenca marginal se llevó a cabo a lo largo de la falla Peltetec y produjo el cese de la actividad volcánica (~150 Ma) en la División Zamora. Durante este periodo, la división Guamote fue empujada desde el oeste, mientras que la línea tectónica Peltetec fue transportada al este, posiblemente a través de una colisión oblicua transpresional (Aspden & Litherland, 1992).



**Figura 2.4.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (~150 Ma) Tomado y modificado de Litherland et al. (1994).

**Pratt, Duque y Ponce. (2005)** en base a una travesía llevada a cabo en la Cordillera Real (Zona de Baños) y en la zona subandina proponen que:

- i) El núcleo de la Cordillera Real consiste de plutones jurásicos y triásicos, y de raíces de un arco mayor, emplazados probablemente en pelitas y rocas volcánicas paleozoicas.
- ii) Las suturas en los terrenos definidas por (Litherland et al., 1994) corresponden simplemente a contactos intrusivos entre plutones y pelitas.
- iii) Existe una transición estratigráfica a través de dichas suturas
- iv) Ambos flancos de la Cordillera Real tienen la misma historia estructural.
- v) Existe la presencia de cuarzo azul tanto en la Formación Hollín como en la Formación Guamote, en el flanco occidental de la Cordillera Real.

A partir de estas propuestas y datos colectados en campo Pratt et al. (2005) suponen que el crecimiento de la Cordillera Real puede deberse posiblemente a una compresión, levantamiento, intrusiones, engrosamiento y volcanismo. Cualquiera que sea el caso, estos mecanismos son totalmente diferente al de la acreción de terrenos alóctonos.

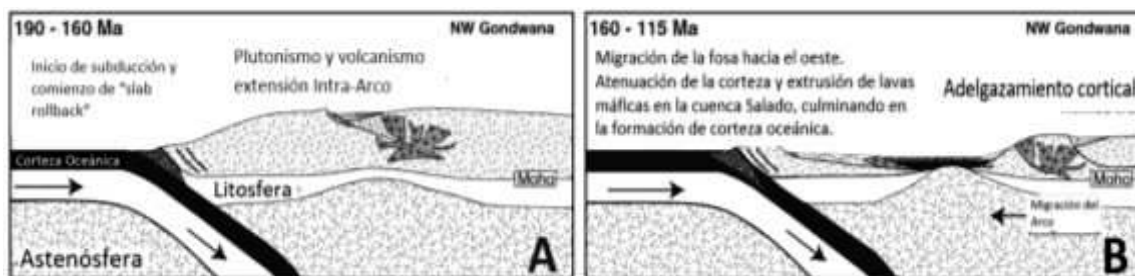
**Cochrane et al. (2014)** mediante métodos de análisis de geoquímica de roca total, isotopos Sr-Nd-Pb, geocronología LA-ICP-MS, U-Pb y geoquímica de isótopos LA-MC-ICP-MS, han discriminado entre un crecimiento cortical autóctono y uno por acreción de terrenos alóctonos, además de la concepción de un nuevo modelo de evolución.

Un modelo de crecimiento cortical por acreción de corteza alóctona no puede ser concebido ya que: esta resultaría en distintos arreglos de las rocas ígneas y de las variaciones isotópicas, en comparación de un crecimiento in-situ por adición magmática; la historia termal de apatito U- Pb (Cochrane et al., 2014) revelan un periodo de recalentamiento y llenado de la cuenca Oriente durante 145-80 Ma, lo cual es consistente con la extensión intra-arco; el rango de edades de entre ~163 Ma y 2,4 Ga (edades obtenidas mediante análisis  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  para núcleos y coronas de circones detríticos) en meta turbiditas intercaladas entre rocas volcánicas del arco

Alao, sugieren que esta secuencia se formó próxima a la corteza continental de Sudamérica.

Por estas razones, en el modelo propuesto por Cochrane et al. (2014), conciben un prolongado rollback del slab Pacífica y la migración del arco hacia el occidente, el cual progresivamente adelgazó la corteza continental y creó una cuenca marginal, donde rocas derivadas de un manto empobrecido fueron exhumadas y partes continentales fueron separados. El cierre de esta cuenca produjo deformación y el levantamiento y exhumación de rocas y superficies que formaron una proto- cordillera (Cochrane et al., 2014)

Hace ~213 Ma, inició una subducción hacia el este, formando granitos isotópicamente enriquecidos, los cuales son referidos como Batolito Abitagua (Fig. 2.5 A). Datos isotópicos y geocronológicos muestran que entre 190 y 115 Ma el margen sufrió una prolongada extensión, ocasionando la migración del eje del arco hacia la fosa (Fig. 2.5.B). La Falla Cosanga, probablemente representa el límite oriental de la cuenca marginal del Cretácico tardío a Cretácico temprano (periodo de una prolongada extensión).



**Figura 2.5.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real (A) hace 190 – 160 Ma. y (B) hace 160 - 115 Ma. Tomado y modificado de Cochrane et al. (2014).

En el Cretácico temprano (~115 – 105 Ma), Sudamérica migró hacia el oeste, produciendo el cierre del canal marino, acrecionando corteza para-autóctona (Terreno Guamote) y obduciendo corteza oceánica (Fig. 2.6) y posiblemente peridotitas mantélicas. La obducción de estas unidades formó el complejo Peltetec y Raspas (Cochrane et al., 2014).





**Figura 2.6.-** Evolución geodinámica de la Cordillera Real hace 115 – 105 Ma. Tomado y simplificado de Cochrane et al. (2014).

## 2.5 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

### 2.5.1 MORFOLOGÍA

La Cordillera Occidental forma parte de los Andes del Norte, los cuales son parcialmente formados por la acreción de bloques oceánicos alóctonos. La altitud de la Cordillera Occidental varía desde los 1 000 hasta 4 000 msnm destacándose el complejo eruptivo Chimborazo con una altura de 6 310 msnm. Al igual que en la Cordillera Real, los rasgos morfológicos de un ambiente glaciar son denotados por valles en forma de “U”, valles colgantes, circos, lagunas glaciares, morrenas laterales, intermedias y terminales.

En la Cordillera Occidental se pueden observar varios sistemas ecológicos, incluyendo bosque costero tropical, pre-montano y bosque mesófilo de montaña y páramo (pastizales de altura) por encima de 3 800 msnm. Entre 200 m.s.n.m. y 1 700 m.s.n.m. la vegetación es densa y se compone de bosques tropicales primarios (Vallejo, 2007).

### 2.5.2 BASAMENTO DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL

#### 2.5.2.1 FORMACIÓN PALLATANGA

Definida por McCourt et al. (1997) como el basamento de la Cordillera Occidental, que se compone de fracciones tectónicas de rocas ultrabásicas, volcanoclásticas y sedimentos pelágicos; estas rocas incluyen a basaltos, doleritas y hialoclastitas de

afinidad de N-MORB a plateau oceánica, que afloran en el borde oriental de la Cordillera.

Inclinaciones paleo-magnéticas y análisis isotópicos U/Pb revelan que el Bloque Pallatanga fue derivado de una gran provincia ígnea (Plateau Caribeño Colombiano) localizada en una latitud ecuatorial entre 0 – 5 °S, hace 90 y 87 Ma; y fue incorporado al margen de Sudamérica, producto de una colisión que se llevó a cabo durante el Campaniano tardío (73 -70 Ma) (Luzieux et al., 2006).

#### **2.5.2.2 ANFIBOLITA TOTORAS**

Jaillard et al. (2004) la definen como anfibolitas que se encuentran yuxtapuestas contra basaltos de afinidad de plateau oceánico a lo largo de la carretera Guaranda – Riobamba.

Litológicamente corresponde a una anfibolita compuesta por grandes cristales de horblenda verde, plagioclasas y venas de cuarzo y feldespato. Análisis isotópicos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en una horblenda proyectan una edad de  $84.69 \pm 2.23$  Ma (Vallejo, 2007).

#### **2.5.2.3 FORMACIÓN YUNGUILLA**

Thalman, (1946) la define como una secuencia turbidítica de edad Maaschtrichtiana, compuesta de turbiditas negras de arena y limolita, que ocurren tanto a lo largo del flanco oriental como del occidental de la Cordillera Occidental. Kehrer y Van der Kaaden (1979) la definen como una secuencia turbidita que se desarrollaba a lo largo de la parte oriental de la Cordillera Occidental. Vallejo, (2007) la define como series de turbidíticas de grano medio a grueso, las mismas que presentan una proporción significativa de material derivado de una fuente rica en rocas metamórficas y granitoides, posiblemente provenientes de la Cordillera Real.

Litológicamente la formación Yunguilla es variable a lo largo de la Cordillera Occidental, la litología típica incluye limolitas masivas grises oscuras, cherts pelágicos, areniscas bien sorteadas de grano fino y calciturbiditas ubicadas a lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental.

Esta formación representa las partes medias a distales de uno o varios abanicos turbidíticos y fue posiblemente depositada en una cuenca ante arco. De edad Campaniano tardío a Maastrichtiano (Vallejo, 2007).

#### ***2.5.2.4 FORMACIÓN SAQUISILÍ***

Definida por Hughes y Bermúdez (1997) a partir de edades paleocenas obtenidas de capas de turbiditas localizadas en el área de Saquisilí. La Formación Saquisilí aflora al este de Guaranda, a lo largo de las carreteras entre Guaranda – Riobamba.

Litológicamente esta formación es una secuencia turbidítica compuesta de arenisca micácea ploma a negra, limolita y lutitas limosas. La formación fue depositada en las partes medias a distales de una abanico turbidítico submarino (Vallejo, 2007).

La edad estimada mediante la presencia de fauna foraminífera es Paleoceno Temprano a Paleoceno Medio (Hughes y Bermúdez, 1997).

#### ***2.5.2.5 FORMACIÓN APAGUA***

Egüez y Bourgeois (1986) la definen como una secuencia areno-turbidítica granocreciente, compuesta de alternantes capas de arenisca y lodolitas de 10 -30 cm de espesor. La sección tipo donde fue originalmente definida se ubica en la vía La Mana – Latacunga cerca de Apagua (Egüez, 1986; Egüez y Bourgeois, 1986). La formación está expuesta a lo largo del margen oriental, donde se encuentran dos secciones principales. La sección norte, que se extiende hacia el sur, hasta Angamarca mientras que, la sección sur se extiende hacia el suroeste, a lo largo de la carretera Guaranda- Riobamba y al suroeste del Valle Pallatanga, a lo largo del Río Chimbo.

Litológicamente consiste de areniscas de grano medio a grueso, limolitas y lutitas plomas oscuras y lutitas limosas depositadas en una facies turbidítica proximal a media (Vallejo, 2007).

Dataciones de tobas intercaladas con capas turbidíticas proyectan una edad de  $37.8 \pm 3.5$  Ma; la cual es consistente con la edad paleontológica (Dunkley y Gaibor, 1997).

### **2.5.2.6 FORMACIÓN GALLO RUMI**

Mc Court et al. (1997) la definen como una secuencia local de conglomerados, micro-conglomerados y guijarros de cuarzo intercalados con areniscas masivas, las cuales se encuentran dentro de la Formación Apagua. Los conglomerados se caracterizan por su alto contenido de cuarzo lechoso. Interpretada de edad paleocénica a eocénica temprana (Mc Court et al., 1997).

### **2.5.2.7 FORMACIÓN RUMI CRUZ**

Hughes y Bermúdez (1997) definen esta formación como una serie de conglomerados y lutitas rojas (“red beds”).

Litológicamente está conformada por secuencias grano creciente conglomeráticas matriz soportada, brechas, areniscas de grano grueso, lodolitas rojas y lutitas. Fragmentos de madera fosilizada son comunes a lo largo de la secuencia, sugiriendo que esta fue depositada en un abanico deltaico (Vallejo, 2007).

La presencia del foraminífero *Epistomina* eocénica marca una edad del Eoceno tardío a Oligoceno (Boland et al., 2000).

### **2.5.2.8 GRUPO SARAGURO**

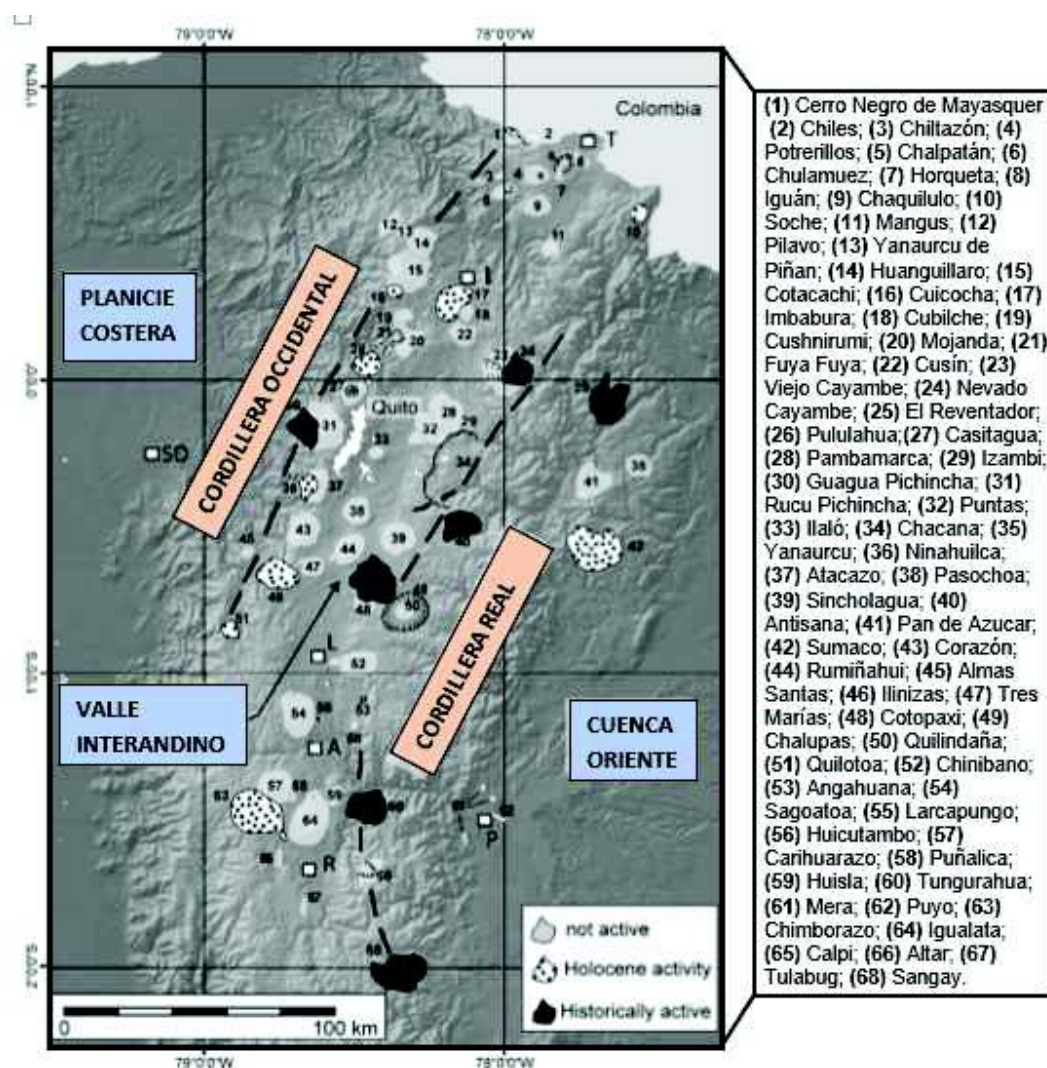
Baldock (1982) la define como tobas y lavas de composición andesítica a riolítica con subordinadas rocas sedimentarias. Además para el Grupo Saraguro se define las formaciones Las Trancas, Plancharumi, La Fortuna, Jubones y la Paz, y una secuencia andesítica informal. Dunkley y Gaibor (1997) la definen como un grupo de rocas volcánicas calco-alcalinas de arco continental dominadas por tobas andesíticas a riolíticas con importantes horizontes de ignimbrita soldada y lavas andesíticas subordinadas.

Edad predominantemente Oligocena, a partir de dataciones realizadas en varios de sus miembros del Sur (Pratt et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1997).

## **2.6 VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO**

El volcanismo de los Andes es resultado de la subducción de una litosfera oceánica bajo una continental. Las manifestaciones del volcanismo desde el Plioceno tardío

hasta la actualidad, pueden ser denotadas a lo largo de cuatro agrupamientos lineales (Fig. 2.7). En la que cada uno posee una característica morfológica, estilo eruptivo y una diversidad petrográfica y geoquímica característica (Hall et al., 2008).



**Figura 2.7.-** Distribución de los volcanes continentales del Ecuador. Tomado y modificado de Hall et al. (2008).

**Cordillera Occidental.-** El frente volcánico en el Ecuador, está situado sobre el basamento oceánico de la Cordillera Occidental y comprende los volcanes Chimborazo, Carihuairazo, Quilotoa, Rauyacu, Almas Santas, Iliniza, Corazón Ninahuilca, Guagua y Rucu Pichincha, Casitagua, Pululagua, Cotacachi, Cuicocha, Yanayurco, Pilaro, Huanquillaro, Iguán, Chiltazón, Chiles, Cerro Negro de Mayasquer y otros volcanes de menor tamaño (Hall y Beate, 1991).

Durante el Plioceno tardío y el Holoceno, la actividad de muchos de estos centros fue de composición andesítica o dacítica, seguida de una fase de construcción de estratovolcanes de 10 - 20 km de ancho, compuestos principalmente de andesitas bajas en sílice. Morfológicamente la mayoría de estos centros son conos construidos por un viento y/o migración del conducto y poseen calderas de 2-3 km de ancho. Las rocas jóvenes de este grupo poseen fenocristales de grano medio a grueso de plagioclasas, anfíbol, ortopiroxeno y escasos cristales de biotita y cuarzo; además de rangos de composición de 60-66% de SiO<sub>2</sub> y 0.9 – 1.5 % K<sub>2</sub>O. (Hall et al., 2008).

**Cordillera Real.** El centro volcánico de la Cordillera Real está situado sobre rocas metamórficas paleozoicas y mesozoicas y sobre rocas volcánicas del Terciario tardío. Comprende estratovolcanes andesíticos de 15 - 20 km de ancho distribuidos a lo largo de toda la amplitud de esta cordillera (Hall et al., 2008).

Los volcanes de la cordillera Real han sido sistemáticamente más activos durante el Holoceno en comparación con los de la Cordillera Occidental, ejemplo de ello lo constituyen los volcanes Cotopaxi y Tungurahua, que poseen periodos de erupción de 100 ± 50 años (Hall et al., 2008). Los productos eruptivos más jóvenes son andesitas con bajo y alto contenido de sílice, las cuales poseen una afinidad calco-alcalina normal (56–61% SiO<sub>2</sub>; 1–2% K<sub>2</sub>O) y fenocristales de plagioclasas, clinopiroxeno, ortopiroxeno, óxidos de Fe – Ti y ocasionalmente olivinos, sin embargo abundantes dacitas y riolitas han sido reportadas en los volcanes Cayambe y Cotopaxi (Hall et al., 2008).

Los volcanes que componen el centro volcánico de la Cordillera Real son: Sangay, Altar, Tungurahua, Quilindaña (Chalupas), Cotopaxi, Sincholagua, Antisana, Pambamarca, Cayambe, El Reventador y Cerro El Soche (Hall y Beate, 1991).

**Valle Interandino.** Localizados irregularmente en el Valle Interandino se encuentran los estratovolcanes Igualata, Mulmul, Limpi, Calpi, Tulabug, Aulabug, Sagoatoa, Unamuncho, Saquigua, Santa Cruz, Rumiñahui, Pasachoa, Ilaló, Mojanda, Cusin, Imbabura, Chachimbiro, Cubilche, Chalpatán, Horqueta y Potrerillos (Hall y Beate, 1991). Estos centros volcánicos andesíticos más viejos definen una línea de edificios

volcánicos del Plioceno Medio, donde únicamente el Imbabura ha mostrado evidencia de una actividad eruptiva en el Holoceno (Hall et al., 2008). Se encuentran caracterizados por la presencia de andesitas básicas con plagioclasas, dos clases de piroxenos, y ocasionalmente anfíbol. Químicamente poseen 57 – 60 % SiO<sub>2</sub> y 0.5 – 1.0 % K<sub>2</sub>O. Como grupo ellos representan a un volcanismo andesítico temprano que migró hacia la Cordillera Real, posiblemente como resultado de una menor inclinación de la zona de subducción ocasionada por la subducción del Ridge de Carnegie. (Hall et al., 2008).

## **2.7 FORMACIÓN CANGAHUA**

La formación Cangahua es una distintiva y típica sucesión volcanoclástica cuaternaria, de la región andina del Ecuador (Clapperton y Vera, 1986). Constituye un depósito periclinal con espesor promedio de 60 metros de potencia, que cubre el Callejón Interandino y parte de las Cordilleras Real y Occidental; desde Pasto – Colombia hasta la provincia de Cañar en Ecuador, decreciendo regionalmente hacia el sur. Litológicamente uniforme a nivel regional, compuesta de cenizas volcánicas re-trabajadas, sedimentos fluviales y lacustres y suelos incipientes (Hall & Beate, 1991), depositadas en un ambiente frío y seco (Clapperton, 1993).

La fuente principal de la Cangahua corresponde a las calderas de los volcanes Chacana, Chalupas y otros centros de emisión ubicados hacia el este y de menor relevancia los volcanes Pichincha, Mojanda, Quilotoa, Atacazo, Illiniza, Carihuarazo y otros (Hall y Beate 1991).

En la Formación Cangahua reside una abundante sucesión fósil de vertebrados. La fauna fósil está compuesta principalmente restos de Proboscidea (mastodontes) y Pilosa (mylodones) y en menor proporción équidos, cérvidos, cricétidos pastorales, escasos camélidos, lagomorfos y algunos carnívoros (Smilodon). En conformidad con este contenido fósil, datos isotópicos proyectan una edad Pleistoceno medio a superior (Sánchez et al., 2013).

## 2.8 GLACIACIONES DURANTE EL CUATERNARIO EN EL ECUADOR

Las variaciones climáticas que han caracterizado el clima de la Tierra durante el Cenozoico tardío han sido controladas por la variación de la órbita de la Tierra alrededor del sol. Este fenómeno denominado “Milankovitch variation”, ha sido responsable de los cambios climáticos cíclicos que han caracterizado al Cuaternario (Ehlers, Gibbard y Hughes, 2011, p. 7). Es así como el Pleistoceno temprano (2.6 – 0.8 Ma) fue caracterizado por fluctuaciones climáticas de ciclos de 41ka, durante los cuales relativamente pocos periodos fríos (14 de 41 periodos) fueron lo suficientemente fríos y largos como para permitir el desarrollo substancial de capas de hielo (Ehlers et al., 2001).

Los depósitos glaciares en los Andes Ecuatorianos están ampliamente expandidos y pueden ser diferenciados en base a su morfología, altitud (cota), tefroestratigrafía, grado de meteorización y por análisis de U/Th y radiocarbono (Heine, 2004) (Tabla 2.1).

Edad y duración	Años AP x 10 <sup>3</sup>	Límite inferior (principal valor) en m		Schubert y Clapperton (1990)		
		Cordillera Occidental	Cordillera Real	W	E	EDAD
Pequeña edad de hielo	> 0.01	4800-4500	4400-3900	4800- ~4100		Intervalo
Neoglacial	< 3.5			4600-3900		Neoglacial
Holoceno temprano y/o	> 8.2	4500-4200	4050	4400-3800		Estado Glacial
Pleistoceno tardío	< 10.6					Tardío
Pleistoceno tardío	> 13	4100-4000	3800-3700	3700-3600		Última Glaciación (Tardía)
Último Glacial	< LGM					Última Glaciación (Principal)
Máximo (LGM)	> 15	4000-3800	3750-3500	3900-3000		
Wisconsin (stage 4?)	< 25					
Pre Wisconsin (stage 4?)	> 49.5	3900-3800	?			
Pre Wisconsin (stage 6?, stage 8)	> 125	3700	3200-3000	3500-2900		Última Glaciación (Temprana)
	> 150-180	3500	2800	3500-2750		Penúltima Glaciación

**Tabla 2.1-** Límites altitudinales y edades para depósitos morrenicos. Tomada y simplificada de Heine, (2000).

A continuación se describen los periodos glaciares en el Ecuador, descritos por Schubert y Clapperton (1990):



**Penúltima Glaciación (Glaciación Pre-Pleistoceno tardío):** Es representada por tillitas oxidadas que superan en espesor los 8 m y está presente a un límite altitudinal de 2700 msnm. La morfología suave de estos depósitos contrasta dramáticamente con los depósitos morrénicos que termina a 2750 – 3500 msnm. en el este y en el sur de los Andes. Esta glaciación ocurrió hace 110ka y 210 ka (Schubert & Clapperton, 1990).

**Última glaciación temprana:** Denotada por depósitos de morrenas con formas erosionadas las cuales presentan tillitas oxidadas con espesores menores a 2 m. El límite altitudinal corresponde a una altura de 2900 a 3500 msnm. El periodo de glaciación corresponde a una edad mayor a 40 ka (Clapperton y Vera, 1986).

**Última glaciación tardía:** Está representada por depósitos de morrenas con formas erosionadas con límite altitudinal comprendido entre 3000 a 3900 msnm la cual ocurrió hace < 35 ka (Clapperton y Vera, 1986).

**Glacial Tardío (Dryas):** Corresponden a depósitos de morrenas con materiales oxidados y con un límite altitudinal entre 3800 a 4400 msnm, desarrollado durante 12 ka a 10 ka (Clapperton y Vera, 1986).

**Neoglacial:** Corresponden a depósitos de morrenas con materiales oxidados superpuestos en algunos lugares por capas de cenizas. Su límite altitudinal está comprendido entre 3 900 a 4 600 msnm y tiene una edad menor a 2000 años. (Clapperton y Vera, 1986).

**Pequeña edad del hielo:** Es representada por líneas de morrenas de material fresco sin oxidación. Su límite altitudinal está comprendido entre 4100 a 4800 msnm y corresponde al periodo entre el siglo 15 y 20 de nuestra Era (Clapperton y Vera, 1986).

En la actualidad los glaciares en Ecuador están localizados en las cadenas montañosas de la Cordillera Real y Cordillera Occidental. La línea de altitud de equilibrio (LAE) en los Andes ecuatorianos varía entre 5 000 msnm para pendientes secas del lado occidental de la Cordillera Occidental y 4 600 msnm, para los flancos orientales de la Cordillera Real (Clapperton et al., 1997). Esta menor elevación de la

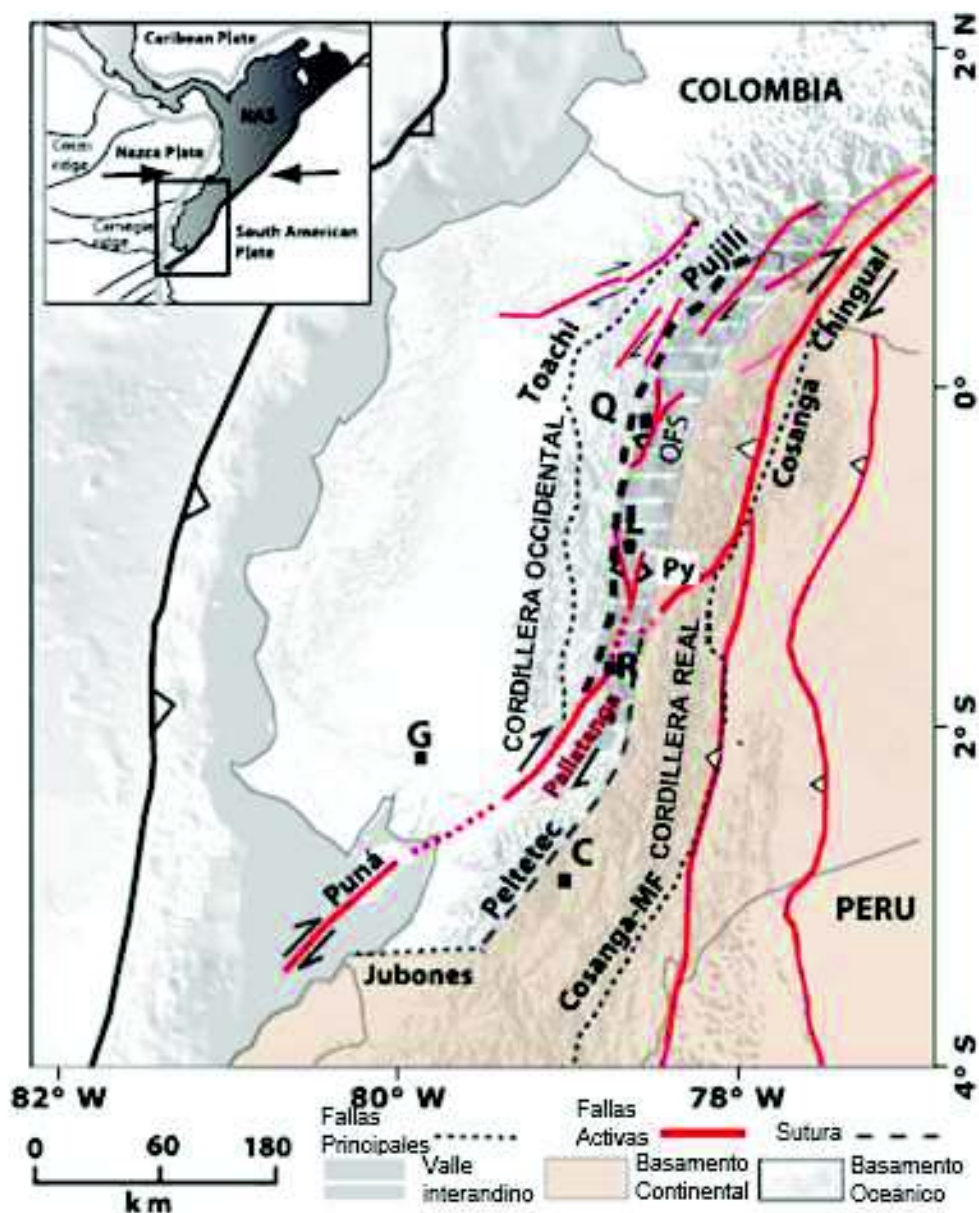
línea de altitud de equilibrio (LAE) para la cordillera Real es debido al suministro de humedad proporcionada por la Cuenca Amazónica (Vuille et al., 2008).

## **2.9 TECTÓNICA REGIONAL**

Considerando el ambiente tectónico alrededor de los Andes del Norte, en la actualidad el régimen de esfuerzos es función de la interacción del Noroccidente de la Placa Sudamericana con la Placa Caribe y con la Placa de Nazca (Cortez y Angelier, 2005).

A lo largo del margen noroccidental de Sudamérica, la subducción de la Placa Farallón ha ocurrido desde al menos hace 190 Ma y ha interactuado con el progresivo desarrollo del dominio Caribeño del Norte. Esta interacción deja a gran escala, litosfera deformada de la parte norte de Sudamérica e individualización de varios bloques continentales (Fig. 2.8) (Alvarado et al., 2016).

La última etapa de evolución de los Andes del Norte ha conducido a que la zona de subducción experimente una intensa deformación, que da lugar a la formación de fragmentos continentales encajados entre la fosa y la parte estable de la parte superior de la Placa Sudamericana; y a que un fragmento de placa litosférica atrapado entre la fosa y el cratón Sudamericano (Escudo Guyanés) en Ecuador y en Colombia, se está moviendo hacia el NE desde el Mio–Plioceno (Alvarado et al., 2016). Este fragmento de litosfera (Bloque Norandino) ha empezado a ser empujado hacia el noreste, como respuesta al particionamiento de esfuerzos de cizalla y al alto acoplamiento ecuatoriano del norte. El bloque es limitado hacia el este por el sistema de fallas transpresivas lateral dextral, Chingual – Cosanga – Pallatanga – Puna, sistema que forma el límite occidental de la Placa Sudamericana (Yepes et al., 2016). La utilización del método “Polo Euler” provee un desplazamiento del Bloque Norandino con respecto a Sudamérica de 8.5 mm/a en la dirección N 65°E. Esta tasa de movimiento indica la acomodación de movimiento del Bloque Norandino y su extensión a Colombia a través del sistema de fallas Afiladores – Sibundoy – Algeciras (Alvarado et al., 2016).



**NAS:** Bloque Norandino; **MF:** Falla Cosanga-Méndez; **Peltetec:** Sutura Peltetec; **Pujili:** Melange Pujili Sutura; **Jubones:** Falla de Jubones; **Toachi:** Zona de cizalla Toachi; **Py:** Zona Pisayambo **QFS:** Sistema de Fallas Activas de Quito. **Ciudades:** Q: Quito; L: Latacunga; C: Cuenca; R: Riobamba; G: Guayaquil.

**Figura 2.8.-** Mapa regional de fallas activas en el Ecuador. Tomado y modificado de Alvarado et al. (2016)

Análisis paleo-sísmicos y análisis de marcadores cuaternarios tales como: terrazas aluviales, escarpes, morrenas y formaciones volcánicas, han permitido identificar y agrupar a fallas activas con sus características principales (Fig. 2.8) (Alvarado et al.,

2016). A continuación se describen los sistemas de fallas activas compiladas por Alvarado et al. (2016):

El Melange Pujilí y la Zona de Cizalla Toachi, definidas por (Hughes y Pilatasig 2002), corresponden a fallas que exhiben un desplazamiento dextral (dextral strike-slip) y transportan terrenos oceánicos que forman el basamento de la Cordillera Occidental, además coinciden aproximadamente con el límite tectónico oriental del Terreno Piñón, respectivamente. Las suturas tectónicas citadas son actualmente reactivadas (Guillier et al., 2001).

El Sistema de Fallas Chingual, definida por Ferrari y Tibaldi, (1992), se localiza en la parte norte de la Cordillera Real y conecta a las fallas La Sofía y Río Cofanes. Evidencias morfológicas y geodésicas de transpresión, combinadas con datos radiométricos de  $^{14}\text{C}$ , muestran una tasa de movimiento de 7 a 10 mm/a.

El segmento de Falla Cosanga definida por Aspden y Litherland, (1992), posee una tendencia N-S y exhibe un componente de movimiento compresional durante el Cuaternario. Este segmento de falla muestra principalmente un componente inverso con un componente dextral secundario. Se conecta hacia el norte, con segmentos de la Falla Salado.

El Sistema de Falla Pallatanga corresponde a la extensión sur de la Falla Pujilí, corta a la Cordillera Occidental y a varias suturas. Este sistema de fallas puede ser trazado hacia el Suroeste a través de la planicie costera para conectarse con los segmentos activos de la Falla Puná en la Isla Puná. Tasas de deslizamiento en el Holoceno, derivadas de GPS utilizando el "Polo Euler" muestran un desplazamiento relativo del Bloque Norandino de 7.1 mm/a en la dirección N 47°E con respecto del "Fragmento Inca".

El Sistema de Falla Puná representa el límite sur del Bloque Norandino. Este sistema incluye varios segmentos activos: La estructura en Flor de Zambapala y la Falla Santa Clara. Más hacia el sur, la estructura en flor Amistad en el Golfo Guayaquil es considerada por representar la continuación costa afuera del sistema de falla Pallatanga.

El Sistema de Fallas Macas limita a la Cordillera Real en su flanco occidental y la prolongación de esta hacia el norte, fue probablemente parte de la Falla Méndez descrita por Litherland et al. (1994). Evidencias morfológicas sugieren una deformación compresional hacia el este, del dominio Subandino.

El Sistema de Fallas Napo–Cutucú representa el cinturón más oriental de deformación en Ecuador y en general involucra a “pequeñas escamas tectónicas”. Este sistema de fallas es activo en la parte norte de la región de Napo, afectando a su red de drenaje. La deformación de la Zona Subandina está posiblemente relacionada con la presencia de una falla inversa emergente a escala local, frente al sistema de Fallas Cutucú – Napo.

El Sistema de Fallas Quito–Latacunga reúne al sistema de fallas de Quito y al sistema de fallas Latacunga. Estos segmentos afectan a la pila entera de capas cuaternarias y holocénicas que llenan el Valle Interandino. El sistema de fallas de Quito exhibe una tasa de acortamiento estimado de 4-5 mm/a, mientras que el sistema de falla Latacunga exhibe un acortamiento de ~ 1mm/a.

## **CAPITULO 3**

### **GEOLOGÍA LOCAL**

#### **3.1 INTRODUCCIÓN**

La caracterización lito-estratigráfica de cada unidad rocosa expuesta en la Cordillera Real y en el Valle Interandino en la zona de estudio, se realizó mediante una compilación de datos geológicos en campo. Los datos han permitido correlacionar petrográficamente y estructuralmente, a las unidades litológicas inicialmente definidas en el proyecto Cordillera Real de Litherland et al (1994) y caracterizar nuevas unidades litológicas en el Callejón Interandino, muchas de las cuales forman parte de estudios volcanológicos previos realizados por Barba D. (2006) y Bustillos J. (2008), para los volcanes Chimborazo y Tungurahua, respectivamente (ver Capítulo 2).

Considerando los datos geológicos y características morfológicas, se generó un nuevo mapa geológico escala 1:50.000 de la Hoja Topográfica de Guano (Ver Anexo 4: Mapa Geológico de Guano 1: 50.000). La descripción de la geología local, se enuncia, dividiéndola en dos zonas: i) Flanco Occidental de la Cordillera Real (rocas del basamento) y ii) el Valle Interandino. El límite entre las dos zonas morfológicas corresponde a la Falla Peltetec (Aspden y Litherland, 1992).

#### **3.2 LITOESTRATIGRAFÍA: FLANCO OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA REAL**

##### **3.2.1 UNIDAD GUAMOTE [J<sub>GU</sub>]**

###### ***3.2.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

La Unidad Guamote consiste de una secuencia continental de ortocuarcitas de grano medio a grueso, con intercalaciones de filitas y pizarras de bajo grado (Aspden y Litherland, 1992).

Esta Unidad se localiza en la zona oriental del área de estudio, se extiende desde el poblado Verde Pamba hacia el norte (~ 4,7 km), hasta el poblado Balabug formando un “cinturón”, que alcanza un ancho máximo, de aproximadamente 2,3 kilómetros,

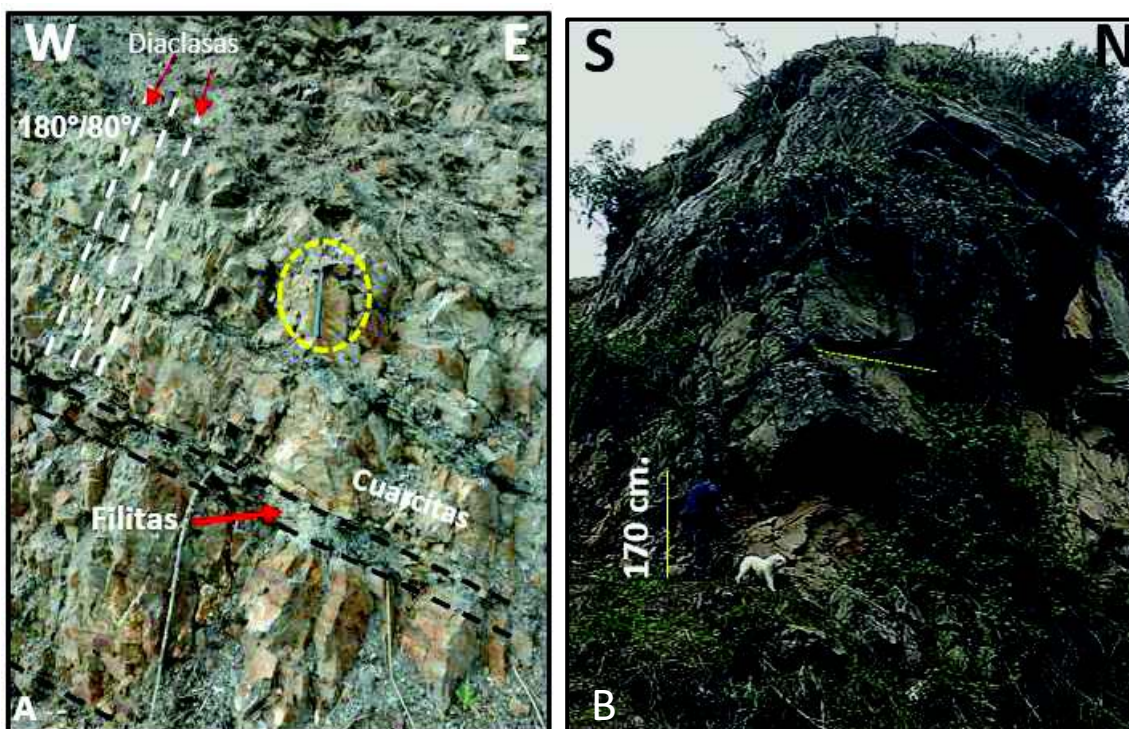
entre las proximidades del poblado Chañag San Francisco y el poblado Releche, ubicado en la margen derecha del Rio Blanco.

En las proximidades del sector urbano de Penipe, la Unidad Guamote se extiende aproximadamente 300 m hacia el este, desde la vía Penipe – Bayushig, al poblado Penicucho Bajo. En el sector, la Unidad está dispuesta en estratos que poseen una dirección NNE y buzan hacia el SE.

En la margen izquierda del Rio Chambo, en la vía Riobamba - Guamote UTM (771361; 9819676) se encuentra un pequeño afloramiento de cuarcitas negras masivas.

### 3.2.1.2 LITOLÓGIA

Litológicamente la Unidad está constituida por cuarcitas negras, grises, pardas y blanquecinas, filitas grises laminadas y pizarras negras; dispuestas en estratos y en bancos, cuyos espesores varían desde tamaños métricos a centimétricos.

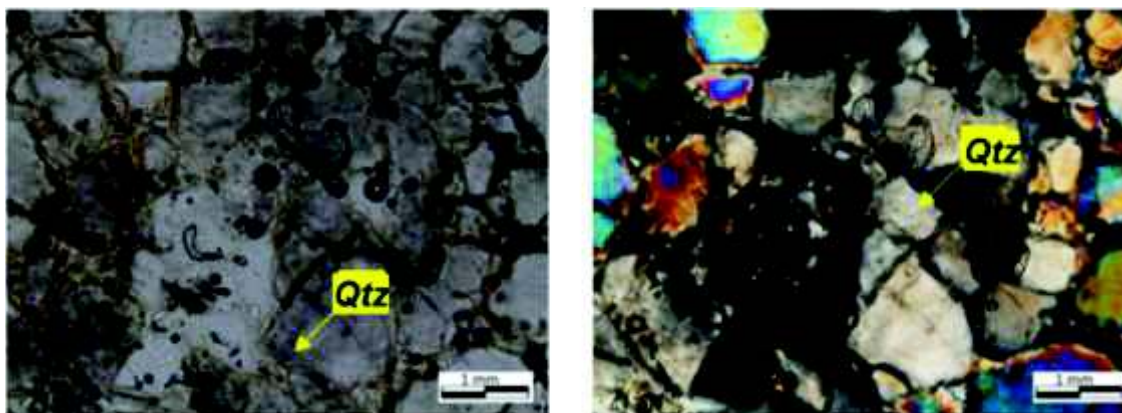


**Figuras 3.1 A y B.- A)** Afloramiento de cuarcitas con intercalaciones de filitas localizadas en el poblado Penicucho Bajo (UTM: 775345; 9825900). **B)** Afloramiento de cuarcitas localizadas en el poblado de Chañag San Miguel. (UTM: 775390; 9818470)



En la vía Penipe – Bayushig, en el poblado Penicucho Bajo (UTM: 775345; 9825900) se encuentran afloramientos de cuarcitas blanquecinas de grano medio, con blastos de cuarzo lechoso, subredondeados y con alta esfericidad; dispuestas en estratos medios (~ 10 - 30 cm) a gruesos (~ 55 – 65 cm), con estratificación planar, paralela y continua. Las cuarcitas se encuentran intercaladas (Fig. 3.1 A) con filitas en estratos medios (~10 - 15 cm), con estratificación planar, paralela y continua. Los estratos de cuarcitas y filitas, poseen una dirección ~ N30°E, con un buzamiento de aproximadamente 35° hacia el SE, exhiben un nivel de diaclasamiento (azimut de buzamiento 180/80°) bajo y un grado de meteorización bajo. Afloramiento con características similares se observa en el poblado Balabug (UTM: 776466; 9820990).

En el poblado de Chañag San Miguel (UTM: 775390; 9818470) y en sus zonas proximales, se encuentran afloramientos de cuarcitas blanquecinas a grises, en bancos de hasta 7 m de potencia (Fig. 3.1B), con bajo nivel de meteorización y dispuestas en dirección ~ N 15° E y con buzamiento ~ 30° hacia el SE. Estas cuarcitas están compuestas casi totalmente por blastos de cuarzo, dispuestos en rango de tamaños de grano entre arena fina a arena media, subredondeados y con alta esfericidad. Las rocas frecuentemente exhiben pátinas de oxidación y un gran porcentaje de sus clastos exhiben ligeras tonalidades azules en muestra de mano.



**Figuras 3.2 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una cuarcita. Muestra PIMI 1502 – 28

En análisis microscópico, las cuarcitas muestran una textura granoblástica poligonal (Figs. 3.2 a y b), con cristales euhedrales a subeuhedrales de cuarzo (95%), en tamaños uniformes y próximos a un milímetro, con muy buen sorteo y con un

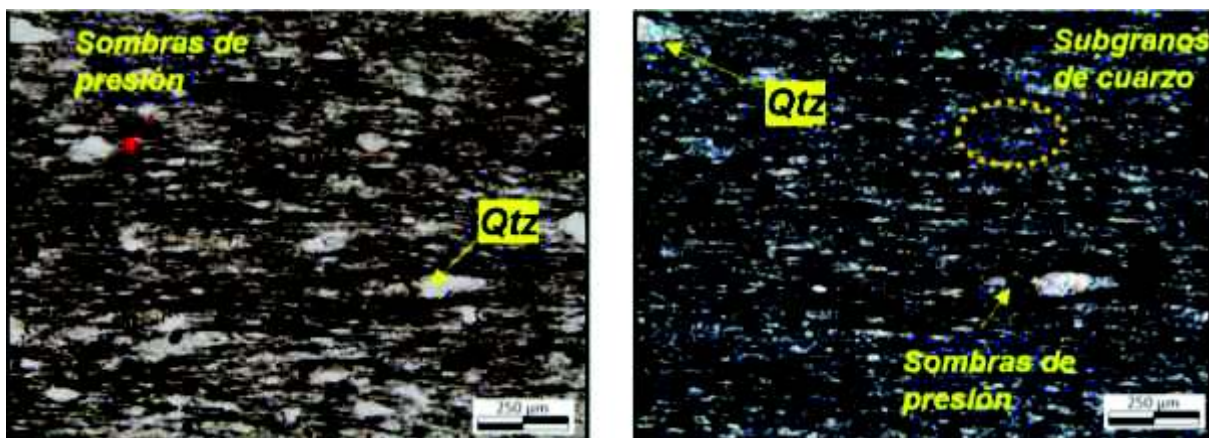


empaquetamiento cúbico a romboédrico. En los intersticios del cuarzo se encuentran minerales opacos (2%), arcillosos (3%) y pequeñas cantidades de sericita (<1%).

En el sector Verde Pamba (UTM: 775738; 9816631) y extendiéndose aproximadamente 500 m hacia el sur, se observan afloramientos de cuarcitas blanquecinas con intercalaciones de pizarras grises oscuras a negras. Las pizarras exhiben un grado de meteorización bajo a nulo, se encuentran dispuestas en estratos de grosor medio (~15 - 20 cm), en dirección ~ N10 E y poseen preferentemente buzamientos de ~35 ° hacia el sureste. Las rocas están compuestas de materiales arcillosos y de blastos de cuarzo de tamaño de limo muy fino.

Continuando hacia el sur, en el borde inferior de la zona de estudio, en las proximidades del poblado San Pablo de Salí se encuentran afloramientos poco potentes (~ 2.5 m) de pizarras negras (UTM: 777112; 9814146) y filitas grises (UTM: 776811; 9815109) con planos de esquistosidad ligeramente inclinados ~ 25° hacia el sureste. Las pizarras poseen un grado de meteorización medio y presentan un emplazamiento de diques andesíticos finogranulares dispuestos de manera subvertical.

En sección delgada las pizarras (Fig. 3.3 a y b) poseen una textura lepidoblástica, con clivaje pizarroso y su composición mineralógica la integran cristales finogranulares de cuarzo (20%), clorita y minerales arcillosos. Los blastos de cuarzo son los minerales detríticos más comunes en estas rocas, se presentan en cristales anhedrales inequigranulares, con una extinción ondulatoria y con sombras de presión de tamaños entre 50 y 125  $\mu\text{m}$ . La matriz (80%) se halla conformada por clorita y minerales arcillosos. Además, en ciertas zonas de la muestra se observan acumulaciones de subgranos de cuarzo (Tipo tablero de ajedrez), con una extinción que muestra su recristalización en condiciones de baja presión y temperatura.



**Figura 3.3 a y b.**- Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x) de una pizarra compuesta por Cuarzo (Cz), Clorita (Clt) y min. arcillosos. Muestra PIMI 1502 – 17.

En la vía Riobamba – Penipe, en la margen derecha del Río Chambo y próxima al poblado Pungal Santa Marianita (UTM: 771361; 9819676), se encuentran cuarcitas negras a pardas, compuestas por blastos de cuarzo (~ 85 %) subredondeados a redondeados, con alta esfericidad, con tamaño de grano de arena fina y dispuestas en forma de bancos de hasta ~ 3 m de potencia. Estas cuarcitas presentan un mayor contenido de minerales arcillosos (~15%) en los intersticios del cuarzo, se encuentran altamente diaclasadas y presentan un vetilleo posterior, de cuarzo lechoso producido por soluciones hidrotermales.

En la margen derecha del Río Blanco, en el poblado Releche (UTM: 777313; 9818955) se observan estratos de cuarcitas blanquecinas a pardas, dispuestas en estratos de grosor medio a fino (~ 15 - 5 cm), compuestas casi totalmente por blastos de cuarzo subredondeados, de tamaños de grano de arena fina e intercaladas con pizarras negras, en estratos finos y muy finos (~3 - 10 cm). Los estratos de cuarcitas y de pizarras, se encuentran altamente deformados y la diferencia de competencia entre las rocas, ha favorecido el desarrollo de estructuras de Budinages (Fig. 3.4). El grado de meteorización observados en las rocas es medio a alto, particularmente en las pizarras, las cuales se disgregan fácilmente.



**Figura 3.4-** Afloramiento de cuarcitas con intercalación de pizarras, localizadas en el poblado Releche (UTM: 777313; 9818955).

### ***3.2.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

Los afloramientos de la Unidad Guamote localizados entre los sectores Verde Pamba y Balabug, están limitados hacia el W, por la Unidad Peltetec, a lo largo de un contacto fallado denotado por un cambio morfológico entre las unidades. Además, el contacto entre estas Unidades podría ser asociado con el emplazamiento de diques (espesor < 40 cm) andesíticos subverticales, en pizarras negras, localizadas en el sector San Pablo de Sali, al sur de la zona de estudio.

La Unidad en los sectores Verde Pamba y Balabug, se prolonga hacia el este, hasta el poblado el Releche, donde es sobreyacida directamente por la Unidad Maguazo y por potentes depósitos coluviales.

Hacia el norte, en el sector Tarau, la Unidad Guamote es sobreyacida por la Unidad Tarau y por potentes depósitos Coluviales. Mientras que, en los sectores de Penipe y Balabug, los depósitos de cuarcita se encuentran sobreyacidos por las secuencias turbidíticas de la Unidad Maguazo.

Los depósitos de cuarcita localizados en el sector Pungal Santa Marianita, son sobreyacidos por potentes flujos de lava (Unidad Igualata) y se encuentran limitados hacia el E, por el Río Chambo, separándolos de la Unidad Peltetec. El Río Chambo, representa el límite entre estas unidades (Unidad Guamote – Unidad Peltetec) y

separa los dominios del Valle Interandino de la Cordillera Real. La base de la Unidad Guamote no aflora en toda la zona de estudio.

Evidencia fósil (amonites, microspores Deltoidosper y Cicatricosisporites) colectada de las Unidades Cebadas y Punin, en los sectores de Guamote y Cebadas, establecen una edad Jurásico inferior-Cretácico inferior (Litherland et al., 1994).

#### ***3.2.1.4 INTERPRETACIÓN***

La Unidad Guamote corresponde a una secuencia sedimentaria depositada en un ambiente acuoso con importante energía traslacional. La generación de sus clastos podría ser asociada a una erosión fluvial de las unidades triásicas y paleozoicas (Granito Tres Lagunas y Unidad Chigüinda, respectivamente) que conforman el núcleo de la Cordillera Real.

### **3.2.2 UNIDAD MAGUAZO [J<sub>MA</sub>]**

#### ***3.2.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

Definida por Aspden y Litherland. (1992), la Unidad Maguazo consiste de turbiditas ricas en clastos volcánicos, andesitas verdes, tobas verdes metamorfoseadas, pizarras carbonáceas y en menores cantidades orto cuarcitas y mármoles.

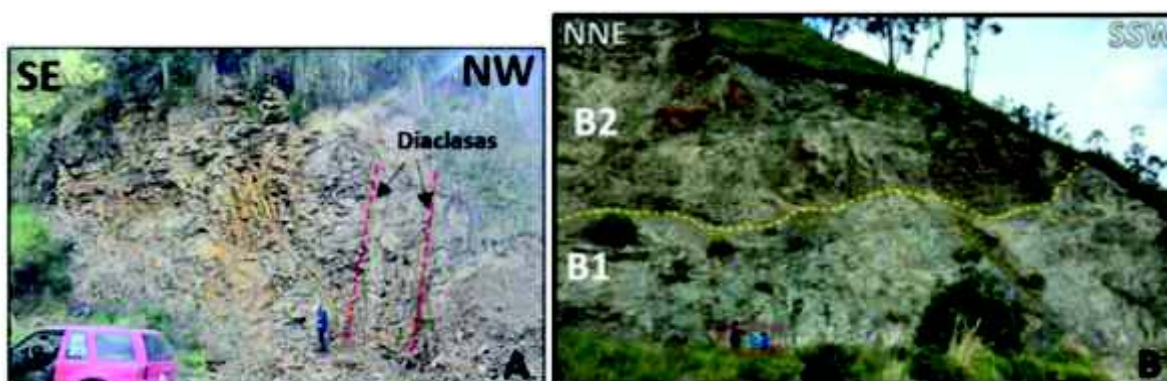
La Unidad Maguazo se localiza en el extremo oriental de la zona de estudio, se extiende desde el poblado San Pablo de Sali, en el sur, hasta el poblado Matus Alto, en el norte.

En el extremo inferior oriental de la zona de estudio, entre el Rio Blanco y la Quebrada Raypachaca, próxima a los poblados de Verde Pamba y San Pablo de Sali, se localizan los principales afloramientos de tobas verdes metamorfoseadas y andesitas verdes (Fig. 3.6 A) de esta Unidad. Las rocas están dispuestas preferentemente con una dirección N 10°E (rumbo andino), presentan un alto nivel de deformación (Fig.3.5) y se exponen principalmente en y entre las proximidades de las comunidades San Pablo de Sali y Verde Pamba.



**Figura 3.5.-** Afloramiento de turbiditas cizalladas localizada en el sector de Verde Pamba (UTM: 776477; 9816155).

Hacia el norte, en el poblado Releche (UTM: 777313; 9818955) esta Unidad se compone por depósitos de turbidita, moderadamente plegados, con alto grado de diaclasamiento, con foliación preferencial NNW y buzamientos hacia el SW. En la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 775963; 9822592) esta secuencia turbidítica, dispuesta de manera subvertical se extiende aproximadamente 250 m en sentido E – O con rumbo ~ N - S. La secuencia turbidítica en el sector se encuentra altamente deformada y fracturada, por efectos de una zona de cizalla. Mientras que, en la vía Penipe – Bayushig (UTM: 775193; 9826420) se encuentran potentes afloramientos (~ 25 m) de turbiditas, compuestas por lutitas ligeramente metamorfoseadas ubicadas al tope de la secuencia (Fig. 3.6 B; B2) y por esquistos de cuarzo y moscovita que exhiben variaciones granulométricas de limo a arena fina.



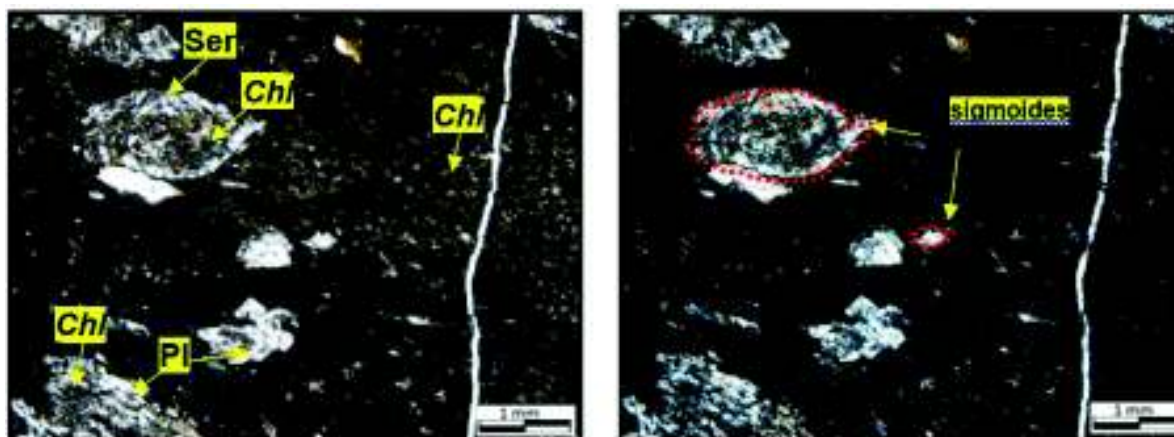
**Figuras 3.6 A y B-** Afloramientos de: **A)** Meta-andesitas localizadas en las proximidades del sector Verde Pamba (UTM: 776320; 9816279). **B)** Depósitos turbidíticos localizados en el sector de Penipe (UTM: 775193; 9826420); B1: esquistos de cuarzo y moscovita con microciclos milimétricos con variaciones granulométricas de limo a arena fina. B2: lutitas negras homogéneas ligeramente metamorfoseadas.



### 3.2.2.2 LITOLOGÍA

En las zonas proximales al poblado San Pablo de Sali (UTM: 777200; 9814958), se encuentran afloramientos de tobas volcanoclásticas metamorfoseadas de color verde oliva. Las rocas presentan un grado alto de litificación y de meteorización, que ha favorecido la alteración de sus componentes mineralógicos primarios. Además, los afloramientos han sido afectados tectónicamente, al desarrollar un clivaje penetrativo, caracterizado por poseer una orientación aproximada N – S, NNE – SSW con inclinación entre 20 y 30 ° al suroeste.

En el análisis microscópico (Figs. 3.7 a y b) la toba posee una textura fragmentada y se compone de:



**Figuras 3.7 a y b .-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una toba compuesta por fragmentos de Plagioclasa (Pl), Clorita (Clt) y Sericita (Ser). La toba ha sido afectada por cizallamiento ocasionando la microfracturación mineral y la formación de sigmoides. Muestra PIMI 1502 – 19.

- i) Líticos alotriomórficos fragmentados de plagioclasa (10%) muy alterados a clorita y a sericita (< 3%), hacia los bordes y en la parte central del mineral.
- ii) Cuarzo (2%) anhedral en forma de agregados cristalinos y como fluidos silíceos localizados en las microfracturas de la roca.
- iii) Clorita (15%) alotriomorfa secundaria, formada a partir de la alteración mineral de la plagioclasa.

La matriz (70%) posee una textura limosa – arenosa y se compone de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico altamente propilitizados y sericitizados. Esta roca ha sido afectada por un intenso cizallamiento, ocasionando deformación, fragmentación y

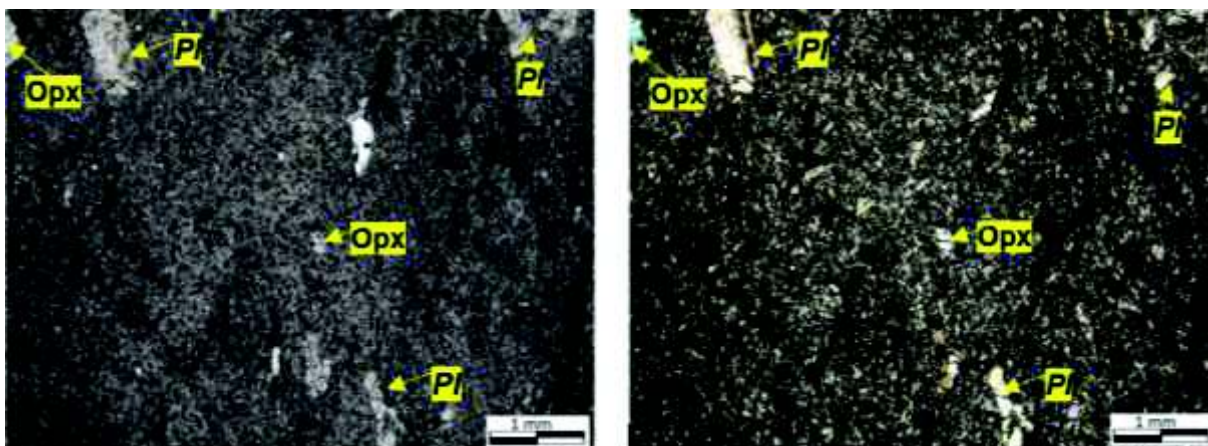
separación de los fragmentos minerales y consecuentemente la generación de formas sigmoidales.

Hacia el norte, en la vía San Pablo de Sali- Verde Pamba (UTM: 776609; 9815895) se observan afloramientos de limolita (turbidita) de color verde oliva claro, metamorfoseada y fuertemente foliada, con una dirección preferencial  $\sim N5^{\circ}W$  (rumbo andino) y un buzamiento  $\sim 55^{\circ}$  hacia el NE (Fig. 3.5). Las rocas presentan un ligero brillo satinado ocasionado por el desarrollo de sericita entre sus planos y están dispuestas en estratos de espesor fino ( $\sim 5 - 8$  cm). Los estratos frecuentemente presentan laminación fina a media no paralela, planar y continua (Fig. 3.5).

En el poblado Verde Pamba (UTM: 776352; 9816288) se encuentran afloramientos de metandesitas de coloración verdosa, textura porfirítica, ligeramente foliadas, con grado de meteorización bajo a medio y diaclasamiento alto (subverticales en dirección E-W). Las rocas están compuestas por fenocristales de plagioclasa y piroxeno, de grano muy fino, presentan vetillas muy finas (milimétricas) de cuarzo lechoso y patinas de pirolusita. En sección delgada (Fig. 3.8) la roca presenta una textura porfirítica y su composición mineralógica la integran cristales de:

- i) Plagioclasa (14%) subidiomorfos tabulares.
- ii) Ortopiroxeno (6%) subidiomorfos con bordes de reacción ligeramente alterados a epidota y clorita.
- iii) Clorita (<2%) subidiomorfos formados por alteración de piroxenos.

La matriz (75%) ligeramente propilitizada está compuesta por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos. Además, en la matriz se puede observar cristales de epidota (<2%) generada a partir de la alteración mineral de las plagioclasas y vidrio volcánico, consecuencia de una baja propilitización en la roca. (Fig. 3.8).



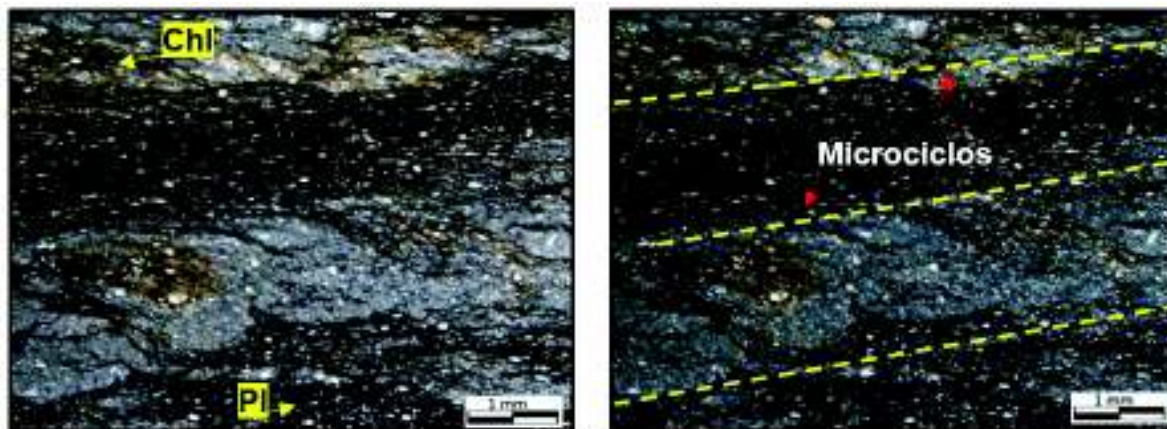
**Figuras 3.8 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una metandesita propilitizada, compuesta de Plagioclasa (Pl) y Ortopyroxeno (Opx). Muestra PIMI 1502 – 18.

En el poblado Releche (UTM: 777313; 9818955) se encuentran depósitos de turbiditas, con dirección NNW –SSE (rumbo andino) y buzamiento de  $\sim 35^\circ$  hacia el suroeste. Los depósitos están conformados por lutitas de color negro a gris oscuro, internamente homogéneas y dispuestas en estratos finos a medios ( $\sim 5 - 15$  cm), con laminación gruesa ( $\sim 1 - 2$  cm), paralela y continua. Las turbiditas se encuentran ligeramente plegadas y presentan un nivel de diaclasamiento importante, posiblemente relacionado con la zona de cizalla localizada en el sector.

En la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 775963; 9822592) y en el poblado Torcasa (UTM: 776119; 9821991), se encuentran afloramientos de turbiditas, dispuestas de manera subvertical, con un ancho máximo de aproximadamente 300 m (Fig. 5.3). Estas rocas han sido altamente afectadas por una deformación plástica (cizallamiento), que ha generado la deformación y el fracturamiento de los componentes mineralógicos de la roca. Las fracturas y grietas de tensión observadas en los afloramientos, han sido rellenadas por venas de cuarzo lechoso y por vetillas de calcita. Además, las turbiditas en este lugar, exhiben microciclos de espesores milimétricos (2 – 3 mm), con variaciones granulométricas de arcilla a limo, reconocidas principalmente en sección delgada (Fig. 3.9). En muestras de mano, estas variaciones son denotadas por la variación de tonos en la roca. En el análisis microscópico (Figs. 3.9 a y b) estas rocas se componen de minerales alotriomórficos finogranulares de plagioclasa, piroxeno (<2%) y clorita secundaria, localizados en la matriz (95 %). La intensa deformación ha



generado el desmenuzamiento en sus bordes y consecuentemente la reducción del tamaño de los minerales, además de la separación de los fragmentos minerales, generando microestructuras del tipo “S-C”.



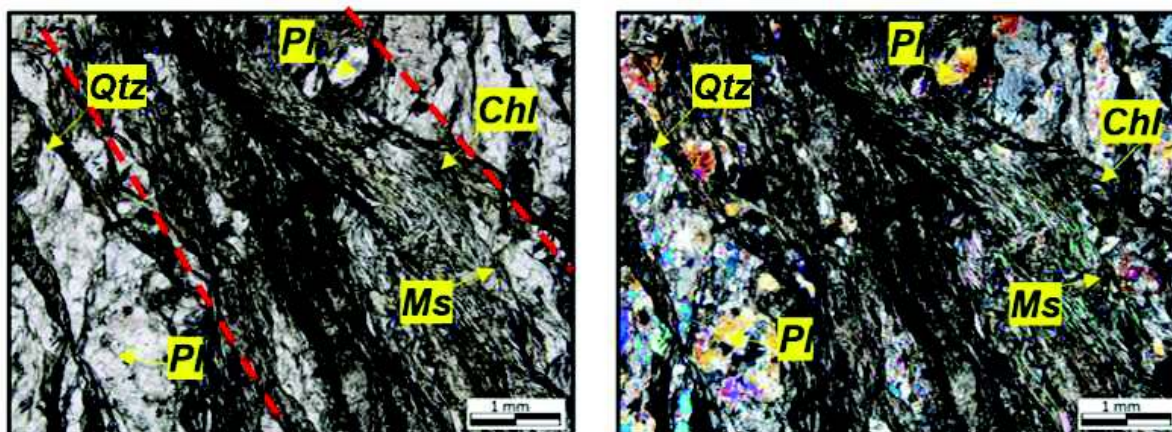
**Figuras 3.9 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una metaturbidita con microciclos de ~ 2.5 mm. Muestra PIMI 1502 – 24

En la vía Penipe – Bayushig (UTM: 775193; 9826420) se encuentran secuencias turbidíticas, dispuestas en dirección ~ N - S (rumbo andino) e integradas con dos tipos de litologías (Fig. 3.6 B):

Figura. 2.3 B; B1: Hacia la base de la secuencia turbidítica, se encuentran esquistos sericíticos de color gris claro, con brillo satinado, compuesta de blastos de cuarzo subredondeados a subangulosos, de tamaños de ~ 2 mm y distribuidos en una matriz. La matriz es laminada (~ 0.3 cm) compuesta de clorita y moscovita, que dan un aspecto brillante a la superficie de la roca. Estas rocas exhiben microciclos de espesores milimétricos, denotadas por la periodicidad granulométrica de limo (2–3 mm) a arena fina (1 – 2mm)

En el análisis microscópico (Fig. 3.10) estas rocas poseen una textura lepidoblástica y una composición mineralógica compuesta por cristales de:

- i) Cuarzo (20%) subidiomorfos, microfracturados, con deformación intracristalina, con sombras de presión y con subgranos de cuarzo recristalizados.
- ii) Plagioclasa (10%) alotriomorfos.
- iii) Moscovita (13%) laminares, idiomorfos a subidiomorfos
- iv) Clorita (5%) cristales subidiomorfos laminares formados por alteración mineral.



**Figuras 3.10 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de un esquistos de cuarzo y moscovita. Muestra PIMI 1502 – 8

Estas rocas han sido afectadas por tectonismo, generando el desarrollo de clivajes de crenulación y el fracturamiento en la roca. La matriz (52%) está conformada por microlitos de filosilicatos y en menores cantidades de microlitos de cuarzo (Fig. 3.10).

Figura. 2.3 B; B2: Al tope de la secuencia (Fig. 3.6 B), se encuentran lutitas de color negro a gris oscuro, con grado de meteorización bajo y dispuestas en estratos de grosor medio a fino (~ 5 – 20 cm). Los estratos poseen una dirección ~ N 5° W (rumbo andino) con buzamiento preferencial de ~ 25° hacia el SE y frecuentemente poseen laminación de grosor fino a medio (~ 0.5 – 1 cm), paralelo y continuo.

Las secuencias turbidíticas de la Unidad Maguazo, manifiestan una relación con los horizontes: **Te** (horizontes de granos muy finos o sedimentos pelágicos) y **Td** (Limos en la cima con laminación paralela) definida por Bouma, (1962) para una secuencia idealizada de turbiditas (Secuencia Bouma).

### 3.2.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

La Unidad Maguazo en los poblados de Verde Pamba y San Pablo de Sali, se encuentra limitada al este, por el Rio Blanco y al noroeste por la Quebrada Raypachaca. Estos límites fisiográficos la separan de la Unidad Guamote. Las relaciones estratigráficas con la Unidad Guamote en este sector, no son claras; es posible que la Unidad Maguazo se encuentre sobreyaciendo a la Unidad Guamote.

En los sectores Releche y Penipe (en la vía Penipe – Bayushig) esta Unidad se encuentra directamente sobreyaciendo a la Unidad Guamote y es sobreyacida por potentes depósitos coluviales y de Cangahua.

Los depósitos de turbidita, localizados en la vía Penipe – La Candelaria y en la vía Penipe – Bayushig, se encuentran en contacto tectónico con la Unidad Peltetec.

La Unidad puede ser correlacionada en edad con la Subdivisión Maguazo definida por (Litherland et al., 1994) proyectando una edad Calloviana – Oxfordiana (~ 166.1 – 157.3 Ma.) del Jurásico

#### ***3.2.2.4 INTERPRETACIÓN***

Las secuencias turbiditas son la litología dominante de la Unidad Maguazo y posiblemente corresponden a una serie de depósitos por decantación del sedimento en suspensión (sobre la Unidad Guamote), en un ambiente general de talud continental, con ocasionales procesos de deslizamiento gravitatorio. Estas secuencias turbidíticas, manifiestan una estrecha relación con el horizonte: **Te** (horizontes de granos muy finos o sedimentos pelágicos) definido por Bouma, (1960) para secuencias turbidíticas idealizadas.

Las meta-andesitas y tobas volcanoclásticas metamorfoseadas se localizan exclusivamente en el extremo sur oriental de la zona de estudio. Estas rocas podrían haber sido generadas en un ambiente calcoalcalino, al ser asociadas con resultados obtenidos para análisis geoquímicos de roca total en varias muestras por Yáñez, (2016), en la zona contigua al área de estudio. Litherland et al. (1994) interpreta a estas rocas como parte del Terreno Alao, formado por un arco de islas oceánico de edad Jurásico medio y de origen alóctono, que posteriormente fue acrecionado al continente (Ver Cap. 2). La presencia de secuencias turbidíticas de la Unidad Maguazo sobre la Unidad Guamote difieren de las interpretaciones y modelos propuestos (acreción de terrenos alóctonos) por Litherland et al. (1994) y se acoplan con un modelo de crecimiento cortical autóctono propuesto por Cochrane et al. (2014) y Spikings et al. (2015) (Ver Cap. 2).

### **3.2.3 UNIDAD PELTETEC [KPE]**

#### ***3.2.3.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

Definida por Aspden y Litherland, (1992) como una secuencia ofiolítica conformada por basaltos espilitizados, cherts, filitas, doleritas, serpentinitas, gabros y peridotitas.

La Unidad Peltetec se ubica inmediatamente a la margen derecha del Río Chambo, conformando las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, en la zona de estudio. La Unidad forma un cinturón continuo, con tendencia andina de aproximadamente 3 km de ancho, que se extiende de manera continua, desde el sector urbano de Bayushig en el norte hacia el sur, fuera del área de estudio.

#### ***3.2.3.2 LITOLOGÍA***

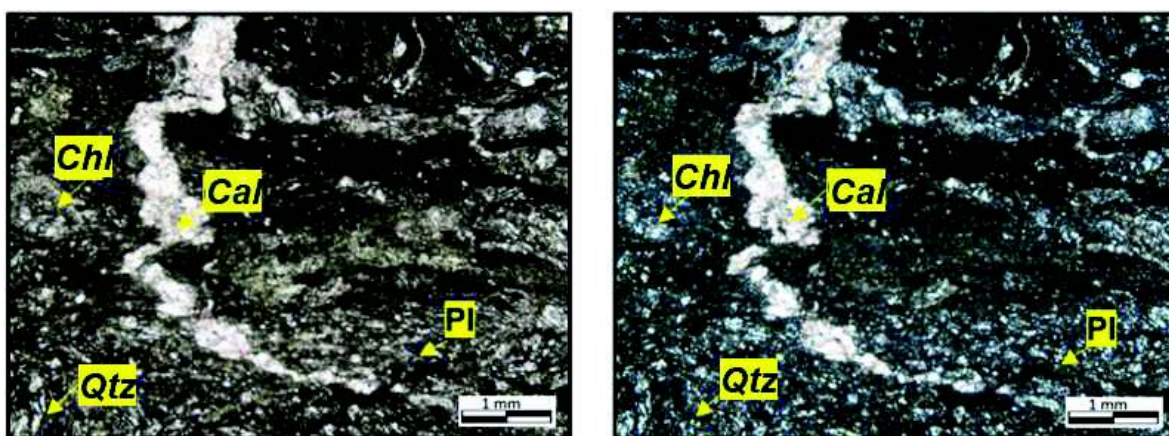
Una secuencia ofiolítica de corteza oceánica se encuentra integrada por peridotitas a la base, seguidas de importantes niveles de gabros, diques basálticos, niveles de “pillow” lavas, flujos de lava y una cobertura sedimentaria ubicada al tope de la secuencia. (Wilson, 1989).

La Unidad Peltetec en el área de estudio está compuesta por niveles sedimentarios (filitas verdes), rocas verdes (metabasaltos), basaltos serpentinizados, serpentinitas y bloques rodados de gabros. Estos componentes litológicos se encuentran distribuidos de manera no caótica a lo largo del cinturón y forman parte de un conjunto de litologías comunes en las secuencias ofiolíticas.

La cobertura sedimentaria de la ofiolita se localiza inmediatamente en la margen derecha del Río Chambo. Aflora a lo largo de la vía Penipe – Nabuzo (UTM: 774568; 9824115) y se extiende aproximadamente 4,5 km hacia el sur, a las proximidades del poblado Torcasa (UTM: 774207; 9821771), en la margen izquierda del Río Blanco. Los depósitos metasedimentarios alcanzan una anchura de ~ 450 m y corresponden a filitas verdes, con brillo satinado y estructura laminar. Estas rocas están dispuestas en dirección NNE – SSW (rumbo andino), poseen un buzamiento menor a 30° hacia el este y presentan un grado de meteorización bajo a medio, denotado por el

fracturamiento de las rocas; las fracturas han sido posteriormente rellenadas por calcita y cuarzo hidrotermal (Fig. 3.11).

Las filitas verdes a nivel microscópico (Fig.3.11) poseen una textura lepidoblástica y su composición mineralógica la integran microlitos de cuarzo (3%), plagioclasa (7%) y relictos de piroxeno (<1%). Las rocas se encuentran muy alteradas, desarrollando minerales secundarios: clorita (4%), epidota (5%) y sericita (6%). La matriz (75%) altamente propilitizada y sericitizada está compuesta por materiales arcillosos y por microlitos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 3.11).



**Figuras 3.11.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5 x) de una filita verde compuesta por Clorita (Cl), Cuarzo (Cz), Plagioclasa(Pl), Calcita (Cac). Muestra PIMI 1502–6

Las rocas verdes son la litología predominante de la Unidad y aparecen como secuencias masivas a lo largo de todo el cinturón. Los principales afloramientos se localizan en las proximidades de los poblados Puelazo y Santa Ana de Sagúan, en las Quebradas Itsana Grande (UTM: 773791; 9817910) (Fig. 3.12 a) y Quillán (UTM: 772989; 9816447). Afloramientos de menores dimensiones se localizan en las partes altas del poblado Chañag San Miguel (UTM: 774876; 9818584) (Fig. 3.12b) y en las proximidades del sector urbano de Bayushig (UTM: 775685; 9827810).

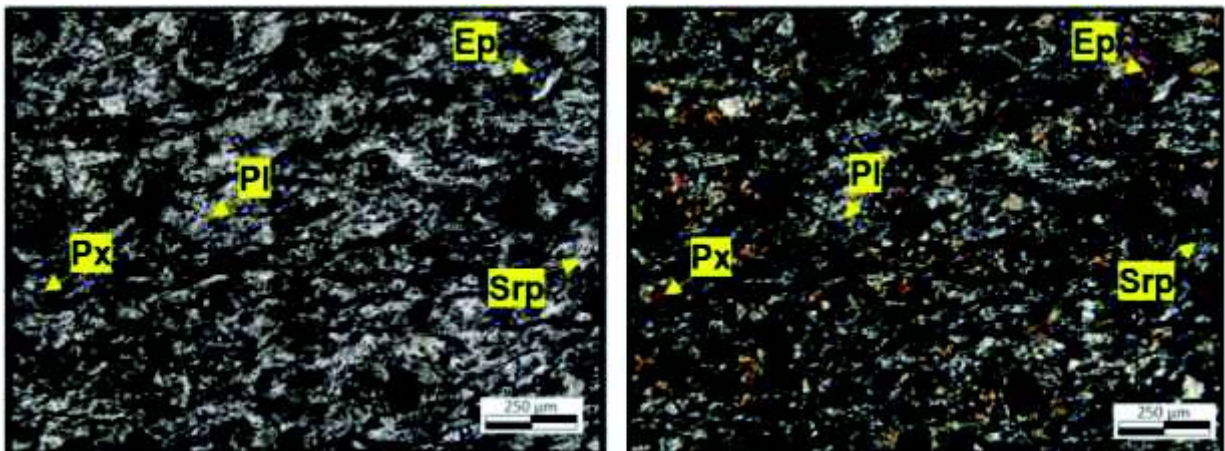




**Figuras 3.12.-** Afloramientos de la Unidad Peltetec, localizados en: a) Quebrada Itsana Grande (UTM: 774969; 9815513) y b) Poblado Chañag San Miguel (UTM: 774876; 9818584)

Las rocas presentan un protolito basáltico, con textura afanítica, con foliación en dirección N–S y con buzamientos preferentemente hacia el este (Fig. 3.12a). Estas litologías se encuentran fuertemente propilitizadas y serpentizadas por efectos de soluciones hidrotermales, presentan distintos niveles de fracturamiento, deformación, silicificación y oxidación. En las fracturas es frecuente la presencia de vetillas finas de cuarzo lechoso, calcita y minerales como pirolusita en forma dendrítica.

En sección delgada (Fig. 3.13) las rocas verdes poseen una textura intergranular con desarrollo de clivajes discontinuos producto de esfuerzos tectónicos. Su configuración mineralógica la integran cristales finogranulares de:



**Figuras 3.13. a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una roca verde compuesta por Plagioclasa(Pl), Epidota (Ep), Piroxeno(Px) y Serpentina (Srp). Muestra PIMI 1502 – 7

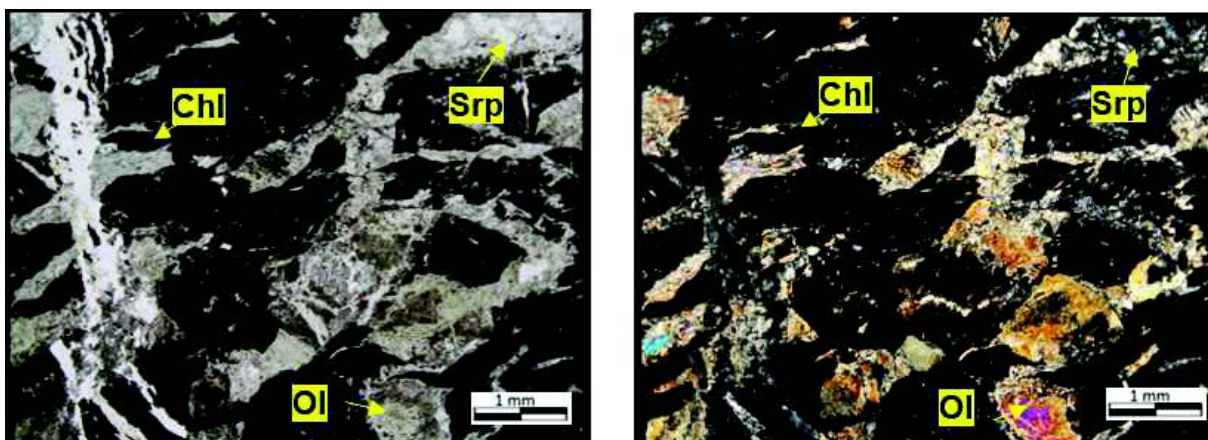
- i) Plagioclasa (~14%) alotriomórficos y saussuritizados.
- ii) Piroxeno (~7%) anhedrales muy alterados a epidota y clorita.

- iii) Epidota (~12%) subidiomorfos formadas a partir de plagioclasas y piroxenos.
- iv) Clorita (~8%) subidiomorfos laminares secundarias
- v) Serpentina (~4%) frecuentemente ubicadas en los intersticios entre los piroxenos y las plagioclasas de la matriz.

La matriz (55%) altamente propilitizada y serpentizada está constituida por serpentina y microlitos de plagioclasas, piroxenos y minerales opacos.

Las serpentinitas en el área de estudio se localizan únicamente en la margen izquierda de la Quebrada Quillán (UTM: 774342; 9815825) y en partes altas de las Quebrada Itsana Grande (UTM: 773029; 9816396). En la Quebrada Quillán, se presentan en afloramientos continuos de hasta ~ 300 m de ancho, en sentido E- O, mientras que, en la Quebrada Itsana Grande aparecen como grandes bloques de tamaños métricos < 4 m, con clivajes de cizalla orientados aproximadamente en sentido N – S, NNO – SSE y una inclinación entre 20 y 30 ° hacia al oeste.

En sección delgada (Figs. 3.14 a y b) las serpentinitas poseen una estructura reticulada y su composición mineralógica la integran cristales de:



**Figuras 3.14 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una serpentinita compuesta por Clorita (Chl), serpentina (Srp), Olivino (Ol), Piroxeno (Px). Muestra PIMI 1502 – 15.

- i) Serpentina (85%) con hábito lamelar y fibroso.
- ii) Olivino (10%); subidiomorfos equigranulares con grado alto de serpentización.
- iii) Relictos de piroxenos (<2%) alotriomorfos alterados a serpentina, epidota y clorita (<3%).

La Unidad es caracterizada por: presentar un bajo grado de metamorfismo (facies esquisto verde), presentar un alto grado de fracturamiento y serpentización, además de exhibir zonas de cizalla.

### ***3.2.3.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

El cinturón metamórfico conformado por la Unidad Peltetec en la zona de estudio, se encuentra directamente en contacto tectónico con la Unidad Guamote, en el borde oriental y occidental, ubicándola dentro de la Unidad Guamote. Mientras que, al norte del poblado Torcasa, la Unidad Peltetec se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Maguazo, en su borde oriental.

Extendiéndose ampliamente a lo largo de toda la secuencia ofiolítica, es frecuente la presencia de depósitos de cangahua (Q<sub>C</sub>) sobre la Unidad Peltetec.

Dataciones Ar/Ar realizadas en plagioclasas tomadas de metabasaltos y gabros, proyectan edades que corresponderían al Cretácico Temprano ( $134.3 \pm 12,8$  Ma. y  $134, 7 \pm 0,9$  Ma) Spikings et al. (2015).

### ***3.2.3.4 INTERPRETACIÓN***

Análisis geoquímicos de roca total para rocas ultramáficas y basaltos de la Unidad Peltetec muestran una afinidad de MORB (Litherland et al. (1994); Spikings et al. (2015)). Es decir, las secuencias litológicas de la Unidad Peltetec corresponden a un remanente de piso oceánico.

La presencia de la Unidad Guamote en el borde oriental y en el borde occidental de la ofiolita (Unidad Peltetec), el contacto tectónico no caótico entre las Unidades, el arreglo no caótico de los componentes litológicos de las Unidades, la depositación de turbiditas de la Unidad Maguazo sobre la Unidad Guamote y períodos de recalentamiento (apatito U – PB) durante 145 – 80 Ma (Cochrane et al., 2014) de la Cuenca Oriente, son hechos consistentes con la extensión intra-arco que sufrió la placa Sudamericana y permitió la generación de rocas de la Unidad Peltetec. Estas evidencias respaldan el modelo de crecimiento cortical autóctono, propuesto por Cochrane et al. (2014) y Spikings et al. (2015) y difieren con interpretaciones y modelos



propuestos (acreción de terrenos alóctonos) por Litherland et al. (1994) (ver Capítulo 2).

### **3.2.4 UNIDAD TARAÚ [P<sub>CTA</sub>]**

#### **3.2.4.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN**

En este trabajo se adopta como Unidad Tarau a las rocas situadas en la parte central oriental de la Cordillera Real, en la zona de estudio. Las rocas se localizan en el poblado Tarau, se extienden desde la desembocadura del Río Tarau en el Río Blanco hacia el sur (~1,5 km), hasta la Quebrada La Tranca. Los afloramientos tipo de esta Unidad se ubican en la vía Penipe- La Candelaria y en la vía Tarau-Balabug, en ambos márgenes del Río Blanco, en el poblado Tarau.

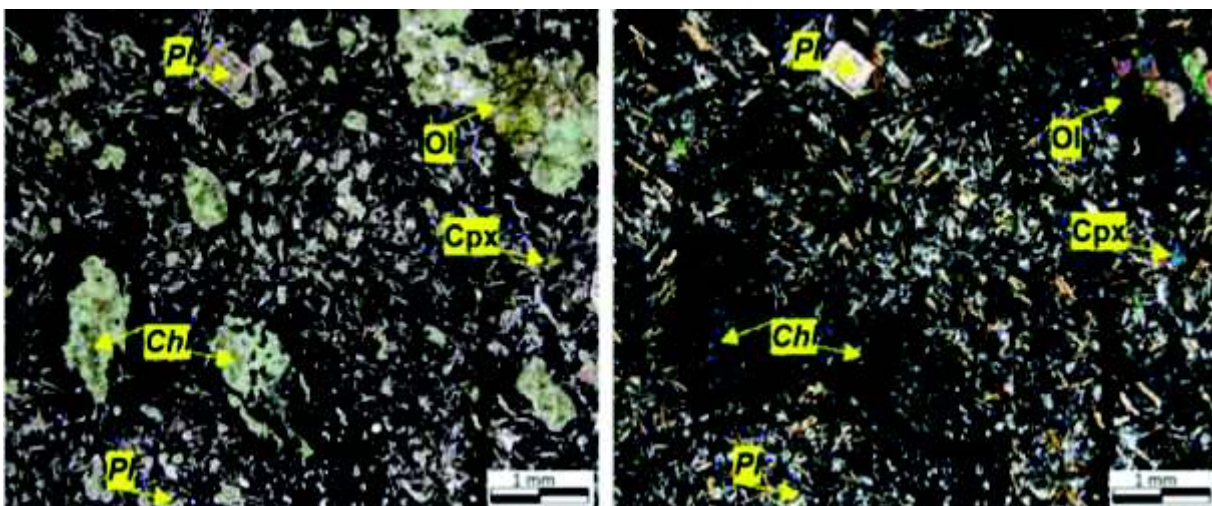
#### **3.2.4.2 LITOLOGÍA**

Litológicamente esta Unidad consiste de andesitas y dacitas verdosas, altamente propilitizadas y no deformadas.

En la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 777025; 9821830), próxima al poblado Tarau se observan afloramientos de andesitas de color gris oscuro verdoso, con textura porfírica, grado de meteorización medio a bajo, alteradas, ligeramente fracturada y compuestas de fenocristales de grano fino a grano medio. Las rocas presentan pátinas y vetillas gruesas de calcita. En el análisis microscópico (Figs. 4.15 a y b) la roca posee una textura porfírica y su composición mineralógica la integran cristales de:

- i)** Plagioclasa (25%) subidiomorfos tabulares, con maclas tipo Carlsbad, con zonación normal, relieve bajo, con bordes de reacción, dispuestas en tamaños próximas a 1 mm y con una composición ~ andesina.
- ii)** Ortopiroxeno (4%) alotriomorfos a subidiomorfos y con bordes de alteración a clorita y epidota.
- iii)** Olivino (5%) subidiomorfos, muy alterados a clorita y dispuestas en un rango granulométrico entre 0,5 – 2 mm.
- iv)** Clorita (10%) alotriomorfos planares, con colores anómalos y formados a partir de la alteración mineral del olivino y piroxeno.

La matriz (56%) altamente propilitizada está compuesta de microlitos aciculares de plagioclasa y piroxeno.



**Figuras 3.15 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Olivino (Ol), Piroxeno (Px) y .Clorita (Chl), Muestra PIMI 1502 – 25.

En la margen izquierda del río Blanco, próximo al poblado Tarau (UTM: 776792; 9821732) se encuentran afloramientos de dacita, de color gris claro verdoso, con textura porfírica, grado de meteorización bajo, ligeramente alteradas, muy fracturadas y compuestas de fenocristales de grano fino a grano medio de plagioclasa (8%), cuarzo (12%) y piroxeno (3%), dispuestas en una matriz (75%) verdosa propilitizada.

### 3.2.4.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

La Unidad Tarau se encuentra inmediatamente sobreyaciendo a la Unidad Guamote y es limitada por la Unidad Maguazo, en su borde oriental y occidental. En este sector es frecuente la presencia de potentes depósitos Coluviales, los cuales sobreyacen a la Unidad Tarau.

### 3.2.4.4 INTERPRETACIÓN

Debido a su atipicidad petrográfica y estructural (rocas de la Unidad Tarau) con las Unidades Alao, Maguazo y Peltetec, en la zona de estudio, las rocas de la Unidad Tarau podrían ser asociadas a un volcanismo de edad Paleoceno ( ~65 – 56 Ma) ??.

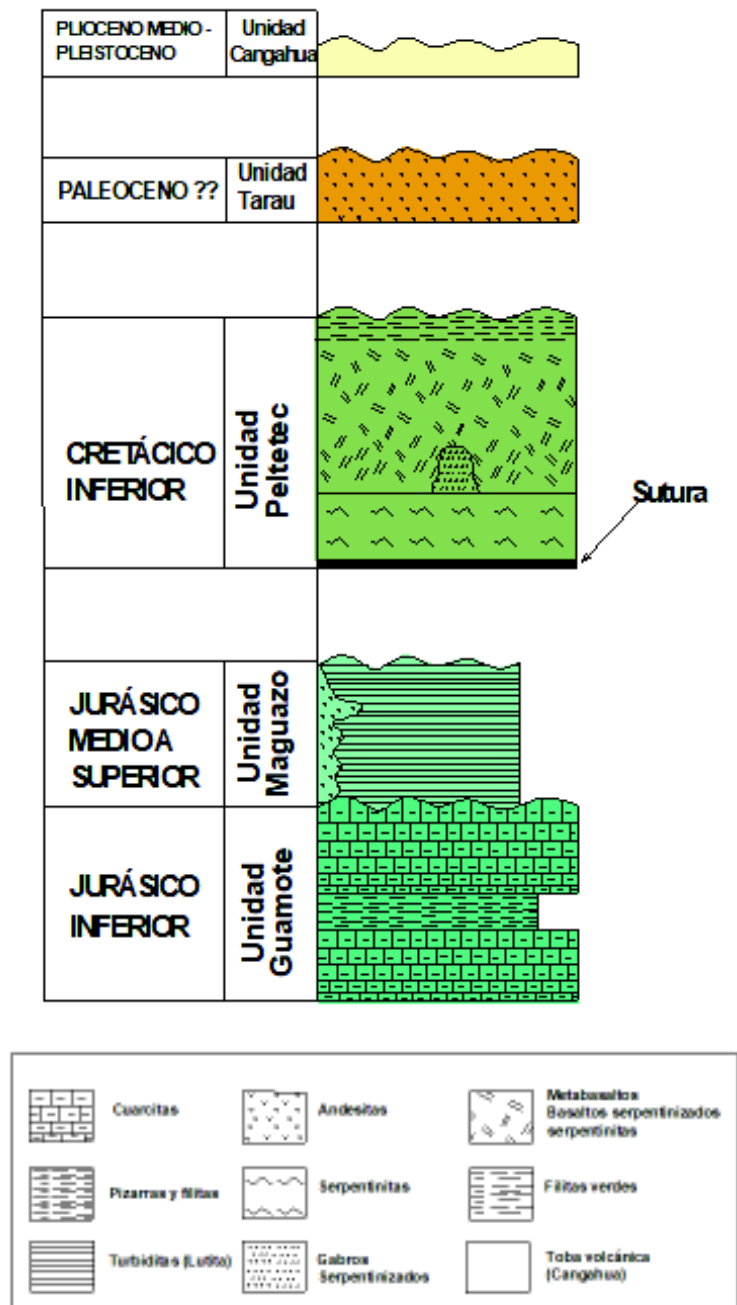


Figura 3.16.- Columna estratigráfica esquemática de la Cordillera Real en la zona de estudio.

### **3.3 LITOESTRATIGRAFÍA: VALLE INTERANDINO**

El Valle Interandino en la zona de estudio, se encuentra cubierto por varias secuencias sedimentarias y por distintos productos volcánicos generados por los volcanes Conos de Calpi, Igualata, Chimborazo, Tungurahua y El Altar. Los afloramientos de rocas metamórficas (basamento) son restringidos, se localizan únicamente a la margen izquierda del río Chambo y corresponden a la Unidad Guamote (ver descripción 3.2.1 Unidad Guamote).

Hacia el sur del área de estudio, en el sector de Punín, la Unidad Guamote está ampliamente expuesta y se compone de cuarcitas con intercalaciones de filitas. (INIGEMM, 2013). Considerando estos afloramientos y la posible proyección y continuidad, hacia el norte (al área de estudio), es muy probable que las rocas de la Unidad Guamote conformen el basamento del Valle Interandino en el área de estudio.

A continuación se describen las unidades litológicas de la zona de estudio localizadas en el Valle Interandino (desde la más antigua hasta la más joven):

#### **3.3.1 UNIDAD RIOBAMBA**

Esta Unidad se localiza en la zona central del área de estudio, se extiende desde el sector urbano de Guano y se proyecta hacia el este, hasta la comunidad de Cubijíes en la margen izquierda del Río Chambo. Litológicamente se la separa en dos miembros:

##### **3.3.1.1 MIEMBRO 1 [MR1]**

###### ***3.3.1.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

Este Miembro corresponde a distintos estratos sedimentarios, localizados en las zonas proximales (Fig. 3.17 y Fig. 3.18) y en el sector urbano de Cubijíes. La cobertura sedimentaria se expone en la vía Riobamba – Penipe (Fig. 3.18) (UTM: 768471; 9818221) y se extiende aproximadamente 800 m, hasta la desembocadura del Río Guano en el Río Chambo, donde forman terrazas aluviales uniformes que cubren un área de 1,2 km<sup>2</sup> y alcanzan una potencia máxima de ~ 50 m en los dos lados del curso del Río Guano.



**Figura 3.17.-** Vista panorámica del depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1). Foto tomada desde (UTM: 768650; 9817492) en dirección hacia el norte.

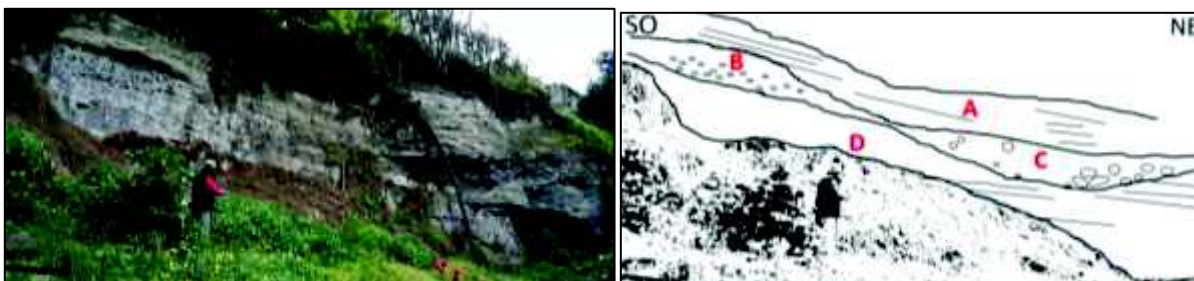
### 3.3.1.1.2 LITOLOGÍA

Estos depósitos sedimentarios lo integran distintos estratos granodecrecientes (Fig. 3.17 y Fig. 3.18) de color grisáceo, con alto grado de litificación. Litológicamente este Miembro se encuentra compuesto por:



**Figura 3.18.-** Afloramiento de depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1) en la vía Riobamba - Penipe (UTM: 768471; 9818221).

**A)** limos y areniscas finas, ubicadas al tope de la secuencia, en estratos de grosor medio a muy grueso (~ 0,45 – 3,5 m) dispuestos de manera horizontal, con una estratificación planar, a ligeramente ondulada, paralela y continua. Estos estratos muestran una gran continuidad lateral con cambios en sus espesores (Fig. 3.18 y Fig. 3.19), hacia el NW se ha favorecido su desarrollo. Además de ello, estos estratos frecuentemente presentan laminación gruesa, paralela, planar y continua.



**Figuras 3.19.- a y b** Afloramiento y diagrama explicativo del depósito sedimentario (Unidad Riobamba; Miembro 1) localizado en la vía Riobamba - Penipe (UTM: 768440; 9818064).

**B y C)** conglomerados (Fig. 3.19), en estratos gruesos a muy gruesos ( $\sim 0,5 - 2,0$  m) dispuestos de manera horizontal con una estratificación ondulada, no paralela y discontinua. Estos estratos muestran una continuidad lateral con una cierta variación granulométrica de sus componentes litológicos. Los conglomerados incluyen clastos subredondeados a subangulosos de hasta 15 cm de diámetro, dispuestos en una matriz ( $\sim 55\%$ ) soportada. Los clastos se componen casi en su totalidad por rocas de composición andesítica.

**D)** areniscas, en estratos masivos gruesos a muy gruesos ( $\sim 0,5 - 1,5$  m) dispuestas de manera horizontal con una estratificación planar y/u ondulada, no paralela y continua (Fig. 3.19). Estos estratos muestran una gran continuidad lateral.

En la vía Cubijies – Quimiag, en la margen izquierda del Rio Chambo se observan estratos de grosor medio a muy grueso ( $\sim 0,60 - 1,5$  m) de limos y areniscas finas, dispuestas de manera horizontal, ligeramente plegados y con distintos rasgos de deformación. Esta deformación podría ser atribuida, a los efectos tectónicos de la Falla La Candelaria (Ver Capítulo 4). Hacia la base de estas secuencias, se observa una predominancia de depósitos de conglomerados, en estratos gruesos a muy gruesos ( $\sim 0,7 - 1,8$  m) dispuestos de manera subhorizontal y con una estratificación planar, paralela y semicontinua. Los conglomerados incluyen clastos subredondeados a redondeados de andesitas, de hasta 10 cm de diámetro en una matriz ( $\sim 35\%$ ) clasto soportada.

En la vía Penipe – Riobamba (UTM: 768718; 9817809) se encuentran brechas sedimentarias, en estratos gruesos a muy gruesos ( $\sim 0,5 - 1,5$  m) dispuestas de

manera horizontal, con estratificación ondulada, no paralela y discontinua. Estos estratos muestran semicontinuidad lateral, con cierta variación granulométrica de sus componentes litológicos. Los conglomerados incluyen clastos subangulosos de hasta 10 cm de diámetro en una matriz (~55%) arenosa soportada. Los clastos se componen casi en su totalidad por rocas de composición andesítica. Estos estratos están intercalados, entre una secuencia de estratos similar a las observadas en el sector de Cubijies.

#### ***3.3.1.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

Este miembro se ubica inmediatamente sobre los flujos volcánicos de la Unidad Igualata y es subyacida por distintos depósitos volcanoclásticos (Unidad Riobamba; Miembro 2).

En la vía Cubijies – Quimiag esta secuencia sedimentaria se encuentra subyacida directamente por el depósito de avalancha de escombros del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 1).

#### ***3.3.1.1.4 INTERPRETACIÓN***

En el Mioceno tardío (6 - 5 Ma) se generó una compresión en el antearco y en la región interandina, ocasionando el cierre de las cuencas marinas (Hungerbühler et al., 2002), y el desarrollo de subcuencas (Cuenca Alausí–Riobamba) (Winkler et al., 2005).

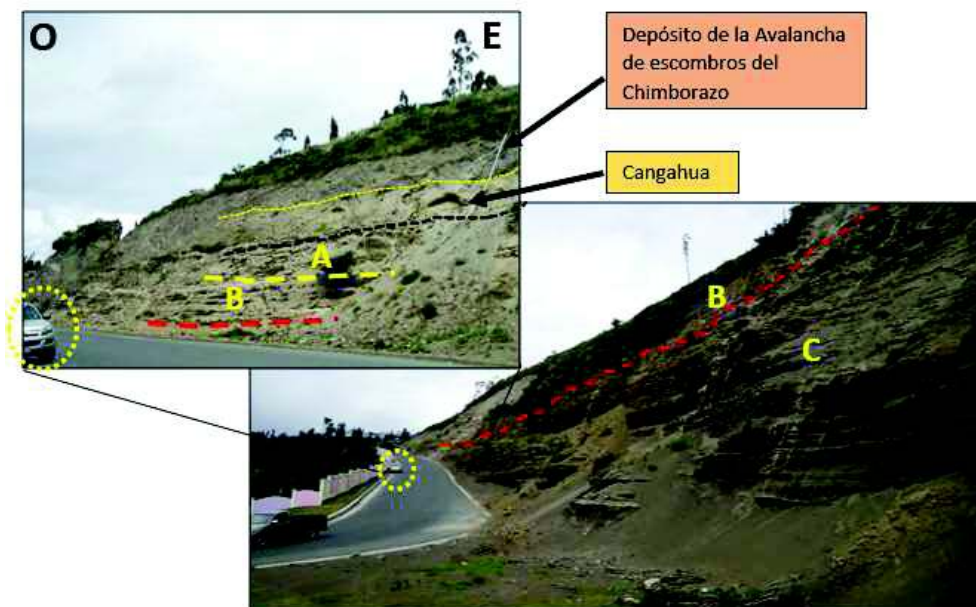
El desarrollo de estas subcuencas, permitió la deposición de estas secuencias fluvio-lacustres. Estas secuencias sedimentarias (Unidad Riobamba; Miembro 1) corresponden al relleno sedimentario de la Cuenca de Riobamba; y/o pudieron haber sido generadas, por el relleno de varios cauces fluviales con aporte del occidente y noroccidente, debido al aporte de material volcánico proveniente del volcán Igualata (Unidad Igualata) y del volcán Chimborazo.



### 3.3.1.2 MIEMBRO 2 [PLR2]

#### 3.3.1.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Este miembro corresponde a una importante sucesión volcanoclástica (Unidad Riobamba; Miembro 2) localizada a lo largo de los valles de Riobamba y Guano (Cuenca de Riobamba).



**Figuras 3.20.- a y b** Secuencias volcanoclásticas (Unidad Riobamba; Miembro 2) localizadas en el sector Rosario de los Edenés (UTM: 765868; 9821123).

Aflora principalmente en el valle de Guano, donde la cobertura volcanoclástica alcanza una potencia aproximada de 25 m y se extiende hacia el E y SE, aproximadamente 10 km, desde el sector urbano de Guano hasta Cubijes. Mientras hacia el SW y W este miembro se extiende lateralmente debajo del depósito de avalancha de escombros del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 1).

Se destacan los afloramientos ubicados en los sectores de Rosario de Los Elenes y el Rosal, en los cuales es posible observar y distinguir los distintos estratos que conforman esta secuencia (Figs. 3.20).



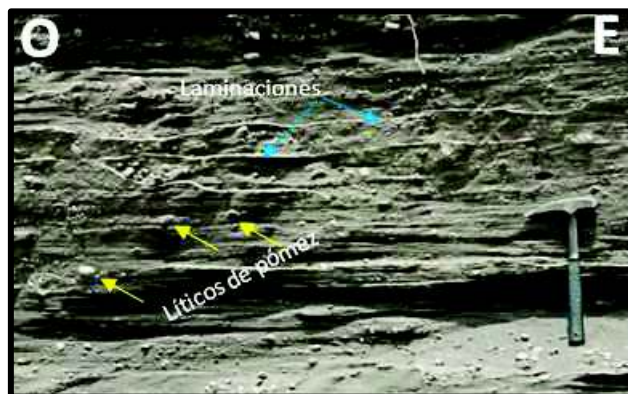
### 3.3.1.2.2 LITOLOGÍA

El principal afloramiento donde se exhibe la secuencia completa de este Miembro se localiza en el sector Rosario de Los Elenes - Guano (UTM: 765868; 9821123) litológicamente se encuentra constituida por:

**A)** areniscas volcánicas finogranulares de color beige, en estratos de espesor gruesos a muy gruesos (~ 0,55 - 1.5 m) dispuestas de manera horizontal, con una estratificación planar, paralela y continua. En los estratos, frecuentemente se observa ceniza volcánica muy fina, dispuestas en láminas gruesas (~ 3 cm).

**B)** areniscas volcánicas finas de color negro, en estratos de espesor medio a muy grueso (~ 0,5 – 2,5 m) dispuestas de manera horizontal con una estratificación planar, paralela y continua. Estos estratos, al igual que el estrato anterior presentan laminaciones gruesas y finas de ceniza volcánica fina

**C)** Areniscas volcánicas, en estratos muy gruesos (~ 1,5 - 15 m.) dispuestas de manera horizontal con estratificación planar paralela y continua. Estos estratos muestran una gran continuidad lateral y presentan laminaciones medias a gruesas (< 2 cm), paralelas, planares y continuas, las cuales corresponden intercalaciones de ceniza volcánica. Además, presenta líticos de pómez (< 3%) con composición andesítica de tamaños < 2 cm, distribuidos a lo largo de todo el estrato (Fig. 3.21). Frecuentemente estos cuerpos arenosos lo conforman líticos psamíticos de andesita (70%), vidrio volcánico (10%) y piroxeno (5%) y plagioclasa (10%).



**Figuras 3.21.-** Afloramiento del depósito volcanoclástico (Unidad Riobamba; Miembro 2) localizado en el sector Rosario de los Elenes (UTM: 765868; 9821123)

En el depósito se encuentran capas de Cangahua ubicadas en la parte superior de la secuencia (Fig. 4.19) e intercaladas entre los estratos volcanoclásticos. La Cangahua (Q<sub>c</sub>) se encuentra dispuesta en estratos de espesor medio a grueso (~25 - 60 cm), planares, paralelos y continuos. La Cangahua (Q<sub>c</sub>) en este sector, corresponde a una toba volcánica de color beige clara, masiva, consolidada, compuesta de material piroclástico de caída de tamaños de grano de arena muy fina a limo medio.

#### ***3.3.1.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

Estos productos volcanoclásticos (Unidad Riobamba; Miembro 2) se encuentran depositados sobre los estratos sedimentarios (Unidad Riobamba; Miembro 1) de esta Unidad y han sido sobreyacidos por estratos de Cangahua y por el depósito de avalancha de escombros del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 2) (Fig. 3.20).

La presencia de Cangahua (Q<sub>c</sub>) al tope de la secuencia volcanoclástica (Unidad Riobamba; Miembro 2) sugiere una edad Pleistoceno medio a superior ?.

#### ***3.3.1.2.4 INTERPRETACIÓN***

Este miembro corresponde a una serie de productos volcanoclásticos, conformados posiblemente por materiales provenientes de distintos eventos eruptivos de los volcanes Igualata, Chimborazo, Altar y Tungurahua. La presencia de Cangahua inter – estratificada sugiere que los productos volcánicos se acumularon durante condiciones relativamente secas de la última glaciación. (Clapperton, 1990).

### **3.3.2 UNIDAD SICALPA [PL<sub>st</sub>]**

La Unidad Sicalpa comprende una secuencia predominantemente piroclástica de tobas, aglomerados y lavas volcánicas. Los aglomerados contienen fragmentos de andesita. Las lavas son leuco a mesocráticas y comúnmente porfiríticas (Randel R. P y Overseas. M. A, 1973).

### 3.3.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Esta Unidad corresponde a los productos de origen volcánico localizados en el extremo inferior occidental de la zona de estudio, en el cantón Riobamba, colindante con las poblaciones de Calpi, Gatazo Zambrano, Lican, San Vicente, Yaruquies y Riobamba.

Las rocas volcánicas de composición andesítica se localizan en el extremo inferior occidental de la zona de estudio. Aparecen en forma masiva y se extienden aproximadamente 300 m a lo largo de la vía Licán – Gatazo Zambrano, con una potencia aproximada de 20 m (Fig. 3.22), en la margen izquierda del Rio Chibunga (UTM: 753117; 9816940). Continuando hacia el sur, en la Quebrada Tungarilla (UTM: 752723; 9815725) y en la Quebrada Macu (UTM: 752198; 9815711), próximas al poblado Moranjil. Las rocas volcánicas que conforman la Unidad Sicalpa, aparecen de forma masiva con una potencia aproximada de 40 m y como potentes flujos de lava.



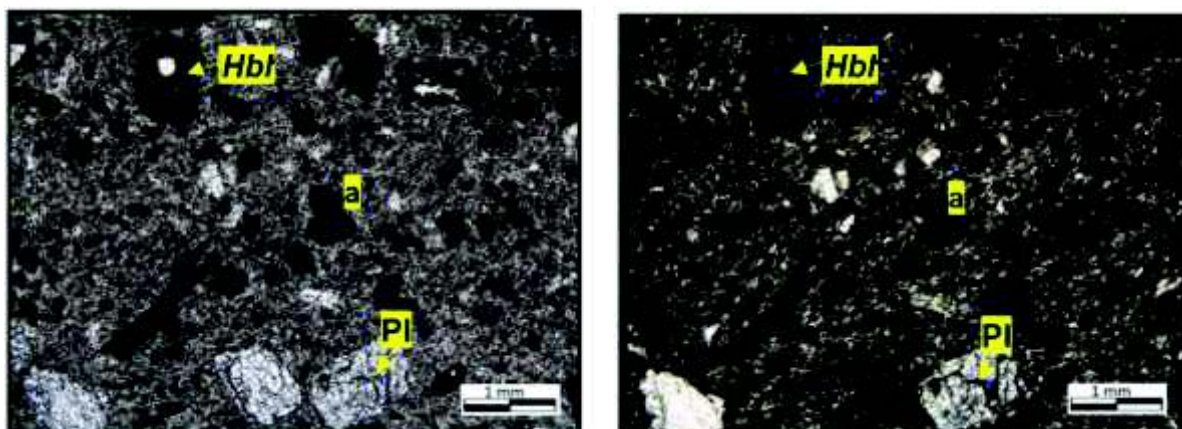
**Figura 3.22.-** Afloramiento de rocas volcánicas andesíticas (Unidad Sicalpa) localizadas a lo largo de la Vía Licán – Gatazo Zambrano, Sector urbano de Licán (UTM: 753117; 9816940).

En la Quebrada Macu (UTM: 752198; 9815711), próxima al poblado Moranjil, se observa una serie de depósitos de lahar. Estos depósitos han recorrido una distancia aproximada de ~ 200 m desde las partes más altas del volcán, con una potencia aproximada de 10 m (Fig. 3.24). Su reproducción en el mapa no es posible debido a sus dimensiones.

### 3.3.2.2 LITOLOGÍA

Litológicamente las rocas volcánicas de la Unidad Sicalpa corresponden a andesitas de colores grises, grises oscuras y grises rosáceas con textura porfírica y estructura masiva (Fig.3.22). Su composición mineralógica la integran minerales de grano fino a medio de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, con un grado de meteorización relativamente bajo a nulo, lo que ha influido en la conservación de las características texturales y estructurales de la roca.

En sección delgada (Fig. 3.23) estas rocas poseen una textura porfírica seriada y se componen por cristales de:



**Figura 3.23.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Hornblenda (Hbl) y Plagioclasa (Pl). a) Hornblendas oxidadas. Muestra PIMI 1502 – 48B

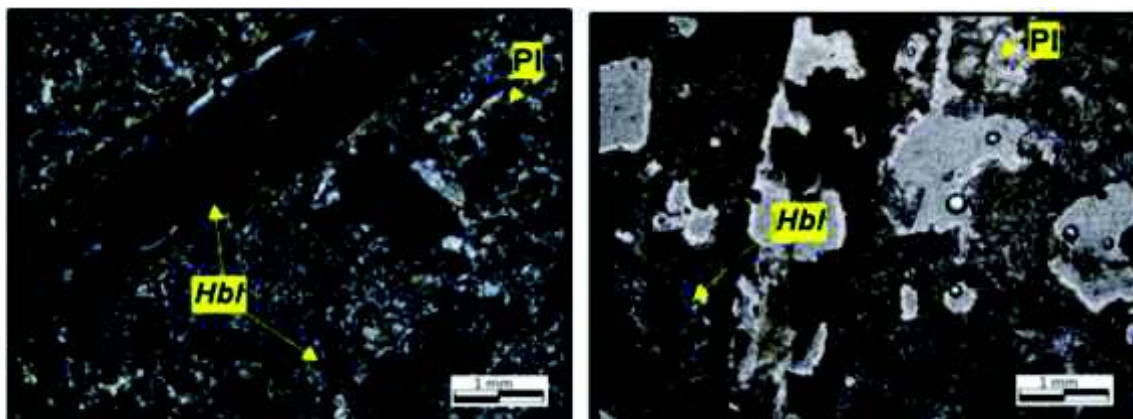
- i) Plagioclasa (20%) idiomorfos a subidiomorfos, de tamaños ~ 1,5 mm, con bordes de reacción y con composición andesina-oligoclasa.
- ii) Hornblendas (18%) subidiomorfos a alotriomorfos, pseudo-hexagonales, de tamaños menores a 1mm, con bordes de oxidación y estructuras esqueletales (65% de las hornblendas).
- iii) Ortopiroxenos (5%) subidiomorfos con bordes reabsorbidos.

La matriz (54%) se compone de microlitos de plagioclasas y minerales opacos (3%) dispuestos en forma subparalela.

Los depósitos epiclásticos de lahar localizados en la Quebrada Macu (Fig.3.24), litológicamente corresponden a un conglomerado beige claro, masivo y consolidado; compuesto por líticos (~55% vol.) volcánicos de composición andesítica de tamaños de bloques métricos (< 1,5 m) y de cantos rodados, subredondeados a subangulosos, con alta esfericidad, pobremente seleccionados, submadura texturalmente. La matriz (45% vol.) es arenosa media a gruesa soportada.



**Figura 3.24.-** Afloramiento de un paleolahar expuesta en la Quebrada Macu (UTM: 752198; 9815711). Las rocas andesitas de este lahar exhiben un grado de meteorización alto a medio, favoreciendo el desarrollo de minerales arcillosos, consecuencia de la argilitización de la roca (Fig. 3.25). En el análisis microscópico los líticos andesíticos que conforman este paleo lahar, poseen una textura porfídica seriada (Fig. 3.25) y una composición mineralógica integrada por cristales de:



**Figura 3.25.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Hornblenda (Hbl) y Plagioclasa (Pl). Muestra PIMI 1502 – 48A.



- i) Plagioclasa (30%) euhedrales altamente argilitizadas en tamaños de ~ 2 mm;
- ii) Hornblendas (22%) subidiomorfos tabulares con bordes gruesos de oxidación en tamaños preferenciales de 2,5 mm y < 1 mm.
- iii) Ortopiroxenos (3%) con coronas de reacción en tamaños < 1mm.

La matriz (45%) se encuentra altamente argilitizada y la componen microlitos de plagioclasa alteradas a minerales arcillosos.

### **3.3.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

Las rocas volcánicas andesíticas (Unidad Calpi) localizadas a lo largo de la vía Licán - Gatazo Zambrano, se encuentran sobreyacidas por depósitos poco potentes de Cangahua (Q<sub>C</sub>) y por el depósito de avalancha de escombros del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 1). Mientras que, los flujos de lava andesítica y los depósitos de lahar localizados en las Quebradas Tungurilla y Macu, se encuentran sobreyacidos por potentes depósitos de Cangahua (Q<sub>C</sub>).

### **3.3.2.4 INTERPRETACIÓN**

Estas rocas volcánicas corresponden a potentes flujos de lava generados a partir de una actividad volcánica que actuó en el Plioceno medio?.

La corta distancia de recorrido, el pequeño volumen generado y las características texturales observadas en los depósitos de lahar podrían ser resultado de un lahar secundario.

### **3.3.3 UNIDAD IGUALATA [PL<sub>IG</sub>]**

El volcán Igualata (4320 msnm) está ubicado en el Valle Interandino, en los cantones de Guano y Quero, en las provincias de Chimborazo y Tungurahua, respectivamente. Este macizo volcánico está formando un estrato-volcán cuyos flancos presentan relieves suaves y poseen inclinaciones menores a 25°. Su parte basal se extiende aproximadamente 13.3 km en sentido E-W y 19.5 km en sentido N-S.

Sobre la cota de los 3900 msnm se pueden observar rasgos y morfologías de un ambiente glaciar. Las principales evidencias de glaciación constituyen los depósitos

de morrena y los valles en forma de “U” localizados principalmente en las partes altas de las Quebradas Patulú y Quebrada Sabañag. Estas quebradas se atraviesan al volcán Igualata en sentido NNE-SSW y posiblemente están asociadas con el Sistema de Fallas Pallatanga (Límite del Bloque Norandino) y su trazo por el Valle Interandino.

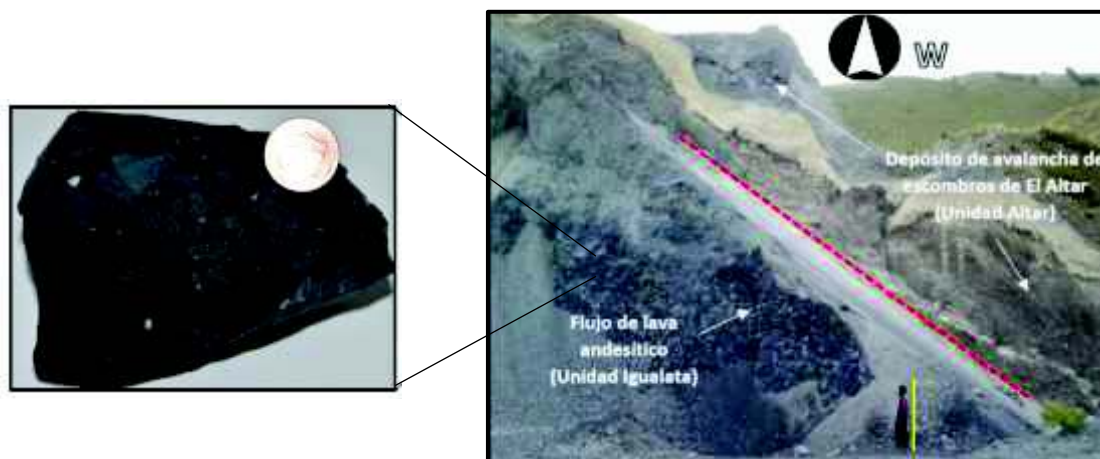
A pesar de su ubicación geográfica, el volcán Igualata ha sido poco o nada estudiado. En este proyecto de titulación se realiza un estudio petrográfico a los productos volcánicos generados y localizados en el flanco sur del volcán (Unidad Igualata), donde se localizan las poblaciones de Ilapo, Guano y San Andrés.

### 3.3.3.1 UBICACIÓN, DISTRIBUCIÓN Y LITOLOGÍA

Distintas estructuras y productos de origen volcánico se han desarrollado durante la construcción y destrucción del volcán Igualata. El trabajo de campo desarrollado en el área de estudio, ha permitido caracterizar petrográficamente (flujos de lava, brechas volcánicas, flujos piroclástico y depósitos de lahar) a esta Unidad en:

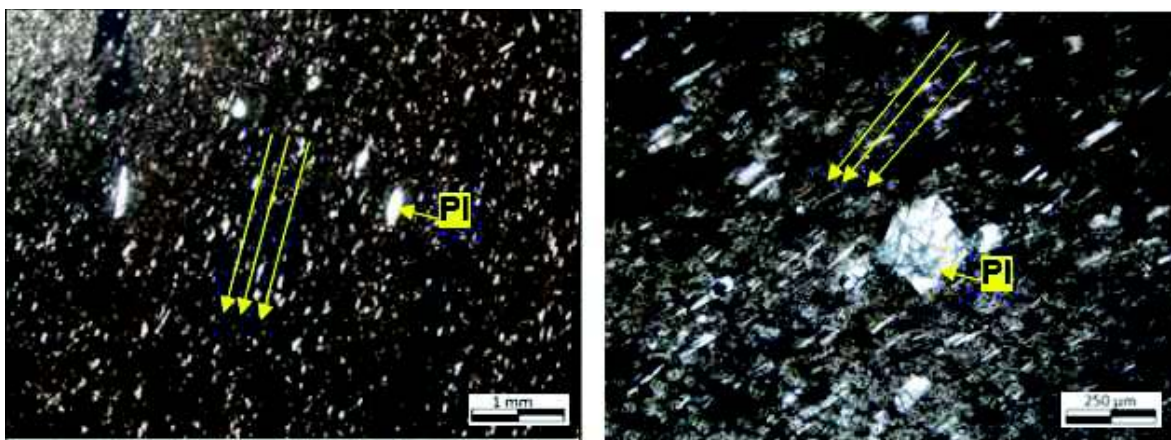
#### **Flujos de lava:**

- En la margen izquierda del Río Chambo, aflora una serie de flujos de lava andesíticos que poseen una potencia aproximada de 20 m (Fig.3.26) y se localizan en las zonas próximas al poblado Pungal Grande (UTM: 771729; 9823849). Desde este sector, se extiende aproximadamente 1.5 km hacia el norte, hasta la vía Pungal Grande - Pungal San Miguel (UTM: 772881; 9824897). Litológicamente de estos flujos corresponden a una andesítica, de color negro azulado, de textura porfirítica con cristales finos de plagioclasa (10%) envueltos en una matriz (90%) afanítica. El flujo se encuentra altamente fracturado producto de su rápido enfriamiento. El nivel de meteorización es nulo, lo cual ha influido en la conservación de sus características texturales.



**Figura 3.26.-** Afloramiento de flujo de lava (Unidad Igualata) sobreyacido por el depósito de avalancha de escombros del Altar (Unidad Altar), ubicado en el sector de Pungal (UTM: 771729; 9823849)

En sección delgada (Fig. 3.27) estas rocas poseen una textura traquítica y una composición mineral integrada por: cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa (12%), de tamaños  $\sim 0.3\text{mm}$  y composición andesina. La matriz (88%) vitrofírica está compuesta por vidrio volcánico y microlitos aciculares muy finos de plagioclasa, que denotan una dirección preferencial del flujo.



**Figuras 3.27.-** Sección delgada con luz transmitida (2.5 x) y polarizador cruzado (10x) de un flujo de andesita compuesta principalmente por cristales de plagioclasa. Muestra PIMI 1502 – 37B

Estas rocas en la zona urbana Pungal Grande se encuentran sobreyacidas por el depósito de avalancha de escombros proveniente del volcán El Altar (Unidad Altar), mientras que, en dirección hacia el NE, en la vía Pungal Grande – Pungal San Miguel (UTM: 772881; 9824897) se encuentra cubierto por depósitos poco potentes de Cangahua.



- Localizados a lo largo del margen izquierda del Rio Chambo se encuentran rocas volcánicas de composición andesítica, las cuales aparecen en forma de columnas basálticas y como potentes flujos de lava. Estas rocas resaltan morfológicamente (Fig. 3.28) al cubrir un área total de aproximadamente 40 km<sup>2</sup> (desde el sector San José de Chazo hasta Cubijíes), alcanzando alturas de hasta 3400 msnm en el poblado San José de Chazo

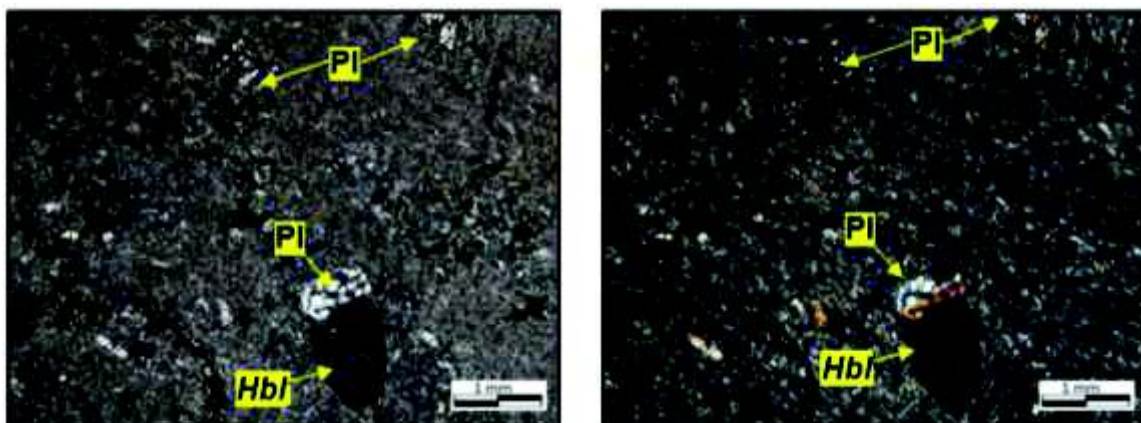


**Figura 3.28.-** Vista panorámica del flujo de lava (Unidad Igualata). Foto tomada desde San Antonio de Bayushig UTM (775668; 9827682) hacia el SW.

Litológicamente corresponden a lavas andesíticas de color gris claro, textura porfirítica, compuestas de cristales de plagioclasa y hornblenda de grano medio a grano fino. En el análisis microscópico las rocas andesitas (Fig. 3.29) poseen una textura pilotaxítica, compuesta por minerales de:

- i) Plagioclasa (15%) subidiomorfos tabulares de 1,5 mm de tamaño, con maclas tipo Carlsbad, con coronas de reacción, con relieve bajo y de composición andesina.
- ii) Ortopiroxenos (2%) subidiomorfos menores a 1 mm.
- iii) Hornblendas (5%) subeuhedrales con bordes de oxidación y con estructuras esqueléticas.

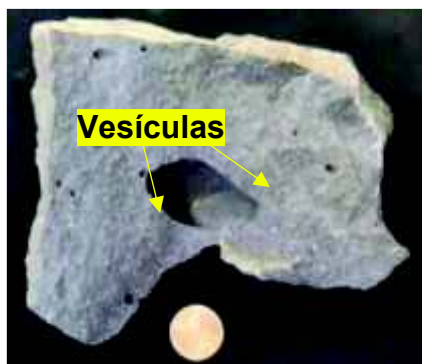
Su matriz (78 %) está conformada por microlitos de plagioclasas y minerales opacos (2%) dispuestos de manera subparalela según la orientación del flujo.



**Figuras 3.29.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl) y Hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 40

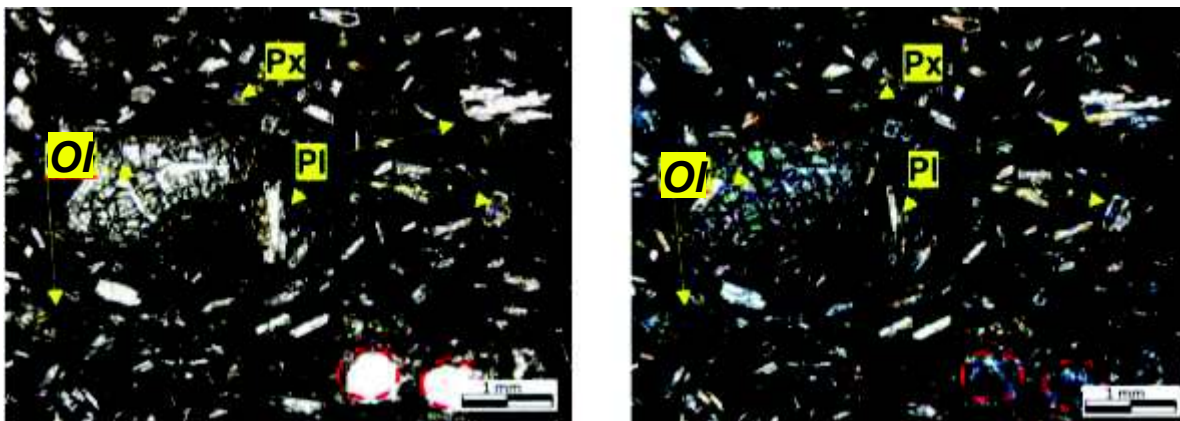
Estas rocas se encuentran sobreyacidas por depósitos poco potentes de Cangahua (Qc) y por depósitos volcanoclásticos provenientes del volcán Tungurahua (Unidad Tungurahua; Miembro 3). Sobreyacen directamente a Unidad Guamote en el sector de Pungal Santa Marianita y limita al E con el Río Chambo, en donde se encuentra en contacto con terrazas conformadas por el depósito de avalancha del escombros del Tungurahua (Unidad Tungurahua; Miembro 1).

- En el flanco sur del volcán Igualata se localizan una serie de flujos de lava de composición andesítica y andesítica basáltica. Estas rocas se encuentran en las partes basales del volcán Igualata, aparecen en forma masiva y como potentes flujos de lava. Litológicamente estos flujos de lava andesítico y andesítico basáltica se localizan en cotas inferiores a ~ 3200 m.s.n.m. En la Quebrada Patulú (UTM: 757684; 9827724) se presenta una serie de flujos de lava de color gris clara a gris oscura, constituidos por cristales de plagioclasas, piroxenos y olivino (< 5% del volumen total) de grano fino, con textura porfirítica y estructura vesicular, al presentar grandes vesículas (10%) de tamaños entre 0,2 cm y 3 cm (Figs. 3.30 y 3.31). Distintos flujos de lava con composición petrográficamente similar a los mencionados anteriormente, se presentan hacia las partes más bajas de las quebradas del volcán Igualata.



**Figuras 3.30.-** Muestra de mano del flujo de lava localizada en la Quebrada Patulú. UTM (757684; 9827724)

Microscópicamente estas rocas (Fig. 3.31) poseen una textura intergranular y una composición mineralógica integrada por cristales de:

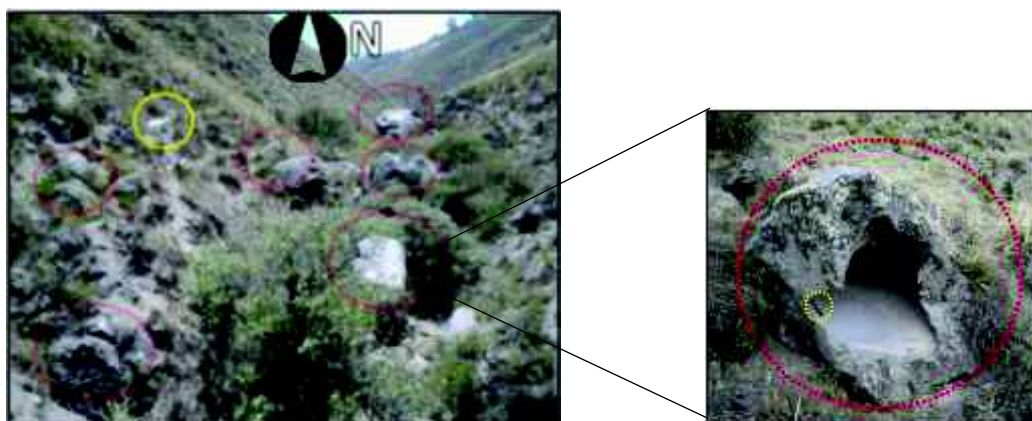


**Figura 3.31.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Piroxeno (Px) y Olivino (Ol). La roca presenta grandes vesículas Muestra PIMI 1502 – 65

- i) Plagioclasa (30%) tabulares euhedrales a subeuhedrales, en tamaños ~ 1 mm, con maclas tipo Carlsbad, con estructuras tipo “cola de golondrina” y con bordes de reacción.
- ii) Olivino (5%) subidiomorfos microfracturados, con texturas de corona, bordes de reacción y levemente alterados a epidota (<2%).
- iii) Ortopiroxenos (12%) subidiomorfos en tamaños < 1 mm.

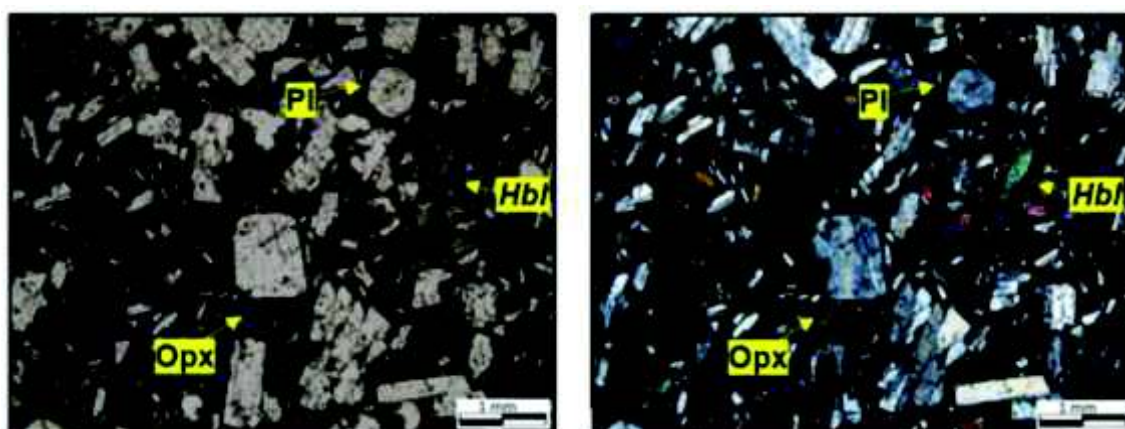
La matriz (46%) vitrofírica se compone por microlitos de plagioclasa y piroxenos localizados entre los intersticios minerales. En la roca se encuentran vesículas (5%) de tamaños entre 0,2 cm y 3 cm de diámetro distribuidas de manera aleatoria (Fig. 4.30).

- A niveles superiores e intermedios (entre 4000 y 3200 msnm) en el flanco suroccidental del volcán Igualata, se encuentran potentes (~ 30 m) flujos de lava andesítica, que se han extendido aproximadamente 4 km desde la cima del volcán. Estas rocas poseen una textura porfirítica y están constituidas por minerales de grano fino de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, envueltos en una matriz (60%) de estructura maciza. Los flujos son caracterizados por exhibir frecuentemente la presencia de estructuras en forma de “tubos” en sus partes culminantes (Fig. 3.32).



**Figuras 3.32.-** Afloramiento de flujo de lava localizada en la Quebrada Miraflores. UTM (763340; 9825740).

A nivel microscópico (Fig.3.32) estas rocas poseen una textura porfídica dimensional seriada y su composición mineralógica está dada por cristales de:



**Figura 3.33.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por plagioclasa (Pl), ortopiroxeno (Opx) y hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 10

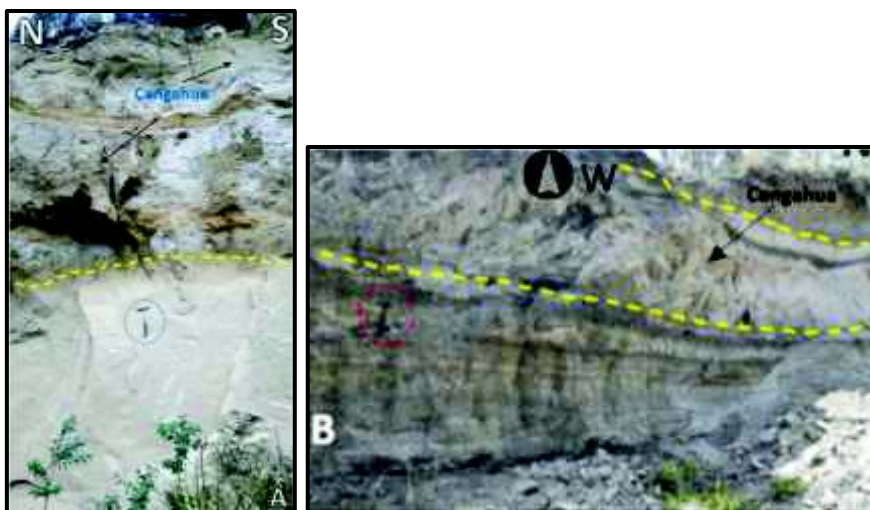


- i) Plagioclasas (39%) idiomorfas a subidiomorfas, tabulares, con zonación normal, con maclas tipo Carlsbad, en tamaños entre 1.5 - 1mm y con una composición de andesina
- ii) Hornblendas (10%) subidiomorfas, pseudo-hexagonales en tamaños de 1 mm.
- iii) Ortopiroxenos (10%) subeuhedrales, con bordes de reacción y en tamaños < 1 mm.

La matriz (35%) vítreo se compone de vidrio volcánico y de microlitos muy pequeños de plagioclasa y piroxeno.

### **Depósitos Volcanoclásticos:**

Los depósitos de material volcanoclástico de caída y los flujos piroclásticos (Fig. 3.34) se localizan a lo largo y ancho del volcán Iguatala y en las zonas próximas a él. Esta cobertura volcanoclástica comienza desde la base y se extiende hacia la cima del volcán. Su prolongación hacia los valles de Guano y Riobamba es incierta, pero es muy probable que estos depósitos se encuentren rellenando la cuenca, en las instancias iniciales. Estas secuencias volcanoclásticas, presentan niveles de Cangahua, intercalada entre los estratos y en el tope de las secuencias. La representación gráfica de este Miembro, en el mapa (Anexo 4: Mapa Geológico de Guano), está incluida dentro de Unidad Cangahua (Qc).



**Figuras 3.34.-** Tefras localizadas en distintos lugares del macizo volcánico: **a)** Flujo piroclástico localizado en la Quebrada de Chocón (UTM: 768016;9828094). **b)** Depósitos de material piroclástico de caída localizado en el flanco oriental del volcán Iguatala (UTM: 760888; 9823778).

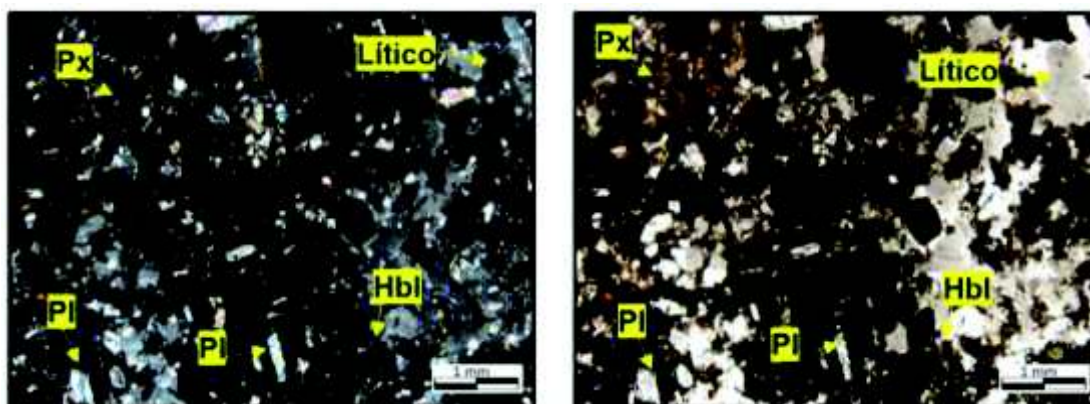
La litología de este miembro está integrada por distintos depósitos de flujos piroclásticos y por depósitos de material volcanoclástico de caída (Figs. 3.34):

- Los depósitos de material volcanoclástico de caída, comúnmente están compuestos por arena volcánica, arenisca volcánica y cenizas finas, dispuestos en estratos periclinales gruesos a muy gruesos (~0,50 - 1,5 m), planares, paralelos y continuos. Los estratos presentan buen sorteo, gradación normal, gran continuidad lateral y están constituidos por ceniza volcánica y por clastos de pómez de composición andesítica de tamaño < 2,5 cm. Las secuencias volcanoclásticas “más antiguas”, se localizan en las partes basales del volcán Igualata (Quebrada Miraflores UTM: 763550; 9823364; 2761m, Quebrada Tulundu UTM: 760872; 9824060; 2874 m) y en las quebradas aledañas a los sectores San José de Chocón, Callag la Dolorosa y Chingazo Alto (UTM: 770472; 9821954; 2840m). Estas secuencias presentan un mayor grado de litificación y alteración mineral. Mientras que, las secuencias “más recientes” se localizan en niveles superficiales y superiores del volcán Igualata. Hacia el tope de estas secuencias, es frecuente la presencia de capas de cangahua. Los depósitos pueden alcanzar una potencia promedio de ~ 55 m.

En el análisis microscópico (Fig. 3.35) a una toba volcánica localizada en el sector de Guano, la roca posee una textura clástica y su composición mineralógica la integran:

- i) Plagioclasas (12%) idiomorfas a subidimorfas, con maclas tipo Carlsbad y con bordes de reacción.
- ii) Líticos volcánicos (10%) de andesita y pómez de composición andesítica.
- iii) Piroxenos (3%) ligeramente alterados hacia los bordes.
- iv) Hornblendas (5%) subidimorfas de tamaños < a 0,5 mm.

La matriz corresponde al 70% de la roca y se compone de material arcilloso, vidrio volcánico y cristales muy finogranulares de plagioclasa.

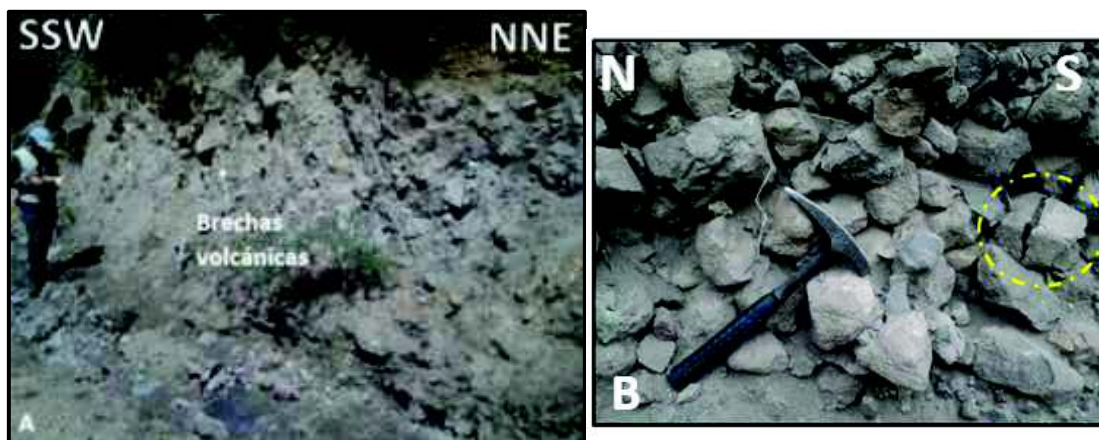


**Figura 3.35.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una toba andesítica compuesta por plagioclasa (Pl), piroxeno (Opx) y hornblenda (Hbl) y líticos de andesita. Muestra PIMI 1502 – 4.

- Los depósitos de flujo piroclástico corresponden a una ignimbrita (Fig. 3.34 A) no soldada, masiva, pobremente estratificada, con granulometría preferentemente pirosefítica y pobremente seleccionada; con cantidades variables de ceniza (> 85%), pómez lapíllítico (<10%) subredondeado de composición andesítica y trazas de vidrio. Los fragmentos cristalinos se encuentran principalmente en los líticos de pómez y corresponde a minerales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol.

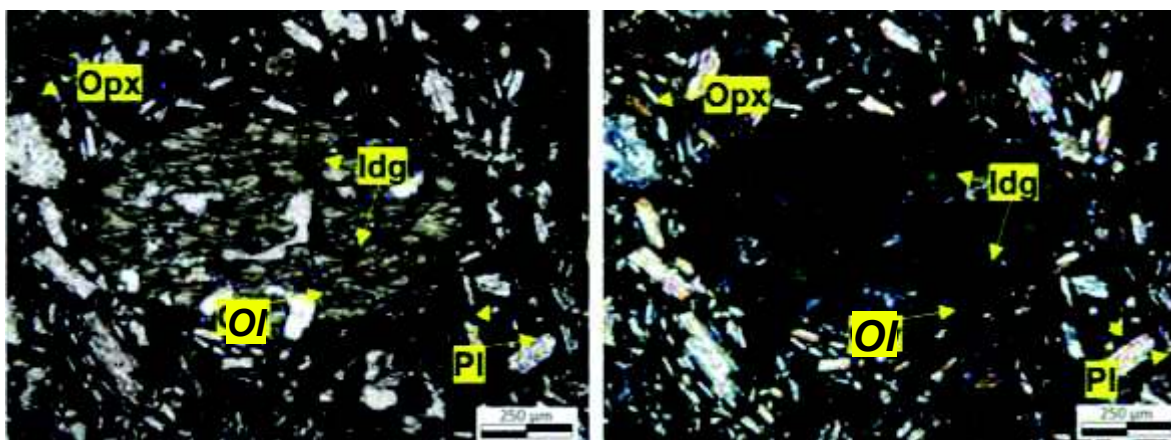
### **Brechas volcánicas:**

Estos productos volcánicos se localizan en el flanco suroccidental del volcán Igualata y ubicada en niveles intermedios (entre 3100 y 3300 m.s.n.m). Aflora en y desde la Quebrada Patulú (Fig. 3.36 A y B) hacia el oriente, hasta la Quebrada de Los Moyanos. Litológicamente corresponde a una brecha volcánica compuesta por líticos de andesita, subangulosos a subredondeados, con baja esfericidad, pobremente seleccionados, envueltos en una matriz arenosa media a gruesa. La granulometría y el contenido de sus líticos, es variable, en la Quebrada Patulú se observan líticos (40%) con estructura masiva y de lajas, de tamaños métricos (< 1,5 m) (Fig. 3.36 A), mientras hacia el este, en las quebradas, los líticos, poseen tamaños decimétricos (< 30 cm) (Fig. 3.36 B).



**Figuras 3.36 A y B.-** Brecha volcánica del Iqualata localizada en la Quebrada Patulú (UTM:758470;9828613) y en Quebrada los Moyanos (UTM: 764577; 9824929).

Las litologías más abundantes corresponden a rocas volcánicas andesitas, grises claras y rojizas, con cristales de grano medio, las cuales se encuentran altamente fracturadas y presentan estructuras “jigsaw – cracks” (Fig. 3.36 B). En sección delgada (Fig. 3.37) los líticos de andesita de la brecha volcánica, presentan una textura porfídica seriada y su composición mineralógica la integran cristales de:



**Figura 3.37.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x) de una andesita basáltica compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopyroxeno (Opx), Olivino (Ol) e Iddingsita (Idg) . Muestra PIMI 1502 – 67B

- i) Plagioclasa (40%), prismáticos euhedrales a subeuhedrales, con maclas tipo Carlsbad y con variaciones granulométricas entre 0.5 y 1.5 mm. Los cristales de mayor tamaño presentan alteración hacia los bordes, favoreciendo el desarrollo de minerales arcillosos.



- ii) Olivino (8%), subidiomorfos de tamaño variable entre 0.5 y 2.5 mm, levemente alterados, generando el desarrollo de iddingsita (2%).
- iii) Ortopiroxenos (5%) subeuhedrales con bordes de reacción.

La matriz (42%) con aspecto intersertal está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y vidrio volcánico.

### **Depósitos de lahar:**

Localizados en la parte inferior oriental del volcán Igualata. Afloran a lo largo de toda la Quebrada Chacón (UTM (767819; 9825601); (768079; 9822585)) y han recorrido una distancia aproximada de ~ 4 km, desde las partes más altas del volcán. Poseen una potencia aproximada de ~ 35 m (Fig. 3.38). En la Quebrada Miraflores (UTM 763626; 9823625) se observan esporádicos afloramientos de hasta ~3 m de potencia, que han sido totalmente y/o parcialmente cubiertos por depósitos volcanoclásticos. Litológicamente estos depósitos corresponden a un conglomerado beige claro, masivo y consolidado; compuestos por líticos volcánicos de composición andesítica, de tamaños de bloques métricos y de cantos rodados (< 1,25 m), subredondeados, con alta esfericidad y pobremente seleccionados. La matriz es arenosa media a limosa. El depósito muestra variaciones en el contenido de líticos entre (20 – 45% vol.) y en ciertos casos el contenido de líticos alcanza, aproximadamente ~60 % (Fig. 3.38) formando “debris flows”. Los líticos de andesita que conforman este lahar, exhiben un grado de meteorización bajo, conservando las características texturales de la roca. Mientras, la meteorización observada en la matriz es media a alta.



**Figura 3.38.-** Depósitos de lahar del volcán Igualata, localizados en Quebrada Chacon. A) Debris flow con un contenido de líticos ~ 60%. (UTM: 767819; 9825601)

### **3.3.3.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

En el sector Pungal Santa Marianita, en la margen izquierda del Rio Chambo se encuentran flujos lávicos andesíticos provenientes del volcán Iguatala, depositados directamente sobre la Unidad Guamote. Este hecho hace suponer que volcán Iguatala ha sido construido sobre rocas Jurásicas correspondientes a la Unidad Guamote.

El volcán Iguatala corresponde un estrato-volcán relacionado con una actividad Pleistoceno Medio (Hall et al. 2008)

### **3.3.3.3 INTERPRETACIÓN**

Las erupciones volcánicas del Iguatala debieron haber sido caracterizadas, por una fuerte emisión de flujos de lavas de composición andesítica y andesítica basáltica, fluidas y poco viscosas. Evidencia de ello, constituye la presencia de flujos lávicos localizados inmediatamente en la margen izquierda del Rio Chambo, potentes flujos de lava en el flanco sur del volcán Iguatala, presencia de grandes vesículas (contenido de volátiles) y estructuras en forma de tubo en los productos lávicos.

Los depósitos de brecha volcánica localizados en el flanco suroccidental del volcán, posiblemente han sido generados por una erosión profunda del edificio volcánico y por posibles pequeños colapsos sectoriales del macizo Iguatala, como una posible respuesta cinemática de la Falla Pallatanga.

Los depósitos de lahar localizados en el flanco suroriental, exhiben características estructurales y texturales relacionadas posiblemente con un lahar de origen del tipo secundario.

## **3.3.4 UNIDAD CHAMBO [PL<sub>CH</sub>]**

### **3.3.4.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN**

La llanura aluvial del Rio Chambo en la zona de estudio, (Fig. 3.39) posee una anchura media de ~ 500 m y se encuentra conformada por varios niveles de aluviones y terrazas aluviales (Unidad Chambo). Las terrazas aluviales pueden alcanzar una potencia máxima de 160 m con respecto al nivel base del río.

### 3.3.4.2 LITOLOGÍA

El análisis foto-interpretativo y el trabajo de campo desarrollado en el área de estudio, han permitido caracterizar lito estratigráficamente a esta Unidad y agruparla en 4 zonas (Fig. 3.39) que muestran una petrografía y un evento diagenético similar:



**Figura 3.39.-** Diagrama explicativo de la llanura aluvial del Río Chambo.

**Zona 1.-** Se localiza en las zonas proximales al sector urbano de Quimiag (Fig. 3.39). En esta zona se han identificado y diferenciado a dos sistemas de terrazas escalonadas (Fig. 3.40). La terraza T1 posee una potencia promedio de ~ 30 m y se localiza en ambos márgenes del río Chambo. Se extiende aproximadamente 1,5 km desde la intersección de la Quebrada Guso con el Río Chambo, hasta la desembocadura del Río Guano en el Chambo. Las características litológicas de esta terraza son similares a las observadas en el sector urbano de Cubijies (Unidad Riobamba; Miembro 1).

La terraza T2 alcanza una potencia máxima de ~ 160 m y se localiza únicamente en el margen derecha del río Chambo (Fig. 3.40). Se extiende aproximadamente 2,5 km desde la intersección de la Quebrada Guso con el Río Chambo, hasta la intersección del Río Chambo con la Quebrada Itsana Chico, cubriendo un área de ~ 1,3 km<sup>2</sup>.

Litológicamente esta terraza se encuentra integrada por varias secuencias de conglomerados, areniscas finas y limos. La secuencia inicia a los 2533 m.s.n.m., con conglomerados, en estratos gruesos a muy gruesos (~ 0,5 – 2,0 m), dispuestos de

manera horizontal con una estratificación paralela, planar y continua. Estos estratos muestran una gran continuidad lateral, con variaciones granulométricas de sus componentes litológicos. Los conglomerados incluyen clastos subredondeados a redondeados de hasta 10 cm de diámetro envueltos en una matriz arenosa soportada. Los clastos se componen casi en su totalidad por rocas de composición andesítica.



**Figura 3.40.-** Terrazas escalonadas en la llanura aluvial del Rio Chambo.

Las areniscas corresponden a una transición entre capas de conglomerados y de limos. Se presentan en estratos gruesos ( $\sim 0,5 - 0,75$  m), dispuestas de manera horizontal, con estratificación planar, a ligeramente ondulada, paralela y semicontinua. Los limos se ubican al tope de la secuencia y se disponen de manera horizontal en estratos muy gruesos ( $\sim 2 - 5$  m), con gran continuidad lateral, con estratificación planar, a ligeramente ondulada, paralela y continua. Estos estratos frecuentemente presentan laminación gruesa.

**Zona 2.-** Se extiende aproximadamente 2,7 km hacia el norte de la Quebrada Itsana Chico, hasta las proximidades del poblado El Paraiso (Fig. 3.39). En esta zona se puede observar y distinguir varios depósitos aluviales (Fig. 3.41) localizados en ambos márgenes del Rio Chambo. Estos aluviones en su margen izquierda, se encuentran limitados por las rocas andesíticas provenientes de los flujos de lava (Unidad Igualata) del volcán Igualata, mientras en su margen derecha, se han depositado directamente sobre el basamento metamórfico y sobre los depósitos coluviales localizados en esta zona.



**Figura 3.41.-** Aluvión del Rio Chambo, localizado en la vía Riobamba – Penipe. (UTM: 771356; 98214749).

Los aluviones alcanzan una potencia máxima de 8 m y litológicamente están compuestas por conglomerados, areniscas y limos (Fig. 3.41). Los conglomerados se presentan en estratos gruesos (0,5 - 0,7m) dispuestos de manera horizontal con estratificación ondulada, no paralela y discontinua. Los conglomerados incluyen clastos subredondeados a redondeados, con alta esfericidad, en tamaños de hasta 7 cm de diámetro, dispuestos en una matriz arenosa soportada. Los líticos se componen por rocas de composición andesítica (80 %), rocas verdes (15%) y esporádicas cuarcitas (<5%).

Las areniscas se presentan en estratos gruesos (~ 0,5 m), dispuestas de manera horizontal, con estratificación planar, a ligeramente ondulada, semiparalela y discontinua. Los limos se ubican al tope de la secuencia y se disponen de manera horizontal en estratos medios a muy gruesos (~0,3 – 1.5 m), con gran continuidad lateral, con una estratificación planar, a ligeramente ondulada. Estos estratos frecuentemente presentan laminación gruesa granodecreciente.

**Zona 3.-** Localizada desde el poblado El Paraíso hasta la desembocadura del Río Blanco en el Rio Chambo (Fig. 3.39). En esta zona se encuentran potentes terrazas y grandes depósitos aluviales localizados en ambas márgenes de los ríos Chambo y Blanco. Las terrazas alcanzan una potencia promedio de 150 m con respecto del nivel base del Rio Chambo y cubren un área aproximada de 4 km<sup>2</sup>. Litológicamente se

encuentran integradas por varias secuencias cíclicas de conglomerados, areniscas finas y limos, siendo esta última el componente litológico más común de la secuencia.

En la margen derecha de los ríos Chambo y Blanco, las secuencias sedimentarias que conforman la terraza aluvial, inician a los 2516 m.s.n.m. (UTM: 773223; 9822773) con capas de limos dispuestas de manera horizontal en estratos muy gruesos (1,5 - 3 m), con gran continuidad lateral, con estratificación planar, a ligeramente ondulada, paralela y continua. Esta litología se repite a los 2657 m.s.n.m. (UTM: 773407; 98223873) en estratos masivos muy gruesos que se ubican inmediatamente al tope de la secuencia alcanzando una potencia de ~ 70 m.

Las areniscas se localizan inmediatamente sobre los estratos de limos, en cotas superiores a 2530 m.s.n.m., dispuestas en estratos horizontales muy gruesos (~3 - 8 m), con estratificación planar a ligeramente ondulada, semiparalela, continua e intercalada con depósitos conglomeráticos. Los conglomerados se ubican inmediatamente sobre y con las areniscas, en estratos muy gruesos (~ 1,5 - 2 m), dispuestas de manera horizontal, con estratificación paralela, ondulada y semicontinua. Estos estratos alcanzan una potencia de ~ 30 m, presentan variaciones granulométricas granodecrecientes de sus componentes litológicos, incluyendo clastos de tamaños comprendidos entre 6 y 35 cm de diámetro, granulométricamente subredondeados a redondeados y con alta esfericidad. Los clastos se componen fundamentalmente por rocas andesíticas (25%) y por rocas verdes (75%).

En la intersección del Río Chambo con el Río Blanco en su margen derecha (UTM: 775372; 9822499), se encuentra una potente barra aluvial (Fig. 3.42) con una potencia promedio de 120 m. La barra aluvial se encuentra integrada por limos, dispuestos de manera horizontal en estratos muy gruesos (10 m), con gran continuidad lateral, con una estratificación planar, paralela y continúa. Hacia el oeste, estos estratos han sufrido una deformación sinsedimentaria (Fig. 3.42).



**Figura 3.42.-** Barra aluvial localizada en la margen derecha del Río Blanco (UTM: 773359; 9823564).

**Zona 4.-** Esta zona se extiende aproximadamente 9 km hacia el norte, desde la intersección de los ríos Chambo y Blanco, hasta la desembocadura del río Puela en el río Chambo. En la zona, se localizan esporádicos afloramientos de limolita (Fig. 3.43) localizados a lo largo de las terrazas formadas por los depósitos de avalanchas de escombros del Tungurahua I y II (Unidad Tungurahua; Miembro 1 y 2).



**Figuras 3.43.-** Depósito aluvial del Río Chambo localizado en el sector de la Providencia (UTM: 773730; 9828245)

Estos afloramientos alcanzan una potencia máxima de 8 m y una anchura promedio de 12 m. Litológicamente se encuentran integrados por capas de limos dispuestas en estratos medios (~0,3 m), con estratificación curvada y planar, paralela y continua. Estos estratos frecuentemente presentan laminaciones gruesas (~ 2.5 cm).

### ***3.3.4.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

Las terrazas aluviales y los aluviones localizados a lo largo del Río Chambo, se han depositado inmediatamente sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Real



(Unidad Peltetec y Unidad Guamote) y sobre los flujos de lava del volcán Igualata (Unidad Igualata). Estas secuencias sedimentarias se encuentran sobreyacidas por depósitos poco potentes de Cangahua.

#### **3.3.4.4 INTERPRETACIÓN**

Las terrazas y aluviones localizados a lo largo de la llanura aluvial del Río Chambo (en zona de estudio), están directamente asociadas con las avalanchas de escombros provenientes de los volcanes Chimborazo, El Altar y Tungurahua (30 ka y 3 ka). Es así como:

El colapso del volcán Chimborazo, posiblemente ocasionado por fallas activas (Bernard et al., 2008) hace 50 y 60 ka AP, generó una gran avalancha de escombros descargada primariamente como una avalancha de bloque deslizante, que fue rápidamente seguida por material más fluido, compuesto por la misma avalancha de escombros mezclada con agua, hielo glacial, material incandescente y volátiles. Esta mezcla le permitió fluir por grandes distancias llegando hasta el Río Chambo (Barba, 2006). La presencia de esta avalancha de escombros en el río Chambo, ocasionó un estancamiento en el río y permitió la depositación de potentes terrazas escalonadas localizadas en el sector urbano de Químiag (ver sección 3.3.4.2; Zona 1). Las manifestaciones de este represamiento, se observan claramente hacia el sur de la zona de estudio, donde se encuentran potentes depósitos de limolita bien estratificada.

La avalancha de escombros proveniente del volcán El Altar, ocasionó un relleno en el cauce del Río Blanco y posiblemente un estancamiento “momentáneo” en el sentido de fluencia del Río Chambo. Este estancamiento permitió la depositación de varios aluviones localizados entre la Quebrada Itsana Chico y el poblado El Paraiso en ambas márgenes del Río Chambo (ver sección 3.3.4.2; Zona 2).

La avalancha de escombros proveniente del volcán Tungurahua (~30 ka AP) provocó un estancamiento del Río Chambo. Este estancamiento permitió la depositación y formación de potentes terrazas aluviales en ambas márgenes del Río Chambo (ver sección 3.3.4.2; Zona 3), localizadas desde el poblado El Paraiso hasta la desembocadura del Río Blanco en el Río Chambo.



La deposición de esporádicos depósitos de limolita, localizados entre los sectores urbanos de Pungal Grande y Puela (ver sección 3.3.4.2; Zona 4), son consecuencia de un relleno del cauce del río Chambo, ocasionado por el aporte de material proveniente de la avalancha de escombros del volcán Tungurahua (~3 ka AP).

Además de estos eventos, la generación de aluviones en el Río Chambo puede ser consecuencia de la:

- i) Exhumación de los terrenos metamórficos (Unidades Peltetec y Guamote) de la Cordillera Real.
- ii) Periodos de crecida del río Chambo.
- iii) La acumulación de sedimentos acarreados por el río.

### 3.3.5 UNIDAD CALPI [PI<sub>CA</sub>]

#### 3.3.5.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Esta Unidad corresponde a los productos de origen volcánico generados por el complejo de conos monogénicos Conos de Calpi.

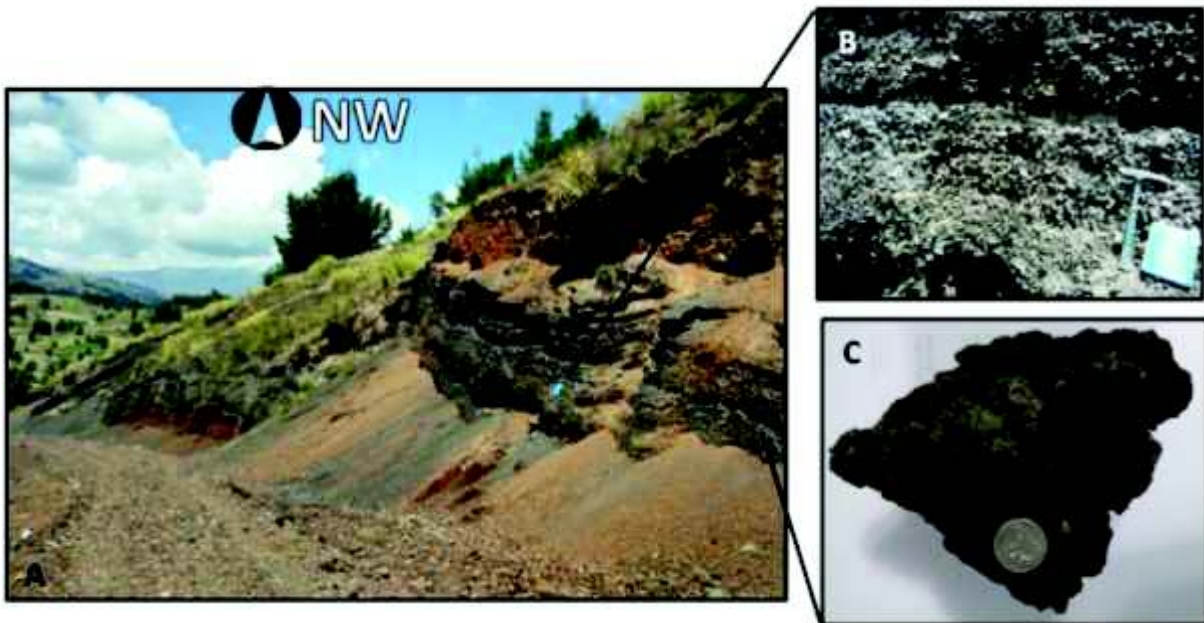
Los volcanes monogenéticos Conos de Calpi se localizan en el extremo inferior occidental del área de estudio, en las zonas próximas al sector urbano de La Asunción (UTM: 751690; 9818584). Este complejo volcánico está compuesto por dos conos de tipo escoria (Cono de Calpi 1 y Cono de Calpi 2), que presentan una estructura cónica redondeada, relieves bajos de aproximadamente 100 m y 120 m de potencia respectivamente y diámetros basales de ~ 477 m y 450 m y su línea de cumbres de encuentra alineada en dirección NNE-SSW (Fig. 3.44).



**Figura 3.44.-** Vista panorámica del Cono de Calpi 2. Foto tomada en UTM (752734; 9818747).

### 3.3.5.2 LITOLOGÍA

Litológicamente estos Conos de escoria comprenden una sucesión piroclástica (Fig. 3.45 A), compuesta por depósitos clasto-soportados (Fig. 3.45 B), medianamente oxidados, poco estratificados, poco o nada soldados y pobremente sorteados. Los líticos que conforman este depósito son subangulares a subredondeados, presentan un grado de esfericidad bajo, poseen una variación granulométrica entre lapilli (80%) y bomba volcánica (20%) y están dispuestos en una matriz de arena volcánica gruesa. Petrográficamente los líticos que conforman el depósito, corresponden a una andesita basáltica, de color gris oscuro a negro, textura porfirítica, estructura vesicular a escoriada, compuesta de cristales de grano fino de plagioclasa, olivino y piroxeno (Fig. 3.45 C). El grado de meteorización observado en los componentes litológicos y en el afloramiento es bajo a nulo, lo cual ha influido en la conservación de las características texturas y estructurales, de la roca y del depósito.



**Figura 3.45.- A)** Afloramiento de flujo de escoria del volcán monogenético Conos de Calpi. **B)** Foto de la estructura del depósito piroclástico. **C)** Bomba volcánica escoriada (andesita basáltica). Foto tomada en UTM (751758; 9818463).

### **3.3.5.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

En las partes basales del flanco noroccidental y del flanco norte, del Cono de Calpi 1 y Cono de Calpi 2 (Unidad Calpi), respectivamente (Fig. 3.44) se encuentra el depósito de avalancha de escombros proveniente del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 2). Cubriendo a estas dos Unidades se observan capas poco potentes (~2 m) de Cangahua (Qc).

### **3.3.6 UNIDAD ALTAR [PI<sub>AL</sub>]**

#### **3.3.6.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN**

Esta Unidad corresponde a un depósito de avalancha de escombros, localizado en la margen izquierda del Río Chambo, en la desembocadura del Río Blanco en el Río Chambo, sobre la zona urbana de Pungal Grande. El depósito exhibe una potencia aproximada de ~ 50 m (Fig. 3.46) y cubre un área de aproximadamente 1,6 km<sup>2</sup>.

Este depósito de avalancha de escombros es atribuido como el depósito generado a partir del colapso sectorial del volcán El Altar (Bustillos, 2008).

#### **3.3.6.2 LITOLOGÍA**

Litológicamente este miembro corresponde a una brecha volcánica gris clara a beige clara, masiva y consolidada (Fig. 3.46); compuesta por líticos (~40% vol.) volcánicos de composición andesítica de tamaños de bloques métricos y de cantos rodados (< 2 m), subangulosos, con baja esfericidad y pobremente seleccionados, distribuidos en una matriz (~60% vol.) gris rosácea, con variaciones granulométricas de arena media a arena gruesa. Los líticos que conforman esta brecha volcánica corresponden a una andesita de color gris oscura azulada, de textura porfirítica, compuesta por fenocristales de grano medio de plagioclasa (~ 4mm) y hornblenda (~2mm); distribuidos en una matriz vítrea.



**Figura 3.46.-** Afloramiento de un depósito de avalancha de escombros proveniente del volcán El Altar (Unidad Altar; Miembro 2) ubicada en el sector de Pungal (UTM: 771729; 9823849)

### **3.3.6.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

El depósito de avalancha de escombros del volcán Altar (Unidad Altar) es sobreyacido por un depósito de Cangahua de aproximadamente de 3 m de potencia y se encuentra directamente depositado sobre una serie de flujos de lava, provenientes del volcán Igualata (Unida Igualata).

El depósito de avalancha de escombros del Altar es más antigua que 30 ka. (Bustillos, 2008).

### **3.3.6.4 INTERPRETACIÓN**

Esta Unidad corresponde a un depósito de avalancha de escombros proveniente del volcán El Altar, que fue canalizado por los ríos Collanes y Blanco, hasta ser depositado en el actual sector Pungal Grande.

### **3.3.7 UNIDAD CANGAHUA [Qc]**

#### **3.3.7.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN**

La Unidad Cangahua es una distintiva y típica sucesión volcanoclástica cuaternaria de la región andina del Ecuador (Clapperton y Vera, 1986).

La Unidad Cangahua se encuentra cubriendo gran parte de la zona de estudio y generalmente, se presenta intercalada con depósitos volcanoclásticos. Los espesores para la Unidad son variables, según la localización de esta en la zona de estudio. En las zonas aledañas a los volcanes Igualata y Tungurahua (en el poblado de Matus) la

Unidad puede alcanzar una potencia de ~ 20 m; mientras que, en la zona del basamento metamórfico de la Cordillera Real, la Unidad posee una potencia promedio de aproximadamente 8 m.

### **3.3.7.2 LITOLOGÍA**

Litológicamente la Unidad corresponde a una toba volcánica andesítica de color café amarillenta a beige, masiva, consolidada, bien seleccionada, compuesta principalmente por cristales finos a muy finos de plagioclasa, piroxeno, ± anfíbol y por fragmentos líticos de andesita de tamaños de arena; dispersos en una matriz (~ 90%) limosa fina .

### **3.3.7.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

La Unidad Cangahua se encuentra intercalada con material volcanoclástico depositado de manera periclinal en casi toda la zona de estudio; cubre a todas las rocas localizadas en el Callejón Interandino y en la Cordillera Real, salvo a las rocas de la Unidad Tungurahua (Miembros 2 y 3). Los cuales corresponden a los productos volcánicos (<< a 3 ka AP) generados por el Tungurahua III (cono actual) (Hall et al. 1999).

En conformidad con el contenido fósil y con datos isotópicos, la Formación Cangahua proyecta una edad Pleistoceno medio a superior (~ 500 ka – 10 ka) (Sánchez et al., 2013).

## **3.3.8 UNIDAD CHIMBORAZO**

### **3.3.8.1 MIEMBRO 1 [Pl<sub>CH1</sub>]**

#### **3.3.8.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN**

Este miembro corresponde al depósito de avalancha de escombros, proveniente del volcán Chimborazo I (Fig. 3.47). Se localiza sobre los valles de Riobamba y Guano, y es delimitada por los altos topográficos: Volcán Igualata y Conos de Calpi, al norte y sur respectivamente. Al suroeste, es limitada por la Formación Sicalpa mientras al este, es limitada por el Río Chambo.

El espesor del depósito de avalancha de escombros varía según sea la localización de este en la cuenca y en los flancos de los complejos volcánicos. En el sector de Guano se observa un espesor aproximado de 100 m, mientras en el sector de Calpi se observa un espesor menor a los 10 m. Debido a ello se estima un espesor medio de 40 m (Barba, 2006).



**Figura 3.47.-** Depósito de la avalancha de escombros del Chimborazo, localizado en el sector Los Laureles - Riobamba. (UTM: 765264; 9815706).

### **3.3.8.1.2 LITOLÓGÍA**

El depósito de avalancha de escombros del Chimborazo, está compuesta de líticos volcánicos de andesita, subangulares a angulares, con alta esfericidad y en tamaños decimétricos a métricos envueltos en una matriz intraclástica areno- limosa.

En el depósito se distinguen dos tipos de facies (Bernard et al., 2008):

- i) Facies de bloques: consiste de bloques fracturados de tamaños ( $< 5 \text{ m}^2$ ) con estructuras tipo jigsaw cracks, jigsaw fits y una matriz monolítica arenosa - limosa ( $< 30 \text{ vol. } \%$ ).
- ii) Facies de mezcla: consiste de una matriz ( $> 70 \text{ vol. } \%$ ) interclástica heterogénea, areno – limosa, con pequeñas cantidades de bloques, con estructuras de laminación y clastos estirados (“stretched clasts”)

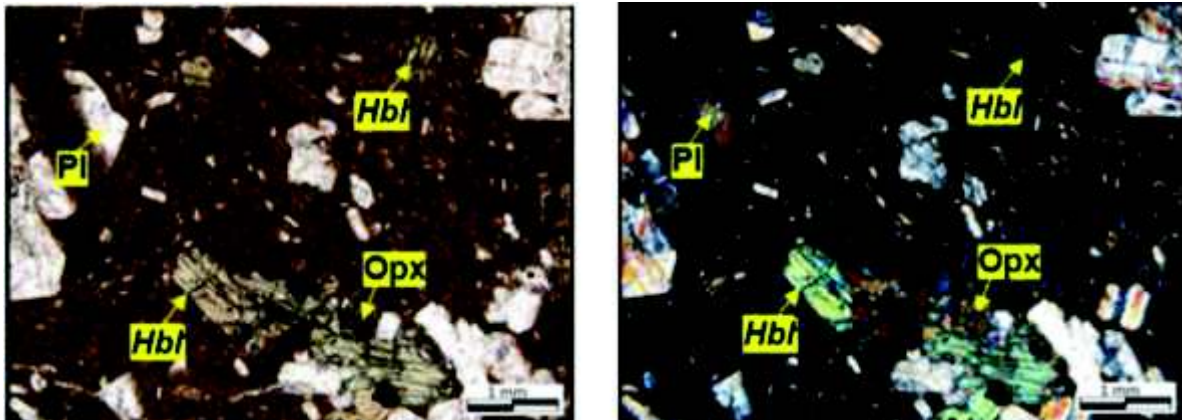
Estudios petrográficos de los líticos conformantes definen litológicamente la existencia de dos grandes grupos de rocas, siendo el más abundante el correspondiente a una



andesita anfibólica (Fig.3.48) y el segundo grupo formado por andesitas de dos piroxenos de color gris a gris oscuro. (Barba, 2006).

En sección delgada la roca (Fig. 3.48) más abundante del depósito de avalancha posee una textura porfídica seriada dimensional y su composición mineralógica la integran cristales de:

- i) Plagioclasa (30%) subidiomorfos, con maclas tipos Carlsbad, ligeramente alteradas a arcillas en los bordes, con gradiente granulométrico de tamaños entre 0,5 y 2 mm y una composición andesina. Los cristales de mayor tamaño exhiben un cierto grado de meteorización, denotado por el desarrollo de minerales arcillosos.
- ii) Ortopiroxenos (4%) subidiomorfos con tamaños < 1mm.
- iii) Hornblendas (11%) idiomorfas a subidiomorfas de tamaños entre 0,5 y 2,5 mm. con grado de meteorización bajo a nulo



**Figura 3.48.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Hornblenda (Hbl). Muestra PIMI 1502 – 44.

La matriz (56%) se encuentra conformada por microlitos de plagioclasa orientadas de manera subparalela (textura pilotaxítica) y de minerales opacos (<2%) pseudomórficos opacos con y sin nicoles cruzados.

### **3.3.8.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD**

Análisis  $^{14}\text{C}$  en un depósito de flujo piro-clástico sobreyacido por el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo proyectó una edad de  $42.6 \pm 0.5$  ka, estimando una edad de colapso entre 60 y 50 ka. (Barba et al., 2006).

Análisis  $^{14}\text{C}$  realizada a fragmentos de madera colectados en la base del depósito proveen una edad de  $8.010 \pm 150$  años (Alcaraz, 2003)

### **3.3.8.1.4 INTERPRETACIÓN**

El Chimborazo está construido sobre un sistema de fallas activas y son posiblemente las causantes de haber des-encadenado el colapso del Chimborazo I (Bernard et al., 2008).

El colapso ocasionó una avalancha de escombros (Unidad Chimborazo; Miembro 1) descargada primariamente como una avalancha de bloque deslizante, que fue rápidamente seguida por material más fluido, compuesto por la misma avalancha de escombros mezclada con agua, hielo glaciar, material incandescente y volátiles. Esta mezcla le permitió fluir por grandes distancias llegando hasta el Rio Chambo; además, debido a su gran energía disponible, partes del sustrato fueron incorporadas (Barba, 2006).

Esta avalancha de escombros del Chimborazo I fue canalizado por barreras topográficas (mencionadas anteriormente) y se instauró inmediatamente sobre una cuenca morfológicamente irregular. Esta cuenca poseía altos estructurales (particularmente en el área de Calpi) y grandes depresiones localizadas en lo que ahora corresponde a la ciudad de Guano.

Un estudio detallado del depósito de avalancha del Chimborazo fue realizado por (Barba, 2006) y posteriormente por (Bernard et al., 2008)



### 3.3.8.2 MIEMBRO 2 [Pl<sub>CH2</sub>]

#### 3.3.8.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Este miembro corresponde a rocas volcánicas de composición andesítica, expuestas como una serie de flujos de lava (Fig. 3.49) localmente bandeados. Se localizan en el extremo occidental de la zona de estudio, en los poblados de San Rafael, Silveria, Yuracocha, El Progreso y El Gavilán, cubriendo un área de ~ 24 km<sup>2</sup> con un espesor máximo de aproximadamente 40 metros de potencia.

Los flujos han recorrido aproximadamente 10 km en promedio, pero existen otros que han recorrido un aproximado de 23 km, alcanzando poblaciones como San Pablo, San Andrés, San Miguel, San José de la Unión y Santa Ana, poblaciones próximas a la ciudad de Guano.



**Figura 3.49.**- Flujo de lava del Chimborazo en el poblado de Calshi. (UTM: 750318; 9828628)

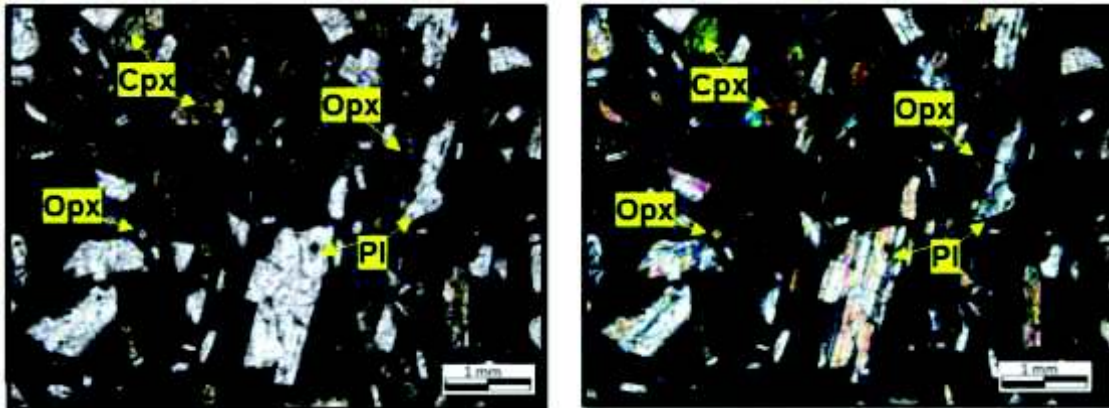
#### 3.3.8.2.2 LITOLOGÍA

Litológicamente este miembro está integrado por varios flujos de lava andesítica. En el sector Pulinguí (UTM: 750318; 9828628), en el extremo occidental de la zona de estudio, se observa un flujo de lava de color gris oscuro, con cristales de grano fino, de plagioclasa y piroxeno. En el sector urbano de Guano (UTM: 761552; 9822192) se observa un flujo de lava de color gris claro, con cristales de grano medio, de plagioclasa y piroxeno. El grado de meteorización denotado en los flujos es relativamente bajo a nulo, lo que ha influido en la conservación de sus características texturales.

En el análisis microscópico (Fig.3.50), los flujos de lava poseen una asociación mineralógica similar, poseen una textura porfírica seriada dimensional y están compuestas por cristales de:

- i) Plagioclasa (~30%) idiomorfos a subidiomorfos, con maclas tipo Carlsbad, con estructuras en golfos y con bordes de reacción, granulométricamente variable, en tamaños de 0,6 a 2,5 mm y con una composición de andesina y oligoclasa (para los cristales de menor tamaño).
- ii) Clinopiroxenos (8%) y ortopiroxenos (7%) alotriomórficos a subidiomórficos, con bordes de reacción y en tamaños < 1mm.

La matriz (52 %) varía en función de la distancia y está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxenos, vidrio volcánico y óxidos de hierro (< 3 %).



**Figura 3.50.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopiroxeno (Opx) y Clinopiroxeno (Cpx). Muestra PIMI 1502 – 70

### 3.3.8.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Estos flujos de lava andesíticos se encuentran inmediatamente dispuestos sobre el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 1) y son sobreyacidos únicamente por finas capas de regolito y suelo

El no desarrollo de Cangahua y la inversión de relieve débil, proveen una edad relativa estimada entre 33 y 37 ka (Barba, 2006).

### 3.3.8.2.4 INTERPRETACIÓN

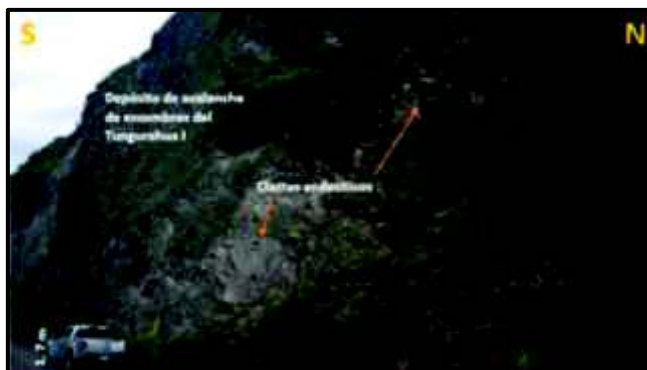
Esta serie de flujos de lava andesíticos se depositaron rellenando antiguas quebradas y valles, formados en el interior del depósito de la avalancha de escombros del Chimborazo I (Unidad Chimborazo; Miembro 1).

## 3.3.9 UNIDAD TUNGURAHUA

### 3.3.9.1 MIEMBRO 1 [Pl<sub>TU1</sub>]

#### 3.3.9.1.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Este Miembro corresponde al depósito de avalancha de escombros del Tungurahua I (Hall et al. 1999). Se localiza en el valle del Río Chambo, comprendiendo los sectores urbanos de Penipe, La Providencia, Guanando, San José de Chazo y San Antonio de Bayushig. En estos sectores, el depósito de avalancha de escombros (Fig. 3.51) se presenta en ambas márgenes del Río Chambo, cubriendo un área de aproximadamente 23 km<sup>2</sup>, en forma de terrazas regulares de hasta 350 m de potencia con respecto del nivel base del río Chambo.



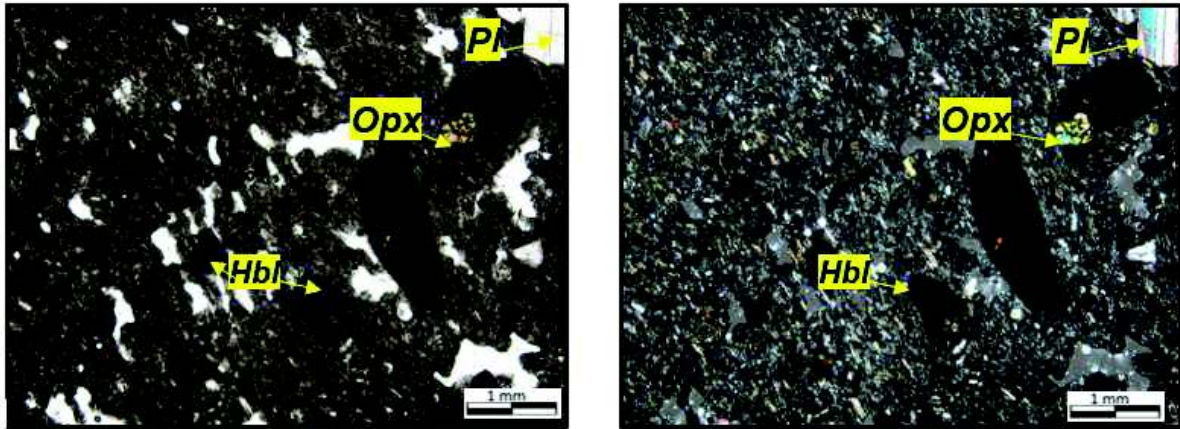
**Figura 3.51.**- Depósito de la avalancha de escombros del Tungurahua II; 30 ka AP (Unidad Tungurahua; Miembro1) localizado en la margen izquierda del Río Chambo, sector urbano de Penipe (UTM: 774079; 9826682).

#### 3.3.9.1.2 LITOLOGÍA

El depósito de avalancha de escombros del Tungurahua I, está compuesto por líticos volcánicos de andesita, subangulosos a angulosos, con baja esfericidad, de color gris clara a gris oscura, envueltos en una matriz areno- limosa, intraclástica de color gris a gris rojiza. Los clastos de andesita se encuentran altamente fracturados (estructura

“jigsaw craks”) y presentan un tamaño variable a lo largo del depósito, con tamaños comprendidos entre 10 - 50 cm (55%), hasta tamaños métricos (< 20%), frecuentemente estos últimos se presentan estructuras de lajas (Fig.3.51).

En el análisis microscópico (Fig. 3.52), las rocas que forman parte del depósito, poseen una textura porfírica y su composición mineralógica está dada por cristales de:



**Figura 3.52.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de una andesita compuesta por Plagioclasa (Pl), Ortopyroxeno (Opx) y Clinopyroxeno (Cpx). Muestra PIMI 1502 – 9

- i) Plagioclasa (~15%) tabulares, idiomorfos a subidiomorfos, con maclas tipo Carlsbad, granulométricamente variable y en tamaños de 0,4 a 2,5 mm.
- ii) Hornblenda (~10%) tabulares, subidiomorfos, de tamaños comprendidas entre 0,5 – 3 mm y con bordes de oxidación, muchos de ellas están totalmente oxidadas.
- iii) Clinopyroxeno (~7%) subidiomorfos con bordes de reacción y en tamaños < 1mm.
- iv) Ortopyroxeno (~5%) alotriomórficos a subidiomórficos, en tamaños ~ 1mm.
- v) Óxidos de hierro y minerales opacos (< 2 %).

La matriz (65 %) posee una textura hialopilitica y está compuesta por microlitos de plagioclasa, ortopyroxeno y clinopyroxeno.

### 3.3.9.1.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Este depósito de avalancha de escombros (Unidad Tungurahua; Miembro 1) se encuentra sobreyacido por potentes capas de Cangahua (Qc) y por depósitos de ceniza provenientes de las últimas erupciones del volcán Tungurahua (Unidad

Tungurahua; Miembro 3). A la margen izquierda del Río Chambo, el depósito está limitado al oeste por potentes flujos de lava del Igualata (Unidad Igualata), mientras, en la margen derecha, se encuentra limitada al este, por el basamento metamórfico de la Cordillera Real (Unidad Guamote y Unidad Peltetec).

Análisis  $^{14}\text{C}$  y AMS (Anisotropía de Susceptibilidad Magnética) en fragmentos de material carbonizado, han determinado edades de  $\sim 30$  ka AP (Le Pennec et al., 2006).

#### ***3.3.9.1.4 INTERPRETACIÓN***

El depósito de avalancha del Tungurahua fue generado por un colapso sectorial, producido por una intrusión lateral de un cripto – domo, el cual desestabilizó el cono volcánico (Le Pennec et al., 2006).

#### ***3.3.9.2 MIEMBRO 2 [HTU2]***

##### ***3.3.9.2.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

Este Miembro corresponde al depósito de avalancha de escombros del Tungurahua II (Hall et al. 1999). Se localiza en el sector urbano de Puela y en los poblados de El Altar, Guso de Penipe, Yunguilla, El Tingo y Manzano, en forma de terrazas regulares de aproximadamente 150 m de potencia a lo largo de los valles del Río Chambo y el Río Puela.

##### ***3.3.9.2.2 LITOLOGÍA***

El depósito de avalancha de escombros del Tungurahua II, se encuentra compuesto por líticos andesíticos subangulosos, de color gris oscuro, envueltos en una matriz arenosa soportada de color gris a gris rojiza (Fig. 3.53) Los clastos de andesita presentan un tamaño variable a lo largo del depósito, con líticos con tamaños comprendidos entre 5-50 cm.



**Figura 3.53.**- Depósito de la avalancha de escombros del Tungurahua II (~ 3ka) (Unidad Tungurahua; Miembro 2) localizada en la vía Penipe – Baños. UTM (776118; 9833580).

En el análisis microscópico, las rocas que forman parte de este depósito, poseen una composición mineralógica similar a las observadas en el depósito del Tungurahua I (Unidad Tungurahua; Miembro1); debido a que estas forman parte del mismo edificio volcánico (Bustillos, 2008).

#### ***3.3.9.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

El depósito de avalancha de escombros del Tungurahua II (3 ka) se encuentra limitado al NE por los ríos Chambo y Puela y hacia el SE, por el depósito de avalancha de escombros del Tungurahua I (Unidad Tungurahua; Miembro 1).

Este Miembro se encuentra sobreyacido por tefras de caída (Unidad Tungurahua; Miembro 3) de distinto espesor, distribuidos a lo largo de los sectores de Puela y Guso de Penipe.

#### ***3.3.9.2.4 INTERPRETACIÓN***

Una erupción de ~ 3 ka AP define el final de la actividad del edificio Tungurahua II. El colapso sectorial fue acompañado por una poderosa erupción la cual produjo un “blast” volcánico y una columna sub-pliniana (Jaya et al., 2003; Jaya, 2004)

Bustillos, (2008), realizó un estudio petrográfico, estructural y de facies a detalle de los depósito de avalancha del volcán Tungurahua.

### **3.3.9.3 MIEMBRO 3 [HTU3]**

#### ***3.3.9.3.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN***

Durante los últimos ~ 1300 años AP el volcán Tungurahua ha experimentado episodios eruptivos, producidos aproximadamente una vez cada siglo. Estos episodios eruptivos son caracterizados por sus flujos piroclásticos, flujos de lava, lahares y tefras de caída. (Hall et al., 1999).

Este miembro corresponde a estas tefras de caídas que se localizan principalmente en el extremo superior oriental de la zona de estudio y cubren a las zonas urbanas de San José de Chazo, San Antonio de Bayushig, Matus y Puela.

Estos depósitos volcanoclásticos de caída, están generalmente dispuestos de manera masiva y poseen una potencia promedio de ~ 6 m. Litológicamente los depósitos están compuestos de fragmentos de escoria volcánica (15%) de color negro, líticos de andesita (15%), fragmentos cristalinos (5%) de plagioclasa y piroxeno; y vidrio volcánico (70%) de tamaños de ceniza gruesa

#### ***3.3.9.3.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD***

Los depósitos de ceniza volcánica de este miembro se encuentran esparcidos en el extremo noroccidental, cubriendo a los depósitos de avalancha de escombros del Tungurahua I y II (Unidad Tungurahua; Miembros 1 y 2), a la Unidad Cangahua y al basamento metamórfico de la Cordillera Real.

La representación gráfica de este Miembro no ha sido tomada en cuenta, debido a poca potencia de sus depósitos.

#### ***3.3.9.3.3 INTERPRETACIÓN***

Este Miembro corresponde a los productos volcanoclásticos de caída, proveniente de las “últimas” erupciones del volcán Tungurahua.



### 3.3.10 DEPÓSITOS MORRÉNICOS [Q<sub>g</sub>] Y COLUVIALES [Q<sub>c</sub>]

#### 3.3.10.1 UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Los depósitos Coluviales (Fig. 3.54) se encuentran en zonas de pendientes abruptas, localizadas en los sectores Tumba San Francisco, La Mora Sisate y Bayo Grande en el borde occidental de la Cordillera Real. Además, en las márgenes izquierda y derecha del Rio Blanco, en los poblados La Candelaria, El Releche y Verde Pamba. Los depósitos la integran líticos menores a 50 cm que litológicamente varían de acuerdo al lugar del afloramiento.



**Figura 3.54.**- Vista panorámica del valle del Rio Blanco. Foto tomada hacia el E, en la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 775963; 9822592).

Las principales evidencias de glaciación corresponden a los depósitos de morrena, los cuales afloran sobre los 3600 msnm y se encuentran en las partes altas del volcán Igualata. Sus productos corresponden a depósitos mal sorteados con líticos de andesita tamaño menor a 20 cm.



## **CAPITULO 4**

### **TECTÓNICA LOCAL**

#### **4.1 INTRODUCCIÓN**

El área de estudio se caracteriza por presentar estructuras regionales con cinemática variada y una historia de deformación compleja, desarrollada desde épocas jurásicas hasta la actualidad. Las estructuras poseen un rumbo N- S (rumbo andino) en la Cordillera Real y NNE – SSW en el Valle Interandino. El estilo de deformación desarrollado por las estructuras, es preferencialmente de comportamiento frágil y dúctil.

El trabajo cartográfico desarrollado en el sector occidental de la Cordillera Real y en el Valle Interandino ha permitido identificar sistemas de fallas regionales que conforman los límites tectónicos existentes entre las unidades descritas. Los principales sistemas de fallas localizados en la zona de estudio se enuncian considerando su ubicación en: i) Cordillera Occidental y Valle Interandino; ii) Cordillera Real.

#### **4.2 CORDILLERA OCCIDENTAL Y VALLE INTERANDINO**

##### **4.2.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES**

###### **4.2.1.1 SISTEMA DE FALLA PALLATANGA**

La Cordillera Occidental y el Valle Interandino regionalmente se encuentran influenciados por el sistema de Fallas Pallatanga definida por Winter y Lavenu (1989). Este sistema de fallas, corresponde a distintos segmentos estructurales que se extienden desde el este del Golfo de Guayaquil, cruzan cortando la Cordillera Occidental en sentido NE – SO a NNE – SSO (Baize et al., 2014) y forman la extensión sur de la Falla Pujilí (sentido N – S), definida por (Hughes y Pilatasig, 2002) (Alvarado et al., 2016). En el área del Valle Interandino atraviesan siguiendo el valle del Río

Pangor con un movimiento que exhibe una componente lateral dextral. (Alvarado et al., 2016).

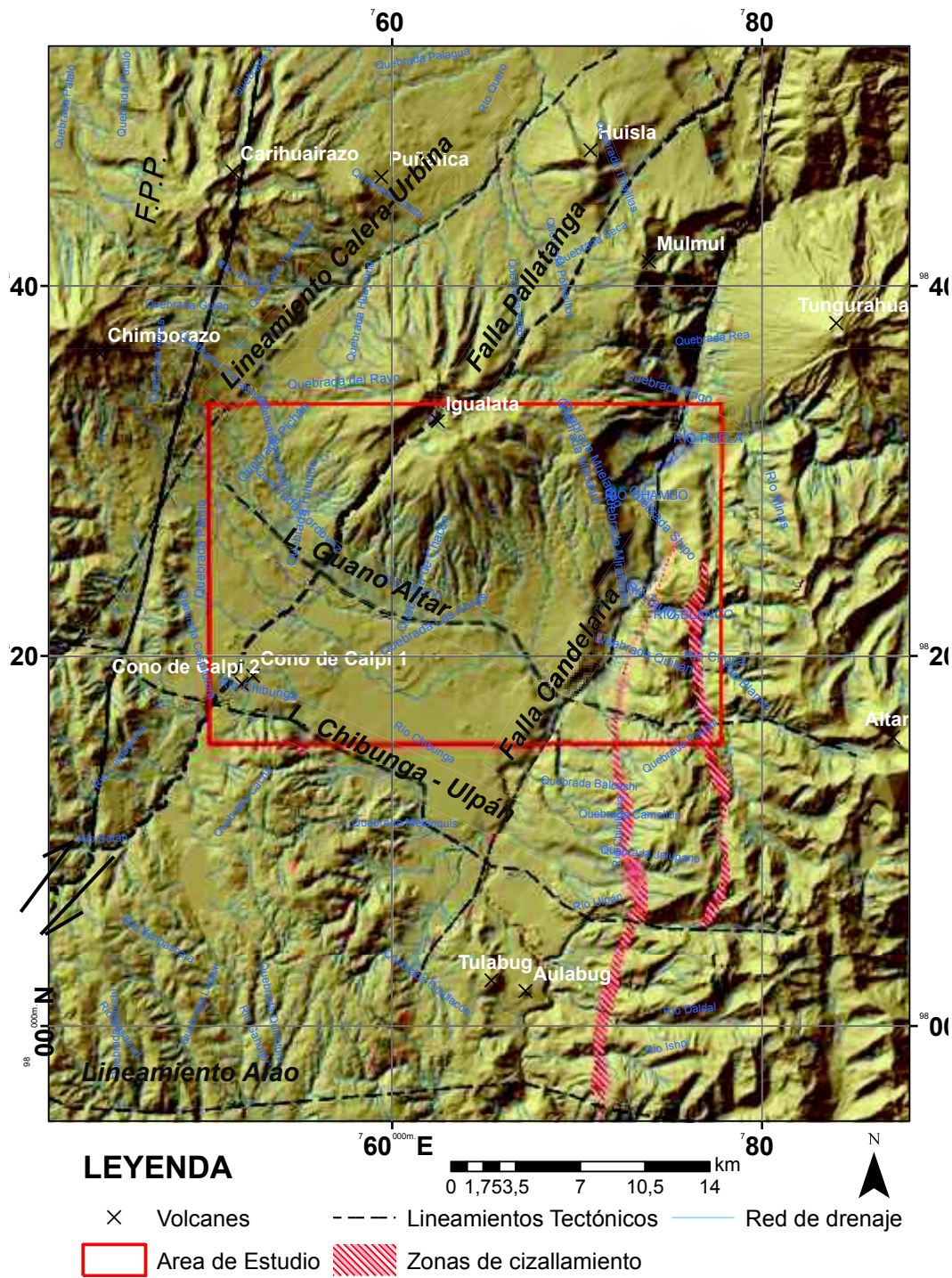


Figura 4.1.- Esquema estructural del Callejón Interandino y Cordillera Real en el área de estudio.

El trazo de la falla y sus características morfológicas en el área de estudio, son difíciles de evaluar debido a la presencia de potentes depósitos volcánicos y sedimentarios (Unidad Chimborazo y Unidad Riobamba; Cap. 3). Las manifestaciones geomorfológicas de una red de drenaje desplazada en el volcán Igualata, como respuesta cinemática del desplazamiento de la Falla Pallatanga, no son evidentes, estos han sido enmascarados por un drenaje radial característico y por la formación y/o alineación de las Quebradas Patulú y Sabañag. Estas quebradas atraviesan al volcán Igualata (Fig. 4.1), formando un valle amplio (~800 m de ancho), que se encuentra alineado con el curso de los ríos Pangor, Sicalpa y Tomebamba, localizados en la Cordillera Occidental, al suroccidente, fuera de la zona de estudio. Mientras hacia el nororiente, se encuentra alineada, con la Quebrada Capilahuaycu, localizada a los pies del volcán Huisla.

Debido a esta tendencia continua, se asume que la Falla Pallatanga se extiende por toda la zona de estudio. A partir, de los dominios de la Cordillera Occidental en el suroccidente (a lo largo de los ríos Pangor, Sicalpa y Tomebamba), continúa en el Valle Interandino, atravesando a las Unidades Calpi, Riobamba, Igualata y Chimborazo; y se extiende hacia el nororiente, por los pies del volcán Huisla; con una dirección NNE – SSO (Fig. 4.1)

Los depósitos de avalancha de escombros localizados en los poblados de Pelileo, Patate y Huambaló, como resultado de un colapso sectorial del volcán Huisla (Bustillos, 2008) y los depósitos de brecha volcánica (Unidad Igualata) encontrados a lo largo del volcán Igualata, pueden asociarse a los efectos de la dinámica activa de este segmento falla y de su proyección hacia el norte.

Hacia el norte, el segmento NE - SO de Falla Pallatanga se extiende hasta el área de Pisayambo, donde marca una transición de régimen tectónico con la Falla Cosanga (Alvarado et al., 2016). Mientras hacia el sur, el sistema de Fallas Pallatanga puede ser trazado hacia la planicie costera para conectarse con el segmento de falla activo Puná, en la Isla Puna (Dumont et al., 2005). La conjunción de estos segmentos de fallas, forman el sistema de Falla Chingual – Cosanga Pallatanga – Puna, el cual

constituye el borde oriental del Bloque Norandino (Alvarado et al., 2016). Para el sistema de falla Pallatanga, Baize et al. (2014) estiman una tasa de desplazamiento lateral (“strike-slip fault”) de 2,5 mm/a en sentido NNE-SSW, mientras Alvarado et al. (2016) proponen un desplazamiento relativo de 7.1 mm/a en la dirección N 47° E con respecto del Bloque Inca.

#### **4.2.1.2 LINEAMIENTO RIO GUANO – ALTAR**

El análisis fotogeológico, ha permitido identificar un lineamiento topográfico de la red de drenaje, en sentido E–O, en el área de estudio y en sus zonas proximales. Este lineamiento atraviesa el Callejón Interandino, siguiendo el curso del Río Guano y se proyecta hacia la Cordillera Real, a través de la Quebrada Itsana Grande y Río Collanes, y continúa hacia el este, atravesando al Volcán El Altar (Fig. 4.1).

En el Callejón Interandino, el trazo del lineamiento Río Guano–Altar, coincide con el valle formado en el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 1) y con la frecuente presencia de manantiales (UTM: 767800; 9818275) y humedales (UTM: 767269; 9819438) localizados en la Unidad Riobamba, entre los sectores de Rosario Los Elenes y Cubijies.

En la Cordillera Real, el lineamiento puede relacionarse con:

- i) El drenaje secundario perpendicular con el sentido de fluencia del Río Chambo.
- ii) La presencia de serpentinitas (UTM: 774342; 9815825) y fluidos hidrotermales, denotados con la presencia de tobas calcáreas (UTM: 774969; 9815513), en la Quebrada Itsana Grande (en la Unidad Peltetec).
- iii) La cicatriz con forma de herradura abierta al oeste, en el volcán El Altar como resultado de su colapso sectorial.

Evidencias en campo no muestran un rasgo claro que permita definir una dinámica para esta posible falla.

#### **4.2.1.3 LINEAMIENTO RIO CHIBUNGA – RIO ULPAN**

Las manifestaciones geomorfológicas de este lineamiento, se proyectan desde la Cordillera Occidental hasta la Cordillera Real, con una alineación en sentido NOO –

SEE, de los ríos Tililag en la Cordillera Occidental, río Chibunga en el Valle Interandino y río Ulpán en la Cordillera Real.

Este lineamiento se localiza en el borde inferior occidental de la zona de estudio, atraviesa a la Unidad Calpi y su manifestación morfológica coincide con un súbito cambio en la dirección de fluencia del Río Chibunga, de sentido NNE – SSO a NOO – SEE (Fig. 4.1).

Los depósitos volcánicos localizados en el lugar, han ocultado los rasgos morfológicos y tectónicos, asociados con un posible fallamiento.

#### **4.2.1.4 LINEAMIENTO CALERA - URBINA**

Este lineamiento coincide con una evidente alineación de la red de drenaje, en dirección NE – SO, se localiza a los pies de los volcanes Chimborazo, Igualata y Huisla (Fig.4.1).

Barba. (2006) interpreta este lineamiento, como una falla asociada con la reactivación por movimientos dextrales de fallas profundas “suturas”, resultado de una “actividad neotectónica”, ocurrida posiblemente durante el Mio – Plioceno y en el Cuaternario.

#### **4.2.1.5 LINEAMIENTO ALAO**

Análisis geomorfológicos y datos obtenidos en campo, permitieron identificar la presencia de una zona de cizallamiento con cinemática sinistral? (Fig. 4.6). Esta estructura posee una dirección ESE – WNW y se encuentra alineada con el sentido de fluencia del Río Alao (Fig. 4.1 y Fig. 4.6)

En el Valle Interandino la estructura atraviesa (UTM: 766990; 9797241) cuerpos intrusivos localizados en el sector de Pungala y continúa hacia la Cordillera Occidental, siguiendo el curso del Río Sasapud. Las manifestaciones morfológicas de esta estructura de cizallamiento antitética, son evidentes en la margen derecha del Río Alao (en la Cordillera Real), donde se han generado un drenaje con sentido E-O, perpendicular con el sentido de fluencia del Río Chambo y formas sigmoides a gran escala que denotan un movimiento sinistral

## 4.3 TECTÓNICA DEL FLANCO ORIENTAL DE LA CORDILLERA REAL

### 4.3.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES

#### 4.3.1.1 ZONA DE CIZALLAMIENTO ORIENTAL

Se localiza en el extremo oriental de la zona de estudio y se extiende aproximadamente 14 km (Fig. 4.1), desde el poblado San Pablo de Sali al sur, hasta el poblado Matus Alto. La banda de cizallamiento posee un ancho máximo de 300 m y una dirección N 10°E (rumbo andino). La proyección de la estructura hacia el sur, ha sido reportada por Yáñez E. (2016) mientras hacia el norte, su proyección es incierta y puede ser restringida.

Las manifestaciones de la zona de cizallamiento son denotadas por la brechificación de las rocas, alto nivel de fracturamiento, desarrollo de grandes depósitos coluviales localizados en ambos márgenes del Rio Blanco y por la deformación plástica a lo largo de la banda de cizallamiento (Fig. 4.2.). Esta deformación es denotada por marcadores microtectónicos como: presión-disolución, sombras de presión, microplegamientos, estructuras “Mica Fish”, estructuras “S-C” y clivajes de fractura.



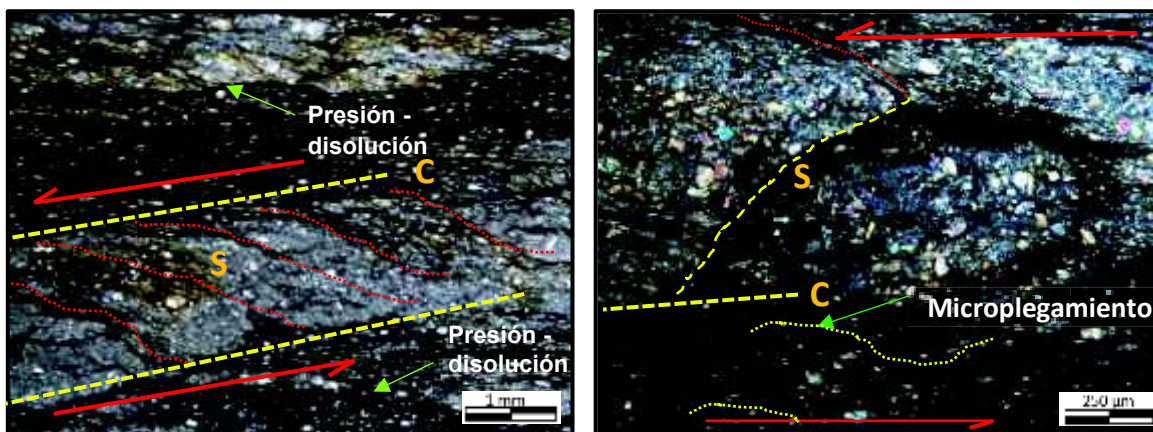
**Figura 4.2.-** Afloramiento de meta-turbiditas de la Unidad Maguazo, afectadas por la zona de cizallamiento oriental localizada en la vía Penipe – Candelaria. UTM (775963; 9822592),

Evidencias de la cinemática generada por la zona de cizallamiento, han sido observadas en la vía Penipe – La Candelaria (UTM: 775963; 9822592), donde la banda



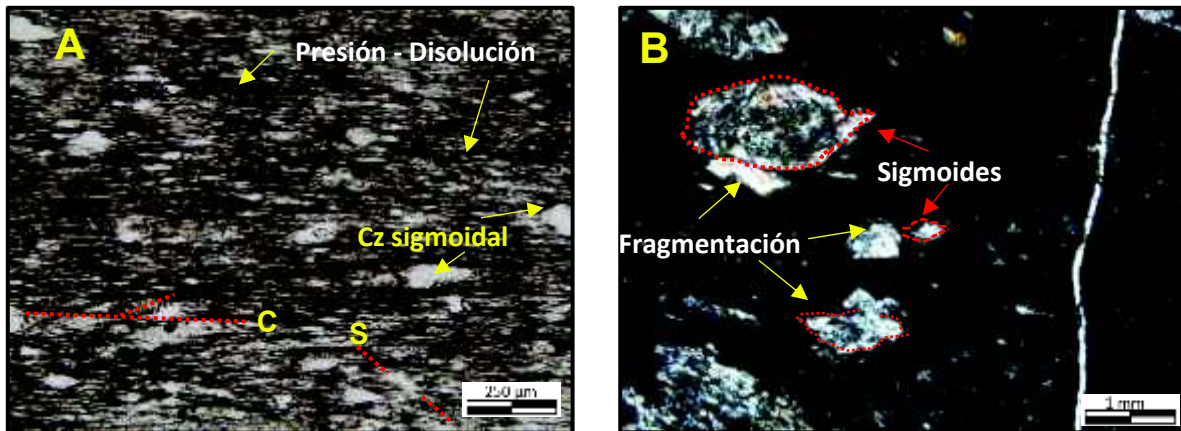
de cizallamiento atraviesa las turbiditas de la Unidad Maguazo. Las turbiditas dentro de esta zona se encuentran milonitizadas, deformadas y fracturadas por los efectos del cizallamiento. En el análisis microscópico se observa la generación de: microplegamientos, zonas de presión – disolución, trituración de los componentes minerales y su reagrupación en microestructuras de cizallamientos tipo “S-C” (Fig. 4.3) que muestran un régimen de cizallamiento con movimiento sinistral (Figs. 4.3).

Hacia el sur, se distingue un afloramiento con similares características, el cual se localiza a la margen izquierda del Río Blanco y próximo al Poblado Torcaza (UTM: 776119; 9821991).



**Figura 4.3.-** Sección delgada con polarizador cruzado de 2.5x y 10x de aumento, en una turbidita (muestra PIMI 1502 – 24) afectado por un cizallamiento sinistral.

Continuando hacia el sur, en los poblados Balabug y Chañag San Miguel, la estructura se manifiesta superficialmente por el desarrollo de grandes coluviales localizados en ambas márgenes del Río Blanco. En el sector Verde Pamba (UTM: 776328; 9816286) y hacia el sur, fuera del área de estudio, se observaron en los meta sedimentos de la Unidad Guamote recristalizaciones de cuarzos sigmoidal, generación de sombras de presión asociados con la generación de estructuras S-C (Fig. 5.4 A). En las tobas metamorfoseadas de la Unidad Maguazo se observa la fragmentación y deformación de las plagioclasas, además de una alineación mineral debido al cizallamiento (Fig. 5.4 B). Los marcadores microtectónicos observados en estas rocas, no permiten definir claramente el sentido de movimiento de la cizalla



**Figuras 4.4 A y B.- a)** Sección delgada sin nicóles cruzados a 10 x de aumento, de metasedimentos de la Unidad Guamote en la zona de cizalla (Muestra PIMI 1502 – 17) **b)** Sección delgada con polarizador a 2,5 x de aumento, de toba metamorfoseada de la Unidad Maguazo en la zona de cizalla (Muestra PIMI 1502 – 19).

#### 4.3.1.2 ZONA DE CIZALLAMIENTO PRINCIPAL

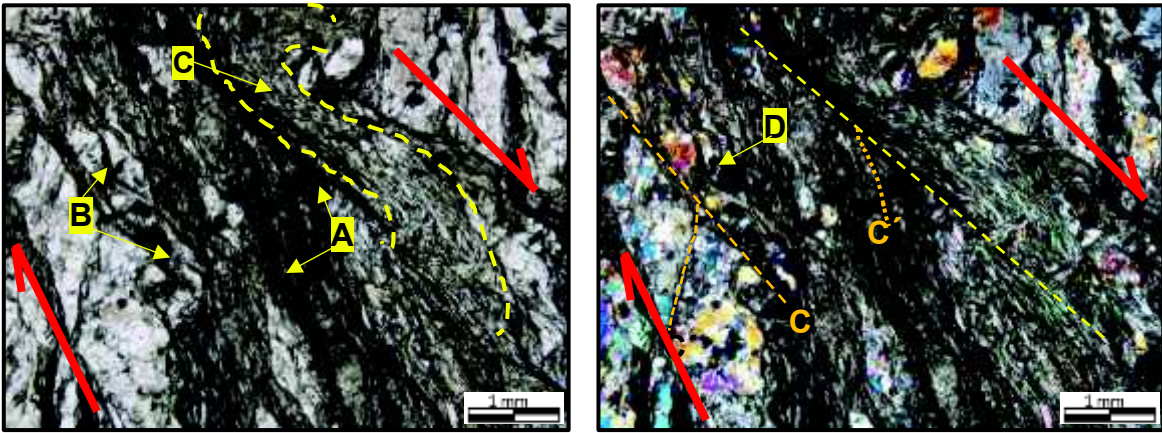
Se localiza en el borde occidental de la Cordillera Real y se extiende a lo largo de toda la zona de estudio, desde el poblado El Toldo, en el sur, hasta el sector urbano de Penipe (Fig. 4.1), en el norte. La estructura posee un rumbo  $\sim N 10^\circ E$  (rumbo andino) y actúa como límite tectónico entre la Unidad Peltetec, al este y la Unidad Guamote, al oeste. Esta estructura puede ser correlacionada como la prolongación norte, de la “zona de cizallamiento principal”, con movimiento inverso dextral, reportada por Reyes. (2006) y Yáñez. (2016) al sur, fuera del área de estudio.

Esta zona de cizallamiento se manifiesta con un alto nivel de fracturamiento y brechamiento de las rocas de la Unidad Peltetec, desarrollo de depósitos coluviales localizados en la margen derecha del Río Chambo y por una deformación plástica de la cobertura sedimentaria de la ofiolita (Unidad Peltetec) y de las secuencias turbidíticas de la Unidad Maguazo (Fig. 4.5.). La deformación es denotada por el desarrollo de microestructuras “Mica- Fish”, deformaciones intracristalinas, clivajes de crenulación y de fractura, microfracturas y desarrollo de zonas de cizallamiento S-C y S-C’, que muestran un movimiento dextral. (Figs. 4.5).

En las proximidades del sector urbano de Penipe (UTM 775193; 9826420 y UTM 774863; 9825434); los efectos de la zona de cizallamiento se denotan en los



metasedimentos de la Unidad Peltetec y en las turbiditas de la Unidad Maguazo (4.59, a través de un fracturamiento, diaclasamiento y aumento textural de los componentes mineralógicos de la rocas (Fig. 4.5). En el análisis microscópico las turbiditas presentan zonas de presión-disolución, deformación intracristalina, recristalización de los subgranos de cuarzo, sombras de presión, microestructuras “Mica Fish” y desarrollo de estructuras S-C y S-C' con dinámica dextral (Fig. 4.5).



**Figuras 4.5 a y b.-** Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado con 2.5x de aumento, en turbiditas de la Unidad Maguazo (muestra PIMI 1502 – 8) afectados por un cizallamiento dextral que ha favorecido el desarrollo de: **A)** Zonas de presión-disolución, **B)** deformación intracristalina, **C)** microestructuras “Mica-Fish” **D)** Sombras de presión.

En el poblado Torcasa y prolongándose hacia el sur; la zona de cizallamiento se manifiesta por el alto nivel de fracturas en los metabasaltos de la Unidad Peltetec y por la generación de un modelo de drenaje subparalelo (E-O) con el sentido de fluencia del Río Chambo. Estas manifestaciones denotan un componente inverso de la estructura, que ha originado la exhumación de las rocas de la Unidad Peltetec, sobre la Unidad Guamote. En la zona de estudio, el contacto tectónico entre estas unidades no es evidente, debido a la presencia de los depósitos fluvio –lacustres del Río Chambo (Unidad Chambo) y a los depósitos de las avalanchas de escombros del Tungurahua (Unidad Tungurahua Miembros 1 y 2) localizados en este sector.

La generación de estas estructuras de cizallamiento (zona de cizallamiento Oriental y zona de cizallamiento Principal) posiblemente, pueden estar asociadas a un campo de

esfuerzos cuyo esfuerzo principal  $\sigma_1$ , actuó en la dirección NE-SW ó ENE-WSW ocasionando un desplazamiento transcurrente dextral.

#### **4.3.1.3 FALLA LA CANDELARIA**

Esta falla limita el borde oriental de la Cordillera Real y se encuentra orientada de forma paralela con el Rio Chambo. Posee una dirección promedio  $N6^\circ E \pm 8^\circ$  y una tasa de desplazamiento  $\sim < 1 \text{ mm/a}$  con sentido de movimiento probablemente transcurrente (Egüez et al., 2003).

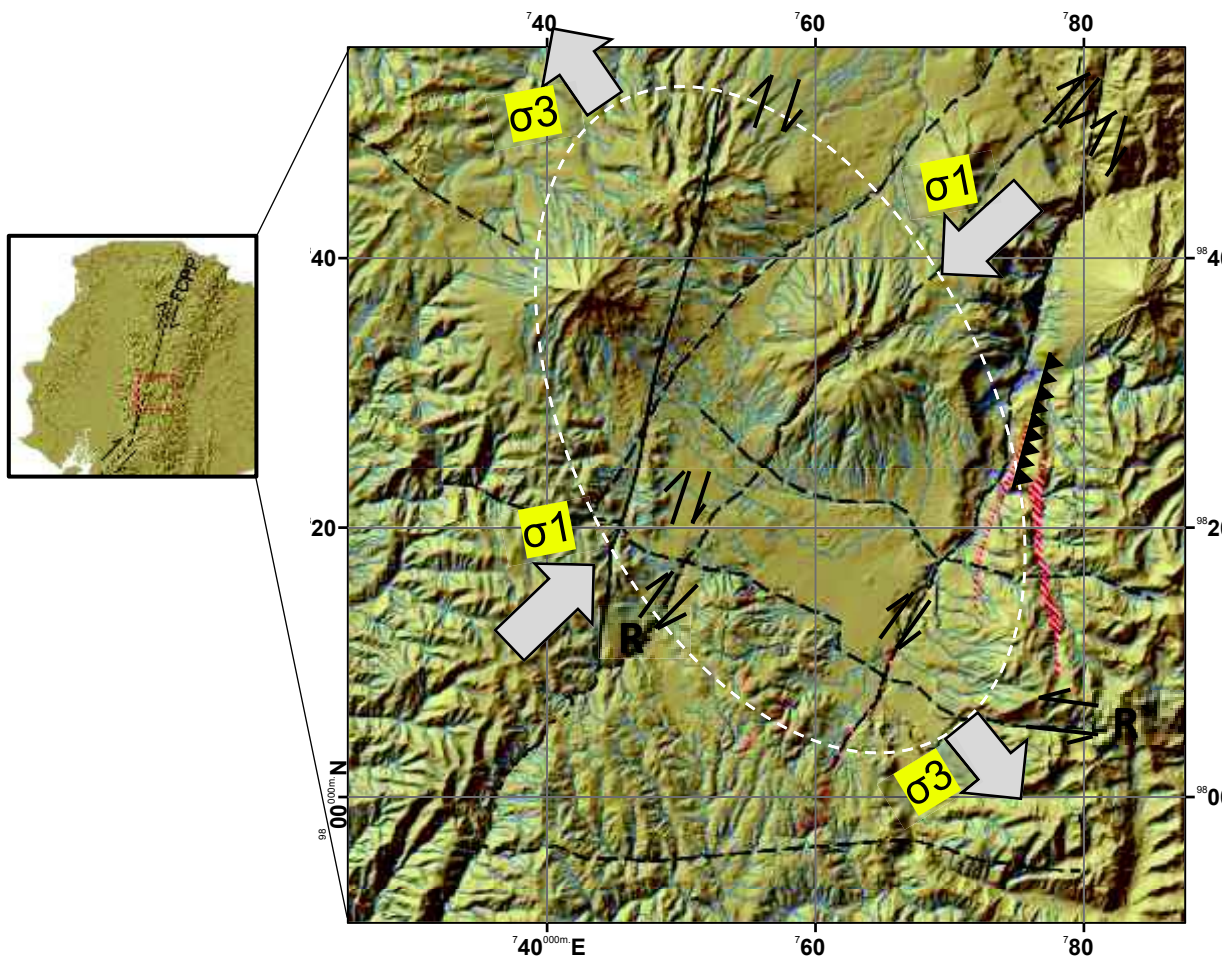
En el análisis foto interpretativo y morfológico a lo largo de su trazo de falla, se identificaron formas sigmoidales a gran escala localizadas entre los poblados de Quimiag y Chambo (Fig.4.1), los cuales claramente son consistentes con un movimiento dextral.

Hacia el norte, fuera del área de estudio, se observa al volcán Mulmul afectada por el trazo de esta falla (Fig. 4.1) mientras que hacia el sur, fuera del área de estudio, trabajos geológicos (Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por Procesos de Movimientos en Masa, Escala 1:50.000, del Territorio Ecuatoriano, Fase I; Abril 2013) realizados por el INIGEMM en la hoja de Riobamba escala 1: 50.000; reportan varias fallas normales con una dirección preferente de  $N 15^\circ E$  y buzamientos entre  $40^\circ - 70^\circ$  hacia el oeste. Estas fallas se encuentran alineadas en torno al trazo de falla y se ubican en las zonas proximales al sector urbano de Punín (Fig. 4.1)

Estas manifestaciones sugieren que esta estructura tectónica, podría ser considerada como un segmento de falla afectado y/o que forma un ramal activo del sistema de Fallas Pallatanga (Fig. 4.1)

### **4.4 MODELO TECTÓNICO**

En base a la información cartográfica, petrográfica y tectónica, colectada y definida, se pretende sintetizar esquemáticamente el posible modelo tectónico de la zona de estudio. La síntesis involucra el conocimiento de las edades absolutas de las unidades y el conocimiento del tiempo en que se suscitaron los eventos tectónicos regionales.



**Figura 4.6** Modelo tectónico del área de estudio y sus zonas aledañas.

La historia del Neógeno de la región interandina está caracterizada por un desplazamiento tectónico a lo largo de la zona de Falla Calacali – Pujili- Pallatanga (FCPP) (Hungerbühler et al., 2002).

En el área de estudio, las manifestaciones geomorfológicas asociadas al desplazamiento de la Falla Calacali – Pujili- Pallatanga (FCPP) incluyen depresiones erosionales lineales (Lineamiento Río Chibunga – Río Ulpan, Lineamiento Río Guano – El Altar y el Lineamiento Calera- Urbina), drenajes desplazados, hundimientos (“sag ponds”; valle de Guano y Riobamba) y extensión con dirección ~ NW – SE como consecuencia de una separación horizontal a lo largo del trazo de la FCPP (Fig. 4.6); esta extensión puede ser asociada con la generación de la cuenca de Riobamba.

Las estructuras tectónicas asociadas con la falla principal (FCPP) incluyen zonas de cizallamiento sintéticas (Falla Pallatanga (FP) y Falla Candelaria (FC)) (Fig. 4.6) con cinemática dextral, fallas normales con orientación NW – SE asociadas a la falla Candelaria y fallas conjugadas con movimiento sinistral (Lineamiento Alao) (Fig. 4.6).

## **CAPITULO 5**

### **EVOLUCIÓN GEODINÁMICA**

#### **5.1 INTRODUCCIÓN**

La información colectada en campo ha sido interpretada y correlacionada petrográficamente y estructuralmente con diversos estudios geológicos, con el fin de elaborar la historia geológica del área de estudio (Hoja topográfica 1: 50 000 de Guano) y relacionarla con la geodinámica regional de la Cordillera Real y del Valle Interandino.

Los eventos geológicos considerados en este modelo, inician en el Jurásico, con las unidades localizadas en la Cordillera Real y continúan hasta el Holoceno, con las unidades de origen volcánico localizadas principalmente en el Valle Interandino.

#### **5.2 PERIODO JURÁSICO SUPERIOR (160 – 145 Ma)**

La unidad más antigua en el área de estudio corresponde a la Unidad Guamote, cuyos metasedimentos fueron derivados del cratón Sudamericano, con una edad máxima de deposición de ~155 Ma. (Spikings et al., 2015). La generación de los clastos podría ser asociada a una erosión fluvial de las unidades triásicas y paleozoicas (Granito Tres Lagunas y Unidad Chigüinda, respectivamente) que conforman el núcleo de la Cordillera Real.

El terreno Alao corresponde a una secuencia metaluminosa, generada sobre una zona de subducción con buzamiento hacia el este, a lo largo de una franja de margen continental adelgazada (Cochrane, 2013). Edades fidedignas de rocas metavolcánicas del Arco Alao no han sido obtenidas, pero la sedimentación pudo haber ocurrido después de los ~ 164 Ma (Spikings et al., 2015), sobre la Unidad Guamote, en ambientes tectónicos de arco de islas toleífticos, a arcos calco-alcalinos. Las tobas metamorfoseadas de la Unidad Maguazo en el área de estudio podrían ser asociadas a este ambiente calco-alcalino, acoplándose con las interpretaciones y datos de Reyes, (2006) y Yáñez, (2016).

Mientras que, las secuencias turbidíticas de la Unidad Maguazo, encontradas sobre la Unidad Guamote, podrían corresponder a una serie de depósitos por decantación del sedimento en suspensión, en un ambiente general de talud continental con ocasionales procesos de deslizamiento gravitatorio.

### **5.3 PERIODO CRETÁCICO INFERIOR (145 – 100 Ma)**

Durante el Cretácico temprano (~ 145 – 114 Ma) prevaleció la extensión en la corteza continental de Sudamérica, como consecuencia del retroceso hacia el oeste, de la zona de subducción (Cochrane, 2013). La extensión generó un rifting en el noroccidente de Sudamérica, dividiendo la corteza en fragmentos continentales (Terreno Guamote). En un avanzado estadio de rifting continental, se formó corteza tipo E – MORB, correspondiente a la Unidad Peltetec (Spikings et al., 2015).

A finales del Cretácico tardío (~117 – 107 Ma.) se produce un periodo de compresión, ocasionado por el incremento de las tasas de convergencias de la Placa Caribe y Sudamérica, como consecuencia de la apertura del Sur Atlántico (~120 Ma). La compresión ocasiona la re-acreción del Terreno Guamote y la exhumación y emplazamiento estructural de la Unidad Peltetec, para posteriormente formar una protocordillera (Cochrane, 2013).

### **5.4 PERIODO CRETÁCICO SUPERIOR (100 - 65 Ma)**

En el Turoniano - Coniaciano (~ 90 y 87 Ma) se produce la extrusión del Plateau Caribe (Bloque Piñon – Pallatanga) a través de una pluma mantélica, en latitudes ecuatoriales (0 y 5°S). El plateau avanzó con una dirección E – NE, hasta colisionar con la margen continental de Sudamérica en el Maastrichtiano (73 – 70 Ma) (Luzieux et al., 2006), a lo largo de la Falla Pujilí (Hughes y Pilatasig, 1999).

La acreción del terreno Pallatanga se evidenció por un enfriamiento en la historia termal de la Cordillera Real, ocasionada por una erosión-exhumación de la misma. Las subsecuentes evidencias de erosión-exhumación de la Cordillera Real, constituyen la depositación de “red beds” de origen continental de la Formación Tena, en la Cuenca Oriente durante el Maastrichtiano-Paleoceno (Spikings et al., 2001) y la depositación

de series turbidíticas de grano fino a grano medio, de material derivado de una fuente rica en granitoides y rocas metamórficas (Cordillera Real) en el oeste (Formación Yunguilla), durante el Campaniano tardío-Maastrichtiano (Vallejo, 2007).

### **5.5 PERIODO PALEOCENO – MIOCENO (65- 5 Ma)**

En el flanco oriental de la Cordillera Real (zona de estudio) se advierte la presencia de andesitas ligeramente propilitizadas y no deformadas. Estas rocas podrían ser correlacionadas petrográficamente con la roca caja del Intrusivo de Pungalá (al sur de la zona de estudio) y pueden posiblemente ser asociadas con una edad paleocénica, debido a la no deformación observada en las rocas.

Spikings et al. (2000; 2001) mediante datos obtenidos de trazas de fisión en zircones y apatitos, revelan que durante el Cenozoico (43-30 Ma) se suscitaron periodos acelerados de enfriamiento cortical, ocasionado por tasas importantes de exhumación-erosión de la Cordillera Real. Este periodo de exhumación posiblemente podría ser asociado con el evento de acreción del Terreno Macuchi con el Terreno Pallatanga, a lo largo de la zona de cizalla Chimbo – Toachi (Hughes y Pilatasig. 2002)

A partir del Oligoceno (~25 Ma), se produce un incremento de las tasas de subducción, ocasionando la fragmentación de la Placa Farallón en las Placas de Cocos y de Nazca. Subsecuentemente se produce la configuración del régimen actual de subducción (Lonsdale, 2005).

La historia del Neógeno de la región interandina está caracterizada por un desplazamiento tectónico a lo largo de la zona de Falla Calacali – Pujili- Pallatanga (Hungerbühler et al., 2002). La reactivación de esta falla se produjo en el Mioceno, con un desplazamiento de los Terrenos Pallatanga, Piñon y Macuchi con respecto del continente sudamericano (Hungerbühler et al., 1997). El desplazamiento fue en sentido dextral y se suscitó en el Mioceno medio (15 -10 Ma), generando la extensión y adelgazamiento de la corteza del antearco ecuatoriano. Consecuentemente en el occidente de la región interandina, se produjo una pérdida de soporte lateral de la



corteza a través de fallas normales, permitiendo el ingreso de mar a las cuencas de Loja y de Cuenca (Hungerbühler et al., 2002).

En el Mioceno tardío (6-5 Ma) se generó una compresión en el antearco y en la región interandina, ocasionando el cierre de las cuencas marinas (Hungerbühler et al., 2002), y el desarrollo de subcuencas (Cuenca de Alausí–Riobamba, Cuenca de Ambato-Latacunga, Cuenca de Chota y Cuenca Quito-San Antonio) (Winkler et al., 2005). La progradación de la compresión está asociada con la llegada (15 Ma) y subducción del Ridge de Carnegie (Spikings et al., 2001).

Además, los efectos del incremento de las tasas de compresión y subducción en el Oligoceno y Mioceno, se evidenciaron nuevamente con un incremento en las tasas de enfriamiento (23-15 Ma; 10-0 Ma) a causa de la exhumación-erosión de la Cordillera Real (Spikings et al., 2001).

## **5.6 PERIODO PLIOCENO – HOLOCENO (5 – 0 Ma)**

La concentración de la actividad volcánica ha sido, temporalmente y geográficamente, contemporánea con el comienzo y desarrollo tectónico del Valle Interandino (Winckler et al., 2005).

En la zona de estudio, la actividad volcánica inició en el Pleistoceno medio, con la actividad volcánica del Igualata, localizado en el Valle Interandino (Hall et al., 2008). Estos centros volcánicos se “desarrollaron” en una subcuenca intramontañosa (Cuenca de Riobamba) y sus productos volcánicos (Unidad Sicalpa y Unidad Igualata) fueron contemporáneamente depositados con/y sobre secuencias fluvio –lacustres y secuencias volcanoclásticas más viejas (Unidad Riobamba).

Los productos volcánicos del volcán Sicalpa, Calpi e Igualata generaron una cuenca morfológicamente irregular, con altos y depresiones topográficas, en los sectores de Calpi y Guano, respectivamente. Además, influyeron (Unidad Igualata) en las variaciones del nivel de los ríos Guano y Chambo, ocasionando la deposición de terrazas aluviales (T1) y aluviones, localizados entre los sectores de Quimiag y El Paraiso (Unidad Chambo Zonas 1 y 2).

La actividad volcánica continuó en el Pleistoceno tardío, con los volcanes de la Cordillera Occidental (Hall et al., 2008). Las manifestaciones de esta actividad, se registraron en la zona de estudio con los productos volcánicos provenientes del volcán Chimborazo.

La actividad volcánica inicial de este macizo, estuvo dada por el Chimborazo I que mantuvo una actividad volcánica activa entre 100 y 65 ka AP y generó un estratovolcán que posiblemente alcanzó una altura de ~ 6200 m (Barba, 2006). Un sistema de fallas activas (posiblemente Falla Pujilí- Pallatanga) localizadas en el sector, desencadenaron el colapso de este macizo (Bernard et al., 2008) entre 50 y 60 ka AP.

El colapso ocasionó una avalancha de escombros (Unidad Chimborazo; Miembro 1) descargada primariamente como una avalancha de bloque deslizante, que fue rápidamente seguida por material más fluido, compuesto por la misma avalancha de escombros mezclada con agua, hielo glaciario, material incandescente y volátiles. Esta mezcla le permitió fluir por grandes distancias (Barba, 2006) llegando hasta el Río Chambo; además, debido a su gran energía disponible, partes del sustrato fueron incorporadas.

El aporte de material volcánico en el río Chambo, consecuencia de la avalancha de escombros del Chimborazo I, generó un incremento del nivel del río Chambo, ocasionando la formación y deposición de una potente terraza aluvial (T2) (Unidad Chambo) en el sector de Químiag.

La actividad volcánica del Chimborazo continuó, formando un nuevo macizo (Chimborazo II). Este macizo estuvo en funcionamiento entre 55 – 33 ka AP (Barba, 2006) y su actividad volcánica, es denotada en la zona de estudio, por los flujos lávicos (Unidad Chimborazo; Miembro 2) que sobrecurrieron el depósito de avalancha de escombros del Chimborazo I.

Durante el Holoceno, el Chimborazo ha experimentado al menos un evento eruptivo importante cada mil años, durante los últimos 5000 años (Barba, 2006)

En la Cordillera Real, la actividad volcánica se suscitó desde el Pleistoceno y se ha mantenido hasta la actualidad, con los volcanes Tungurahua y El Altar (para el área de estudio).

Debido a la falta de información geológica, petrográfica y geoquímica del volcán El Altar, no se ha podido establecer un orden cronológico de los eventos suscitados en la construcción y destrucción del macizo. Es plausible suponer, que el centro eruptivo El Altar, mantuvo una actividad volcánica activa durante el Plio – Pleistoceno a Pleistoceno medio. Las manifestaciones de esta actividad son denotadas por flujos lávicos, reportadas al sur de la zona de estudio. El cese de su actividad, posiblemente estuvo marcada por el colapso ( $> 30$  ka AP) hacia el occidente, de gran parte de su estructura.

El colapso generó una avalancha de escombros, que fluyó por los ríos Collanes y Blanco, hasta depositarse en la intersección con el río Chambo.

El volcán Tungurahua es uno de los volcanes más activos del Ecuador (Hall et al., 1999) y su actividad volcánica inicial, estuvo marcada por el macizo: Tungurahua I. Este fue un estratovolcán andesítico, con cima, conducto y pendientes similares al volcán actual (Hall et., 1999). Análisis K/Ar a rocas andesitas de este macizo, proyectaron una edad de  $0.77 \pm 0.05$  y  $0.35 \pm 0.04$  Ma (Barberi et al., 1988). Es decir, el Tungurahua I, posiblemente mantuvo una actividad volcánica activa durante el Pleistoceno medio a superior y el cese de su actividad, fue ocasionada por un colapso sectorial, producido por una intrusión lateral de un cripto – domo que desestabilizó el cono volcánico hace  $\sim 30$  ka AP.

La desestabilización ocasionó una avalancha de escombros (Unidad Tungurahua; Miembro 1) que fluyó por grandes distancias y relleno el valle del Río Chambo. Este aporte de material volcánico en el río Chambo, ocasionó posiblemente un represamiento “parcial” de los Ríos Chambo y Blanco; consecuentemente la formación y deposición de una potente terraza aluvial (Unidad Chambo; zona 3) con alto contenido de limos, en los sectores de Pungal Grande y El Paraiso.

La actividad volcánica del Tungurahua continuó, formando un nuevo estratovolcán (Tungurahua II) el cual mantuvo una actividad volcánica activa, entre 14 ka y 3 ka AP (Hall et al., 1999). El cese de su actividad, se produjo por un colapso sectorial que fue acompañado por una poderosa erupción, la cual produjo un “blast” volcánico y una columna sub-pliniana.

El colapso provocó una avalancha de escombros, que se depositó en el valle del río Chambo (Unidad Tungurahua; Miembro 2) y ocasionó la formación de pequeños aluviones (Unidad Chambo; zona 4).

Finalmente, el Tungurahua III (cono actual) se construyó dentro del anfiteatro dejado por el colapso del Tungurahua II y durante los últimos ~ 1300 años AP este volcán ha experimentado episodios eruptivos, producidos aproximadamente una vez cada siglo. Estos episodios eruptivos son caracterizados por sus flujos piroclásticos, flujos de lava, lahares y tefras de caída (Hall et al., 1999).

## CAPITULO 6

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 CONCLUSIONES

- El análisis estratigráfico, litológico y estructural, desarrollado en el flanco occidental de la Cordillera Real, permitió definir y caracterizar petrográficamente tres unidades litológicas, que son ampliamente correlacionables con las subdivisiones litológicas predefinidas en la Cordillera Real.
- La Unidad Peltetec corresponde a una secuencia ofiolítica, compuesta de serpentinitas (peridotitas), metabasaltos, basaltos serpentinizados, gabros y metasedimentos, distribuidos a lo largo de un cinturón continuo, con dirección NNE (rumbo andino).
- Las unidades litológicas (Guamote, Maguazo y Peltetec) definidas en la Cordillera Real se encuentran afectadas por zonas de cizallamiento, que se prolongan desde el sur y se correlacionan con los datos y resultados obtenidos por Reyes P. (2006) y Yáñez M. (2016).
- La Unidad Maguazo corresponde a una secuencia turbidítica, depositada sobre la Unidad Guamote. Estas han sido generadas por la decantación del sedimento en suspensión, con ocasionales procesos de deslizamiento gravitatorio.
- La Unidad Guamote corresponde a una secuencia semipelítica de bajo grado metamórfico, que limita tectónicamente en el E y W a la Unidad Peltetec y es sobreyacida por las secuencias de turbidita de la Unidad Maguazo.
- La zona de estudio está caracterizada por una “actividad neotectónica” asociada con la reactivación del sistema de Fallas Pujilí- Pallatanga.

- Las turbiditas de la Unidad Maguazo, presentan laminaciones muy finas, formadas por ciclos milimétricos, consecuencia de las variaciones granulométricas entre arcilla –limo.
- El plegamiento de las Unidades Guamote y Maguazo, y las zonas de cizallamiento localizadas en la Cordillera Real, podrían estar relacionadas tectónicamente con los eventos de acreción de los terrenos Pallatanga y Piñon, respectivamente.
- El trabajo cartográfico realizado en el Valle Interandino, permitió definir y caracterizar petrográficamente ocho unidades litológicas (Unidades Riobamba, Sicalpa, Igualata, Chambo, Calpi, Altar, Chimborazo y Tungurahua) que son correlacionables con estudios geológicos previos. En estas unidades se incluye el estudio petrográfico de los volcanes Igualata y Conos de Calpi (Complejo de Conos Monogenéticos).
- La apertura de la Cuenca de Riobamba, se produjo en el Mioceno tardío, consecuencia de una compresión en el antearco y en la región interandina. La apertura, prosiguió con la deposición de secuencias fluvio-lacustres y secuencias volcanoclásticas (Unidad Riobamba) en la cuenca.
- El Volcán Igualata posee una base pseudo-elíptica alargada, en sentido NNW – SSE, y relieves suavizados, por los depósitos volcanoclásticos recientes y volcanoclásticos retrabajados. La cima del macizo presenta valles glaciares alineados, con la Quebrada Patulu y Quebrada Sabañag, las cuales coinciden con el trazo de la Falla Pallatanga, en el Valle Interandino.
- Las erupciones del volcán Igualata debieron estar caracterizadas por fuertes emisiones de flujos de lava, de composición andesítica y andesítica basáltica. Estos flujos lávicos, fueron emitidos desde un cráter central y posiblemente desde fisuras localizadas en el flanco Oriental, desde donde han descendido y se han extendido al valle del Rio Chambo.

- La presencia de brecha volcánica, en el flanco suroccidental del volcán Igualata, estaría asociada con una erosión profunda del edificio volcánico y por posibles pequeños colapsos sectoriales del macizo Igualata, como una posible respuesta cinemática de la Falla Pallatanga.
- El Complejo Volcánico Chimborazo está conformado por tres edificios volcánicos (Barba, 2006) y sus flujos lávicos y volcanoclásticos, han sido depositados en la Cuenca de Riobamba.
- El colapso sectorial del volcán Chimborazo I, indicaría una posible relación con la cinemática del sistema de falla Pujilí- Pallatanga. Su colapso produjo una avalancha de escombros que se depositó y cubrió, gran parte de la Cuenca de Riobamba.
- Los colapsos sectoriales del Volcán Tungurahua (~30 ka y 3ka), han generado potentes avalanchas de escombros, que se han depositado como terrazas regulares de ~ 300 m y 150 m de potencia respetivamente, en el valle del Rio Chambo.
- Los aluviones y terrazas aluviales, localizadas en el valle del Rio Chambo, están asociadas directamente con la deposición de las avalanchas de escombros, provenientes de los volcanes Chimborazo, Altar y Tungurahua.

## **6.2 RECOMENDACIONES**

- Realizar un estudio sedimentológico y de facies, para las turbiditas de la Unidad Maguazo, con el fin de determinar la dirección de las corrientes de turbidez y sus mecanismos de emplazamiento.
- Realizar análisis petrográficos, geoquímicos e isotópicos (dataciones radiométricas) para rocas del volcán Igualata, con el fin de establecer una historia evolutiva del volcán.



- Realizar análisis isotópicos (dataciones radiométricas) para los flujos de lava del volcán Chimborazo (Unidad Chimborazo; Miembro 2), con el fin, de conocer el periodo de actividad del Chimborazo II y establecer una edad mínima, para la deposición del depósito de avalancha de escombros.
- Realizar análisis petrográficos, geoquímicos y estructurales en el volcán El Altar, con el fin de establecer una historia evolutiva del volcán.

## CAPITULO 7

### REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alcaraz, S., Leyrit, H., Robin, C., Eissen, J.-P., Bernard, B., Samaniego, P. y Le Pennec, J.-L., (2003). La avalancha de escombros del complejo volcánico Chimborao, Ecuador. Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Abstract volumen, pp.53-55.

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F. y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), pp.1048-1065.

Aspden, J. A., y Litherland, M. (1992). Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real, Ecuador. (W. G. Bonilla , Ed.) Boletín Geológico Ecuatoriano, Vol 4, N°1, pp. 33-53.

Baby, P., Rivadeneira, M., y Barragán, R., (2004). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. *Travaux de l'Institut Français d'Études Andines*, ISSN, 0768 – 424X, v. 144, 295 p.

Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatasig Moreno, L., Taibe, M., Reyes, P., Kauffmann, P. y Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, pp.14-28.

Baldock, J.W. (1982). *Geology of Ecuador: Explanatory Bulletin of the National Geological map of the Republic of Ecuador*. Quito, DGGM, (No publicado).

Barba, D. (2006). Estudio vulcanológico del complejo volcánico Chimborazo-Ecuador. Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, pp. 222

Bernard, B., Van Wyk de Vries, B., Barba, D., Leyrit, H., Robin, C., Alcaraz, S. y Samaniego, P. (2008). The Chimborazo sector collapse and debris avalanche: Deposit

characteristics as evidence of emplacement mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), pp.36-43.

Boland, M.P., Pilatasig, L.F., Ibandango, C.E. McCourt, W.J., Aspden, J.A., Hughes, R.A. y Beate, B. (2000). *Geology of the Western Cordillera between 0°-1°N*, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 72 pp.

Bouma, A. H., (1962), *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretations*. Amsterdam: Elsevier, 168 p., (Texto original no consultado, citado en Shanmugam, 2006).

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

Bustillos, J. (2008). *Las avalanchas de escombros del Tungurahua*. Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional, pp.150.

Calahorrano, A. (2005). *Structure de la Marge du Golfe De Guayaquil (Equateur) et proprietes physiques du chenal de subduction, a partir de donnees de sismique marine reflexion et refraction.*, PhD Thesis, UPMC, Paris, 293 pp.

Chulde E. (2017). *Caracterización Petrográfica, Geoquímica y Petrogenética de los Gabros Hornbléndicos Expuestos en la Carolina (Guallupe). Implicaciones Regionales en la Configuración de la Cordillera Occidental Septentrional del Ecuador*. VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra. EPN. pp. 61- 65.

Clapperton C., y Vera R. (1986). *The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer*. *Journal of Quaternary Science*; Vol.1; pp. 45-56.

Clapperton, C. (1993). *Glacier readvances in the Andes at 12 500–10 000 YR BP: Implications for mechanism of Late-glacial climatic change*. *Journal of Quaternary Science*, 8(3), pp.197-215.

Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M., Still, J., Helmens, K., Kuhry, P. y Gemmell, A. (1997). A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*, 47(01), pp.13-28.

Cochrane, R. S. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Tesis doctoral, UNIVERSITÉ DE GENÈVE, Faculté des sciences de l'Université de Genève, pp 209.

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora, A. y Chiaradia, M. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 202-203, pp.382-394.

Cortés, M. y Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), pp.29-58.

Dashwood M. y Abbots I. (1990). Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin. Ecuador. Ill: Brooks 1..ed., *Classic Petroleum Provinces: Boulder.Colorado. Geological Society Special Publication*, SO: 89-I 17

Dumont, J., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordóñez, M., Cruz, M., Jiménez, N. y Zambrano, I. (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara Islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics*, 399(1-4), pp.331-350.

Dunkley, P. y Gaibor, A., (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2° - 3°S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Informacion Cartografica y Geologica, Informe 2CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 139pp.

Egüez, A., (1986). Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S - 01°10' S), les mineralisations associeetes. Doc. Thesis, UPMC, Paris, 116 pp. (Texto original no consultado, citado en Vallejo, 2007).

Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., y Dart, R. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. USGS (Open-File Report 03-289).

Egüez, A. y Bourgois, J., (1986). La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. Cuarto Congreso Ecuatoriano de geología Minas y petróleos, 161-178.

Ehlers, J., Gibbard, P. y Hughes, P. (2011). Quaternary glaciations - extent and chronology. Amsterdam: Elsevier.

Feininger, T. (1982). The metamorphic "basement" of Ecuador. Geological Society of America Bulletin, 93(1), p.87.

Feininger, T. y Seguin, M. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and inferred crustal structure of continental Ecuador. Geology, v.11 p. 40-44.

Ferrari, L. y Tibaldi, A. (1992). Recent and active tectonics of the north-eastern Ecuadorian Andes. Journal of Geodynamics, 15(1-2), pp.39-58.

Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo (2015). Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de la provincia de Chimborazo. Disponible en: <http://www.chimborazo.gob.ec/chimborazo/wp-content/uploads/LOTAIP/ANEXOS4/1.%20%20PDOT%20Chimborazo.pdf>.

Guillier, B., Chatelain, J., Jaillard, É., Yepes, H., Poupinet, G. y Fels, J. (2001). Seismological evidence on the geometry of the Orogenic System in central-northern Ecuador (South America). Geophysical Research Letters, 28(19), pp.3749-3752.

Hall, M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P. y Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 91(1), pp.1-21.

Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J. y Johnson, J. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 176(1), pp.1-6.

Hall, M., y Beate, B. (1991). El Volcanismo Plio- Cuaternario en los Andes del Ecuador. El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana, Corp. Edit. Nac., Quito, pp. 5-18.

Heine, K. (2000). Tropical South America during the Last Glacial Maximum: evidence from glacial, periglacial and fluvial records. *Quaternary International*, 72(1), pp.7-21.

Heine, K. (2004). Late Quaternary glaciations of Ecuador. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part III*, pp. 165-169.

Hernández Sampieri, R., Fernández Collado, C. y Baptista Lucio, P. (2010). Metodología de la investigación. México: McGraw-Hill.

Hughes R. y Bermúdez R. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1° 00'S. Proyecto de desarrollo minero y control ambiental, programa de información cartográfica y geológica. Report Number 4. CODIGEM – British Geological Survey, Quito, Ecuador, 75 pp.

Hughes, R. A., y Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 345, pp. 29-48

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

Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico INIGEMM. (2013). Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por Procesos de Movimientos en Masa, Escala 1:50.000, del Territorio Ecuatoriano, Fase I.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D. y Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of Central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(1), pp.49-58.

Jaya, D., (2004). El Colapso del volcán Tungurahua en el Holoceno Superior: Análisis de estabilidad y dinamismo explosivos asociados. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional, pp 140.

Jaya, D., Le Pennec, J., Troncoso, L., y Samaniego, P., (2003). Depósito y magnitud de un evento explosivo mayor asociado al colapso del volcán Tungurahua en el Holoceno. Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Quito Extended Abstracts volumen, pp. 82-84 (Texto original no consultado, citado en Bustillos, 2008).

Kehrer, W. y Van Der Kaaden, G. (1979). Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera: *Geologisches Jahrbuch*, v. 35, p. 5-57

Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M., Egüez, A., Dugas, F. y Vivier, G. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), pp.309-320.

Le Pennec, J., Hall, M., Robin, C., y Bartomioli, E., (2006). Tungurahua Volcano, Late Holocene Activity. Field Guide, Fourth Conference Cities on Volcanoes 4. Quito-Ecuador.

Litherland, M., Aspden, J., y Jemielita, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir, No 11, British Geological Survey, Nottingham.

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

Luzieux, L., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. y Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), pp.400-414.

McCourt, W.J., Duque, P. y Pilatasig, L.F. (1997). Geology of the Western Cordillera between 1°-2°S, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de información cartográfica y Geológico, Informe No. 3, CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 69 pp.



Michaud, F., Witt, C. y Royer, J. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), pp.217-228.

Nishenko, S. P. (1991), Circum – Pacific Seismic Potencial: 1989 – 1999, *Pure and Appl. Geophys.* 135, 169- 259.

Nocquet, J., Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Mothes, P., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña, J., Martinez, W., Tavera, H., y Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), pp.287-291.

Pedoja, K., Dumont, J. y Ortlieb, L. (2009). Levantamiento Cuaternario costero del Arco de Talara (Ecuador y norte del Perú): cuantificaciones con las secuencias de terrazas marinas. *Geología Y Geofísica Marina Y Terrestre Del Ecuador*, PSE-001-2009

Pratt, W., Duque, P. y Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 399, pp. 251-278.

Pratt, W.T., Figueroa, J. y Flores, B. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 348S. *Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Informacion Cartografica y Geologica, CODIGEMBGs*, Quito, Informe 1.

Proust, J., Martillo, C., Michaud, F., Collot, J. y Dauteuil, O. (2016). Subduction of seafloor asperities revealed by a detailed stratigraphic analysis of the active margin shelf sediments of Central Ecuador. *Marine Geology*, 380, pp.345-362.

Randel R. P y Overseas. M. A, (1973); *Mapa Geológico del Ecuador; Hoja 69; Chimborazo*. MRNE – DGGM, Quito

Reyes, P. (2006). El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Corillera Real. Tesis de Grado, *Escuela Politécnica Nacional*, pp.169

Romeuf, N., Aguirre, L., Soler, P., Féroud, G., Jaillard, E. y Ruffert, G., (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile* 22, 245-259.

Sánchez, M., Genise, J., Bellosi, E., Román-Carrión, J. y Cantil, L. (2013). Dung beetle brood balls from Pleistocene highland palaeosols of Andean Ecuador: A reassessment of Sauer's *Coprinisphaera* and their palaeoenvironments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, pp.257-274.

Schubert, C y Clapperton, C. (1990). Quaternary Glaciations in the Northern Andes (Venezuela, Colombia and Ecuador). *Quaternary Science Reviews*, 9.

Shanmugam, G., (2006). Deep-water processes and facies models, Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. Amsterdam, Elsevier, Handbook of petroleum exploration and production, vol. 5, 473 p.

Soulas, J., Egüez, A., Yepes, H., y Pérez, V. (1991). Tectónica activa y riesgo sísmico en Los Andes Ecuatorianos y el extremo sur de Colombia: *Bol. Geol. Ecuatoriano*, v.2(1), pp. 3-11.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research (GR-01278)*, pp. 45.

Spikings, R., Seward, D., Winkler, W. y Ruiz, G. (2000). Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, 19(4), pp.649-668.

Spikings, R., Winkler, W., Seward, D. y Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters (No. 186)*, pp. 57-73.

Thalman, H.E. (1946). Micropaleontology of upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador: AAPG Bulletin, v. 30, p. 337-347.

Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene), PhD Thesis, ETH, pp. 208.

Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B. y Bradley, R. (2008). Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. Earth-Science Reviews, 89(3-4), pp.79-96.

Wilson, M., (1989). Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, 466 p

Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S. y Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean Depression in Ecuador. Journal of South American Earth Sciences, 19(1), pp.5-19.

Yáñez, M. (2016). Caracterización e interpretación geológico estructural de las secuencias litotectónicas de la Cordillera Real entre las longitudes 78°34' y 78°30' O y las latitudes 1°40' y 1°50' S, al este de Chambo, provincia de Chimborazo. Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional. pp.179.

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

**ANEXOS**

**ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE  
MUESTRAS MACROSCÓPICAS**

## DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS

MUESTRA DE MANO	COORDENADA S UTM WGS 84		Z (msn m)	SECTOR ZONA	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA	NOMBRE DE LA ROCA	UNIDAD ASIGNADA
	X	Y					
PIMI1502-2	766474	9822150	2671	Guano	Roca de color gris clara, con textura porfírica, estructura masiva y con grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (21%), piroxeno (9%) y anfíbol (6%), envueltos en una matriz (65%) ligeramente oxidada. La roca fue tomada de una brecha volcánica (depósito de avalancha de escombros (DAD) del Chimborazo) cuya matriz arenosa (65%) soportada envuelve a líticos (35%) de andesita < 1.5 m.	Andesita	Unidad Chimborazo; (Miembro 1)
PIMI1502-3	768006	9828534	3141	Valparaíso	Roca de color gris obscuro, con textura porfírica, estructura masiva y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (13%), piroxeno (6%) y olivino (10%), envueltos en una matriz (70%) ligeramente propilitizada, denotada por su coloración verdosa. La roca fue tomada de un potente flujo de lava proveniente del Iqualata.	Andesita	Unidad Iqualata
PIMI1502-4	770067	9818555	2530	Guano	Roca volcánoclastica de color gris clara a beige, con textura clástica, con estructura masiva desordenada, y con grado de meteorización medio a bajo. Compuesta de clastos (40%) subredondeados de pómez y andesita, de tamaños entre 2,5 – 4 mm. Además presenta cristales finogranulares de plagioclasa y piroxeno, todos ellos, envueltos en una matriz (60%) areno-limosa.	Toba volcánica	Unidad Iqualata
PIMI1502-5	770446	9818953	2609	Guano	Roca de color gris clara, con textura porfírica, estructura masiva y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (14%), piroxeno (9%) y anfíbol (4%), envueltos en una matriz (75%) hipocristalina. La roca fue tomada de un potente flujo de lava proveniente del Iqualata y localizada en la vía Riobamba-Penipe.	Andesita	Unidad Iqualata
PIMI1502-6	774863	9825434	2556	Penipe	Filita de color verde oliva, con textura lepidoblástica, fuertemente foliada (165°/32°), con desarrollo de sericita entre sus planos y atravesada por vetillas de cuarzo y calcita. No se observa mineralogía en la roca.	Filita	Unidad Peltetec
PIMI1502-7	776353	9822839	2935	Penipe	Roca de color gris obscuro verdoso, con textura porfírica, estructura masiva, muy alterada y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa y piroxeno. Su matriz (78%) está altamente propilitizada y es denotada por su coloración verdosa y por la presencia de epidota y clorita. Presenta un clivaje discontinuo.	Roca Verde (metabasalto)	Unidad Peltetec
PIMI1502-8	775193	9826420	2569	Penipe	Esquisto de color gris verdoso, con textura lepidoblástica, deformado, con grado demeteorización medio, alterada y compuesta de sericita, grafito, cuarzo y moscovita.	Esquisto Verde	Unidad Maguazo

<b>PIMI1502-9</b>	774938	9826754	2543	Penipe	Roca de color gris oscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grueso, de plagioclasa (26%), piroxeno (10%) y anfíbol (4%), envueltos en una matriz (60%) hipocristalina. La roca fue tomada de una brecha volcánica (depósito de avalancha de escombros (DAD) del Tungurahua) cuya matriz areno-limoso intraclástica de color gris a gris rojiza.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-10</b>	760434	9827732	3423	San Isidro de Patulu	Roca de color gris clara, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (24%), piroxeno (7%) y anfíbol (4%), envueltos en una matriz (60%). La roca fue tomada de un flujo de lava del Iguaiata.	Andesita	Unidad Iguaiata
<b>PIMI1502-11</b>	768776	9817550	2523	Cubijies	Arenisca de color beige oscuro, con textura clástica, con estructura masiva desordenada, y con grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de clastos (35%) psamíticos subredondeados a redondeados de andesita plagioclasa y piroxeno. Su matriz (75%) es muy deleznable.	Arenisca	Unidad Chambo
<b>PIMI1502-12A</b>	768530	9817140	2576	Cubijies	Roca de color pardo claro a beige, con textura clástica, con estructura masiva desordenada, y con grado de meteorización medio. Compuesta de líticos psamíticos (15%) subangulares de pómez andesítico, andesita, plagioclasa y piroxeno. Su matriz (85%) arenosa fina, presenta pátinas de material ferruginoso.	Cangahua	Unidad Cangahua
<b>PIMI1502-12B</b>	768530	9817140	2576	Cubijies	Arenisca de color gris oscuro, con textura clástica, con estructura laminar y con grado de meteorización medio. Compuesta de clastos (20%) psamíticos subangulares de andesita de color gris oscura y gris rojiza, y de líticos de pómez andesítico. Su matriz (80%) laminada es ligeramente deleznable.	Arenisca	Unidad Chambo
<b>PIMI1502-12C</b>	768530	9817140	2576	Cubijies	Roca de color beige claro, con textura clástica, con estructura laminar, y con grado de meteorización nulo. Compuesta en su mayoría por material aleurítico. En la roca no se distinguen líticos ni minerales, pero se observan restos de material vegetal (hojas de plantas) entre sus planos.	Limolita	Unidad Chambo
<b>PIMI1502-12D</b>	768530	9817140	2576	Cubijies	Roca de color beige clara rosácea, con textura clástica, con estructura fisible y con grado de meteorización nulo. Compuesta en su mayoría por material pelítico. En la roca no se distinguen líticos ni minerales, pero al igual que la limolita, se observa restos de material vegetal (hojas y pequeñas raíces de plantas) entre sus planos.	Lutita	Unidad Chambo
<b>PIMI1502-13</b>	773912	9815769	3254	Quimiag	Roca de color verde oscuro con textura porfírica, estructura masiva a ligeramente bandeada, muy deformada, muy alterada y con grado de meteorización medio a alto. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (8%), piroxeno (10%) epidota y clorita. La roca presenta cantidades apreciables de serpentina y vetillas de cuarzo. Además de pátinas de oxidación y de pirolusita. Su matriz (75%) está	Roca Verde (metabasalto)	Unidad Pelitetec



									altamente propilitizada y serpentinizada. Denotada por su coloración verdosa y por la presencia de epidota, clorita y serpentinita.			
<b>PIMI1502-14</b>	774342	9815825	3286	Quimiag					Roca de color verde pino, con textura porfírica, estructura masiva a ligeramente bandeada, muy deformada, muy alterada y con grado de meteorización medio a alto. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (4%), piroxeno (2%) y epidota. La roca se encuentra altamente serpentinizada, presentando antigorita (75%) y vetillas de crisotilo (5%) Además de pátinas de oxidación y de pirrolusita. La roca presenta una esquistosidad (45°/45°).	Serpentinita	Unidad Peltetec	
<b>PIMI1502-15</b>	774969	9815513	3296	Quimiag					Roca de color verde, con espejos e falla, estructura masiva, muy alterada y con grado de meteorización medio a alto. Compuesta de principalmente por serpentina, presentando antigorita (85%), vetillas de crisotilo (10%) y pátinas de oxidación y de pirrolusita.	Serpentinita	Unidad Peltetec	
<b>PIMI1502-16</b>	776146	9814910	3770	Quimiag/ San Pablo de Sali					Cuarcita de color gris clara, con tamaños de grano entre arena fina a media, con granos subredondeados y con baja esfericidad. Compuesta por cuarzo (90%) y por minerales arcillosos y ferruginosos oxidados, localizados en los intersticios.	Cuarcita	Unidad Guamote	
<b>PIMI1502-17</b>	777112	9814146	3748	Quimiag/ San Pablo de Sali					Pizarra de color gris oscura a negra, con textura lepidoblástica, con estructura pizarrosa y con grado de meteorización bajo a nulo. La roca presenta una foliación (200°/38°) y en esta no se observa mineralogía.	Pizarra	Unidad Guamote	
<b>PIMI1502-18</b>	776328	9816286	3550	Quimiag/ San Pablo de Sali					Roca de color gris verdoso, con textura porfírica, estructura masiva ligeramente alterada y con grado de meteorización bajo. Compuesta de una matriz (80%) hipocristalina y de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (15%) y piroxeno (5%). La roca corresponde a un dique andesítico que intruye a las pizarras negras de la Unidad Guamote.	Andesita	Unidad Maguazo	
<b>PIMI1502-19</b>	777200	9814958	3512	Quimiag/ San Pablo de Sali					Toba volcánoclastica de color verde oliva, metamorfoseada, bien litificada y con grado de meteorización medio. La roca presenta una foliación (250°/25°) y en esta se observan líticos muy finogranulares de plagioclasa (10%) y su matriz (~85%) se encuentra propilitizada.	Toba metamorfoseada	Unidad Maguazo	
<b>PIMI1502-20</b>	776873	9815293	3558	Quimiag/ San Pablo de Sali					Roca de color gris clara verdosa, con estructura foliada, deformada, con meteorización media, textura filítica, tamaño de grano muy fino, no se observa mineralogía, pero presenta un desarrollo apreciable de sericita que genera la formación de superficies con brillo satinado en la roca	Filita	Unidad Maguazo	
<b>PIMI1502-21</b>	773552	9818966	3243	Quimiag					Roca de color verde pino a verde oliva, con textura porfírica, estructura masiva, grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (9%), piroxeno (5%) y epidota (3%) y una matriz (75%) altamente propilitizada y ligeramente serpentinizada, presentando ciertas cantidades de antigorita. La roca presenta pátinas de oxidación.	Roca Verde (metabasalto)	Unidad Peltetec	
<b>PIMI1502-22</b>	773791	9817910	3142	Quimiag/ Santa Ana de Saguan					Roca de color verde pino, con textura porfírica, estructura masiva, grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (12%), piroxeno (5%) y epidota (3%) y una	Roca Verde (metabasalto)	Unidad Peltetec	

<b>PIMI1502-23</b>	774207	9821771	2772	Quimiag / Torcasa	matriz (75%) altamente propilitizada y ligeramente serpentizada, presentando ciertas cantidades de antigorita (5%). La roca presenta patinas de oxidación.	Filita verde	Unidad Peltetec
<b>PIMI1502-24</b>	775963	9822592	2686	Penipe	Filita de color verde oliva, con textura lepidoblástica, fuertemente foliada (160°/25°), brillo satinado, estructura laminada, con desarrollo de sericita entre sus planos y atravesada por vetillas de cuarzo y calcita. No se observa mineralogía.	Lutita (Turbidita)	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-25</b>	777025	9821830	2691	La Candelaria	Roca de color gris oscuro, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano fino de plagioclasa (14%), piroxeno (7%) y olivino (5%), envueltos en una matriz (75%) ligeramente propilitizada, denotada por la presencia de epidota y clorita. La roca a más de ellos presenta patinas y vetillas de calcita.	Andesita	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-26</b>	778205	9824394	3353	Matus	Roca de color gris oscuro, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (24%), piroxeno (6%) anfíbol (10%) y una matriz (60%) con superficies de oxidación. La muestra proviene de un gran bloque rodado.	Andesita	Coluviales
<b>PIMI1502-27</b>	775592	9819553	3152	Quimiag/ Balabug	Roca de color gris claro oliva, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización medio a alto. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (20%), piroxeno (2%) anfíbol (3%) y matriz (75%) hipocristalina. La muestra presenta patinas de oxidación y pirolusita de forma dendrítica.	Andesita	Coluviales
<b>PIMI1502-28</b>	775390	9818470	3303	Quimiag/ Chañag San Miguel	Cuarcita de color gris clara, con tamaños de grano arena media, con granos subredondeados y con alta esfericidad. Compuesta por cuarzo (90%) y por minerales arcillosos y ferruginosos oxidados, localizados en los intersticios. Un gran porcentaje de los cuarzoes presenta tonalidades azules (cuarzo azul). La roca presenta una alto contenido de patinas de oxidación.	Cuarcita	Unidad Guamote
<b>PIMI1502-29</b>	776629	9821800	2722	La Candelaria	Roca de color gris oscuro verdoso, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (16%), piroxeno (2%), cuarzo (12%) y matriz (70%). La muestra presenta patinas de oxidación.	Dacita	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-30</b>	773609	9825870	2557	La Providencia	Roca de color gris claro rojizo, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (15%), piroxeno (8%) y olivino (2%) dispuestos en una matriz (75%) hipocristalina, ligeramente porosa.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-31</b>	772335	9828288	2716	Guanando	Roca de color gris oscuro a negro, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)

<b>PIMI1502-32</b>	771710	9830116	3021	San José de Chazo	grano fino de plagioclasa (15%), piroxeno (7%) y olivino (3%) dispuestos en una matriz (75%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Iguatala
<b>PIMI1502-33</b>	774683	9832070	2675	San José de Chazo	Roca de color gris clara, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (28%), piroxeno (8%) y anfíbol (4%), envueltos en una matriz (60%). La roca fue tomada de un flujo de lava del Iguatala.	Pómez Andesítico	Unidad Tungurahua (Miembro 2)
<b>PIMI1502-34</b>	775211	9832219	2510	San José de Chazo	Roca de color gris claro, con textura porfirítica, estructura escofiada y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (15%) y piroxeno (5%) localizadas en una matriz (45%) escofiada. Estos líficos de pómez fueron tomados de un depósito volcánico reciente del volcán Tungurahua.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 2)
<b>PIMI1502-35</b>	773730	9828245	2368	La Providencia	Roca de color beige claro, con textura clásica, con estructura laminar, y con grado de meteorización nulo. Compuesta en su mayoría por material aleurítico. En la roca no se observa mineralogía.	Limolita	Unidad Chambo
<b>PIMI1502-36</b>	774352	9826309	2435	Penipe	Roca de color gris clara rojiza, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano u y fino de plagioclasa (10%) y piroxeno (5%) matriz (85%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-37</b>	771729	9823849	2610	Guano	Roca de color gris oscuro azulado, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano grueso de plagioclasa (30%), fenocristales de grano medio de piroxeno (10%) y anfíbol (5%) envueltos en una matriz (55%) vítreo..	Andesita	Unidad Altar
<b>PIMI1502-37 A</b>	771729	9823849	2610	Guano	Roca de color negra, con textura afanítica, estructura masiva y grado de meteorización nulo. Compuesta de escasos fenocristales de grano medio de plagioclasa (5%) envueltos en una matriz (95%) hialina.	Andesita	Unidad Iguatala
<b>PIMI1502-38</b>	772118	9824548	2633	La Providencia	Roca de color gris clara azulada, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano grueso de plagioclasa (28%) y fenocristales de grano medio de anfíbol (7%), piroxeno (5%) dispuestos en una matriz (60%) vítreo.	Andesita	Unidad Altar
<b>PIMI1502-39</b>	773790	9824212	2491	La Providencia	Roca de color gris oscuro, con textura porfirítica, estructura traquítica y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (20%) y piroxeno (5%) dispuestos en una matriz (75%) en la cual se denota la alineación de los minerales debido al sentido de fluencia del flujo de lava.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-40</b>	771109	9822880	2675	Guano	Roca de color gris clara, con textura porfirítica, estructura masiva traquítica y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (15%), piroxeno (7%) y anfíbol	Andesita	Unidad Iguatala

								(3%), envueltos en una matriz (75%) hipocristalina. La roca fue tomada de un potente flujo de lava proveniente del Igualata.				
<b>PIMI1502-41 A</b>	770865	9822238	2718	Guano				Arenisca volcánica de color gris oscuro, con textura clásica, estructura laminar y con grado de meteorización medio. Compuesta de clastos (20%) psamíticos subangulares de andesita de color gris obscura y gris rojiza, líticos de pómez andesítico y minerales finogranulares de plagioclasa y piroxeno. Su matriz (80%) laminada es ligeramente deleznable.	Arenisca Volcánica	Unidad Igualata		
<b>PIMI1502-41 B</b>	770865	9822238	2718	Guano				Toba fina volcánica de color beige, con textura clásica, estructura laminar y con grado de meteorización medio. Compuesta de clastos (15%) aleuríticos subangulares de andesita de color gris obscura, líticos de pómez andesítico y minerales muy finogranulares de plagioclasa y piroxeno. Su matriz (85%) laminada está ligeramente alterada a Cangahua.	Toba Volcánica	Unidad Igualata		
<b>PIMI1502-42</b>	771361	9819676	2497	Guano				Cuarcita de color negro a gris oscuro, compuesta de principalmente de cuarzo (85%) con tamaños de grano de arena fina, con granos redondeados y con alta esterilidad; y por minerales arcillosos localizados en los intersticios. La roca se encuentra fractura y presenta vetillas de sílice.	Cuarcita	Unidad Guamote		
<b>PIMI1502-43</b>	771814	9818192	2537	Quimiag				Roca de color verde pino, con textura porfirítica, estructura masiva, y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (17%), piroxeno (5%) y epidota (3%) y una matriz (65%) altamente propilitizada y serpentizada, presentando serpentina (antigorita (7%)). La roca presenta pátinas de oxidación y el desarrollo de pirolusita de forma dendrítica.	Roca Verde (metabasalto)	Unidad Peltefec		
<b>PIMI1502-44</b>	768908	9820822	2699	Guano				Roca de color gris clara rojiza, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (21%), fenocristales de grano fino de piroxeno (9%) y anfíbol (6%), envueltos en una matriz (65%) ligeramente oxidada de color rojizo.	Andesita	Unidad Chimborazo; (Miembro 1)		
<b>PIMI1502-45</b>	768860	9818329	2582	Guano				Conglomerado sedimentario de color gris claro, con textura clásica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de líticos (35%) psamíticos de andesita gris obscura, semiredondeados a redondeados envueltos en una matriz (65%) psamítica, soportada bien litificada.	Conglomerado	Unidad Riobamba (Miembro 1)		
<b>PIMI1502-46</b>	751095	9817516	3057	Calpi				Roca de color gris oscuro azulado, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (20%), fenocristales de grano fino de anfíbol (10%) y una matriz (70%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Sicalpa		
<b>PIMI1502-47</b>	752105	9815812	3072	Calpi				Roca de color gris rojizo, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (20%), piroxeno (5%) y anfíbol (18%). Su matriz	Andesita	Unidad Sicalpa		

									(55%) hipocristalina se encuentra ligeramente oxidada y presenta un color rojizo. La muestra fue tomada de un bloque rodada		
<b>PIMI1502-48 A</b>	752198	9815711	3119	Calpi					Roca de color gris claro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización medio a alto. Compuesta de fenocristales de grano medio a grueso de plagioclasa (30%), piroxeno (5%) y horblenda (10%). Su matriz (54%) hipocristalina y los componentes minerales de la roca, se encuentran altamente meteorizados, favoreciendo el desarrollo de minerales arcillosos. La roca fue tomada de un depósito de lahar, conformada por bloques métricos y cantos rodados, envueltos en una matriz psamítica soportada.	Andesita	Unidad Sicalpa
<b>PIMI1502-48 B</b>	752723	9815725	3095	Calpi					Roca de color gris rosaceo, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (20%), piroxeno (5%) y horblenda (18%). Su matriz (54%) hipocristalina se encuentra ligeramente oxidada y presenta un color rojizo.	Andesita	Unidad Sicalpa
<b>PIMI1502-49</b>	753997	9817056	2976	Lican					Roca de color gris obscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (25%) y fenocristales de grano fino de piroxeno (10%) envueltos en una matriz (65%) ligeramente oxidada. La roca fue tomada del DAD Chimboraço; en este sector el depósito es poco potente (3 m de potencia), presenta líticos de andesita <1m y un mayor contenido de matriz.	Andesita	Unidad Chimboraço; (Miembro 1)
<b>PIMI1502-50</b>	765202	9832905	3895	Santa Fe de Galán					Roca de color gris claro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (15%), piroxeno (4%) y anfíbol (6%) envueltos en una matriz (75%) hialina.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-51</b>	764268	9832266	4103	Santa Fe de Galán					Roca de color gris obscuro a negro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (24%), piroxeno (5%) y olivino (6%) envueltos en una matriz (65%) ligeramente oxidada.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-52</b>	767717	9799573	2839	Pungala					Granitoide de color beige crema claro, con textura fanerítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de cristales de grano grueso de plagioclasa (40%), piroxeno (35%) y cuarzo (25%).	Granito De Pungala	-----
<b>PIMI1502-54</b>	765207	9824747	2903	Guano					Roca de color gris, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (24%), piroxeno (7%) y anfíbol (4%), envueltos en una matriz (53%) hipocristalina. La roca fue tomada de un flujo de lava del Igualata.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-55</b>	764612	9825160	3016	Guano					Roca de color gris obscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de plagioclasa (24%), piroxeno (7%) y anfíbol (4%), de grano fino a grano medio, envueltos en una matriz (53%) hipocristalina. La roca fue tomada	Andesita	Unidad Igualata

<b>PIMI1502-56</b>	764577	9824929	2912	Guano	de un flujo de lava del Igualata y exhibe un cierto grado de alteración mineral en los piroxenos.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-57</b>	764271	9825280	3051	Guano	Roca de color gris claro, con textura porfírica, grado de meteorización bajo a nulo, fracturada y ligeramente porosa. Compuesta de fenocristales de grano fino a grano medio de plagioclasa (25%), piroxeno (8%) y anfíbol (7%) y matriz (60%) hipocristalina porosa.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-58</b>	763340	9825740	3184	Guano	Roca de color gris claro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino plagioclasa (25%) y piroxeno (12%), envueltos en una matriz (63%) hipocristalina. Esta roca ha sido colectada a partir de un flujo de lava del Igualata. Este flujo debido a su fluidez ha formado estructuras tipo "túnel de lavas" las cuales poseen un diámetro máximo de 1.5 m.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-59</b>	754913	9823905	3026	San Andrés	Roca de color gris oscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (30%) y de fenocristales de grano fino de piroxeno (15%) ligeramente alterados, envueltos en una matriz (55%) hipocristalina. Esta roca ha sido colectada de un flujo de lava localmente bandeado, proveniente del volcán Chimborazo.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
<b>PIMI1502-60</b>	750760	9826856	3247	San Andrés	Roca de color gris oscuro a negro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (18%) y piroxeno (7%) envueltos en una matriz (75%) hipocristalina. Esta roca ha sido colectada a partir de un flujo de lava proveniente del volcán Chimborazo.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
<b>PIMI1502-61</b>	751823	9828418	3256	San Andrés	Roca de color gris oscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano fino de plagioclasa (30%) y fenocristales de grano fino de piroxeno (7%) y anfíbol (3%) envueltos en una matriz (60%) hialina. Esta roca ha sido colectada de un flujo de lava proveniente del volcán Chimborazo.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
<b>PIMI1502-62</b>	763562	9824039	2836	Guano	Roca de color gris oscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (25%) y fenocristales de grano fino de piroxeno (10%) envueltos en una matriz (65%) hipocristalina. Esta roca ha sido colectada de un flujo de lava proveniente del volcán Igualata.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-63</b>	763366	9824920	2975	Guano	Roca de color gris rojizo, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio a fino de plagioclasa (20%), piroxeno (7%) y olivino (5%)	Andesita	Unidad Igualata

<b>PIMI1502-64</b>	760298	9830579	3731	San Isidro de Patulu	envueltos en una matriz (68%) hipocristalina. Esta roca ha sido colectada de un flujo de lava proveniente del volcán Igualata	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-65</b>	757684	9827724	3301	San Isidro de Patulu	Roca de color gris obscuro azulada, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (35%) y piroxeno (10%), envueltos en una matriz (55%) hialina oxidada	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-66</b>	773977	9793002	3092	Pungala/Quebrada Maguazo	Roca de color gris obscuro a negro, con textura porfírica, estructura vesicular y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (20%), piroxeno (15%) y olivino (5%) envueltos en una matriz (55%) hipocristalina que presenta vesículas (5%)	Turbidita	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-67 A</b>	760121	9826775	3299	San Isidro de Patulu	Lutita negra, masiva, bien litificada, y con pátinas de oxidación. En la roca se observa mineralogía.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-67 B</b>	760121	9826775	3299	San Isidro de Patulu	Roca de color gris claro, con textura porfírica, grado de meteorización bajo a nulo y ligeramente porosa. Compuesta de fenocristales de grano fino a grano medio de plagioclasa (35%), piroxeno (10%) y anfíbol (5%) y matriz (50%) hipocristalina porosa.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-68</b>	766505	9821602	2640	Guano	Roca de color gris obscuro a negro, con textura porfírica, estructura ligeramente porosa y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (30%), piroxeno (15%) y olivino (5%) envueltos en una matriz (50%) hialina porosa.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 1)
<b>PIMI1502-69</b>	767927	9825301	2938	Valparaiso	Roca de color gris clara, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano grueso de plagioclasa (25%) y fenocristales de grano fino de piroxeno (10%), envueltos en una matriz (65%) hialina.	Andesita	Unidad Igualata
<b>PIMI1502-70</b>	761552	9822192	2677	Guano	Roca de color gris clara rojiza, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (21%), fenocristales de grano fino de piroxeno (9%) y anfíbol (6%), envueltos en una matriz (65%) ligeramente oxidada de color rojizo.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
<b>PIMI1502-71</b>	750318	9828628	3334	San Andrés	Roca de color gris claro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (30%) y piroxeno (15%), envueltos en una matriz (55%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
<b>PIMI1502-72</b>	775428	9818447	3317	Quimiag	Roca de color gris obscuro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (15%) y piroxeno (10%), envueltos en una matriz (75%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Chimborazo (Miembro 2)
					Cuarcita de color gris clara, con tamaños de grano arena media a grueso, meteorización baja, con granos subredondeados y con alta esfericidad. Compuesta por cuarzo (90%) y por minerales arcillosos y ferruginosos oxidados, localizados en los intersticios. Un gran	Cuarcita	Unidad Guamote

<b>PIMI1502-73 A</b>	776660	9821741	2776	Quimiag	porcentaje de los cuarzos presenta tonalidades azules (cuarzo azul). La roca presenta un alto contenido de patinas de oxidación. La roca está bancos que poseen una dirección 140°/30°.	Roca verde (Andesita)	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-73 B</b>	776660	9821741	2776	Quimiag	Roca de color verde pino, con textura porfírica, estructura masiva, propilitizada, epidotizada y con grado de meteorización bajo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (20%) alterados a epidota y fenocristales de grano grueso de piroxeno (15%), envueltos en una matriz (65%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-74</b>	777313	9818955	2980	La Candelaria	Roca de color gris claro verdosa, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano grueso de plagioclasa (25%) piroxeno (10%) y anfíbol (10%) envueltos en una matriz (55%) hipocristalina de color verde oliva ligeramente epidotizada. La muestra presenta mineralización denotada por la presencia de calcopirita y pirita.	Turbidita (Lutita)	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-75 A</b>	774944	9826716	2527	Penipe	Turbidita de color negro verdoso, con estratificación planar fina, con alto grado de fracturas, ligeramente deformada y con vetillas de calcita secundarias. Esta roca corresponde a una lutita con pequeñas variaciones a limo fino, las cuales son denotadas por su variación de color.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-75 B</b>	774944	9826716	2527	Penipe	Roca de color gris claro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (15%) y piroxeno (10%), envueltos en una matriz (75%) hipocristalina.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 1)
<b>PIMI1502-76 A</b>	776118	9833580	2332	Puela	Roca de color gris oscuro a negro, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano grueso de plagioclasa (30%) y piroxeno (15%), envueltos en una matriz (55%) hialina.	Andesita	Unidad Tungurahua (Miembro 2)
<b>PIMI1502-77</b>	775205	9826434	2550	Penipe	Roca de color gris oscura a negra, con textura porfírica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano medio de plagioclasa (30%) y piroxeno (15%), envueltos en una matriz (60%) hipocristalina.	Lutita (Turbidita)	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-78</b>	775345	9825900	2545	Penipe	Lutita de color gris oscuro a negro, con grado de meteorización bajo a nulo, con láminas planares muy finas y con superficies de oxidación. No se observa mineralogía en la roca. Cuarcita de color gris oscuro, con tamaños de grano arena fina, meteorización baja, con granos subredondeados y con patinas de oxidación. Compuesta por cuarzo (90%) y por minerales ferruginosos oxidados, localizados en los intersticios. Las cuarcitas se encuentran intercaladas con pizarras negras y dispuestas con una dirección 140°/40°.	Cuarcita	Unidad Guamote

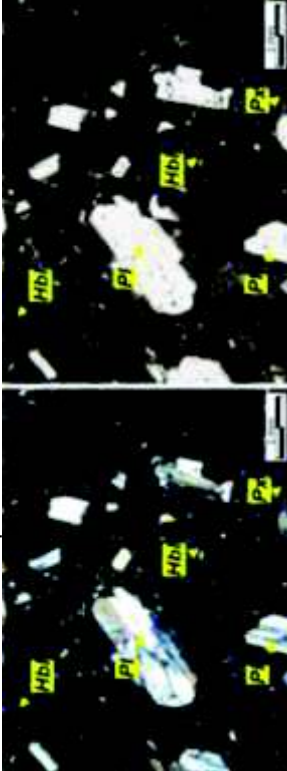


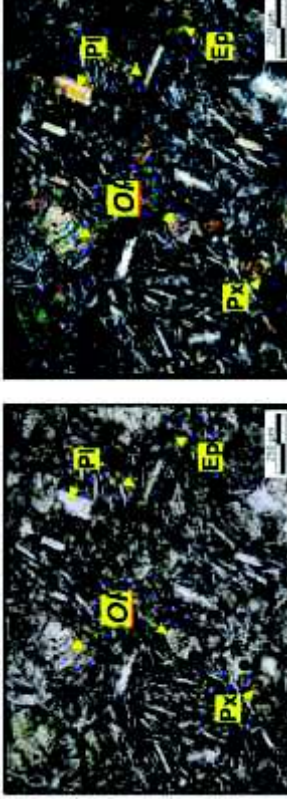
<b>PIMI1502-79</b>	774781	9824871	2587	Penipe	Roca de color gris obscuro a negro, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo. Compuesta de matriz (45%) y fenocristales de grano fino de plagioclasa (30%) y piroxeno (25%).	Gabro	Unidad Peltetec
<b>PIMI1502-80</b>	777989	9825877	2702	Matus	Roca de color gris claro a verde oliva, con textura porfirítica, grado de meteorización medio a alto, y ligeramente alterada. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (25%), piroxeno (8%) y anfíbol (7%) y matriz (60%) hipocristalina porosa.	Roca Verde (Andesita)	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-81A</b>	775685	9827810	2691	Penipe	Roca de color verde, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (17%), piroxeno (5%) y epidota (3%) y una matriz (65%) altamente propilitizada y serpentinizada, presentando serpentina (antigorita 10%). La roca presenta pátinas de oxidación, patinas de pirolusita de forma dendrítica y vetillas de calcita.	Roca Verde (Metabasalto)	Unidad Peltetec
<b>PIMI1502-81B</b>	775685	9827810	2691	Penipe	Roca de color gris verdoso, con textura fanerítica, grado de meteorización bajo a medio, cloritizada y serpentinizada. Compuesta de cristales de grano medio a grano grueso, de plagioclasa (45%) y piroxeno (55%).	Gabro	Unidad Peltetec
<b>PIMI1502-82</b>	775700	9827724	2684	Penipe	Roca de color verde oliva, con textura clástica, estructura laminada fina y grado de meteorización medio. Compuesta de material aleurítico a pelítico, dispuestas en estratos con dirección ~N-S y buzando 15° SE.	Meta-Turbidita	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-83</b>	776555	9822058	2611	Penipe	Lutita de color gris obscuro a negro, con grado de meteorización bajo, muy deformada y con laminación planar fina. La roca se encuentra cizallada y en ella existe vetillas de sílice. No se observa mineralogía en la roca.	Lutita (Turbidita)	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-84 A</b>	776595	9821981	2664	Penipe	Roca de color gris claro verdoso, con textura porfirítica, propilitizada y grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano fino de cuarzo (12%) plagioclasa (8%) y piroxeno (3%), dispuestos en una matriz (75%) verdosa propilitizada. La roca presenta un desarrollo de epidota a partir de la alteración mineral de las plagioclasa.	Dacita	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-84 B</b>	776595	9821981	2664	Penipe	Roca de color gris claro verdosa, con textura porfirítica, estructura masiva y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano grueso de plagioclasa (25%) piroxeno (10%) y anfíbol (10%) envueltos en una matriz (55%) hipocristalina de color verde oliva ligeramente epidotizada. La muestra presenta mineralización denotada por la presencia de calcopirita y pirita.	Andesita	Unidad Tarau
<b>PIMI1502-85</b>	774876	9818584	3429	Quimiag	Roca de color verde pino claro, con textura porfirítica, estructura masiva foliada y grado de meteorización medio. Compuesta de fenocristales de grano muy fino de plagioclasa (15%), piroxeno (5%) y epidota (3%) y una matriz (75%) altamente propilitizada y ligeramente serpentinizada, presentando serpentina (antigorita <3%). La roca presenta pátinas de oxidación, patinas de pirolusita de forma dendrítica y vetillas de calcita.	Roca Verde (Metabasalto)	Unidad Peltetec


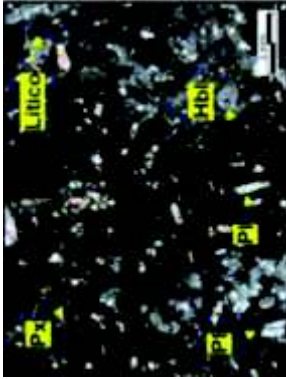
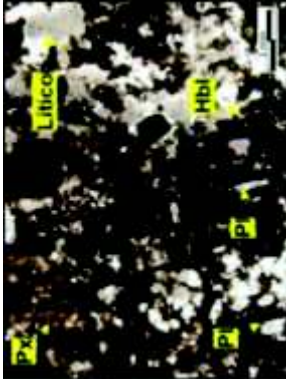
<b>PIMI1502-86</b>	775257	9817355	3516	Quimiag	Cuarcita de color gris claro, con tamaños de grano arena media a arena fina, meteorización baja, con granos subredondeados y con pátinas de oxidación. Compuesta por cuarzo (95%) y por minerales arcillosos, localizados en los intersticios	Cuarcita	Unidad Guamote
<b>PIMI1502-87</b>	776352	9816288	3558	Quimiag	Roca de color gris claro verdoso, con textura porfirítica, estructura masiva foliada, ligeramente propilitizada y con un grado de meteorización bajo a medio. Compuesta de fenocristales de grano medio a grano fino de plagioclasa (15%) piroxeno (12%) y anfíbol (8%) dispuestos en una matriz (65%) hialina verdosa propilitizada. La roca presenta pátinas de oxidación y de pirolusita.	Metaandesita	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-88</b>	776609	9815895	3562	Quimiag	Filita de color verde oliva claro, con textura lepidoblástica, fuertemente foliada (N5°W/55°NE), con brillo satinado, estructura laminada fina, con desarrollo de sericita entre sus planos y con patinas de pirolusita. No se observa mineralogía en la roca	Filita	Unidad Maguazo
<b>PIMI1502-89</b>	751690	9818584	3169	Riobamba	Roca de color gris oscura a negra, con textura porfirítica, estructura vesicular y grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta de fenocristales de grano fino de plagioclasa (12%) piroxeno (3%) y olivino (8%) envueltos en una matriz (77%) escoriada de color negro.	Andesita Basáltica	Unidad Calpi


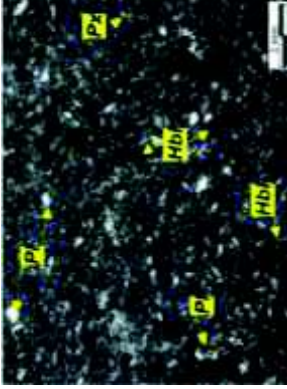
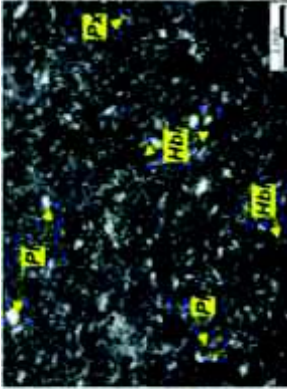
**ANEXO 2: FICHAS DE DESCRIPCIONES MICROSCOPICAS**

## FICHAS DE DESCRIPCIONES MICROSCÓPICAS

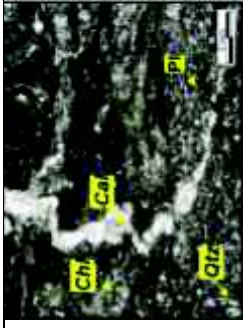
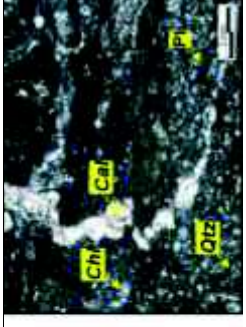
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
DATOS DE UBICACIÓN	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	X
Chimborazo / Guano / Guano	Y
	Z
COMPOSICION MINERALÓGICA	
%	MINERAL
23	Plagioclasa
18	Horblenda
3	Piroxeno
<2	Minerales Opacos
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS	
La muestra posee una textura porfírica dimensional. La matriz corresponde a un 55% de la muestra, está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.	
NOMBRE DE LA ROCA	
Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS	
Observaciones: La roca presenta cristales de horblenda, muchas de las cuales se encuentran parcial o totalmente oxidadas.	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).	

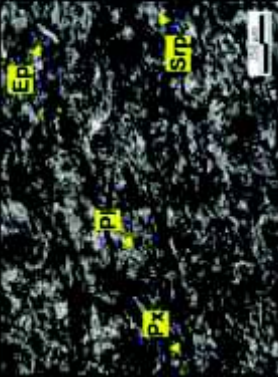
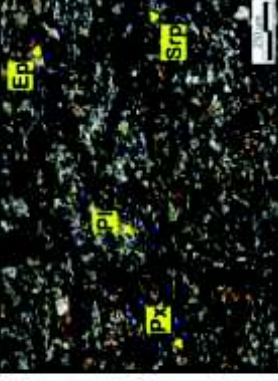
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
DATOS DE UBICACIÓN	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	X
Chimborazo / Guano / Valparaíso	Y
	Z
COMPOSICION MINERALÓGICA	
%	MINERAL
25	Plagioclasa
8	Olivino
7	Ortopiroxeno
5	Clinopiroxeno
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS	
La muestra posee una textura intersertal y su matriz representa el 52% de la muestra, está compuesta por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos.	
NOMBRE DE LA ROCA	
Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS	
Observaciones: La roca presenta un grado de meteorización medio, denotado por la alteración de los minerales máficos.	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10 x).	

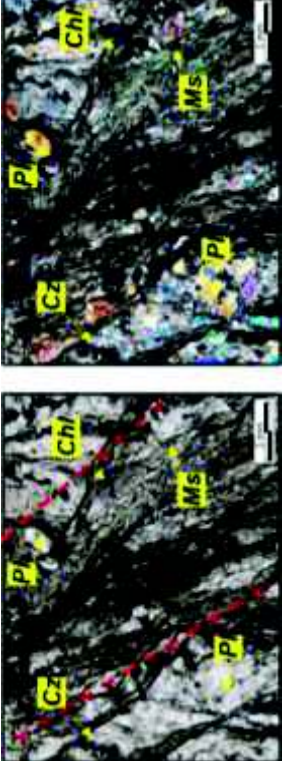
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<b>Daniel Salguero</b>	FICHA N°	3
Análisis realizado por:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-4
Tipo de muestra:	<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		
	Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	UTM (WGS 84)	
		X	770067
		Y	9818555
		Z	2520
<b>Chimborazo / Guano / Guano</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
12	Plagioclasa	Cristales (~1mm) idiomorfos a subidiomorfos tabulares, con maclas tipo Carlsbad y con bordes de reacción	
10	Lítics volcánicos	Lítics de andesita subredondeados.	
3	Piroxeno	Cristales subhedrales, ligeramente alterados hacia los bordes.	
5	Anfibol	Cristales incoloros, alotriomorfos (<1mm)	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura fragmentada. La matriz representa un 70 % de la muestra y se compone de un alto contenido de minerales arcillosos, vidrio volcánico y plagioclasa.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Toba volcánica andesítica</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con polarizador cruzado y luz transmitida (2,5x)			

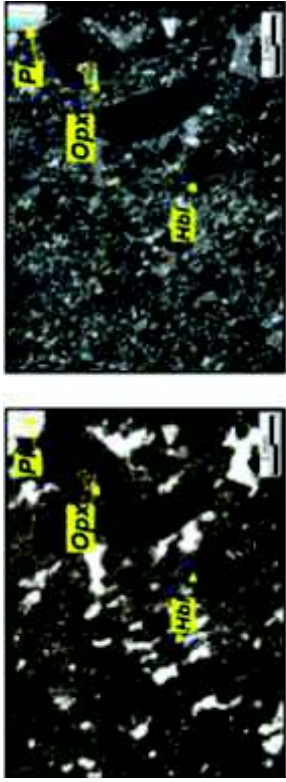
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<b>Daniel Salguero</b>	FICHA N°	4
Análisis realizado por:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-5
Tipo de muestra:	<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		
	Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	UTM (WGS 84)	
		X	770446
		Y	9818953
		Z	2609
<b>Chimborazo / Guano / Guano</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
17	Plagioclasa	Cristales incoloros, subidiomorfos (~0.5 mm) y con maclas tipo Carlsbad.	
<3	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos, localizados principalmente en la matriz.	
7	Hornblenda	Cristales subhedrales pseudo hexagonales de tamaño próximos a 1mm y con bordes de oxidación.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura traquita. Su matriz holocristalina representa el 74% de la muestra y está compuesta por microlitos de plagioclasas dispuestas de una forma paralela a subparalela			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			



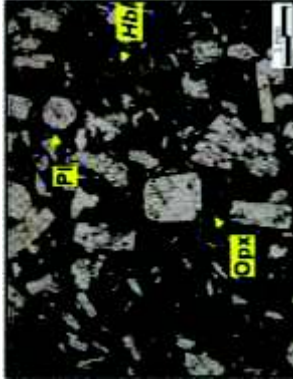
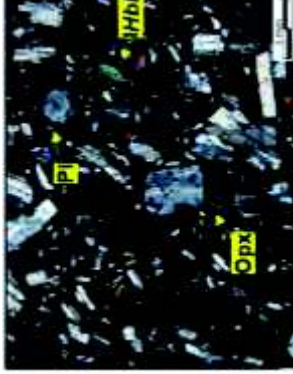
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	5
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-6
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	774863
Chimborazo / Penipe / Penipe		Y	9825434
		Z	2556
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
7	Plagioclasa	Cristales incoloros subidiomorfos, altamente alterados a clorita.	
2	Calcita	Cristales incoloros, anhedrales rellenando las fracturas, generadas en la roca.	
3	Cuarzo	Cristales incoloros, subhedrales	
3	Piroxeno	Relictos de piroxeno anedral altamente alterado a epidota y clorita.	
5	Epidota	Cristales subidiomorfos granulares formados por la alteración de plagioclasa y piroxenos.	
4	Clorita	Cristales subidiomorfos laminares.	
6	Sericita	Minerales finogranulares formados por alteración de la plagioclasa.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca posee una textura lepidoblástica y su matriz (70 %) altamente proplitizada y sericitizada, está compuesta de minerales arcillosos y de microlitos de plagioclasa, piroxeno, clorita y epidota.			
NOMBRE DE LA ROCA		Filita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).			


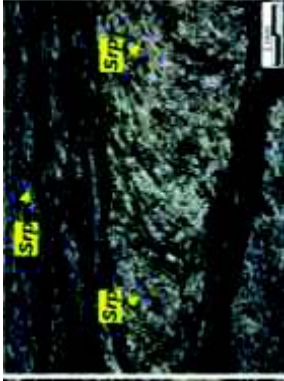
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	6
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-7
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	766474
Chimborazo / Penipe / Penipe		Y	9822150
		Z	2671
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
14	Plagioclasa	Cristales incoloros alotriomorfos saussuritizados.	
7	Piroxeno	Cristales anhedrales muy alterados a epidota y clorita.	
12	Epidota	Cristales subidiomorfos granulares formados a partir de plagioclasa y piroxenos.	
8	Clorita	Cristales subidiomorfos laminares.	
4	Serpentina	Cristales con hábito lamelar y fibroso.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La muestra posee una textura intergranular. Su matriz representa el 55% de la muestra y está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno epidota, clorita y minerales opacos.			
NOMBRE DE LA ROCA		Roca Verde (Basalto)	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
<b>Observaciones:</b> La roca presenta clivajes discontinuos y una alineación mineral consecuencia de un cizallamiento.			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	Chimborazo / Penipe/ Penipe
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
%	MINERAL
10	Plagioclasa
13	Moscovita
5	Clorita
20	Cuarzo
<b>OBSERVACIONES</b>	
Cristales alotriomorfos incoloros.	
Cristales laminares idiomorfos a subidiomorfos.	
Cristales subidiomorfos laminares.	
Cristales subidiomorfos, microfracturados, con deformación intracristalina, con sombras de presión y con subgranos de cuarzo recrystalizado.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La muestra posee una textura lepidoblástica y su matriz (52%) está compuesta por microlitos de filosilicatos y en menores cantidades por microlitos de cuarzo, además de materiales limosos a arcillosos.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
Esquisto de cuarzo y moscovita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
<b>Observaciones:</b> La roca ha sido afectada por cizallamiento, generando clivajes de crenulación, "Mica - Fish" y fracturamiento de la roca.	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).	


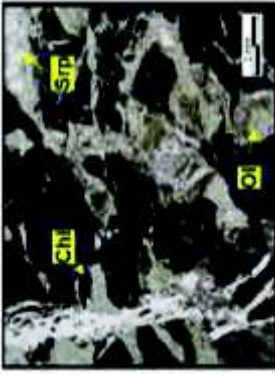
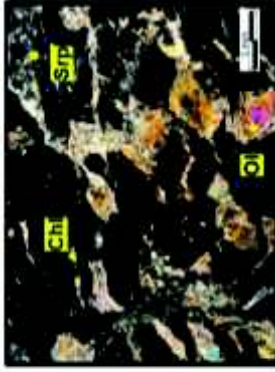
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	Chimborazo / Penipe / Penipe
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
%	MINERAL
15	Plagioclasa
7	Clinopiroxeno
10	Horblenda
5	Ortopiroxeno
<2	Min. Opacos
<b>OBSERVACIONES</b>	
Cristales (0.4- 2.5 mm) tabulares, idiomorfos a subidiomorfos y con maclas tipo Carlsbad.	
Cristales (<1mm) subidiomorfos con bordes de reacción.	
Cristales (0.5-3 mm) tabulares subidiomorfos con bordes de oxidación.	
Cristales alotriomorfos a subidiomorfos.	
Minerales euhedrales incoloros con y sin nicoles cruzados y min de óxido de hierro.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La muestra posee una textura porfirica y su matriz (65%) con textura hialopilitica y está compuesta de microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).	




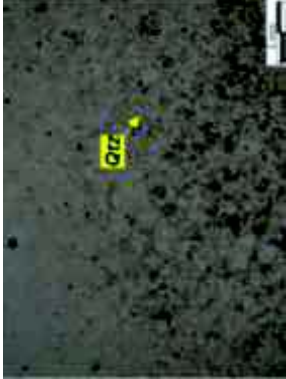
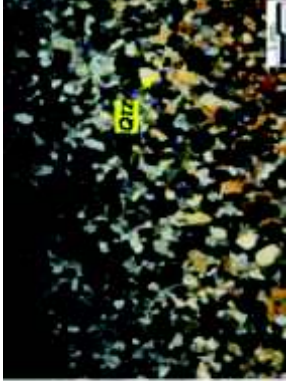
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	9
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-10
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	760434
Chimborazo / Guano / San Isidro de Patulu	Y		9827732
	Z		3423
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
39	Plagioclasa	Cristales (1,5- 1mm) incoloros tabulares idiomorfos a subidiomorfos, con zonación normal y con macias tipo Carlsbad.	
10	Horblenda	Cristales (~ 1 mm) subidiomorfos subhexagonales.	
10	Ortopiroxeno	Cristales subhedrales ligeramente alterados hacia los bordes.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura porfídica dimensional seriada y su matriz (35%) está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	10
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-14
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	774342
Chimborazo / Riobamba / Quimiag	Y		9815825
	Z		3286
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
5	Plagioclasa	Cristales incoloro, finogranulares alotriomorfos a subidiomorfos, altamente alterados a clorita.	
5	Clorita	Cristales subidiomorfos laminares.	
83	Serpentina	Cristales con hábito lamelar y fibroso.	
5	Ortopiroxeno	Cristales alotriomorfos a subidiomorfos.	
<2	Sericita	Minerales finogranulares formados por alteración de las plagioclasas.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta texturas pseudomorficas, basitas y clivajes discontinuos. En la muestra se observan relictos de plagioclasa, piroxeno los cuales conforman el protolito			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Serpentinita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
<b>Observaciones:</b> La roca ha sido afectada por cizallamiento, generando clivajes de discontinuos y estructuras "S-C"			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			







DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<b>Daniel Salguero</b>	FICHA N°	11
Análisis realizado por:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-15
Tipo de muestra:	<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		X	774969
		Y	9815513
		Z	3296
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
10	Olivino	Cristales subidiomorfos equigranulares con alto grado de serpentinización.	
85	Serpentina	Cristales con hábito lamelar y fibroso.	
3	Clorita	Cristales subidiomorfos laminares.	
2	Piroxeno	Relictos de cristales alotriomorfos a subidiomorfos.	
<1	Min. Opacos	Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura reticulada.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Serpentinita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca se encuentra altamente serpentinizada y en ella se observa relictos de olivino.			
			



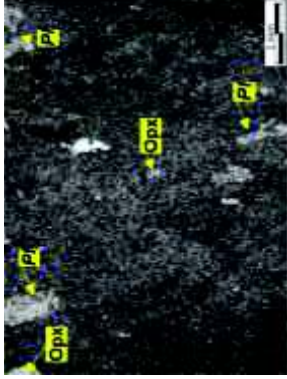
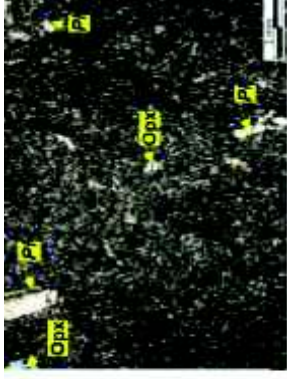
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<b>Daniel Salguero</b>	FICHA N°	12
Análisis realizado por:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-16
Tipo de muestra:	<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		X	776146
		Y	9814910
		Z	3770
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
95	Cuarzo	Cristales subidiomorfos, subredondeados, con baja esfericidad y en tamaños de arena fina.	
<1	Min. Opacos	Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura granoblástica poligonal y en los intersticios se observa minerales arcillosos.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Cuarcita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			

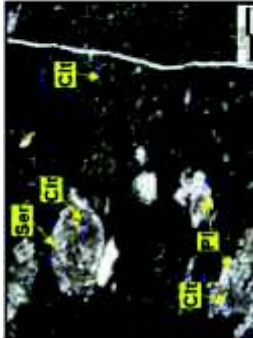

Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).

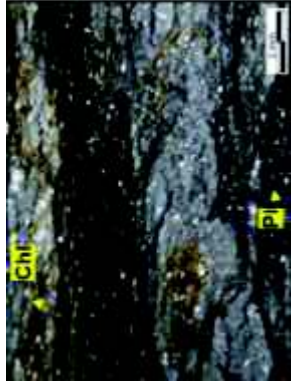
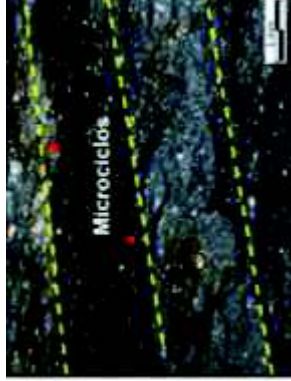
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	13
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-17
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	777112
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		Y	9814146
		Z	3748
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
15	Cuarzo	Cristales incoloros alotriomorfos a subidiomorfos, con extensión ondulatoria y con sombras de presión entre 50 y 125 µm.	
5	Clorita	Cristales subidiomorfos planares.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca posee una textura lepidoblástica con clivaje pizarroso. La matriz (80%) está compuesta por minerales arcillosos, clorita y cuarzo.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Cuarcita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca presenta una alineación mineral y el desarrollo de sombras de presión, ocasionada por un zona de cizallamiento.			
			

Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).

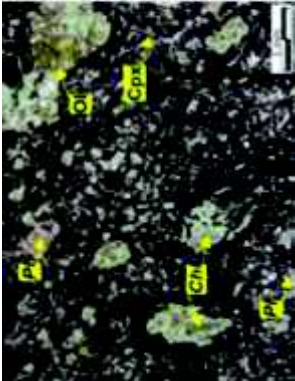
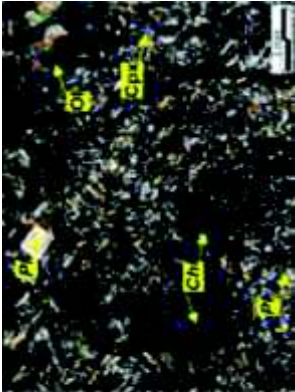
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	14
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-18
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	776328
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		Y	9816286
		Z	3550
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
21	Plagioclasa	Cristales (~1.5 mm) tabulares, idiomorfos a subidiomorfos y con maclas tipo Carlsbad.	
6	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos prismáticos cortos.	
<2	Clorita	Cristales subidiomorfos planares, formados por alteración de minerales máficos.	
3	Min. Opacos	Minerales finogranulares opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca posee una textura porfirica intergranular y su matriz (70%) está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			

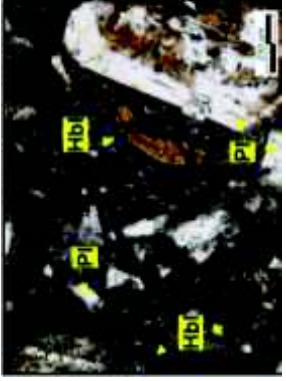
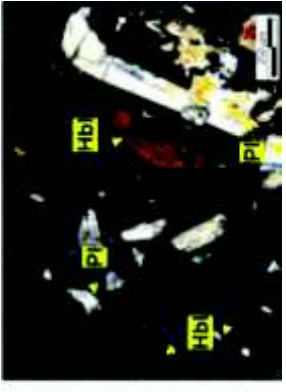
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).


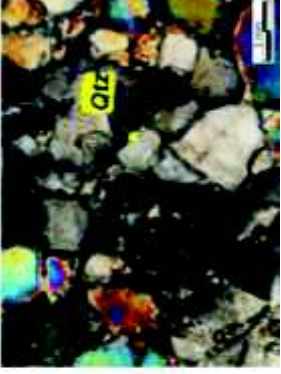
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	15
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-19
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	777200
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		Y	9814958
		Z	3512
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
10	Plagioclasa	Lítics alotriomorfos fragmentados, muy alterados a clorita y a sericita.	
15	Clorita	Cristales alotriomorfos laminares, formados por la alteración de las plagioclasas.	
2	Cuarzo	Cristales en forma e agregados cristalinos y con fluidos silíceos.	
<3	Sericita	Minerales finogranulares formados por alteración de las plagioclasas.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca posee una textura fragmentada. La matriz (70%) posee una textura limosa-arenosa y se compone de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico altamente propiitizados y sericizados.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Toba volcánica metamorfoseada</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca ha sido afectada por cizallamiento, ocasionando una intensa deformación, fragmentación y separación de los fragmentos minerales.			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

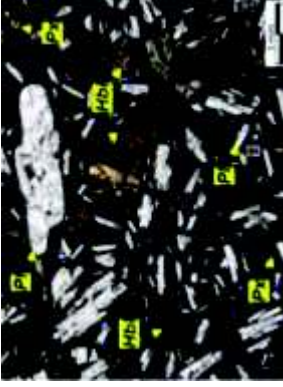
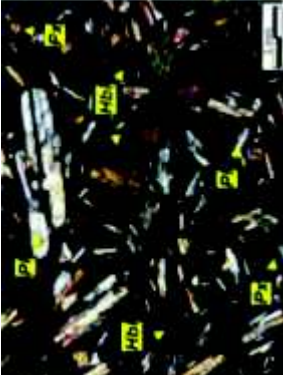
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	16
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-24
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	775963
Chimborazo / Penipe / Penipe		Y	9822592
		Z	2686
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
3	Plagioclasa	Lítics finocristalinos fragmentados. alotriomorfos	
1	Clorita	Cristales alotriomorfos laminares, finogranulares	
1	Cuarzo	Lítics finogranulares alotriomorfos	
1	Sericita	Minerales finogranulares secundarios.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La matriz (90%) presenta laminaciones finas y se compone de microlitos de plagioclasa, cuarzo, clorita y grafito.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Lufita (Turbidita)</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca presenta Microciclos milimétricos (2-3mm), denotadas por las variaciones granulométricas entre limo-arcilla. Además la roca se encuentra afectada por una zona de cizallamiento, generando el desarrollo de estructuras "S-C" y la fragmentación mineral.			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			




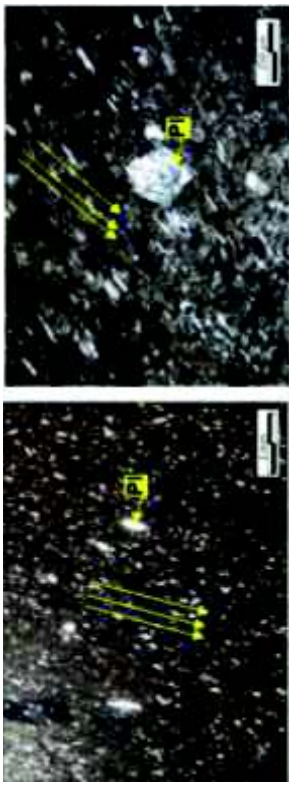
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	17
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-25
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	777025
Chimborazo / Penipe / Penipe		Y	9821830
		Z	2691
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
25	Plagioclasa	Cristales incoloros, subidiomorfos tabulares con macias tipo Carlsbad y con bordes de reacción.	
4	Ortopiroxeno	Cristales (<1mm) subidiomorfos con bordes de reacción.	
5	Olivino	Cristales (0,5-2 mm) subidiomorfos altamente alterados a clorita.	
10	Clorita	Cristales alotriomorfos planares formados a partir de la alteración mineral del olivino y piroxeno	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La muestra posee una textura porfídica y su matriz (56%) está compuesta por microlitos de plagioclasa y ortopiroxeno.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	18
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-26
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	778205
Chimborazo / Penipe / Matus		Y	9824394
		Z	3353
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
36	Plagioclasa	Cristales (1,5- 1mm) tabulares, idiomorfos a subidiomorfos, con zonación normal y con macias tipo Carlsbad.	
10	Horblenda	Cristales (~ 1 mm) subidiomorfos a alotriomorfos, pseudohexagonales y con bordes gruesos de oxidación. Muchos de ellos se encuentran totalmente oxidados.	
3	Ortopiroxeno	Cristales subhedrales finogranulares.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La muestra posee una textura porfídica dimensional seriada y su matriz (51%) está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).			

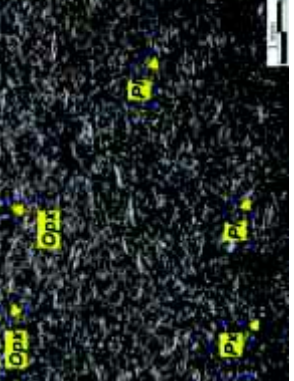
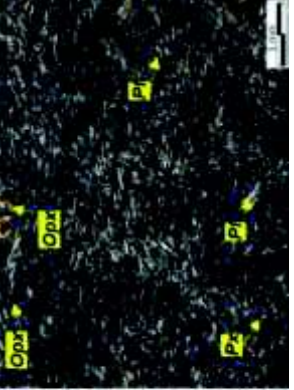
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	19
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-28
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	775390
Chimborazo / Riobamba / Quimiag		Y	9818470
		Z	3303
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
95	Cuarzo	Cristales subidiomorfos, subangulares, en tamaños uniformes y próximos a 1mm y con baja esfericidad.	
<3	Min Arcillosos	Minerales con aspecto terroso, localizados entre los intersticios.	
<2	Min. Opacos	Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca presenta una textura granoblástica poligonal, y en los intersticios se observa minerales arcillosos. Los granos de cuarzos están formando un empaquetamiento cúbico a romboédrico.			
NOMBRE DE LA ROCA		Cuarcita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	20
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-32
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	771710
Chimborazo / Penipe / Matus		Y	9830116
		Z	3021
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
32	Plagioclasa	Cristales (0,8- 3 mm) tabulares idiomorfos a subidiomorfos, con bordes y golfos de reacción, con "colas de golondrina" y con macias tipo Carlsbad.	
9	Horblenda	Cristales pseudo hexagonales subidiomorfos en tamaños ~1 mm.	
6	Ortopiroxeno	Cristales alotriomorfos menores a 0.3mm.	
<1	Min. Opacos	Minerales euhedrales opacos con y sin nicoles cruzados. Minerales de óxidos de hierro.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La muestra posee una textura porfírica dimensional y su matriz (52%) está compuesta por microilitos de plagioclasa, ortopiroxeno y minerales opacos.			
NOMBRE DE LA ROCA		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

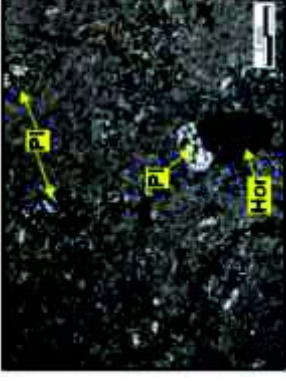
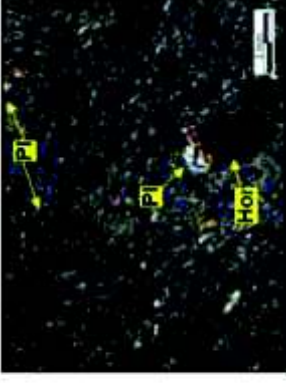
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	Chimborazo / Penipe / San José de Chazo
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
%	<b>MINERAL</b>
30	Plagioclasa
6	Ortopiroxeno
<2	Min. Opacos
<b>OBSERVACIONES</b>	
Cristales incoloros, tabulares, idiomorfos a subidiomorfos y ligeramente alterados en los bordes.	
Cristales finogranulares subhedrales.	
Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La muestra posee una textura traquítica y su matriz (62%) está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno, dispuestos de una manera subparalela, denotando el sentido de dirección del flujo.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).	

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	Chimborazo / Guano / Guano
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
%	<b>MINERAL</b>
10	Plagioclasa
<2	Min. Opacos
<b>OBSERVACIONES</b>	
Cristales incoloros, subidiomorfos, tabulares y en tamaños uniformes y próximos a 1mm.	
Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La roca presenta una textura traquítica y su matriz (88 %) está compuesta por microlitos aciculares muy finos de plagioclasa, que denotan una dirección preferencial del flujo.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida (2.5x) y polarizador cruzado (10x).	



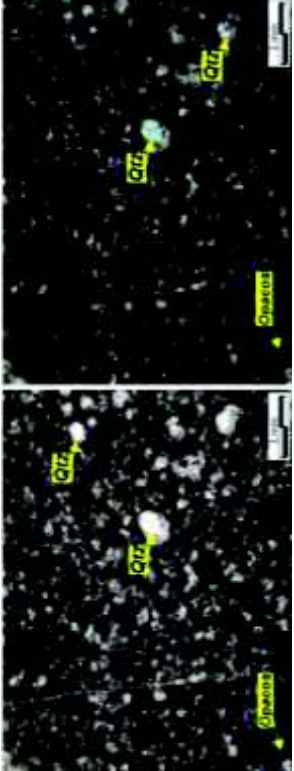
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	23
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-39
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	773790
Chimborazo / Guano / La Providencia		Y	9824212
		Z	2491
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
17	Plagioclasa	Cristales incoloros, idiomorfos a subidiomorfos y con maclas tipo Carlsbad.	
5	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos finogranulares, dispuestas principalmente en la matriz.	
<3	Min. Opacos	Minerales finogranulares opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura traquítica y su matriz (75 %) está compuesta por microlitos plagioclasa y piroxeno, que denotan una dirección preferencial del flujo.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			

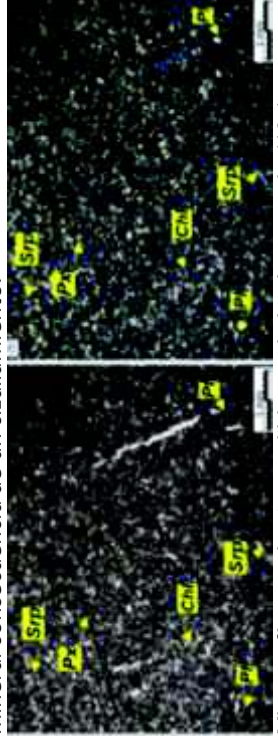
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5 x).

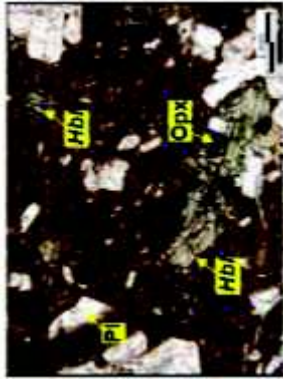
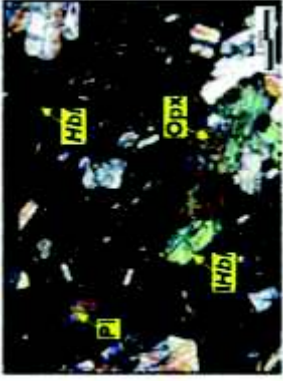
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	24
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-40
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	771109
Chimborazo / Guano / Guano		Y	9822880
		Z	2675
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
15	Plagioclasa	Cristales (~ 1.5mm) tabulares subidiomorfos, con maclas tipo Carlsbad y con coronas de reacción.	
2	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos tabulares cortos en tamaños <1mm.	
5	Horblenda	Cristales subhedrales, pseudohexagonales con bordes de reacción y con estructuras esqueléticas.	
<1	Min. Opacos	Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura porfírica y su matriz (78 %) está compuesta por microlitos de plagioclasa y minerales opacos, dispuestos de manera subparalela, según la orientación del flujo.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			

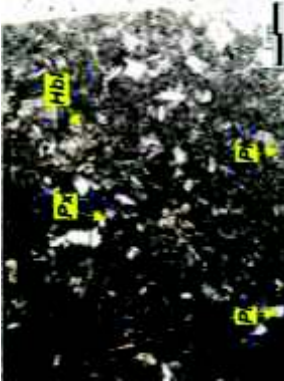
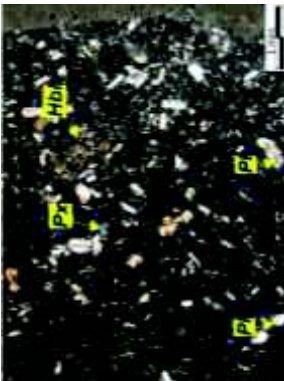
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).

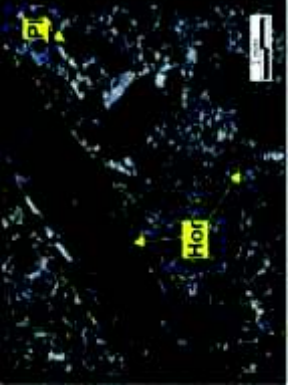
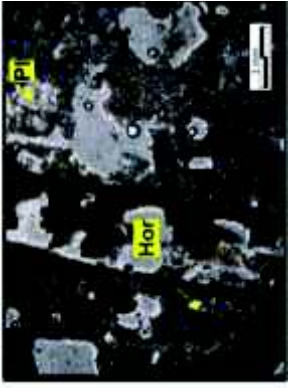


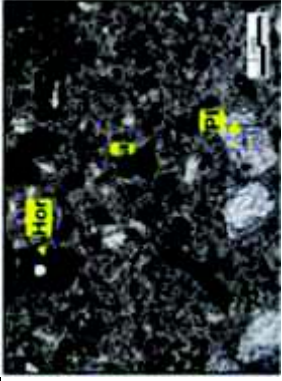
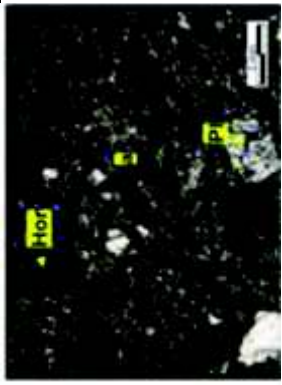
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	25
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-42
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	771361
		Y	9819676
<b>Chimborazo / Guano / Guano</b>		Z	2497
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
87	Cuarzo	Cristales alotriomorfos, redondeados, en tamaños y próximos a 0,5 mm y con alta esfericidad.	
10	Min. Arcillosos	Minerales con aspecto terroso localizados en los intersticios.	
3	Min. Opacos	Minerales alotriomorfos opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura deirítica, está muy bien seleccionada y en sus intersticios se observa minerales arcillosos.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Cuarcita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca se encuentra medianamente fractura consecuencia del regimen tectónico de la zona.			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	26
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-43
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	766474
		Y	9822150
<b>Chimborazo / Penipe / Penipe</b>		Z	2671
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
14	Plagioclasa	Cristales alotriomorfos saussuritizados.	
6	Piroxeno	Cristales anhedrales muy alterados a epidota y a clorita.	
5	Epidota	Cristales subidiomorfos, granulares.	
3	Clorita	Cristales subidiomorfos laminares secundarios.	
7	Serpentina	Minerales anhedrales con habito lamerar y fibroso.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura intergranular y su matriz (65%) se encuentra propolitizada y altamente serpentinitizada.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		Roca Verde (Basalto) serpentinitizado	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
<b>Observaciones:</b> La roca presenta clivajes discontinuos y una alineación mineral consecuencia de un cizallamiento.			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).			

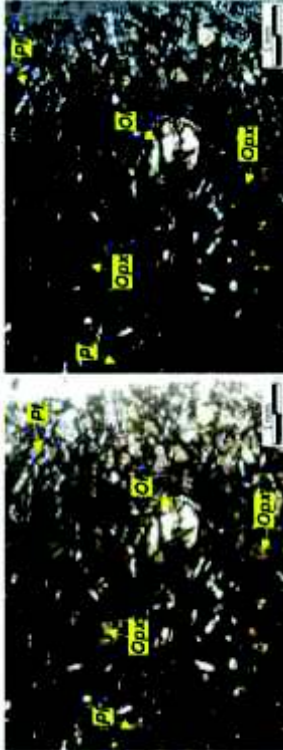
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	27
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-44
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>			
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
		X	768908
		Y	9820822
		Z	2699
<b>Chimborazo / Guano / Guano</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
30	Plagioclasa	Cristales (0.5 - 2mm) tabulares subidiomorfos, con macclas tipo Carlsbad, ligeramente alteradas a arcillas en los bordes	
4	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos tabulares cortos en tamaños <1mm.	
11	Horblenda	Cristales subhedrales, con grado de meteorización bajo a nulo y en tamaños entre 0.5-2,5mm.	
<2	Min. Opacos	Minerales opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura porfídica seriada dimensional y su matriz (56 %) con textura pilotaxítica, está compuesta por microlitos de plagioclasa dispuestos de manera subparalela, según la orientación del flujo.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

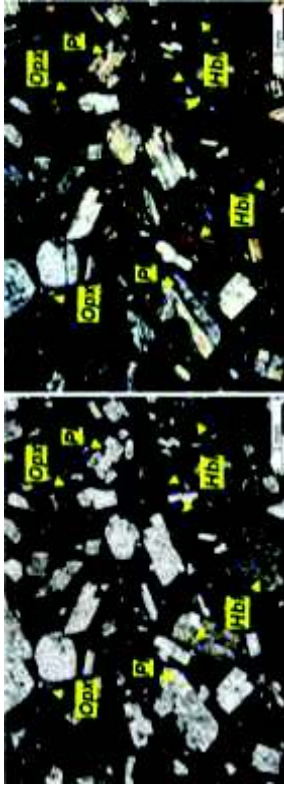
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	28
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-46
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>			
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
		X	751095
		Y	9817516
		Z	3057
<b>Chimborazo / Riobamba / Calpi</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
20	Plagioclasa	Cristales tabulares, incoloros, idiomorfos a subidiomorfos y con macclas tipo Carlsbad.	
8	Horblenda	Cristales subhedrales a anhedrales, ligeramente oxidados.	
3	Min. Opacos	Cristales subidiomorfos opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura porfídica seriada y su matriz (69% de la muestra) con aspecto terroso, está compuesta por microlitos de plagioclasa.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

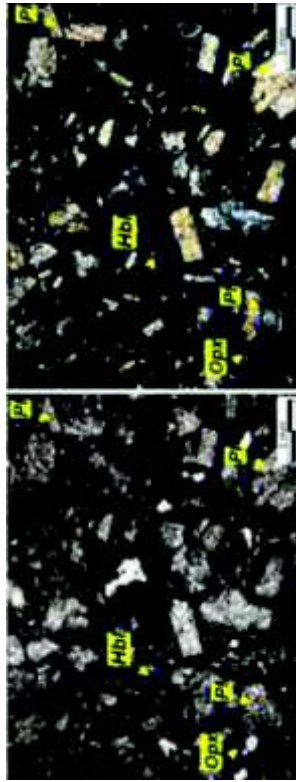
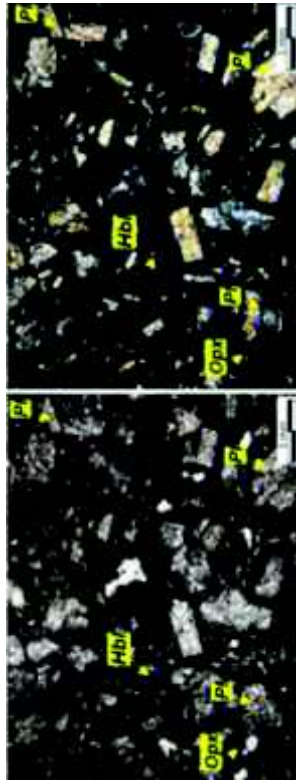
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	29
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-48A
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>			
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
		X	752198
		Y	9815711
		Z	3119
<b>Chimborazo / Colta / Cajabamba</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
30	Plagioclasa	Cristales (2mm) incoloros, subidiomorfos, altamente argilitizados.	
3	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos tabulares cortos, con coronas de reacción y en tamaños <1mm.	
11	Horblenda	Cristales subhedrales, con bordes gruesos de oxidación y en tamaños entre 1 -2,5mm.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca presenta una textura porfídica seriada. Su matriz (45 %) está argilitizada y la componen microlitos de plagioclasa altamente alterados a minerales arcillosos.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

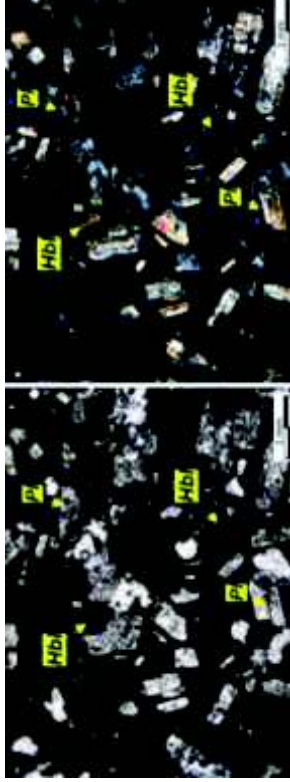
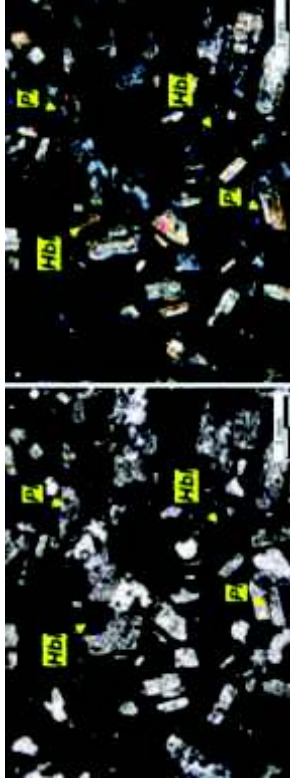
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	30
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-48B
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>			
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		UTM (WGS 84)	
		X	752723
		Y	9815725
		Z	3095
<b>Chimborazo / Colta / Cajabamba</b>			
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
20	Plagioclasa	Cristales idiomorfos a subidiomorfos (~1,5mm), con bordes de reacción y texturas tipo colador.	
18	Horblenda	Cristales subidiomorfos a alotriomorfos (<1mm), con bordes de reacción y muchos (65%) de ellos con estructuras esqueletales.	
5	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos con bordes de reacción.	
3	Min. Opacos	Cristales idiomorfos opacos con y sin nicoles.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La muestra posee una textura porfídica seriada y su matriz corresponde al 54% de la muestra, y está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos dispuestos de una manera subparalela.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

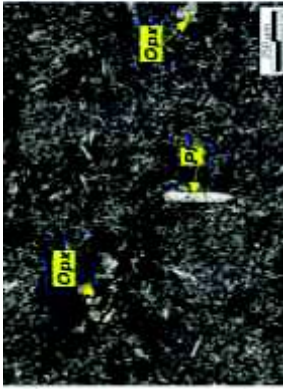
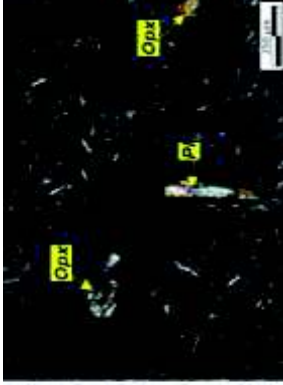


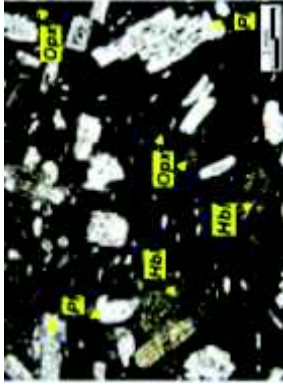

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
FICHA N°	31
Código de la muestra	PIMI 1502-51
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
UTM (WGS 84)	
X	764268
Y	9832266
Z	4103
<b>Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)</b>	
<b>Chimborazo / Guano / Santa Fe de Galán</b>	
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
<b>%</b>	<b>MINERAL</b>
	<b>OBSERVACIONES</b>
25	Plagioclasa
	Cristales idiomorfos (~1mm) tabulares alargados, con maclas tipo Calsbad y bordes de reacción.
5	Olivino
	Cristales subhedrales microfracturados y ligeramente alterados.
10	Ortopiroxeno
	Cristales alotriomorfos (<1mm)
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La muestra posee una textura intersertal y su matriz representa el 60 % de la muestra, y está compuesta por microlitos de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y minerales opacos.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).	

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
FICHA N°	32
Código de la muestra	PIMI 1502-54
Tipo de muestra:	Lamina delgada
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
UTM (WGS 84)	
X	765207
Y	9824747
Z	2903
<b>Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)</b>	
<b>Chimborazo / Guano / Guano</b>	
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
<b>%</b>	<b>MINERAL</b>
	<b>OBSERVACIONES</b>
35	Plagioclasa
	Cristales tabulares (~ 1.5 mm) idiomorfos con zonación normal, con "golfos" de reacción, con maclas tipos Carlsbad y ligeramente alteradas a minerales arcillosos.
9	Horblenda
	Cristales pseudo hexagonales idiomorfos a subidiomorfos (~1mm)
3	Ortopiroxeno
	Cristales subidiomorfos finogranulares.
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La muestra posee una textura porfirica dimensional seriada y su matriz (53%) está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).	

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	33
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-57
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	752198
		Y	9815711
Chimborazo / Guano / Guano		Z	3119
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
28	Plagioclasa	Cristales (0,5 - 1,25 mm) idiomorfos a subidiomorfos microfracturados y con bordes de reacción alterados a minerales arcillosos.	
3	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos tabulares cortos, con coronas de reacción y en tamaños <0,5 mm.	
11	Horblenda	Cristales subhedrales, ligeramente oxidados hacia los bordes y en tamaños entre 0,5-1,5mm.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca presenta una textura porfídica seriada y su matriz (62 %) está compuesta de microlitos de plagioclasa alterados a minerales arcillosos.			
NOMBRE DE LA ROCA		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	34
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-59
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	754913
		Y	9823905
Chimborazo / Guano / San Andrés		Z	3026
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
29	Plagioclasa	Cristales (~1,5mm) subidiomorfos a idiomorfos tabulares, microfracturados con macias tipo Carlsbad, con golfos y bordes de reacción.	
8	Ortopiroxeno	Cristales subidiomorfos prismáticos cortos localizados principalmente en la matriz.	
4	Horblenda	Cristales subidiomorfos ligeramente oxidados en sus bordes.	
2	Min. Opacos	Minerales finogranulares opacos con y sin nicoles cruzados.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca posee una textura porfídica seriada y su matriz (57%) está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.			
NOMBRE DE LA ROCA		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).			

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	35
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-60
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	754913
Chimborazo / Guano / San Andrés		Y	9823905
		Z	3026
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
12	Plagioclasa	Cristales (< 1 mm) incoloros tabulares subidiomorfos a idiomorfos y con macias tipo Carlsbad.	
9	Ortopiroxeno	Cristales (0,5 mm) subidiomorfos prismáticos cortos con coronas de reacción.	
<2	Min. Opacos	Minerales finogranulares opacos con y sin nicoles cruzados.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca posee una textura porfídica y su matriz (77%) está compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>			
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

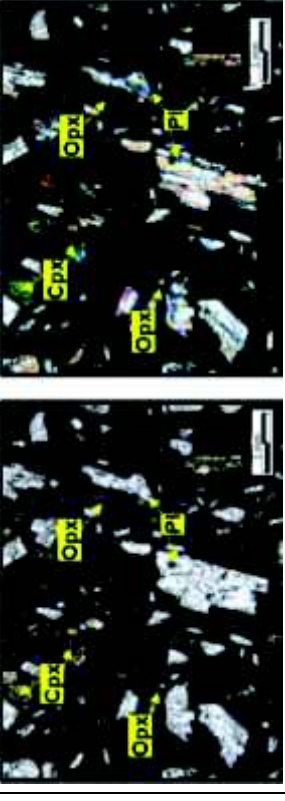
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	36
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-61
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		<b>UTM (WGS 84)</b>	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)		X	751823
Chimborazo / Guano / San Andrés		Y	9828418
		Z	3256
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>			
%	<b>MINERAL</b>	<b>OBSERVACIONES</b>	
28	Plagioclasa	Cristales (~1- 2,5 mm) tabulares idiomorfos a subidiomorfos, con macias tipo Carlsbad y con zonación normal.	
8	Ortopiroxeno	Cristales (<1mm) subidiomorfos prismáticos cortos.	
3	Hornblenda	Cristales subidiomorfos microfracturados, con texturas de corona y con bordes de reacción.	
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>			
La roca posee una textura porfídica y su matriz (61%) posee un aspecto terroso y se compone principalmente de microlitos de plagioclasa.			
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>		<b>Andesita</b>	
			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	37
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-65
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón/Parroquia)		X	757684
Chimborazo / Guano / San Isidro de Patulu		Y	9827724
		Z	3301
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
21	Plagioclasa	Cristales (~1mm) tabulares idiomorfos a subidiomorfos, con estructuras tipo "cola de golondrina", con macias tipo Carlsbad y con bordes de reacción alterándose a sercita.	
12	Ortopiroxeno	Cristales (<1mm) subidiomorfos prismáticos cortos.	
5	Olivino	Cristales subidiomorfos microfracturados, con texturas de corona y con bordes de reacción alterados epidota (<2%)	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca posee una textura intergranular y su matriz (46%) se compone de microlitos de plagioclasa, piroxeno y minerales opacos.			
NOMBRE DE LA ROCA		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
<b>Observaciones:</b> La roca presenta vesículas (5%) de tamaños (0,2-3mm) localizadas en la roca.			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			

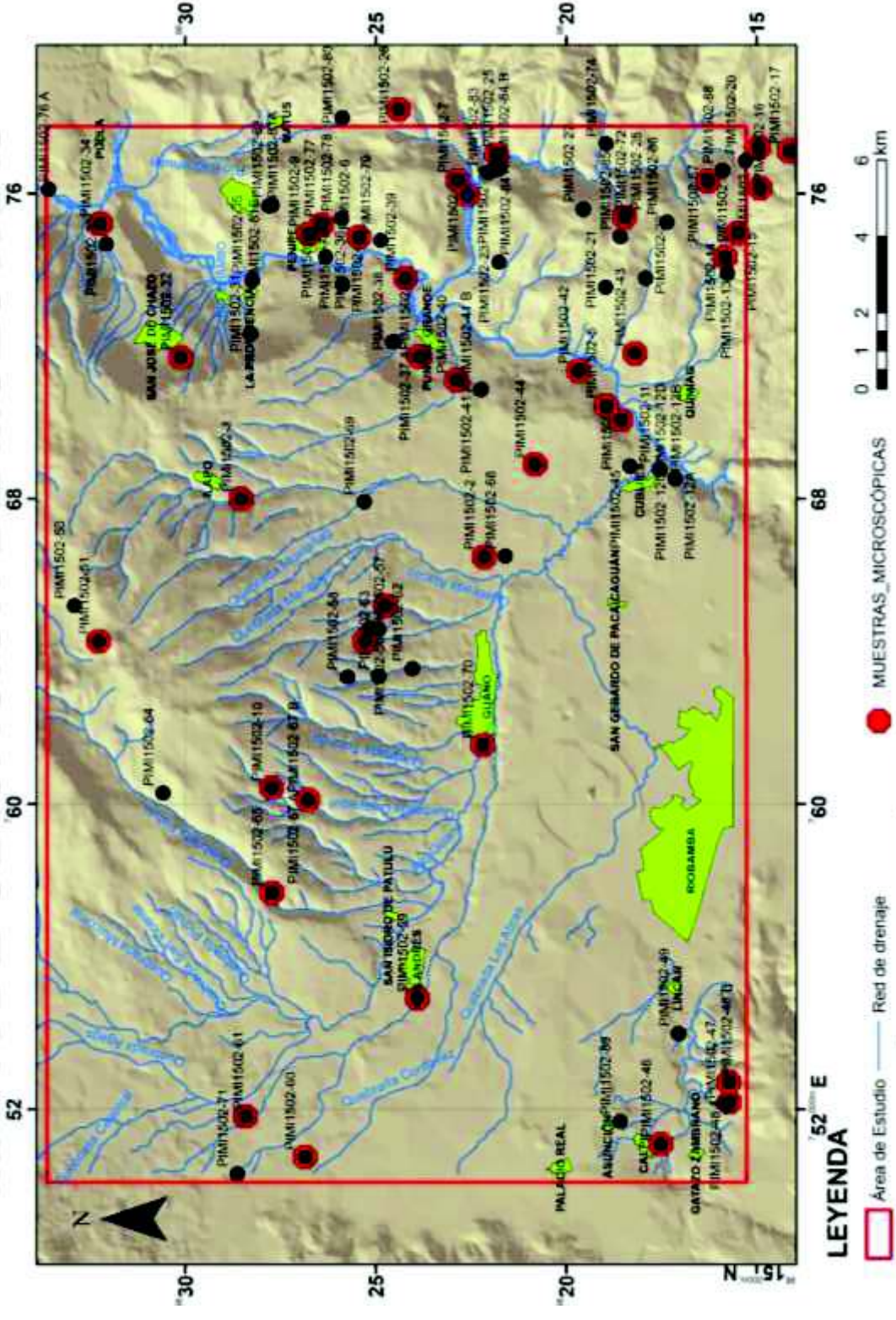
DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
Análisis realizado por:	Daniel Salguero	FICHA N°	38
Tipo de muestra:	Lamina delgada	Código de la muestra	PIMI 1502-67B
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>		UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón/Parroquia)		X	751823
Chimborazo / Guano / San Isidro de Patulu		Y	9828418
		Z	3256
COMPOSICION MINERALÓGICA			
%	MINERAL	OBSERVACIONES	
31	Plagioclasa	Cristales (0.5- 1.5mm) tabulares idiomorfos a subidiomorfos, con macias tipo Carlsbad y con bordes de reacción alterándose a minerales arcillosos.	
11	Ortopiroxeno	Cristales (<1mm) subhedrales prismáticos cortos, altrados a epidota.	
8	Olivino	Cristales (0,5-2.5mm) subidiomorfos, alterados a iddingsita y con bordes de reacción alterados epidota.	
5	Epidota	Cristales subidiomorfos secundarios	
2	Iddingsita	Cristales alotriomorfos localizados en las microfracturas del olivino.	
TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS			
La roca posee una textura porfídica seriada y su matriz (42%) se compone de microlitos de plagioclasa y piroxeno.			
NOMBRE DE LA ROCA		Andesita	
ESQUEMAS EXPLICATIVOS			
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).			



DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	
Análisis realizado por:	Daniel Salguero
FICHA N°	39
Tipo de muestra:	Lamina delgada
Código de la muestra	PIMI 1502-70
<b>DATOS DE UBICACIÓN</b>	
UTM (WGS 84)	
Ubicación (Prov./Cantón /Parroquia)	X 761552
	Y 9822192
	Z 2677
Chimborazo / Guano / Guano	
<b>COMPOSICION MINERALÓGICA</b>	
<b>%</b>	<b>MINERAL</b>
	<b>OBSERVACIONES</b>
30	Plagioclasa
7	Ortopiroxeno
8	Clinopiroxeno
3	Min. Opacos
<b>TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS</b>	
La roca posee una textura porfídica seriada dimensional y su matriz (52%) se compone de microlitos de plagioclasa y piroxeno.	
<b>NOMBRE DE LA ROCA</b>	
Andesita	
<b>ESQUEMAS EXPLICATIVOS</b>	
	
Micrografías con luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x).	

**ANEXO 3: MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS  
MACROSCÓPICAS Y MICROSCÓPICAS**

### MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS Y MICROSCÓPICAS



#### LEYENDA

- Area de Estudio
- Red de drenaje
- Zona Urbana
- MUESTRAS\_MACROSCÓPICAS
- MUESTRAS\_MICROSCÓPICAS



