

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ESTUDIO GEOLÓGICO Y MORFOESTRUCTURAL DEL VALLE DEL
RÍO PASTAZA A LA ALTURA DE LA CIUDAD DE BAÑOS**

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

DANNY ALEXANDER ESTRELLA VELASTEGUÍ
dannystar14@hotmail.com

DIRECTOR: Ph.D PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ
pedro.reyes@epn.edu.ec

Quito, Mayo 2018

DECLARACIÓN

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

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.

Danny Alexander Estrella
Velasteguí

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Danny Alexander Estrella Velasteguí, bajo mi supervisión.

Ph.D Pedro Reyes Benítez
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Expreso mis más sinceros agradecimientos primero a Dios por haberme dado la sabiduría, el ímpetu y la fuerza para salir adelante en todo el trayecto de mi carrera universitaria.

A mis padres Hugo y Luzmila que con su ejemplo de sencillez, humildad y perseverancia me han formado como hijo y persona para ser lo que soy en la actualidad.

A mi hermosa madre que con su amor, paciencia y apoyo siempre ha estado ahí para mí y mis hermanos con palabras de fortaleza y ánimos cuando las situaciones se ponen difíciles y a mi amado padre que es el vivo ejemplo que a pesar de las adversidades que la vida te ponga hay que luchar hasta el final, sin dar un pie a torcer.

A mi hermana Soraya que ha sido como una segunda madre, Mayra por estar siempre pendiente del “rayado” y Hugo que hemos compartido años de la carrera universitaria, en general a los tres que han sido mi ejemplo a seguir, demostrándome que ante cualquier adversidad lo importante es mantener la familia unida.

A todos los profesores de esta Facultad que me han impartido los conocimientos necesarios para mi formación profesional, en especial al Dr. Pedro Reyes, Dra Carolina Bernal e Ingeniera Ana Cabero por su paciencia y guía durante esta etapa del proyecto de titulación.

Finalmente, doy un agradecimiento a mi novia Johanna C. por todo el apoyo y esas palabras de “ánimo”, mis amigos y compañeros Andrés Z., Paúl J., Paúl B., Marcelo C., Luis N., Joselyn R., Ricardo C., Hugo C. y Daya C. por los gratos momentos que hemos compartido a lo largo de nuestra etapa universitaria.

DEDICATORIA

Este trabajo va dedicado a las personas cuyo esfuerzo, confianza y motivación me han permitido alcanzar esta meta y que sin su apoyo esto no hubiese sido posible:

"Mis Padres"

RESUMEN

Para el desarrollo del presente trabajo de Proyecto de Titulación se ha seleccionado la zona de estudio localizada sobre la vertiente central-oriental de la Cordillera Real en las provincias de Tungurahua y Chimborazo en Ecuador. Está constituida por rocas metamórficas que conforman el basamento y una cobertura volcánica pliocuaternaria que abarca una amplia extensión. El análisis petrográfico, estructural y geomorfológico, permitió identificar secuencias litológicas de edades principalmente paleozoicas, jurásicas y cretácicas, las mismas que en el Proyecto Cordillera Real fueron reagrupadas y asignadas en los Terrenos Loja, Alao y Guamote que afloran a lo largo del cauce del río Pastaza.

El levantamiento cartográfico permitió definir la litología de cinco unidades metamórficas y diez unidades cuaternarias. Estas corresponden el basamento de las Unidades Agoyán, Tres Lagunas, Alao-Paute, Peltetec y el Terreno Guamote y depósitos volcánicos que comprenden el edificio de los volcanes Tungurahua y Mulmul, depósitos de avalancha de escombros provenientes de los colapsos sectoriales de los volcanes Tungurahua y Huisla, depósitos glaciares de morrenas en los flancos del volcán El Altar y depósitos fluviales del río Pastaza.

Manifestaciones geomorfológicas en la Quebrada Gualacucho representa el Sistema de Fallas Pallatanga de movimiento dextral en dirección NNE-SSW. Los lineamientos (Lineamiento Pastaza, Puela y Guano-El Altar) alineados en dirección E-O por los drenajes del río Pastaza, Puela y Collanes, respectivamente, representan zonas de cizallamiento sintéticas de Riedel producto del movimiento del Bloque Nor-andino. El Sistema de Fallas dextrales inversas (Falla Peltetec, La Playa, San Vicente y San Antonio) alineadas en dirección N-S por los drenajes del río Chambo, Puela, Ulba y río Blanco, respectivamente, son posibles rasgos asociados al régimen de esfuerzos compresivos que afectan a la zona.

ABSTRACT

The study area is located in the central-eastern of the Cordillera Real in the Tungurahua and Chimborazo provinces in Ecuador. It is constituted by a basement metamorphic and Pliocene-Quaternary volcanic rocks that cover a wide area. The petrographic, structural and geomorphologic analysis allowed identifying Paleozoic, Jurassic and Cretaceous lithologic sequences, which in the Cordillera Real Project were grouped and assigned in Loja, Alao and Guamote terranes that outcrop along the Pastaza river.

The geological mapping allowed defining the lithologic of the five metamorphic units and ten quaternary units. These units include the metamorphic basement such as Agoyán, Tres Lagunas, Alao-Paute, Peltetec Units and Guamote terrene, and volcanic deposits of the Tungurahua and Mulmul volcanoes, the avalanche deposits of debris as a result of sectorial collapses of Tungurahua and Huisla volcanoes, glacial deposits of moraines in the El Altar volcano flanks and fluvial deposits of the Pastaza river.

The geomorphologic evidences in the Gualacucho gorge represent the Pallatanga Fault System of dextral movement NNE-SSW. These guidelines of Pastaza, Puela and Guano-El Altar in strike-slip E-W to the Pastaza, Puela and Collanes rivers, represents the synthetic shear zones of Riedel produced by the movement of the Nor-andino block. The inverse thrust dextral movement of Peltetec, La Playa, San Vicente and San Antonio Faults along strike-slip N-S by Chambo, Puela, Ulba and Río Blanco rivers are the possible associated features to compressive stress regime that influence this area.

CONTENIDO

DECLARACIÓN	I
CERTIFICACIÓN	II
AGRADECIMIENTOS	VIII
DEDICATORIA	IV
RESUMEN	V
ABSTRACT	VI
CONTENIDO	VII
ÍNDICE DE FIGURAS	X
ÍNDICE DE TABLAS	XV
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS	2
1.2 OBJETIVOS	4
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	4
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.2.3 ALCANCE	4
1.2.4 METODOLOGÍA	5
1.3 ÁREA DE ESTUDIO	7
1.3.1 UBICACIÓN	7
1.3.2 FISIOGRAFÍA Y MORFOLOGÍA	8
1.3.3 HIDROGRAFÍA	11
1.3.4 CLIMA Y VEGETACIÓN	11
1.3.5 FLORA Y FAUNA	12
1.3.6 CARACTERÍSTICAS SOCIO-ECONÓMICAS	13
CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA REGIONAL	14
2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO	15
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL	16
2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	18
2.3.1 DIVISIONES LITOTECTÓNICAS	20
2.3.1.1 TERRENO GUAMOTE	20
2.3.1.2 TERRENO ALAO	20
2.3.1.3 TERRENO LOJA	22
2.3.1.4 TERRENO SALADO	24
2.3.1.5 TERRENO ZAMORA	26
2.4 TECTÓNICA REGIONAL	27
CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA LOCAL	31
3.1 INTRODUCCIÓN	32
3.2 BASAMENTO	32
3.2.1 UNIDAD AGOYÁN	32
3.2.1.1 UBICACIÓN	32
3.2.1.2 PETROGRAFÍA	33

3.2.1.3	CORRELACIÓN Y EDAD.....	35
3.2.2	UNIDAD TRES LAGUNAS.....	35
3.2.2.1	UBICACIÓN.....	35
3.2.2.2	PETROGRAFÍA.....	36
3.2.2.3	CORRELACIÓN Y EDAD.....	38
3.2.3	TERRENO GUAMOTE.....	38
3.2.3.1	UBICACIÓN.....	38
3.2.3.2	PETROGRAFÍA.....	38
3.2.3.3	CORRELACIÓN Y EDAD.....	41
3.2.4	UNIDAD ALAO-PAUTE.....	41
3.2.4.1	UBICACIÓN.....	41
3.2.4.2	PETROGRAFÍA.....	41
3.2.4.3	CORRELACIÓN Y EDAD.....	46
3.2.5	UNIDAD PELTETEC.....	47
3.2.5.1	UBICACIÓN.....	47
3.2.5.2	PETROGRAFÍA.....	48
3.2.5.3	CORRELACIÓN Y EDAD.....	50
3.3	DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....	51
3.3.1	VOLCÁN TUNGURAHUA.....	51
3.3.1.1	TUNGURAHUA I.....	52
3.3.1.2	TUNGURAHUA II.....	55
3.3.1.3	DEPÓSITOS DE AVALANCHA.....	56
3.3.1.4	TUNGURAHUA III.....	57
3.3.1.4.1	TUNGURAHUA III-I.....	58
3.3.1.4.2	TUNGURAHUA III-II.....	60
3.3.2	VOLCÁN MULMUL.....	61
3.3.3	VOLCÁN HUISLA.....	61
3.3.4	CANGAHUA.....	63
3.3.5	TERRAZAS FLUVIALES.....	63
CAPÍTULO 4:	ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL.....	66
4.1	GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	67
4.1.1	DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES.....	69
4.1.1.1	DOMINIO TUNGURAHUA.....	69
4.1.1.2	DOMINIO VALLE DEL RÍO CHAMBO.....	72
4.1.1.3	DOMINIO VALLE DEL RÍO PASTAZA.....	73
4.1.1.4	DOMINIO EL ALTAR.....	75
4.1.1.5	DOMINIO VALLE DE LA QUEBRADA RANCHO VIEJO.....	76
4.1.1.6	DOMINIO VALLE DEL RÍO BLANCO.....	76
4.2	ANÁLISIS NEOTECTÓNICO.....	77
4.2.1	SISMICIDAD.....	78
4.2.2	FALLAS Y LINEAMIENTOS.....	81
4.2.2.1	SISTEMA DE FALLAS PALLATANGA.....	81
4.2.2.2	FALLA PELTETEC.....	82
4.2.2.3	FALLA SAN ANTONIO.....	84
4.2.2.4	FALLA LA PLAYA.....	85
4.2.2.5	FALLA SAN VICENTE.....	87
4.2.2.6	LINEAMIENTO SANTA ROSA.....	89
4.2.2.7	LINEAMIENTO RÍO BLANCO.....	91

4.2.2.8	LINEAMIENTO PASTAZA	91
4.2.2.9	LINEAMIENTO PUELA	93
4.2.2.10	LINEAMIENTO GUANO - EL ALTAR	95
4.3	MODELO TECTÓNICO	96
4.4	EVOLUCIÓN GEODINÁMICA	98
4.4.1	PERÍODO PALEOZOICO - JURÁSICO INFERIOR.....	98
4.4.2	PERÍODO JURÁSICO	99
4.4.3	PERÍODO CRETÁCICO.....	100
4.4.4	PERÍODO PALEOCENO - MIOCENO TARDÍO	101
4.4.5	PERÍODO PLIOCENO MEDIO.....	102
4.4.6	PERÍODO PLEISTOCENO INFERIOR-MEDIO.....	102
4.4.7	PERÍODO PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR	103
4.4.8	PERÍODO HOLOCENO	104
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		105
5.1	CONCLUSIONES.....	106
5.2	RECOMENDACIONES.....	108
CAPÍTULO 6: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		109
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		110
ANEXOS		116
ANEXO 1:		
DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS ...		117
ANEXO 2:		
FICHAS DE DESCRIPCIONES MICROSCÓPICAS.....		133
ANEXO 3: MAPAS		
MAPA DE PUNTOS DE OBSERVACIÓN		140
MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE BAÑOS.....		142
MAPA MORFOESTRUCTURAL		144
MAPA DE PENDIENTES		146

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Microscopio OLYMPUS BX51	6
Figura 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio	7
Figura 1.3. Modelo de elevación digital con los distintos sistemas de drenaje	9
Figura 1.4. Deslizamientos La Playa y San Vicente.....	10
Figura 1.5. Valle del río Pastaza	11
Figura 2.1. Mapa del marco teórico regional. Tomado de Gutscher et al. (1999).	15
Figura 2.2. Modelo de elevación digital de las principales regiones geológicas del Ecuador. Tomado de Yáñez (2016)	18
Figura 2.3. Modelo geológico simplificado de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994), modificado por Reyes (2006)	19
Figura 2.4. Mapa regional de fallas activas en el Ecuador. Tomado de Alvarado et al. (2016).....	28
Figura 2.5. Sistema de Fallas Algeciras. Tomado Velandia, F., Terraza, R. y Villegas, H. (2001)	29
Figura 3.1. Unidad Agoyán (a) Afloramiento de 20 metros de alto de esquisto de grafito y granate en la antigua carretera Baños - Puyo [Ag-03 UTM: $^{79}4_{363} / ^{98}45_{401}$] (b) Deformación leve y vetas rellenas de cuarzo y calcita en la dirección S_1 . (c) Muestra de mano en donde se evidencia cizallamiento sintectónico tipo σ en la dirección del plano S_1	34
Figura 3.2. Unidad Agoyán Punto [AG-01 UTM: $^{79}3_{109} / ^{98}44_{844}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de esquistos de grafito, granate, muscovita, en donde se observa la composición mineralógica y su textura porfidoblástica (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de esquisto verde en donde se observa las forma dejada por la alteración de los cristales de granate han sido recristalizados por muscovita, biotita y grafito. Bt: Biotita, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo	34
Figura 3.3. Unidad Tres Lagunas (a) Afloramiento de granitoide en el sector del punto turístico Manto de la novia. (b) Muestra de mano de la Novia [3L-01 UTM: $^{79}6_{178} / ^{98}44_{953}$], en el cuál se observa porfiroblastos de cuarzo recristalizado. (c) Sección delgada de luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x), se evidencia la composición mineralógica de la misma. Bt: Biotita, Pl: Plagioclasa, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo	37
Figura 3.4. Unidad Tres Lagunas en afloramiento [DpQ-06 UTM: $^{79}3_{821} / ^{98}45_{168}$], se observa en contacto intrusivo con la Unidad Agoyán	37
Figura 3.5. Terreno Guamote. Afloramiento de capas alternadas de cuarcitas finas con pizarras y filitas. Carretero Guadalupe - Patate [G-01 UTM: : $^{77}8_{468} / ^{98}48_{624}$].....	39
Figura 3.6. Terreno Guamote. Afloramiento de capas alternadas de cuarcitas finas con pizarras y filitas. Carretero Guadalupe - Patate [G-01 UTM: : $^{77}8_{468} / ^{98}48_{624}$]	40

- Figura 3.7.** Unidad Alao-Paute. Contacto litológico entre la Unidad Alao-Paute cabalgante y el Terreno Guamote ubicado en la vía Guadalupe-Patate [AL-01 UTM: $778_{608} / 9848_{874}$40
- Figura 3.8.** Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento de 30 metros de alto vía a Vizcaya [AL-09 UTM: $787_{947} / 9850_{188}$], donde se logra evidenciar la dirección de la foliación $N20^{\circ}E / 44^{\circ} SE$. (b) Muestra de mano de la Unidad Alao-Paute, se aprecia una tonalidad verde típica de la asociación mineral clorita-epidota42
- Figura 3.9.** Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento (Vía Baños-Ambato [AL-11 UTM: $784_{832} / 9844_{922}$] (b) Toma de medidas estructurales. Dirección del plano de foliación $S_1 N10^{\circ}E / 80^{\circ} NW$43
- Figura 3.10.** Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento deformado en dirección NNE [AL-08 UTM: $783_{558} / 9845_{212}$]. (b) Afloramiento deformado y alterado (oxidación) ubicado en la unión de los ríos Patate y Chambo (formación de río Pastaza AL-12 UTM: $781_{406} / 9844_{586}$).....44
- Figura 3.11.** Unidad Alao-Paute. Afloramiento ubicado en la vía Baños- Ambato [AL-14 UTM: $780_{294} / 9846_{023}$], que consiste en una secuencia metamórfica de esquistos verdes intercalados con cuarcitas que presentan asociaciones y acumulaciones de cuarzo en medio de su distribución mineral44
- Figura 3.12.** Unidad Alao-Paute. Punto [AL-01 UTM: $778_{608} / 9848_{874}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de esquistos de muscovita, clorita, epidota, cuarzo en donde se observa la composición mineralógica y su textura porfidoblástica (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de esquisto verde en donde se observa los cristales de clorita y epidota se presentan rodeando los cristales de muscovita que están parcialmente fracturados y alterados. Cl: Clorita, MS: Muscovita, Qz: Cuarzo.....45
- Figura 3.13.** Unidad Alao-Paute / Agoyán. Punto [AL-02 UTM: $790_{128} / 9845_{848}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de esquistos de muscovita, clorita, biotita, granate, en donde se observa la composición mineralógica, textura porfidoblástica y orientación a lo largo del plano S_1 . (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) se evidencia la recristalización de muscovita en los espacios dejados por cristales de granate (centro de la fotografía). Cl: Clorita, Bt: Biotita, Ms: Muscovita, Gr: Granate.45
- Figura 3.14.** Unidad Alao-Paute / Agoyán. Punto [AL-03 UTM: $790_{512} / 9846_{036}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de metagrawaca, donde se observa la composición mineralógica, textura porfidoblástica y pseudoorientación. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia la recristalización de muscovita y cianita. Ms: Muscovita, Bt: Biotita, Ky: Cianita, Opaco.....46
- Figura 3.15.** Valle del río Patate. Unidad Peltetec cubiertas por terrazas cuaternarias47
- Figura 3.16.** Esquema comparativo entre la secuencia ofiolítica teórica de la corteza oceánica según Wilson (1989) y la secuencia litológica encontrada en el complejo ofiolítico de Peltetec en el trabajo49
- Figura 3.17.** Unidad Peltetec [Pt-01 UTM: $779_{228} / 9850_{107}$] (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de secuencia metasedimentaria donde se observa las vetas rellenas de muscovita clorita, epidota en la dirección

- S₁ (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x). Cl: Clorita, Ms: Muscovita, Ep: Epidota.....50
- Figura 3.18.** Unidad Peltetec [Pt-02 UTM: ⁷79₃₄₈ / ⁹⁸49₄₇₉] (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de metagabros levemente fracturados, muestra una pseudo orientación hacia la parte derecha superior de la fotografía. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia la recristalización de muscovita en los espacios dejados por cristales de piroxeno y plagioclasa que han sido previamente alterados (centro de la fotografía). Cl: Clorita, Ms: Muscovita, Ep: Epidota.50
- Figura 3.19.** Mapa geológico del corredor Baños - Puyo, ubicación del complejo volcánico Tungurahua y basamento. Tomado de Spikings et al. (2015).....52
- Figura 3.20.** Tungurahua I. (a) Parte basal del flujo de lava andesítico, tomado en el punto [TI-04 UTM: ⁷89₁₅₀ / ⁹⁸46₉₀₁], se evidencia tres familias de diaclasas (b) Parte superior del flujo de aproximadamente 20 m. de alto levemente deformado (centro de la fotografía), tomado en el punto [TI-05 UTM: ⁷88₆₅₁ / ⁹⁸47₅₄₉].....53
- Figura 3.21.** Tungurahua I. Punto [TI-01 UTM: ⁷87₆₄₅ / ⁹⁸48₁₁₄]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica donde evidencia una textura porfídica. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia cristales de ortopiroxeno levemente alterados y fracturados. Opx: Ortopiroxeno.....54
- Figura 3.22.** Tungurahua I. Punto [TI-02 UTM: ⁷89₉₀₆ / ⁹⁸46₄₁₈]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica donde se evidencia una textura porfídica y el ordenamiento (estructura) alrededor de fenocristales (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) donde se evidencia los cristales de plagioclasa y vidrio volcánico que componen la matriz microcristalina y el ordenamiento alrededor del cristal de ortopiroxeno y plagioclasa. Pl: Plagioclasa, Opx: Ortopiroxeno.....54
- Figura 3.23.** Perfil longitudinal del edificio volcánico Tungurahua III. (Tomado de Hall et al., 1999).....56
- Figura 3.24.** Tungurahua III. Afloramiento Las Juntas [TIII-03 UTM: ⁷81₀₅₂ / ⁹⁸44₄₁₁], se evidencia dos fases del flujo de lava andesítico. Parte basal predomina columnas basálticas y hacia el techo cizallado.....59
- Figura 3.25.** Tungurahua III. [TIII-01 UTM: ⁷77₈₁₇ / ⁹⁸41₀₄₅], (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de andesita porfidoblástica desordenada donde se observa una matriz finogranular (45%) de plagioclasa 20% y vidrio volcánico 25% y fenocristales (55%) de plagioclasa 20%, olivino 10%, ortopiroxeno 10% y clinopiroxeno 5% (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x). Opx: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa, Ol: Olivino, Cpx: Clinopiroxeno.....59
- Figura 3.26.** Tungurahua III. [TIII-07 UTM: ⁷94₈₂₁ / ⁹⁸45₃₀₅], (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica desordenada donde se observa una matriz finogranular (50%) de plagioclasa 20% y vidrio volcánico 30% y fenocristales (50%) de plagioclasa 20%, olivino 20%, ortopiroxeno 5% y clinopiroxeno 5% (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x). Opx: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa, Ol: Olivino, Cpx: Clinopiroxeno.....60

- Figura 3.27.** Estructura en forma de lajas de los depósitos volcánicos del volcán Huisla observados a lo largo de la carretera principal que conecta los cantones de Pelileo y Baños. FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008)62
- Figura 3.28.** Planicie formada por el colapso sectorial del volcán Huisla donde actualmente se asientan los poblados de Huambaló y Pelileo. El trazo de color amarillo representa la superficie. FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008) .62
- Figura 3.29.** Cascada Agoyán [DpQ-03 UTM: $792_{790} / 9844_{968}$], se observa el basamento metamórfico Agoyán sobreyacido por la secuencia de conglomerados y el flujo de lava andesítico-basáltico datados según Hall et al., (1999) en 2300 años BP. En la parte inferior de la fotografía se evidencia la terraza actual (T1) del río Pastaza..... 64
- Figura 3.30.** Cascada de Agoyán, depósitos fluviales [DpQ-03 UTM: $792_{790} / 9844_{968}$], (a) Se evidencia el contacto estratigráfico con el flujo de lava andesítico (b) Conglomerado clasto soportado con líticos metamórficos y volcánicos levemente oxidados en donde se observa la imbricación indicativa de flujo hacia el Este..... 65
- Figura 3.31.** Depósitos fluviales [DpQ-02 UTM: $789_{637} / 9845_{686}$], (a) Secuencia de conglomerados matriz soportada de 8 m de alto sobreyacido por depósitos del río Ulba con imbricación hacia el Norte y conglomerado clasto soportado de 3m de alto (b) Conglomerado matriz soportado con líticos metamórficos y volcánicos levemente oxidados. 65
- Figura 4.1.** Dominios morfoestructurales en el área de estudio68
- Figura 4.2.** Volcán Tungurahua. Fotografía tomada en dirección S donde se evidencia la ciudad de Baños y las Quebradas Vazcum y Ulba71
- Figura 4.3.** Perfil Topográfico E-W del volcán Tungurahua.....71
- Figura 4.4.** Valles colgados del volcán Mulmul (líneas amarillas). Sistema de Fallas Pallatanga y Peltetec (líneas blancas). Río Chambo (línea azul). FUENTE: Google Earth© 201872
- Figura 4.5.** Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas). Río Pastaza (línea azul). FUENTE: Google Earth© 201873
- Figura 4.6.** Escarpes triangulares a lo largo del cauce del río Pastaza (líneas rojas). Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas). Río Pastaza (línea azul). FUENTE: Google Earth© 201874
- Figura 4.7.** Caldera de avalancha del volcán El Altar en forma de herradura abierta hacia el Occidente debido al colapso de la parte superior del cono somital. (Foto: Ing. Patricio Ramón). FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008)75
- Figura 4.8.** Valle del río Blanco (cercano al volcán El Altar). Falla San Antonio ubicado en la parte inferior y Falla La Playa en la parte superior (líneas blancas). Escarpe de deslizamiento del estrato volcán Tungurahua (línea blanca). Río Blanco (línea azul). FUENTE: Google Earth© 201877
- Figura 4.9.** Mapa de puntos epicentrales en el área de estudio.....80

- Figura 4.10.** Depósitos del colapso sectorial del volcán Huisla [DpQ-07 UTM: $78_{300} / 98_{50353}$] donde se evidencia marcadores cinemáticos.....82
- Figura 4.11.** Valle del río Chambo donde se evidencia la diferencia de pendientes en los márgenes del mismo (línea amarilla y roja). Fotografía tomada desde el punto UTM: $78_{445} / 98_{42499}$ 83
- Figura 4.12.** Trazo de Falla San Antonio con dirección preferencial N-S, Lineamiento Guano-El Altar, Falla Peltetec y Sistema de Fallas Pallatanga (líneas blancas). Escarpes triangulares a lo largo del valle del río Blanco (líneas rojas). Ríos Collanes, y Blanco (líneas azules). FUENTE: Google Earth© 2018.....84
- Figura 4.13.** Fotografía tomada en el punto AL-16 UTM: $78_{2743} / 98_{45240}$ en dirección $S20^{\circ}E$, donde se evidencia el desplazamiento inverso de los depósitos volcano-sedimentarios del volcán Tungurahua a través de la Falla La Playa.....85
- Figura 4.14.** Trazado de Falla La Playa y Falla San Vicente (líneas blancas), donde se evidencia el desplazamiento de movimiento dextral inverso sobre el cauce del río Puela. Bloques La Pampa, Baños y Ulba limitados por las Fallas La Playa y San Vicente. Falla Pallatanga y Lineamiento Puela (líneas blancas). FUENTE: Google Earth© 201886
- Figura 4.15.** Corte geológico A-B86
- Figura 4.16.** Lineación de escarpes triangulares a lo largo del río Ulba (líneas rojas), Escarpe de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca), Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas). FUENTE: Google Earth© 201887
- Figura 4.17.** Corte geológico C-D88
- Figura 4.18.** Falla San Vicente en el punto TIII-05 UTM: $78_{7819} / 98_{45754}$, donde se evidencia varios planos de falla con dirección preferencial N-S.88
- Figura 4.19.** Lineamiento Santa Rosa y Río Blanco con dirección N-S (líneas blancas), Lineamiento Pastaza (línea amarilla). FUENTE: Google Earth© 2018..89
- Figura 4.20.** Modelo esquemático para el noroeste del margen Sudamericano desde el Jurásico Inferior a Cretácico. (Tomado de Spikings et al. (2015))90
- Figura 4.21.** Escarpes triangulares en los márgenes del río Pastaza. Vista desde el Este (líneas rojas), Fallas Pallatanga, La Playa, Lineamientos Santa Rosa, Río Blanco (líneas blancas) Lineamiento Pastaza (línea amarilla). FUENTE: Google Earth© 2018.....92
- Figura 4.22.** Valle del río Pastaza. Vista desde el Oeste. Fallas La Playa y San Vicente, Lineamientos Santa Rosa y Río Blanco (líneas blancas), Lineamiento Pastaza (línea amarilla), Cicatriz de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca). FUENTE: Google Earth© 2018.....93
- Figura 4.23.** Trazado de Lineamiento Pastaza (línea amarilla), movimientos dextrales de los Sistemas de Fallas Pallatanga, La Playa y San Vicente (líneas blancas), Cicatriz de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca). Rotación de las Quebradas del flanco oriental del volcán Tungurahua (líneas naranjas). FUENTE: Google Earth© 2018.....94
- Figura 4.24.** Trazado de Lineamiento Guano-El Altar, Puela y río Blanco, Falla Peltetec y San Antonio (líneas blancas). FUENTE: Google Earth© 2018.....95

Figura 4.25. Modelo de Riedel (1929). Tomado de Burbank & Anderson (2001). Modificado por Estrella (2018)	96
Figura 4.26. Análisis tectónico del área de estudio.....	97
Figura 4.27. Modelo esquemático para el noroeste de Gondwana desde el Pérmico Superior al Triásico Superior. (Tomado de Spikings et al., (2015)).....	98
Figura 4.28. Modelo evolutivo para el norte de la Cordillera Real. Tomado de Litherland et al. (1994)	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Tabla climática de Baños de Agua Santa	
FUENTE: climate-data.org	12
Tabla 2.1. Resumen de la geología pre - cretácica de la Cordillera Real y la Zona subandina.	
FUENTE: Aspden et al. (1992), Litherland et al. (1994)	
MODIFICADO: Yáñez (2016).....	22
Tabla 4.1. Resumen de puntos epicentrales en el área de estudio. Catálogo Sísmico Homogenizado.	
FUENTE: Instituto Geofísico,EPN	78

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

El basamento de la zona comprendida entre las provincias de Tungurahua y Chimborazo, hacia el sur de la ciudad de Baños de Agua Santa sobre la vertiente centro-oriental de la Cordillera Real, se encuentra formado por un cinturón metamórfico compuesto por terrenos alóctonos y autóctonos delimitados por grandes sistemas de fallas de rumbo NNE-SSW. El origen de dichos terrenos aún es controversial sobre todo porque la geodinámica y proveniencia de varias de las mayores unidades litotectónicas ha sido poco estudiada. En los últimos años, los principales trabajos se han enfocado en las secuencias litológicas más jóvenes relacionadas con la actividad cuaternaria del arco volcánico Norandino. Los depósitos volcánicos del Tungurahua y El Altar cubren gran parte del área de Baños y varios trazos de fallas activas segmentan dichos depósitos, causando incluso grandes colapsos estructurales en ambos edificios volcánicos.

Las primeras investigaciones geológicas regionales del Ecuador realizadas por Wolf (1892), Colony & Sinclair (1932) y Sauer (1965) describen de manera general la litología y estructuras de la Cordillera Real, sin embargo trabajos posteriores efectuados por Bristow (1973) y Baldock (1982) definieron la naturaleza del basamento metamórfico. Posteriormente el Servicio Geológico Británico (BGS), realizó el proyecto Cordillera Real liderado por Litherland et al. (1994), quienes efectuaron trabajos de cartografía geológica a escala regional planteando una subdivisión litotectónica basada en la acreción de terrenos autóctonos y alóctonos contra el cratón amazónico separados por sistemas de fallas de rumbo regional durante el Cretácico inferior (evento Peltetec).

Pratt et al. (2005) trasladan el evento Peltetec al Cretácico superior (pre – Tena) en base a relaciones de campo efectuadas en una sección geológica de aproximadamente 35 km a lo largo del río Pastaza, con mayor detalle a los alrededores de la ciudad de Baños identificando cinco terrenos metamórficos con cuatro zonas de sutura y citando varias de las fallas neotectónicas que han sido consideradas para el presente estudio.

Reyes (2006) realizó la cartografía local (1:20000) a partir de información estructural de campo, estudios microestructurales y petrográficos para las rocas de la Cordillera Real (Complejo Ofiolítico Peltetec) lo que permitió definir la relación de la sutura Peltetec con los terrenos litotectónicos Guamote y Alao-Paute.

Spikings et al. (2015) quienes mediante cortes geológicos de campo a través de la Cordillera, trabajos de geocronología, termocronología, sedimentación y paleomagnetismo plantean un modelo de evolución de terrenos autóctonos.

Yáñez (2016) realiza una cartografía detallada de la Cordillera Real entre las longitudes 78,34' y 78,30' O y latitudes 1,40' y 1,50' S donde muestra la unidad volcanoclástica San Pablo de Sali en el Terreno Alao y las relaciones estratigráficas entre los Terrenos Guamote, Maguazo y Alao.

Salguero (2017) realiza la caracterización petrográfica y lito-estratigráfica local de las rocas localizadas en el Valle Interandino y el flanco occidental de la Cordillera Real en la hoja topográfica de Guano escala 1:50000.

Hall et al. (1999) realizan la caracterización de los tres edificios volcánicos del Tungurahua con la ubicación de los depósitos de avalancha producto de los colapsos sectoriales del complejo Tungurahua.

Bustillos (2008) trabajó principalmente sobre las rocas volcánicas cuaternarias y presentó la cartografía geológica a escala 1:50000 donde discrimina las avalanchas de escombros provenientes de los volcanes Tungurahua, El Altar y Huisla.

La red hidrográfica general en el sector de Baños presenta varios sistemas de drenaje en función de la litología y estructura, lo cual evidencia de un control morfotectónico en la zona, sin embargo, esta configuración fluvial no ha sido estudiada con detalle. El presente estudio pretende contribuir con la cartografía geológica, descripción petrográfica - mineralógica, descripción morfoestructural y evolución geodinámica para el sector, de igual manera aportará a la base

geológica nacional para futuras investigaciones e identificará áreas de riesgo geológico asociado a la actividad neotectónica.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio geológico y estructural a lo largo del valle del río Pastaza a la altura de la ciudad de Baños a fin de determinar la influencia morfodinámica de la neotectónica en la evolución del paisaje geológico.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar la cartografía geológica total de campo a lo largo del río Pastaza en la zona de estudio.
- Determinar la litología de los depósitos aluviales y lavas sobre el río Pastaza a la altura de Baños.
- Analizar la morfología a lo largo de los principales drenajes de la zona con el fin de determinar actividad neotectónica.
- Proponer un modelo de evolución geodinámica para el área.

1.2.3. ALCANCE

- El análisis geomorfológico y fotogeológico se efectuó por medio de fotografías aéreas a escala 1:50000, modelos digitales de elevación (DTM) con resolución 30 y 4 metros, imágenes satelitales con resolución de 5 metros y mapas topográficos 1:50000.
- La cartografía geológica se realizó sobre un área aproximada de 215 km², la misma que ha sido sustentada por la recolección y análisis de cerca de 150 muestras de roca, mientras que el trabajo petrográfico, petrológico, mineralógico se ha realizado en 16 secciones delgadas de las litologías más sobresalientes, las cuales han servido para definir y caracterizar adecuadamente los grupos litológicos de la zona de estudio.
- La interpretación geológica y el modelo de evolución se realizó en base a los datos de campo y análisis en laboratorio.

1.2.4. METODOLOGÍA

- *Investigación bibliográfica y antecedentes geológicos:* se recopiló información necesaria del marco geológico regional y local de la zona de estudio, el mismo que comprendió trabajos anteriores como mapas geológicos, publicaciones; y material adicional como mapas topográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, modelos digitales de terreno para la zona de estudio propuesta.
- *Análisis de fotografías aéreas e imágenes satelitales:* las imágenes satelitales y las fotografías aéreas fueron proporcionadas por la entidad SIGTIERRAS del Ministerio de Agricultura, Acuacultura, Ganadería y Pesca, quienes mediante cartografía digital han creado una base de Ortofotos escala 1:5000, las mismas fueron analizadas para el estudio morfológico y estructural de la zona.
- *Levantamiento geológico de campo:* el trabajo de campo se realizó en los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre en la zona de estudio para realizar la caracterización de la geología local, donde se recopiló información geológica y estructural de la zona, con toma de muestras de rocas representativas de cada unidad litológica. En total se levantaron 63 puntos de control (*Anexo 1*).
- *Descripción y análisis macroscópica y microscópica de rocas:* se realizó mediante un estudio petrográfico de muestras de mano y un estudio microscópico de un total de 16 secciones delgadas de las distintas unidades que comprenden la zona a través del microscopio OLYMPUS BX51 con luz transmitida y cámara fotográfica incorporada DP72, proporcionado por la Facultad de Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional (*Anexo 2; Figura 1.1*).



Figura 1.1 Microscopio OLYMPUS BX51

- *Definición de unidades litoestratigráficas y litotectónicas:* se efectuó a partir de las características litológicas de las diferentes unidades, en base a la estratigrafía definida por Litherland et al. (1994) para la Cordillera Real para las unidades metamórficas y para las unidades volcánicas se tomó como base la publicación efectuada por Hall et al. (1999).
- *Análisis estructural y generación del mapa geológico:* mediante la información recopilada en campo se procesó la misma, la cual permitió elaborar el mapa geológico de la zona y su consecuente discusión con las anteriores publicaciones efectuadas en la misma (*Anexo3-Mapa Geológico de la zona de Baños*).
El mapa geológico fue elaborado sobre la base topográfica del Instituto Geográfico Militar (IGM), utilizando el sistema de coordenadas World Geodetic System 1984 (WGS84) Universal Transversal de Mercator (UTM) y elaborado en el programa informático QGis 2.18.14.
- *Redacción del proyecto de titulación:* en función de los datos recolectados en campo, el análisis microscópico y estructural de la zona y el tratamiento de los datos en el programa QGis 2.18.14 se desarrolló y elaboró el presente trabajo.

1.3 ÁREA DE ESTUDIO

1.3.1. UBICACIÓN

El área de estudio de este proyecto de investigación está localizado en la zona central de la Cordillera Real, entre las provincias de Tungurahua, Chimborazo y parte de Morona Santiago, aproximadamente a 30 km al SE de la ciudad de Ambato, cubriendo una extensión cercana a los 885 km², entre los cantones Baños y Penipe y una área de cartografía geológica de aproximadamente 215 km² cubriendo el cantón de Baños principalmente. Los límites aproximados que posee el área de estudio se ubican entre las longitudes 78°32'00" O y 78°20'3.00" O y las latitudes 1°21'10.00"S y 1°43'8.00"S (Figura 1.2).

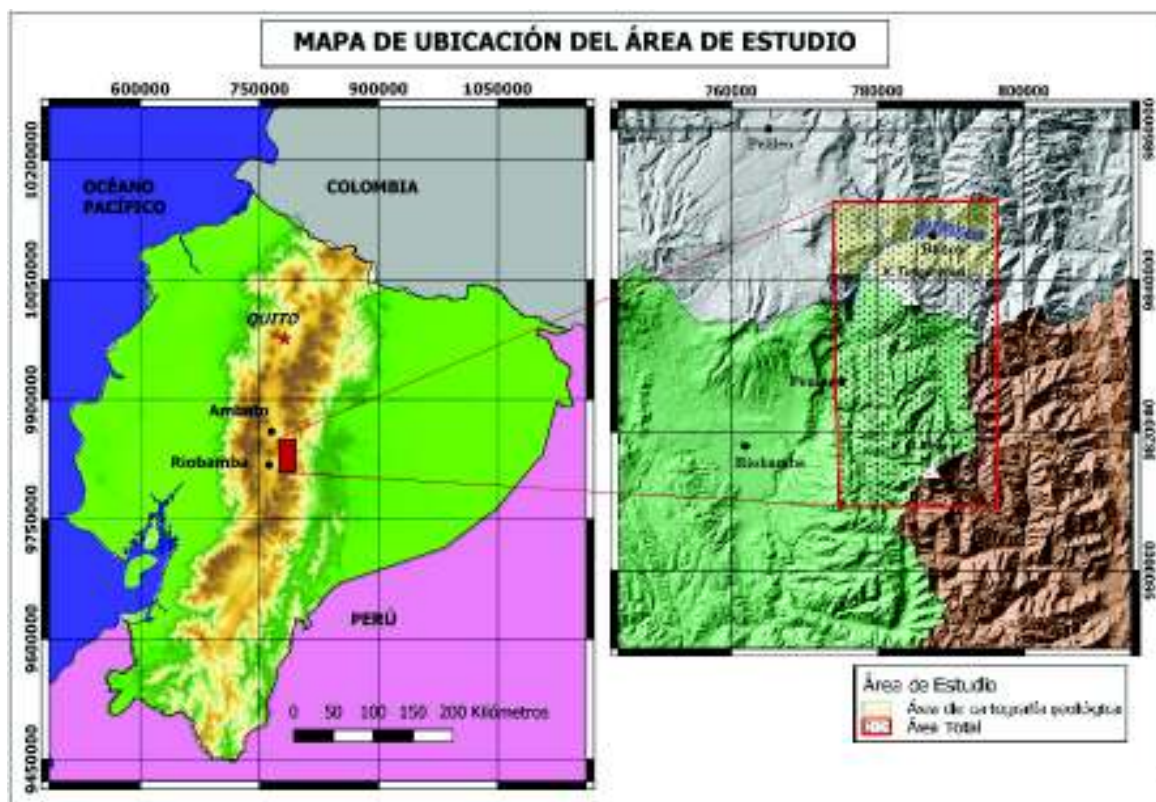


Figura 1.2 Mapa de Ubicación del área de estudio.

La principal vía de acceso al área de cartografía geológica comprende la vía Ambato - Baños – Puyo, la misma que inicia al NE en Ambato continúa su paso por la ciudad de Pelileo a lo largo del margen derecho del río Patate, pasa por las parroquias Guadalupe y Huambaló, para finalmente llegar a la ciudad de Baños siguiendo el margen derecho del río Pastaza previamente formado por la unión de los ríos Chambo y Patate. A la vez consta de una serie de vías alternas desde

Patate y Pelileo, además de caminos de segundo orden que conectan los diferentes poblados como Lligua, Puñapi, Illuchi, Cotaló, Cusúa, Bilbao, Puela, Penipe entre otros (*Figura 1.3*).

1.3.2. FISIOGRAFÍA Y MORFOLOGÍA

La morfología de la zona presenta un relieve montañoso irregular, desarrollado sobre fajas metamórficas y materiales volcánicos cuaternarios, la altitud topográfica oscila entre los 1500 a 5023 msnm. El volcán Tungurahua es el punto más alto con pendientes fuertes a muy fuertes en zonas altas (5000 – 3200 msnm) y en zonas bajas de pendientes moderadas (3200 – 2200 msnm), modeladas por agentes erosivos (*Figura 1.3*).

En las estribaciones del Volcán Tungurahua en la zona oeste del área de estudio existe un cambio morfológico marcado que sigue la dirección preferencial del río Chambo NNE – SSW entre los 2022 y 2630 msnm, en la parte central de la zona de estudio presenta una red de sistema de drenaje radial típico del volcán Tungurahua (*Figura 1.3*).

En la parte norte del área de estudio está marcado por la erosión fluvial del río Pastaza en dirección E – O entre 1900 y 1500 msnm. A la altura del poblado Baños de Agua Santa se evidencian escarpes antiguos relacionados a la erosión fluvial del río Pastaza (*Figura 1.3*).

En la parte sur del área de estudio se observa un sistema de drenaje radial del volcán El Altar con influencia glaciar, hacia la parte oeste del estrato volcán El Altar existe un cambio morfológico que sigue la dirección preferencial del río Blanco NNW – SSE entre los 3550 y 2800 msnm (*Figura 1.3*).

MODELO DE ELEVACIÓN DIGITAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

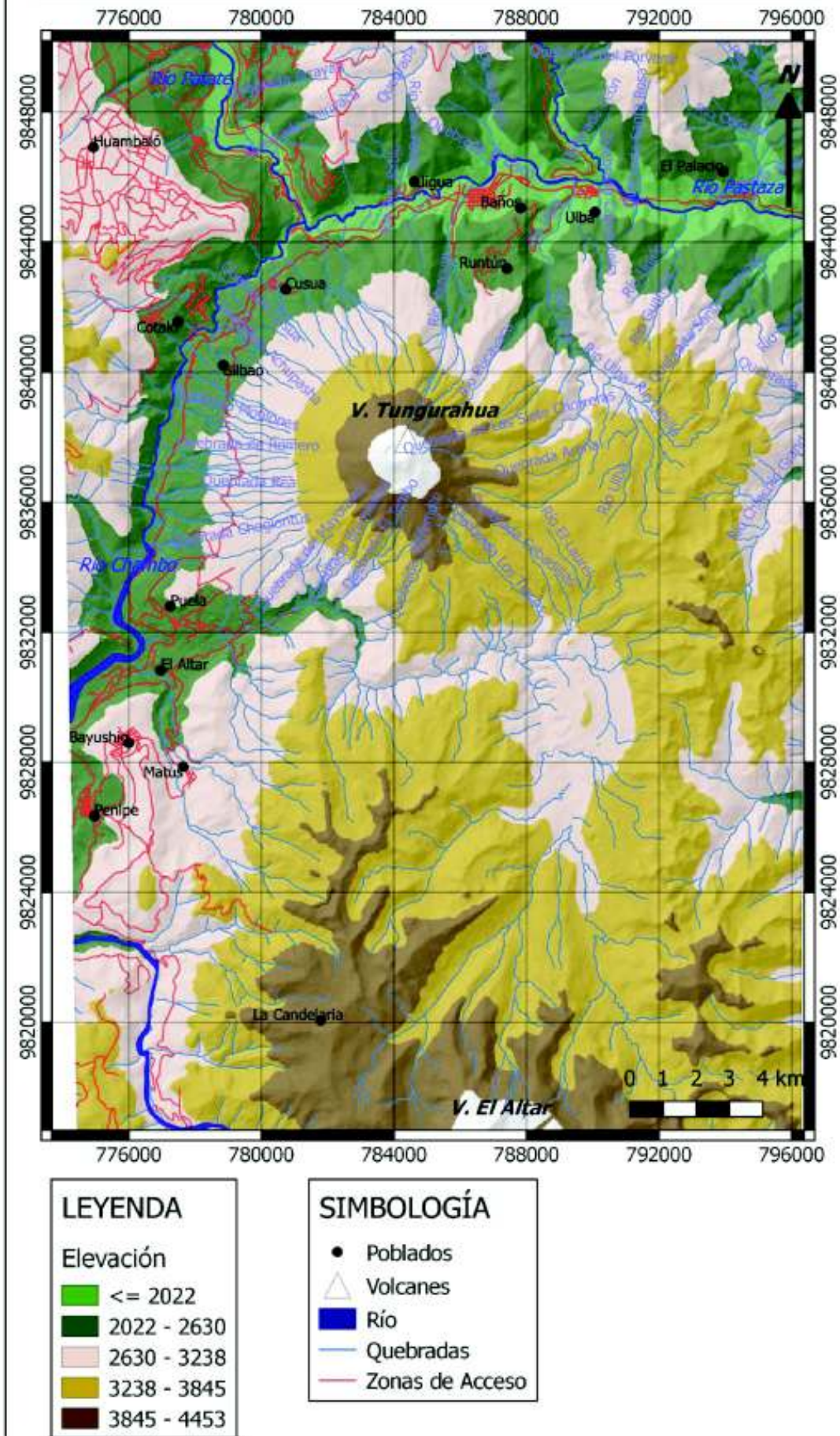


Figura 1.3. Modelo de elevación digital con los distintos sistemas de drenaje.

La zona se caracteriza por una gran cantidad de deslizamientos de roca (aluviales, coluviales, etc), la magnitud de los deslizamientos es variables desde unos pocos metros hasta centenares de metros siendo los mayores los deslizamientos San Vicente y La Playa. Debido al clima cálido subhúmedo, las altas precipitaciones, la topografía y la influencia tectónica existen deslizamientos en el área de estudio (Figura 1.4).



Figura 1.4. Deslizamientos en la zona de estudio.

- a) Deslizamiento la Playa. (Tomada UTM: 784461 – 9844479 h: 2100 m.)
b) Deslizamiento San Vicente. (Tomada UTM: 787601 – 9845770 h: 1800 m.)

1.3.3. HIDROGRAFÍA

La red hidrográfica del área de estudio, está conformada por la cuenca alta del Río Pastaza, el cual constituye uno de los ríos más grandes del Oriente Ecuatoriano. Nace de la Cordillera Oriental de los Andes como resultado de la unión de los ríos Chambo y Patate.

En el sector existen varios afluentes como los ríos Vazcum, Ulba, Verde Chico, posteriormente forma la cascada de Agoyán (Hidroeléctrica Agoyán y San Francisco) y finalmente se une el afluente de Río Blanco. El río Pastaza es afluente del río Marañón, uno de los tributarios del Río Amazonas (*Figura 1.5*).



Figura 1.5. Valle del río Pastaza, donde se evidencia los depósitos volcánicos cuaternarios sobreyaciendo el basamento metamórfico.

1.3.4. CLIMA Y VEGETACIÓN

La irregularidad orográfica ocasionada por la Cordillera de los Andes y vientos cálidos provenientes de la región amazónica ha originado una gran cantidad de climas y cambios considerables a cortas distancias. El poblado de Baños de Agua

Santa cuenta con varios microclimas por estar en un valle cerrado rodeado de montañas y ubicado a 1829 msnm.

El clima es cálido y templado en Baños de Agua Santa. La precipitación es significativa con precipitaciones incluso durante el mes más seco. El clima se clasifica como Cfb por el sistema Köppen-Geiger. La temperatura promedio en Baños es 17.5 ° C. En un año, la precipitación media es 1597 mm (*climate-data.org*; *Tabla 1.1*).

Tabla 1.1. Tabla climática de Baños de Agua Santa.
FUENTE: *climate-data.org*.

TABLA CLIMÁTICA // DATOS HISTÓRICOS DEL TIEMPO BAÑOS

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Temperatura media (°C)	17.6	17.7	17.9	17.9	17.7	17.1	16.5	16.8	17.3	17.9	18	17.8
Temperatura mín. (°C)	13.1	13.2	13.4	13.4	13.2	12.6	12	11.9	12.1	12.8	12.8	12.8
Temperatura máx. (°C)	22.2	22.3	22.4	22.5	22.3	21.6	21.1	21.7	22.5	23	23.3	22.9
Temperatura media (°F)	63.7	63.9	64.2	64.2	63.9	62.8	61.7	62.2	63.1	64.2	64.4	64.0
Temperatura mín. (°F)	55.6	55.8	56.1	56.1	55.8	54.7	53.6	53.4	53.8	55.0	55.0	55.0
Temperatura máx. (°F)	72.0	72.1	72.3	72.5	72.1	70.9	70.0	71.1	72.5	73.4	73.9	73.2
Precipitación (mm)	99	111	137	154	159	207	173	149	135	105	80	88

El mes más seco y caluroso es noviembre, con 80 mm de precipitación y 18 °C. En junio, la precipitación alcanza su pico, con un promedio de 207 mm. En promedio, julio es el mes más frío del año (*climate-data.org*; *Tabla 1.1*).

1.3.5. FLORA Y FAUNA

Esta zona contiene alrededor de 195 especies de plantas endémicas de las cuales 91 son orquídeas (Lou Jost); se han registrado 101 especies de mamíferos de las cuales 21 se encuentran en riesgo de extinción y presenta un total de 242 especies de aves pertenecientes a 42 familias diferentes, de las cuales 5 son endémicas y 3 están amenazadas. El 30% son consideradas altamente sensibles a un cambio de hábitat (www.banios.com).

Las locaciones de río Negro (Baños), Madre Tierra (Mera), y Machay (Baños) están determinadas como las 3 áreas de mayor biodiversidad en el corredor del cauce del río Pastaza (www.banios.com).

1.3.6. CARACTERÍSTICAS SOCIO-ECONÓMICAS

La principal actividad económica de la población es el Turismo en 93%; el resto de la población vive de la agricultura. Baños es un ejemplo de desarrollo turístico del Ecuador siendo declarada como Patrimonio de la Humanidad, por la UNESCO.

Baños cuenta con dos motivos de interés que tienen mucha importancia para el turismo interno: las fuentes de aguas medicinales, que dan a Baños la categoría de un gran balneario que brinda un turismo de salud tanto para turistas nacionales e internacionales y, bajo el aspecto religioso, el antiguo santuario de la Virgen de Agua Santa.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO

El margen continental ecuatoriano representa una parte del bloque cabalgante de la zona de subducción entre la placa Sudamericana y la placa Nazca la cual desciende en forma de un "slab" desde el Oligoceno; Pardo-Casas y Molnar (1987) reportan el período en el incremento de las tasas de velocidad de subducción generando la fragmentación de la Placa Farallón en las placas Nazca y Cocos junto con la segmentación transtensiva del arco ecuatoriano que resulta en el movimiento del bloque Norandino que se extiende desde el Golfo de Guayaquil a 3°S hasta el Caribe 12°N (Figura 2.1.) en dirección NNE – SSW (~0.6 cm/año) (Calahorrano, 2005).

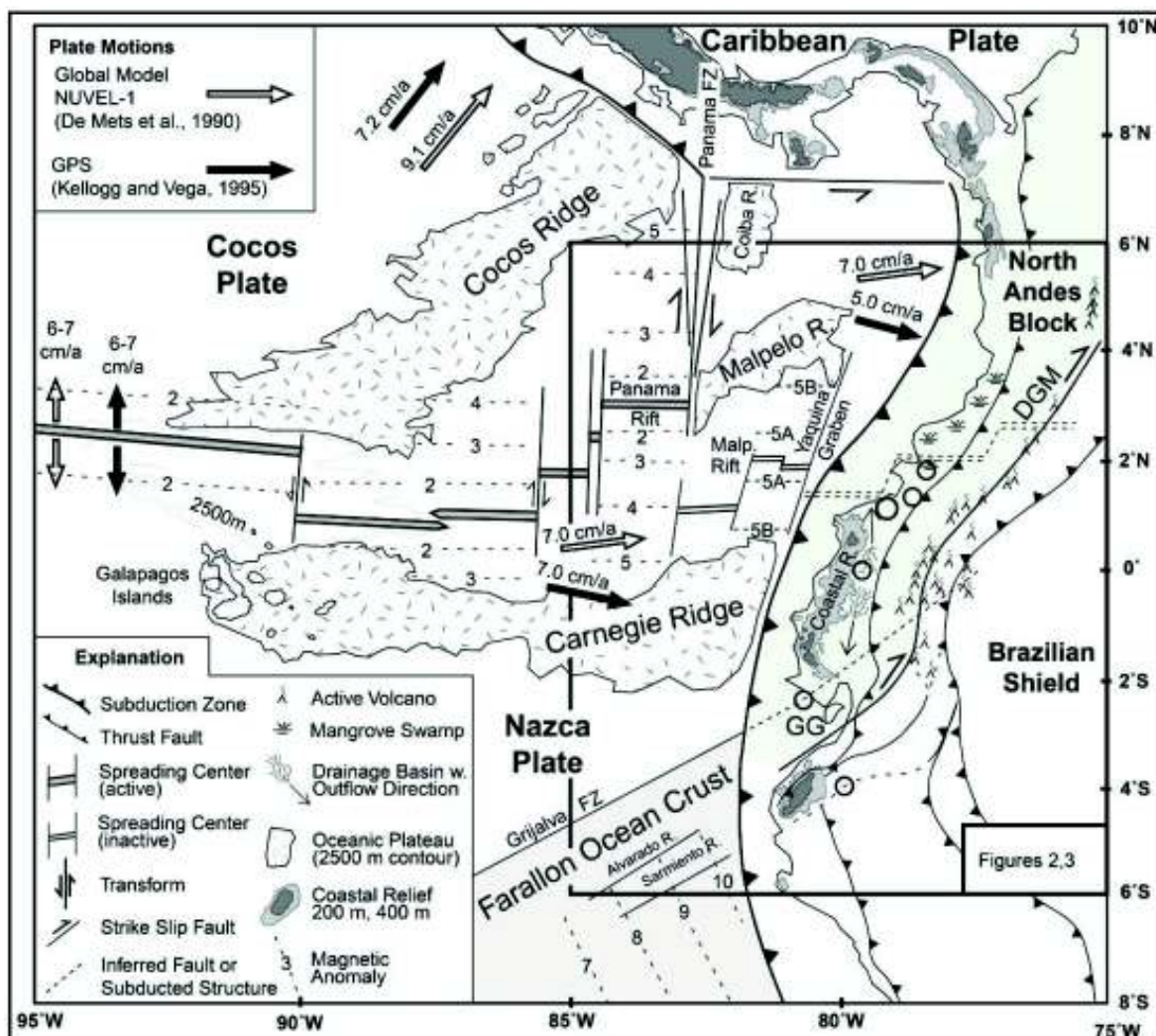


Figura 2.1. Mapa del marco teórico regional. Tomado de Gutscher et al. (1999)

La sismicidad regional y volcanismo de los Andes muestra que ciertos segmentos del slab en subducción se alternan entre regiones asísmicas y segmentos planos de slab, cuya segmentación está relacionada con la heterogeneidad batimétrica de la placa Nazca (Gutscher et al., 1999).

La orogénesis nor-andina representa una consecuencia directa de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana. Dicho proceso de subducción ha generado gran parte de la deformación y volcanismo registrado desde el Mesozoico y el desarrollo de cuencas intramontañosas asociadas a una etapa de sedimentación volcanoclástica donde se registra gran parte de la evolución nor-andina durante el Neógeno (Barragán et al., 1996).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

El Ecuador continental presenta una morfología muy accidentada, compuesta por una diversidad de terrenos de diferente origen geodinámico y edades muy variadas que van desde el Paleozoico al Cenozoico y conforman el basamento sobre el cual sobreyacen los depósitos actuales de la Costa, Sierra y Oriente (*Figura 2.2*).

La Cordillera Occidental (*Figura 2.2*) está formada por un conjunto de terrenos alóctonos de origen oceánico. El basamento de la Cordillera Occidental se compone de rocas máficas y ultramáficas (Terreno Pallatanga y Unidad San Juan). Consta de una secuencia ofiolítica de basaltos (pillow lavas), hialoclastitas, sedimentos marinos profundos y rocas ultramáficas de afinidad tipo “plateau oceánico” de edad Cretácico temprano a medio (87 Ma) (Hughes & Pilatasig, 2002).

El Terreno Macuchi de edad Eoceno medio a superior (Egüez, 1986) consta de una secuencia volcanosedimentaria de arco de isla (Hughes & Pilatasig, 2002). Modelos geodinámicos soportados por edades cronoestratigráficas (Vallejo, 2007; Spikings et al., 2015) sugieren que el Terreno Pallatanga fue acrecionado al margen continental durante el Campaniano, mientras que el Terreno Macuchi

representaría la evolución de un arco continental sobre el basamento Pallatanga (previamente acrecionado).

Edades isotópicas de U/Pb para zircones detríticos de una arenisca del Terreno Macuchi muestran un rango de edad de 538.9 ± 5.8 Ma que indicaría un aporte desde el cratón Sudamericano (Vallejo, 2007) y la ausencia de una zona de sutura a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi durante el Eoceno tardío (Hughes & Pilatasig, 2002).

La Depresión Interandina es una estructura extensional producto del movimiento del bloque Norandino, limitada por fallas transtensionales activas y rellena por depósitos Plio – cuaternarios volcánicos y volcano-sedimentarios (Jailard et al., 2004) que pueden alcanzar espesores del orden de cientos a miles de metros, los mismos que sobreyacen un basamento metamórfico que correspondería al terreno Chaucha-Arenillas acrecionado al margen continental durante el Cretácico inferior (140 – 120 Ma) a través de la zona de sutura Peltetec (Litherland et al., 1994).

Los Andes del Norte se extienden desde 5° N a 2° S. En el segmento Sur, la depresión se desvía hacia el oeste en dirección del Golfo de Guayaquil, disectando la topografía de la Cordillera Occidental.

Durante el desarrollo de la Depresión Interandina varias cuencas volcano-sedimentarias se formaron progresivamente con el arribo de sedimentos de abanico aluvial, fluviales, lacustres y depósitos volcánicos durante el Mioceno tardío (6-5 Ma), desde la Cuenca del Chota al norte, progresivamente al sur por las Cuencas Quito - Guayllabamba, Ambato – Latacunga y Riobamba – Alausí (Winkler et al., 2005).

2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El basamento de la Cordillera Real del Ecuador se encuentra constituido por cinturones sublineares alargados de rocas metamórficas con una dirección NNE – SSW del Paleozoico - Cretácico Inferior, intruídas por granitoides tipo S e I (Aspden & Litherland, 1992).

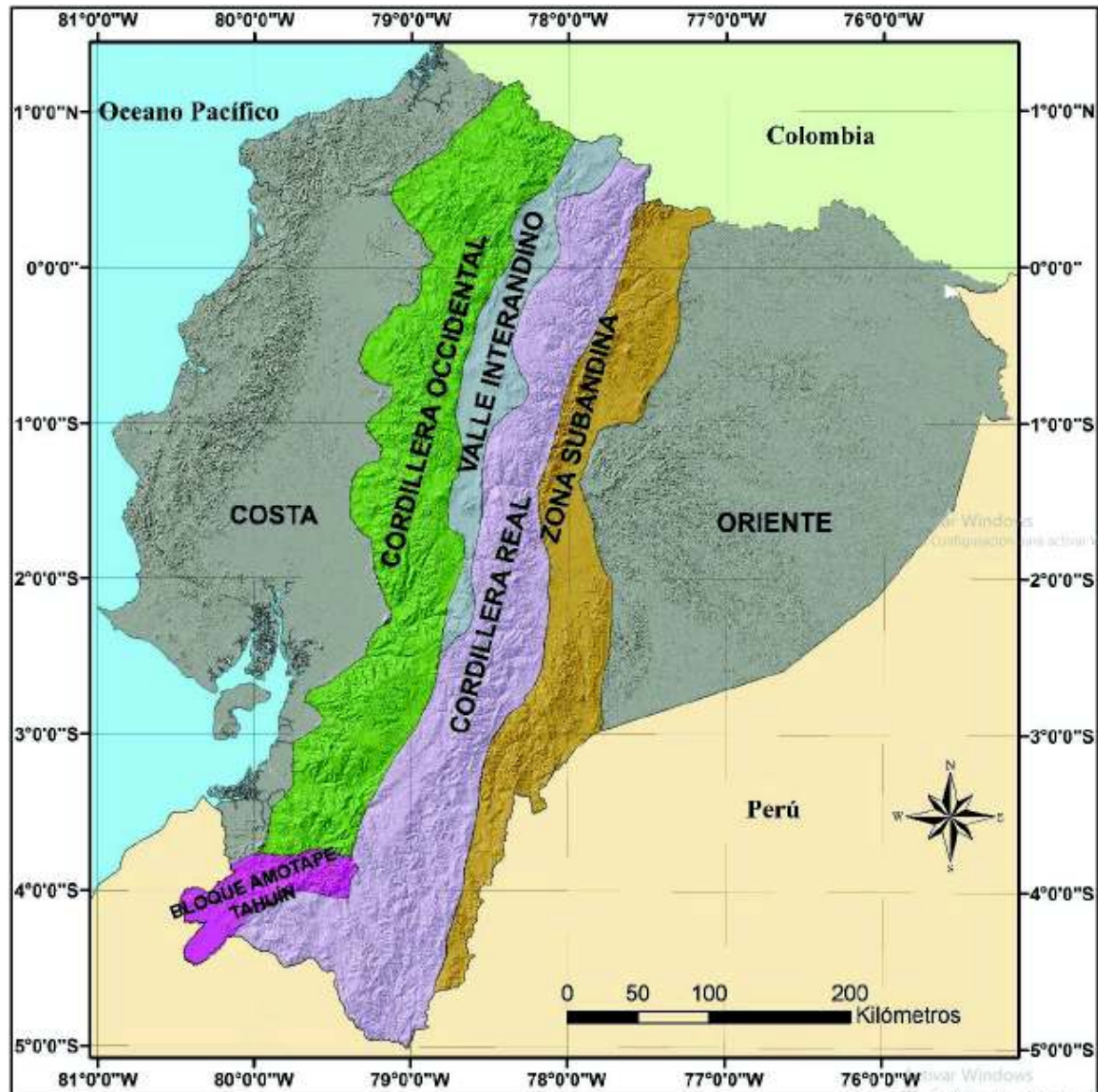


Figura 2.2. Modelo de elevación digital de las principales regiones geológicas del Ecuador.
Tomado de Yáñez (2016)

La geología de la Cordillera Real se ha descrito en base al estudio realizado por Servicio Geológico Británico (BGS) liderado por M. Litherland, quienes subdividen a la Cordillera en cinco terrenos litotectónicos de origen continental y marino

intercalados entre sí y separados por grandes fallas regionales de dirección preferencial NNE - SSW (rumbo andino).

Los terrenos litotectónicos de oeste a este son: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separados respectivamente por los sistemas de fallas regionales Peltetec, Frente Baños, Llanganates y Cosanga-Méndez (Litherland et al., 1994; *Figura 2.3; Tabla 2.1*).

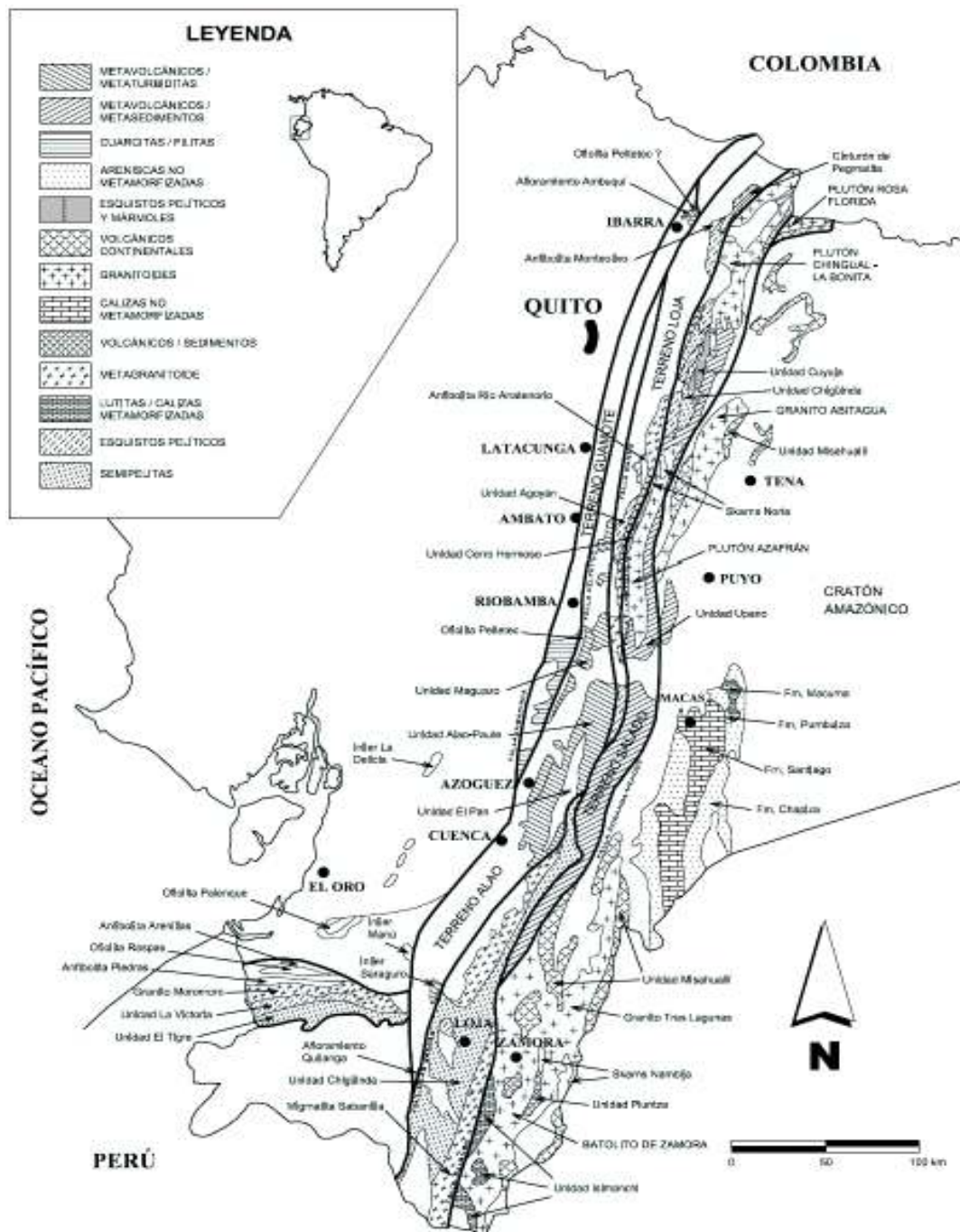


Figura 2.3. Modelo geológico simplificado de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994), modificado por Reyes (2006)

2.3.1. DIVISIONES LITOTECTÓNICAS

2.3.1.1. TERRENO GUAMOTE

La división Guamote consiste de una secuencia metasedimentaria de aporte continental depositada en ambiente marino, constituida por ortocuarcitas intercaladas con pizarras o filitas de bajo grado metamórfico, esporádicamente alternadas con cuarcitas de grano medio a grueso y metaconglomerados guijarrosos que contienen cuarzo ahumado. Importantes afloramientos se encuentran en el sur principalmente en los pueblos de Guamote y Patate, en el río Yanayacu frente a la hidroeléctrica Pisayambo y al norte en el pueblo de Ambuquí al NW de Ibarra. Limita al este con el complejo ofiolítico Peltetec, el mismo que lo separa del adyacente Terreno Alao de similar edad, pero diferente ambiente geodinámico (Litherland et al., 1994; *Figura 2.3*).

En base a análisis paleontológicos la edad del Terreno Guamote corresponde Jurásico Inferior (*Arnioceras* cf. *ceratoides*) de edad Sinemuriano Inferior y probablemente se extiende hasta el Cretácico Inferior (*Olcostephanus*) de edad Valanginiano Superior (Litherland et al., 1994).

Las rocas del Terreno Guamote han sido divididas en tres unidades: La Unidad Punín que comprende cuarcitas con menor cantidad de filitas y las Unidades Guasuntos y Cebadas que comprende mayor cantidad de filitas negras a grises intercaladas con cuarcitas de grano fino a medio (Litherland et al., 1994).

2.3.1.2. TERRENO ALAO

Este terreno metamórfico tectonoestratigráfico comprende un cinturón de rocas metavolcánicas y metasedimentarias pertenecientes a las unidades Peltetec, Alao-Paute, El Pan y Maguazo (Litherland et al., 1994; *Figura 2.3; Tabla 2.1*).

El terreno Alao comprende una faja metamórfica de aproximadamente 35 km de ancho, la misma aflora en las estribaciones de la Cordillera Real y eventualmente dentro de la Depresión Interandina del área comprendida entre las latitudes de Ambato y Cuenca al norte y sur respectivamente. Limita al este con el Terreno

Loja de edad Paleozoico – Triásico a través de la estructura denominada Frente Baños y al oeste por el Terreno Guamote a través de la zona de sutura Peltetec (Litherland et al., 1994).

La edad del terreno Alao en base a dataciones K / Ar es de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma (Litherland et al., 1994), las cuales han sido consideradas como edades de reajuste relacionadas al evento Peltetec (Reyes, 2006).

Cochrane (2014) presenta edades $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ de los bordes y núcleos de los zircones detríticos, extraídos de un esquistos verde del Arco Alao y establece una edad mínima de $163,7 \pm 1,6$ Ma, la cual es considerada por Spikings et al. (2015) quienes establecen el límite máximo de edad sedimentación.

La unidad Alao – Paute consiste principalmente por rocas verdes y esquistos verdes de un alto grado metamórfico, las mismas que afloran en las secciones a lo largo de los ríos Alao, Paute y Pastaza. La mineralogía principal de estas rocas es típica de facies de esquistos verde. Las rocas verdes y esquistos verdes contienen principalmente cuarzo + clorita + albita \pm carbonato \pm epidota \pm actinolita \pm biotita; mientras que en las rocas pelíticas contienen muscovita + clorita \pm cloritoide (Litherland et al., 1994).

La unidad El Pan comprende un cinturón metamórfico de edad Jurásica de 70 km de largo por 7 km de ancho constituidos por esquistos de cuarzo, calcita y clorita, esquistos grafitosos y filitas cuarzo-serícitica con pocas cuarcitas. Geoquímicamente la unidad El Pan puede representar una secuencia marina tras-arco del Arco Océánico de Islas Alao – Paute (Litherland et al., 1994).

La unidad Maguazo es un cinturón que consta de una secuencia de rocas volcánicas y turbidíticas metamorfoseadas de 5 – 10 km de ancho en contacto tectónico con el complejo ofiolítico Peltetec al oeste y al este con la unidad Alao-Paute a lo largo de la Falla de San Antonio. En base a la caracterización litológica por cherts y filitas calcáreas donde se efectúa el análisis de palinoflora (*dinoflagelados Gonyaulacysta eisenackii*), la misma mostró una edad Calloviano – Oxfordiano del Jurásico (Litherland et al., 1994).

La unidad Peltetec representa un melange tectónico de 1 – 2 km de ancho que consta de rocas ofiolíticas expuestas en el borde occidental de la Cordillera entre Penipe al norte y río Zula al sur, con afloramientos de metagabros y metabasaltos asociados con serpentinitas y conglomerados pre-tectónicos de serpentinita, piroxenitas, hornblenditas, filitas negras y rocas volcánoclasticas (Litherland et al., 1994).

Estudios realizados por Spikings et al. (2015) mediante dataciones realizadas en metabasaltos y gabros por el método $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$, proponen una edad correspondiente al Cretácico temprano ($134,3 \pm 12,8 \text{ Ma}$ y $134,7 \pm 0,9 \text{ Ma}$).

Tabla 2.1. Resumen de la geología pre-cretácica de la Cordillera Real y la Zona Subandina
FUENTE: Aspden et al. (1992); Litherland et al. (1994)
MODIFICADO: Yáñez (2016).

DIVISIÓN Oeste-Este	GUAMOTE	ALAO	LOJA	SALADO	AMAZÓNICA
UNIDADES / LITOLOGÍAS	<u>Penipe</u> : Cuarcitas pálidas y cañés con pocas lutitas negras y pizarras negras.	<u>Peltetec</u> : ofiolita desmembrada	<u>Tres Lagunas</u> : granito gneíssico	<u>Ayudo</u> : dioritas deformadas y granodioritas	<u>Tambo</u> : batolito de granitoides calcio-alcalinos
	<u>Cebadas</u> : pizarras negras con pocas cuarcitas	<u>Maguano</u> : metaturbiditas	<u>Sabanilla</u> : ortogneíssos y psamnéíssos	<u>Lipano</u> : rocas verdes andesíticas y metagrabas	<u>Misahualli</u> : lavas calco-alcalinas y pirroclásticas
		<u>Alao-Paute</u> : metandesitas, esquistos verdes y tobos, esquistos sericíticos(?)	<u>Apoyari</u> : esquistos pelíticos con granate y muscovita	<u>Cerro Hermoso</u> : metasedimentos y mármoles	<u>Puntaza</u> : rocas metavolcánicas sedimentarias
		<u>El Para</u> : esquistos grafitosos	<u>Monte Ollay</u> : anfíbolitas	<u>Quisja</u> : esquistos pelíticos y gneíssos	<u>Isimanchi</u> : filitas negras y verdes y mármoles
ESTADO TECTONO-METAMÓRFICO	Rocas de muy bajo grado, cabalgando al W	Rocas de bajo grado, pliegues verticales y fallas empinadas	Rocas de bajo grado a medio	Rocas de bajo grado. Cabalgamiento al E con imbricciones. Skarnificación de alto nivel y Klippes de serpentinita	Esencialmente no deformada y no metamorfizada
EDAD	Jurásico Superior?	Jurásico Superior (Oxfordiano-Galliovario)	Plutones Triásicos en sedimentos Paleozoicos? (Chigüinda)	Jurásico con posibles elementos pre-Jurásicos	Rocas ígneas Jurásicas dentro de sedimentos Triásicos (Puntaza) y Paleozoicos (Isimanchi)
INTERPRETACIÓN	Sedimentos continentales/ cuña clásica	Piso oceánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal	Granitos tipo S en sedimentos derivados del continente	Plutones tipo I en secuencias volcano-sedimentarias	Arco volcánico Plutónico Continental tipo I

Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y zona sub-Andina (después de Aspden 1992 y Litherland 1994).

2.3.1.3. TERRENO LOJA

Esta división comprende la parte central del complejo metamórfico al sur de la Cordillera Real (*Figura 2.3*) y se caracteriza por la asociación entre metasedimentos pelíticos probablemente paleozoicos pertenecientes a las

unidades Chigüinda y Agoyán, granitoides triásicos de la unidad Tres Lagunas, migmatitas de la unidad Sabanilla y esporádicos afloramientos de anfibolitas de la unidad Monte Olivo. Limita al oeste con el Terreno Alao a través del Frente Baños y al este con el Terreno Salado a través de la falla Llanganates (Litherland et al., 1994; *Figura 2.3; Tabla 2.1*).

La unidad Chigüinda constituye una secuencia compuesta de esquistos grafitosos, filitas, pizarras, cuarcitas de grano fino a medio y menor cantidad metagrawacas. Aflora principalmente al sur de la Cordillera Real limitada por contactos tectónicos con los granitoides Tres Lagunas (Litherland et al., 1994).

La edad establecida para esta unidad, se ha obtenido a partir de un análisis palinológico de muestras recolectadas en el camino Loja-Zamora que sugieren una edad post-Silúrico (Litherland et al., 1994). Sin embargo dataciones obtenidas por Spikings et al. (2001) mediante trazas de fisión en zirrones de un esquisto micáceo, consideran una edad de 463 ± 160 Ma.

La unidad Agoyán consiste de esquistos pelíticos y gneises de muscovita y granate, siendo considerado como el equivalente de alto grado metamórfico de la unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994).

Debido a su alto grado metamórfico impide la preservación de fósiles razón por la cual no se caracteriza con exactitud su edad, no obstante, Evernden (1961) reportó una edad 417 Ma a través de análisis de termocronología K / Ar. Cocharane (2014) precisó una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $207,6 \pm 9,2$ Ma.

La unidad Tres Lagunas consta por granitoides con “cuarzo azul” y presenta una cerrada asociación con la Unidad Chigüinda – Agoyán a lo largo de toda la Cordillera Real. La edad más precisa para este granitoide es $227,6 \pm 3,2$ Ma a través de análisis U / Pb (Litherland et al., 1994).

Cochrane (2014) reportó edades de $231 \pm 1,9$ Ma y $235 \pm 1,5$ Ma mediante el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

La unidad Sabanilla consta de gneises de medio a alto grado metamórfico, y en algunos casos hasta gneises migmatíticos. La edad para esta unidad mediante análisis radiométricos Rb / Sr es de 224 ± 37 Ma (Litherland et al., 1994).

La unidad Monte Olivo forma un conjunto de esquistos anfibolíticos con hornblenda – cuarzo – calcita – epidota – biotita de afinidad metabasáltica. Se presentan como diques máficos los cuales cortan los metasedimentos Chigüinda – Agoyán. Litherland et al. (1994) mediante análisis K / Ar proponen una edad paleozoica (Devónico – Carbonífero). Sin embargo, trabajos posteriores en base a análisis $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sugieren una edad triásica de $231,9 \pm 3,2$ Ma (Cochrane, 2014).

2.3.1.4. TERRENO SALADO

Esta división comprende rocas volcánicas máficas metamorizadas y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Incluye rocas plutónicas metamorizadas del granitoide Azafrán. Limita al oeste con el Terreno Loja a través de la falla Llanganates y al este con la División Zamora a través de la falla Cosanga-Méndez (Litherland et al., 1994; *Tabla 2.1*).

La unidad Upano consta de un cinturón continuo de unos 15 km de ancho de rocas verdes andesíticas, esquistos verdes y metagrawacas intercalados con esquistos grafitosos con aporte de la unidad Tres Lagunas y afinidad calco-alcalina en las rocas volcánicas probablemente asociado con el granito de Azafrán y con los volcánicos continentales Misahuallí (Litherland et al., 1994).

La edad palinoflora (*Perinopollenites elatoides*) en filitas indica Jurásico Inferior – Cretácico, mientras que análisis K / Ar sigue una edad de 54 ± 2 Ma considerada como reajuste (Litherland et al., 1994). Sin embargo, trabajos más recientes efectuados por Cochrane (2014) indica una edad de $121 \pm 0,8$ Ma obtenida por el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

La unidad Cuyuja forma la base de la secuencia Cerro Hermoso, litológicamente se ha identificado esquistos de grafito-muscovita, esquistos pelíticos con intercalaciones de esquistos verdes, representando facies distales de agua profunda de la facie turbidítica-volcánica de la unidad Upano. Debido a su relación genética con el adyacente Plutón Azafrán se sugiere una edad Jurásica (Litherland et al., 1994). Sin embargo, análisis por el método K / Ar en muscovitas y biotitas indican 82 ± 3 Ma (Kennerley, 1971) y 59 ± 2 Ma (Herbert & Pichler, 1983) consideradas como edades de reajuste.

La unidad Cerro Hermoso representa una secuencia carbonatada, constituida por mármoles, calizas negras, filitas calcáreas negras y calcoarenitas, la misma que se presenta como un sinclinal producto de la erosión en la zona.

Las unidades Cerro Hermoso y Cuyuja puede representar una facies más distal hacia el oeste de la secuencia volcano sedimentaria Upano o la extensión superior de la misma (Litherland et al., 1994).

Los cuerpos plutónicos de Azafrán constituyen un cinturón de 10 km de ancho constituidos por granitoides deformados que intruyen a las formaciones anteriormente citadas (Litherland et al., 1994).

Esta unidad comprende granodioritas y diorita con microgabros, dolerita, cuarzo-monzonita y tonalitas de hornblenda y biotita de grano medio a grueso, deformadas. Linealmente puede ser correlacionado con el batolito Jurásico de Chingual–La Bonita ubicado al norte (Litherland et al., 1994).

Las edades mediante el método K / Ar fluctúan entre 128 – 170 Ma., isócrona Rb-Sr da una edad de 120 ± 5 Ma., sin embargo, probablemente la edad más precisa a través de análisis U / Pb es $142,7 \pm 1$ Ma. (Litherland et al., 1994). Trabajos posteriores a través del método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se obtuvo edades de $140,7 \pm 0,7$ Ma y $143 \pm 1,3$ Ma (Cochrane, 2014).

2.3.1.5. TERRENO ZAMORA

Esta división está formada por secuencias plutónicas, volcánicas, metasedimentarias y volcano-sedimentarias (Aspden & Litherland, 1992). De norte a sur se reconocen batolitos no deformados calco-alcalinios de Rosa Florida, Abitagua y Zamora, respectivamente.

La secuencia volcánica Misahuallí, la unidad metasedimentaria Isimanchi y la unidad volcano-sedimentaria Piuntza pertenecen a la división antes mencionada, la misma que está limitada al oeste con el terreno Salado a través de la falla Cosanga-Méndez (Litherland et al., 1994; Tabla 2.1).

El batolito monzogranítico biotítico de Abitagua aflora como un cinturón elongado de 15 km de ancho por 120 km de largo aproximadamente, limitado por contactos fallados, hacia el oeste intruye parcialmente la secuencia volcánica Misahuallí a lo largo del río Mulatos, mientras que en el río Pastaza es sobreyacido por la Formación Hollín.

Las edades K – Ar varían entre los 180 – 170 Ma, pero la edad considerada como la más precisa corresponde a una isócrona Rb/Sr de 162 ± 1 Ma (Litherland et al., 1994). Trabajos posteriores realizados por Cochrane (2014) indican edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $169,8 \pm 1,1$ Ma y $174 \pm 1,2$ Ma. Sin embargo, trabajos efectuados por Kennerley (1971) mediante el método K – Ar reporta una edad de 87 ± 7 Ma considerada como reajuste.

El batolito granodiorítico hornbléndico y biotítico de Zamora aflora con una longitud de 200 km y 50 km de largo y ancho, respectivamente en el extremo sureste de la Cordillera Real.

Las edades obtenidas por K – Ar varían entre 120 – 200 Ma, de las cuales, las ubicadas entre 120 – 140 Ma son consideradas como reajuste (Litherland et al., 1994). Sin embargo estas edades son coetáneas con las edades obtenidas por Drobe et al. (2013) y Cochrane (2014) quienes proponen edades de $163,8 \pm 1,9$ Ma y $178,1 \pm 1,4$ Ma, respectivamente.

La unidad Misahuallí domina un volcanismo de tipo continental del cinturón conocido como sub-andino, sobreyaciendo a la Formación Santiago del Jurásico Temprano y sobreyacida por la Formación Hollín de edad Aptiano-Albiano. Comprende basaltos verdes a grises, traquitas, tobas rosadas y brechas tobáceas interestratificadas con red beds, areniscas y conglomerados (Baldock, 1982; Litherland et al., 1994).

Stewart (2008) reportó una edad Jurásico Medio (169 ± 1 Ma) de una “ocurrencia probablemente singular” de la mineralización de molibdeno de afinidad incierta, que se encuentra al sur de la mineralización epitermal Fruta del Norte, alojado en andesitas de la formación Misahuallí (Drobe et al., 2013).

La unidad Piuntza constituye una secuencia de rocas volcano-sedimentarias de poca profundidad que se encuentran sobre el batolito Jurásico Zamora, el metamorfismo de contacto producen skarns generando las áreas mineras de Nambija, Piuntza y María Elena (Litherland et al., 1994).

2.4 TECTÓNICA REGIONAL

La configuración tectónica del Ecuador es el resultado de una evolución transpresiva, ocurrida desde el Paleoceno, producto de una subducción oblicua y de un progresivo crecimiento continental acrecionario (Reynaud et al., 1999; Spikings et al., 2001; Jallard et al., 2004).

El bloque tectónico (Bloque Norandino) empieza a ser empujado hacia el noreste, en respuesta a los esfuerzos de cizalla y al alto acoplamiento (Yepes et al., 2016).

El Bloque Norandino es limitado hacia el este, por el sistema de fallas transpresiva lateral dextral Chingual – Cosanga – Pallatanga – Puna, sistema que conforma el límite occidental de la Placa Sudamericana (*Figura 2.4*) (Alvarado et al., 2016).

La utilización del método “Polo Euler” provee un desplazamiento del Bloque Norandino de 8.5 mm/año en la dirección N65°E con respecto a Sudamérica (Alvarado et al., 2016).

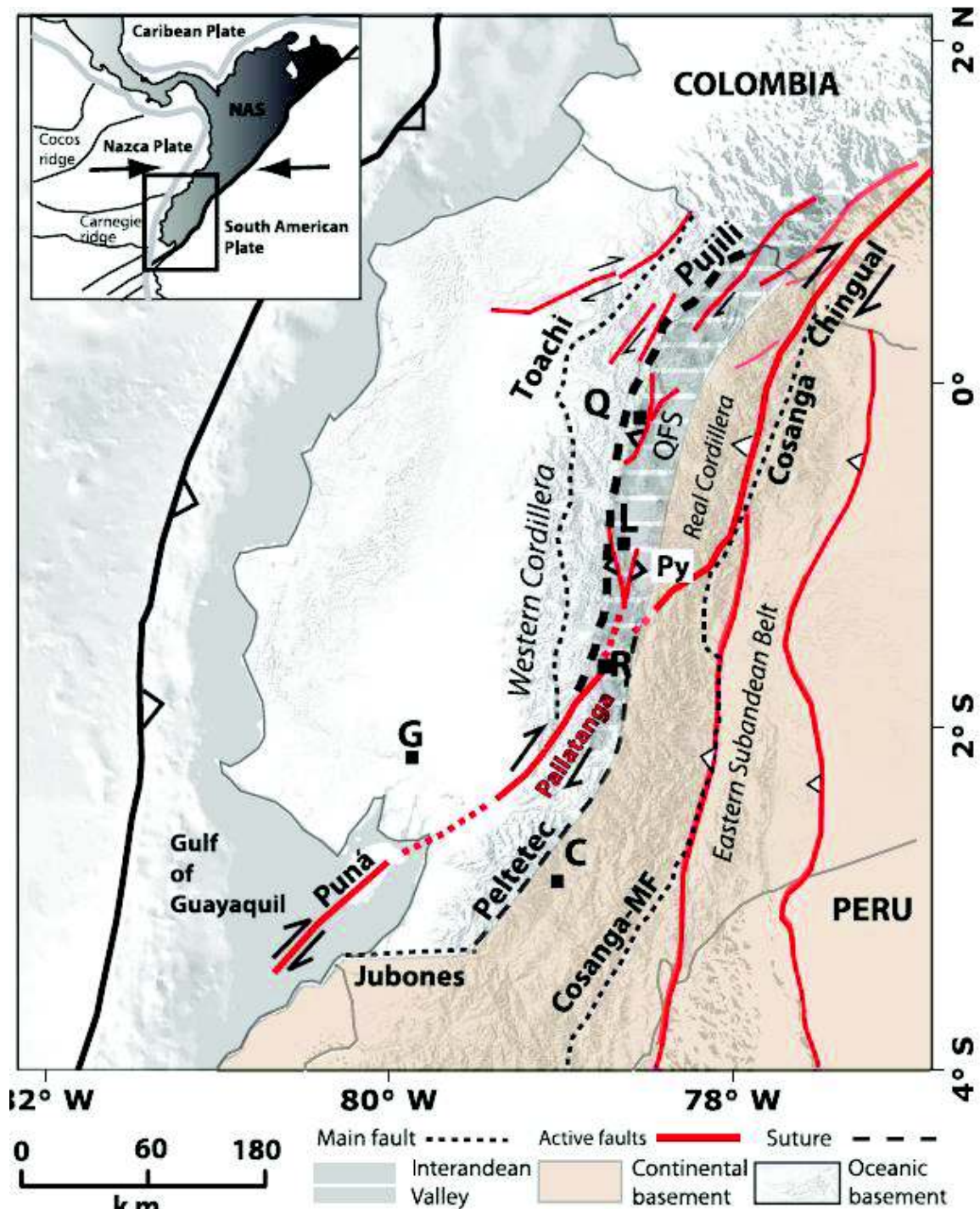


Figura 2.4. Mapa regional de fallas activas en el Ecuador. Tomado de Alvarado et al. (2016).

El Sistema de Fallas Chingual, definida por Ferrari y Tibaldi (1992), se localiza en la parte norte de la Cordillera Real y conecta con el sistema de fallas Afiladores-Sibundoy-Algeciras en Colombia (Figura 2.5).

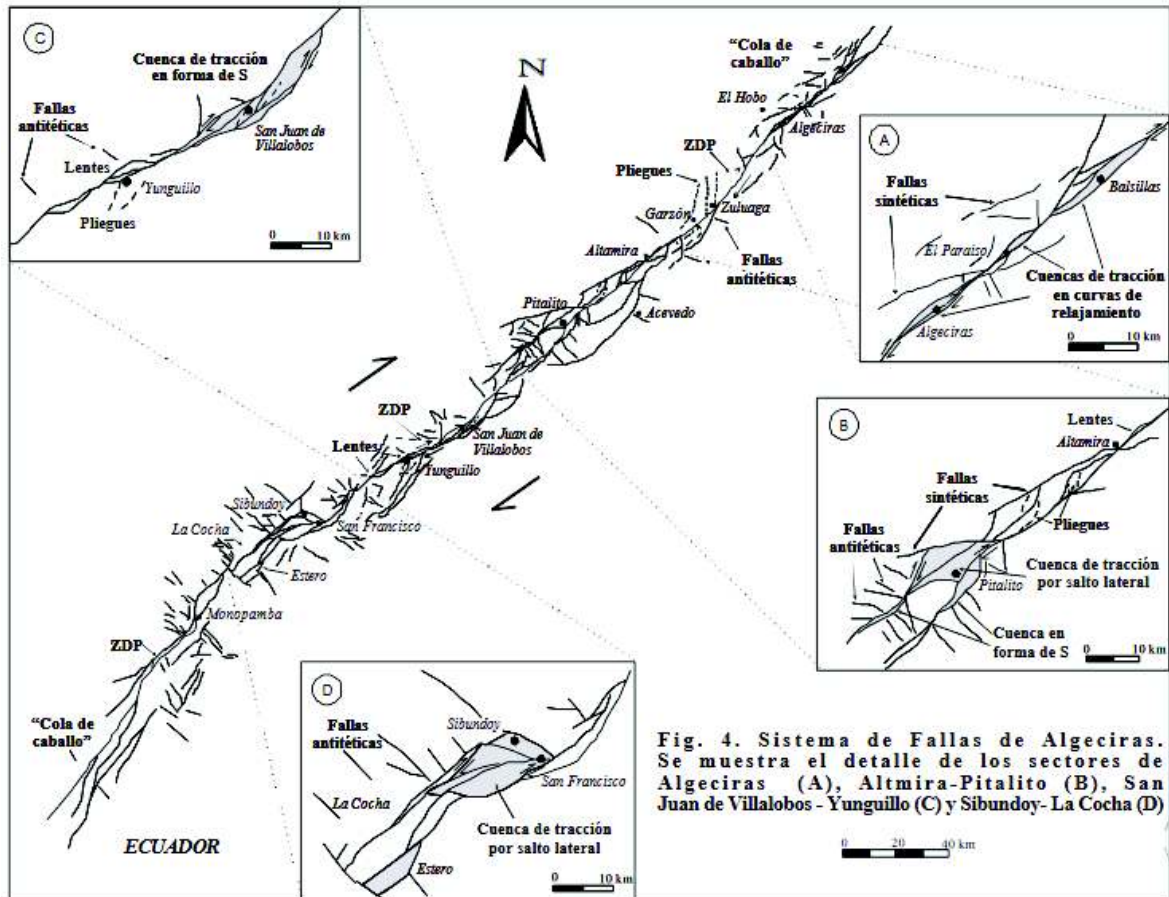


Fig. 4. Sistema de Fallas de Algeciras. Se muestra el detalle de los sectores de Algeciras (A), Altimira-Pitalito (B), San Juan de Villalobos - Yunguillo (C) y Sibundoy - La Cocha (D)

Figura 2.5. Sistema de Fallas Algeciras. Tomado Velandia, F., Terraza, R. y Villegas, H. (2001).

Mediante evidencia morfológica y geodésica combinada con análisis de ^{14}C proporcionan una tasa de movimiento que varía entre 7 a 10 mm / año, siendo el sistema de fallas principal por donde se traslada el Bloque Norandino en dirección $\text{N}65^{\circ}\text{E}$ (Alvarado et al., 2016).

El Sistema de Fallas Cosanga-Salado se encuentra cerca de la antigua falla Cosanga de edad Cretácico 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 comportamiento inverso con un componente dextral que sigue el valle del río Cosanga y hacia el norte conecta con el segmento de la falla Salado (Alvarado et al., 2016).

El Sistema de Fallas Pallatanga bisecta la Cordillera Occidental y a varias suturas. Este sistema de fallas puede conectar al Suroeste con los segmentos activos de la Falla Puná. Utilizando el método "Polo Euler" muestran tasas de deslizamiento

en el Holoceno de 7.1 mm / año del bloque Norandino con respecto al fragmento “Inca” (Alvarado et al., 2016).

El Sistema de Fallas Puná representa el límite sur del Bloque Norandino, incluye varios segmentos activos como la estructura en flor Zambapala y la falla Santa Clara, sin embargo, en la estructura en flor Amistad en el Golfo de Guayaquil es considerada la continuación offshore del principal Sistema de Fallas Pallatanga-Puná. Mediante análisis de GPS se propone una tasa de deslizamiento de 7.1 mm / año en dirección N52⁰E (Alvarado et al., 2016).

Sistema de Fallas Macas limita a la Cordillera Real en su flanco occidental y la prolongación al sur es la falla Méndez descrita por Litherland et al., (1994). Evidencia morfológica sugiere una deformación compresional hacia el Este del dominio Subandino (Alvarado et al., 2016).

Sistema de Fallas Napo-Cutucú representa el cinturón oriental de deformación en el Ecuador. Este sistema de fallas es considerado activo en la parte norte de la región de Napo posiblemente relacionada con la presencia de una falla inversa frente al Sistema de Fallas Cutucú-Napo que afecta la red de drenaje (Alvarado et al., 2016).

El Sistema de Fallas Quito-Latacunga afecta las formaciones volcánicas cuaternarias que rellenan el Valle Interandino. El Sistema de Fallas de Quito exhibe una tasa de acortamiento de 4 – 5 mm / año, mientras que el Sistema de Fallas Latacunga un acortamiento de ~1mm / año (Alvarado et al., 2016).

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA LOCAL

3.1. INTRODUCCIÓN

A partir de los datos geológicos recolectados en campo que incluyen identificación litológica, medidas estructurales y análisis de muestras recolectadas, se realizó un mapa geológico a escala 1:25000 de la zona, en el cual se presenta la discriminación litológica, estructural y estratigráfica de cada unidad que aflora en el área de estudio, utilizando como referencia las unidades litotectónicas definidas durante el Proyecto Cordillera Real (Litherland et al., 1994), trabajos posteriores de Pratt et al. (2005) y la cartografía del Volcán Tungurahua (Hall et al., 1999).

En el presente trabajo cartográfico se han identificado al menos cinco unidades metamórficas que definen el basamento y tres unidades volcánicas que definen el estrato-volcán Tungurahua.

3.2. BASAMENTO

En el presente trabajo se identificaron varias de las unidades metamórficas pertenecientes al basamento Paleozoico – Cretácico de la Cordillera Real definido inicialmente como un cinturón metamórfico constituido por secuencias sedimentarias metamorfoseadas de bajo grado, metavolcánicas y metasedimentarias de grado medio junto con una asociación de metasedimentos pelíticos de alto grado intruídas por granitoides tipo S e I pertenecientes a los Terrenos Guamote, Alao-Paute y Loja, respectivamente (Aspden & Litherland, 1992).

3.2.1. UNIDAD AGOYÁN

3.2.1.1. UBICACIÓN

Esta unidad aflora como un cinturón compuesto por esquistos pelíticos granatíferos de aproximadamente 11 km de largo por 4 km de ancho. Están relacionados directamente con la Unidad Tres Lagunas (Litherland et al., 1994).

Limita al Oeste con el Terreno Alao-Paute por medio de la Quebrada Santa Rosa. Los principales afloramientos de Este a Oeste se encuentran en río Blanco, en la antigua carretera Baños – Puyo pasando Casa de Máquinas del Proyecto Hidroeléctrico Agoyán [AG-06 UTM: 794_{435} / 9845_{424}], en la Hacienda Guamag [AG-01 UTM: 793_{109} / 9844_{844}] ubicada al margen derecho del río Pastaza y en el sendero llamado “De los contrabandistas” entre el embalse del Proyecto antes mencionado y la cascada Agoyán [AG-05 UTM: 792_{484} / 9844_{870}] (*Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación*).

Al sur de la zona de estudio, en las cercanías de la ciudad de Chambo, se puede encontrar la Unidad Chigüinda (equivalente en grado metamórfico de la Unidad Agoyán según Litherland et al. 1994) en contacto con la Unidad Tres Lagunas (Reyes, 2006).

3.2.1.2. PETROGRAFÍA

Las rocas de esta Unidad forman un complejo litológico de alto grado metamórfico en contacto con la Unidad Tres Lagunas con una orientación (foliación) preferencial N-S con buzamientos que varían entre los 70^0 y 80^0 en sentido E (*Figura 3.1.a; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*).

En la muestra tomada en el punto Guamag [AG-01 UTM: 793_{109} / 9844_{844}], se logra identificar una estructura S_0 (*Figura 3.1.c*). Se realizó una sección delgada donde se identifica una asociación mineral compuesta por muscovita 40%, biotita 20%, cuarzo 15%, granate 15%, grafito 10%, minerales opacos 5% y calcita como mineral secundario rellenando vetas en asociación con cuarzo (*Anexo 2; Figura 3.2*), se encuentran alineados a través de un plano de esquistosidad S_1 (*Figura 3.1.b*), donde existen estructuras de cizallamiento sintectónicas tipo σ (*Figura 3.1.c*).

Se observan cristales de granate alterados, en algunos casos no se preservan los cristales pero si su forma, la misma que ha sido ocupada por una recristalización de muscovita y biotita (*Figura 3.2*).

En afloramiento se evidencia que está levemente deformado e intruido por vetas rellenas de cuarzo y calcita en la dirección del plano S_1 (Figura 3.1.b y 3.1.c).

La litología de esta Unidad comprende esquistos pelíticos y grafitosos con cristales de granate de hasta 10 mm de diámetro (Litherland et al., 1994).

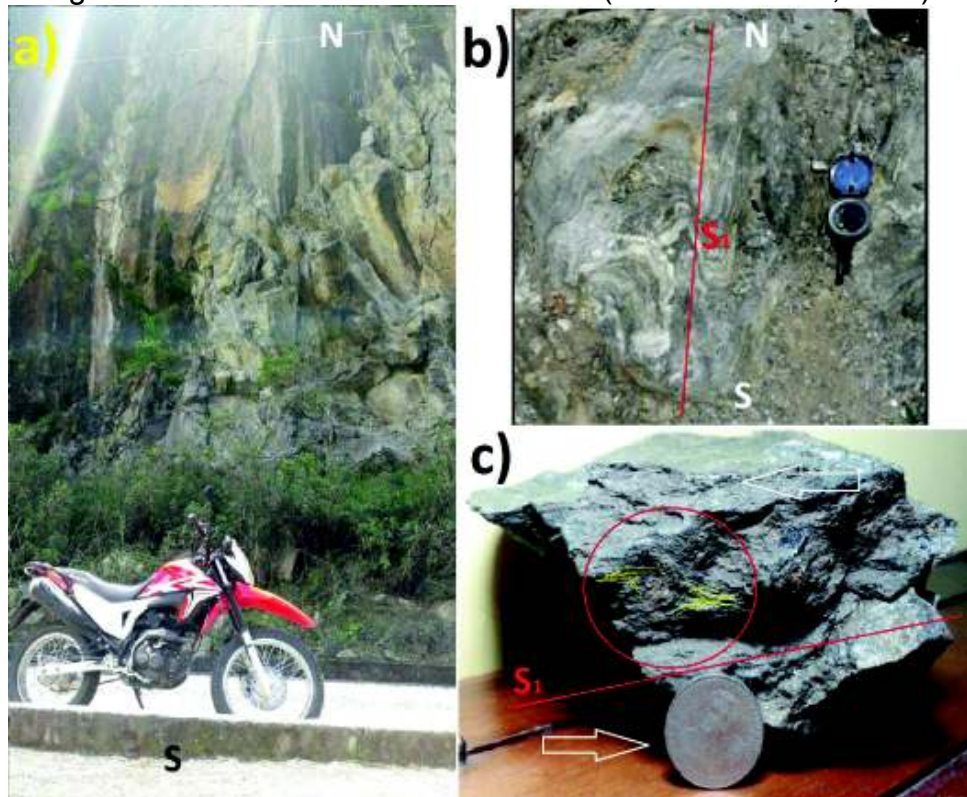


Figura 3.1. Unidad Agoyán. (a) Afloramiento de 20 metros de alto de esquistos de grafito y granate en la antigua carretera Baños – Puyo [AG-03 UTM: $794_{363} / 9845_{401}$]. (b) Deformación leve y vetas rellenas de cuarzo y calcita en la dirección S_1 . (c) Muestra de mano en donde se evidencia cizallamiento sintectónico tipo σ en la dirección del plano S_1 .

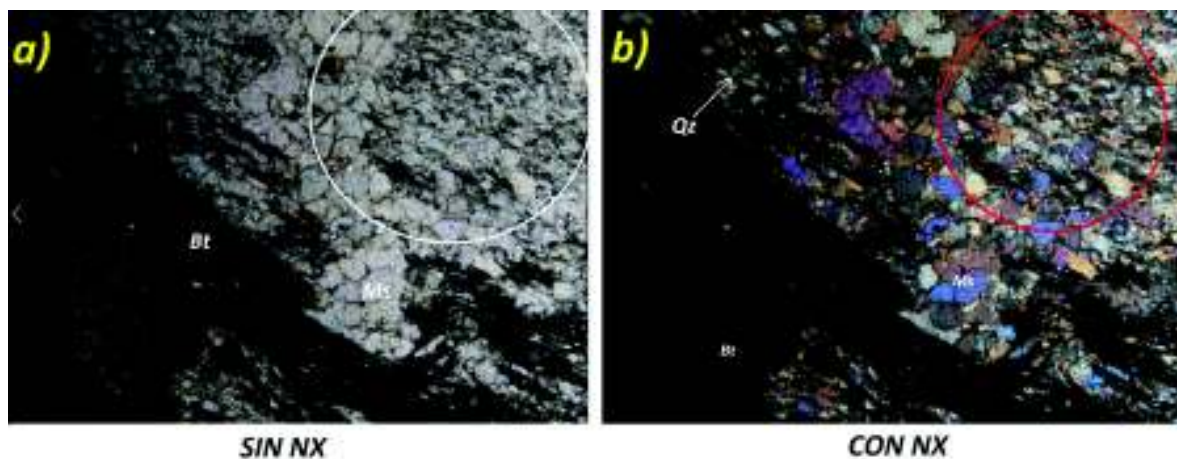


Figura 3.2. Unidad Agoyán. Punto [AG-01 UTM: $793_{109} / 9844_{844}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de esquistos de grafito, granate, muscovita, en donde se observa la composición mineralógica y su textura porfidoblástica (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de esquistos verdes en donde se observa la forma dejada por la alteración de los cristales de granate han sido recrystalizados por muscovita, biotita y grafito. Bt: Biotita, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo

Se identifica otra facies mineral perteneciente a la Unidad Agoyán en el sendero denominado “De los contrabandistas” [AG-05 UTM: 792_{484} / 9844_{870}], Quebrada Chanhuaryacu ubicada en el “Parque de la Familia” [AG-11 UTM: 791_{459} / 9845_{791}] y antigua carretera Baños – Puyo sector río Blanco [AG-06 UTM: 794_{435} / 9845_{424}] (*Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación*), donde se observa la presencia de esquistos biotíticos 80% porfiroblastos de biotita de hasta 1 cm de diámetro en asociación mineral con clorita 10%, epidota 3%, plagioclasa 5% y cuarzo 2% (*Anexo 1*).

3.2.1.3. CORRELACIÓN Y EDAD

Las características litológicas y mineralógicas de la Unidad Agoyán que previamente fueron definidas como parte del Terreno Loja por Litherland et al. (1994), coinciden con los esquistos granatíferos citados anteriormente.

La constante asociación con las rocas Triásicas de la Unidad Tres Lagunas descritas por Litherland et al. (1994) en el sector, permiten evidenciar que son correlacionables.

La edad propuesta por Evernden (1961) para la Unidad Agoyán a través de análisis de termocronología K / Ar es de 417 Ma.

3.2.2. UNIDAD TRES LAGUNAS

3.2.2.1. UBICACIÓN

Estas rocas aparecen en forma de escamas tectónicas deformadas cuya orientación dominante es N-S con fuerte buzamiento vertical 90° E (*Figura 3.3.a*) y algunos contactos intrusivos aislados (*Figura 3.4*), pero relacionados espacialmente con los esquistos pelíticos grafitosos de la Unidad Agoyán.

Los principales afloramientos se extienden de Oeste a Este, entre el embalse del Proyecto Hidroeléctrico Agoyán y la Cascada Agoyán, Casa de Máquinas del mencionado proyecto y en el margen izquierdo de la carretera Baños-Puyo a la

altura del punto turístico Manto de la Novia [3L-01 UTM: $796_{178} / 9844_{953}$] (*Anexo 3- Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa de puntos de observación*).

Al igual que la Unidad Agoyán y su equivalente metamórfico Unidad Chigüinda podría continuar más al Sur, como se reporta en trabajos anteriores al Sureste de la ciudad de Riobamba y al Sur de Chambo (Reyes, 2006).

3.2.2.2. PETROGRAFÍA

Este granitoide presenta una textura lepidoblástica y estructura orientada a través del plano de esquistosidad S_1 y se caracteriza por la presencia de cuarzo ahumado formando porfiroblastos recristalizados de hasta 5 mm de diámetro y biotita de hasta 10 mm de diámetro (*Figura 3.3.b; Anexo 1*).

Se elaboró una sección delgada en la cual se pudo evidenciar la presencia de muscovita 60%, biotita 20%, plagioclasa 8%, cuarzo 7% y minerales opacos 5%, y los cristales de plagioclasa se encuentran en proceso de argilitización (*Figura 3.3.c; Anexo 2*).

La litología de este granitoide tiene una composición entre cuarzomonzonita – granodiorita de acuerdo con la clasificación de Wilson (1989) para rocas ígneas.

En las riveras de río Blanco en el punto [3L-02 UTM: $794_{993} / 9847_{597}$], se observa un granitoide sin deformación con características similares a las citadas anteriormente, lo cual demuestra una continuación de la Unidad nombrada hacia la parte norte (*Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación*).

En la interconexión del Proyecto Hidroeléctrico Agoyán, en el margen izquierdo del río Pastaza [DpQ-06 UTM: $793_{821} / 9845_{168}$], se encuentra un afloramiento de granitoide “in situ” levemente deformado siguiendo la dirección de foliación N-S, en contacto intrusivo con la Unidad Agoyán (*Figura 3.4; Anexo 1*).

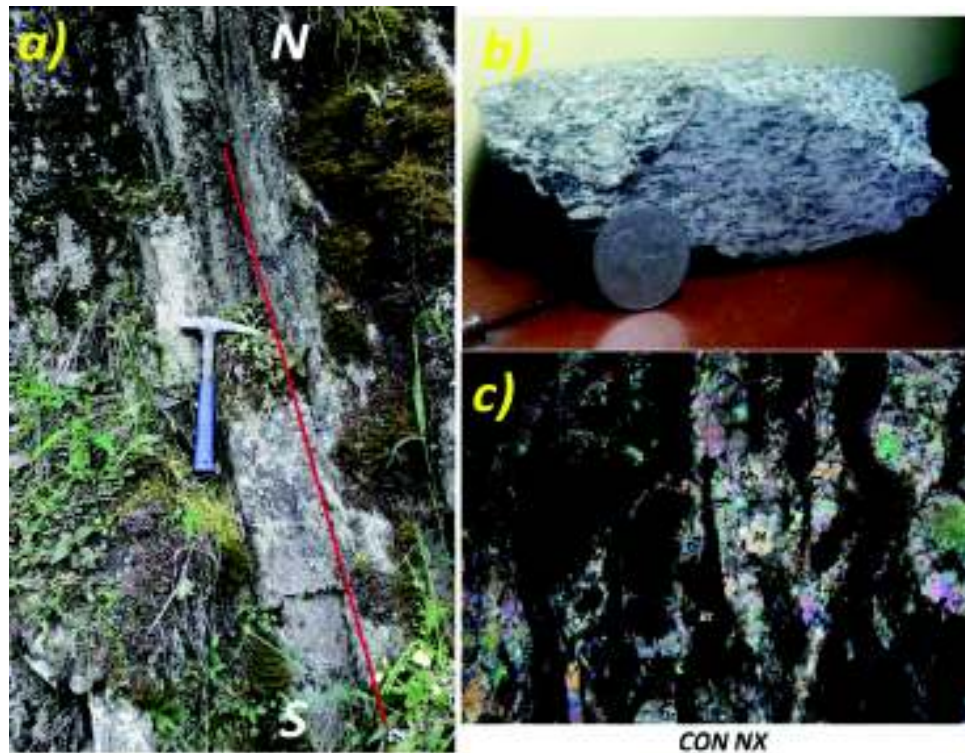


Figura 3.3. Unidad Tres Lagunas. (a) Afloramiento de granitoide en el sector del punto turístico Manto de la novia. (b) Muestra de mano de la Novia [3L-01 UTM: $796_{178} / 9844_{953}$], en el cuál se observa porfiroblastos de cuarzo recrystalizado. (c) Sección delgada de luz transmitida y polarizador cruzado (2,5x), se evidencia la composición mineralógica de la misma. Bt: Biotita, Pl: Plagioclasa, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo.



Figura 3.4. Unidad Tres Lagunas en afloramiento [DpQ-06 UTM: $793_{821} / 9845_{168}$], se observa en contacto intrusivo con la Unidad Aگویán.

3.2.2.3. CORRELACIÓN Y EDAD

Estos granitoides se correlacionan con aquellos reportados por Litherland et al. (1994), quienes reconocieron una faja de granitoide Tres Lagunas en el sector de Huarguallá, sin cartografía detallada (Reyes, 2006).

La edad propuesta por Litherland et al. (1994) para el granitoide Tres Lagunas es Triásico tardío (220 a 228 Ma).

3.2.3. TERRENO GUAMOTE

3.2.3.1. UBICACIÓN

El Terreno Guamote en la zona de estudio es relativamente escaso y aparece cubierto por depósitos cuaternarios de avalancha en casi su totalidad, sin embargo, se han evidenciado dos sitios de afloramientos siendo el principal en la carretera que conecta la comunidad de Guadalupe con el cantón Patate [G-01 UTM: 778_{468} / 98_{48624}] y en el margen izquierdo del río Chambo entre las Quebradas Cusúa al norte y la Quebrada Achupasha al sur [G-03 UTM: 778_{578} / 98_{42509}] (*Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación*).

El afloramiento principal alcanza 400 m de ancho y 100 m de alto, con foliación preferencial en dirección $N20^{\circ}W$ / $67^{\circ} SW$, sin embargo, se presenta muy deformado formando plegamientos (*Figura 3.5*).

3.2.3.2. PETROGRAFÍA

Este Terreno está formado por una secuencia de sedimentos metamorfizados intercalados de pizarras negras, cuarcitas, filitas negras laminadas (*Figura 3.5*) de aporte principalmente continental (Litherland et al., 1994), cuyas capas varían de centímetros a metros.

Las pizarras negras y filitas se encuentran laminadas, oxidadas y alteradas con presencia de feldespato argilitizado. Las cuarcitas presentan colores blancos

grisáceos, negros, verdosos y están formadas por granos de cuarzo en un tamaño variable pero principalmente entre arena y limo.



Figura 3.5. Terreno Guamote. Afloramiento de capas alternadas de cuarcitas finas intercaladas con pizarras y filitas. Carretero Guadalupe – Patate [G-01 UTM: $778_{468} / 98_{48624}$].

Se evidencia dos paquetes importantes de secuencias sedimentarias. La secuencia sedimentaria metamorfizada de pizarras y filitas intercaladas con cuarcitas del orden de 2 - 3 cm de espesor en la parte norte y hacia la parte sur con mayor contenido de cuarcitas del orden de 1 - 2 m de espesor intercaladas con pizarras y filitas (*Figura 3.6; Anexo 1*).

Hacia la parte norte del afloramiento en la vía que conecta la población de Guadalupe con el cantón Patate en el punto AL-01 UTM: $778_{608} / 98_{48874}$, se observa un contacto tectónico de fallamiento inverso entre la Unidad cabalgante Alao-Paute y el Terreno Guamote (*Figura 3.7; Anexo 1*).

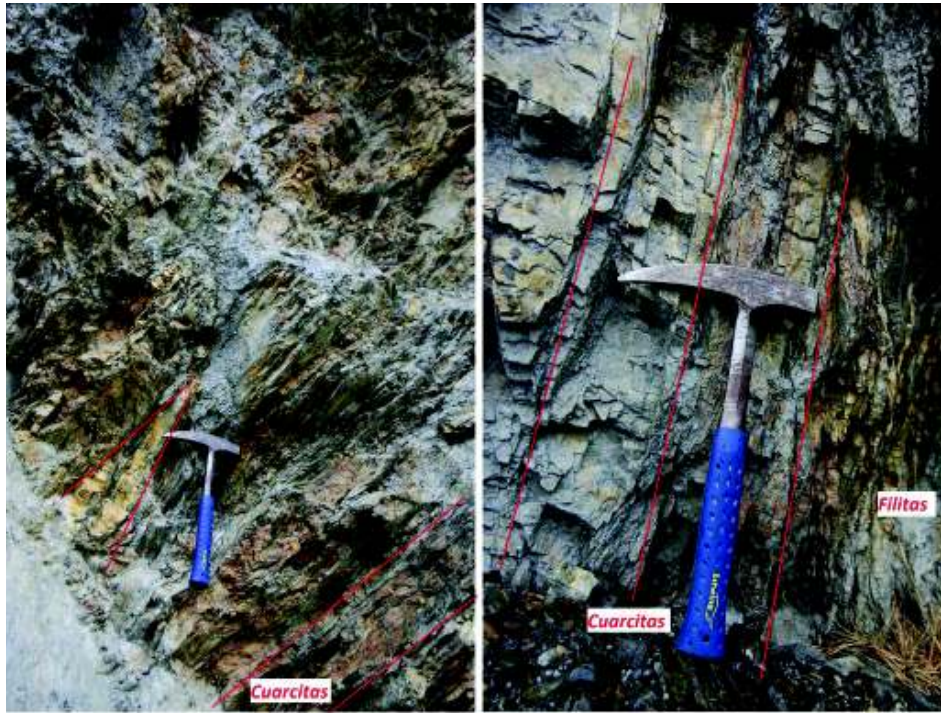


Figura 3.6. Terreno Guamote. Afloramiento de capas alternadas de cuarcitas finas intercaladas con pizarras y filitas. Carretero Guadalupe – Patate [G-01 UTM: $778_{468} / 98_{48624}$]

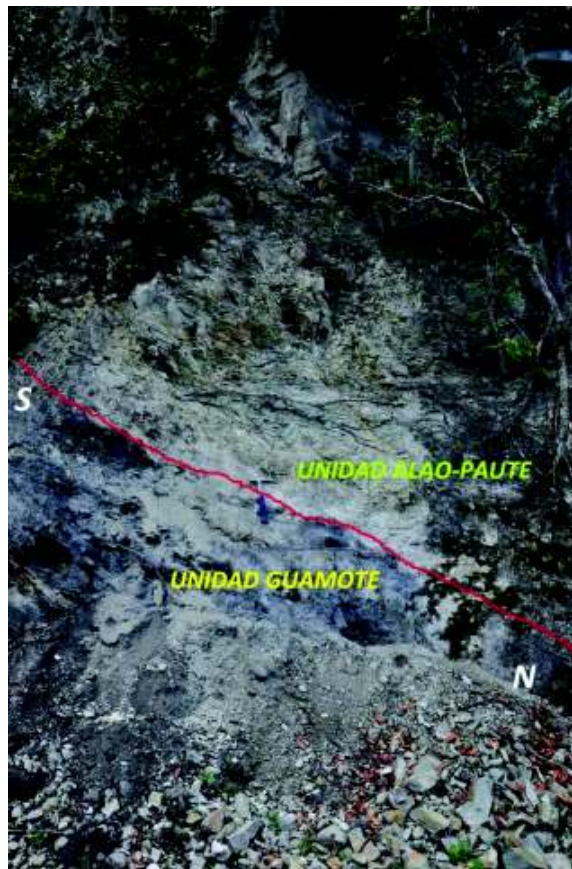


Figura 3.7. Unidad Alao-Paute. Contacto litológico entre la Unidad Alao-Paute cabalgante y el Terreno Guamote ubicado en la vía Guadalupe-Patate [AL-01 UTM: $778_{608} / 98_{48874}$]

3.2.3.3. CORRELACIÓN Y EDAD

El contenido variable de pizarras, filitas y cuarcitas que forman parte de este Terreno carece de evidencia para designar como Unidad Punín o Cebadas según las definiciones de Litherland et al. (1994), razón por la cual al igual que Reyes (2006) y Yáñez (2016) se le denomina Terreno Guamote para el presente estudio.

La edad propuesta para este Terreno por medio de evidencia fósil según lo reportado por Litherland et al. (1994) es Jurásico Inferior hasta Cretácico Inferior.

3.2.4. UNIDAD ALAO-PAUTE

3.2.4.1. UBICACIÓN

Esta unidad perteneciente a la subdivisión Alao comprende litologías de origen volcánico afectadas por un metamorfismo de bajo grado. Forman un cinturón de aproximadamente 11 km de ancho por 6 km de largo constituidas por una secuencia de esquistos verdes principalmente con intercalaciones de cuarcitas en facies de esquisto verde que se ubican en la parte central del área de estudio, (*Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*), formando escamas tectónicas con direcciones casi paralelas N-S alineadas que generan foliaciones y plegamientos muy variables.

Los principales afloramientos se encuentran en el margen izquierdo del río Pastaza en la carretera antigua hacia el cantón Patate [AL-06 UTM: $787_{077} / 9848_{163}$], [AL-04 UTM: $786_{589} / 9845_{856}$], [AL-15 UTM: $784_{310} / 9845_{437}$], [AL-08 UTM: $783_{558} / 9845_{212}$], [AL-12 UTM: $781_{406} / 9844_{586}$], y afloramientos puntuales en el margen derecho del río Pastaza en el barrio Pititig (Baños) [AL-11 UTM: $784_{832} / 9844_{922}$], porque está cubierto por depósitos cuaternarios que serán descritos en el siguiente subcapítulo (*Anexo 1; 3.3. Depósitos Cuaternarios*).

3.2.4.2. PETROGRAFÍA

En la vía que conecta Baños con la comunidad de Vizcaya [AL-09 UTM: $787_{947} / 9850_{188}$], se registran afloramientos de esquistos verdes compactos de textura lepidoblástica, alineados en la dirección del plano de esquistosidad $S_1 N20^{\circ}E$ con

buzamiento 44° SE y composición mineral principal dada por clorita, epidota, muscovita, cuarzo, plagioclasa y biotita (parcialmente oxidada), los cristales de muscovita están afectados por un clivaje de crenulación S_2 en dirección perpendicular al plano S_1 (Figura 3.8; Anexo 1).

Esquistos verdes con similares características son evidenciados en el punto AL-11 UTM: $784_{832} / 9844_{922}$, donde están levemente deformados en la dirección del plano S_1 manteniendo el mismo rumbo N-S y se observa que los cristales de biotita presentan un grado de oxidación (Figura 3.9; Anexo1).

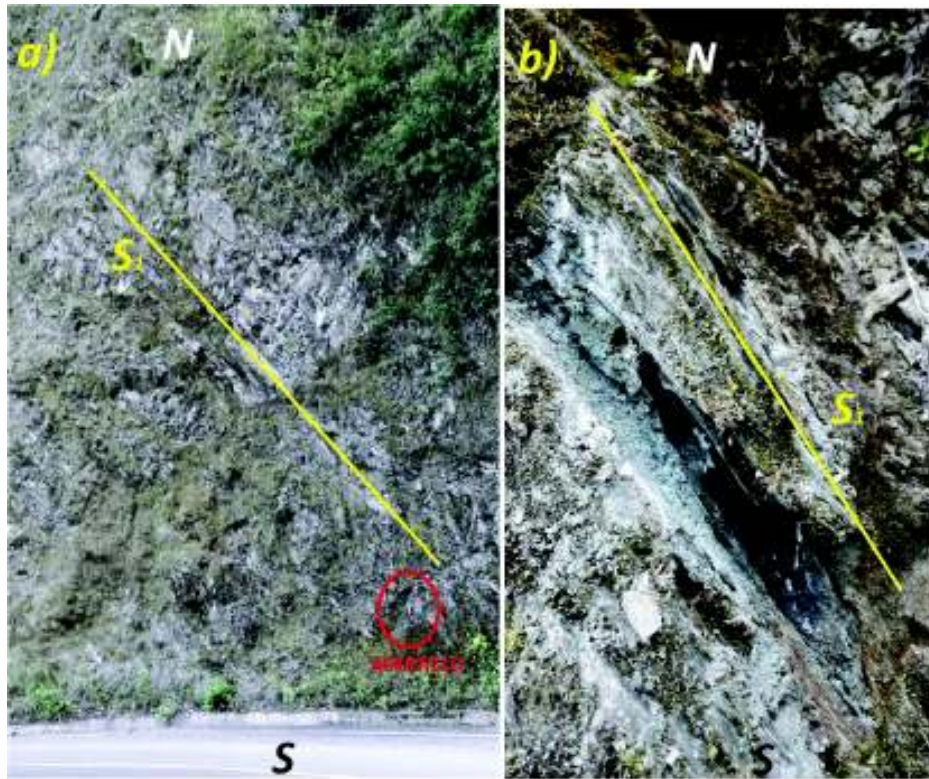


Figura 3.8. Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento de 30 metros de alto vía a Vizcaya [AL-09 UTM: $787_{947} / 9850_{188}$], donde se logra evidenciar la dirección de la foliación $N20^{\circ}E / 44^{\circ} SE$. (b) Muestra de mano de la Unidad Alao-Paute, se aprecia una tonalidad verde típica de la asociación mineral clorita-epidota.

En la vía que conecta la comunidad de Lligua con el cantón Patate [AL-12 UTM: $781_{406} / 9844_{586}$], se observan rocas de similares características, levemente deformadas en dirección NNE buzando 64° NW y con un grado de oxidación mayor al punto AL-11 UTM: $784_{832} / 9844_{922}$ (Figura 3.10; Anexo 1; Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación).

En la vía Baños – Ambato en el margen derecho del río Pastaza [AL-14 UTM: $780_{294} / 9846_{023}$], se evidencia un afloramiento de una secuencia de esquistos verdes de espesores que varía entre 1 y 2 m intercalados con cuarcitas que presentan cristales de clorita, presenta una foliación promedio $N10^{\circ}W / 27^{\circ} SW$ (Figura 3.11; Anexo 1; Anexo 3- Mapa de Puntos de Observación).



Figura 3.9. Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento (Vía Baños-Ambato [AL-11 UTM: $784_{832} / 9844_{922}$]) (b) Toma de medidas estructurales. Dirección del plano de foliación $S_1 N10^{\circ}E / 80^{\circ} NW$.

En el punto [AL-01 UTM: $778_{608} / 9848_{874}$], se realizó una sección delgada, donde se aprecia una textura porfidoblástica y mineralógicamente está formado por cristales de clorita 30%, epidota 10%, muscovita 50%, cuarzo 5% y calcita 5% como mineral secundario (Figura 3.12; Anexo 2).

La mayoría de los cristales se presentan parcialmente fracturados y alterados. Los cristales de clorita y epidota representan el producto de la alteración de los cristales de muscovita (Figura 3.12; Anexo 2).

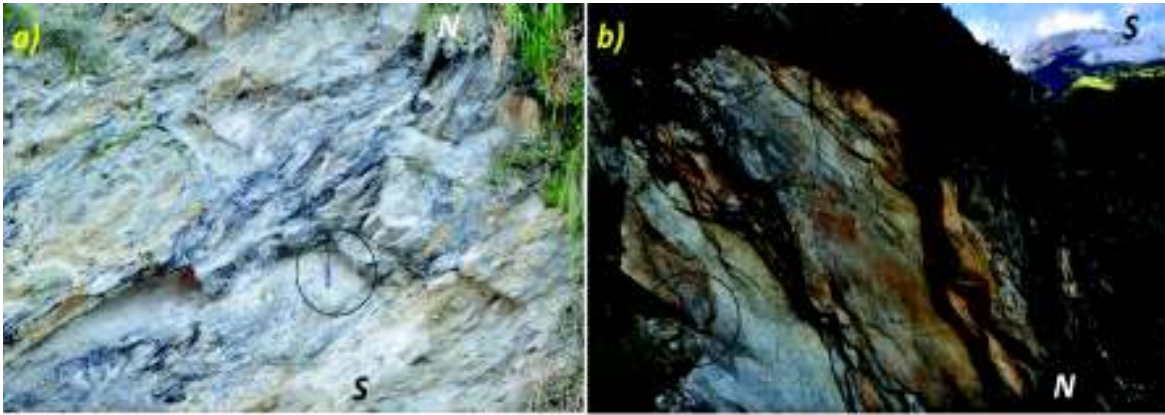


Figura 3.10. Unidad Alao-Paute. (a) Afloramiento deformado en dirección NNE [AL-08 UTM: $783_{558} / 9845_{212}$]. (b) Afloramiento deformado y alterado (oxidación) ubicado en la unión de los ríos Patate y Chambo (formación de río Pastaza AL-12 UTM: $781_{406} / 9844_{586}$).



Figura 3.11. Unidad Alao-Paute. Afloramiento ubicado en la vía Baños- Ambato [AL-14 UTM: $780_{294} / 9846_{023}$], que consiste en una secuencia metamórfica de esquistos verdes intercalados con cuarcitas que presentan asociaciones y acumulaciones de cuarzo en medio de su distribución mineral.

En el punto [AG-08 UTM: $789_{459} / 9845_{516}$] ubicado en el margen derecho del río Ulba se observa un afloramiento de esquistos de textura granoblástica con una composición mineral compuesta por muscovita, biotita, clorita, plagioclasa y hasta 5% de granate, donde se evidencia la coexistencia de minerales que marcan un metamorfismo de bajo grado (clorita, muscovita) y grado medio a alto (granate) (*Anexo 1*).

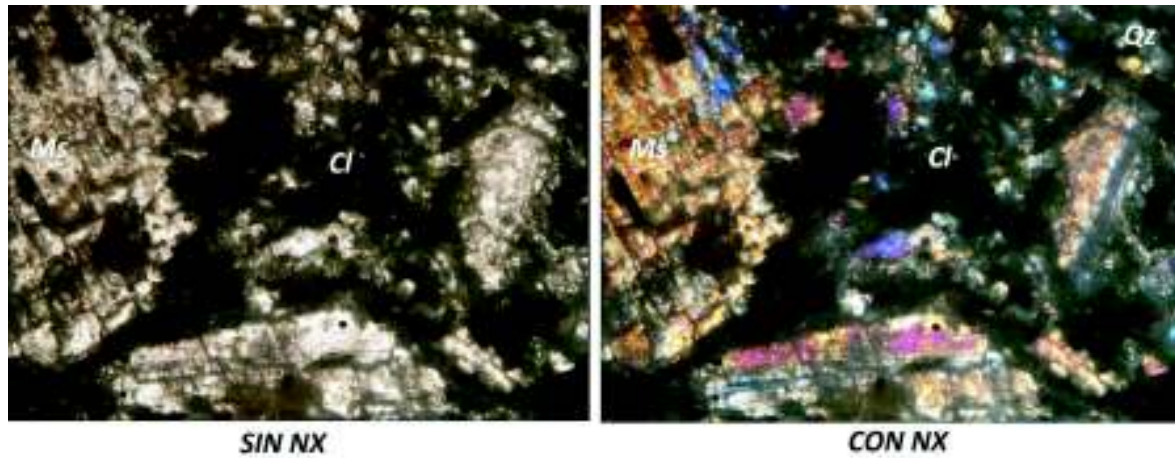


Figura 3.12. Unidad Alao-Paute. Punto [AL-01 UTM: $78_{608} / 98_{4874}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de esquistos de muscovita, clorita, epidota, cuarzo en donde se observa la composición mineralógica y su textura porfidoblástica (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) de esquistos verdes en donde se observa los cristales de clorita y epidota se presentan rodeando los cristales de muscovita que están parcialmente fracturados y alterados.

Cl: Clorita, Ms: Muscovita, Qz: Cuarzo.

En el punto AL-02 UTM: $790_{128} / 98_{45848}$, aflora una secuencia compuesta por esquistos verdes de textura porfidoblástica, alineados en la dirección del plano de esquistosidad S_1 $N45^{\circ}E / 55^{\circ}SE$. En sección delgada está compuesta por cristales de biotita 10%, muscovita 35%, clorita 35%, granate 20%. Algunos cristales de granate presentan una alteración leve y otros han dejado su forma la cual se evidencia por la recristalización de muscovita (*Figura 3.13; Anexo 2*).

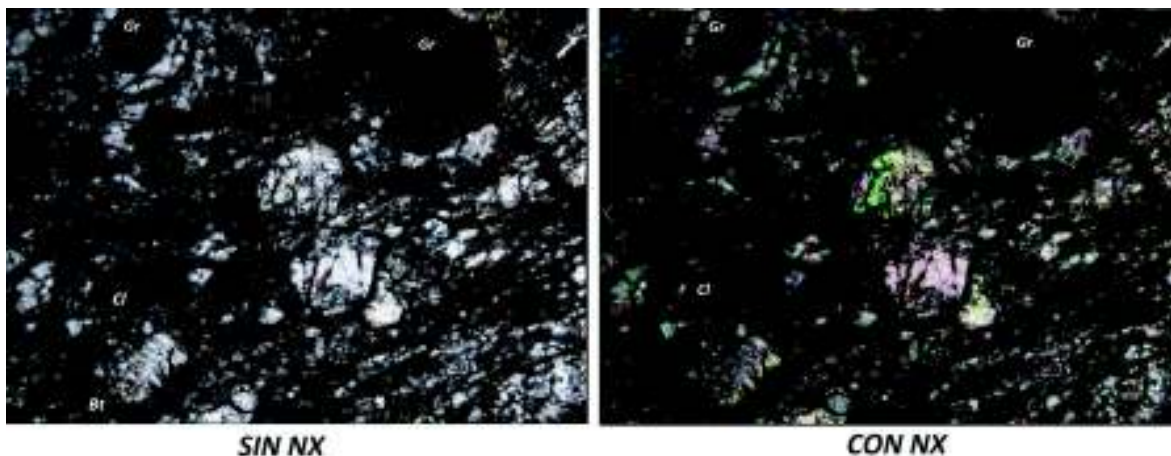


Figura 3.13. Unidad Alao-Paute / Agoyán. Punto [AL-02 UTM: $790_{128} / 98_{45848}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de esquistos de muscovita, clorita, biotita, granate, en donde se observa la composición mineralógica, textura porfidoblástica y orientación a lo largo del plano S_1 . (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) se evidencia la recristalización de muscovita en los espacios dejados por cristales de granate (centro de la fotografía).

Cl: Clorita, Bt: Biotita, Ms: Muscovita, Gr: Granate

En el punto AL-03 UTM: $790_{512} / 9846_{036}$, aflora una secuencia de esquistos verdes parcialmente oxidados, con vetillas de cuarzo. En sección delgada presenta una textura porfidoblástica, pseudo orientación y composición mineralógica de clorita, epidota, granate, muscovita, cianita, biotita y minerales opacos. Los cristales de granate se presentan parcialmente alterados y fracturados, rellenando los espacios presenta una recristalización de minerales como cianita y biotita (*Figura 3.14; Anexo 2*).

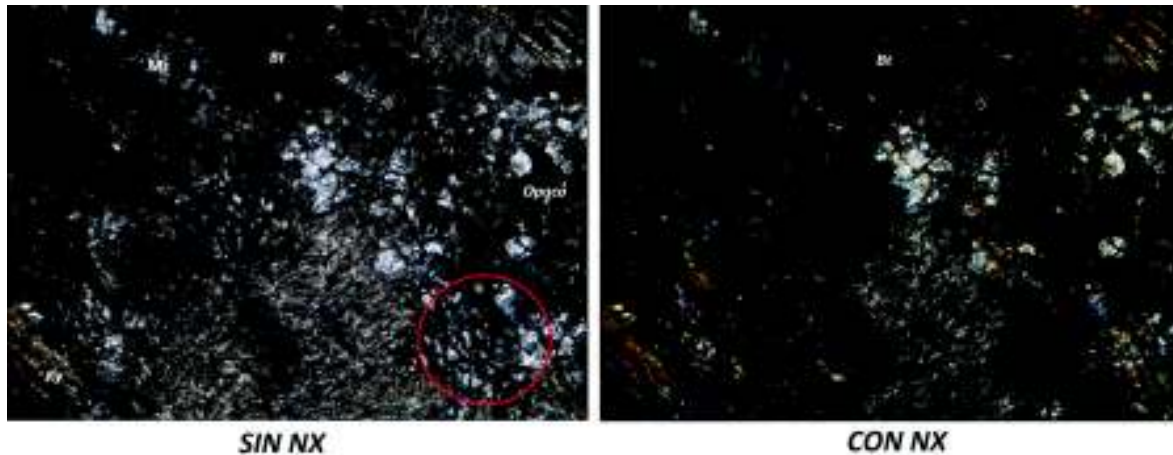


Figura 3.14. Unidad Alao-Paute / Agoyán. Punto [AL-03 UTM: $790_{512} / 9846_{036}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de metagrawaca, donde se observa la composición mineralógica, textura porfidoblástica y pseudoorientación. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia la recristalización de muscovita y cianita. Ms: Muscovita, Bt: Biotita, Ky: Cianita, Opaco

La Unidad Alao-Paute está constituida por esquistos verdes y cuarcitas cloríticas en menor proporción. Los esquistos verdes se caracterizan por su alto contenido de clorita y micas.

3.2.4.3. CORRELACIÓN Y EDAD

Las características litológicas y mineralógicas de la Unidad Alao-Paute definidas en el Terreno Alao por Litherland et al. (1994), coinciden con la litología encontrada en la zona de estudio, sin embargo, se ha determinado una nueva facies compuesta por cuarcitas con cloritas ubicadas en la parte Oeste de la zona de estudio, la misma está en contacto tectónico con el Terreno Guamote.

En el presente trabajo se descarta que la Unidad Peltetec sea el contacto entre los Terrenos Alao y Guamote ya que existe evidencia de un contacto tectónico entre los mencionados Terrenos y la Unidad Peltetec que aflora dentro en el Terreno Alao.

La edad propuesta por Litherland et al. (1994) para esta Unidad es Jurásico Medio, corroborada por edades $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$ de Cochrane (2014) de Jurásico Medio a Tardío ($163.7 \pm 1.6 \text{ Ma}$).

3.2.5. UNIDAD PELTETEC

3.2.5.1. UBICACIÓN

Esta Unidad pertenece a la subdivisión Alao según lo descrito por Litherland et al. (1994) forma un cinturón alargado de rocas de origen oceánico con una longitud aproximada de 3,5 km de largo por 0,4 km de ancho que se extiende desde Patate al norte hasta el poblado de Guadalupe al sur.

Esta unidad presenta una configuración espacialmente inclinada 30° al sur por dicha razón no se encuentran afloramientos ya que están cubiertos por depósitos cuaternarios del volcán Tungurahua y las terrazas fluviales del río Patate (*Figura 3.15*), sin embargo, los principales afloramientos se encuentran a lo largo del río Patate en su margen izquierdo (*Anexo 3- Mapa de Puntos de Observación*).



Figura 3.15. Valle del río Patate. Se observa las Unidades Peltetec y Alao-Paute en contacto con las terrazas cuaternarias del río.

3.2.5.2. PETROGRAFÍA

Las rocas del complejo ofiolítico Peltetec conforman un conjunto coherente formado por litologías comunes en secuencias ofiolíticas. Según Wilson (1989), las secuencias ofiolíticas típicas constan de una secuencia oceánica formada por peridotitas a la base, seguidas de niveles de gabros, una zona de diques basálticos, pillow lavas y flujos de lava y finalmente una cobertura sedimentaria (*Figura 3.16*).

En el complejo ofiolítico es común encontrar secuencias metasedimentarias verdes con niveles de óxidos de hierro y cobre muy finos seguidos por metabasaltos masivos y metagabros de tamaño variable que llegan hasta unos 5 mm de diámetro, pero trabajos anteriores como reportados por Reyes (2006), cita la presencia de metagabros y metanoritas de 10 mm de diámetro con plagioclasas alteradas y piroxenos frescos.

Cerca de la población de Patate ubicada al norte del área de estudio se observan bloques de sedimentos finos pertenecientes a los niveles superiores de la secuencia ofiolítica [Pt-01 UTM: $79_{228} / 98_{50107}$], y al igual en el punto Pt-04 UTM: $79_{379} / 98_{49825}$ se evidencia diques de 3 m de espesor que cortan la secuencia sedimentaria de Peltetec (*Anexo 1*).

En el punto Pt-02 UTM: $79_{348} / 98_{49479}$ se evidencia bloques de metagabros pertenecientes a los niveles inferiores de la secuencia oceánica.

En el presente trabajo se realizaron dos secciones delgadas pertenecientes a los puntos citados previamente. Se evidencia parte de la secuencia sedimentaria foliada serpentizada con rumbo andino, de color verde, de matriz fina con vetas de recristalización de cuarzo, muscovita, clorita, epidota y pequeñas cantidades de óxidos de cobre que se encuentran en asociación mineral en las vetas de recristalización (*Figura 3.17; Anexo 2*).

En la sección delgada realizada en la secuencia de metagabros se evidencia parcialmente oxidada, formada por plagioclasa alterada, clorita, epidota, augita,

serpentinita y presencia de calcita como mineral secundario. En muestra de mano presenta estriadores suaves donde marca el movimiento relativo de los bloques (*Figura 3.18; Anexo 2*).

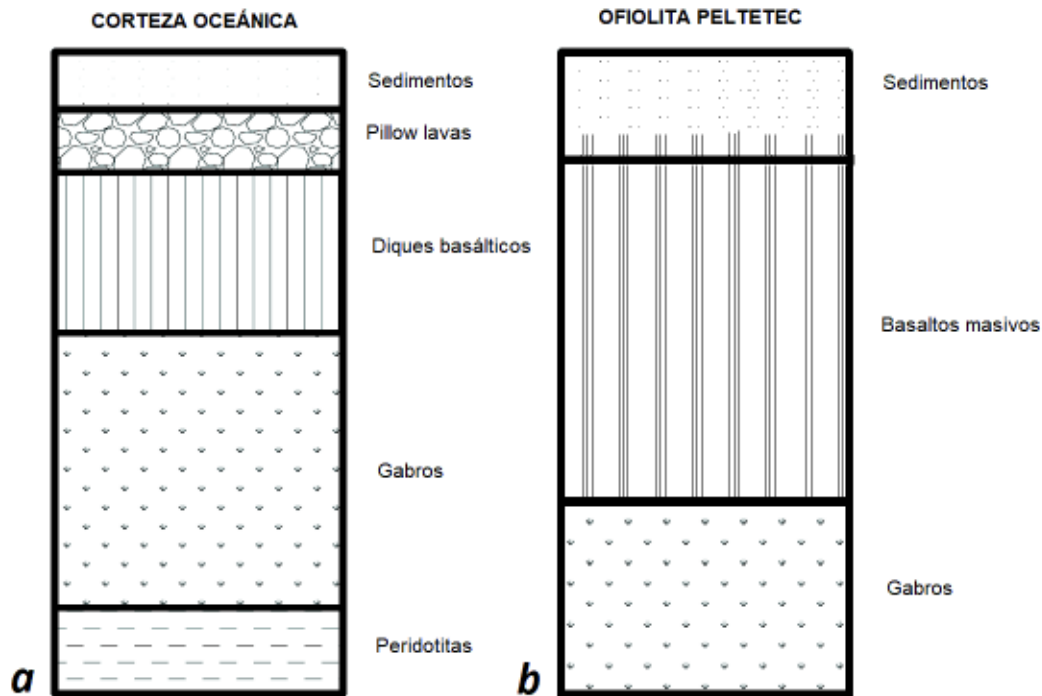


Figura 3.16. Esquema comparativo entre a) secuencia ofiolítica teórica de la corteza oceánica según Wilson, M. (1989) y b) secuencia litológica encontrada en el complejo ofiolítico de Peltetec en el trabajo.

En el complejo ofiolítico Peltetec no se encontraron evidencias de “pillow lavas”, sin embargo, se logra evidenciar en el punto Pt-04 UTM: $79_{379} / 98_{49_{825}}$ que algunos metasedimentos son cortados por diques intrusivos masivos de 3 m de espesor aproximadamente (*Anexo 1*), por lo tanto Reyes (2006) sugiere que la ofiolita de Peltetec presenta una sucesión de litologías básicas de un fragmento ofiolítico, que difiere de una secuencia ofiolítica típica de corteza oceánica según Wilson (1989) (*Figura 3.16*).

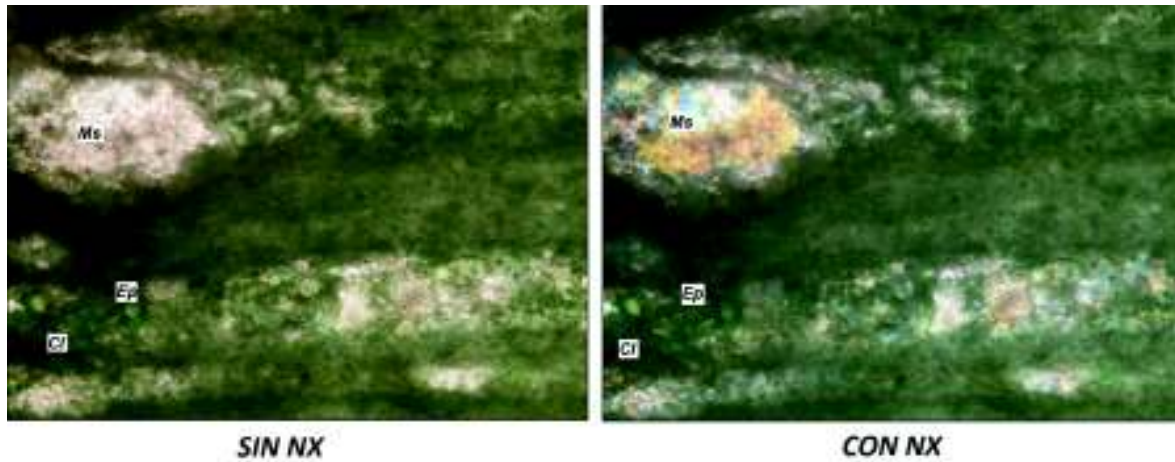


Figura 3.17. Unidad Peltetec [Pt-01 UTM: $79_{228} / 98_{50_{107}}$] (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de secuencia metasedimentaria donde se observa las vetas rellenas de muscovita clorita, epidota en la dirección S_1 (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).

Cl: Clorita, Ms: Muscovita, Ep: Epidota.

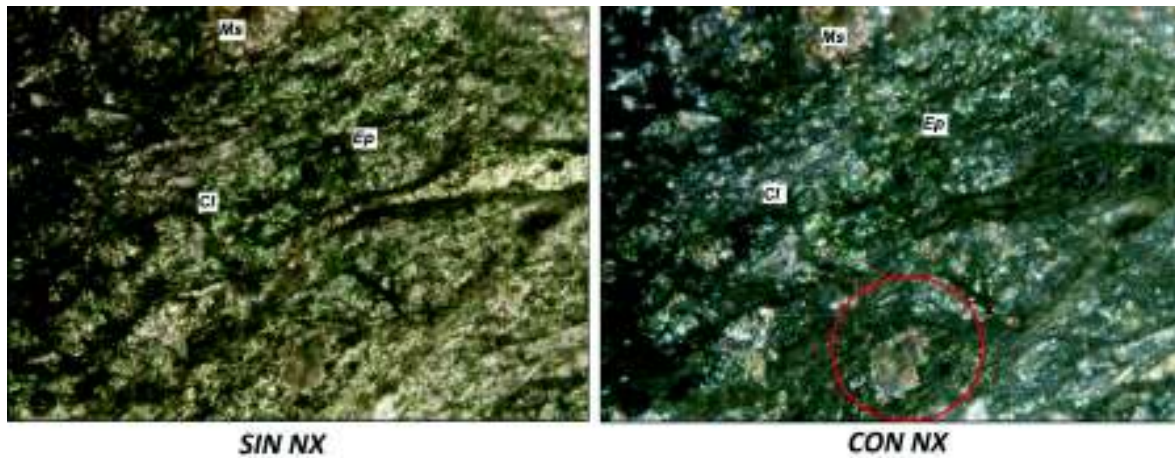


Figura 3.18. Unidad Peltetec [Pt-02 UTM: $79_{348} / 98_{49_{479}}$] (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de metagabros levemente fracturados, muestra una pseudo orientación hacia la parte derecha superior de la fotografía. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia la recristalización de muscovita en los espacios dejados por cristales de piroxeno y plagioclasa que han sido previamente alterados (centro de la fotografía).

Cl: Clorita, Ms: Muscovita, Ep: Epidota.

3.2.5.3. CORRELACIÓN Y EDAD

“Litherland et al. (1994) incluyeron en la Unidad Peltetec a todas las rocas pertenecientes al melange ofiolítico, como son metasedimentos de la unidad Guamote, escamas tectónicas del granitoide Tres Lagunas y rocas ofiolíticas” (Reyes, 2006).

Esta unidad se encuentra en contacto tectónico con la Unidad Alao-Paute en el borde oriental y occidental.

La edad propuesta por Spikings et al. (2015), corresponde a Cretácico temprano ($134,3 \pm 12,8$ Ma y $134,7 \pm 0,9$ Ma), quienes realizaron dataciones de plagioclasa en gabros y metabasaltos.

3.3. DEPÓSITOS CUATERNARIOS

En el presente trabajo se han identificado como depósitos cuaternarios a los originados desde 770.000 años hasta el presente, citando los tres edificios volcánicos del Tungurahua, el depósito de avalancha producto de los colapsos sectoriales del volcán (Hall et al., 1999) y las terrazas fluviales de los ríos Patate, Chambo y Pastaza.

3.3.1. VOLCÁN TUNGURAHUA

El complejo del volcán Tungurahua (Lat. $01^{\circ}28'$ S, Long. $78^{\circ}27'$ W) está construido sobre un basamento metamórfico de la Unidad Alao-Paute (Cretácico) en la parte occidental y central, y las unidades Agoyán y Tres Lagunas (Paleozoico – Triásico), que comprende la parte oriental del volcán (Litherland et al., 1994; *Figura 3.19*).

El volcán Tungurahua está compuesto por tres edificios, el edificio I fue parcialmente destruido (colapso) hace 30000 años BP y el edificio II colapsó hace 3000 años BP. El volcán actual (Tungurahua III) está construido sobre los edificios volcánicos del Tungurahua I y II (Hall et al., 1999).

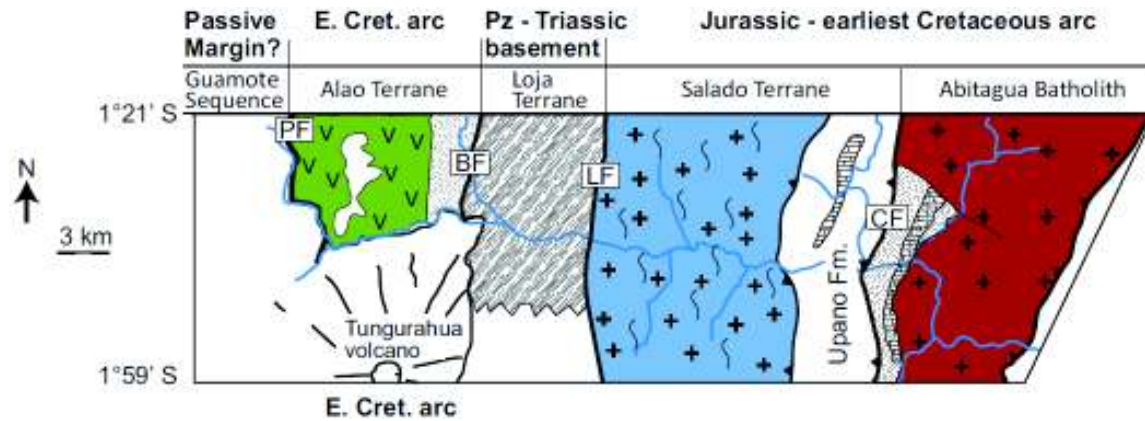


Figura 3.19. Mapa Geológico del corredor Baños – Puyo, ubicación del complejo volcánico Tungurahua y basamento. Tomado de Spikings et al. (2015).

3.3.1.1. TUNGURAHUA I (Cono Antiguo)

Los remanentes del volcán Tungurahua I se encuentran al sur de Baños y al norte de los flancos del volcán, ésta unidad consiste de series concordantes de 400 m de espesor con flujos de lavas andesíticas y andesitas basálticas (55.0 – 58.6 wt% SiO₂) e intercalaciones de tefra. Los flujos de lava contienen dos piroxenos y en menor cantidad cristales de olivino (Hall et al., 1999).

Los depósitos que constituyen el edificio volcánico Tungurahua I presentan superficies inclinadas de mayor tamaño en el flanco norte del edificio volcánico (Runtún y Pondoá), y las lavas de los flancos sur y oriental. Barberi et al. (1988) en base a dataciones K / Ar determinaron que el edificio fue construido por la acumulación de productos volcánicos como brechas andesíticas caóticas intercaladas con una serie de flujos de lavas andesíticos de erupciones ocurridas entre 770.000 y 350.000 años BP. El colapso de este edificio estuvo caracterizado por un volcanismo dacítico, originando los flujos de lava de Runtún y Minsas (Hall et al., 1999).

Los principales afloramientos se encuentran en el poblado de Baños de Agua Santa en las piscinas “La Virgen” [TI-03 UTM: ⁷87₃₈₆ / ⁹⁸45₁₉₂] y en la carretera que conecta Baños y la comunidad de Vizcaya, donde se han tomado varios puntos

de observación y se evidencia un flujo de lava columnar compuesto de rocas de textura afanítica levemente alterada en las caras expuestas a la base.

Se identificaron tres familias de diaclasas de dirección F_1 : $N28^{\circ}W / 85^{\circ} SW$; F_2 : $N36^{\circ}W / 66^{\circ} NE$; F_3 : $N30^{\circ}W / 40^{\circ} SW$ y hacia el techo se encuentra levemente deformado producto del cambio de temperatura en las fases del flujo. (*Figura 3.20; Anexo 1*).



Figura 3.20. Tungurahua I. (a) Parte basal del flujo de lava andesítico, tomado en el punto [TI-04 UTM: $789_{150} / 9846_{901}$], se evidencia tres familias de diaclasas (b) Parte superior del flujo de aproximadamente 20 m. de alto levemente deformado (centro de la fotografía), tomado en el punto [TI-05 UTM: $788_{651} / 9847_{549}$].

En el punto TI-01 UTM: $787_{645} / 9848_{114}$ se realizaron secciones delgadas (*Figura 3.21*) y se observó una estructura levemente ordenada con textura porfídica constituida casi en su totalidad (90%) de una matriz microcristalina finogranular compuesta por plagioclasa 60%, piroxeno 20% y vidrio 10%. Presenta un 10% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno (*Anexo 2*).

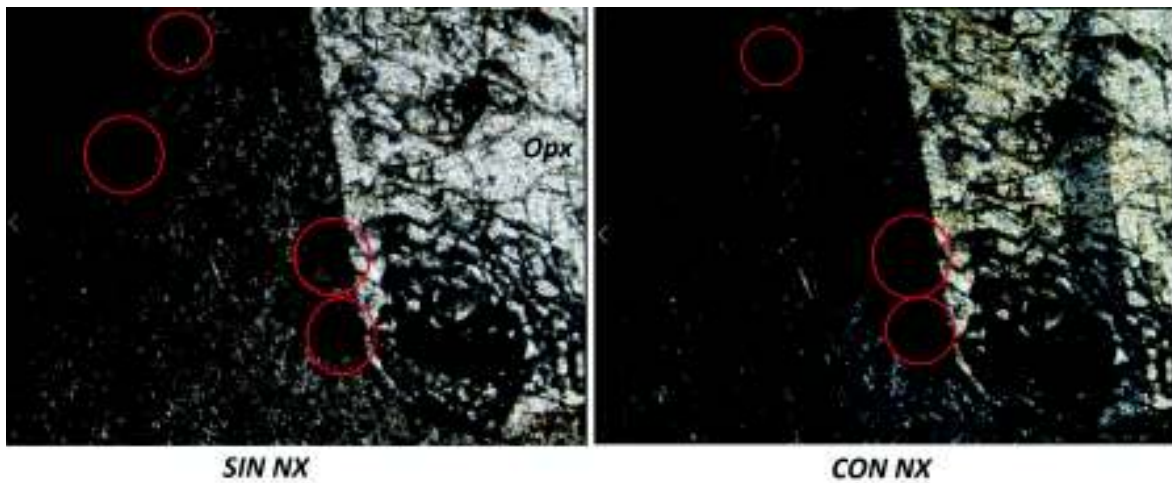


Figura 3.21. Tungurahua I. Punto [TI-01 UTM: $787_{645} / 9848_{114}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica donde evidencia una textura porfídica. (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) se evidencia cristales de ortopiroxeno levemente alterados y fracturados.

Opx: Ortopiroxeno.

En el punto TI-02 UTM: $789_{906} / 9846_{418}$ se realizó una segunda lámina delgada donde se observa una textura porfídica, estructura ordenada rodeando los escasos fenocristales presentes. Compuesta por un 90% de matriz microcristalina por cristales de plagioclasa 70% y vidrio 20% y 10% de fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa (Figura 3.22; Anexo 2).



Figura 3.22. Tungurahua I. Punto [TI-02 UTM: $789_{906} / 9846_{418}$]. (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica donde se evidencia una textura porfídica y el ordenamiento (estructura) alrededor de fenocristales (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x) donde se evidencia los cristales de plagioclasa y vidrio volcánico que componen la matriz microcristalina y el ordenamiento alrededor del cristal de ortopiroxeno y plagioclasa.

Pl: Plagioclasa, Opx: Ortopiroxeno.

La estructura e inclinación de los flujos de lava que definieron el edificio volcánico Tungurahua I sugieren que la parte basal del antiguo edificio estuvo a una altura de 2200 m, es decir 400 m. más alto del piso actual (Hall et al., 1999).

Finalmente, el Tungurahua I estuvo marcado por una gran erupción que destruyó parcialmente el edificio volcánico (colapso) hace 30000 años BP (Hall et al., 1999).

3.3.1.2. TUNGURAHUA II (Cono Intermedio)

Después del colapso del Tungurahua I, el Tungurahua II constituye una serie de lavas andesíticas de alto contenido de Si (57.7 – 60% SiO₂). En la actualidad restos de estas lavas andesíticas están conservados solamente en la Unidad volcánica Tiacos ubicada en la parte superior del flanco sur. En base a dataciones la edad de Tiacos es aparentemente más joven que 14.000 años BP, ya que las lavas ocupan dos valles glaciares cuyas morrenas terminales tienen una elevación típica del máximo de glaciación (Hall et al., 1999).

El Tungurahua II estuvo marcado por un colapso lateral en la misma zona de ruptura del colapso del edificio anterior y acompañado por depósitos de lahar datados de 3000 años BP (Hall et al., 1999), la avalancha se extendió a lo largo del valle del río Chambo, Patate y Pastaza formando terrazas donde en la actualidad se encuentran los pueblos de Penipe, San José de Chazo, La Providencia, Pillate y Cotaló ((Figura 3.23; Le Pennec et al., 2008).

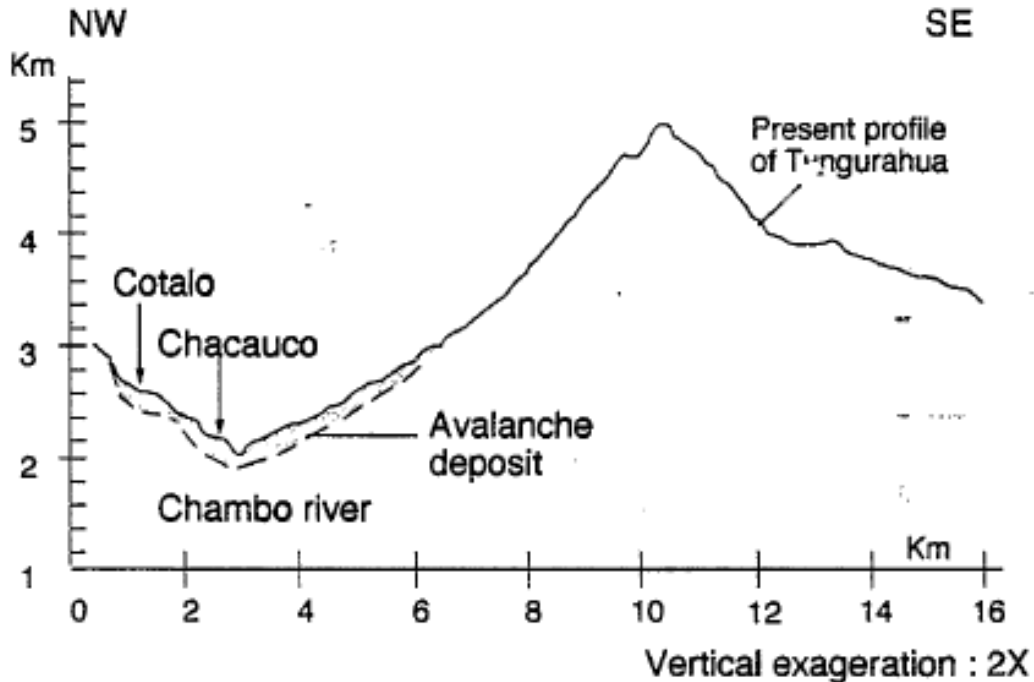


Figura 3.23. Perfil longitudinal del edificio volcánico Tungurahua III. (Tomado de Hall et al., 1999)

El evento de avalancha de 3000 años BP estuvo acompañado por la extrusión de grandes flujos de lava dacítica. Al sur de Las Juntas, la brecha de avalancha se encuentra cubierta por lavas de dacita vítrea que contienen olivino, dos piroxenos y anfíbol en menores cantidades (Hall et al., 1999).

No existe evidencia de actividad eruptiva hasta 2300 años BP, lo que implica que el volcán mantuvo un período donde cesó la actividad durante aproximadamente 700 años (Hall et al., 1999).

3.3.1.3. DEPÓSITOS DE AVALANCHA

El depósito de avalancha del Tungurahua I y II es una secuencia de brechas caóticas, localmente monolítica, que contiene 20-40% de matriz no consolidado, de color gris azulado o rosa. Los clastos angulares de andesitas con altos contenido de Si constituyen los fragmentos dominantes observados en la brecha (Bustillos, 2008).

No se observó ninguna estratificación o estructura interna a lo largo de la carretera Baños-Riobamba. Se evidencia secuencias de tefra aleatoriamente que contienen depósitos de flujo de ceniza de color marrón a rosado con bloques dacíticos vítreos y/o bombas de escoria (Bustillos, 2008).

El depósito de avalancha cubre al menos 80 km². Su espesor máximo en el pie occidental del volcán es 400 m. Al norte y al sur, el depósito se reduce gradualmente de 50 a 30 m de espesor, pero podría alcanzar los 200 m en algunos lugares. Su volumen estimado es 8 km³ (Hall et al., 1999; Bustillos, 2008).

Posterior a ello se generó un gran flujo de escombros de color marrón amarillento, sus depósitos rellenan principalmente el valle del río Chambo. Con frecuencia, las brechas de avalancha se correlacionan de manera estratigráfica con un depósito de lahar. Este flujo fue aparentemente el resultado de la movilización de agua y partes saturadas de la avalancha de escombros, un origen similar al de los lahares del río North Fork Toutle durante la erupción del Monte Santa Elena en 1980 (Janda et al., 1981).

Las bombas de escoria con fracturas de enfriamiento se encuentran dentro del lahar, lo que implica que un evento eruptivo desencadenó o acompañó el colapso (Hall et al., 1999; Bustillos, 2008).

3.3.1.4. TUNGURAHUA III (Edificio actual)

Según Hall et al. (1999) en los últimos 2300 años BP, el crecimiento del volcán se ha caracterizado por una continua actividad, la cual ha generado flujos de lava, flujos piroclásticos y flujos de escombros, depositados en el flanco norte y oeste del volcán.

El Tungurahua III se desarrolló durante dos principales periodos.

3.3.1.4.1. TUNGURAHUA III-I

El primer periodo (aproximadamente 2300 – 1400 años BP). Según Hall et al., (1999) se divide en tres etapas.

1. Una etapa inicial es caracterizada por un volcanismo efusivo donde el volcán se reconstruye, ésta etapa corresponde a flujos de lava de 140 m de espesor que descendieron por el flanco oeste del edificio siguiendo el cauce del río Chambo y Pastaza. La edad propuesta para el flujo de lava se dató mediante radiocarbono en maderas carbonizadas arrojando una edad de 2215 ± 90 años BP.

En el presente trabajo se tomaron en cuenta 9 puntos de observación a lo largo del flujo de lava andesítico-basáltico datado de 2300 años BP (Hall et al., 1999), con el fin de caracterizarlo mineralógicamente a lo largo del cauce de los ríos Chambo y Pastaza.

Se evidenció un flujo de lava constituido por dos fases. La parte basal consta de columnas basálticas y hacia el techo se observa cizallado producto del cambio de temperatura interna del flujo (*Figura 3.24; Anexo 1*).

Se realizaron 7 secciones delgadas en las que se evidencia una textura porfídica de estructura desordenada con matriz finogranular constituida de plagioclasa y vidrio volcánico que varía entre 45% y 50% (*Figura 3.25; Anexo 2*).

El contenido de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y olivino aumenta hasta 50% hacia la parte Este del flujo (*Anexo 2*). Conforme avanzó el flujo a través del cauce del río Pastaza aumenta el porcentaje de olivino hasta llegar a niveles de 20% (*Figura 3.26; Anexo 2*).



Figura 3.24. Tungurahua III. Afloramiento Las Juntas [TIII-03 UTM: $781_{052} / 9844_{411}$], se evidencia dos fases del flujo de lava andesítico. Parte basal predomina columnas basálticas y hacia el techo cizallado.

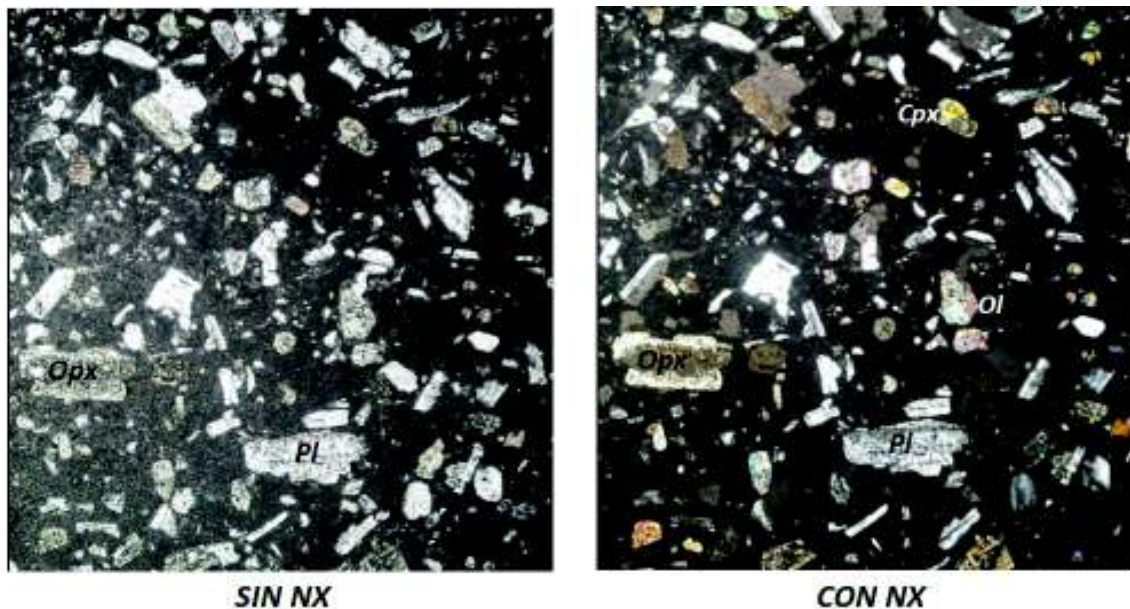


Figura 3.25. Tungurahua III. [TIII-01 UTM: $777_{817} / 9841_{045}$], (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (10x) de andesita porfidoblástica desordenada donde se observa una matriz finogranular (45%) de plagioclasa 20% y vidrio volcánico 25% y fenocristales (55%) de plagioclasa 20%, olivino 10%, ortopiroxeno 10% y clinopiroxeno 5% (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x).

Opx: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa, Ol: Olivino, Cpx: Clinopiroxeno.

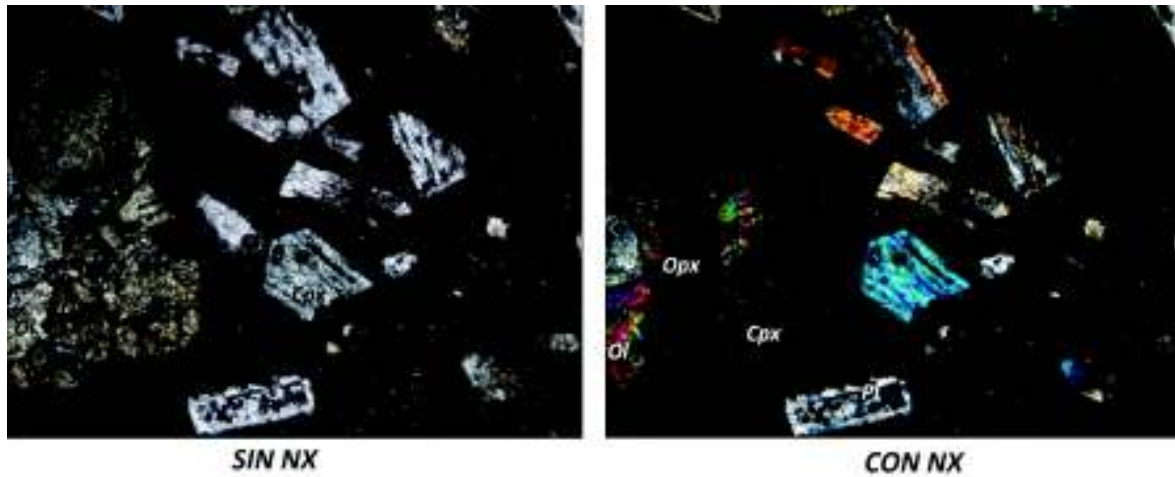


Figura 3.26. Tungurahua III. [TIII-07 UTM: $794_{821} / 9845_{305}$], (a) Sección delgada con luz transmitida sin polarizador cruzado (2.5x) de andesita porfidoblástica desordenada donde se observa una matriz finogranular (50%) de plagioclasa 20% y vidrio volcánico 30% y fenocristales (50%) de plagioclasa 20%, olivino 20%, ortopiroxeno 5% y clinopiroxeno 5% (b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (2.5x).

Opx: Ortopiroxeno, Pl: Plagioclasa, Ol: Olivino, Cpx: Clinopiroxeno.

2. Esta etapa es caracterizada por una actividad explosiva, generando flujos piroclásticos intercalados con capas de lapilli de 100 m de espesor.
3. Etapa efusiva de flujos de lava intercalados con tefra y capas de ceniza que han sido datadas en 1470 ± 85 años BP (Hall et al., 1999), que descendieron principalmente por el flanco norte del edificio volcánico.

3.3.1.4.2. TUNGURAHUA III-II

El segundo periodo (1200 años – presente) corresponde a depósitos piroclásticos.

- 1773: caracterizada por caídas de ceniza de composición andesítica, depósitos de caída de lapilli y flujos de lava con volúmenes del orden de cientos de millones de metros cúbicos que descendió por las Quebradas Juive Chico y Juive Grande (García, 2016).
- 1886: depósitos de flujos piroclásticos del tipo “escoria y ceniza” que contienen bombas con bandas de composición andesítica y dacítica. El flujo de lava emitido tenía un porcentaje de SiO_2 61.3 wt%, similar al de los flujos piroclásticos (García, 2016).
- 1916 – 1918: en esta erupción se produjo una gran cantidad de flujos piroclásticos que descendieron por el flanco Nor-Occidental del volcán a

través de la Quebrada Vazcum, mientras que flujos de lava descendieron alrededor de 100 m desde el nivel del cráter (García, 2016).

3.3.2. VOLCÁN MULMUL

El volcán Mulmul (3552 msnm) se encuentra ubicado a 4 km al Oeste del cantón Baños, cerca del volcán Tungurahua y forma parte de un complejo volcánico asentado sobre la Cordillera Real y probablemente sobre un antiguo complejo volcánico perteneciente al volcán Huisla.

La información limitada o casi nula del volcán Mulmul resulta difícil establecer los eventos suscitados en la construcción de este edificio, sin embargo, Bustillos (2008) realiza una caracterización petrográfica de los depósitos volcánicos andesíticos relacionados a este complejo volcánico.

3.3.3. VOLCÁN HUISLA

El volcán Huisla (3763 msnm) se encuentra ubicado a 4 km al Este del cantón Quero y forma parte de un complejo volcánico asentado sobre la Cordillera Real en el flanco norte y probablemente al sur sobre los volcánicos relacionados a la Formación Cisarán (Bustillos, 2008).

Las rocas de este complejo consta de andesitas piroxénicas anfibolíticas en gran parte con lajamiento como resultado de descompensación de presión producto del colapso sectorial de complejo volcánico que se exhibe en la carretera principal que conecta el cantón Pelileo y Baños y en los poblados de Pelileo y Patate (*Figura 3.27*).

El colapso sectorial tuvo como paleocauce principal la quebrada Gualacucho, permitiendo que los depósitos se extendieran con relativa facilidad hacia el norte y sur, pero siendo limitado por dos barreras naturales, la Cuchilla Loma Paloma – Chinsoloma y la cuchilla de Huayrapata, respectivamente y hacia el oriente fue limitada por el cinturón metamórfico aflorante en el cauce del río Patate en donde

alcanzó hasta unos 500 metros aproximadamente sobre el nivel actual del río Patate (Figura 3.28; Bustillos, 2008).

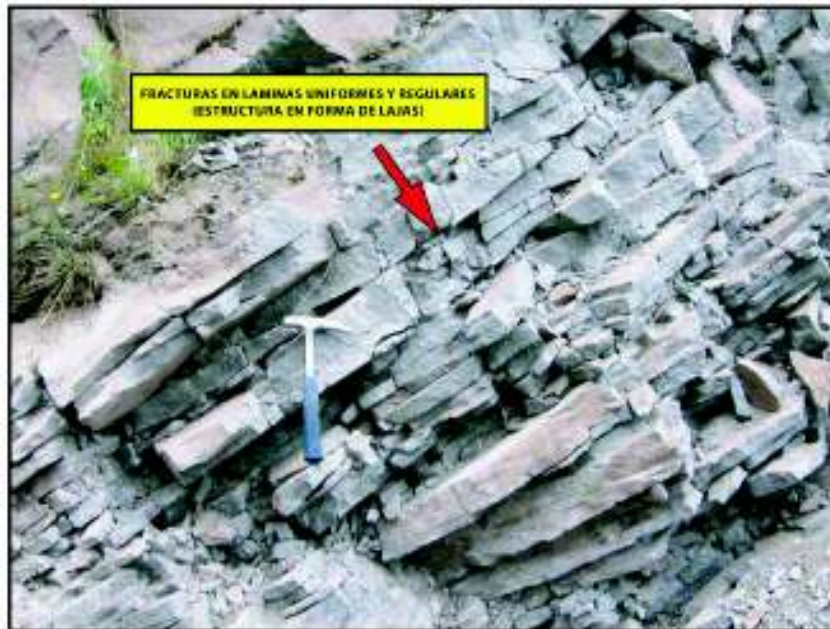


Figura 3.27. Estructura en forma de lajas de los depósitos volcánicos del volcán Huisla observados a lo largo de la carretera principal que conecta los cantones de Pelileo y Baños.
FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008).



Figura 3.28. Planicie formada por el colapso sectorial del volcán Huisla donde actualmente se asientan los poblados de Huambaló y Pelileo. El trazo de color amarillo representa la superficie.
FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008).

3.3.4. CANGAHUA

La formación Cangahua es una típica sucesión volcanoclástica cuaternaria de la región andina del Ecuador (Clapperton y Vera, 1986). Constituye un depósito con espesor promedio de 60 metros de potencia que cubre el Valle Interandino y parte de la Cordillera Real y Occidental, desde Pasto – Colombia al norte hasta la provincia de Cañar al sur.

Litológicamente compuesta por 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 son las calderas de los volcanes Chalupas, Chacana y otros centros volcánicos de emisión de menor relevancia como los volcanes Pichincha, Mojanda, Quilotoa, Atacazo, Iliniza, Carihuairazo y otros (Hall & Beate, 1991).

En la formación Cangahua reside una abundante fauna fósil compuesta principalmente restos de Proboscidea (mastodontes) y Pilosa (mylodones) y en menor proporción équida, cérvida, cricétidos pastorales, lagomorfos y algunos carnívoros (Smilodon). En conformidad con el contenido fósil, datos isotópicos proyectan una edad Pleistoceno medio a superior (Sánchez et al., 2013).

3.3.5. TERRAZAS FLUVIALES

Para el presente estudio fueron considerados cinco puntos de afloramiento a lo largo del cauce del río Pastaza y un punto en el cauce de río Verde Chico (*Anexo 1; Anexo 3-Mapa de Puntos de Observación*), con el fin de caracterizar petrográficamente y asociar terrazas de la misma edad.

En el punto ubicado en la Cascada de Agoyán [DpQ-03 UTM: $792790 / 9844968$] se evidencia el contacto estratigráfico entre una secuencia de conglomerados clasto soportado con el flujo de lava andesítico-basáltico datado en 2300 años BP (*Figura 3.29; Anexo 1*).



Figura 3.29. Cascada de Agoyán [DpQ-03 UTM: $792_{790} / 9844_{968}$], se observa el basamento metamórfico Agoyán sobreyacido por la secuencia de conglomerados y el flujo de lava andesítico-basáltico datados según Hall et al., (1999) en 2300 años BP. En la parte inferior de la fotografía se evidencia la terraza actual (T1) del río Pastaza.

En la secuencia de conglomerados clasto-soportado de sorteo medio se evidencia imbricación hacia el Este siguiendo el cauce del río, con líticos volcánicos centimétricos subredondeados a redondeados levemente oxidados y líticos metamórficos métricos redondeados, en asociación con matriz fina arenosa (*Figura 3.30*).

En el margen izquierdo del río Pastaza en el punto DpQ-01 UTM: $789_{493} / 9845_{958}$ ubicado en la localidad de Ulba se evidencia una secuencia de conglomerados granodecreciente el mismo que consta de una matriz fina levemente soldada con líticos volcánicos subangulosos 80% y metamórficos subredondeados 20%, sin embargo, en el margen derecho se evidencia una secuencia de conglomerados granodecreciente de matriz fina con líticos volcánicos y metamórficos subredondeados, sobreyaciendo a la misma se evidencia una capa de 1 m de clastos imbricados hacia la parte Norte, su fuente probable fue el río Ulba.

Por último se observa un depósito clasto soportada de 4 m con líticos metamórficos subangulosos que varían desde centímetros a metros (*Figura 3.31; Anexo 1*).



Figura 3.30. Cascada de Agoyán, depósitos fluviales [DpQ-03 UTM: $792_{790} / 9844_{968}$], (a) Se evidencia el contacto estratigráfico con el flujo de lava andesítico (b) Conglomerado clasto soportado con líticos metamórficos y volcánicos levemente oxidados en donde se observa la imbricación indicativa de flujo hacia el Este.



Figura 3.31. Depósitos fluviales [DpQ-02 UTM: $789_{637} / 9845_{686}$], (a) Secuencia de conglomerados matriz soportada de 8 m de alto sobreyacido por depósitos del río Ulba con imbricación hacia el Norte y conglomerado clasto soportado de 3m de alto (b) Conglomerado matriz soportado con líticos metamórficos y volcánicos levemente oxidados.

CAPÍTULO 4

ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

4.1 GEOMORFOLOGÍA ESTRUCTURAL

El análisis geomorfológico de la zona estudiada se realizó en base a imágenes satelitales proporcionadas por la entidad SIGTIERRAS del Ministerio de Agricultura, Acuacultura, Ganadería y Pesca, quienes mediante cartografía digital han creado una base de Ortofotos escala 1:5000 e imágenes satelitales de Google Earth© (Images Landsat / Copernicus).

Se realizó la interpretación de litologías, estructuras de roca, zonas de falla y morfología fluvial, las cuales mediante salidas de campo pudieron ser confrontadas.

La topografía de la zona de estudio se encuentra modelada por la escorrentía superficial del sistema fluvial del río Pastaza, la actividad volcánica cuaternaria de los volcanes Tungurahua y El Altar, la erosión glaciaria del período cuaternario y la actividad neotectónica resultante de la migración del bloque Nor-andino, las cuales resultan en la formación de relieves altos en la parte centro-oriental y depresiones controladas tectónicamente hacia la parte noroccidental de la zona. La dirección de flujo de las quebradas y drenajes está controlada por los ríos Collanes y Chambo al oeste, y los ríos Patate y Pastaza al norte de la zona de estudio.

Mediante el uso del programa Google Earth© se delimitó el área de 885 km² que comprende las cartas topográficas de Baños, Palictagua, Volcán El Altar, Quero, Guano y Riobamba.

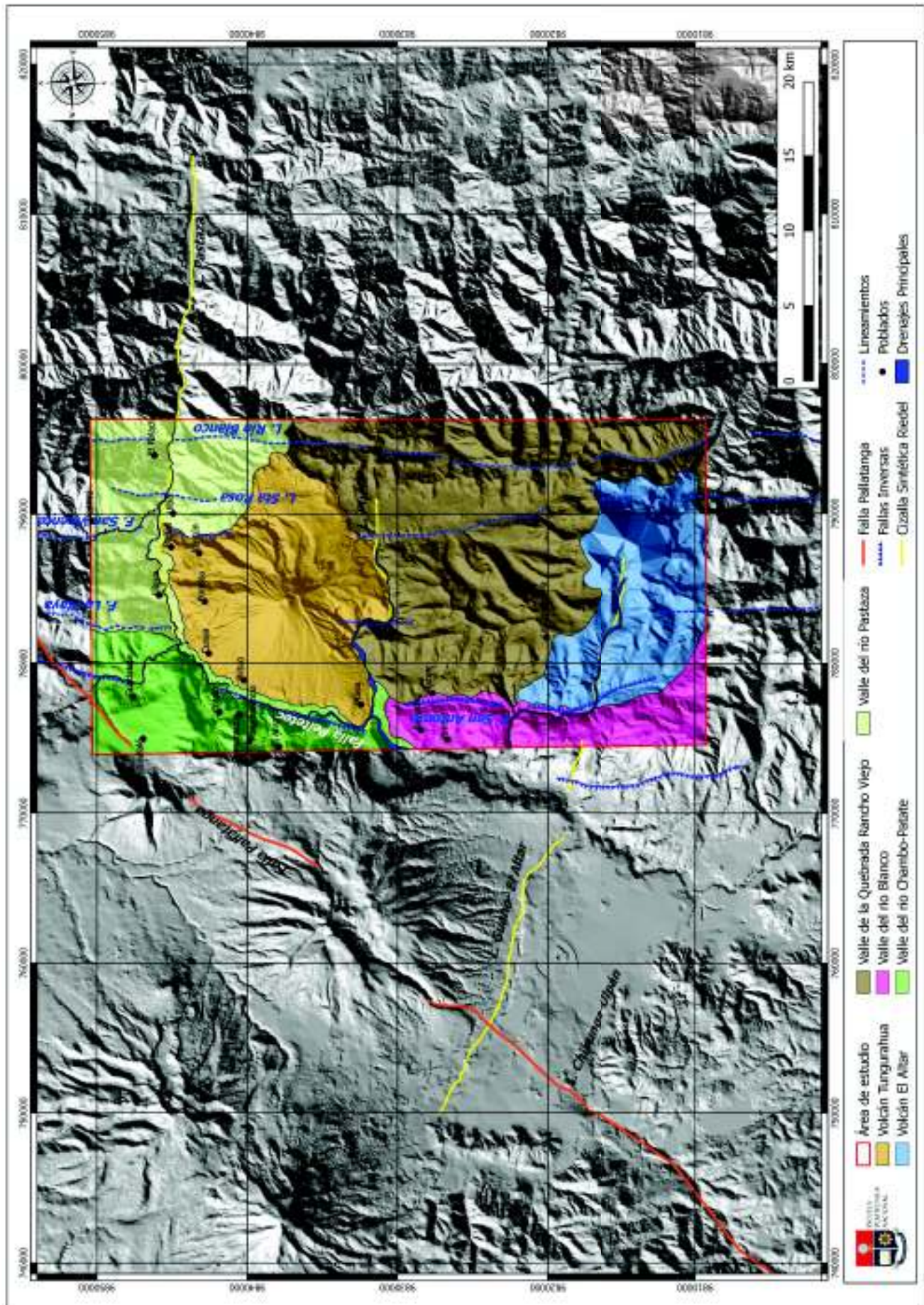


Figura 4.1. Dominios estructurales en el área de estudio.

4.1.1. DOMINIOS MORFOESTRUCTURALES

La morfología del área es controlada por la litología, las estructuras, la actividad neotectónica y el clima. Las principales litologías de la zona de estudio son de origen metamórfico, ígneo y volcanosedimentario.

En la zona de estudio se determinaron varios dominios morfoestructurales como volcán Tungurahua, volcán El Altar, valle del río Pastaza, valle del río Chambo, valle de la Quebrada Rancho Viejo y valle del río Blanco (cerca al volcán El Altar) (*Figura 4.1*).

4.1.1.1. DOMINIO TUNGURAHUA

El edificio se construyó sobre un basamento metamórfico que incluye la Unidad Alao-Paute (Cretácico) en la parte centro-occidental y las unidades Agoyán y Tres Lagunas (Paleozoico – Triásico) que comprenden la parte oriental del volcán (Litherland et al., 1994).

Los drenajes principales Patate, Chambo y Pastaza presentan una forma típica en “V”, donde se encuentran terrazas fluviales que varían entre 2300 msnm en el cauce del río Chambo, 2000 msnm en el río Patate y 1500 msnm en el cauce del río Pastaza (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

La topografía circundante al estrato volcán Tungurahua varía entre los 2000 a 2600 msnm en los ríos Patate y Chambo, que forman el río Pastaza que alimenta a la Cuenca Amazónica (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

El Dominio Tungurahua consta principalmente de depósitos volcánicos de un estrato-volcán típico que se eleva hasta una altura máxima de 5023 msnm y un diámetro basal de 14 km (*Figura 4.1; Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

El volcán tiene una forma asimétrica donde los flujos de lava más antiguos (Tungurahua I) (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*) ubicados en el flanco sur, norte y

este forman contrafuertes triangulares bien disectados como por ejemplo las superficies de Runtún y Pondoá con pendientes entre los 20° a 55° aproximadamente y hacia las laderas de las quebradas Vazcum, Ulba, Pucayacu, Siete Chorreras y Arenal con pendientes entre 55° a 90° (*Figura 4.2; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

Hacia el flanco Sur a través de las Quebradas Tiacos y Los Leones y entre las Quebradas Terremoto y del Mayorasco se evidencian contrafuertes triangulares entre 55° a 90° , entre las Quebradas Los Leones y Terremoto se observa un contrafuerte triangular similar al nombrado en la parte norte (Runtún y Pondoá) con pendiente entre 20° a 50° (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

En el flanco oeste del edificio volcánico desde la Quebrada del Mayorasco en el sur hasta la Quebrada Juive al norte se observan contrafuertes con pendientes de 20° principalmente y hacia el cráter del volcán la pendiente aumenta hasta los 50° (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural; Mapa de Pendientes*).

Debido a los diferentes colapsos que han afectado la estructura del volcán Tungurahua, a través del mapa de pendientes y el perfil topográfico E-W del estrato volcán Tungurahua realizado en este estudio, se determina que el flanco Este del volcán tiene una pendiente entre 20° a 60° , los sistemas de drenajes han disectado las Quebradas Vazcum, Ulba y Pucayacu con pendientes que llegan hasta los 90° , en comparación con el flanco oeste que está formado por depósitos volcánicos cuaternarios que han reconstruido el edificio desde 2300 años BP hasta la actualidad (Hall et al., 1999) con pendientes entre 10° a 50° , los sistemas de drenajes han disectado desde la Quebrada del Mayorasco al sur hasta la Quebrada Juive al norte con pendientes entre 10° a 30° (*Figura 3.3; Figura 4.3; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

A través del perfil topográfico E-W del edificio volcánico Tungurahua, se evidencia el flanco Este con pendiente mayor al flanco Oeste (*Figura 4.2; Figura 4.3*).



Figura 4.2. Volcán Tungurahua. Fotografía tomada en dirección S donde se evidencia la ciudad de Baños y las Quebradas Vazcum y Ulba.

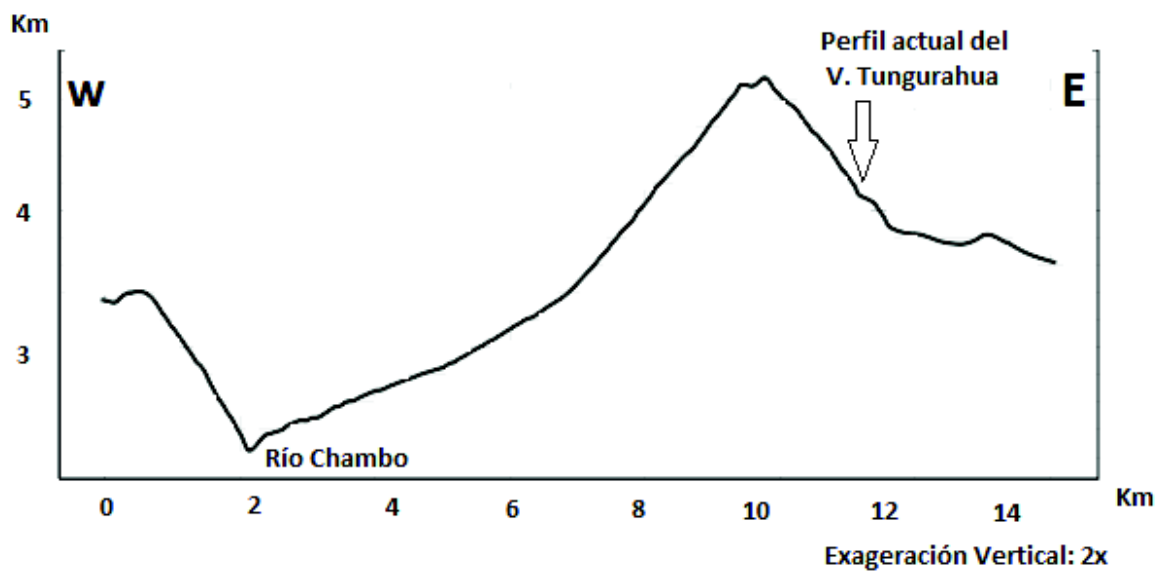


Figura 4.3. Perfil Topográfico E-W del volcán Tungurahua

4.1.1.2. DOMINIO VALLE DEL RÍO CHAMBO

La topografía circundante varía entre 2200 a 3300 msnm y está localizado en el margen Oeste del cauce del río Chambo entre los depósitos volcánicos del volcán Mulmul y los depósitos aluviales recientes del río Chambo (*Figura 4.1; Anexo 3- Mapa Geológico de la zona de Baños*).

En los depósitos volcánicos del volcán Mulmul en el margen oeste del río Chambo, se evidencian tres valles colgados como resultado del levantamiento y la erosión del Frente de Falla Peltetec que se detallará en el siguiente subcapítulo (*Figura 4.4*).

A lo largo del cauce del río Chambo en el margen Oeste entre las Quebradas Guilles al sur y Chontapamba al norte se observa un contrafuerte triangular con una pendiente que varía entre 55° a 90° , mientras que, el Poblado de Cotaló se encuentra sobre una terraza generada durante el colapso del volcán Tungurahua I (30000 años BP) con pendiente de 15° a 25° (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

Hacia la parte noroeste de la zona de estudio se evidencian ciertos depósitos de colapso del volcán Huisla con una pendiente de 25° donde se encuentra el poblado de Huambaló (*Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa de Pendientes*).



Figura 4.4. Valles colgados del volcán Mulmul (líneas amarillas). Sistema de Fallas Pallatanga y Peltetec (líneas blancas). Río Chambo (línea azul). FUENTE: Google Earth© 2018.

4.1.1.3. DOMINIO VALLE DEL RÍO PASTAZA

Este dominio comprende un drenaje principal que socava un valle lineal los depósitos volcánicos cuaternarios del volcán Tungurahua y el basamento metamórfico que comprende las Unidades Alao-Paute, Agoyán y Tres Lagunas en dirección E-O (*Figura 4.1*).

La topografía circundante al cauce del río Pastaza varía entre 1400 a 3500 msnm que incluyen depósitos volcánicos, aluviales y el basamento metamórfico, respectivamente (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

A través del mapa de pendientes e imágenes satelitales se evidencia el paleocauce del río Pastaza que presenta una forma meándrica a la altura de Baños y el poblado de Ulba hacia el Este, el mismo fue sobreyacido por un flujo de lava andesítica-basáltica datado por Hall et al. (1999) de 2300 años BP y forma zonas de baja pendiente principalmente entre 10^0 (*Figura 4.5; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa de Pendientes*).



Figura 4.5. Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas). Río Pastaza (línea azul). FUENTE: Google Earth© 2018.

En el margen norte del río Pastaza a la altura del poblado de Lligua en el basamento metamórfico (*Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*) forma un escarpe triangular de pendiente entre 60° a 80° (*Figura 4.5*) y hacia el norte a través de las Quebradas río San Pablo, Jumacucho y El Lisco la pendiente varía desde 25° a 60° (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*); sin embargo, a partir de la Quebrada Ulba al Oeste hasta la Quebrada El Corazón al Este se evidencian ocho escarpes triangulares alineados en dirección E-O a lo largo de los márgenes norte y sur del río Pastaza con pendientes entre 60° y 80° (*Figura 4.6; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

En el sector de la Cascada de Agoyán se observa una disminución brusca de 100 m en la cota del cauce del río (*Figura 3.27; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa de Pendientes*).



Figura 4.6. Escarpes triangulares a lo largo del cauce del río Pastaza (líneas rojas). Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas). Río Pastaza (línea azul).

FUENTE: Google Earth© 2018

4.1.1.4. DOMINIO EL ALTAR

El edificio se construyó sobre un basamento metamórfico perteneciente a la Unidad Alao-Paute en la parte oriental y la Unidad Maguazo en la parte occidental del volcán (Litherland et al., 1994).

El dominio El Altar consta principalmente de depósitos volcánicos andesíticos que componen el edificio El Altar el mismo que no reporta actividad volcánica desde hace aproximadamente un millón de años (Eissen et al., 2004).

La morfología actual comprende un cono volcánico parcialmente erosionado, formado por una caldera de avalancha en forma de herradura abierta hacia el occidente (Figura 4.1; Figura 4.7).

Las cumbres constan de 6 picos que alcanzan los 5000 msnm., de sur a este y continuando hacia el norte: El Obispo (5300 msnm), La Monja Grande (5310 msnm), La Monja Chica (5154 msnm), El Tabernáculo Sur (5209 msnm), El Tabernáculo Norte (5182 msnm) y el Canónigo (5259 msnm) (Figura 4.7).

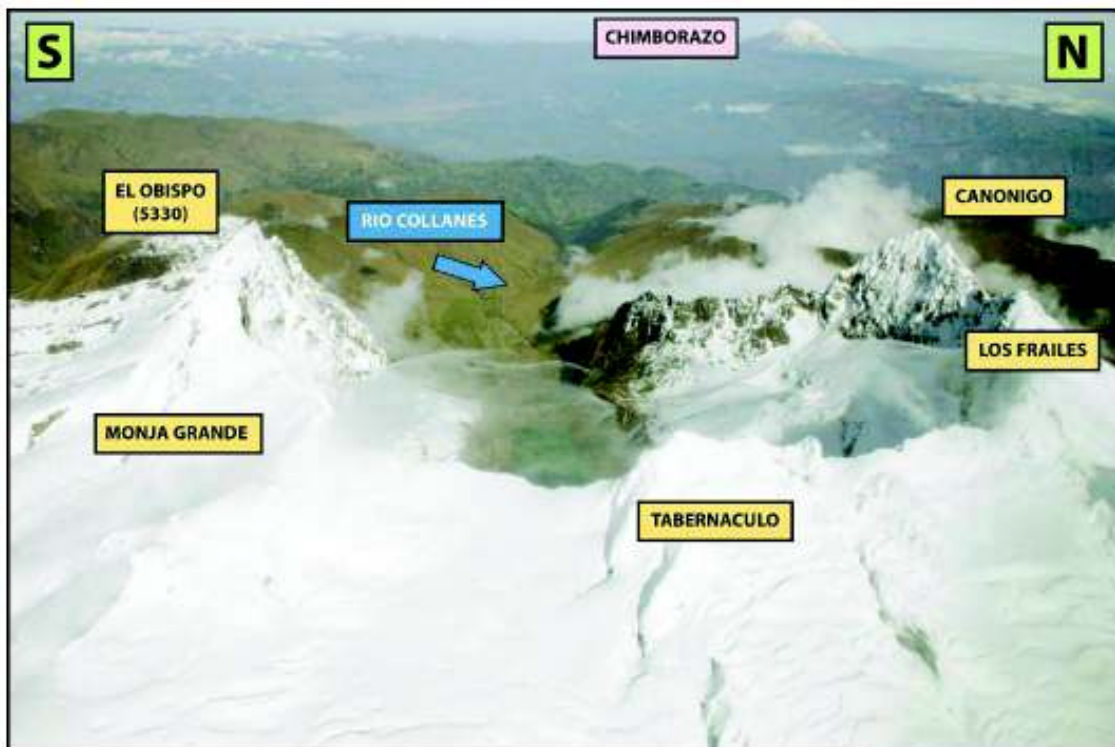


Figura 4.7. Caldera de avalancha del volcán El Altar en forma de herradura abierta hacia el Occidente debido al colapso de la parte superior del cono somital. (Foto: Ing. Patricio Ramón).

FUENTE: Tesis de Grado Bustillos J., (2008).

4.1.1.5. DOMINIO VALLE DE LA QUEBRADA RANCHO VIEJO

La topografía circundante del volcán El Altar varía entre 3000 a 5000 msnm y está ubicado alrededor de los flancos norte, sur, este y oeste del edificio volcánico (*Figura 4.1; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

La geomorfología es modelada por la incisión de valles glaciares y depósitos de morrenas con pendientes entre 10° a 28° en el fondo del valle hasta 60° a 70° en las aristas glaciares como por ejemplo a lo largo de las Quebradas Rancho Viejo, Ventanas, Chorreras, Cubillín y Culebriado ubicadas en el flanco norte del volcán (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

Hacia el flanco este y sur del volcán El Altar se evidencian zonas escarpadas de mayor pendiente principalmente con inclinaciones entre 55° a 80° en las aristas glaciares particularmente a lo largo de la Quebrada Collanes de Santiago, Negra Pagcha y Palangana (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

En el flanco Este y sureste del volcán Tungurahua desde el cráter hasta la Quebrada río Chinchín Grande se evidencian siete circos glaciares con depósitos de morrenas principalmente con pendientes de 20° a 50° y hacia las aristas glaciares entre 55° a 90° (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural; Mapa de Pendientes*).

4.1.1.6. DOMINIO VALLE DEL RÍO BLANCO

La topografía circundante varía entre 2500 y 4000 msnm y está localizado en los márgenes oeste y este del cauce del río Blanco (*Figura 4.1; Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

A lo largo del cauce del río Blanco (cerca al volcán El Altar) en el margen Oeste se observan laderas asimétricas con pendientes entre 60° y 80° , sin embargo, en el margen Este la pendiente varía entre 20° a 45° como resultado del levantamiento del Frente de Falla San Antonio que se detallará en el siguiente subcapítulo (*Figura 4.8; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).



Figura 4.8. Valle del río Blanco (cercano al volcán El Altar). Falla San Antonio ubicado en la parte inferior y Falla La Playa en la parte superior (líneas blancas). Escarpe de deslizamiento del estrato volcán Tungurahua (línea blanca). Río Blanco (línea azul). FUENTE: Google Earth© 2018.

4.2 ANÁLISIS NEOTECTÓNICO

Una de las principales características que presenta la zona de estudio, es la compleja distribución entre las estructuras jóvenes con rumbo andino del valle interandino y las estructuras antiguas relacionadas a los cinturones de basamento de rumbo N-S, muchas de las cuales no presentan rasgos morfológicos visibles en superficie debido a la vasta cobertura plio-cuaternaria que recubre una extensión importante en la zona.

La expresión estructural en el área de estudio, se manifiesta especialmente por contactos fallados, suturas regionales o zonas de cizallamiento profundas que actúan como límites tectónicos entre unidades del basamento y zonas de ruptura frágil superficial (neotectónica) generadas dentro de campos de esfuerzos con régimen compresivo dominante E-O, que se agrupan dentro de complejos sistemas de fallas.

4.2.1. SISMICIDAD

En el presente trabajo se utilizó el software QGIS 2.18 y se ploteó los puntos epicentrales del Catálogo Sísmico Homogenizado IGEPN (*Figura 4.9; Tabla 4.1*) para identificar las distintas estructuras neógenas que controlan los rasgos morfoestructurales y que conformarían los límites tectónicos existentes entre las unidades descritas.

Los puntos epicentrales ploteados en el área de estudio determinan las zonas en donde existe actividad sísmica reciente. Se evidencia que hacia la parte oriental del área de estudio se concentran los sismos más profundos (>40 km), mientras que, hacia la parte centro-occidental se evidencia sismos superficiales, lo que marca que existen estructuras orientadas principalmente en dirección N-S que denotan actividad sísmica reciente (*Figura 4.9*).

Tabla 4.1. Resumen de puntos epicentrales en el área de estudio, Catálogo Sísmico Homogeneizado.

FUENTE: Instituto Geofísico, EPN.

Latitud	Longitud	Mw	Profundidad	AA
9833589.11	790095.21	4.7	33	1982
9818099.26	789630.456	3.9	160	1990
9823183.98	793534.217	3.3	11.06	1997
9836041.44	774286.73	3.5	17.01	1997
9850737.67	791562.341	3	23.58	1997
9836249.3	786089.673	3.3	131.8	1997
9827274.9	795989.195	3.2	143.1	1997
9826288.14	788750.106	3.1	17.34	1998
9842554.81	787099.032	3.6	123.2	2000
9810369.78	777818.489	3.4	109	2001
9829501.03	785302.253	3.1	13.27	2002
9843662.98	785541.307	3.4	127.1	2002
9843209.23	795451.623	3.1	142	2002
9841328.83	794892.652	3.5	147.7	2003
9838347.15	789878.105	3.5	17.65	2004
9844426.51	795341.652	3.1	114	2004
9810151.83	775257.595	3.1	96.75	2005
9828492.62	795545.31	3.3	131.3	2005
9830266.33	792875.012	3.4	137	2006
9828959.32	775614.742	3	9.66	2009
9850158.43	787730.292	3.7	2.98	2013

9840696.57	780410.4	2.7	4.2	2016
9845110.45	782665.6	2.9	6.1	2016
9842894.12	780418.29	2.3	4.2	2018
9846208.47	784875.97	2.7	8	2018

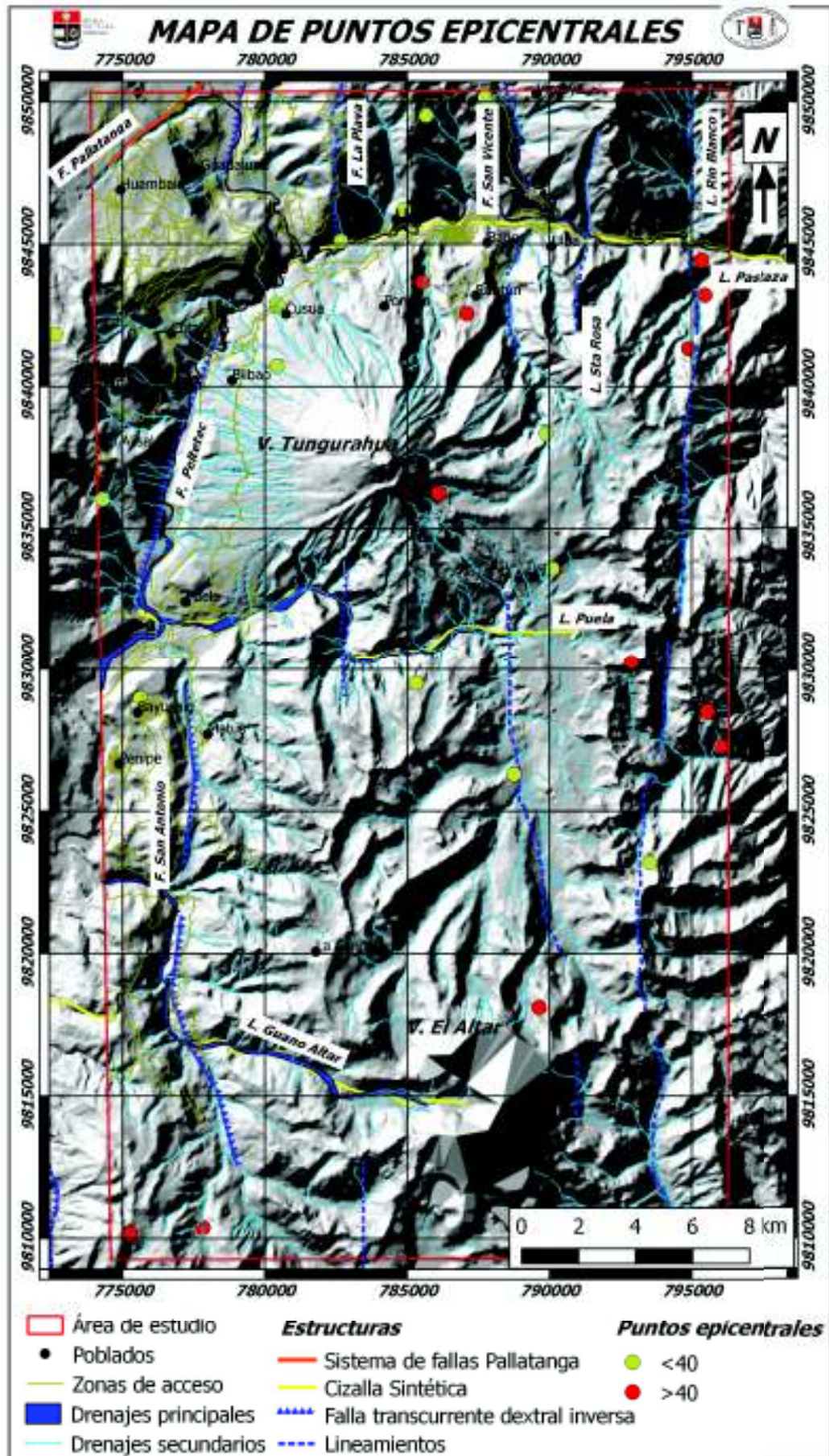


Figura 4.9. Mapa de puntos epicentrales en el área de estudio.

4.2.2. FALLAS Y LINEAMIENTOS

El análisis de la información proveniente de la sísmica, la cartografía geológica, la distribución de pendientes, la geometría de la red hidrográfica y la morfoestructura ha permitido la identificación y registro de varios sistemas de fallas regionales junto con lineamientos tectónicos a lo largo del área de estudio.

4.2.2.1. SISTEMA DE FALLAS PALLATANGA

La Cordillera Occidental y el Valle Interandino regionalmente se encuentran influenciados por el Sistema de Fallas Pallatanga definido inicialmente por Winter y Lavenu (1989). Este sistema de fallas se extiende desde el Golfo de Guayaquil a través de distintos segmentos estructurales que cortan la Cordillera Occidental en sentido NE – SO a NNE – SSO (Baize et al., 2015) y representaría la prolongación del segmento sur de la falla de Pujilí definida por Hughes & Pilatasig (2002), que atraviesa el Valle Interandino con movimiento dextral (Alvarado et al., 2016).

El trazo de falla y su morfología asociada resultan de difícil identificación en los alrededores del área de estudio, debido a la cobertura volcánica (Volcán Mulmul, Huisla y colapsos del Volcán Tungurahua), sin embargo, parte de la misma aflora a lo largo de la Quebrada Gualacucho (noroeste de zona de estudio).

Las manifestaciones geomorfológicas del Volcán Igualata (fuera del área de estudio) en respuesta a la cinemática con desplazamiento dextral de la Falla Pallatanga forman un valle amplio (~1000 m de ancho) alineado en sentido NNE - SSW (*Figura 4.1*).

Los depósitos de avalancha de escombros localizados en los poblados de Pelileo, Patate y Huambaló, formados como resultado de un colapso sectorial del volcán Huisla (Bustillos, 2008) junto con los depósitos volcánicos de la Unidad Igualata (Salguero, 2017) pueden considerarse como efectos de la dinámica activa de este segmento de falla y su prolongación hacia el norte.

En el punto DpQ-07 UTM: $778_{300} / 9850_{353}$ se observaron marcadores cinemáticos como estriadores que marcan un movimiento dextral en los depósitos de brechas volcánicas producto del colapso del volcán Huisla con una dirección preferencial $N35^{\circ}E / 40^{\circ} SW$ (Figura 4.10).

Hacia el norte se extiende a lo largo de la zona de Pisayambo, donde marca una transición con el régimen tectónico del Sistema de Fallas Cosanga (Alvarado et al., 2016).



Figura 4.10. Depósitos del colapso sectorial del volcán Huisla [DpQ-07 UTM: $778_{300} / 9850_{353}$] donde se evidencia marcadores cinemáticos.

4.2.2.2. FALLA PELTETEC

Se localiza en el borde occidental de la Cordillera Real y se extiende a lo largo de toda la zona de estudio a través del cauce del río Chambo desde Penipe al sur hasta el poblado de Guadalupe al norte (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

La estructura posee un rumbo $N15^{\circ}E$ y actúa como límite tectónico entre el Terreno Guamote al Oeste y la Unidad Alao-Paute al Este (Figura 3.7), esta estructura representaría la prolongación al norte de la “zona de cizallamiento

principal” con movimiento dextral inverso, reportada en la zona sur por Reyes (2006), Yáñez (2016) y Salguero (2017).

Yáñez (2016) reporta esta falla como lineamiento tectónico que afecta principalmente a las rocas de la Unidad Peltetec con dirección preferencial aproximada N-S, sin embargo, en el punto UTM: $773_{361} / 9805_{723}$ reporta la zona de cizalla asociada con dirección $N40^{\circ}E / 56^{\circ}SE$ de movimiento dextral inverso, mientras que, Salguero (2017) en el punto [UTM: $775_{193} / 9826_{420}$] cerca del poblado de Penipe reporta los efectos de la zona de cizalla afectando a los metasedimentos de la Unidad Peltetec y metaturbiditas de la Unidad Maguazo a través de fracturas y diaclasamiento de dirección preferencial $N20^{\circ}E$ donde han desarrollado deformaciones intracristalinas, clivajes de crenulación y zonas de cizallamiento S-C que evidencian un movimiento dextral inverso.

Geomorfológicamente, esta zona de cizallamiento se evidencia por la alineación en dirección $N20^{\circ}E$ de escarpes triangulares y valles colgados en el bloque occidental que puede tratarse de una falla de componente inversa donde el bloque occidental se encuentra levantado con respecto al bloque oriental (*Figura 4.4; Figura 4.11; Anexo 3-Mapa de Pendientes; Mapa Morfoestructural*).



Figura 4.11. Valle del río Chambo donde se evidencia la diferencia de pendientes en los márgenes del mismo (línea amarilla y roja). Fotografía tomada desde el punto UTM: $778_{445} / 9842_{499}$

4.2.2.3. FALLA SAN ANTONIO

Esta estructura de cizallamiento se localiza en el extremo suroccidental de la zona de estudio, ubicado a lo largo del río Blanco (cerca al volcán El Altar) en la parte sur hasta el poblado Puela en la parte norte (*Figura 4.12*).

Esta estructura representaría la prolongación norte de la “zona de cizallamiento oriental” reportada por Yáñez (2016) y Salguero (2017).

En este trabajo a través del análisis geomorfológico realizado en el mapa de pendientes, se observa un valle de laderas asimétricas producto de la actividad de esta falla a lo largo del margen Oriental del río Blanco que se evidencia por pendientes que varía entre 60° y 80° , mientras que, en el margen Occidental la pendiente varía entre 20° a 45° , lo que pudiese tratarse de una falla de comportamiento inverso donde el bloque oriental se encuentra levantado respecto al bloque occidental (*Figura 4.8; Figura 4.12; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

Yáñez (2016) reporta una medida estructural de componente dextral inverso $N30^{\circ}E / 53^{\circ}NO$ en el punto UTM: $777_{273} / 9813_{143}$.



Figura 4.12. Trazo de Falla San Antonio con dirección preferencial N-S, Lineamiento Guano-El Altar, Falla Peltetec y Sistema de Fallas Pallatanga (líneas blancas). Escarpes triangulares a lo largo del valle del río Blanco (líneas rojas). Ríos Collanes, y Blanco (líneas azules).

FUENTE: Google Earth© 2018.

4.2.2.4. FALLA LA PLAYA

El trabajo de campo ha permitido identificar una estructura de cizallamiento N-S en la zona denominada “La Pampa” (Figura 4.13) y el análisis geomorfológico permite observar el cambio en el gradiente y el desplazamiento dextral en el cauce del río Puela (Figura 4.14).

Pratt et al. (2005) sugieren un fallamiento inverso que afecta la zona, sin embargo, en el presente estudio a través del trabajo de campo y el análisis geomorfológico se observa que el bloque La Pampa se ha desplazado y levantado en comparación al bloque Baños a través del cauce del río Puela en la parte sur, mientras que, en el cauce del río Pastaza se evidencia una zona de cambio en el gradiente del río donde no existiría la continuidad lateral del flujo de lava andesítica-basáltica por el movimiento de esta falla (Figura 4.13).



Figura 4.13. Fotografía tomada en el punto AL-16 UTM: $782_{743} / 9845_{240}$ en dirección $S20^{\circ}E$, donde se evidencia el desplazamiento inverso de los depósitos volcano-sedimentarios del volcán Tungurahua a través de la Falla La Playa.

En el corte geológico A-B a lo largo de la latitud UTM: $98^{\circ}46'00''$ se evidencia que en la parte occidental de la falla los planos de esquistosidad S_1 de la Unidad Alao-Paute tienen una dirección $N25^{\circ}E / 68^{\circ}NW$ y en la parte oriental $N10^{\circ}E / 64^{\circ}NW$ (Figura 4.15; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños).



Figura 4.14. Trazado de Falla La Playa y Falla San Vicente (líneas blancas), donde se evidencia el desplazamiento de movimiento dextral inverso sobre el cauce del río Puela. Bloques La Pampa, Baños y Ulba limitados por las Fallas La Playa y San Vicente. Falla Pallatanga y Lineamiento Puela (líneas blancas). FUENTE: Google Earth© 2018.



Figura 4.15. Corte geológico a lo largo de la latitud UTM: $98^{\circ}46'00''$.

En el mapa de pendientes se evidencia que el bloque occidental la pendiente varía entre 60° y 80° , mientras que, en el bloque oriental la pendiente varía entre 60° y 50° (Anexo 3-Mapa de Pendientes).

En el punto AL-16 UTM: $782'734 / 98'45'240$ ubicado en el margen sur del río Pastaza se evidencia el desplazamiento dextral inverso de la Falla La Playa que corta los depósitos volcano-sedimentarios del volcán Tungurahua a través del cabalgamiento del bloque La Pampa sobre el bloque Baños (Figura 4.13).

4.2.2.5. FALLA SAN VICENTE

Esta estructura de cizallamiento se localiza en el extremo oriental de la zona de estudio, cerca del poblado de Ulba-San Vicente perteneciente al cantón Baños (Figura 4.16).

Geomorfológicamente, se evidencian en el bloque occidental de la Falla San Vicente ubicado en el flanco oriental del volcán Tungurahua dos escarpes triangulares y un escarpe de deslizamiento antiguo alineados en dirección N-S (Figura 4.16).



Figura 4.16. Lineación de escarpes triangulares a lo largo del río Ulba (líneas rojas), Escarpe de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca), Lineamiento Pastaza (línea amarilla). Fallas La Playa, San Vicente y Lineamientos Santa Rosa y río Blanco (líneas blancas)

FUENTE: Google Earth© 2018.

En los cortes geológicos A-B y C-D se evidencian el cambio del gradiente topográfico en el perfil del río Pastaza (Figura 4.17; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños), sin embargo, en el corte geológico A-B se observa que los planos de esquistosidad S_1 en el bloque Occidental tiene una dirección $N10^{\circ}E / 85^{\circ}NW$ y en el bloque Oriental con dirección $N15^{\circ}E / 55^{\circ}SE$ (Figura 4.15; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños), lo que evidencia un mayor buzamiento en el bloque occidental en comparación al bloque oriental.

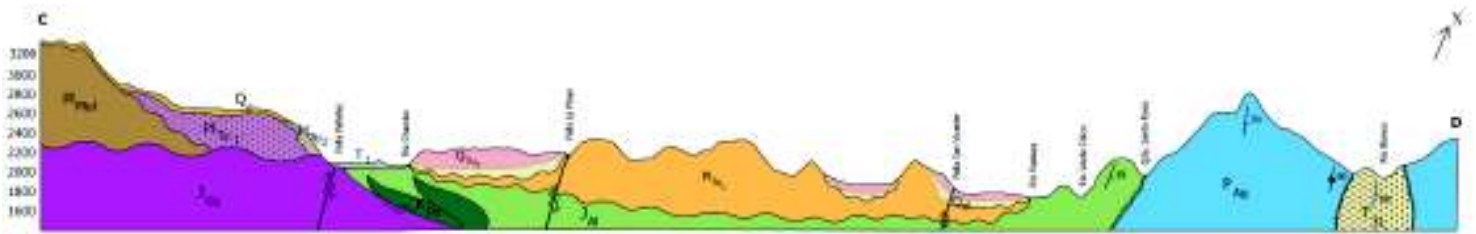


Figura 4.17. Corte geológico C - D.

En el punto TIII-05 UTM: $787_{819} / 9845_{754}$ ubicado en la carretera principal Baños-Puyo se evidencia planos de fallas en dirección N-S que muestra el movimiento relativo de los bloques Baños (occidental) y Ulba (oriental) (*Figura 4.18*).

A través del mapa de pendientes se observa el bloque occidental con pendientes entre 60° a 80° , mientras que en el bloque oriental la pendiente varía entre 60° a 45° (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).



Figura 4.18. Falla San Vicente en el punto TIII-05 UTM: $787_{819} / 9845_{754}$, donde se evidencia varios planos de falla con dirección preferencial N-S.

4.2.2.6. LINEAMIENTO SANTA ROSA

Esta estructura se localiza en la parte nororiental del área de estudio y forma un lineamiento N-S que se extiende a lo largo de la Quebrada Santa Rosa (*Figura 4.19; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*).

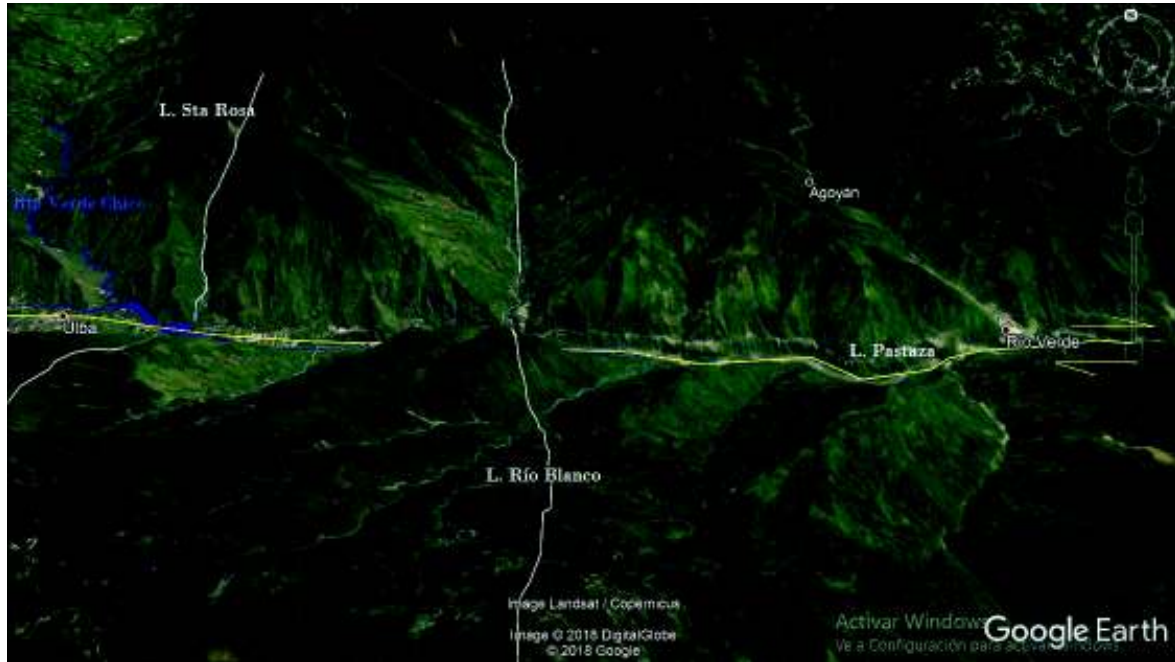


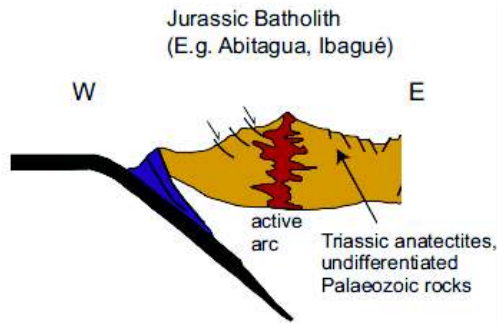
Figura 4.19. Lineamiento Santa Rosa y Río Blanco con dirección N-S (líneas blancas), Lineamiento Pastaza (línea amarilla). FUENTE: Google Earth© 2018.

Litherland et al. (1994) la definen como el Frente Baños que separa los Terrenos Alao (alóctono) y Loja (autóctono), sin embargo, en el presente estudio evidencias de un melange tectónico no han sido encontradas, razón por la cual se ha considerado el modelo de evolución de terrenos autóctonos propuesto por Pratt et al. (2005) y Spikings et al. (2015) (*Figura 4.20*).

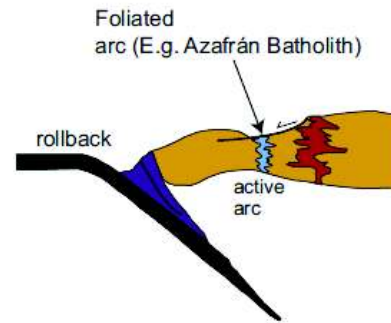
Desde el punto de vista geológico en la Quebrada Santa Rosa AG-08 UTM: $7^{\circ}89'45.9''$ / $98^{\circ}45'51.6''$, se evidencia hacia el Oeste una secuencia metamórfica de grado medio de rocas verdes (Unidad Alao-Paute) y hacia el Oeste una secuencia metamórfica de mayor grado de esquistos pelíticos (Unidad Agoyán) por lo que el Lineamiento Santa Rosa sería un contacto litológico entre las Unidades citadas anteriormente (*Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*).

El análisis efectuado en el mapa de pendientes determina una pendiente homogénea entre 60° y 80° a los flancos Este y Oeste del lineamiento Santa Rosa (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

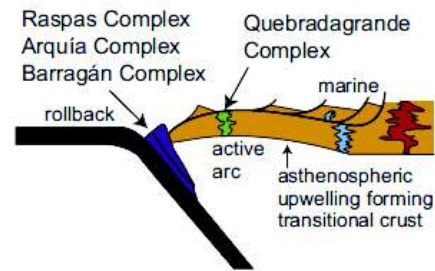
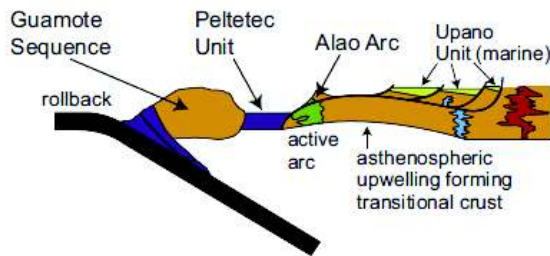
189-145 Ma
Continental arc volcanism



145 - 141 Ma
Extension of the continental margin



141-115 Ma Margin attenuation, westward migration of arc, intra-arc basins, rifted continental slivers?



115-100 Ma Closure of fore/intra/back arc basins, obduction of M-HP/LT rocks, rock uplift and exhumation

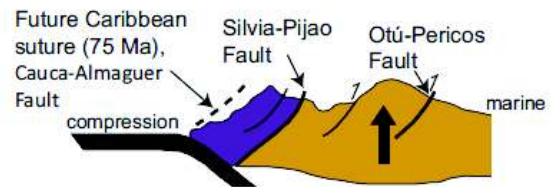
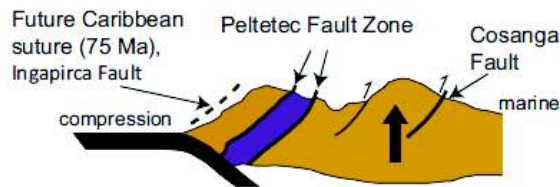


Figura 4.20. Modelo esquemático para el noroeste del margen Sudamericano desde el Jurásico Inferior a Cretácico. Tomado de Spikings et al. (2015).

4.2.2.7. LINEAMIENTO RIO BLANCO

Esta estructura ubicada en la parte nor-oriental del área de estudio, presenta un lineamiento N-S producto del contacto litológico entre las Unidades metamórficas Tres Lagunas al Este y Agoyán al Oeste a través del cauce del río Blanco (cerca al Volcán Tungurahua) (*Figura 4.19; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños*).

Marcadores cinemáticos no han sido observados en campo, sin embargo, se observan lineamientos a través del plano de foliación de las Unidades Agoyán y Tres Lagunas con dirección N-S (*Anexo 3-Mapa Geológico*).

Hacia la parte sur en el Dominio del valle de la Quebrada Rancho Viejo se constata la prolongación del Lineamiento a través de la Quebrada Chinchín Grande, Laurel Grande y las crestas de aristas glaciares que confluyen en el drenaje principal del río Collanes de Santiago ubicado en el flanco Este del volcán El Altar (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

El análisis efectuado en el mapa de pendientes determina una pendiente homogénea entre 60° y 80° a los flancos Este y Oeste del lineamiento Río Blanco (*Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

4.2.2.8. LINEAMIENTO PASTAZA

Este Lineamiento se localiza en la parte norte del área de estudio y forma una estructura de cizallamiento E-O que favorece la erosión del río Pastaza de manera rectilínea a los depósitos volcánicos cuaternarios del volcán Tungurahua y el basamento metamórfico (*Figura 4.21*).

La topografía del río Pastaza en el área de estudio varía entre 2000 msnm en la naciente del río hasta 1460 msnm en el sector del Manto de la Novia (*Figura 4.22*).



Figura 4.21. Escarpes triangulares en los márgenes del río Pastaza. Vista desde el Este (líneas rojas), Fallas Pallatanga, La Playa, Lineamientos Santa Rosa, Río Blanco (líneas blancas) Lineamiento Pastaza (línea amarilla).

FUENTE: Google Earth© 2018.

El análisis a través del mapa de morfoestructural e imágenes satelitales evidencia que el paleocauce del río Pastaza tuvo un comportamiento meándrico desde el sector La Pampa ubicado al Oeste hasta el sector Ulba en el Este, sin embargo, el mismo fue sobreyacido por un flujo de lava andesítica-basáltica datado por Hall et al. (1999) de 2300 años BP (*Figura 4.22*).

Marcadores cinemáticos no han sido observados en campo debido a que el lineamiento está cubierto por un flujo de lava andesítico y depósitos aluviales recientes del río Pastaza, sin embargo, desde el punto de vista geomorfológico esta zona de cizallamiento se evidencia por la alineación en dirección E-O de escarpes triangulares con pendientes fuertes entre 60° y 80° en los márgenes norte y sur del cauce del río Pastaza (*Figura 3.27; Figura 4.22; Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa de Pendientes*).



Figura 4.22. Valle del río Pastaza. Vista desde el Oeste. Fallas La Playa y San Vicente, Lineamientos Santa Rosa y Río Blanco (líneas blancas), Lineamiento Pastaza (línea amarilla), Cicatriz de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca).

FUENTE: Google Earth© 2018.

4.2.2.9. LINEAMIENTO PUELA

Esta estructura de cizallamiento se localiza en la parte central del área de estudio y erosiona de manera lineal en dirección E-O los depósitos del volcán Tungurahua al norte y los depósitos de morrena al sur (*Figura 4.23*).

La topografía del río Puela varía entre 3000 msnm en la naciente del río en el flanco Sur del volcán Tungurahua hasta 2300 msnm en la desembocadura en el río Chambo (*Figura 4.23; Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

En el trazo del cauce del río Puela se evidencia que existe una variación en el gradiente del río hacia el Oeste, donde se observa que el bloque occidental (La Pampa) está cabalgando al bloque oriental (Baños) por la prolongación de la actividad de la Falla La Playa hacia el Sur (*Figura 4.13; Figura 4.23*).



Figura 4.23. Trazado de Lineamiento Pastaza (línea amarilla), movimientos dextrales de los Sistemas de Fallas Pallatanga, La Playa y San Vicente (líneas blancas), Cicatriz de deslizamiento del volcán Tungurahua (línea blanca). Rotación de las Quebradas del flanco oriental del volcán Tungurahua (líneas naranjas). FUENTE: Google Earth© 2018

El análisis efectuado en el mapa de pendientes determina una erosión lineal de esta estructura de cizallamiento denominada Lineamiento Puela en dirección E-O a través de una serie de pendientes fuertes y homogéneas entre 60° y 80° en los márgenes norte y sur entre la Quebrada río Naranjal al Oeste y Cucho Huaycu al Este, sin embargo, en la Quebrada Quinuaquiro el río Puela cambia la dirección de flujo local a N-S por lo que representaría que la red de drenaje en esta zona se desplaza a través del plano de falla La Playa (*Figura 4.24; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

En el presente estudio y como una respuesta asociada a la cinemática del movimiento transcurrente del Lineamiento Puela y el movimiento dextral inverso de la Falla San Vicente se propone un movimiento relativo de rotación antihoraria en el bloque Baños a través de las Quebradas Arenal, Siete Chorreras y Pucayacu (*Figura 4.24; Anexo 3-Mapa de Pendientes*).

4.2.2.10. LINEAMIENTO GUANO – EL ALTAR

Esta estructura de cizallamiento E-O se localiza en la parte sur del área de estudio y atraviesa el Valle Interandino al Oeste fuera del área de estudio a través del río Guano y continúa hacia la Cordillera Real por medio de la Quebrada Quillán, Itsana Grande siguiendo el curso del río Collanes erosionando los depósitos del volcán El Altar a través del río Collanes (*Figura 4.1; Figura 4.24*).

La topografía del río Collanes varía entre 4200 msnm en la naciente del río en la caldera del volcán El Altar hasta 3000 msnm en la desembocadura en el río Blanco (*Figura 4.24; Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

El Lineamiento Guano - El Altar puede relacionarse con la presencia de serpentinitas y fluidos hidrotermales en la Quebrada Itsana Grande reportados por Salguero (2017).



Figura 4.24. Trazado de Lineamiento Guano-El Altar, Puela y río Blanco, Falla Peltetec y San Antonio (líneas blancas). FUENTE: Google Earth© 2018.

4.3 MODELO TECTÓNICO

La historia del Neógeno de la región central del callejón interandino está caracterizada por el desplazamiento tectónico dextral del bloque Nor-andino a lo largo del Sistema de Fallas Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual (Hungerbühler et al., 2002).

El desplazamiento del volcán Igualata y el colapso sectorial del volcán Huisla podrían considerarse como respuesta a la dinámica activa de este Sistema de Fallas Puná-Pallatanga-Cosanga-Chingual. En el área de estudio se manifiesta a través de la Quebrada Gualacucho en la parte noroccidental (*Figura 4.25; Figura 4.26; Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

En el presente trabajo se propone un elipsoide de esfuerzos con un modelo de Riedel (1929) tomando como referencia de esfuerzo principal el movimiento dextral del bloque Nor-andino NNE-SSW a través del Sistema de Fallas Pallatanga, que incluyen zonas de cizalla sintética de Riedel (R) relacionadas con el esfuerzo transcurrente como los Lineamientos: Pastaza, Puela y Guano-El Altar, estructuras relacionadas al esfuerzo compresional como: Falla Peltetec, Falla La Playa, Falla San Vicente y Falla San Antonio, más zonas de extensión y apertura entre las cizallas sintéticas y el cruce con las cizallas antitéticas como resultado del movimiento de la Falla principal Pallatanga que favorecieron a la formación de los edificios volcánicos encontrados en la zona de estudio (*Figura 4.25; Figura 4.26*).

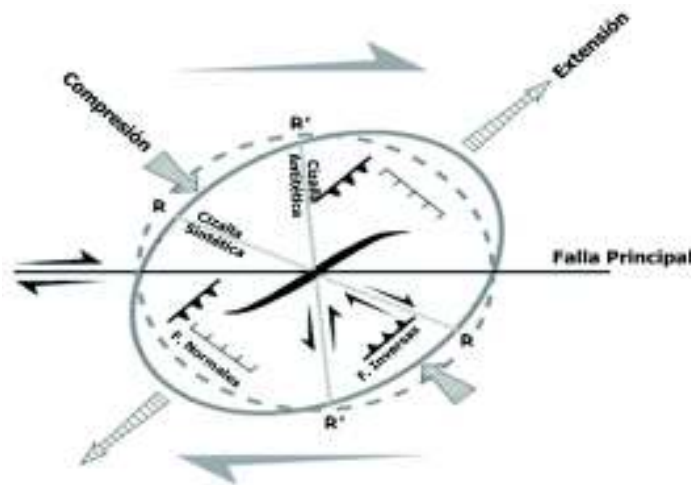


Figura 4.25. Modelo de Riedel (1929). Tomado de Burbank & Anderson (2001).
Modificado por Estrella (2018)

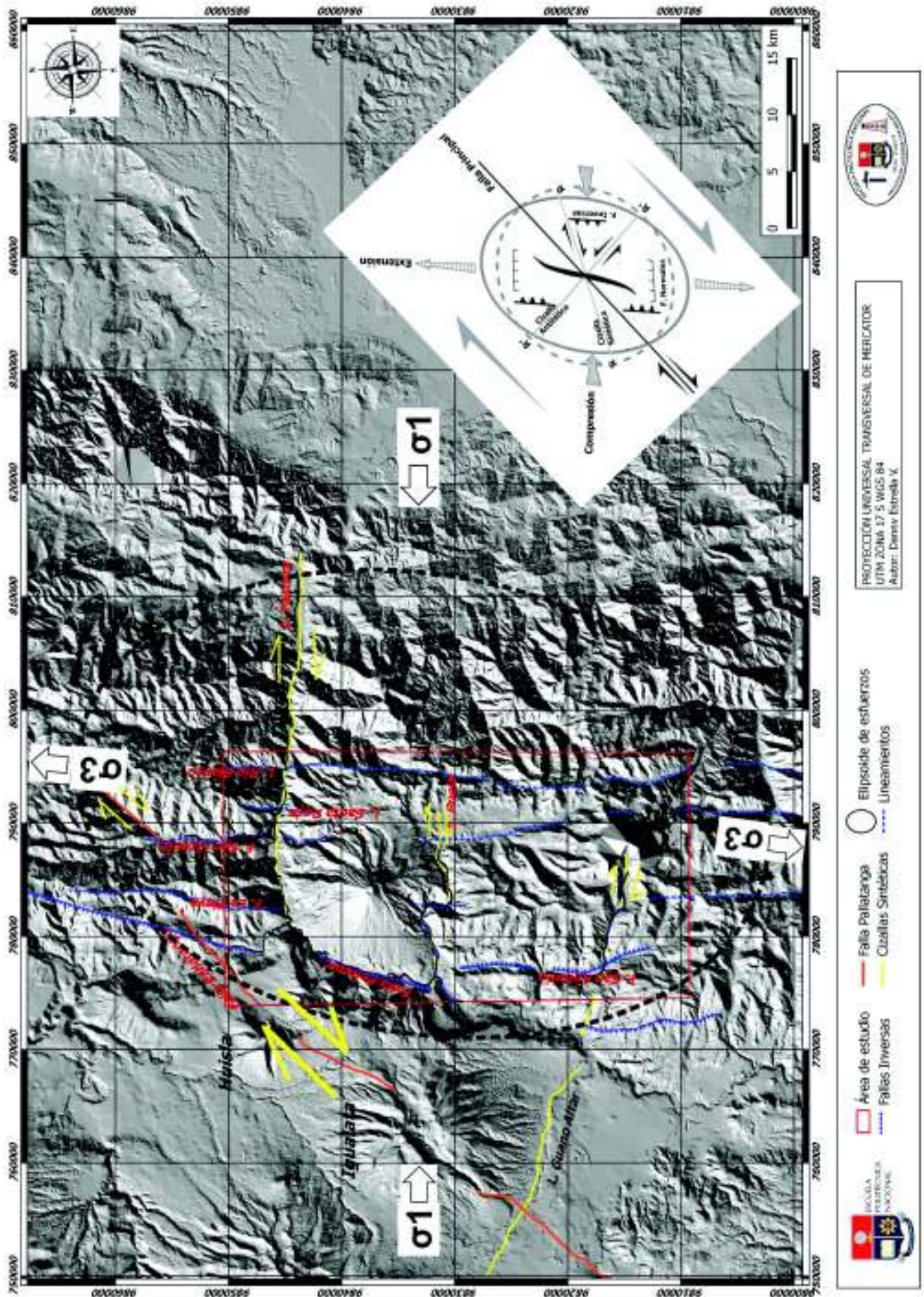


Figura 4.26. Análisis tectónico del área de estudio.

4.4 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

Los resultados de la Cartografía, Litoestratigrafía y Tectónica permitieron elaborar la interpretación de la evolución geodinámica de la zona de estudio.

Los eventos geológicos considerados en esta evolución empiezan en el Paleozoico – Triásico con las unidades metamórficas localizadas en la Cordillera Real y continúan hasta el Holoceno, con las unidades principalmente volcánicas del relleno del Valle Interandino.

4.4.1. PERÍODO PALEOZOICO – JURÁSICO INFERIOR

La Unidad Agoyán es considerada la unidad más antigua en el área de estudio. La edad propuesta para esta unidad es Devónico-Carbonífero por medio de análisis K / Ar (Litherland et al., 1994).

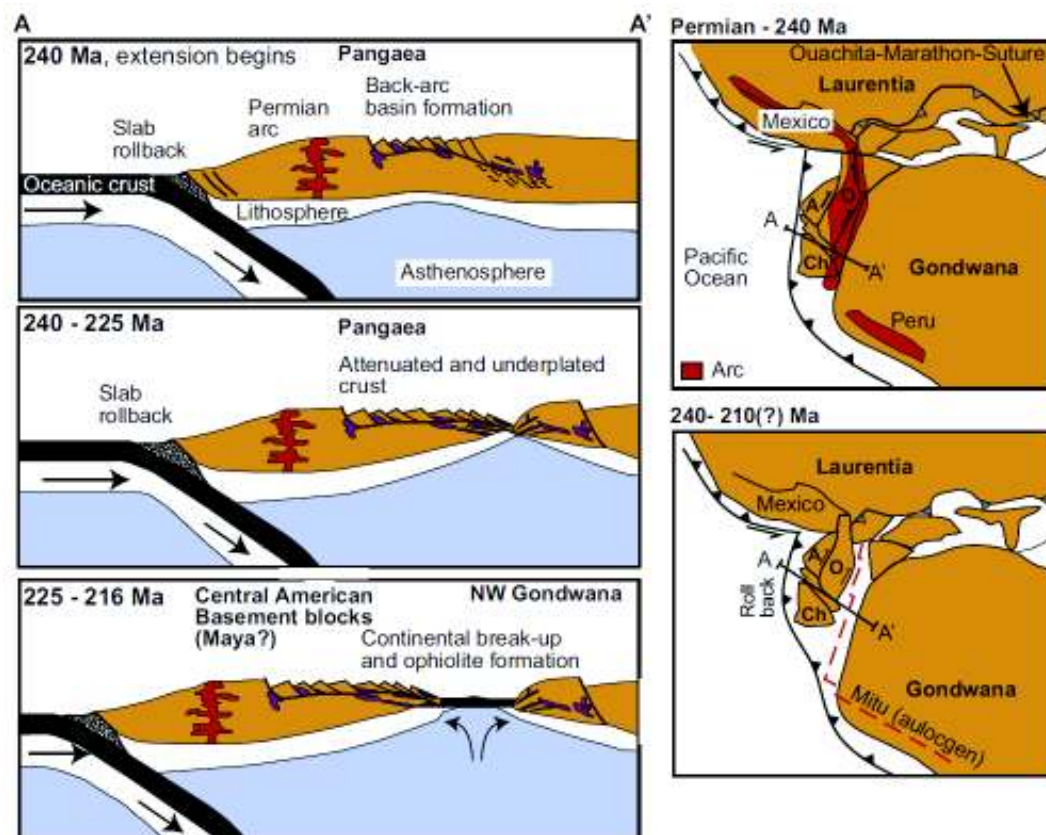


Figura 4.27. Modelo esquemático para el noroeste de Gondwana desde el Pérmico Superior al Triásico Superior. (Tomado de Spikings et al., (2015))

Cochrane et al. (2014) sugieren que el período entre 240 – 225 Ma estuvo dominado por un adelgazamiento progresivo de la litósfera continental durante un episodio de rifting y la separación occidental de Pangea que afectó alrededor de 2500 km, lo que permitió el emplazamiento del granito triásico Tres Lagunas de edad 227 Ma (*Figura 3.4; Figura 4.27*).

Los metasedimentos de la Unidad Guamote presentan un contenido de cuarzo azul proveniente de la erosión del granito Tres Lagunas (Litherland et al., 1994).

Reyes (2006) en trabajos anteriores reporta que los detritos que conforman la Unidad Guamote provienen de la erosión de la Unidad Chigüinda equivalente de menor grado metamórfico de la Unidad Agoyán.

Litherland et al. (1994) proponen una edad Jurásico Inferior – Cretácico, con una edad máxima de depositación ~155 Ma (Spikings et al., 2015).

4.4.2. PERÍODO JURÁSICO

El terreno Alao corresponde a una secuencia metamórfica de rocas verdes. Litherland et al. (1994) interpretan estas rocas como un Terreno alóctono de ambiente de Arco de Isla de edad Jurásico medio que posteriormente fue acrecionado al continente (*Figura 4.28*), sin embargo, Cochrane (2014) y Spikings et al. (2015) interpretan a esta unidad como parte de un arco continental en una zona de subducción con buzamiento al Este, a lo largo de una franja adelgazada de la litósfera en un margen continental, dando lugar a rocas volcánicas máficas isotópicamente jóvenes y en cuyo arco alberga grandes volúmenes de areniscas ricas en cuarzo-circón-turmalina, edades U-Pb de los circones detríticos que revelan la derivación del cratón Sudamericano (*Figura 4.20*).

Resultados geoquímicos reportados por Yáñez (2016) muestran una afinidad toleítica relacionada a un arco de islas oceánico, sin embargo, anomalías positivas en Pb pueden ser provenientes de un protolito derivado dentro de la corteza continental y al igual que anomalías negativas de Eu muestran la diferenciación de la plagioclasa, lo que probablemente puede ser un arco

autóctono formado sobre una corteza continental producto de “rollback” y la consecuente migración del arco hacia el Oeste (*Figura 4.20*).

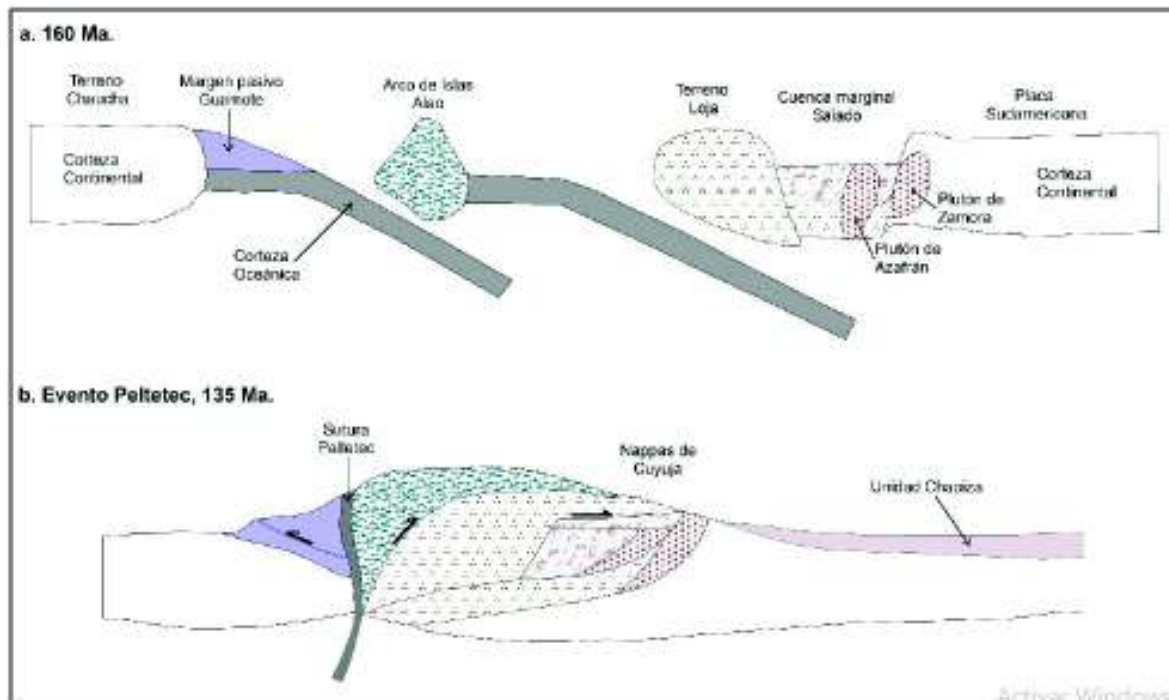


Figura 4.28. Modelo evolutivo para el norte de la Cordillera Real. Tomado de Litherland et al. (1994).

En el presente estudio no se encontró evidencia de un melange tectónico entre los Terrenos Alao y Loja, sin embargo, la Quebrada Santa Rosa marca el cambio litológico entre los mencionados Terrenos (*Figura 4.15*; *Figura 4.17*).

4.4.3. PERÍODO CRETÁCICO

Durante el Cretácico temprano (~145 – 114 Ma) prevaleció la extensión en la corteza continental de Sudamérica, como consecuencia de un “rollback” en la zona de subducción y la migración del arco hacia el Oeste (Cochrane, 2014). La extensión generó un rifting en el noroccidente de Sudamérica, dividiendo la corteza en fragmentos continentales (*Figura 4.20*).

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) el incremento en las tasas de convergencia de las Placas Caribe y Sudamericana, como consecuencia de la apertura del Atlántico Sur (~120 Ma) produce un período de compresión que ocasiona la acreción del Terreno Guamote, la exhumación y emplazamiento estructural de la Unidad Peltetec (Cochrane, 2014) (*Figura 4.20*).

4.4.4. PERÍODO PALEOCENO – MIOCENO TARDÍO

Spikings et al. (2000; 2001) quienes obtuvieron datos de “fission tracks” en zircones y apatitos, proponen que se produjo periodos acelerados de enfriamiento cortical, durante el Cenozoico (43 – 30 Ma), ocasionado por importantes tasas de exhumación y erosión de la Cordillera Real.

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

La región interandina está caracterizada por un desplazamiento tectónico en el Neógeno (~23 Ma) a lo largo de la Falla Puná – Pallatanga – Cosanga – Chingual (Hungerbühler et al., 2002). Los terrenos Pallatanga, Piñon y Macuchi se desplazan en movimiento dextral con respecto del continente sudamericano a lo largo de esta falla en el Mioceno medio (15 – 10 Ma), generando la extensión y adelgazamiento de la corteza en el antearco ecuatoriano.

En el occidente de la región interandina se produjo el ingreso del mar a las cuencas de Loja y Cuenca (Hungerbühler et al., 2002). En la parte oriental La Cordillera Real se exhumó y erosionó a causa del enfriamiento cortical (10 – 0 Ma) (Spikings et al., 2001).

En el Mioceno tardío (6 – 5 Ma) se generó una compresión en el antearco asociado a la llegada de la Cordillera submarina de Carnegie a 15 Ma (Spikings et al., 2001), ocasionando el cierre de las cuencas con aporte marino y el desarrollo de subcuencas en el interior del Valle Interandino (Cuenca de Alausí – Riobamba,

Cuenca de Ambato – Latacunga, Cuenca de Quito – San Antonio, Cuenca del Chota) (Winkler et al., 2005).

4.4.5. PERÍODO PLIOCENO MEDIO

En el área de estudio, la actividad volcánica inició con el complejo volcánico Huisla sobreyaciendo la Cordillera Real en la parte nor-oriental y probablemente sobreyaciendo los depósitos volcánicos relacionados a la formación Cisarán reportados en el sur del área de estudio (Bustillos, 2008).

Los productos volcánicos del volcán Huisla generaron una cuenca morfológicamente irregular, con altos y depresiones topográficas en el sector de Sabañag y Patate, respectivamente (Bustillos, 2008).

4.4.6. PERÍODO PLEISTOCENO INFERIOR - MEDIO

La carente información geológica, petrográfica y geoquímica del volcán El Altar, no permite establecer un orden cronológico de eventos suscitados en la construcción y destrucción del edificio volcánico.

Eissen et al. (2004) mencionan que el volcán no ha tenido actividad volcánica desde hace aproximadamente un millón de años, sin embargo, es coherente suponer que el macizo volcánico mantuvo su actividad volcánica durante el Plio – Pleistoceno a Pleistoceno medio sobre el basamento metamórfico de las unidades Maguazo al Oeste y Alao-Paute al Este.

Las manifestaciones de esta actividad volcánica se denotan en la parte Oeste del área de estudio donde Bustillos (2008) realizó una discriminación de los depósitos de colapsos de avalanchas de los macizos volcánicos Tungurahua y El Altar (*Anexo 3-Mapa Morfoestructural*).

4.4.7. PERÍODO PLEISTOCENO MEDIO - SUPERIOR

La actividad volcánica en el Pleistoceno medio a superior está marcada por el volcán Mulmul y Tungurahua I que se desarrollan sobre un cinturón de fajas metamórficas del Terreno Guamote y la Unidad Alao-Paute para el volcán Mulmul y las Unidades Alao-Paute, Agoyán y Tres Lagunas para el volcán Tungurahua.

La información limitada o casi nula del volcán Mulmul resulta difícil establecer los eventos suscitados en la construcción de este edificio, sin embargo, Bustillos (2008) realiza una caracterización somera de la petrografía de depósitos volcánicos andesíticos masivos relacionados a este edificio volcánico.

El volcán Tungurahua I mantuvo su actividad durante el Pleistoceno Medio, edad de 0.77 ± 0.05 a 0.35 ± 0.04 Ma, respectivamente (Barberi et al., 1988).

El complejo volcánico Tungurahua I fue afectado por un colapso estructural sectorial, producido por una intrusión lateral de un cripto-domo que desestabilizó el cono volcánico hace ~ 30 ka BP (Bustillos, 2008).

En el presente estudio se propone la influencia tectónica de la Falla La Playa que también podría haber desestabilizado el edificio volcánico (*Figura 4.13; Figura 4.24*).

El colapso generó una avalancha de escombros que fluyó grandes distancias y relleno el valle del río Chambo con material volcánico que ocasionó un represamiento parcial del río generando terrazas donde se encuentran los poblados de Cotaló y Penipe (*Anexo 3-Mapa Geológico de la zona de Baños; Mapa Morfoestructural*).

4.4.8. PERÍODO HOLOCENO

La actividad volcánica está marcada por el depósito de avalancha de escombros del volcán Huisla que fluyó por el paleo-valle de la actual Quebrada Gualacucho rellenando el valle del río Patate y formando terrazas de morfología irregular donde se asientan los poblados de Pelileo, Patate y Huambaló (Bustillos, 2008).

La actividad volcánica del estratovolcán Tungurahua II mantuvo una actividad desde los 14 - 3 ka, es decir desde el Pleistoceno Superior a Holoceno tardío (Hall et al., 1999).

El colapso provocó una avalancha de escombros que depositó sobre el valle del río Chambo generando terrazas donde se asientan los poblados de Puela y Matus (Hall et al., 1999).

Finalmente, el cono actual (Tungurahua III) tiene dos períodos de reconstrucción, siendo el primero (Tungurahua III-1) constituido de una serie de flujos de lava andesitas basálticas datados mediante ^{14}C de 2215 ± 90 años BP (Flujo de lava Las Juntas y Baños) y capas de ceniza, lapilli y flujos de lava andesíticos que reconstruyen el macizo rocoso (Hall et al., 1999).

El segundo período (Tungurahua III-2) empezó desde hace ~1200 años BP constituido por una serie de eventos principalmente flujos de lava andesíticas intercalados con lahares, tefras de caída y flujos piroclásticos que sobreyacen el flujo de lava andesítica-basáltica considerado como flujo principal en el presente estudio.

Este volcán ha experimentado episodios eruptivos, producidos aproximadamente una vez cada siglo (Hall et al., 1999).

CAPÍTULO 5

5.1 CONCLUSIONES

- El trabajo cartográfico realizado en el corte transversal de la Cordillera Real a la altura de Baños, permitió definir y caracterizar petrográficamente trece unidades litológicas (Unidad Agoyán, Tres Lagunas, Alao-Paute, Guamote, Peltetec, Tungurahua I, II y III, Colapso del Tungurahua I y II, Colapso Huisla, depósitos coluviales y aluviales).
- En base a las relaciones de campo se determina que la zona de sutura Peltetec tiene dos comportamientos, por una parte es una zona de sutura antigua (Cretácico Superior) que se evidencia por el contacto tectónico inverso entre las Unidades Alao-Paute y Guamote y por otra parte tiene un comportamiento neógeno que afecta los depósitos del volcán Mulmul formando escarpes triangulares y valles colgados producto del levantamiento y erosión del frente de Falla.
- El rift de la Unidad Peltetec tuvo una abertura oblicua en dirección NNE - SSW, lo que permitió el emplazamiento de la Unidad Peltetec entre la Unidad Alao-Paute en la parte norte del área de estudio.
- Mediante el estudio petrográfico se determina que el flujo de lava andesítico-basáltico del volcán Tungurahua III se desplazó desde el drenaje del río Chambo, cubriendo parcialmente al río Patate y rellenando la paleo-topografía del valle del río Pastaza.
- La estructura Frente Baños denominada por Litherland et al. (1994) carece de evidencia de un melange tectónico, sin embargo, a lo largo de la Quebrada Santa Rosa existe el contacto litológico entre esquistos verdes de la Unidad Alao Paute y esquistos pelíticos granatíferos de la Unidad Agoyán.
- La unidad litológica Triásica Tres Lagunas está en contacto intrusivo con la Unidad Paleozoica Agoyán.

- El modelo tectónico de la zona de estudio está influenciado de manera directa por el Sistema de Fallas Pallatanga que atraviesa la zona Oeste adyacente al área de estudio.
- Los Lineamientos E-O Pastaza, Puela y Guano - El Altar son estructuras de Cizallamiento Sintético como una respuesta a la cinemática transcurrente del esfuerzo principal relacionado al movimiento del bloque Nor-andino.
- La Falla La Playa, San Vicente, San Antonio y Peltetec son estructuras relacionadas al esfuerzo compresivo según el modelo de Riedel (1929).
- La Falla La Playa presenta un comportamiento dextral inverso, evidenciado por el desplazamiento del drenaje del río Puela y el cabalgamiento del bloque la Pampa sobre el bloque Baños.
- La Falla La Playa ha influenciado de manera indirecta el colapso sectorial del edificio Tungurahua I y II por tal manera se propone una actividad posterior al Pleistoceno Medio.
- La Falla San Antonio es una zona de sutura antigua que separa las Unidades Alao-Paute al Este y Maguazo al Oeste, sin embargo, en el presente estudio a través del análisis morfoestructural y sísmica de los puntos epicentrales proporcionados por el IGEPN se observa que también existe una zona de cizalla neógena de comportamiento inverso donde el bloque oriental cabalga sobre el bloque occidental.
- Las Fallas San Antonio y Falla Peltetec son zonas de sutura antiguas, sin embargo, en el presente estudio se evidencia una reactivación de las mismas probablemente relacionado al movimiento del bloque Nor-andino.

5.2 RECOMENDACIONES

- Realizar un corte sísmico en dirección N-S a la altura de Baños con el fin de determinar la profundidad de la cuenca del río Pastaza y saber con exactitud la profundidad de la superficie de ruptura del Lineamiento Pastaza.
- Realizar un estudio completo del volcán Mulmul, ya que no existe registro bibliográfico del mismo.
- Realizar un estudio detallado de los eventos de construcción y colapso sectorial del volcán El Altar, ya que no existe suficiente información que complemente este estudio.

CAPÍTULO 6

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jailard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Ralandone, 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 Silver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), pp.1048-1065.
- Aspden, J. A., and Litherland, M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, v. 205, p. 187 – 204.
- 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., Laurence, A., Thierry, W., Alvarado, A., Pilatasig, L., Taïpe, M., Reyes, P., Kauffmann, P., Yepes, H., 2015. Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, v. 237, p. 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).
- Barberi, M., Paccarillo, A., Poli, G., Tolomeo, L., 1988. Major, trace element and Sr isotopic composition of lavas from Vico volcano (Central Italy) and their evolution in an open system. *Contrib Mineral Petrol* 99:485-497.
- Barragán, R., Baudino, R., & Marocco, R. (1996). Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9(NO. 5/6), pp. 309-319.
- Bourdon, E., Eissen, J., Gutscher, M., Monzier, M., Hall, M. y Cotton, 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.
- Bristow, C. R. (1973). *Guide to Geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador*. pp 54.
- Burbank D., Anderson R., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Publishing; 2nd Edition. 287 pp.

- Bustillos, J. (2008). Las avalanchas de escombros en el sector del Volcán Tungurahua. Escuela Politécnica Nacional. Quito- Ecuador.
- Calahorrano, A. (2005). Structure de la Marge du Golfe De Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, a partir de données de sismique marine réflexion et réfraction., PhD Thesis, UPMC, Paris, 293 pp.
- Clapperton, C. y Vera, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer.
- 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.
- 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.
- Colony, R. J., & Sinclair, J. H. (August of 1932). Igneous and metamorphic rocks of Eastern Ecuador. v.34.
- Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H., & Gabites, J. (2013). Geology, Mineralization and geochronological constraints of the Mirador Cu-Au Porphyry District, Southeast Ecuador. *Economic Geology*, v. 108, 11-35 pp.
- Dumont, J., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, 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.
- 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., (1986). Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15' S – 1°10' S), les mineralisations associees. Doc, Thesis, UPMC, Paris, 116 pp.
- Ehlers, K., Gibbard, P. y Hughues, P. (2011). Quaternary glaciations – extent and chronology. Amsterdam: Elsevier.
- Eissen, J. P., Beate, B., Hall, M., Laraque, A., Francou, B., Cáceres, B., Monzier, M., Cotten, J., Andrade, D., Ceron, C., Hidalgo, S. & Muñoz, T.,

(2004). El deslave del 13 de Octubre de 2000 del volcán El Altar. Investigaciones en Geociencias, Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional. Vol 1, pp. 44-50.

- Evernden, J.F., Curtis, G.H., Obradovich, J. and Kister, R., (1961). On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23: 78-99.
- Feininger, T. (1982). The metamorphic “basement” of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 93(1), p.87.
- Ferrari, L., y Tibaldi, A., (1992). Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, volume 205, *Issue 1*, 109-125.
- García, J. (2016). Mapeo y determinación de parámetros físicos de las Corrientes de densidad piroclásticas producidas por el volcán Tungurahua desde el 2006, Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador.
- 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 Letter*, 28(19), pp.3749-3752.
- Gustcher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet Sci Lett* 255-270. doi: 10.1016/S0012-821X(99)00060-6
- Hall M., L and Beate, B., (1991). El volcanismo Plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. *Est. Geogr. Vol. 4. Corp. Edit. Nacional. Quito.*
- Hall M., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., Monzier, M., (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1), 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.
- Herbert, H. J. & Pichler, H., (1983). K-Ar ages of rocks from the eastern Cordillera of Ecuador. *Zeitschrift der Deutsche Geologische Gesellschaft* 134, 483-493.

- Hughes, R. A., & 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.
- Jailard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, pp. 49-58.
- Janda R. J., Nolan K. M., Scott K. M., Martinson H.A.,(1981). Lahar movement, effects and deposits (around Mount St. Helens).
- Kennerley, J. B. (1971). Geology of the Llanganates area, Ecuador. Geology, superficial deposits, tectonics and geological history.
- 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, Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Yepes, H., Egred, Van der Plicht, (2008). The AD 1300 – 1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating.
- Litherland, M., Aspden, J. & Jemielita, R.A., (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, British Geological Survey, Overseas Memoir, No. 11, 147 p.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404 (3-4), pp. 237-264.
- Michaud, F., Witt, C. y Roger, 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.

- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous Time.
- Pennington, W. (1981) Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America, *Journal of Geophysical Research* 86:10753-1077.
- Pratt, W., Duque, P. y Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 399, pp.251-278.
- Reyes, P. (2006). El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real, Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador, 180 p.
- Reynaud, C., Jailard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *International Journal of Geotectonics and the Geology and Physic of the Interior to the Earth*, v. 307, pp. 235-254.
- Rojas Vera, Folguera, Spagnuolo, Giménez, Ruiz, Martínez, Ramos, 2009. La neotectónica del arco volcánico a la latitud del Volcán Copahue (38 °S), Andes de Neuquén.
- Salguero, D. (2017). Levantamiento Geológico-Estructural de la zona comprendida por la hoja topográfica Guano Escala 1:50000, Provincia de Chimborazo, Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador.
- Sauer, W. (1965). *Geología del Ecuador* (Primera edición). Quito: Editorial del Ministerio de Educación.
- 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. A., Seward, D., Winkler, W., & Ruiz G. M. (2000). Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics*, v. 19, pp 649 – 668.
- Spikings, R., Seward, D., Winkler, W. 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.

- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B., (2015) The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma), *Gondwana Research*, v 27, l 1, p. 95 - 139.
- Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene), PhD Thesis, ETH, pp. 208.
- Velandia, F., Terraza, R. y Villegas, H. (2001). El Sistema de Fallas de Algeciras hacia el Suroeste de Colombia y la actual transpresión de los Andes del Norte.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, 466 pp.
- Winkler, W., Villagomez, 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 interAndean Depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), pp.5-19.
- Winter, T., Lavenu, A., (1989). Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America), *Ann. Tect.*, 3(2), 123 – 139.
- Wolf, T. (1892). *Geografía y Geología del Ecuador*. Leipzig: Tipografía F. A. Brockhaus.
- 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. Escuela Politécnica Nacional. Quito- Ecuador.
- 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.
- Zamora, P. (2007). Clasificaciones Geomecánicas del macizo rocoso y aplicaciones para el túnel de conducción del Proyecto Hidroeléctrico “San Francisco”. Escuela Politécnica Nacional. Quito – Ecuador.

ANEXOS

**ANEXO 1
PUNTOS DE CONTROL**

NÚMERO	UTM		SECTOR	UNIDAD ASIGNADA	MUESTRA	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA
	Este	Norte				
AG-01	793109	9844844	Hda. Guamag	Agoyán	Esquisto grafitoso de granate	Roca gris oscura de estructura orientada y textura porfidoblástica, donde se puede apreciar que el protolito del mismo fue una roca sedimentaria. En muestra de mano se observa el plano S0, plano de esquistosidad S1 y un plano de clivaje de crenulación S2. En el plano S1 existe rotación sintectónica tipo SIGMA de los cristales de granate. Vetas de cuarzo y calcita rellenan algunas fracturas en la dirección S1 (foliación). Mineralógicamente compuesto por muscovita 40%, biotita 20%, opacos 5%, cuarzo 15%, granate 15%, grafito 10% y calcita 5% (secundaria).
AG-02	793259	9845205	Hda. Guamag	Agoyán	Esquisto grafitoso	Roca oscura de textura lepidoblástica finogranular con presencia de vetas de cuarzo y estructura orientada. En algunas partes del afloramiento se muestra pseudoplegada en la dirección del plano de foliación S1. Mineralógicamente compuesta por cuarzo, grafito, granate y sericita la misma que está deformada a través de clivaje de crenulación a lo largo del plano S2.
AG-03	794363	9845401	Casa de Máquinas (Agoyán)	Agoyán	Esquisto grafitoso	Roca oscura grisácea de estructura ordenada y textura lepidoblástica. Se observa un plano de esquistosidad S1, y vetillas rellenas de cuarzo a lo largo de la misma dirección, mineralógicamente es un esquisto compuesto principalmente de cuarzo, grafito, biotita, plagioclasa y granate; en menores proporciones esta clorita y epidota. Los cristales de plagioclasa se encuentran alterándose a arcillas (caolinitización).

AG-04	792308	9846003	Agoyán	Agoyán	Agoyán	Gneiss	Roca gris blanca con estructura orientada gnéisica y textura porfidoblástica de grano medio (2 - 3 mm.). Desde el punto de vista tectónico se observa un plano de foliación S1. Mineralógicamente compuesta por cuarzo, clorita, muscovita, sericita y granate. La muestra se encuentra parcialmente oxidada y se observa que los cristales de granate son los alterados, dejando espacios que han sido recristalizados por muscovita.
AG-05	792484	9844870	Margen derecho río Pastaza	Agoyán	Agoyán	Esquisto	Roca negra grisácea de estructura orientada (foliación) y textura lepidoblástica. Se puede apreciar un plano de esquistosidad S1 en donde las biotitas están alineadas y orientadas en dicha dirección. Una estructura S2 que muestra un plano de clivaje de crenulación. Mineralógicamente compuesta por biotita, clorita, epidota, sericita y cuarzo.
AG-06	794435	9845424	Camino antiguo a Puyo (Río Blanco)	Agoyán	Agoyán	Esquisto	Roca negra grisácea de textura lepidoblástica y orientada a lo largo del plano de esquistosidad S1. Mineralógicamente compuesta por biotita, clorita, epidota, sericita y en pequeñas cantidades de cuarzo. No existe ninguna alteración importante.
AG-07	789459	9845516	Ulba	Alao-Paute/Agoyán?	Alao-Paute/Agoyán?	Esquisto	Roca de color verde oscura brillante en la cual no se observa una estructura definida de textura granoblástica. Compuesta por minerales como muscovita, sericita, biotita, clorita, plagioclasa y granate, éste último se presenta en cantidades bajas <5%, éste sería el inicio del cambio de zona metamórfica, ya que más al Este obtenemos rocas de mayor grado metamórfico y se evidencia una coexistencia de minerales de mayor grado metamórfico (Gr) con minerales de menor grado metamórfico (Cl).

AG-08	795142	9846409	Rio Blanco	Agoyán	Esquisto	Roca oscura de textura lepidoblástica y estructura ordenada compuesta por cristales de minerales como grafito, sericita, muscovita, cuarzo, plagioclasa, calcopirita y biotita ésta última se encuentra parcialmente oxidada. Los cristales de calcopirita se encuentran de forma diseminada y solamente se encuentra relleno las vetillas en asociación mineral con el cuarzo. Se observa que el protolito fue sedimentario ya que existe un plano S0, a lo largo del plano de esquistosidad S1 se presentan alineados los minerales citados anteriormente y en dirección perpendicular a S1 existe un plano de clivaje de crenulación el mismo que afecta a los cristales de muscovita.
AG-09	794541	9847152	El Palacio	Agoyán	Esquisto	Roca oscura de textura lepidoblástica y estructura ordenada (plano de esquistosidad S1), Mineralógicamente consta de cristales como grafito, sericita, muscovita, cuarzo, plagioclasa y biotita, ésta última se encuentra relativamente alterada (oxidación). En afloramiento se puede observar que existe una zona disgregada.
AG-10	791459	9845791	Agoyán	Agoyán	Esquisto-Pizarra	Roca oscura de textura lepidoblástica y estructura ordenada. Mineralógicamente compuesta por cristales de grafito, sericita, muscovita, cuarzo, plagioclasa y cristales de mayor tamaño de granate. La asociación mineral está alineada en dirección del plano de esquistosidad S1.
AL-01	778608	9848874	Vía a Guadalupe	Alao-Paute	Roca Verde	En afloramiento se observa el contacto entre la Unidad Guamote y la unidad Alao. Consta de una secuencia de rocas fracturadas evidencia de un evento tectónico. Roca de color verde sin estructura definida con textura porfidoblástica. En sección delgada se puede apreciar que mineralógicamente está formado por clorita, epidota, muscovita, cuarzo, calcita (secundaria). Los cristales de muscovita se observa parcialmente fracturados y alterados. Los cristales de clorita y epidota se encuentran como producto de la alteración que están

									sufriendo los cristales de muscovita.
AL-02	790128	9845848	Ulba	Alao-Paute	Esquisto de Granate, clorita, sericita				Roca verde grisácea orientada con inclusiones de vetillas de cuarzo. Se observa una estructura orientada (esquistosidad), de textura lepidoblástica mineralógicamente formado por muscovita 55%, granate 20%, clorita 20%, cuarzo 5% y opacos 5%. Se observa que ciertos granates están levemente alterados y se encuentra recristalización de muscovita en los espacios dejados por los mismos. Los demás cristales de muscovita se encuentran alterados y fisurados producto de la recristalización de los mismos. Se puede observar que existe una foliación (esquistosidad) a lo largo del plano S1.
AL-03	790512	9846036	Embalse Agoyán	Alao-Paute	Metagrawaca				Roca gris verdosa parcialmente oxidada con vetillas de cuarzo, presenta una pseudo-orientación y textura porfodoblástica. Mineralógicamente se encuentra formado por cuarzo, clorita, epidota, granate, muscovita, minerales opacos, cianita y biotita. Los cristales de granate se presentan parcialmente alterados y fracturados, rellenando los espacios dejados por los mismos se presenta una recristalización de minerales como cianita y biotita.
AL-04	786589	9845856	Puente San Francisco	Alao-Paute	Esquisto				Roca verde de estructura orientada y textura lepidoblástica de tamaño finogranular en el orden de varios milímetros. Los mismos que están orientados a través de un plano de foliación S1 que visto en campo tiene un orden preferencial N-S. Mineralógicamente se encuentra formado por clorita, sericita, cuarzo, plagioclasa, biotita y calcita precipitando de forma secundaria. Los cristales de biotita se han alterado (oxidación) casi en su totalidad.

AL-05	786717	9846630	Illuchi	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde de textura lepidoblástica y estructura ordenada (esquistosidad), de tamaño de grano finogranular en el orden de milímetros. Mineralógicamente formado por cristales de clorita, cuarzo, epidota y plagioclasa. Desde el punto de vista tectónico se observa un plano de foliación S1 en donde los minerales están alineados y un plano de clivaje de crenulación S2 en dirección perpendicular a S1.
AL-06	787077	9848163	Camino Illuchi - El Tablón	Alao-Paute	Esquisto	Roca de color verde grisáceo, de estructura ordenada y textura lepidoblástica. Se puede evidenciar dos planos tectónicos. El plano de esquistosidad S1 y el plano de clivaje de crenulación S2 en dirección perpendicular a S1. Mineralógicamente compuesta por cuarzo, plagioclasa, sericita, clorita, muscovita, biotita en pequeñas proporciones y minerales oscuros probablemente magnetita, estos dos últimos se encuentran en proceso de oxidación por lo que la muestra en ciertas partes se presenta oxidada.
AL-07	787005	9848206	Camino Illuchi - El Tablón	Alao-Paute	Esquisto	Roca de color verde pardo, de textura lepidoblástica. Se puede evidenciar que está compuesta por cuarzo, plagioclasa, clorita, sericita y minerales oscuros que están en proceso de oxidación. Las asociaciones minerales están a lo largo del plano de foliación S1, pero se observa que gran parte de los cristales de sericita se encuentran afectados por un plano de crenulación S2 en dirección perpendicular a la nombrada anteriormente.
AL-08	783558	9845212	Camino Lligua - Patate	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde con tonalidad azul orientada de textura lepidoblástica. El protolito de la misma es una roca sedimentaria porque se logra evidenciar el plano S0 y un plano de esquistosidad S1. Mineralógicamente consta de muscovita, clorita, sericita, cuarzo y vetillas rellenas de cuarzo.

AL-09	787947	9850188	Vizcaya	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde muy compactada de estructura orientada y textura lepidoblástica. Mineralógicamente presenta cristales de clorita, epidota, muscovita, cuarzo y albita que se encuentran alineados y orientados en la dirección del plano de esquistosidad S1. Presenta cloritización producto de la alteración previa al protolito de la roca.
AL-10	790329	9846282	Margen izquierdo río Verde Chico	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde grisácea con estructura orientada y textura lepidoblástica con cristales del tamaño de 2 - 3 mm. Compuesta por cristales alargados de biotita, clorita, plagioclasa, cuarzo, muscovita y albita. Los cristales de plagioclasa se encuentran parcialmente alterados por lo que se observa arcillas en los bordes de los cristales de plagioclasa.
AL-11	784832	9844922	Pititig	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde de textura lepidoblástica, orientada con vetillas rellenas de cuarzo y calcita (mineral secundario). Desde el punto de vista mineralógico se observa clorita, epidota, cuarzo, muscovita, plagioclasa y biotita la cual se encuentra parcialmente oxidada. Se puede observar un plano de esquistosidad S1 y un plano de clivaje de crenulación S2 en dirección perpendicular a la citada anteriormente. Éste afloramiento se encuentra bajo la secuencia volcánica del volcán Tungurahua, ya que está en el margen derecho del río Pastaza en donde sobreyaciendo a la Unidad Alao-Paute se encuentra los depósitos volcánicos de los edificios volcánicos de Tungurahua I, II y III.
AL-12	781406	9844586	Vía Lligua - Patate	Alao-Paute	Esquisto	Roca verde de textura lepidoblástica. En afloramiento se presenta como láminas siguiendo la dirección del plano de esquistosidad S1. Parcialmente oxidada ya que en su composición consta de clorita, epidota, cuarzo, muscovita, plagioclasa y biotita la misma que se encuentra parcialmente oxidada.

AL-13	781304	9845955	Puñapi	Alao-Paute	Cuarcita	Roca verdosa de textura granoblástica compuesta por cristales finogranulares de plagioclasa, clorita, cuarzo. Presenta vetillas rellenas de cuarzo e inclusiones o acumulaciones de cuarzo muy bien cristalizado presentando su hábito. Los cristales de biotita están parcialmente alterados. En cantidades pequeñas se observa calcopirita en asociación mineral con los minerales antes mencionados.
AL-14	780294	9846023	Vía Baños - Pelileo	Alao-Paute	Cuarcita	Roca de color verde bien compactada de textura granoblástica sin estructura definida. Desde el punto de vista mineralógico compuesta por cuarzo en su totalidad y vetillas rellenas de cuarzo y calcita (minerales secundarios). Presenta plagioclasa en porcentajes pequeños (<5%). Y se puede evidenciar bandas de biotita a lo largo de un plano probablemente S1
AL-15	784310	9845437	Vía Lligua - Patate	Alao-Paute	Esquisto	Roca de textura lepidoblástica de tonalidad verde y estructura ordenada. Mineralógicamente consta de clorita, epidota, cuarzo, muscovita, plagioclasa y biotita; los mismos que están alineados a lo largo del plano de foliación S1 en dirección N-S preferencialmente.
AL-16	782734	9845240	Vía Lligua - Patate	Alao-Paute	Esquisto	En afloramiento se muestra como una zona disgregada a lo largo de una falla nombrada la Playa (Pratt et al., 2005). En muestra de mano se observa la asociación mineral conformada por cuarzo, clorita, epidota, muscovita, sericita y biotita parcialmente oxidada a lo largo del plano de foliación (esquistosidad) S1.
AL-17	778526	9849019	Vía Guadalupe - Patate	Alao-Paute	Esquisto	En afloramiento se observa el contenido de esquistos verdes, cloríticos se encuentran sin fracturación y oxidados parcialmente siguiendo un plano de foliación N20W / 80 SW, sin embargo se evidencia relleno de vetas de calcita y cuarzo que son posteriores a la formación con una orientación N20E / 15 SW . En muestra de mano son rocas con textura porfíroblástica, compuesto por minerales de clorita, epidota, muscovita, cuarzo. Se toman medidas

		estructurales con foliación				
AL-18	779061	9850722	Vía Patate	Alao-Paute	Cuarcita	Secuencia fracturada de esquistos verdes intercalados con cuarcitas en donde la dirección de foliación tiene una dirección de N80W/ 8 SW
G-01	778468	9848624	Guadalupe	Guamote	Cuarcita	Roca oscura bien compactada de textura granoblástica, presenta una secuencia en donde existe vetillas rellenas de cuarzo las mismas que están en el orden de 3 cm. de ancho. Dichas vetas son posteriores a la formación. Mineralógicamente compuesta por cuarzo en su totalidad y cristales de plagioclasa en menores proporciones. Calcita se presenta como mineral secundario producto de la precipitación en parte externa de la roca. No presenta estructura definida ni alteraciones. Desde el punto de vista tectónico se observa un plano de clivaje de crenulación en dirección perpendicular a las vetillas de cuarzo.
G-02	778468	9848624	Guadalupe	Guamote	Pizarra	Vista en afloramiento se observa una secuencia constituida por cuarcitas y pizarras deformadas, en muestra de mano se presenta como una roca de color negro con estructura definida y textura lepidoblástica. Presenta un plano de esquistosidad S1, en donde están alineados los minerales tales como grafito, muscovita, biotita en pequeñas cantidades y calcita como mineral secundario producto de la precipitación del mismo.
G-03	778535	9842468	Chambo	Guamote	Pizarra	Se observa la secuencia sedimentaria de la Unidad Guamote sobreyacido por los depósitos de avalancha del Tungurahua II (Hall et al., 1999), por la dificultad del terreno, es imposible realizar una medida estructural en los metasedimentos.

Pt-01	779228	9850107	Vía a Patate	Peltetec	Metasedimento	<p>Esta roca es una brecha foliada serpentizada. La muestra contiene matriz fina, vetas de recristalización de cuarzo y muscovita, sericita, clorita y epidota. Se observa que existe una clara orientación a través del plano SO (estratificación), a lo largo de dicho plano se puede observar vetillas rellenas de muscovita, clorita y epidota; así como pequeños cristales de calcopirita que se encuentra en algunas vetillas en asociación mineral con los cristales de muscovita. En ciertas partes de la muestra se observa un poco fracturada, producto de esfuerzos posteriores a la formación de la misma</p> <p>Roca verde sin estructura ordenada con vetillas rellenas calcita (secundaria). Parcialmente oxidada, presenta un clivaje discontinuo, mineralógicamente formado por plagioclasa, calcita secundaria, clorita, epidota, augita y serpentina. La textura de la roca es intersertal. Las plagioclasas se encuentran alterándose, la calcita aparece como mineral secundario producto de la alteración de los componentes originales junto a la clorita formando rellenos secundarios. Los cristales de calcita se presenta como mineral secundario formando juntas estilolíticas las mismas que muestra el movimiento relativo de los bloques en un plano de falla.</p>
Pt-02	779348	9849479	Vía a Patate	Peltetec	Metagabro	<p>Vista en afloramiento no existe evidencia de una estructura importante ya que el mismo esta disgregado, en donde se evidencia bloques caídos de 1 a 2 metros de metasedimentos intercalados por vetas de muscovita y biotita, sobreyaciendo a los mismos tengo remanentes de los depósitos de avalancha que en la cartografía utilizada para este trabajo no es mapeable.</p>
Pt-03	779186	9850488	Vía a Patate	Peltetec	Metasedimento	<p>En afloramiento se observa la presencia de diques masivos serpentizados de aproximadamente 3 metros de ancho, los mismos que cortan a la secuencia sedimentaria Peltetec.</p>
Pt-04	779379	9849825	Vía a Patate	Peltetec	Diques - Metasedimentos	

Pt-05	779298	9848966	Via a Patate	Peltetec	Metasedimentos	Afloramiento de 4 metros de alto por 20 metros de largo en donde aflora la secuencia sedimentaria de Peltetec, la misma que está sobreyacido por una capa fina de depósitos de avalancha los mismos que no son mapeables y está cubriendo el contacto entre Alao-Paute y Peltetec
3L-01	796178	9844953	Manto de la novia	Tres Lagunas	Gneiss	Roca grisácea blanca en donde se observa un plano S1 (esquistosidad-gnéisica) y un plano de crenulación en dirección perpendicular a lo largo de S2. Presenta una estructura orientada y textura lepidoblástica, mineralógicamente formado por muscovita 60%, biotita 20%, plagioclasa 8%, cuarzo 7% y opacos 5%. Se puede observar que parte de los cristales de biotita está alterándose a sericita, los cristales de feldespato se encuentran parcialmente argilitizados.
3L-02	794993	9847597	Rio Blanco	Tres Lagunas	Gneiss	Roca blanca grisácea de composición félsica formada por muscovita, biotita, plagioclasa, cuarzo y minerales opacos. Se observa que tiene una estructura orientada (foliación) y textura lepidoblástica. Se evidencia un plano de esquistosidad S1 en la dirección N-S por donde se alinean los minerales antes mencionados
3L-03	795402	9845141	Rio Blanco	Tres Lagunas	Gneiss	Roca blanca formada por muscovita, biotita, sericita, cuarzo, los mismos que están orientados a través de un plano de esquistosidad S1 a lo largo de la dirección N-S aproximadamente. Consta de textura lepidoblástica.

3L-04	796257	9844375	Chinchín	Tres Lagunas	Gneiss	Roca tomada a lo largo del río Chinchín de la comunidad de río Blanco compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato, muscovita, biotita, minerales que están orientados a lo largo del plano de esquistosidad S1. Plagioclasa se está alterando a arcillas. No presenta otras alteraciones.
3L-05	791943	9844987	Camino de los contrabandistas	Tres Lagunas	Gneiss	Roca blanca grisácea de estructura ordenada (gnéisica) y textura lepidoblástica. Mineralógicamente compuesto por cuarzo, biotita, plagioclasa, muscovita y sericita. Desde el punto de vista tectónico se observa que el protolito fue sedimentario porque existe un plano S0, plano de foliación S1 y un plano de clivaje de crenulación S2 que se encuentra en dirección perpendicular a la dirección S1.
TIII-01	777817	9841045	Cotaló	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca oscura grisácea, maciza desordenada de textura porfídica vesicular con presencia de fenocristales de plagioclasa y olivino. Afloramiento se puede observar y distinguir que es un flujo lávico cizallado, ya que se puede evidenciar que en la parte inferior al contacto con el agua generó un cambio de temperatura que afectó en la parte superior del mismo cizallándolo. Mineralógicamente constituido por 45% de matriz finogranular con presencia de plagioclasa 20% y vidrio 25%. Presenta un 55% de fenocristales que incluyen plagioclasa 20%, piroxeno 15% y olivino 10%.
TIII-02	779818	9842943	Cusúa	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca oscura maciza desordenada de textura porfídica vesicular con presencia de fenocristales principalmente olivino y plagioclasa. Desde el punto de vista mineralógico consta de una estructura desordenada la misma que está constituida por 50% de matriz finogranular con presencia de plagioclasa 25% y vidrio 25%. No se encuentra alteración en la muestra.

TIII-03	781052	9844411	Las Juntas	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza oscura desordenada con bordes filudos de textura porfídica con presencia de fenocristales de olivino y plagioclasa del orden de 2 mm. Presenta una estructura desordenada con una matriz finogranular que comprende el 50% de la muestra constituida por plagioclasa 20% y vidrio 30%. Presenta un 50% de fenocristales de plagioclasa 25% piroxeno 15% y olivino 10%. En afloramiento se distingue con mayor facilidad el comportamiento del flujo que está dividido en dos partes. La parte inferior forma columnas basálticas y la parte superior se encuentra cizallada producto de la diferencia de temperatura en el flujo.
TIII-04	785115	9845679	Zoológico	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza de color oscuro de textura afanítica escorácea con presencia de vidrio volcánico, no se distingue a simple vista los minerales presentes en la muestra. En lámina delgada se observa una textura porfídica caótica sin ninguna orientación, sin embargo se muestra un poco fracturada la misma, probablemente algún evento de compresión que deformó la misma (?). Comprende un 50% de matriz micrítica finogranular constituida por plagioclasa 40% y vidrio 10%. Presenta un 50% de fenocristales constituido por olivino 15%, plagioclasa 10%, ortopiroxeno 15% y clinopiroxeno 10%. No se encuentra alteración en la muestra.
TIII-05	787819	9845754	San Vicente	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza negra de textura escorácea porfídica con presencia de fenocristales de olivino, plagioclasa y una matriz finogranular constituida de vidrio volcánico. En lámina delgada se observa una estructura desordenada con textura porfídica que comprende un 45% de matriz finogranular compuesta principalmente por plagioclasa 20%, vidrio 15% y fragmentos pequeños de ortopiroxeno y olivino 10%. Presenta un 55% de fenocristales de olivino 13%, ortopiroxeno 12%, plagioclasa 25% y clinopiroxeno 5%. En afloramiento se observa fracturada la roca, lo que de una forma en las investigaciones posteriores se enlazará con una probable falla.

TIII-06	790042	9845782	Ulba	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza oscura de textura porfídica con cristales mayormente de olivino y plagioclasa en el orden de los 2mm. Presenta una estructura levemente ordenada en donde los cristales de plagioclasa se encuentran alineados, de textura porfirítica constituida por un 50% de matriz micrítica finogranular principalmente por plagioclasa 45% con inclusiones menores de vidrio volcánico que comprende el 5% restante. Presenta un 50% de fenocristales compuesta de olivino 20%, plagioclasa 20%, ortopiroxenos y clinopiroxenos que está en el orden del 10% de total de la muestra. En afloramiento se observa que se encuentra en la parte superior del flujo (zona cizallada), dada su ubicación topográfica.
TIII-07	794821	9845305	Río Blanco	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza oscura de textura porfídica con cristales mayormente de olivino y plagioclasa en el orden de los 2 mm. Constituido principalmente por un 50% de matriz micrítica finogranular de plagioclasa 20% y vidrio 30%. Presenta un 50% de fenocristales constituidos por olivino 20%, plagioclasa 20%, ortopiroxeno y clinopiroxeno 10%.
TIII-08	778809	9841389	Cusúa	Tungurahua III	Andesita Basáltica	En afloramiento se muestra como un flujo lávico que cubre gran cantidad de cauce del río Chambo. En muestra de mano se observa una roca maciza oscura de textura porfídica con fenocristales 60% de olivino, piroxeno, plagioclasa en el orden de 4 mm. y una matriz finogranular micrítica (40%) probablemente de plagioclasa y vidrio volcánico.
TIII-09	793104	9845207	Agoyán	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Muestra tomada en la parte superior del flujo lávico del río Pastaza de estructura desordenada y textura porfídica de grano fino compuesta por una matriz fino granular probablemente plagioclasa y vidrio volcánico y fenocristales de plagioclasa, piroxeno, hornblenda y olivino, estos dos últimos en pequeñas cantidades.

TI-01	787645	9848114	Illuchi	Tungurahua I	Andesita	Roca maciza de color grisáceo, de textura afanítica, levemente alterada en las caras que están expuestas. En lámina delgada de observa una estructura levemente ordenada con textura porfídica constituido casi en su totalidad con un 90% de una matriz micrítica finogranular compuesta por plagioclasa 60%, piroxeno 20% y vidrio 10%. Presenta un 10% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Se presenta en forma de un flujo lávico el mismo que cubre superficialmente al terreno metamórfico de la unidad Alao-Paute.
TI-02	789906	9846418	Vía a Vizcaya	Tungurahua I	Andesita	En afloramiento se presenta como un flujo lávico columnar, en muestra de mano es una roca maciza de color negro, de textura afanítica, levemente alterada. En lámina delgada se puede observar una textura porfídica, estructura ordenada hacia los bordes de los escasos fenocristales presentes. Constituye alrededor de un 90% de matriz micrítica por cristales de plagioclasa 70% y vidrio 20%. Presenta fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa 10%.
TI-03	787386	9845192	Piscinas de la virgen	Tungurahua I	Andesita	En afloramiento se muestra como un flujo lávico en dirección Este, en muestra de mano es una roca sin estructura con textura porfídica de grano fino constituida por una matriz micrítica de plagioclasa principalmente y fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Los cristales de plagioclasa están levemente alterados.
TI-04	789150	9846901	Vía a Vizcaya	Tungurahua I	Andesita	En afloramiento se observa un flujo lávico columnar con 3 familias de diadas, en muestra de mano se logra identificar que no tiene una estructura definida consta con textura porfídica con fenocristales de plagioclasa en el orden de 2 mm. y una matriz micrítica de plagioclasa y vidrio volcánico. No se presenta alteración en la muestra.

TI-05	788651	9847549	Vía a Vizcaya	Tungurahua I	Andesita	En afloramiento se observa un flujo lávico cizallado producto de la diferencia de temperatura entre la base y el techo de dicho flujo como consecuencia del contacto entre flujo y agua. Se muestra parcialmente oxidado en las partes superficiales del afloramiento. En muestra de mano se observa una textura porfídica con matriz micrítica finogranular de plagioclasa y vidrio volcánico, con fenocristales de piroxeno y plagioclasa.
TI-06	788981	9847168	Vía a Vizcaya	Tungurahua I	Andesita	Se observa un flujo lávico columnar con tres familias de diaclasas. En muestra de mano se observa una roca de color negro sin estructura, textura porfírica, predomina alrededor de un 90% de matriz finogranular micrítica compuesta por plagioclasa y vidrio volcánico y 10% de fenocristales de plagioclasa.
DpQ-07	778300	9850353	Vía Guadalupe - Patate	Depósitos de avalancha	Brecha volcánica	En afloramiento se observa depósitos de avalancha de brechas volcánicas compactadas en donde se evidencia actividad neotectónica de estriadores suaves. Se toma la dirección de los estriadores suaves la misma que es N30W
DpQ-01	789493	9845958	Ulba	Terraza fluvial	Secuencia de conglomerados	Secuencia formada por un conglomerado granodereciente, ya que hacia el techo se encuentran los clastos de mayor tamaño. Depósito con sorteo medio con clastos del tamaño de arcilla hasta centímetros. Consta con una matriz fina, líticos subangulosos volcánicos principalmente 80% (lapilli, andesitas) y metamórficos redondeados a subredondeados 20%.
DpQ-02	789637	9845686	Ulba	Terraza fluvial	Secuencia de conglomerados	Secuencia de conglomerados granodereciente en donde se pudo evidenciar 4 secuencias, a la base del afloramiento es un conglomerado clasto soportado de sorteo medio, los líticos son 100% volcánicos subangulosos, sobreyaciendo a éste es un conglomerado matriz soportada con líticos metamórficos 70% y volcánicos 30% de sorteo medio a bajo, sobreyaciendo esta otra secuencia de depósito de río de matriz soportada con líticos 100% volcánicos y por último un conglomerado de matriz soportada con

						aporte 60% metamórfico y 40% volcánico.
DpQ-03	792790	9844968	Agoyán	Terraza fluvial	Conglomerado	En afloramiento es una pared de Conglomerado clasto soportado de sorteo medio con acumulación de líticos volcánicos centímetros y metamórficos métricos unidos por una matriz finogranular del tamaño de arcilla que presenta material volcánico. Se puede apreciar imbricación hacia la parte Este del depósito.
DpQ-04	793148	9845011	Agoyán	Terraza fluvial	Conglomerado	Conglomerado clasto soportado de sorteo medio - bueno, presenta una acumulación de líticos volcánicos del tamaño de centímetros de forma subredondeado a redondeado y líticos metamórficos métricos redondeados y una matriz fina de tamaño de arena que une los dos líticos en una secuencia de conglomerados. Presenta imbricación hacia la parte Este siguiendo el cauce del río. Los clastos presentan una leve oxidación.
DpQ-05	789575	9846779	Vía a Vizcaya	Terraza fluvial	Terraza aluvial	Secuencia fluvial que se encuentra aflorando en el margen derecho el río Verde Chico consta de una secuencia matriz soportada de sorteo medio con líticos volcánicos 30%, y metamórficos 70% los mismos se presentan subangulosos a subredondeados, ubicados en dirección SE siguiendo el paleo-cauce del río antes mencionado. Cubre al flujo lávico descrito anteriormente (Tungurahua II).
DpQ-06	793821	9845168	Agoyán	Terraza fluvial	Terraza actual	Sedimentos que afloran a los dos márgenes del río Pastaza consta de líticos volcánicos 80% y metamórficos 20%, de sorteo moderado a medio ya que los clastos varían en espesores de centímetros a métricos. Los líticos metamórficos constan de esquistos verdes preferencialmente producto de la erosión del Arco Alao aguas arriba del río.

ANEXO 2
PUNTOS DE SECCIÓN DELGADA

NÚMERO	UTM		SECTOR	UNIDAD ASIGNADA	MUESTRA	DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA
	Este	Norte				
TIII-01	777817	9841045	Cotaló	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca oscura maciza desordenada de textura porfídica vesicular con presencia de fenocristales de plagioclasa y olivino. En muestra de lámina delgada se observa que está constituida por 45% de matriz finogranular con presencia de plagioclasa 20% y vidrio 25%. Presenta un 55% de fenocristales que incluyen plagioclasa 20%, clinopiroxeno 15%, ortopiroxeno 10% y olivino 10%. En la muestra con el objetivo de 2,5 x se pueden distinguir claramente que la matriz está constituida por microlitos de plagioclasa y una zona más afanítica la cual denota diferencias en el enfriamiento o distintos pulsos magmáticos en el mismo evento.
TIII-02	779818	9842943	Cusúa	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca oscura maciza desordenada de textura porfídica vesicular con presencia de fenocristales principalmente olivino y plagioclasa. En lámina delgada se observa que consta de una estructura desordenada la misma que está constituida por 50% de matriz finogranular con presencia de plagioclasa 25% y vidrio 25%. Consta de fenocristales de plagioclasa maclados levemente fracturados 20%, olivino 10%, ortopiroxenos y clinopiroxenos que comprende el 20% restante de la muestra. No se encuentra alteración en la muestra.
TIII-03	781052	9844411	Las Juntas	Tungurahua III	Andesita Basáltica	Roca maciza oscura desordenada con bordes filudos de textura porfídica con presencia de fenocristales de olivino y plagioclasa del orden de 2 mm. En lámina delgada se observa que presenta una estructura desordenada con una matriz finogranular que comprende el 50% de la muestra constituida por plagioclasa 20% y vidrio 30%. Presenta un 50% de fenocristales de plagioclasa 25% ortopiroxeno 8%, clinopiroxeno 7% y

TIII-04	785115	9845679	Zoológico	Tungurahua III	Andesita Basáltica	<p>olivino 10%. Con el objetivo de 2.5x se observa el entrecrecimiento de cristales de ortopiroxeno hacia el núcleo y clinopiroxeno en las proximidades del cristal, lo que denota que la solución sólida no fue estable al momento formación.</p> <p>Roca maciza de color oscuro de textura afanítica escorácea con presencia de vidrio volcánico, no se distingue a simple vista los minerales presentes en la muestra. En lámina delgada se observa una textura porfídica caótica sin ninguna orientación, sin embargo se muestra un poco fracturada la misma, probablemente algún evento de compresión que deformó la misma (?). Comprende un 50% de matriz micrítica finogranular constituida por plagioclasa 40% y vidrio 10%. Presenta un 50% de fenocristales constituido por olivino 15%, plagioclasa 10%, ortopiroxeno 15% y clinopiroxeno 10%. No se encuentra alteración en la muestra.</p>
TIII-05	787819	9845754	San Vicente	Tungurahua III	Andesita Basáltica	<p>Roca maciza negra de textura escorácea porfídica con presencia de fenocristales de olivino, plagioclasa y una matriz finogranular constituida de vidrio volcánico. En lámina delgada se observa una estructura desordenada con textura porfídica que comprende un 45% de matriz finogranular compuesta principalmente por plagioclasa 20%, vidrio 15% y fragmentos pequeños de ortopiroxeno y olivino 10%. Presenta un 55% de fenocristales de olivino 13%, ortopiroxeno 12%, plagioclasa 25% y clinopiroxeno 5%. Nota: Se observa en la imagen levemente manchada dado que parte del abrasivo fino probablemente se quedó impregnado en la misma.</p>
TIII-06	790042	9845782	Ulba	Tungurahua III	Andesita Basáltica	<p>Roca maciza oscura de textura porfídica con cristales mayormente de olivino y plagioclasa en el orden de los 2mm. En lámina delgada presenta una estructura levemente ordenada en donde los cristales de plagioclasa se encuentran alineados, de textura porfídica constituida por un 50% de matriz micrítica finogranular principalmente por plagioclasa 45% con inclusiones menores de vidrio volcánico que comprende el 5% restante. Presenta un 50% de fenocristales compuesta de olivino 20%, plagioclasa</p>

TIII-07	794821	9845305	Río Blanco	Tungurahua III	Andesita Basáltica	20%, ortopiroxenos y clinopiroxenos que está en el orden del 10% de total de la muestra. En la vista con el objetivo de 2.5x de aumento se observa que entrecrecimiento de cristales entre el ortopiroxeno, clinopiroxeno y olivino. No se encuentra alteración en la muestra. Roca maciza oscura de textura porfídica con cristales mayormente de olivino y plagioclasa en el orden de los 2 mm. En lámina delgada se observa constituido principalmente por un 50% de matriz micrítica finogranular de plagioclasa 20% y vidrio 30%. Presenta un 50% de fenocristales constituidos por olivino 20%, plagioclasa 20%, ortopiroxeno y clinopiroxeno 10%. En el objetivo de 2.5x se logra ver el entrecrecimiento de minerales entre olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. No se encuentra alteración en la muestra.
TII-01	787645	9848114	Illuchi	Tungurahua II	Andesita	Roca maciza de color grisáceo, de textura afanítica, levemente alterada en las caras que están expuestas. En lámina delgada de observa una estructura levemente ordenada con textura porfídica constituido casi en su totalidad con un 90% de una matriz micrítica finogranular compuesta por plagioclasa 60%, piroxeno 20% y vidrio 10%. Presenta un 10% de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Con el objetivo de 2.5x se observa álos de alteración - oxidación de ortopiroxenos hacia la matriz.
TII-02	787645	9848114	Vía a Vizcaya	Tungurahua II	Andesita	Roca maciza de color negro, de textura afanítica, levemente alterada. En lámina delgada se puede observar una textura porfídica, estructura ordenada hacia los bordes de los escasos fenocristales presentes. Constituye alrededor de un 90% de matriz micrítica por cristales de plagioclasa 70% y vidrio 20%. Presenta fenocristales de ortopiroxeno y plagioclasa 10%.

Pt-01	779228	9850107	Vía a Patate	Peltetec	Metasedimento	<p>Esta roca es una brecha foliada serpentizada. La muestra contiene matriz fina, vetas de recristalización de cuarzo y muscovita, sericita, clorita y epidota. En sección delgada se observa que existe una clara orientación a través del plano S0 (estratificación), probablemente tuvo un aporte magmático porque se puede observar formas típicas de piroxenos que se han alterado y dejado su forma, siendo esta ocupada por recristalización de muscovita y sericita, también ocupa esos espacios parte de clorita y epidota. En ciertas partes de la muestra se observa un poco fracturada, producto de esfuerzos posteriores a la formación de la misma</p>
Pt-02	779348	9849479	Vía a Patate	Peltetec	Metagabro	<p>Roca verde sin estructura ordenada con vetillas rellenas calcita (secundaria). Parcialmente oxidada, presenta un clivaje discontinuo, mineralógicamente formado por plagioclasa, calcita secundaria, clorita, epidota, augita, serpentina. La textura de la roca es intersertal. Las plagioclasas se encuentran alterándose, la calcita aparece como mineral secundario producto de la alteración de los componentes originales junto a la clorita formando rellenos secundarios. El piroxeno se encuentra parcialmente alterado</p>
AL-01	778608	9848874	Vía a Guadalupe	Alao-Paute	Roca Verde	<p>Roca de color verde sin estructura definida con textura porfidoblástica. En sección delgada se puede apreciar que mineralógicamente está formado por clorita, epidota, muscovita, cuarzo, calcita (secundaria). Los cristales de muscovita se observa parcialmente fracturados y alterados. Los cristales de clorita y epidota se encuentran como producto de la alteración que están sufriendo los cristales de muscovita.</p>
AL-02	790128	9845848	Ulba	Alao-Paute	Esquisto de Granate, clorita, sericita	<p>Roca verde grisácea orientada con inclusiones de vetillas de cuarzo. En sección delgada se observa una estructura orientada (esquistosidad), de textura lepidoblástica mineralógicamente formado por muscovita 55%, granate 20%, clorita 20%, cuarzo 5% y opacos 5%. Se observa que ciertos granates están levemente alterados y se encuentra recristalización de muscovita en los espacios dejados por los mismos. Los demás cristales de</p>

AL-03	790512	9846036	Embalse Agoyán	Alao-Paute	Metagrawaca	<p>muscovita se encuentran alterados y fisurados producto de la recristalización. Se puede observar que existe una foliación (esquistosidad) a lo largo del plano S1.</p> <p>Roca gris verdosa parcialmente oxidada con vetillas de cuarzo, presenta una pseudo-orientación y textura porfidoblástica. En sección delgada se puede apreciar que mineralógicamente está formado por cuarzo 5%, clorita 20%, epidota 15%, granate 10% , muscovita 8%, minerales opacos 2%, cianita 30%, biotita 20%. Los cristales de granate se presentan parcialmente alterados y fracturados, rellenando los espacios se encuentra cianita y biotita.</p>
AG-01	793109	9844844	Hda. Guamag	Agoyán	Esquisto grafitoso de granate	<p>Roca gris oscura, metamórfica, orientada, donde se puede apreciar que el protolito del mismo fue una roca sedimentaria. En muestra de mano se observa el plano S0, plano de esquistosidad S1 y un plano de clivaje de crenulación S2. En muestra de mano se puede observar que en el plano S1 existe rotación sintectónica tipo SIGMA de los granates. Vetas de cuarzo y calcita (secundaria) rellenan algunas fracturas en la dirección S1 (foliación). En sección delgada se observa de estructura orientada (esquistosidad) y textura porfidoblástica, mineralógicamente compuesta por muscovita 40%, biotita 20%, opacos 5%, cuarzo 15%, granate 15%, grafito 10% y calcita 5%. Algunos cristales de granate se han alterado completamente y otros se encuentran en proceso, se puede observar la recristalización de muscovita, biotita y cuarzo en los espacios dejados por los granates.</p>
3L-01	796178	9844953	Manto de la novia	Granito Tres Lagunas	Gneiss granítico	<p>Roca grisácea blanca en donde se observa un plano S1 (esquistosidad-gnésica) y un plano de crenulación en dirección perpendicular a lo largo de S2. En sección delgada se observa una estructura orientada y textura lepidoblástica, mineralógicamente formado por muscovita 60%, biotita 20%, plagioclasa 8%, cuarzo 7%, opacos 5%. Se puede observar que parte de la biotita está alterándose a sericita, los cristales de feldespato se encuentran parcialmente argilitizados. Se puede apreciar con facilidad la orientación de los cristales de biotita en la dirección S1.</p>

ANEXO 3

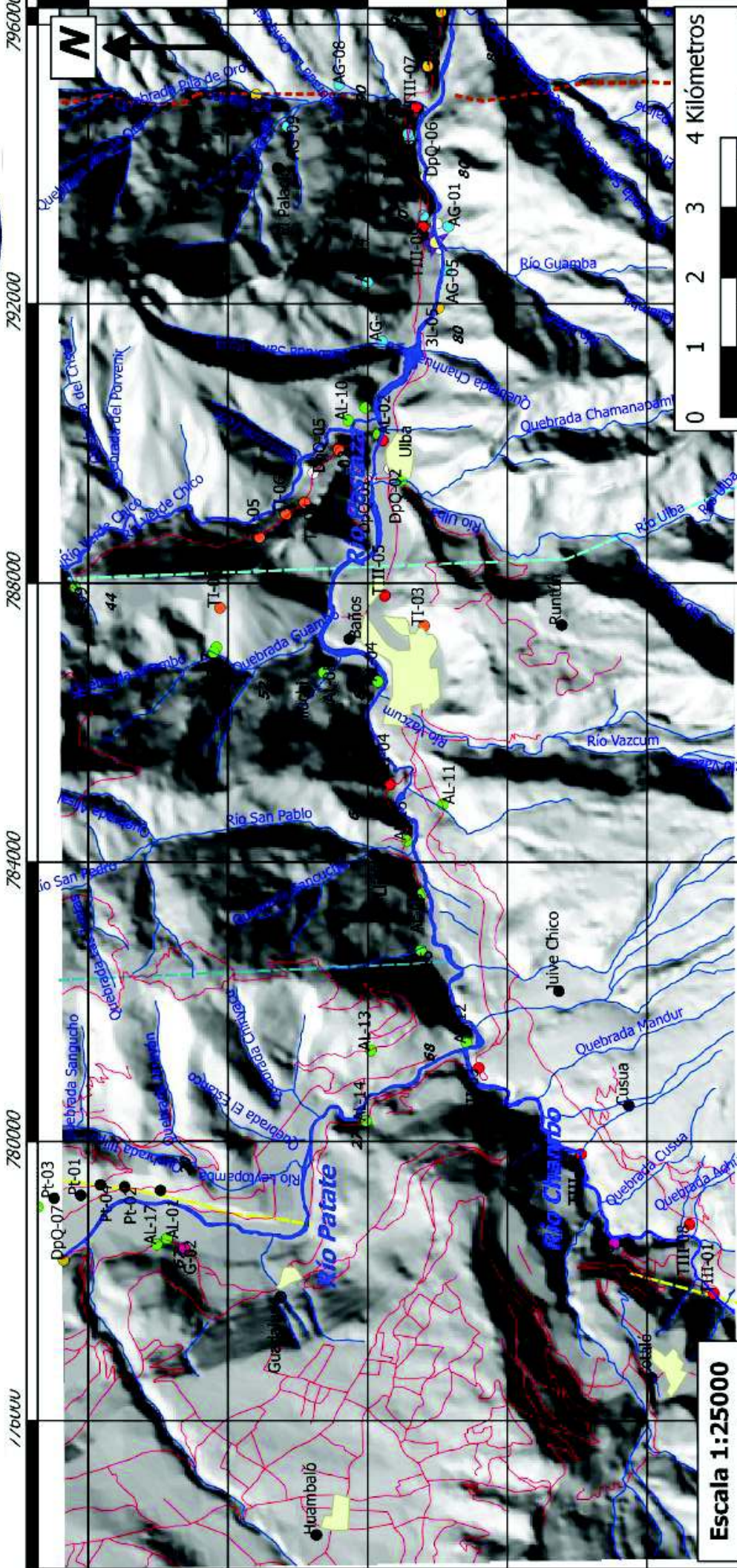
MAPAS

MAPA 1



ESCUELA
POLITÉCNICA
NACIONAL

MAPA DE PUNTOS DE OBSERVACIÓN



Escala 1:25000

Puntos de observación

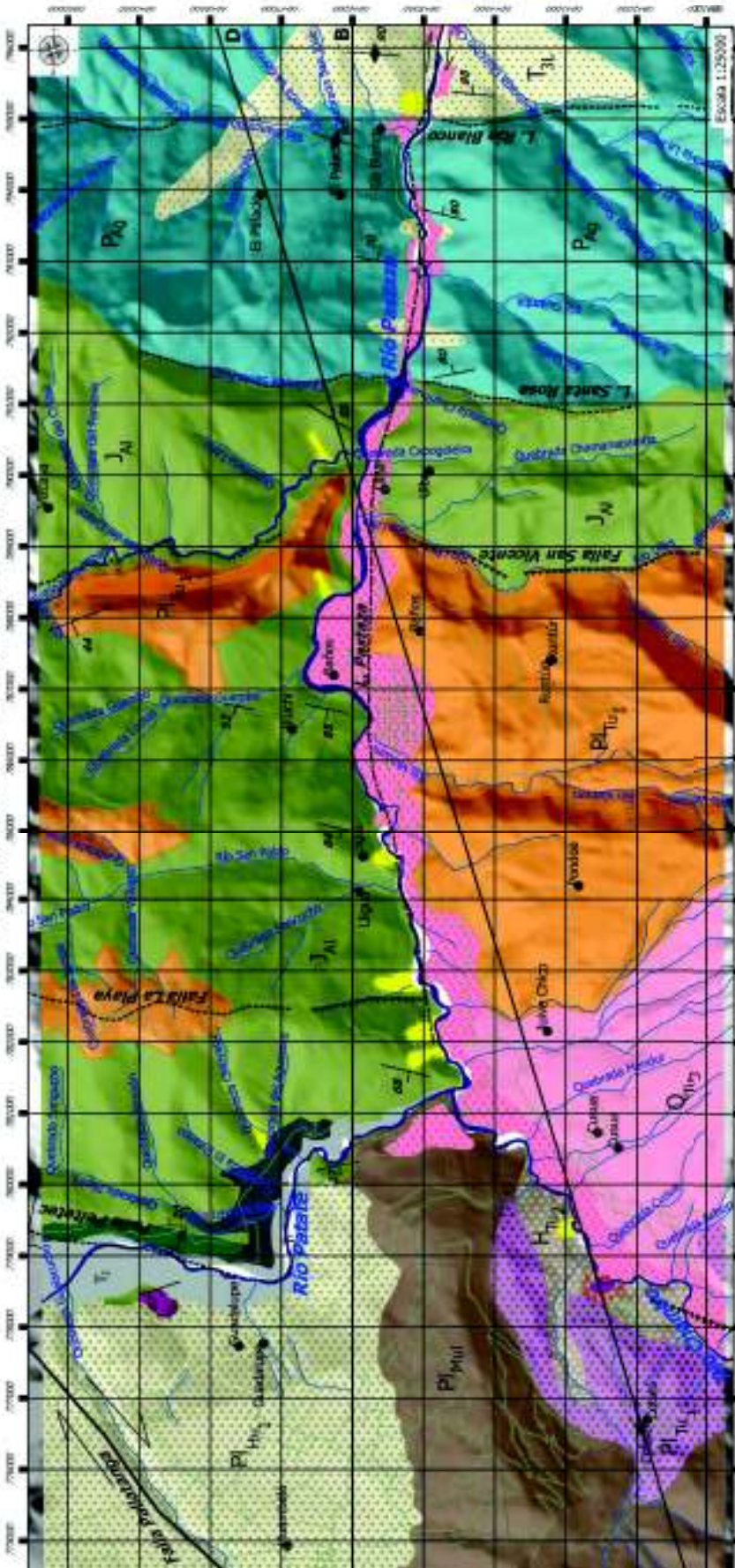
- Agoyán
- Alao-Paute
- Alao-Paute/Agoyán?
- Depósitos de avalancha

Estructuras

- Tungurahua I
- Tungurahua III
- Terraza fluvial
- Tres Lagunas
- Zonas Urbanas
- Zonas de acceso
- Poblados
- ★ Cascada Agoyán
- - - Lineamiento
- Falla San Antonio
- - - Falla La Playa
- Falla San Vicente

MAPA 2

MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE BAÑOS



PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL DE MERCATOR UTM ZONA 17 S WGS 84
 SISTEMA GEOIDÉSICO MUNDIAL (WGS) 1984
 ESCALA 1:50000
 COMPILADO DE LAS HOJAS TOPOGRÁFICAS DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (IGM)

ESTRATIGRAFÍA

T_3
 T_2
 T_1

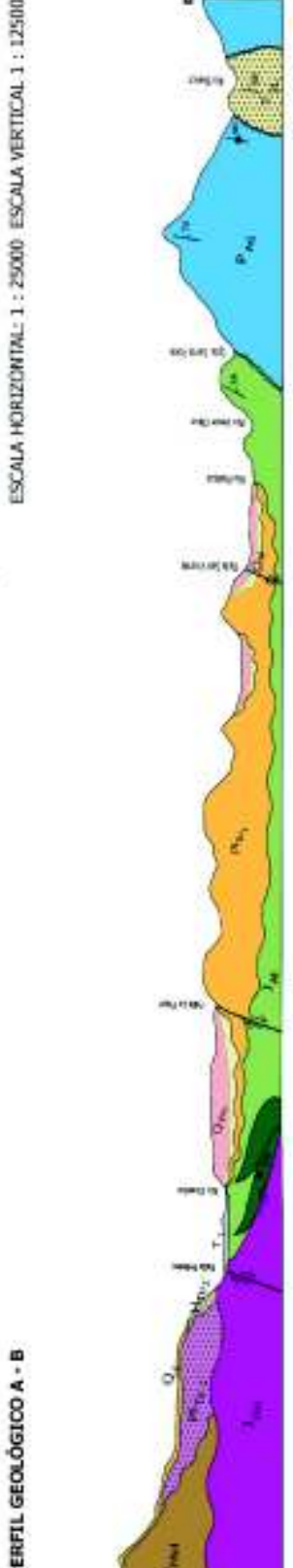
P_4
 P_3
 P_2
 P_1

Q_4
 Q_3
 Q_2
 Q_1

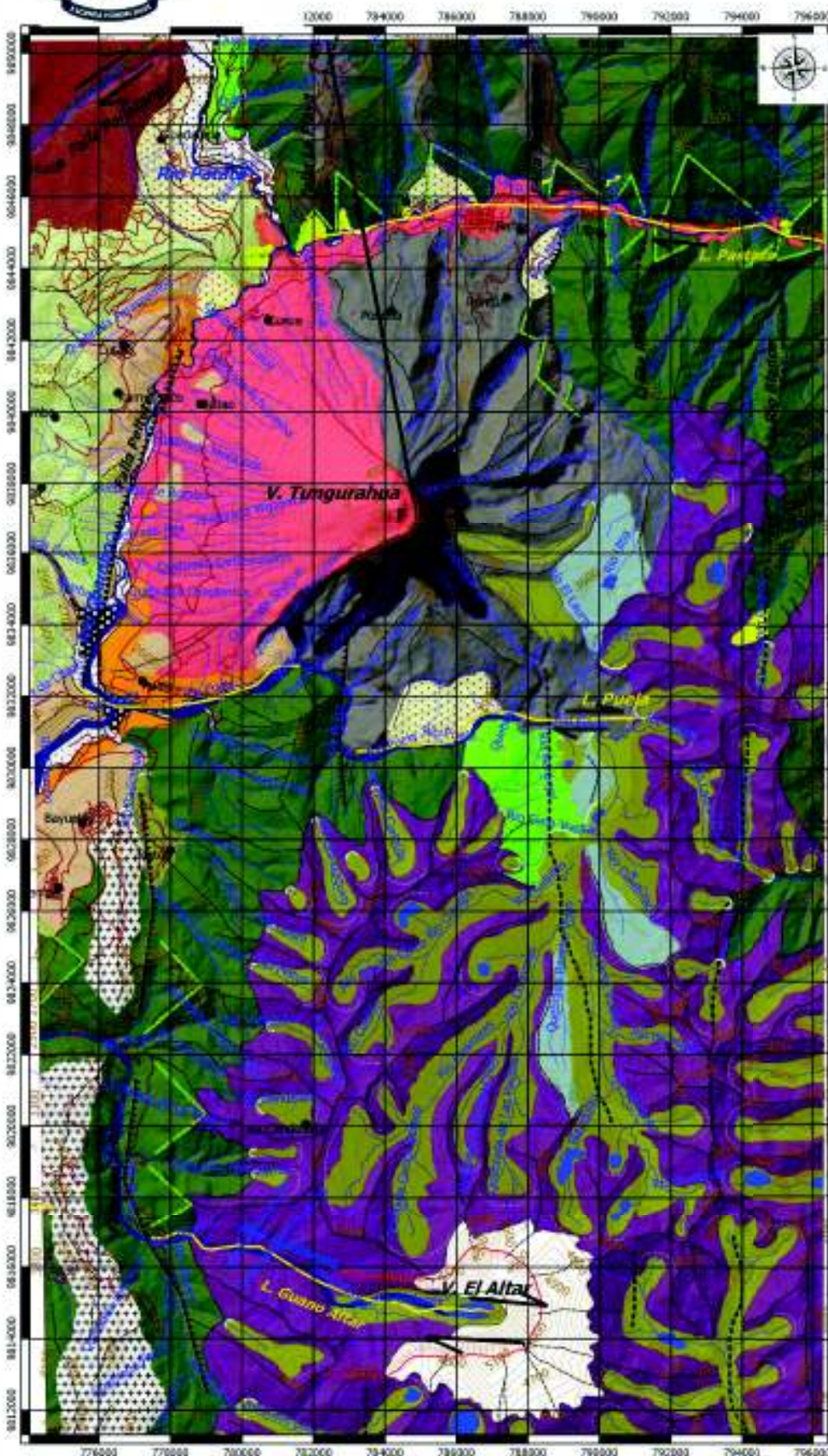
UNIDADES
 Tercer Mioceno Superior
 Tercer Mioceno Inferior
 Segundo Mioceno Superior
 Segundo Mioceno Inferior
 Tercer Plioceno
 Segundo Plioceno
 Primer Plioceno
 Tercer Cuaternario
 Segundo Cuaternario
 Primer Cuaternario
 Cuaternario Reciente

UNIDADES GEOGRÁFICAS
 Tercer Pabate
 Segundo Pabate
 Primer Pabate
 Tercer Pizarra
 Segundo Pizarra
 Primer Pizarra
 Tercer Valle
 Segundo Valle
 Primer Valle

UNIDADES DE TIPO
 Tercer Mioceno Superior
 Tercer Mioceno Inferior
 Segundo Mioceno Superior
 Segundo Mioceno Inferior
 Tercer Plioceno
 Segundo Plioceno
 Primer Plioceno
 Tercer Cuaternario
 Segundo Cuaternario
 Primer Cuaternario
 Cuaternario Reciente



MAPA 3



LEYENDA

- Glaciar actual V. El Altar
- Tungurahua I
- Tungurahua II
- Tungurahua III
- Depósito actual DAD-3 ka B.P.
- Depósito actual DAD-30 ka B.P.
- Volcán Huisla
- Volcán Mulmul
- Depósitos V. El Altar

Valle Glaciar

- Aristas glaciares
- Morrenas
- Planicie de baja pendiente
- Lagunas

Valle Fluvial

- Vertiente abrupta con fuerte disección
- Vertiente abrupta con menor pendiente
- Deslizamientos recientes
- Coluvial antiguo
- Cono de deyección
- Terrazas fluviales recientes

SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS

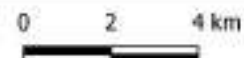
- Curvas de nivel
- Drenajes principales
- Drenajes secundarios
- Escarpe Volcánico
- Escarpe de deslizamientos
- Escarpe estructural
- Divisoria de aguas
- Circos glaciares
- Morrenas marginales
- Zonas de acceso
- Poblados

SÍMBOLOS GEOLÓGICOS

- Falla Pallatanga
- Cizallas Sintéticas de Riedel
- Fallas Inversas
- Lineamientos
- Perfil Morfoestructural

PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL DE MERCATOR
UTM ZONA 17 S WGS 84
BASE TOPOGRÁFICA ESCALA 1 : 50000
Revisor Geológico: Ph.D Pedro Reyes
Autor: Danny Estrella V.

Escala 1:50000



MAPA 4

MAPA DE PENDIENTES Tungurahua - El Altar

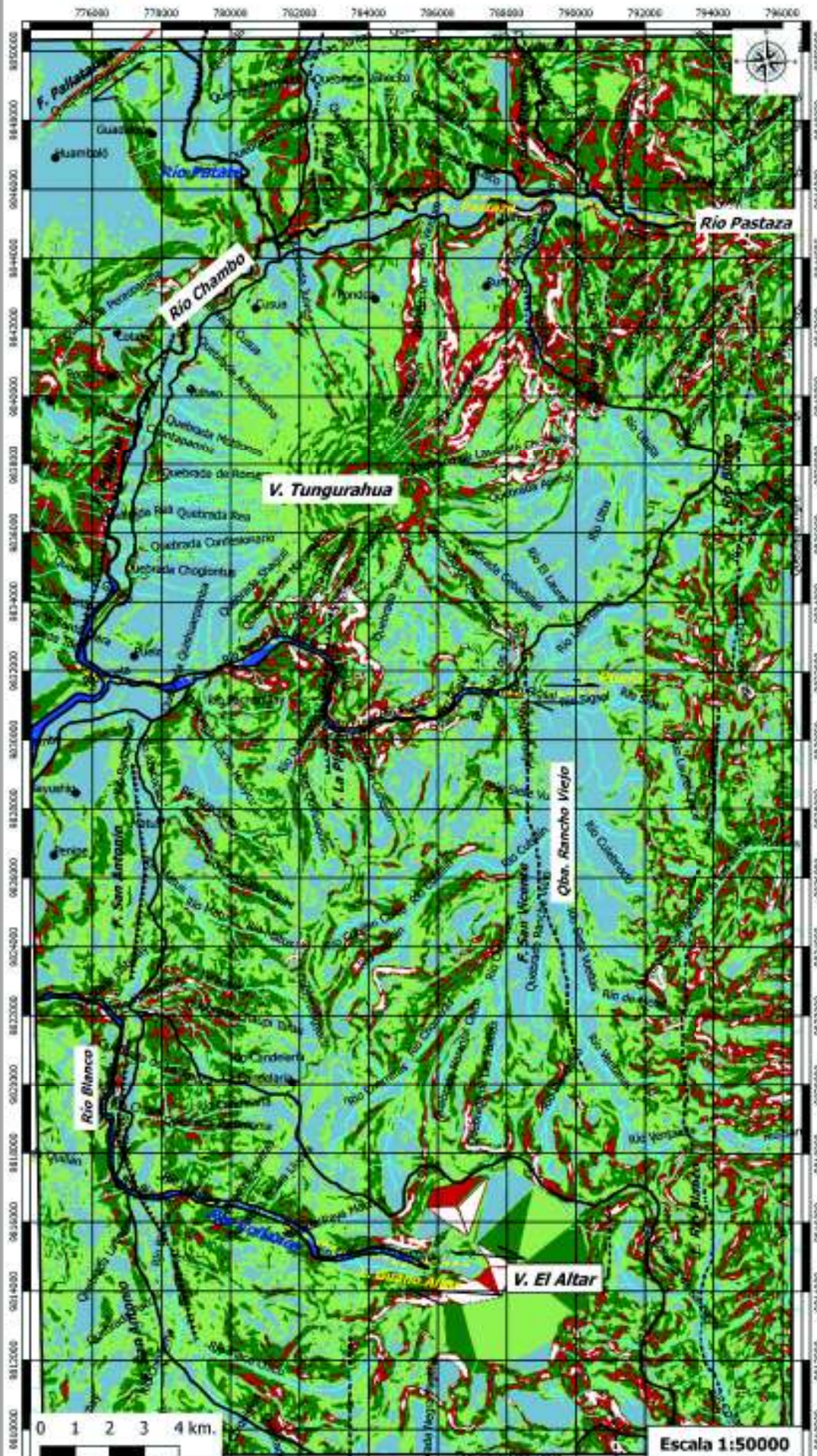


DIAGRAMA DE UBICACIÓN



LEYENDA

SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS

- Drenajes Principales
- Drenajes secundarios
- Poblados
- Dominios Estructurales

SÍMBOLOS GEOLÓGICOS

- Falla Pallatanga
- Cizalla Sintética Riedel
- Fallamiento Inverso
- Lineamiento

Pendiente	Area (km ²)	Porcentaje
0 - 27.9	239.3379	27%
28 - 55.8	316.2384	36%
55.9 - 83.7	251.6733	28%
83.8 - 90	77.93099999	9%
	885.1797001	100%

PROYECCIÓN UNIVERSAL TRANSVERSAL DE MERCATOR UTM
ZONA 17 S WGS 84
BASE TOPOGRÁFICA ESCALA 1 : 50000
Revisor Geológico: Ph.D Pedro Reyes
Autor: Danny Estrella V.