

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

## **FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS**

### **ANÁLISIS DE LA ESTRATIGRAFÍA DEL NEÓGENO DE LA CUENCA LATACUNGA-AMBATO, SECCIONES EN LOS VALLES DEL RÍO NAGSICHE Y RÍO YANAYACU.**

TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL  
TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO  
OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

**JHONNY ANDRÉS LOZADA VALENCIA**

jhonny.lozada@epn.edu.ec

**DIRECTOR: Dra. Ana Cabero**

ana.cabero@epn.edu.ec

Quito, noviembre 2019

## **DECLARACIÓN**

Yo, Jhonny Andrés Lozada Valencia, declaro que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

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

---

JHONNY ANDRÉS LOZADA VALENCIA

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado completamente por JHONNY ANDRÉS LOZADA VALENCIA, bajo mi supervisión.

---

Dra. Ana Cabero

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por diseñar las cosas tan perfectamente y tener trazado el camino correcto para cada uno. Siendo el artífice principal de mi destino y el sabio que me ha puesto las enseñanzas y los aprendizajes necesarios en cada momento.

Agradezco a mi familia que ha sido mi pilar fundamental en todo sentido. Me han servido de apoyo y me han extendido su hombro en cada momento.

Muchas gracias Belén Vela por ser mi compañera en este arduo camino, ser la voz de aliento y el ánimo en momentos difíciles. Y sobre todo por ser la escala perfecta de mis fotografías.

Agradezco a la Dra. Ana Cabero y al Dr. Pedro Reyes por extenderme su amistad. Y porque han sabido guiarme en todo momento en la carrera. Agradezco también porque en ellos está representada la figura maternal y paternal de toda la Facultad, que gusto y amor por la Geología han sabido contagiar de espíritu alegre y de curiosidad en la Geología.

Al Dr. Germán Martín Merino y al MSc. Jose Luis Rompan Carrión que me han sabido ayudar con observaciones durante el presente trabajo de tesis.

A todos los mamarrachos de oro: Chino, Santy, Michel, Andu, Pasquelo, Chava, Erick, Elena, Daya, con los que he tenido experiencias enriquecedoras en toda la carrera y que han hecho muy amena la etapa de la universidad (Tan amena que se me ha hecho difícil despedirme y salir de la carrera).

Al SEG Student Chapter por abrirme sus puertas y brindarme la oportunidad de aumentar mi conocimiento de la Geología Económica que ha sido la razón principal por la que he estudiado Geología.

## DEDICATORIA

Todo ha sido, es y será por ustedes. Germán Lozada (†) y Ángela Valencia

## INDICE DE CONTENIDO

<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO .....	1
1.2 ÁREA DE ESTUDIO .....	2
1.3 ALCANCE .....	3
1.4 ESTUDIOS PREVIOS .....	3
1.5 METODOLOGÍA .....	4
<b>CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>7</b>
2.1 MARCO TEÓRICO .....	7
2.2 GEODINÁMICA ACTUAL.....	13
2.3 GEOLOGÍA REGIONAL.....	16
2.3.1 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL .....	17
2.3.2 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL.....	18
2.3.3 BASAMENTO DEL IAV .....	21
2.4 GEOLOGÍA DEL VALLE INTERANDINO .....	22
2.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL IAV .....	22
2.4.2 ESTRUCTURA IAV .....	23
2.4.3 CUENCAS DEL IAV .....	23
2.5 ESTRATIGRAFÍA Y FACIES DE LA CUENCA LATACUNGA-AMBATO .....	27
2.5.1 UNIDADES DEL PALEÓGENO Y NEÓGENO.....	27
2.5.2 RELLENO CUATERNARIO DE LA CUENCA LATACUNGA-AMBATO.....	29
2.6 TECTÓNICA DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL .....	32
2.6.1 TRABAJOS PREVIOS.....	32
2.6.2 MARCO ESTRUCTURAL DEL VALLE INTERANDINO .....	34
<b>CAPÍTULO 3 –Tectono-ESTRATIGRAFÍA y geomorfología del área DE ESTUDIO .....</b>	<b>38</b>
3.1 CORTE RÍO YANAYACU .....	39
3.1.1 FORMACIÓN PISAYAMBO.....	39
3.1.2 FORMACIÓN LATACUNGA .....	43
3.1.3 UNIDADES POSTERIORES A LA FORMACIÓN LATACUNGA .....	67
3.2 CORTE RÍO NAGSICHE .....	74
3.2.1 FORMACIÓN ZUMBAHUA .....	74
3.2.1 FORMACIÓN LATACUNGA .....	77
3.3 GEOMORFOLOGÍA .....	97
3.3.1 CARACTERÍSTICAS MORFOESTRUCTURALES DE LA CUENCA LATACUNGA-AMBATO EN LA PARTE CENTRAL DEL VALLE INTERANDINO. ....	97
3.3.2 ANÁLISIS HIPSOMÉTRICO EN LA CUENCA LATACUNGA-AMBATO .....	101
<b>CAPÍTULO 4 – Discusión. ....</b>	<b>108</b>
4.1 CORTE RÍO YANAYACU: .....	108
4.2. CORTE RÍO NAGSICHE .....	111
4.3 EVOLUCIÓN GENERAL .....	113
<b>CAPÍTULO 5 – CONCLUSIONES y Recomendaciones .....</b>	<b>118</b>
5.1 CONCLUSIONES .....	118

5.2 RECOMENDACIONES .....	119
<b>CAPÍTULO 7 – BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>121</b>
<b>CAPÍTULO 8 – ANEXOS.....</b>	<b>¡Error! Marcador no definido.</b>

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Mapa de ubicación del área de estudio. ....	2
<b>Figura 2.1</b> Modelo de curva hipsométrica (Tomado de Scheidegger, 1987). ....	13
<b>Figura 2.2</b> Mapa geológico generalizado de las áreas oceánicas y continentales alrededor de Ecuador, tomado de Lonsdale (1978). ....	15
<b>Figura 2.3</b> Modelo de subducción de Ecuador. Según Gutscher et al. (1999). ....	16
<b>Figura 2.4</b> Mapa Geológico de la Cordillera Occidental indicando las localidades de las principales suturas de terrenos, la depresión interandina y la Cuenca del Chota, Modificado de BGS-CODIGEM (1997) & Spikings (2005). ....	20
<b>Figura 2.5</b> Actividad ígnea post-Oligoceno. Presencia del Terreno Chaucha en el IAV, Según Hughes & Pilatasig (2002). ....	22
<b>Figura 2.6</b> Tomado de Winkler et al (2005). Mapa tectónico del Ecuador, el gris se resalta las cuencas de las cuales se muestran los perfiles litológicos de las principales cuencas sedimentarias del IAV. Edades compiladas de Barberi et al. (1988), Egúez et al. (1992), Egúez and Beate (1992), Lavenu et al. (1995, 1996), y Villagómez (2003). En color tomate se resalta la zona del presente estudio .....	26
<b>Figura 2.7</b> Tomado de Winter y Lavenu (1989). Representación esquemática del estado de esfuerzos en el IAV. Notar que en la Cuenca Latacunga-Ambato existe una compresión debido a un significativo componente transcurrente dextral. ....	33
<b>Figura 2.8</b> Tomado de Pasquare (1990). Indica la posible configuración compresional del sistema de fallas dentro del IAV. ....	34
<b>Figura 2.9</b> Tomado de Fiorini & Tibaldi (2012). Esquema de fallas, flexuras y fallas ciegas presentes en la Cuenca Latacunga-Ambato. ....	35
<b>Figura 3.1.</b> Fotografía tomada hacia el sur. (UTM: 771550/9882039). Contacto entre los Volcánicos Chalupas y la Fm. Latacunga. Carretera Salcedo-Píllaro. ....	38
<b>Figura 3.2.</b> Fotografía tomada hacia el norte. (UTM: 771550/9882039). Vista del borde oriental de la Cuenca Latacunga-Ambato – Cuenca del Río Yanayacu. ....	39
<b>Figura 3.3.</b> Fotografía de la Fm. Pisayambo. A: (UTM: 772220/9882945) Brecha autoclástica oxidada, contacto entre la Formación Pisayambo y la Fm. Latacunga. B: (UTM: 772589/9882886) Fm. Pisayambo en estado fresco. Se observa una andesita con textura traquítica con bandeamiento composicional de plagioclasas. ....	40
<b>Figura 3.4.</b> Fotografía de la Fm. Pisayambo (UTM: 772249/9882952). Se observa deformación en rocas ígneas. Evidencia de estrías de falla. ....	41
<b>Figura 3.5.</b> Fotografía de las Formaciones Pisayambo, Latacunga y Chalupas. ....	42
<b>Figura 3.6.</b> Fotografía del contacto entre la Fm. Pisayambo y la Fm. Latacunga. (UTM: 772276/9882970). A: Fotografía tomada hacia el sur, se observa el cambio entre la Fm. Pisayambo y la Fm. Latacunga. B: Fotografía tomada en las mismas coordenadas hacia el norte. La Fm. Pisayambo está dispuesta como una brecha autoclástica. C: Fotografía tomada en las mismas coordenadas hacia el norte. Se observa el contacto entre la Fm. Pisayambo y los Volcánicos pre-Chalupas. Notar que el buzamiento entre la Fm. Latacunga y los Volcánicos pre-Chalupas es distinto. ....	42

<b>Figura 3.7.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771894/9882937). Etapas iniciales de depósitos volcánicos. Se observa la heterogeneidad de los líticos. La deformación en estos estratos no es tan evidente. Presentan un azimut de buzamiento de (253/19). .....	45
<b>Figura 3.8.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771834/9882840). Etapas iniciales de depósitos volcanosedimentarios. Se observa la heterogeneidad de los líticos. La deformación en estos estratos es más evidente. Presentan un azimut de buzamiento de (280/36). .....	45
<b>Figura 3.9.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771776/9882838). Límite entre la U. Fluvio-Lacustre y la U. Volcanosedimentaria. .....	46
<b>Figura 3.10.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771730/9882838). Límite entre la U. Fluvio-Lacustre y la U. Volcanosedimentaria. .....	47
<b>Figura 3.11.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Vista de la etapa de cierre de la cuenca. Se evidencia presencia de conglomerados potentes depositados encima de los depósitos fluviales. (UTM: 771642/9882907) .....	48
<b>Figura 3.12.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771635/9882846). Evidencia de discordancia progresiva sintectónica. Fotografía tomada desde el río Yanayacu. Límite oriental de la Cuenca Latacunga-Ambato. .....	48
<b>Figura 3.13.</b> Estructuras observadas en la Fm. Latacunga a lo largo del corte del Río Yanayacu (Borde occidental de la cuenca). A, D: Laminación cruzada en surcos. B: Grietas de desecación rellenas por arenas fluviales. C: Clastos lacustres arrastrados por una arena fluvial. D: Intercalación de estratos lacustres. E, H: Clasto de arena con bordes reaccionales de óxido de hierro. F: Areniscas ricas en hierro acumulados en una cavidad. G: Laminación cruzada. H: Lentas permeables que facilitan la oxidación. .....	49
<b>Figura 3.14.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de Load Cast en estratos lacustres. (UTM: 771723/9882845) .....	50
<b>Figura 3.15.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de Ripples. .....	51
<b>Figura 3.16.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga presencia de pequeños Slumps preservados por cementos de óxidos de hierro. A través de un diagrama roseta se determinó la dirección preferencial del flujo (azimut $227^{\circ}$ ). (UTM: 771710/9882851). .....	52
<b>Figura 3.17.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de ripples preservados en la superficie de los estratos, indicadores de la polaridad y techo de la secuencia estratigráfica. (UTM: 771726/9882850) .....	53
<b>Figura 3.18.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Estructuras sedimentarias. Se observan ripples, estratificación cruzada en surcos. A través de varias mediciones se determinó una dirección preferencial de la corriente indicando un azimut de $195^{\circ}$ . Sin embargo, el rango de la corriente va desde $280^{\circ}$ a $190^{\circ}$ .....	54
<b>Figura 3.19.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Estructuras sedimentarias en areniscas. Se observan ripples, estratificación cruzada en surcos. A través de varias mediciones se determinó una dirección preferencial de la corriente indicando un azimut de $190^{\circ}$ . Se puede también observar una erosión al techo de esta capa y un período de relativa calma durante la sedimentación lacustre. .....	55
<b>Figura 3.20.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de hueso en un estrato de areniscas fluviales (UTM: 771744/9882841). A: Afloramiento intacto con presencia del hueso en el afloramiento. B: mismo afloramiento, pero con el hueso parcialmente fracturado. C: Vista más cercana del hueso parcialmente fracturado con líticos de	

pómez cercanos al hueso. D: Presencia de fósil de vertebrado (fragmento de clavícula) en un estrato de la Unidad Fluvio-Lacustre. (UTM: 771702/9882857) .....	56
<b>Figura 3.21.</b> A: Durante el tratamiento del fósil se pudo evidenciar óxidos de hierro formando una fina capa alrededor de las paredes externas del hueso. B: Líticos de pómez formando una capa cubriendo las paredes externas del hueso. ....	57
<b>Figura 3.22.</b> Ejemplar de la Fig. 3.21, tras el proceso de limpieza y restauración, correspondiente al Asta derecha de un ciervo macho adulto. La Familia es Cervidae aff. Hippocamelus. El tamaño total del fósil es 9,3 cm. A: Vista Frontal del asta. Se observa estrías bien marcadas, presencia de rosetas muy pobremente desarrolladas y una protuberancia central. La forma de la bifurcación es en "V". B: Vista posterior del asta. Se observa la roseta poco desarrollada, la superficie lisa sin estrías ni rugosidades. Se observa también la unión del asta con el cráneo con parte del orificio ocular preservado. ....	59
<b>Figura 3.23.</b> Fósil de una vértebra cervical de cuello de un venado de la familia Cervidae aff. Hippocamelus, tras el proceso de limpieza y restauración. A, B y C Vista frontal de la vértebra. D y E: Vista posterior de la vértebra. F: Vista superior de la vértebra. G, H e I: Vistas laterales de la vértebra. ....	60
<b>Figura 3.24.</b> Fotografías de los fósiles encontrados en la Fm. Latacunga. Diferentes vistas de una asta y una vértebra correspondiente al mismo espécimen. A: Vista frontal del asta y vista frontal de la vértebra. B: Vista posterior del asta y vista posterior de la vértebra. C: Vista frontal del asta y vista posterior de la vértebra. D: Vista posterior del asta y vista frontal de la vértebra. ....	60
<b>Figura 3.25.</b> A: Tibia izquierda de caballo <i>Equus (Amerhippus) andeum</i> del Pleistoceno Superior (muestra del Museo de Historia Natural Gustavo V. Orces, de la EPN), y junto a él, a la derecha se observa la muestra obtenida durante las campañas de campo del presente trabajo. Se observa el maléolo medial de una tibia izquierda un caballo de tamaño pequeño. B: Estado natural en el que se encontró el fósil en campo. C: Vista frontal del maléolo medial de las tibias descritas en la Fig. 3.25 A. ....	61
<b>Figura 3.26.</b> A: Afloramiento donde se encontró madera fósil vista a 4m de distancia. B: Afloramiento donde se encontró madera fósil vista a 1m de distancia. C: Madera fósil encontrada en un estrato de sedimentos lacustres. La madera fue encontrada en fragmentos, litificada y tiene un color rojizo. Sugiere leve reemplazamiento de óxidos en la parte externa. ....	62
<b>Figura 3.27.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771691/9882867). Deformación en areniscas intercalas con conglomerados. Se observa un fallamiento inverso con pliegues en forma de "z". ....	63
<b>Figura 3.28.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Evidencia de deformación sinsedimentaria. Estratos depositados de forma paralela tanto en el techo como en la base de un estrato deformado en forma de "S" (UTM: 771740/9882842). ....	64
<b>Figura 3.29.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771651/9882904). Límite oriental de la Cuenca. A la altura de la charnela del pliegue de Yanayacu, se observan una serie de fracturas en los cantos que ocurren por la falta de competencia entre cantos del conglomerado. ....	65
<b>Figura 3.30.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Fallamiento secundario. Fallas actuando posteriormente a la deformación de la Flexura de Yanayacu. Falla desplazando 20cm aprox. (UTM: 771790/9882831). ....	66

<b>Figura 3.31.</b> Fotografía de la Fm. Latacunga. Fallas actuando posteriormente a la deformación de la Flexura de Yanayacu. Falla desplazando 10cm aprox. (UTM: 771833/9882836).....	67
<b>Figura 3.32.</b> UTM: 771988/9882975). Etapas volcánicas pre-Chalupas. Estratos de tobas de ceniza horizontales. A: Se observa un diferente rango de composiciones. Inicialmente riolíticas. B: Posteriormente, basálticas.....	68
<b>Figura 3.33.</b> Fotografía etapas volcánicas pre-Chalupas. (UTM: 772104/9882971). Estratos de tobas de ceniza horizontales. Evidencia de microfallamiento Normal. Evidencia de una etapa extensiva posterior al desarrollo de la Flexura de Yanayacu.	69
<b>Figura 3.34.</b> Fotografía etapas volcánicas pre-Chalupas. (UTM: 771977/9882996). Estratos de tobas de ceniza horizontales cubiertas posteriormente por la Formación Cangahua. ....	69
<b>Figura 3.35.</b> Leyenda del corte (Fig.3.36) y columna (3.37) del río Yanayacu.....	70
<b>Figura 3.36.</b> Corte del río Yanayacu (pág. 72).....	74
<b>Figura 3.37.</b> Columna del río Yanayacu (págs. 73-74). ....	74
<b>Figura 3.38.</b> Vista del río Nagsiche hacia el sur (UTM: 754702/9883212). Al fondo el volcán Sagoatoa. La línea roja representa la zona de contacto de la Fm. Latacunga con la Fm. Zumbahua, inferido. Se observa una pseudo planicie producto de la preservación de conglomerados (Fig.3.47) cubiertos por la Fm. Cangahua.....	75
<b>Figura 3.39.</b> Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754484/9882616). Brecha de matriz soportada heterolítica con clastos de andesitas, riolitas porfíricas, basaltos y andesitas basálticas. Existe un alto grado de consolidación y alteración. ....	75
<b>Figura 3.40.</b> A: Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754387/9882619) en un bloque caído. B: Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754179/9882743) en un deslizamiento de tipo traslacional.....	76
<b>Figura 3.41.</b> Afloramiento de la Fm. Zumbahua. Estrato de depósito lacustre en medio de un paquete potente de lahares. A la izquierda se observa el afloramiento de forma natural. A la derecha se realizó una interpretación de la disposición de los sedimentos dentro del lacustre, deformados por un slump. ....	77
<b>Figura 3.42.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764060/9882277). Brecha de matriz soportada, polimíctica, clastos angulosos, inmadura. Clastos presentes: Andesitas, andesitas oxidadas rojizas, andesitas basálticas, basaltos, basaltos vesiculares y andesitas verdosas. La matriz está compuesta de cuarzo, plagioclasa, piroxeno, anfíbol y líticos de tamaño de arena. Para más información ver la lámina delgada J010 del Anexo 1 (muestra de un lítico). ....	78
<b>Figura 3.43.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764091/9882230). Brecha de matriz soportada en contacto con areniscas volcanoclásticas. ....	79
<b>Figura 3.44.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764091/9882230). Brecha de matriz soportada intercaladas con unidades de areniscas volcanoclásticas. ....	79
<b>Figura 3.45.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764246/9882162). Brecha de matriz soportada, intercaladas con cenizas y tobas de lapilli. ....	80
<b>Figura 3.46.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764249/9882167). Arenisca con presencia de laminación de tamaño centimétrico. Se deduce un ambiente de acumulación más acuoso por la redondez de los líticos.....	81
<b>Figura 3.47.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 763024/9882602). Brechas de matriz soportada, intercaladas con areniscas volcanoclásticas.....	81

<b>Figura 3.48.</b> Arenisca brechosa de la Fm. Latacunga (UTM: 754646/9882602). Dicho estrato está formado mayormente por aglomerado de ceniza y líticos de lapilli de pómez dacítica.....	82
<b>Figura 3.49.</b> Afloramiento de Fm. Latacunga (UTM: 754645/9882510). Se observa el límite superior de las tobas de ceniza con areniscas volcanoclásticas grises. Sobreyaciendo a dicha arenisca se encuentra el conglomerado.....	83
<b>Figura 3.50.</b> Corte del río Nagsiche (UTM: 754446/9882690). Fm. Latacunga vista desde el occidente. Se observa el flujo de lava a la izquierda de la foto y al fondo del encañonado del río Nagsiche. Un conglomerado cubre el flujo de lava. A la derecha de la foto se observa unas tobas de cenizas. Al fondo el volcán Sagoatoa.....	85
<b>Figura 3.51.</b> Corte del río Nagsiche (UTM: 754621/9882462). Flujo de lava de una andesita basáltica. Fuerte pendiente, alto grado de consolidación. Sin embargo, se observa diaclasamiento. ....	86
<b>Figura 3.52.</b> Corte del río Nagsiche (UTM: 754682/9882457). A) Contacto entre el flujo de lava y una arenisca de grano grueso. Se observa un cambio de color por el contacto con el flujo de lava. Más arriba se observa una peperita donde la lava se ha mezclado con una arena blanquecina. B) Lámina delgada (J009, Anexo 1) que determina una andesita basáltica vesicular.....	87
<b>Figura 3.53.</b> Toba de lapilli escorácea de la Fm. Latacunga (UTM: 754622/9882614). La toba se encuentra bien consolidada.....	88
<b>Figura 3.54.</b> Pliegue Jachauangu (UTM: 764402/9882056). Se observa a la Fm. Latacunga formada por potentes estratos de conglomerados con cantos de tamaño métrico. Se divisa un pliegue en “Z” producto de la diferencia de competencia entre estratos.....	89
<b>Figura 3.55.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764297/9882201). Contactos erosivos entre los conglomerados más recientes y las brechas basales de la Fm. Latacunga y las Ignimbritas de Chalupas superiores. Se observa el contacto erosivo de las brechas y areniscas de la base de la secuencia con los conglomerados potentes superiores.....	90
<b>Figura 3.56.</b> Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 763258/9882408). Vista hacia el este del corte realizado en la zona de estudio. ....	91
<b>Figura 3.57.</b> Vista Panorámica del Pliegue Jachauangu (UTM: 763416/9882451). Donde aflora la Fm. Latacunga y la Ignimbrita de Chalupas. Hacia el sur se observa el volcán Sagoatoa.....	92
<b>Figura 3.58.</b> Conglomerado con presencia de cantos estallados (UTM: 765295/9882075). Se observa en afloramiento evidencia de cantos fracturados dispuestos de forma no sistemática. A: Cantos fragmentados por la presión sometida de cantos de mayor tamaño. B: Cantos fragmentados por la competencia relativa entre rocas adyacentes.....	93
<b>Figura 3.59.</b> Volcánicos pre-Chalupas (UTM: 765304/9882072). Afloramiento de tobas de ceniza sobreyaciendo a conglomerados con una superficie erosiva al techo. Además, se observa a los Volcánicos pre-Chalupas y a los conglomerados afectados por una serie de fallas normales y posteriormente una erosión. Finalmente, sobreyacidos por los Volcánicos de Chalupas. ....	94
<b>Figura 3.60.</b> Leyenda del corte (Fig.3.61) y columna (3.62) del río Nagsiche .....	94
<b>Figura 3.61.</b> Corte del río Nagsiche.....	95
<b>Figura 3.62.</b> Columna del río Nagsiche (pág. 95).....	96

<b>Figura 3.63.</b> Mapa de la Geomorfología de la Cuenca Latacunga – Ambato con el Modelo Digital de Elevación.....	100
<b>Figura 3.64.</b> Redes de Drenaje en la Cuenca Latacunga Ambato.....	102
<b>Figura 3.65.</b> Jerarquía en las redes de Drenaje en la Cuenca Latacunga Ambato... ..	103
<b>Figura 3.66.</b> Mapa de las 26 microcuencas de la Cuenca Latacunga Ambato. ....	104
<b>Figura 3.67.</b> Curvas Hipsométricas de ríos en la Cuenca Latacunga-Ambato. Se toma ríos Nagsiche y Yanayacu que pertenecen a la zona de estudio. Se los compara con un río al norte (río Blanco), y con ríos al Sur (río Ambato y Mocha). <b>A:</b> Pliegue de Jachauangu. <b>B:</b> Flexura o Anticlinal de Yanayacu. <b>C:</b> Falla Poaló. <b>D:</b> Falla Pisayambo .....	107
<b>Figura 4.1.</b> Esquematización de las fracturas presentes en un canto. Según Wilschko & Sutton, 1982.....	111
<b>Figura 4.2.</b> Evolución tectonosedimentaria del área de estudio. A: Apertura de la cuenca, depositación de la Fm. Pisayambo y Zumbahua. B: Desarrollo de la U. Volcanosedimentaria, inicio actividad del volcán Sagoatoa. C: Desarrollo de la U. Fluvio-Lacustre, actividad intensa del volcán Sagoatoa e inicio de una cuenca del tipo Full Ramp Basin. D: Desarrollo de la cuenca hasta la actualidad en un régimen de Pop Down. ....	117

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.1.</b> Coordenadas del área de estudio.....	2
--	---

## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1 – Laminas Delgadas .....	124
Anexo 2 – Datos para las curvas hipsométricas.....	150

## RESUMEN

La Cuenca Latacunga-Ambato y se encuentra en la parte central del Valle Interandino del Ecuador. En esta cuenca se realiza un estudio tectonoestratigráfico y geomorfológico, a través del estudio de dos cortes que registran la depositación estratigráfica del borde oriental (río Yanayacu) y occidental (río Nagsiche) de la Cuenca. El estudio describe las características estratigráficas, petrográficas y estructurales de las Formaciones Pisayambo, Zumbahua y Latacunga en dichos cortes. Se realizó también un análisis geomorfológico de curvas hipsométricas con la ayuda del software ArcGis. Mediante campañas de campo, tectonoestratigráficos, análisis estructurales, petrográficos y geomorfología se determinó que en la Cuenca ocurrieron los siguientes eventos:

- 1) La depositación de las Formaciones Pisayambo al Este y Zumbahua al Oeste de forma casi contemporánea en los bordes de la Cordillera Real y Cordillera Occidental respectivamente.
- 2) Posteriormente, se deposita la Fm. Latacunga en contacto erosivo. Esta Formación está compuesta por una Unidad Volcanosedimentaria a la base y una Unidad Fluvio – Lacustre al techo, depositadas en ambos bordes de la Cuenca. En el Corte de Yanayacu la U. Volcanosedimentaria (compuesta por 20 a 80m de areniscas volcanoclásticas) pasa transicionalmente a la U. Fluvio – Lacustre (compuesta por ~200m de limolitas, areniscas y conglomerados) con buzamientos máximos de 60°. En el Corte de Nagsiche, la U. Volcanosedimentaria aflora con disposición horizontal, y solo está plegada en la zona de Jachauangu; con 400m de potencia estimada. Sobre ella se deposita la U. Fluvio – Lacustre con ~ 50m de potencia.
- 3) Sobre la Fm. Latacunga se depositan los Volcánicos pre-Chalupas, unidad no descrita en trabajos anteriores. Sobre ellos se deposita la Ignimbrita de Chalupas.

Las deformaciones observadas indican compresión tectónica sinsedimentaria posterior a la acumulación de la Formación Latacunga y previa a la acumulación de la Ignimbrita de Chalupas (0.2 Ma) que no aparece con deformación asociada visible. Así mismo, se observan estructuras de fallas normales afectando a los Volcánicos pre-Chalupas que evidencia régimen extensivo posterior a su acumulación y anterior a la Ignimbrita de Chalupas.

Se encontró el primer registro fósil de vertebrados en la Fm. Latacunga, incluido un asta y una vértebra cervical de cuello de un ciervo de la familia Cervidae aff. *Hippocamelus*.

El análisis geomorfológico denota la presencia de deformación reciente en el área. A pesar de que las estructuras encontradas están el Pleistoceno, las observaciones de campo sugieren que los eventos: Flexura de Yanayacu, Pliegue de Jachauangu y deformación con fallas normales, ocurrieron en ese orden. Sin embargo, se abre el debate para posteriores estudios donde se pueda discriminar la edad precisa de estos eventos.

## ABSTRACT

The Latacunga-Ambato basin is located in the central region of the Ecuadorian Inter Andean valley. In this basin, a tectonostratigraphic and geomorphologic study is carried out through the analysis of two sections at eastern (Yanayacu river) and western (Nagsiche river) borders of the basin.

Field analyses allowed to describe (the stratigraphic, petrographic and structural characteristics of the Pisayambo, Zumbahua and Latacunga Formations on the mentioned sections. Additionally, a geomorphologic analysis was performed based on the hypsometric curves of the river sections, using ArcGis software. Field data, geomorphology and tectonostratigraphic analysis determined that the following events occurred in the basin:

- 1) The contemporary deposition of the Pisayambo to the east and Zumbahua Formation to the west of the basin at the borders of the Real and Occidental mountain Ranges respectively.
- 2) Latacunga Formation (200 to 400m thick) is deposited in erosive contact over Pisayambo and Zumbahua Formations. This Formation is composed by a Volcano-Sedimentary Unit at the bottom and a Fluvio-Lacustrine Unit at the top being deposited on both borders of the basin during an extensive phase. On the Yanayacu section, the Volcano-Sedimentary Unit (composed by 20 to ~80m of volcanoclastic sandstones) change transitionally to the Fluvio-Lacustrine Unit (composed by 200m fluvio-lacustrine siltstones, sandstones and conglomerates) with E-W dips of 60 degrees. On the Nagsiche section the Volcano-Sedimentary Unit is composed by volcanic breccias (400m thick) folded in the Jachauangu flexure. The Fluvio-Lacustrine Unit is composed by 50 to 80m of conglomerates to the top.
- 3) Over the Latacunga Formation, the pre-Chalupas Volcanic unit is deposited. This Unit has not been previously described in past literature. The Chalupas Ignimbrite is deposited on top of these unit.

The observed tectonic structures and deformations suggest a synsedimentary tectonic compression during the last accumulation of the Latacunga Formation and before the accumulation of the Chalupas Ignimbrite (0.2 Ma) with no associated visible deformation. Normal faults are observed affecting Pre Chalupas volcanic deposits related to an extensive regime following its accumulation and before the Chalupas ignimbrite.

First fossil record of vertebrates was found in the Latacunga Formation, including a right antler and a vertebra of a deer of the family Cervidae aff. Hippocamelus.

The geomorphologic analysis denotes the presence of recent deformation in the area. Despite the structures found are part of the Pleistocene, field observations suggest the Yanayacu Flexure was the first structure affecting the sediments, followed by the Jachauangu Fold and normal faults deformation events. The debate is open for future studies to precise the age of these events.

## **CAPÍTULO 1 - INTRODUCCIÓN**

El propósito del presente trabajo es aportar al conocimiento existente sobre las Formaciones que rellenan la cuenca Latacunga-Ambato. Basamento: Fm. Pisayambo, Fm Zumbahua y Relleno: Fm. Latacunga. Este se desarrolla dentro de los cantones Pujilí, Ambato y Salcedo; en las provincias de Cotopaxi y Tungurahua. (ver coordenadas en Tabla 1 y Fig. 1).

Estudios anteriores realizados en la cuenca Latacunga-Ambato como: Dávila (1990); Lavenu et al., (1992, 1995 y 1996), Fiorini & Tibaldi (2012), entre otros, respecto a la Cuenca no se enfocan en determinar una sección estratigráfica detallada. Por lo tanto, la realización de este trabajo pretende aportar con el conocimiento estratigráfico y que sirva para poder correlacionar con otras cuencas cercanas, tanto al norte como al sur de la zona de estudio.

### **1.1 Objetivos del estudio**

#### **a) Objetivo general**

Analizar la sedimentología, estratigrafía, y geomorfología a lo largo del corte que atraviesa el borde oriental y occidental de la cuenca Latacunga-Ambato para determinar la evolución tectonosedimentaria del relleno.

#### **b) Objetivos específicos**

- Analizar las características sedimentológicas, estratigráficas y estructurales de las Formaciones Volcanoclásticas (Formación Latacunga y Formación Pisayambo) dentro de la zona de estudio.
- Realizar levantamientos de columnas estratigráficas de las secuencias volcano-sedimentarias anteriormente señaladas.
- Realizar un muestreo de las unidades de interés en la zona de estudio y análisis de láminas delgadas de las Formaciones dentro de la zona de estudio.
- Elaborar un corte geológico en el borde oriental y occidental de la cuenca Latacunga-Ambato.
- Interpretar los datos obtenidos en todas las unidades estudiadas y elaborar un modelo de evolución de la cuenca, si los datos lo permiten.

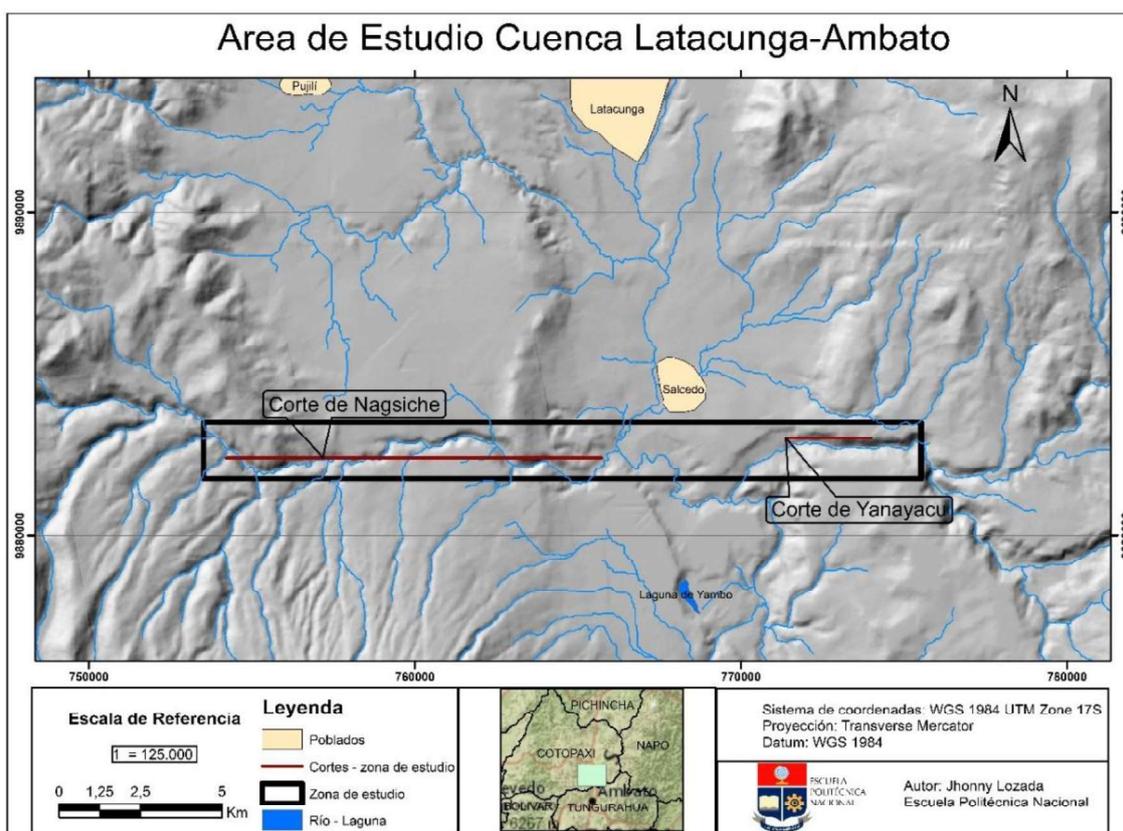
## 1.2 Área de estudio

La cuenca Latacunga-Ambato está delimitada por los volcanes Iliniza Sur, Santa Cruz y Cotopaxi al norte; la caldera del Chalupas al noroeste; Putzulahua, Chinibano y Huicutambo al este en la Cordillera Real; el Pilisurco y Sagoatoa al oeste en la cordillera occidental; y el Chimborazo, Carihuairazo, Puñalica, Igualata, Huisla, Mulmul y Tungurahua al sur.

Específicamente, la zona de estudio (Fig. 1.1) corresponde a la microcuenca hidrográfica del río Nagsiche en la Cordillera Occidental y a la microcuenca hidrográfica del río Yanayacu en la Cordillera Real.

**Tabla 1.1.** Coordenadas del área de estudio.

Sistema: WGS84 17S	(X)	(Y)
Punto 1	775500	9883500
Punto 2	775500	9881750
Punto 3	753500	9881750
Punto 4	753500	9883500



**Figura 1.1** Mapa de ubicación del área de estudio.

### **1.3 Alcance**

- a) El trabajo de campo abarcó la zona indicada en la (Fig. 1.1), este incluyó la realización de un corte estratigráfico a escala 1: 125.000, levantamiento de columnas estratigráficas y elaboración de cortes geológicos.
- b) El análisis sedimentológico y de facies se llevó a cabo con los datos obtenidos en campo, correlación de columnas estratigráficas y comparación con trabajos previos.
- c) El trabajo de laboratorio consistió en la descripción macroscópica y microscópica de 9 muestras de rocas del área de estudio, así como muestras paleontológicas.
- d) El reconocimiento de fallas se basó en el uso de Imágenes satelitales, y Modelos Digitales de Elevación (DEM) de resolución de 4m (Landsat 8), datos de campo y bibliografía previa. Para el procesamiento se utilizó Sistemas de Información Geográfica (ArcGis).
- e) La evolución fue planteada a partir de la conjunción de todos los datos geológicos.

### **1.4 Estudios previos**

La zona de estudio ha sido objeto de análisis de varios autores. Sauer (1965), menciona en una primera descripción los límites de la hoya Latacunga-Ambato entre los volcanes Tungurahua y Cotopaxi, con la presencia de tres lineamientos montañosos paralelos a la Cordillera Real: Pansache, Pisayambo y Píllaro formadas por material volcánico del Plioceno. El término "hoya" ha quedado en desuso, pero dicho trabajo describió las Formaciones geológicas y el basamento cristalino, que es el precedente para los estudios posteriores Cotecchia & Zezza (1969) en el río Cutuchi, al NE de Ambato realizan una datación K-Ar de  $51,5 \pm 2,5$  Ma (Eoceno tardío) en diabasas. De acuerdo a Henderson (1979) son similares a la Formación Macuchi. Corresponderían al basamento de la cuenca. Bristow & Hoffstetter (1977) realizan la primera descripción estratigráfica y describen un aglutinado tobáceo, libático no consolidado y material volcánico pefítico con una matriz pelítica, representados por pedazos de piedra pómez de dimensiones variables y por material polvoso. La piedra pómez se presenta en fragmentos con estructura fluidal porosa, con contenido de partículas finísimas de cuarzo, magnetita y pequeños fenocristales de piroxeno. En la parte central de la cuenca aparecen fragmentos más grandes de piedra pómez disminuyendo en tamaño hacia el sur y norte, y se convierte en un material piroclástico, suelto y arenoso. Hörmann & Pichler (1982) incluyen esta zona dentro de la depresión interandina "Inter-Andean Graben" o (IAG) en el Ecuador y menciona que las rocas del IAG provienen de un reservorio similar al de la Cordillera Occidental.

Winter & Lavenu (1989) describen a la cuenca Latacunga, formando parte del sistema de fallas de Pallatanga. Lavenu et al. (1992, 1995 y 1996) describe a la cuenca Latacunga-Ambato limitada por los poblados del mismo nombre y formada por: a) un Miembro Inferior conformado por lahares, brechas volcánicas, flujos de lava y niveles de aluviones al tope; b) un Miembro Superior que está compuesto por materiales lacustres y aluviales. Se debe considerar que su morfología actual indica la presencia de una cuenca, que posee límites bien definidos, que ha servido como espacio de acomodación para Formaciones volcánicas desde el Plioceno Tardío hasta la actualidad. Las edades obtenidas en estos estudios se correlacionan con las de Barberi et al. (1988) de la caldera de Chalupas ( $1.21 \pm 0.05$  Ma) que sobreyace a las Formaciones antes mencionadas. Villagómez (2003), se refiere al Valle Interandino como IAV "Inter-Andean Valley", incluyendo a las cuencas de la depresión interandina. Su estudio se centra en la zona de Guayllabamba (IAV central). Para el presente estudio el nombre correcto sería IAV sur, considerando la nomenclatura de Villagómez (2003). Winkler et al. (2005), menciona que la IAD (Inter-Andean Depression) es una cuenca en un régimen transpresivo dextral. Fiorini & Tibaldi (2012) realiza un estudio detallado de tectónica en la cuenca Latacunga-Ambato. Se menciona que en el IV (Interandean Valley) existe la presencia del pliegue de Jachauangu, la flexura de Yambo, y la flexura de Yanayacu que influyen la zona del presente estudio. También, que dichas flexuras monoclinales se derivan de fallas ciegas inversas. Además, existen terrazas cuaternarias con deformación que reflejan actividad reciente.

### **1.5 Metodología**

En este estudio se realizó un reconocimiento preliminar en el área de trabajo, donde se ubicaron los cortes importantes en el río Yanayacu y río Nagsiche. Posteriormente, se recopiló información bibliográfica y cartográfica; información de estudios previos en tesis de grado, tesis de doctorado, artículos de revistas científicas, léxicos estratigráficos e informes técnicos.

Se utilizó las cartas geológicas 1:100.000 del INIGEMM de Ambato y Latacunga, cartas geográficas 1:25.000 proporcionadas por el IGM de Salcedo, Ambato, San José de Poaló, Laguna de Antojos, Latacunga y Angamarca.

Se realizaron cuatro campañas de campo en el área de estudio y sectores cercanos entre los poblados de Píllaro, Salcedo, Panzaleo y Ambato, para establecer el reconocimiento de las diferentes Formaciones y unidades que rellenan a la Cuenca Latacunga-Ambato.

Previo a la primera y segunda campaña de campo, se realizó el análisis de imágenes satelitales (Landsat 8), revisión de estudios anteriores e informes técnicos. Se determinó la ubicación geográfica del área de estudio y ubicación vial del acceso al área de interés. En la primera campaña de campo, se recorrió por las vías Salcedo-Píllaro, Salcedo-Panzaleo, Panzaleo-Píllaro y Píllaro-Guapante. En la segunda campaña de campo se revisaron unidades por la vía Salcedo-Cusubamba. En ambas salidas, se observó de manera general las diferentes unidades que rellenan la Cuenca.

En la tercera campaña de campo se realizaron verificaciones y observaciones en campo. Mediante el uso de imágenes satelitales se determinaron lineamientos regionales, fallas, valles colgados, entre otras y se procedió a corroborar en campo.

La cuarta campaña de campo sirvió para la obtención de información para el levantamiento de columnas estratigráficas, medidas de espesores, medidas de paleocorrientes en areniscas y conglomerados, toma de muestras de unidades de interés, datos estructurales y selección de muestras para la elaboración de láminas delgadas.

En la etapa de gabinete se realizó el tratamiento de la información obtenida en las campañas de campo, esta etapa se describe a continuación:

1. Se elaboraron 9 láminas delgadas de las muestras de rocas con mayor interés dentro del área de estudio. Posterior a este procedimiento fueron analizadas bajo microscopía para su descripción petrográfica (Ver anexo 1). Así mismo se prepararon y limpiaron los fósiles de vertebrados encontrados, para su estudio en el laboratorio de Paleontología del Departamento de Biología de la EPN.
2. Con la ayuda del software Adobe Illustrator, se realizaron dos cortes geológicos de la zona de estudio correspondientes a los extremos centro-oriente y centro-occidente de la cuenca Latacunga-Ambato, a lo largo de los ríos Yanayacu y Nagsiche, con sus respectivas columnas estratigráficas donde se sintetizó toda la información adquirida en las campañas de campo con respecto a la sedimentología, estratigrafía y tectónica del área en cuestión.
3. Los datos estructurales fueron tratados mediante el software Stereonet, principalmente para medir la dirección de paleocorrientes de estratos arenosos de la Formación Latacunga dentro del corte río Yanayacu.
4. Debido a que los ríos son los principales agentes modeladores de la superficie terrestre, y a su vez reflejan cualquier perturbación que afecte la superficie, es importante su estudio al momento de identificar movimientos y levantamientos en una determinada región. En el presente trabajo se analizó específicamente

a los perfiles longitudinales de los ríos como herramientas gráficas que permiten determinar perturbaciones en la línea que traza el curso del río.

## CAPÍTULO 2 - MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

### 2.1 Marco Teórico

#### **ESTRATIGRAFÍA**

“La sedimentología es el estudio científico de la clasificación, origen e interpretación de sedimentos y rocas sedimentarias a partir de sus propiedades físicas tales como la textura, estructura, mineralogía, sus propiedades químicas y biológicas (fósiles); los procesos que determinan tales propiedades, proporcionan las bases para la interpretación paleoclimática, paleogeográfica y paleoecológica” (Blandon, 2002).

“El término Estratigrafía, del latín *stratum* y del griego *graphia*, alude etimológicamente a la ciencia que trata de la descripción de las rocas estratificadas. Estudia el ordenamiento temporal, interpretación genética de materiales y correlación de estratos. La estratigrafía tiene especial aplicación en el estudio de la reconstrucción del movimiento de las placas (tectónica de placas) y en desenredar la historia intrincada de los movimientos hacia el mar y la tierra de la línea de costa (transgresiones y regresiones); el ascenso y descenso del nivel del mar a través del tiempo” (Vera, 1994).

Se mencionan varias definiciones importantes para el tema de estudio (Tomado de Vera, 1994):

**Litoestratigrafía:** El elemento de la estratigrafía que tiene que ver con la descripción y nomenclatura de las rocas de la Tierra con base en su litología y sus relaciones estratigráficas.

**Clasificación litoestratigráfica:** La organización de los cuerpos de roca en unidades con base en sus propiedades litológicas y sus relaciones estratigráficas.

**Unidad litoestratigráfica:** Un cuerpo de rocas que se define y reconoce con base en sus propiedades litológicas o combinación de propiedades litológicas y relaciones estratigráficas. Una unidad litoestratigráfica puede consistir de rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas. Las unidades litoestratigráficas se definen y reconocen por rasgos físicos observables y no por su edad ni el espacio de tiempo que ellas representan, ni la historia geológica, o la manera en que se formaron. La extensión de una unidad litoestratigráfica está controlada totalmente por la continuidad y extensión de sus rasgos litológicos diagnósticos.

Los objetivos del análisis estratigráfico pueden resumirse en los siguientes:

**Delimitación de unidades litoestratigráficas:** Consiste en delimitar volúmenes de rocas sedimentarias en función de su litología (unidades litoestratigráficas). Estas unidades serán representables sobre mapas topográficos mediante la cartografía litoestratigráfica.

**Levantamiento de secciones estratigráficas:** Consiste en el ordenamiento temporal de todas las unidades litoestratigráficas presentes en un área concreta, desde la más antigua hasta la más moderna, estableciendo la denominada sección estratigráfica local. Por comparación con secciones estratigráficas de áreas cercanas y mediante observaciones de las geometrías de los cuerpos de rocas estratificadas se deducen, también, las relaciones laterales entre unidades.

Las secciones estratigráficas se expresan en un gráfico que tenga una escala en que se representen todas las unidades reconocidas en el área, ordenadas temporalmente de más antigua a más moderna. La escala utilizada en una sección estratigráfica varía según los objetivos que se pretendan en el trabajo. Así para un conocimiento geológico regional, en secciones estratigráficas sintéticas, es suficiente una escala 1:10.000 a 1.5.000; esta es, por ejemplo, la escala de las secciones estratigráficas que acompañan a los mapas geológicos oficiales de los diferentes países. Los levantamientos de secciones estratigráficas locales se suelen hacer en una gama de escalas que varía desde 1:1.000 hasta 1:100, aunque a veces para algunos segmentos seleccionados se recurre a levantamientos de perfiles de mucho detalle (1:10) que pueden ser de gran interés para algunas de las interpretaciones sedimentológicas.

En el levantamiento de las secciones estratigráficas una medida fundamental es el espesor de las unidades litoestratigráficas. Esta medida se realiza usualmente mediante medidas parciales de los estratos y conjuntos de estratos que forman la unidad. Las medidas realizadas en los casos más simples son de espesor total de la unidad, mientras que, en otros casos, de estudios más detallados, se miden los espesores de todos los estratos que la forman, para poder hacer estudios estadísticos de los mismos (p. ej. espesor medio encada sector, etc.) y deducir dispositivos geométricos dominantes (estrato crecientes o estrato decrecientes). Al mismo tiempo que se miden los espesores se observan las características litológicas y texturales, con lo que en rocas detríticas se pueden reconocer dispositivos texturales granocrecientes o granodecrecientes, superpuestos o no a los anteriores.

Los datos obtenidos en el levantamiento de una sección estratigráfica y el estudio de sus muestras se representan en un gráfico que consta de las siguientes partes:

- Columna litológica donde se representan, a la escala seleccionada, todos los estratos y/o unidades litoestratigráficas diferenciadas, con su trama litológica de más antigua(debajo) a más moderna (arriba).
- Datos de estructuras sedimentarias primarias tanto las de ordenamiento interno, las de la superficie de estratificación como las de deformación según claves de signos convencionales. Igualmente se presta atención a las estructuras sedimentarias de origen orgánico (pistas y galerías) y las estructuras diagenéticas.
- Datos relativos a la presencia y abundancia de los fósiles en las diferentes unidades y partes de las mismas. Se utilizan claves de signos convencionales para cada tipo de organismo y se indica la abundancia estableciendo un mínimo de tres rangos (raro, frecuente, muy abundante).

**Correlación:** Una vez establecidas las secciones estratigráficas de diferentes áreas se establece la equivalencia de los diferentes estratos y, por el contenido fósil o por propiedades físicas de determinados niveles se dibujan isócronas en las distintas secciones. A estos se le llama correlación temporal o simplemente correlación.

**Macrofósiles:** La toma de muestras para el estudio paleontológico se realiza con diferente metodología según el tamaño de los fósiles. Para el estudio de los macrofósiles (tamaño superior al cm) se intenta en el campo la extracción de fósiles, picando la roca con martillo y cincel, de todos los niveles estratigráficos (estrato o grupo de estratos) posibles con el fin de llegar a tener las mayores precisiones bioestratigráficas. Los métodos paleontológicos consisten en la separación y limpieza de los fósiles para su posterior estudio. En el caso de que los macrofósiles presenten una orientación selectiva será interesante hacer medidas de dicha orientación y expresarlas en un diagrama circular o rosa de los vientos con el fin de ver su representatividad estadística y facilitar su interpretación.

**Sección estratigráfica:** Es la sucesión cronológica de todas las unidades estratigráficas presentes en una región, ordenadas de más antigua a más moderna, esto es, en el orden en el que ocurrió su depósito. Por extensión se utiliza dicho término a la representación gráfica, a escala, de la totalidad de las unidades estratigráficas, ordenadas temporalmente. Donde se trata de esquematizar en un gráfico las variaciones laterales de las distintas Unidades.

## **GEOMORFOLOGÍA**

“El término Geomorfología se define como la disciplina científica que tiene como objeto el reconocimiento, la clasificación y la explicación de las diferentes configuraciones que presenta la superficie terrestre. Al ser dicha superficie un plano que pone en contacto el globo sólido del planeta con los dos medios fluidos que lo envuelven: atmósfera e hidrósfera” Muñoz, (1992).

“La escorrentía fluvial juega un papel fundamental en la morfogénesis. La génesis del relieve terrestre resulta de la combinación de una erosión propia de los interfluvios, encargada del accionamiento y el desplazamiento inicial de las partículas y una erosión lineal desarrollada a lo largo de cauces y dedicada prioritariamente a labores de transporte y evacuación, donde los ríos juegan un papel fundamental en el drenaje y en la morfogénesis (Muñoz, 1992). Todo fluido en movimiento dentro de un campo gravitatorio actúa sobre cada uno de los puntos que forman su cauce con una energía o potencia que es proporcional a su masa o caudal y a la velocidad con la que fluye. Así, el modelado fluvial consistiría en un cambio de la forma inicial de los cauces tendiendo a modificar aquellos puntos en que su configuración no es acorde con la potencia del flujo” Muñoz, (1992).

**Perfil longitudinal de un río:** Es la configuración topográfica definida por los puntos que forman el cauce; el trazado, por su parte, es la forma planimétrica concreta que la línea de agua presenta sobre la superficie terrestre. Dado que todos los puntos que constituyen un cauce están interrelacionados, cualquier variación registrada por uno de ellos tiende a desencadenar un reajuste de todo el conjunto (Muñoz, 1992).

Howard et al. (1994), indica que el estudio de los perfiles longitudinales de los ríos permite explorar la relación entre la incisión fluvial y la tectónica. Estos tienden hacia una forma cóncava que facilita el transporte de sedimento y la erosión del lecho fluvial y han sido considerados durante mucho tiempo como un estado normal, de equilibrio dinámico, en la evolución del perfil del río (Snow y Slingerland, 1987).

La evolución en el cauce y su incisión, controlada por condiciones climáticas, litológicas y tectónicas, y por fluctuaciones en el nivel base, puede no desarrollar una concavidad uniforme asociada con un estado de equilibrio dinámico. De hecho, algunos ríos no pueden alcanzar la concavidad y lo largo del perfil longitudinal se

encuentran tramos en desequilibrio con fuerte pendiente, denominados convexidades, rupturas o knickpoints que reflejan la respuesta del sistema fluvial a una perturbación. El knickpoint puede considerarse como límite migratorio entre la región aguas abajo que se adapta al nuevo estado y la región aguas arriba que retiene las características del estado pre-existente (Whipple et al, 2011).

La morfología del knickpoint está marcada por un cambio distintivo en la pendiente del cauce y puede ser identificado a través de las representaciones gráficas de los perfiles longitudinales de elevación y distancia, entre la pendiente y el área, o la pendiente y la distancia (Goldrich y Bishop, 2007); localizándose puntos donde se produce una ruptura en la uniformidad del perfil, que puede darse debido a perturbaciones tales como movimientos tectónicos, estructuras geológicas que provoquen una heterogeneidad en el levantamiento local de la superficie, diferentes litologías que provoquen contraste en las tasas de erosión, la existencia de fenómenos de captura fluvial que provocan un aumento repentino del área de drenaje y por último los movimientos relativos del nivel del mar, especialmente los de mayor amplitud (Capo y García, 1994).

**Área de drenaje:** Está definida como la proyección horizontal de toda el área de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido directa o indirectamente a un mismo cauce natural (Fig. 2.1). En el presente trabajo se desea analizar una cuenca de gran tamaño por lo que es necesario dividirla en subcuencas para verificar el tipo de drenaje y su alcance (Campos, 1992).

**Sistema de drenaje:** Campos (1992) define a una red de drenaje de una cuenca, al sistema de cauces por el fluyen como escorrentía superficial, subsuperficiales y subterráneos de manera temporal o permanente.

**Tipos de corrientes:** Los tipos de corrientes se clasifican en: perennes, intermitentes y efímeras, en base a la constancia de su escorrentía o flujo, el cual está relacionado con las características físicas y climáticas de la cuenca (Campos, 1992).

*Perennes:* Corrientes con agua todo el tiempo y el nivel de agua mantiene una alimentación continua y nunca desciende por debajo del lecho del río.

*Intermitentes:* Corrientes que fluyen en estaciones de lluvia y se secan durante el verano, además que el nivel subterráneo se conserva por encima del nivel del lecho del río sólo en la estación lluviosa.

*Efímeros*: Existen apenas durante o inmediatamente después de los períodos de precipitación, y sólo transportan escorrentía superficial.

**Orden de las corrientes de agua**: Horton (1945) sugirió la clasificación de cauces de acuerdo con el número de orden de un río como la medida de ramificación del cauce principal en una cuenca hidrológica. (Monsalve, 1999), clasificó el grado de ramificaciones o bifurcación dentro de la cuenca.

- Corrientes de primer orden: Pequeños canales que no tienen tributarios.
- Corrientes de segundo orden: Cuando dos corrientes de primer orden se unen.
- Corrientes de tercer orden: Cuando dos corrientes de segundo orden se unen.
- Corrientes de orden  $n + 1$ : Cuando dos corrientes de orden  $n$  se unen.

### **ANÁLISIS HIPSOMÉTRICO**

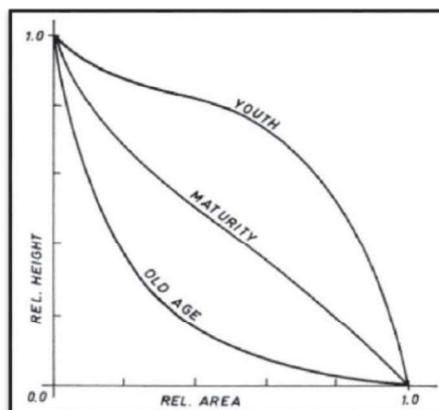
Es el estudio de la distribución del área de superficie del suelo, o área de sección transversal horizontal de una masa de tierra con respecto a la elevación. Con este fin utilizamos la curva hipsométrica que constituye una representación gráfica del relieve de la cuenca. La curva hipsométrica se ha utilizado en estudios geomorfológicos regionales para demostrar la presencia de una amplia llanura cumbre o terrazas, donde las superficies se encuentra aproximadamente horizontal (Strahler, 1952).

La curva hipsométrica se obtiene colocando en las ordenadas los valores correspondientes a las diferentes alturas de la cuenca referidos a la máxima de esta y, en las abscisas, los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidos al área total de la cuenca. De esta forma se utilizan valores relativos (porcentuales), lo que hace posible comparar curvas de diferentes cuencas, prescindiendo de las dimensiones absolutas.

Normalmente su forma es sigmoideal (Fig. 2.1), cóncava hacia arriba en la parte superior y convexa en la parte baja; el grado de sinuosidad es muy variable, lo mismo que la pendiente en el punto de inflexión. Cuando las curvas hipsométricas presentan variaciones, ya sea por apartarse de las teóricas o por presentar más de un punto de inflexión, ello puede relacionarse con controles tectónicos o litológicos (Scheidegger, 1987).

El valor del área relativa que yace bajo la curva (integral hipsométrica) es indicativo del estado de desarrollo de la cuenca; valores superiores al 60 % indican desequilibrio

manifiesto en el funcionamiento de la cuenca (juventud), valores rondando el 47 % representan equilibrio (madurez), e inferiores a 30% implican fase de “monadnock” (senectud). (Scheidegger, 1987)



**Figura 2.1** Modelo de curva hipsométrica (Tomado de Scheidegger, 1987).

Scheidegger (1987) indica que el levantamiento (uplift) tectónico es un proceso continuo y que, a lo largo de la historia de la cuenca, hay una tendencia a equilibrar las fuerzas antagónicas de construcción tectónica y degradación por erosión u otros mecanismos. Si un paisaje muestra un carácter permanente, estos dos procesos opuestos están en equilibrio dinámico. Entonces se atribuye las diversas formas de la curva hipsométrica a los niveles de actividad.

## 2.2 Geodinámica actual

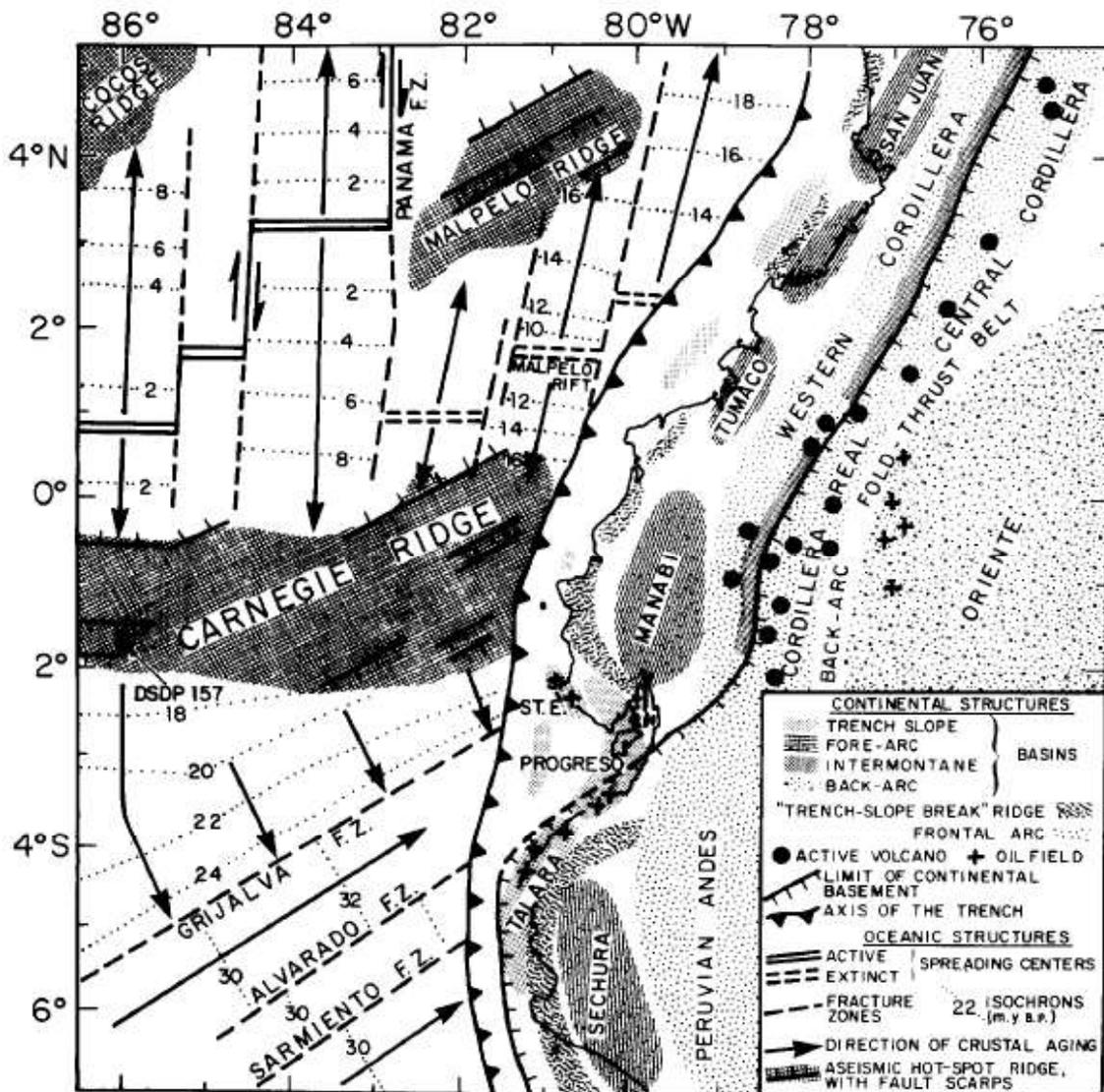
El segmento ecuatoriano *Nothern Volcanic Zone* (NVZ) es el resultado de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana. La placa Nazca de 12 a 20 Ma se subduce con un promedio de 58 mm/a con una dirección E-W (Lonsdale, 1978), (Trenkamp et al., 2002). El rift de Carnegie se emplazó sobre la placa de Nazca como un *plateau oceánico* y es el resultado de la actividad magmática basáltica del punto caliente de Galápagos. La edad de la llegada de Carnegie a la placa Sudamericana es objeto de debate. Una teoría indica la llegada a los 2 Ma (Witt et al., 2006). Otra teoría indica el inicio de subducción de Carnegie entre 6 y 8 Ma (Gutscher et al., 1999). Basado en características geomorfológicas se concluyó que la llegada del rift de Carnegie es 4-5 Ma (Collot et al., 2008). Otra teoría propone que fue mucho antes, entre 9 y 15 Ma. (Spikings et al., 2001). Sea cual sea el caso, la presencia del mismo influye en la subducción actual y en el régimen compresivo del arco ecuatoriano (Hidalgo et al., 2012). Seguramente tiene un impacto importante para el desarrollo del

IAV y su llegada debió quedar registrado en las estructuras compresivas más importantes dentro de la Cuenca Latacunga-Ambato.

La Cordillera de los Andes es una mega morfo estructura que se extiende paralela al borde oeste de la placa Sudamericana con una extensión de 7000 km. y con alturas de hasta 6000 msnm. Los Andes Septentrionales de dirección NE, dentro del cual se sitúa el Ecuador, cambian de dirección a partir de la deflexión de Huancabamba a una orientación NW-SE en los Andes Centrales, lo que posiblemente se vería reflejado en la presencia o ausencia de volcanismo cuaternario. El Ecuador geográficamente está ubicado al NO de Sudamérica y posee una evolución dinámica compleja debido a la interacción de las placas Nazca, Caribe, Sudamericana y la microplaca denominada Bloque Norandino. En este contexto el margen ecuatoriano constituye un margen convergente y representa una parte de intensa deformación cortical, relacionada a la subducción de la placa oceánica Nazca bajo la placa Continental Sudamericana. (Trenkamp et al., 2002)

Lonsdale (1978), menciona que la subducción de la corteza oceánica a lo largo del margen occidental sudamericano pudo haber ocurrido desde el Paleozoico temprano y debió haber sido activa desde el Jurásico tardío debido a la apertura de la Dorsal Atlántica. También se menciona que desde la partición de la placa Farallón (27 Ma.) por la debilidad en la zona de Grijalva, ha estado funcionando una configuración de dorsales y fallas transformantes en la cuenca de Panamá. En la actualidad la placa Nazca se subduce en la placa Sudamericana a una velocidad de 5 a 7 cm/año (DeMets et al., 1994). Lonsdale (1978) menciona también que la acreción continental en el bloque Norandino pudo haber sido la causante de la actual convergencia oblicua de las placas al norte de Sudamérica.

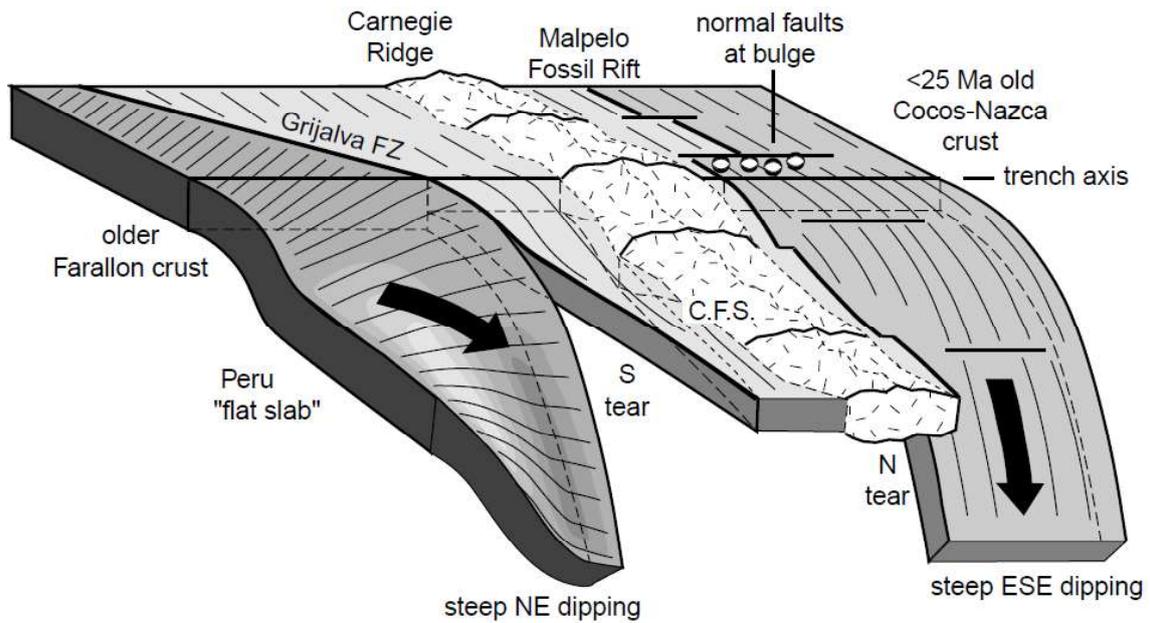
Lonsdale (1978) menciona que la Zona de Fractura de Grijalva (Fig. 2.2) ha estado subduciéndose en la placa sudamericana hacia los 3°S y ha introducido en el prisma de acreción sedimentos “fértil”. Corroborado por Narvaez et al., (2018). Además, Lonsdale (1978) y Collot et al. (2008) indican que la presencia del Carnegie ridge subduciéndose ha provocado una topografía más baja comparada con las fosas de Colombia, o Perú; y sería el causante del magmatismo del arco, variaciones laterales de sismicidad, deformaciones, movimientos verticales y diferente distribución de los sedimentos a lo largo del margen.



**Figura 2.2** Mapa geológico generalizado de las áreas oceánicas y continentales alrededor de Ecuador, tomado de Lonsdale (1978).

Pennington (1981), a través de mecanismos focales determinó que el ángulo de subducción en el segmento de Ecuador es de  $35^\circ$  hacia  $N35^\circ E$ . Y se toma la presencia de la subducción del punto caliente de Galápagos en Ecuador como motor del desplazamiento NE del bloque Norandino.

Gutscher et al. (1999) postulan la llegada del Carnegie ridge entre 2 y 8 Ma, y que ha causado el volcanismo en el Ecuador. A través del estudio de mecanismos focales y sismicidad presentan un modelo de subducción para Ecuador de un *flat slab* local entre  $2.5^\circ N$  y  $1^\circ S$  por la presencia del Carnegie Ridge. El modelo de dos desgarres para la colisión de Carnegie Ridge: un desgarre al norte a lo largo de la prolongación del centro de propagación del Rift fósil de Malpelo y un desgarre al sur a lo largo de la zona de fractura de Grijalva (Fig. 2.3).



**Figura 2.3** Modelo de subducción de Ecuador. Según Gutscher et al. (1999).

La presencia de una alta cantidad de elementos volátiles en productos volcánicos del volcán Puñalica indican la existencia de la zona de fractura de Grijalva debajo de la subducción (Narvaez et al., 2018). Además, un estudio del Atacazo-Ninahuilca en  $\delta^{18}\text{O}$  indica contaminación crustal por sedimentos carbonatados (Hidalgo et al., 2008). Lo que apoya el modelo de subducción de Gutscher et al. (1999) y sugiere un fuerte aporte de sedimentos del slab al magmatismo actual.

Alvarado (2016) realiza un estudio de la deformación neotectónica y cinemática activa. Sitúa el límite oriental del bloque Norandino, el cual acomoda su desplazamiento con respecto a la placa Sudamericana, a lo largo de un sistema de fallas mayores denominado Chingua-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), compuesto por la conexión activa de diferentes segmentos, partiendo desde fallas del Golfo de Guayaquil hacia la Cordillera Real. Winter & Lavenu (1989) indican que la cuenca Latacunga-Ambato es producto de la prolongación septentrional de este sistema de fallas.

### 2.3 Geología Regional

La actual configuración de los Andes en el Ecuador ha sido producto de la geodinámica activa. La interacción de las placas (Nazca, Sudamericana, Caribe) en el tiempo ha ido desarrollando las diferentes divisiones litoestratigráficas del Ecuador: Costa, Cordillera Occidental, Cordillera Real, Cuencas Intramontañosas, Valle Interandino, Cuenca Oriente, Bloque Amotape-Tahuín y Cuenca Alamor-Lancones.

La Costa en el Ecuador, comprende un territorio de 500 Km. de largo, y de 25 a 9 Km. de ancho. Está comprendida entre la cordillera occidental al este y el Océano Pacífico al oeste. La mayoría de la Costa es relativamente plana con un relieve local máximo de 100m. El alto de Chongón-Colonche está localizado al margen norte de la Península de Santa Elena, constituye una anomalía fisiográfica en Ecuador. Las rocas que conforman las dos terceras partes del basamento de la Costa son rocas de naturaleza oceánica y en superficie la mayoría de rocas son sedimentarias (Feininger & Bristow, 1980).

Las dos cadenas montañosas en el Ecuador son sublineares y casi paralelas, con una tendencia NNE-SSW. Dividen a la costa al occidente y la Amazonía al oriente. La Cordillera Occidental, formada por un basamento de rocas de naturaleza oceánica. La Cordillera Real formada por rocas metamórficas de bajo a intermedio grado de metamorfismo. Entre ambas cordilleras está presente el valle interandino. Finalmente, a los 2°S y más hacia al Sur, ambas cordilleras convergen convirtiéndose en un solo macizo.

### 2.3.1 Geología de la Cordillera Real

La cordillera Real tiene una extensión aproximada de 650 km de largo y 60 km de ancho, las elevaciones a lo largo de este cinturón están controladas en el norte por una cadena de volcanes Plio-Cuaternarios. Según Aspden & Litherland (1992), de norte a sur los principales picos son Cayambe (5790m), Antisana (5704m), Cotopaxi (5897m), Tungurahua (5016m), Altar (5319m), y Sangay (5230m).

En el sur de la Cordillera Real, el valle Interandino desaparece y las dos cordilleras tienden a unirse, al oeste de este macizo, y con una dirección E-W muy diferente a los Andes, se encuentra el complejo metamórfico de El Oro.

La Cordillera Real está formada por rocas metamórficas de medio a bajo grado metamórfico, intruidas por granitoides tipo S y tipo I. Estas rocas han sido afectadas por una sucesión de eventos tectónicos y magmáticos desde el Mesozoico hasta el Cuaternario, y en el modelo más aceptado (Litherland & Aspden, 1992) se las ha subdividido en cinco diferentes unidades, las que se cree están separadas por importantes fallas regionales. Las unidades de oeste a este son: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, y los límites tectónicos entre estas unidades son: Falla Peltetec, Frente Baños, Falla Llanganates, Falla Cosanga-Méndez. Para los propósitos de este

proyecto se describen solo las dos unidades más occidentales y la cubierta volcánica que la constituye la Fm. Pisayambo.

La división Guamote se encuentra al oeste de la Falla Peltetec y se compone de cuarcitas y lutitas de origen continental de posible edad Jurásico-Cretácico Temprano (Aspden & Litherland, 1992). Hacia el este, la división Alao consiste en rocas jurásicas de arco de islas. La Falla Peltetec fue establecida durante Jurásico Tardío-Cretácico Temprano debido a la acreción de una cuña que incluyó rocas oceánicas y continentales que en parte fueron arrancadas de la propia Cordillera Real. Más al este se encuentra la subdivisión Alao formada por rocas verdes, esquistos, filitas grafitosas, y rocas cuarzo-silicatadas y rocas de clinozoicita-tremolita (Aspden & Litherland, 1992).

La Formación Pisayambo se encuentra en discordancia angular sobre las rocas metamórficas de la Cordillera Real y forma una capa potente de rocas volcánicas que sirven de plataforma para que se desarrollen los volcanes más modernos. Además, se observan suaves plegamientos y fallamientos en el tramo Latacunga-Isinliví. (Baldock, 1982)

### 2.3.2 Geología de la Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental tiene una extensión aproximada de 470 km de largo y 50 km de ancho, las elevaciones a lo largo de este cinturón están controladas por una cadena de volcanes. De norte a sur los principales picos son Chiles y Cerro Negro (4465 y 4707 m respectivamente), Cotacachi (4944m), Cuicocha (3377m), Imbabura (4621m), Pululahua (3356m), Guagua Pichincha (4776m), Iliniza (5245m), Quilotoa (3915m), Sagoatoa (4169m), Pilisurco (4508m), Carihuairazo (5018m), Chimborazo (6268m), Puñalica (3988m).

Feininger (1975) y Hughes & Pilatasig (2002), explican que la basta evidencia estratigráfica del Cretácico en el Ecuador indica un pulso de subducción hacia 70 Ma. Donde la Cordillera Real experimentó un levantamiento, magmatismo y un metamorfismo regional por la acreción de terrenos alóctonos. La subducción cretácica en los Andes del Norte fue marcada por la acreción de terrenos oceánicos y la migración de la zona de subducción hacia el oeste. Una obducción bien preservada por la presencia de basamento oceánico (Formación San Juan) quedó registrada en las cotas más altas de la Cordillera Occidental (Fig. 2.4).

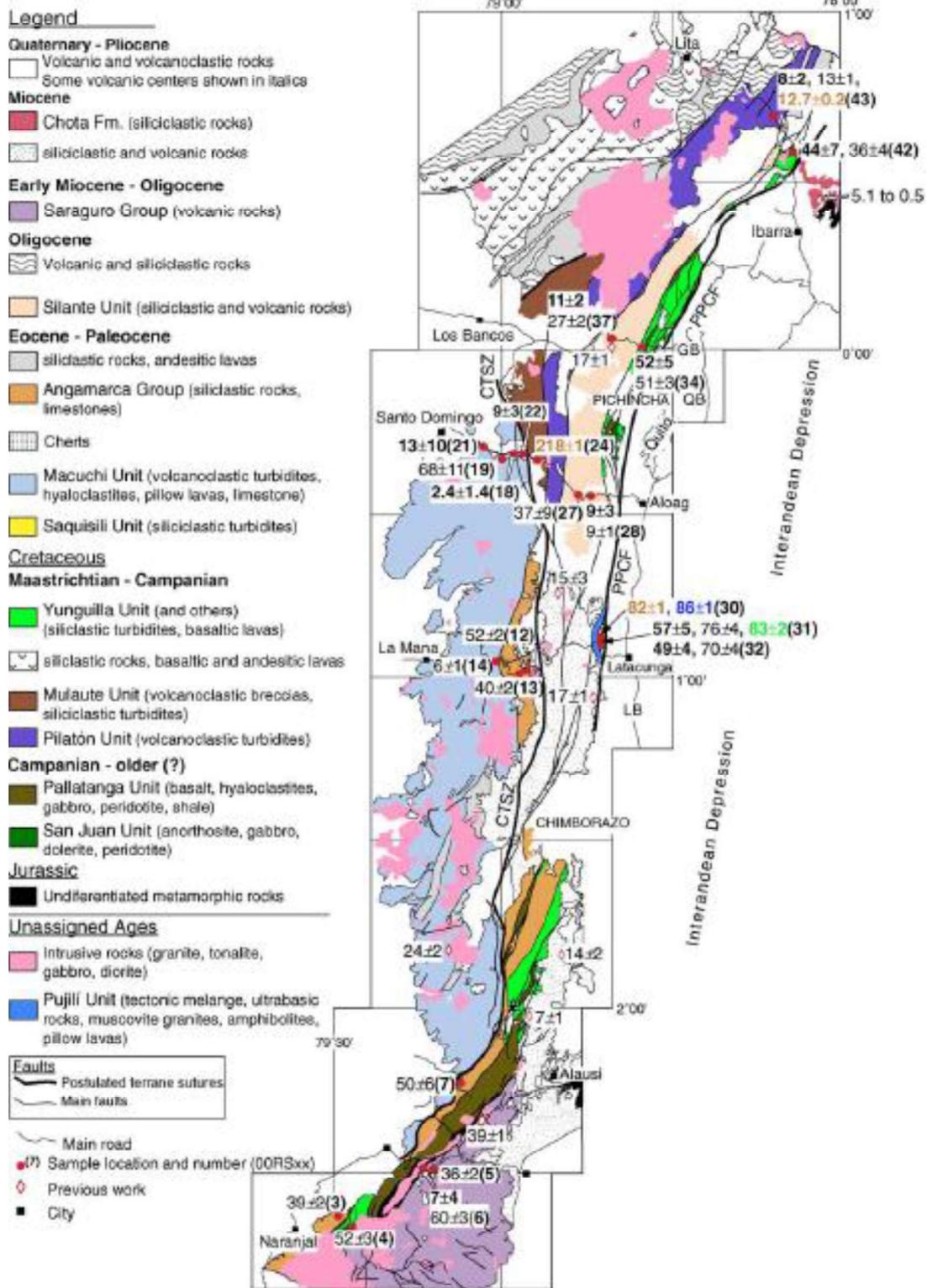
El basamento de la Cordillera Occidental es la Formación Pallatanga y la Unidad San Juan de Lachas, formadas por rocas máficas a ultramáficas con afinidad geoquímica de plateau oceánico, procedentes de *Late Cretaceous Caribbean Colombia Oceanic Plateau* (CCOP) (Vallejo, 2007). También constan paquetes de turbiditas. (Hughes & Pilatasig, 2002)

Formaciones como el Granito de Pujilí, Grupo Río Cala y Unidad Naranjal, corresponden a arcos de islas encima del plateau oceánico de edad ~85–72 Ma. Estos arcos iniciaron una subducción hacia el oeste debajo del Plateau Caribe (Vallejo, 2007).

La colisión del Plateau Caribe y el margen ecuatoriano ocurrió en el Campaneano-Machtritano (73-70 Ma). Posteriormente, ocurrió el cese de la actividad magmática del arco río Cala por el inicio de la subducción hacia el este (65Ma.). Y comenzó la actividad magmática del arco Silante, y a continuación se depositaron los arcos de Angamarca, y la Formación Sanguangal derivado de la cordillera del este (Vallejo, 2007).

Hughes & Pilatasig (2002) mencionan que el terreno Pallatanga se encuentra limitado de la Formación Macuchi al oeste a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi y al Este de la cordillera real a lo largo de la zona de falla de Pujilí. Sin embargo, esta teoría no es aceptada por estudios de Spikings et al. (2005) que reportan una edad de  $2.4 \pm 1.4$  Ma de una andesita en una banda de cizalla en la falla de Chimbo-Toachi. Lo que indicaría movimiento para esa zona de cizalla de Plio-Pleistoceno.

Para el presente estudio es de vital importancia entender que en el Neógeno en la Cordillera Occidental se formó un arco volcánico calcoalcalino, representado por el Grupo Zumbahua, que muestra evidencias de una fase de deformación que ocurrió entre 10-7 Ma y que estaría asociada a tasas relativamente altas de convergencia entre 80-90 mm/año (Ordóñez, 2012; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Daly, 1989).



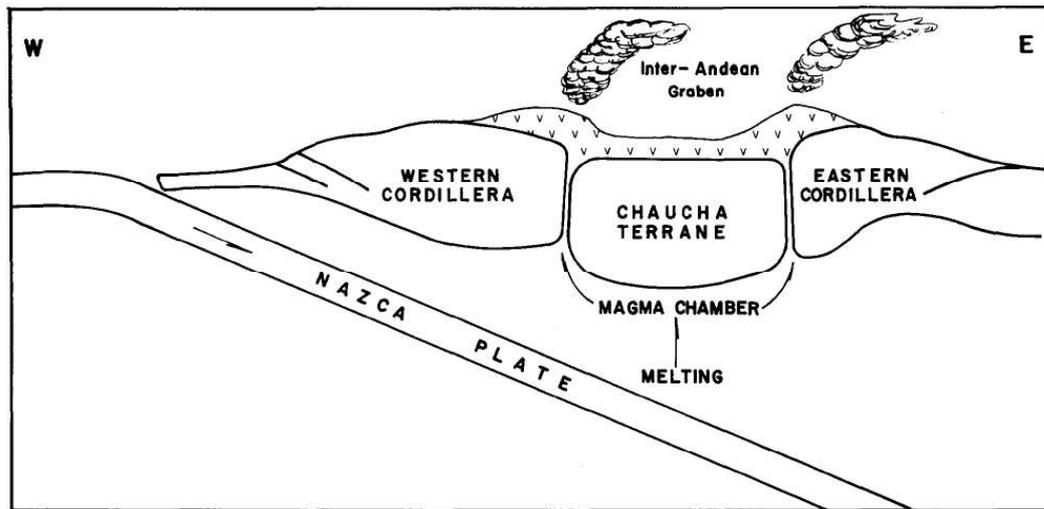
**Figura 2.4** Mapa Geológica de la Cordillera Occidental indicando las localidades de las principales suturas de terrenos, la depresión interandina y la Cuenca del Chota, Modificado de BGS-CODIGEM (1997) & Spikings (2005).

### 2.3.3 Basamento del IAV

El Basamento de la cuenca Latacunga-Ambato, en términos generales, debería ser similar al basamento del IAV. Este tema ha sido producto de varias controversias debido a evidencias y estudios realizados en torno al IAV.

Feininger & Seguin (1983), identifican fuertes anomalías simples de Bouguer que caracterizan a la región Sierra. En el norte, en el borde colombiano, las anomalías inician en -232 mgal, hacia el sur sus valores varían hasta -292 mgal en la ciudad de Latacunga. Más al sur se vuelven menos negativas llegando a -270mgal en Cuenca. Con interpolaciones computacionales, dichos autores determinaron el espesor del relleno del Valle Interandino en 7km. Hughes & Pilatasig (2002) sugieren que el basamento del valle Interandino es una extensión de rocas metamórficas, desde rocas verdes a gneises. Dichos autores indican que en la cuenca del Chota existen varios afloramientos de rocas metamórficas de bajo grado pertenecientes al Grupo Ambuquí (Fig. 2.5).

Bruet (1949) indica la presencia de varios tipos de xenolitos en lavas andesíticas de volcanes en Quito y a partir de esos datos Litherland & Aspden (1992) y Hughes & Pilatasig (2002) interpretan la presencia del terreno Chaucha como basamento. Este terreno sería parte de una corteza continental encapsulado por las mayores estructuras andinas que encierran al IAV. Litológicamente estaría compuesto de rocas metamórficas como gneises semipelíticos, esquistos, anfibolitas y granitos tipo "S" similares a las rocas del Bloque Amotape Tahuín. Interpretan que los xenolitos de estas rocas están presentes en lavas de volcanismo reciente (Bruet, 1949) y pertenecen al terreno Chaucha.



**Figura 2.5** Actividad ígnea post-Oligoceno. Presencia del Terreno Chaucha en el IAV, Según Hughes & Pilatasig (2002).

Cotecchia & Zezza (1969), Dávila (1990) y Lavenu et al., (1996), reportan diabasas y piroclastos asociados en la cuenca Latacunga-Ambato a 1 km al norte de la confluencia del río Cutuchi con el río Ambato. Dataciones realizadas indican edades de  $51.5 \pm 2.5$  Ma., pertenecientes al Eoceno inferior. Las mismas subyacen a la Formación Latacunga de forma discordante. Winkler et al. (2005) indica que las rocas del relleno de la cuenca de Quito-San Antonio y Guayllabamba sobreyacen rocas basálticas de la Unidad cretácica Pallatanga.

Debido a las distintas evidencias descritas en dichos trabajos, la escasez de buenos afloramientos o contacto tectónicos y una amplia cobertura de sedimentos y volcanosedimentos correspondientes al IAV; el estudio del basamento del IAV sigue siendo un tema de estudio complejo y debate abierto.

## 2.4 Geología del Valle Interandino

### 2.4.1 Características Generales del IAV

Lonsdale (1978) indica que la depresión interandina sigue fallas alargadas en dirección N-S a NNE-SSW y es rellenada por sedimentos volcanoclásticos, comparable con las cuencas del tipo *Summit Basins* a lo largo del *Aleutian Ridge*. Desde entonces los estudios han avanzado y se ha determinado que este tipo de cuencas no pudieron formarse sin un componente de cizalla o transcurrancia entre dos fallas mayores.

A lo largo del IAV existen varios estratovolcanes Plio-Pleistocénicos hasta Holocénicos. De norte a sur se tiene los volcanes: Imbabura, Mojanda-Fuya Fuya y Cusín. Cerca de Quito tenemos: Ilaló, Pasochoa y Rumiñahui. Cerca de Latacunga tenemos: Pilisurco-Sagoatoa, Putzulahua. Al sur de Ambato tenemos Huisla-Llimpe e Iguata. (Hall et al., 2008)

#### 2.4.2 Estructura IAV

El Valle Interandino o región interandina se define como una depresión topográfica, ubicada entre la Cordillera Real y la Cordillera Occidental se extiende de norte a sur en Ecuador. Los límites estructurales del callejón interandino son fallas reactivadas, las cuales se formaron en eventos acrecionales menores o iguales a los 140 Ma., a lo largo del margen continental (Winkler et al., 2005).

Geomorfológicamente, el valle Interandino se caracteriza por tener una topografía suavizada producto de un intenso volcanismo que ocurrió en el Cuaternario. Flujos piroclásticos con espesores considerables rellenan la topografía irregular y esconden rasgos estructurales anteriores a este volcanismo (Dávila, 1990).

El material volcánico en su mayor parte es poco consolidado, por lo que al encontrarse afectado por fallas se derrumba con facilidad escondiendo la traza de las fallas, haciendo muy difícil reconocerlas en el campo. Sin embargo, grandes estructuras pueden evidenciarse geomorfológicamente.

La zona de estudio se encuentra en la parte central del Valle Interandino entre las estribaciones de las Cordilleras Real y Occidental, las mismas pueden reconocerse en cuchillas y colinas redondeadas con orientación N-S (Dávila, 1990). El principal drenaje es el río Cutuchi, el cual fluye de norte a sur y en la zona de estudio aguas abajo, el paso de este río forma un profundo cañón cuyas paredes pueden tener hasta 540 metros de altura aproximadamente.

Los procesos de relleno de la subcuenca del río Cutuchi son predominantemente de tipo volcánico, caracterizado por proyecciones piroclásticas (ceniza, lapilli, escorias) y flujos de lava (Dávila, 1990).

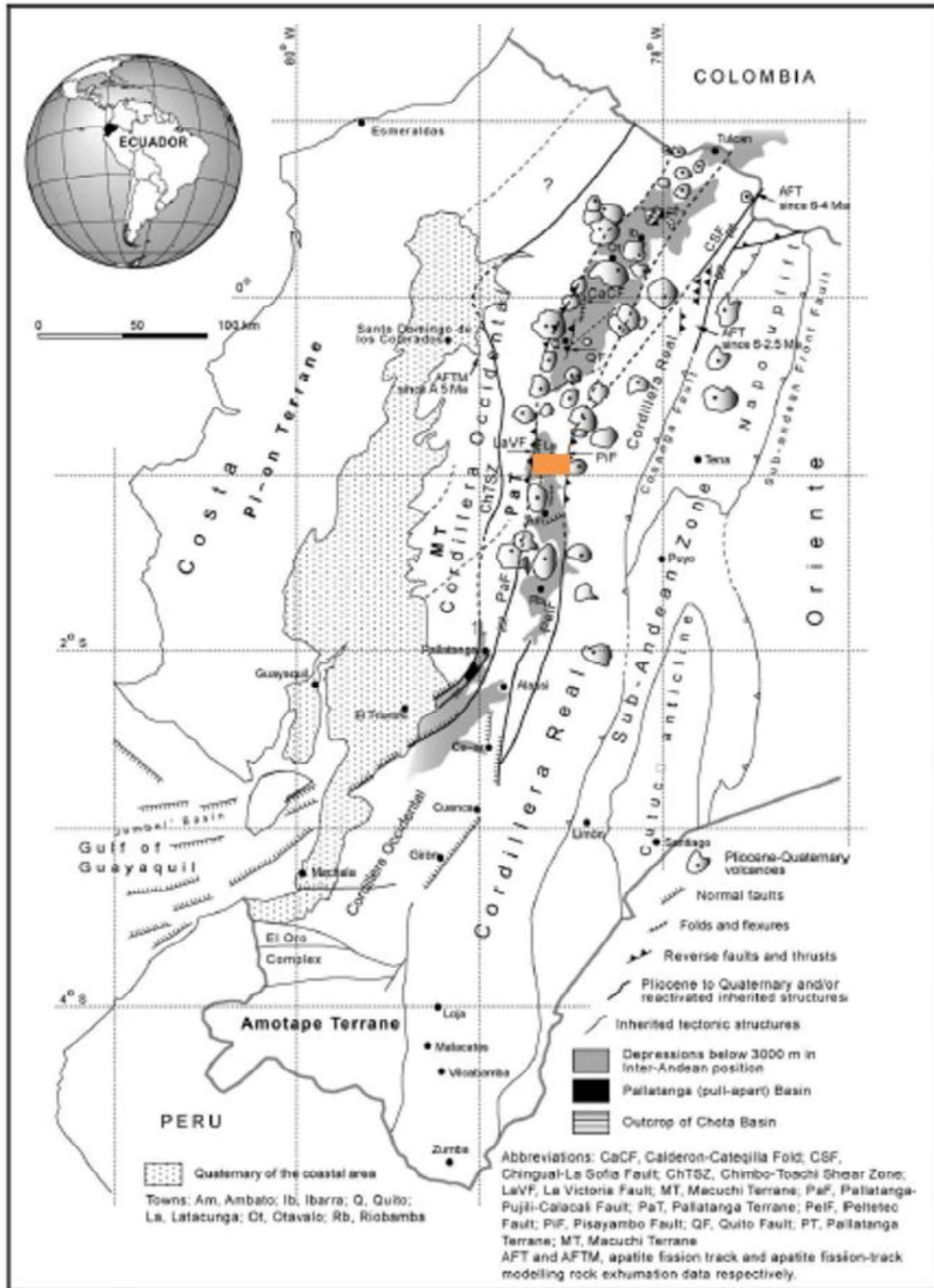
Los procesos de sedimentación y erosión del río Cutuchi han originado rellenos en su curso medio e inferior y la consecuente formación de diferentes niveles de terrazas aluviales (Dávila, 1990).

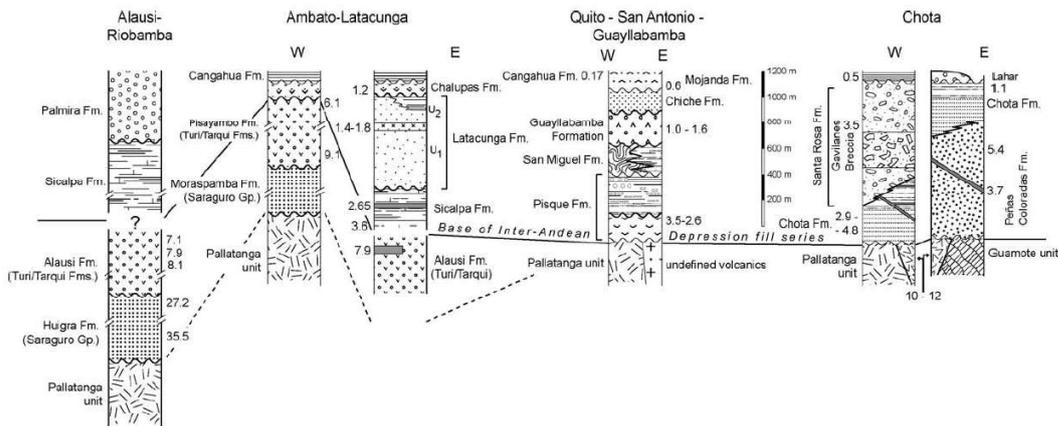
#### 2.4.3 Cuencas del IAV

Las cuencas sedimentarias del IAV o callejón interandino (anteriormente referidas como subcuencas) están limitadas por fallas reactivadas producto de la respuesta de la reorganización tectónica desde el Mioceno hasta el presente (Winkler et al., 2005a). Dichos segmentos de cuencas incluyen: la cuenca del Chota, Quito-San Antonio-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Alausí-Riobamba. La posible continuación al norte de estas cuencas sería la Depresión Cauca-Patía en Colombia.

Se hace una distinción de la diferencia marcada entre las cuencas sedimentarias del sur del Ecuador (cuenca de Loja, cuenca de Cuenca, entre otras) y las cuencas sedimentarias del IAV (Winkler et al., 2005). Aunque, un equivalente de las Formaciones Turi y Tarqui en el sur serían las Formaciones Alausí y Pisayambo en el norte. (Hungerbühler et al., 2002).

El volcanismo más reciente a 5 Ma., ha funcionado solo hacia el norte del poblado de Pallatanga, marcando éste un hito en el inicio de la formación del IAV y controlando gran parte del relleno sedimentario de las cuencas. En la Fig. 2.6 se presenta un resumen de las principales unidades sedimentarias descritas en las cuencas del IAV, cuya correlación sigue siendo bastante compleja por el momento.





**Figura 2.6** Tomado de Winkler et al (2005). Mapa tectónico del Ecuador, el gris se resalta las cuencas de las cuales se muestran los perfiles litológicos de las principales cuencas sedimentarias del IAV. Edades compiladas de Barberi et al. (1988), Egüez et al. (1992), Egüez and Beate (1992), Lavenu et al. (1995, 1996), y Villagómez (2003). En color tomate se resalta la zona del presente estudio

#### 2.4.3.1 Cuenca del Chota

La cuenca del Chota está rellena por una secuencia sedimentaria de 1200 a 1400 metros de espesor dividida por eventos de lahares que han hecho difícil una correlación estratigráfica. Formaciones como la Formación Chota, Peñas coloradas, Brecha Gavilanes, y Santa Rosa son secuencias fluviales-lacustre y de lahares (Winkler et al., 2005).

#### 2.4.3.2 Cuenca de Quito-San Antonio-Guayllabamba

Las correlaciones entre los edificios volcánicos y las muestras datadas indican que la cuenca tiene una edad de 6-5 Ma. Está formada por la Formación Pisque, San Miguel, Guayllabamba y Chiche. La Formación Pisque consta de un miembro basal que podría provenir de volcanes como Casitagua, Cubilche y Chicaloma y la parte superior consta de conos aluviales. La Formación San Miguel está conformada por depósitos volcánicos y tobas depositados en un ambiente lacustre. La Formación Guayllabamba posee conglomerados fluviales. Y la Formación Chiche está formada por depósitos lacustres. Eventos de relativa apertura se registraron en la depositación de la Formación San Miguel y Chiche. Un evento marcado de compresión iniciaría hace 1 Ma., relacionada con los pliegues de Calderón y Catequilla. (Winkler et al., 2005)

#### 2.4.3.3 Cuenca Alausí-Riobamba

Consta de depósitos sedimentarios que sobreyacen directamente a la Unidad Pallatanga. Se distinguen 2 fases volcánicas definidas: la Formación Huigra equivalente al Grupo Saraguro y la Formación Alausí equivalente a las Formaciones Turi y Tarqui en las cuencas intramontañosas del sur del Ecuador. También, aflora la

Formación Sicalpa que subyace a los conglomerados fluviales de la Formación Palmira. La depositación de Formaciones granocrecientes en esta cuenca (Formación Palmira) está correlacionada con una etapa de deformación de la cuenca contigua más al norte, la cuenca Latacunga-Ambato. Indica que debió prevalecer un régimen compresivo. (Winkler et al., 2005b).

## **2.5 Estratigrafía de la cuenca Latacunga-Ambato**

Se reconocen varias Formaciones que están estratigráficamente por encima de rocas volcánicas en la cuenca Latacunga-Ambato. Los estratos de la cuenca alcanzan la Cordillera Occidental al depositarse por encima de la Formación Macuchi al oeste; debido a relaciones estratigráficas, edades del Oligoceno-Mioceno indican la correspondencia con el Grupo Zumbahua. En la Cordillera Real afloran rocas de la Formación Pisayambo (Eoceno-Mioceno) que puede correlacionarse con la Formación Alausí más al sur. Sobreyaciendo estos estratos tenemos a la Formación Latacunga que tiene un origen volcánico y está compuesta principalmente por lahares, brechas volcánicas y depósitos fluviales hacia el techo. La Formación Latacunga superior está compuesta por depósitos lacustres y fluviales con edades del Pleistoceno ( $1.85\pm 0.19$ ,  $1.73\pm 0.35$ ,  $1.4\pm 0.29$  Ma) (Winkler et al., 2005). Intercalados con estos depósitos se tiene el volcanismo de Sagoatoa. Posteriormente, tenemos la Ignimbrita de Chalupas que se ubica sobreyaciendo estos estratos.

Adicional, se tiene la Fm. Cangahua cuya aparición a lo largo del IAV es común y también aportes de múltiples eventos de lahares cuaternarios del Cotopaxi que están rellenando los valles fluviales.

### **2.5.1 Unidades del Paleógeno y Neógeno.**

#### **2.5.1.1 Formación Macuchi**

Inicialmente descrita en Baldock (1982). Se encuentra aflorando en la Cordillera Occidental entre las latitudes  $0^{\circ}$  y  $2^{\circ}30'S$ , entre el bloque Pallatanga y Piñón. Es una secuencia submarina de arco de composición toleítica a calco-alcalina desarrollado sobre corteza oceánica. Litológicamente, está formado por diabasas y piroclastos asociados, arenas volcánicas ricas en líficos, brechas (con fragmentos de andesita basáltica) y tobas; limolitas, cherts, brechas y hialoclastitas, doleritas, intrusiones andesíticas, material volcánico redepositado en estratos turbidíticos, y basaltos tipo

pillow microporfiríticos. La mayoría de sus rocas se encuentran alteradas y espilitizadas. Se estima que el espesor sea de 2 a 2.5 km. Está conformado por rocas de edad Eoceno inferior. (Kerr et al., 2002; Hughes & Pilatasig, 2002; Vallejo, 2007).

#### 2.5.1.2 Grupo Zumbahua

Descrita inicialmente en la BGS-CODIGEM (1997). Antes considerada parte de la Formación Pisayambo, aflora al oeste de Latacunga, en el sector de Pujilí y en las estribaciones orientales de la Cordillera Occidental. Son afloramientos extensos de secuencias volcánicas y volcanosedimentarias que ocurren a lo largo del centro del Ecuador entre los poblados de Guaranda y Sigchos. El nombre Grupo Zumbahua es considerado como secuencias de afloramientos expuestos en la parte este de la Cordillera Occidental, que forman la mayoría del terreno alto rugoso al oeste de Ambato extendiéndose al norte a los jóvenes centros volcánicos de los Illinizas y Quilotoa y al sur del volcán Chimborazo. La secuencia está bien expuesta a lo largo del camino Apagua-Pujilí especialmente alrededor de Zumbahua, de donde toma su nombre.

Según la BGS-CODIGEM (1997), corresponde a una secuencia de rocas volcanosedimentarias formadas por arenas de grano grueso y brechas de matriz soportada de edad Miocénica tardía. Además, está compuesta de andesíticas porfíricas de plagioclasa, tobas grises andesíticas y dacíticas y lahares. Están sobreyacidas por unidades de lahares de 40m de espesor en el poblado de Salinas. Las areniscas son tobáceas, líticas y ricas en cristales (cuarzo, plagioclasas, feldespatos, anfíbol, biotita). Los clastos líticos dentro de las areniscas, brechas y lahares son casi exclusivamente de composición volcánica intermedia. Las brechas presentes son producto de movimientos en masa, derivados de flujos laharíticos locales desencadenados por actividad volcánica.

Se interpreta como sedimentos pertenecientes a una cuenca intramontañosa con productos volcánicos asociados. Se encuentra sobreyaciendo a las Formaciones Macuchi y Yunguilla (BGS, 1997).

Una datación realizada en una dacita del sub-basamento del volcán Quilotoa dió una edad de  $6.1 \pm 0.6$  Ma. (Barberi et al., 1988).

#### 2.5.1.3 Formación Pisayambo

Nombre tomado de la Laguna Pisayambo, 30km SE de Latacunga, se extiende desde un poco al norte del río Pastaza hasta más de 60 km hacia el norte. Consiste en una secuencia de lavas y piroclastos. Los últimos predominan en la parte sur de la

localidad tipo. Litológicamente, está compuesta por lavas andesíticas-basálticas, pero en especímenes de mano son leucocráticas. Son porfíricas con fenocristales de augita diopsídica, hiperstena, olivino y plagioclasa (andesina-labradorita). Basalto porfírico negro se ve en el escarpe de falla al este de Píllaro. Las lavas tienen un espesor entre 10 a 25 m. Presencia de flujos piroclásticos masivos, en capas de más o menos 50m. Generalmente son subhorizontales, o con buzamientos débiles. La Formación Pisayambo formó una plataforma sobre la cual crecieron los edificios volcánicos más modernos. En la localidad tipo recubren en discordancia angular a las rocas metamórficas de la Cordillera Real. Además, se observan suaves plegamientos y fallamientos en el tramo Latacunga-Isinliví (Baldock, 1982). Winkler (2005), considera contemporánea a esta Formación con Turi y Tarqui en el Sur del Ecuador.

Una lava andesítica en la base de la Formación Pisayambo dio una edad de K/Ar en roca total de  $10 \pm 1.3$  Ma y  $9.1 \pm 0.5$  Ma en plagioclasa (Lavenu et al., 1992).

## 2.5.2 Relleno Cuaternario de la Cuenca Latacunga-Ambato

### 2.5.2.1 Formación Latacunga

Inicialmente descrita por Kennerly (1971), la Formación Latacunga anteriormente se creía que abarcaba a los depósitos tipo lacustres de otras cuencas en el IAV como la Formación Guayllabamba, Chiche y varios depósitos dentro de las cuencas de Guayllabamba y Riobamba.

Se encuentra localizada en el IAV sur y tiene presencia en la mayoría de la cuenca Latacunga-Ambato. Está constituida por varias unidades. La primera Unidad  $U_1$  es una serie volcanosedimentaria constituida de lahares, lavas andesíticas y brechas volcánicas que pasan a depósitos fluviales y posteriormente a lacustres. Estos depósitos fluviales son potentes y los cantos tienen tamaños centimétricos. Al tope de los depósitos más potentes existió una modificación climática y/o tectónica. La segunda unidad  $U_2$  está representada por depósitos fluviales más gruesos y endurecidos, al oeste se encuentran intercalaciones de arcillas lacustres. Encima de la  $U_2$ , los depósitos fluviales se hacen más finos, los conglomerados desaparecen y predominan los productos volcánicos resedimentados. Generalmente en los bordes las paleocorrientes son E-W, perpendiculares a los límites de la cuenca (Lavenu et al., 1996).

Las deformaciones sinsedimentarias (discordancias sinsedimentarias) afectan a la  $U_2$  lo que indica una reactivación tectónica al final de la depositación de  $U_1$ . Como resultado se depositaron conglomerados (Lavenu et al., 1996).

Edades obtenidas en esta Formación indicarían edad Pleistocénica (Lavenu et al., 1992; Bonhomme et al., 1990).

#### 2.5.2.2 Volcánicos de Sagoato

Según la BGS (1997), son productos volcánicos Post-Zumbahua. Principalmente afloran al NW de Ambato. Corresponde a un cono estratovolcánico erosionado con drenaje radial y compuesto de lavas y tobas subordinadas de andesitas de 2 piroxenos. Petrográficamente, las andesitas comprenden fenocristales de hiperstena, augita, y plagioclasa zonada en una matriz de oligoclasa, magnetita y vidrio volcánico.

Según Dávila (1990) se trata de un flujo de lava de composición basáltica a andesítica y textura porfirítica con contenido de fenocristales de plagioclasa dentro de una matriz pilotaxítica a traquítica. Estos flujos de lava están acompañados por una serie de piroclastos y lahares. Dada su interdigitación con los depósitos de la Formación Latacunga, les asigna una edad Plio-Pleistocénica.

Según Bablon et al., (2019), estos depósitos volcánicos tienen un rango de edad de entre 0.82 y 0.79 Ma, que correspondería al Pleistoceno.

#### 2.5.2.3 Ignimbrita de Chalupas

Estos depósitos volcánicos corresponden a un único evento eruptivo de la caldera de Chalupas (17 km de diámetro). Ubicada en la Cordillera Real, a 80 km al sureste de Quito y 30 km al noreste de Latacunga. La erupción riolítica de  $\sim 100 \text{ km}^3$  de volumen se denomina "Ignimbrita de Chalupas" (Córdova, 2018).

Esta unidad según Dávila (1990), está compuesta por fragmentos de pómez, redondeado y con vesiculación superficial que alcanza el 15% del volumen del depósito. Estos fragmentos se encuentran dentro de una matriz de polvo volcánico muy fino, esta matriz comprende el 70 a 80% del volumen del depósito. Según Beate (1985), también se reporta la presencia de líticos volcánicos en una proporción del 5 al 10%.

La parte basal está compuesta por lapilli de pómez, la parte media se trata de un flujo piroclástico (la más conocida y potente) del evento Chalupas y la parte superior consta de capas de poco espesor (decimétricas) de ceniza fina, lapilli de pómez y líticos (Dávila, 1990).

Dataciones K/Ar realizadas previamente por Barberi et al. (1988) en depósitos correspondientes al Chalupas (Andesita) indicaron previamente una edad de  $1.21 \pm$

0.05 Ma. Sin embargo, nuevos datos de edad de la caldera del Chalupas indican que tiene 211 Ka (Beate, 2006).

#### 2.5.2.4 Formación Cangahua

La Formación Cangahua, se compone de cenizas retrabajadas de color marrón, estratificadas con una potencia estimada de 10 a 30 metros en la zona de estudio. Su composición litológica heterogénea abarca materiales volcánicos, volcanosedimentarios y sedimentos de ambiente fluvio lacustre. Sauer (1965), ubica a los depósitos Cangahua en el Pleistoceno por los fósiles encontrados como *Coprinisphaera ecuadoriensis*, característicos de este período.

Según Dávila (1990), en el valle interandino la Formación Cangahua es producto del retrabajamiento de la Ignimbrita de Chalupas ya que se encuentra subyaciéndola. Menciona que este depósito es una arenisca tobácea y depósitos piroclásticos derivados del volcanismo holocénico.

#### 2.5.2.5 Lahares Cuaternarios

Según DGGM (1978), estos depósitos corresponden al Holoceno y Dávila (1990), sugiere que tienen proveniencia de los volcanes existentes y que algunos depósitos laharíticos han sufrido erosión glacial. Los lahares presentes en la cuenca Latacunga-Ambato provienen principalmente del volcán Cotopaxi. Estos son originados por la fusión del hielo glacial. Se tiene varios eventos registrados desde 4.5 Ka., producto del colapso del centro volcánico "Cotopaxi", uno de los volcanes más activos del Ecuador. En 1877 se produjo una erupción acompañada de grandes cantidades de ceniza y polvo, pequeñas cantidades de gases que alcanzaron a la ciudad de Quito y Latacunga en Wolf (1878) (Mothes et al., 1998).

Existe un registro, de lahares con poca densidad y alta velocidad fluyendo por los alrededores de Latacunga y hacia los valles de los Chillos hasta alcanzar Baños donde se llevaron construcciones y sembríos (Wolf, 1878). Estos lahares deben estar depositados a lo largo de la cuenca del río Cutuchi.

Andrade et al. (2005) indica que después de la erupción de 1877 del volcán Cotopaxi, se inicia una actividad moderada por algunos años, los autores mencionan que esta explosión fue la máxima expresión eruptiva del volcán que se tiene en registro. Además, de eventos de mayor tamaño durante el desarrollo del centro, registrando depósitos en las zonas afectadas principalmente en las ciudades de Latacunga y Quito (Mothes et al., 1998). Esto sugiere la presencia de varios eventos de lahares afectando la microcuenca del río Cutuchi.

#### 2.5.2.6 Glaciaciones en el Cuaternario

Determinar la erosión glaciaria en la morfología correlacionado con una cota de altura para un período geológico arroja como resultado las distintas glaciaciones cuaternarias que han ocurrido en los Andes ecuatorianos. El grado de oxidación y erosión de los depósitos glaciares, la morfología, la altitud de las morrenas y la litología involucrada en estos depósitos también son indicadores importantes para realizar estas estimaciones (Clapperton, 1987).

##### Máxima Glaciación Tardía (LGL, 30 – 14 Ka)

Hace 13000 años ocurrió un período climático global más cálido, pero de poca duración. Este intervalo de mayor temperatura separa el período *Late Glacial Maximum* LGM (LGM, >33-14 ka) del *Younger Dryas* YD (YD, 12-10 ka) (Clapperton et al., 1997).

## 2.6 Tectónica del valle interandino central

### 2.6.1 Trabajos previos

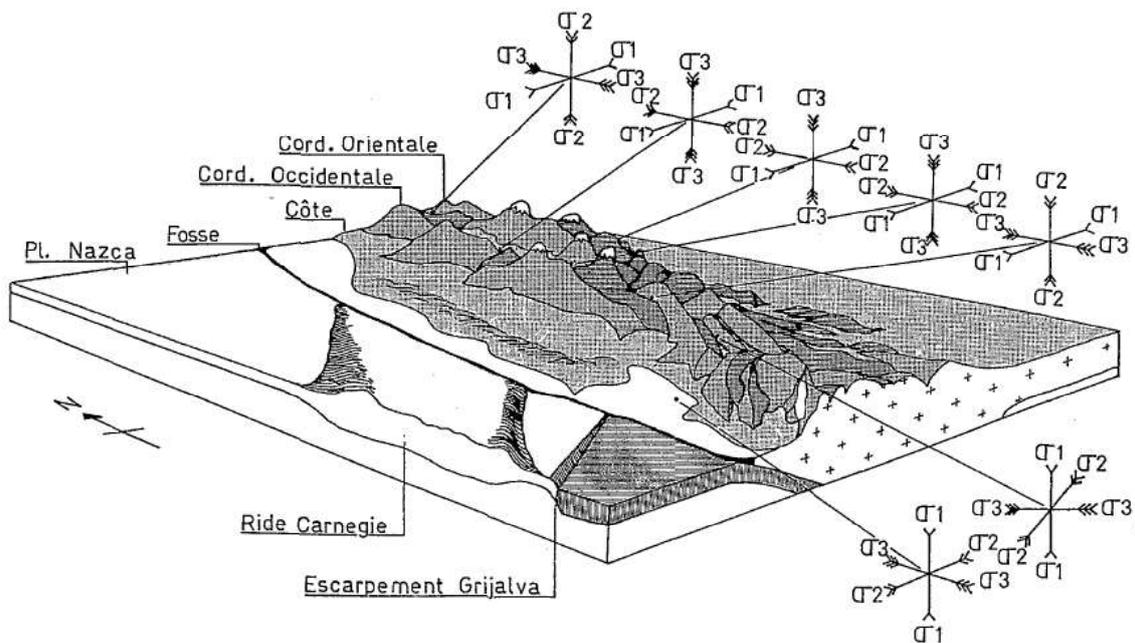
Esta área ha sido bastante estudiada desde el punto de vista tectónico. Inicialmente, el IAV se creía que era una cuenca tipo graben con fallas de bloque formada en un régimen tensional formado por el levantamiento de la corteza (Baldock, 1982). Posteriores estudios indican que es una cuenca tipo *pull-apart* desde hace 2.5 Ma y que la Cuenca Latacunga-Ambato es una prolongación del sistema de fallas de Pallatanga (Winter & Lavenue, 1989). Otros estudios más detallados indicarían la presencia de pulsos compresivos y se hacen aportes en ubicar esfuerzos tectónicos a partir de medidas de campo, y determinar que es una cuenca de tipo *Piggy-back* (Tibaldi & Ferrari, 1992). Posteriormente, se sugirió que el IAV se formó a lo largo de un *restraining bend* en un sistema transpresivo dextral (Ego et al., 1996). Más recientemente, un modelo de una cuenca tipo *Half-ramp basin* fue sugerido para el norte del IAV (Winkler et al., 2005). Según Fiorini & Tibaldi (2012) esta última distinción se asemeja más a una cuenca tipo *Piggy-back*. Y para la Cuenca Latacunga-Ambato se aproxima más una *Full-ramp basin*.

Todos los trabajos previos indican que las estructuras de la cuenca Latacunga-Ambato tienen una orientación preferencial N-S y NNE-SSW. Y un estudio realizado por Tibaldi y Ferrari (1992) indica que la cuenca se desarrolló en varias etapas de compresión,

desarrollando pliegues, flexuras y fallas inversas ciegas. Hacia el final de Holoceno se formaron estructuras en un régimen extensional con predominancia de fallas normales. (Tibaldi & Ferrari, 1992). En observaciones y medidas de campo se resumen las deformaciones de la siguiente manera:

- a) Fase compresional a finales del Mioceno que creó pliegues NE-SW.
- b) Un pulso compresional entre Plioceno - Pleistoceno temprano produjo fallas transcurrentes dextrales NNE y pliegues y flexuras N-S.
- c) Pulso compresional en el Pleistoceno medio a tardío que produjo pliegues y fallas inversas E-W.
- d) Pulso Extensional en el Pleistoceno tardío - Holoceno responsable de fallas normales N-S y fallas normales con componente transcurrente sinistral NNE-SSW (Tibaldi & Ferrari, 1992).

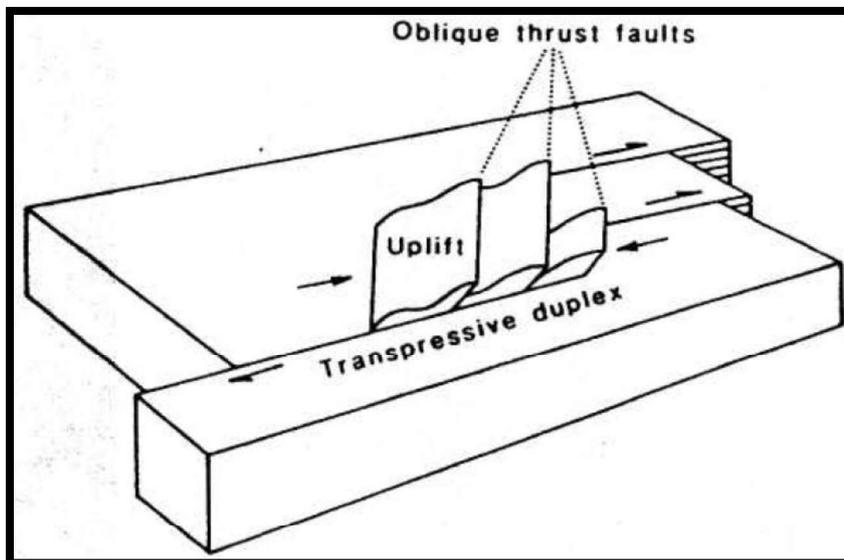
En la Fig. 2.7 están los estados de esfuerzos para el IAV.



**Figura 2.7** Tomado de Winter y Lavenu (1989). Representación esquemática del estado de esfuerzos en el IAV. Notar que en la Cuenca Latacunga-Ambato existe una compresión debido a un significativo componente transcurrente dextral.

La fase defuerte acortamiento ocurrida durante el Mioceno es relacionada principalmente con la llegada de Carnegie y las otras fases de acortamiento lateral ocurrieron durante el Pleistoceno donde se desarrolló el IAV (Fig. 2.4) (Pasquare et al., 1990).

Una acotación importante para el IAV es que representa la sutura entre los terrenos exóticos y el paleomargen continental (Ferrari & Tibaldi, 1992). Revelando así la difícil configuración de las rocas de basamento y su configuración interior producto de las fallas mayores.



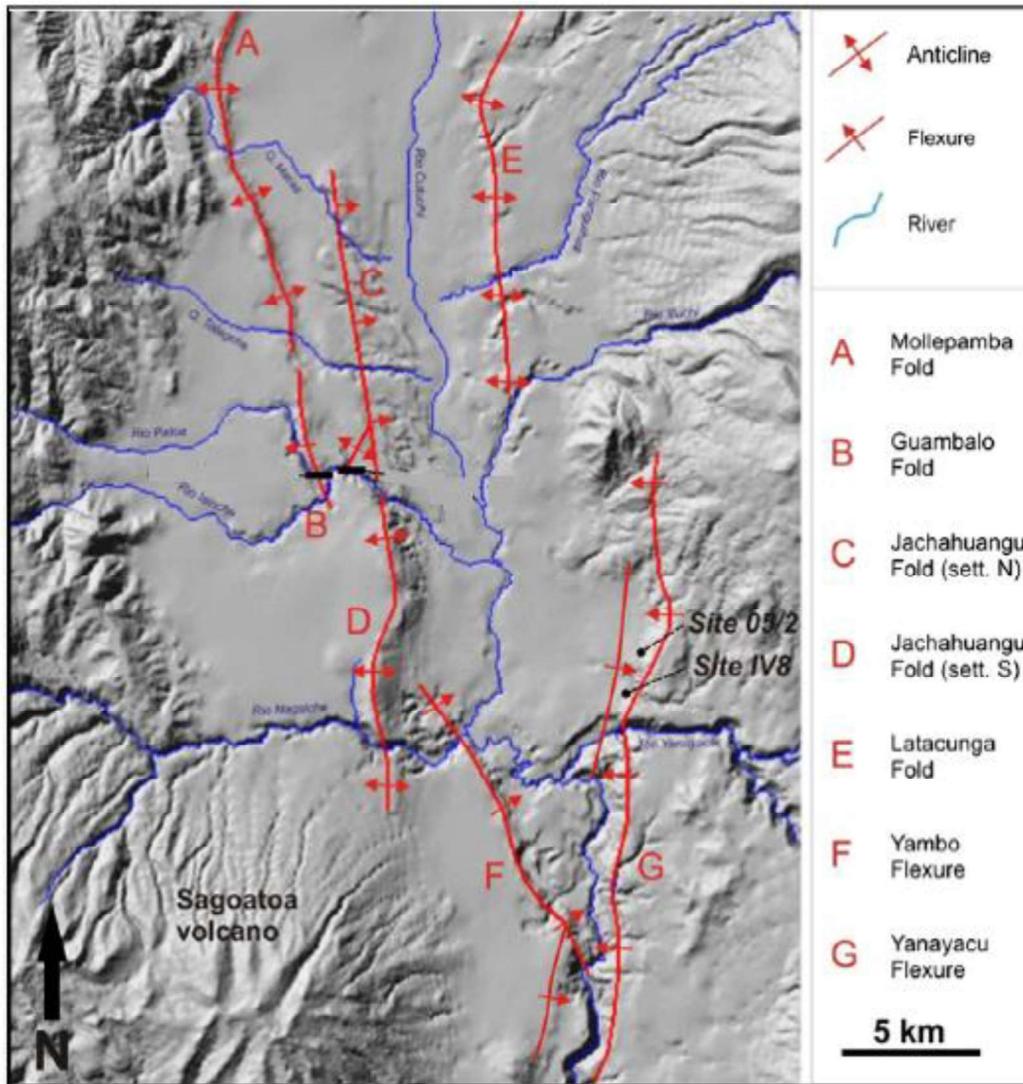
**Figura 2.8.** Tomado de Pasquare (1990). Indica la posible configuración compresional del sistema de fallas dentro del IAV.

### 2.6.2 Marco estructural del Valle Interandino

El IAV se encuentra cubierto por depósitos volcánicos cuaternarios. Esto dificulta el entendimiento de la relación existente entre los pliegues, las flexuras y las fallas superficiales con las fallas principales (Villagómez, 2003). El IAV está limitado por fallas en sentido N-S a NNE-SSW. Uno de sus límites al oeste es la falla Pallatanga-Pujilí-Calacalí producto de la acreción Cretácica del Terreno Pallatanga. Esta falla corta la topografía (Cordillera Occidental) y se dirige hacia el Golfo de Guayaquil en sentido NE – SO a NNE – SSO (Baize et al., 2015) (Winkler et al., 2005) y forman la extensión sur de la Falla Pujilí (sentido N – S), definida por Hughes y Pilatasig (2002) (Alvarado et al., 2016). En el área del valle Interandino, atraviesan siguiendo el valle del río Pangor con un movimiento que exhibe una componente lateral dextral. (Alvarado et al., 2016). Al Este se encuentra limitado por la falla Peltetec en la Cordillera Real.

Muchos de los pliegues tienen una geometría compleja mientras que en otros casos la vergencia de los pliegues no está bien marcada. Por eso la reconstrucción del buzamiento y la inclinación de las fallas inversas es difícil (Fiorini & Tibaldi, 2012).

En toda la Cuenca Latacunga-Ambato el sistema de fallas ha definido varios anticlinales, flexuras y fallas inversas ciegas (Fig. 2.8). Se tiene las siguientes estructuras: A. Mollepamba, B-Guambalo, C&D-Jachahuangu, E-Latacunga, F-Flexura de Yambo y G-Flexura de Yanayacu.



**Figura 2.9** Tomado de Fiorini & Tibaldi (2012). Esquema de fallas, flexuras y fallas ciegas presentes en la Cuenca Latacunga-Ambato.

#### 2.6.2.1 Pliegue Mollepamba

Se encuentra al SW del volcán Cotopaxi, a lo largo del borde occidental del IAV. Los estratos Plio-Cuaternarios se deforman en un anticlinal abierto conocido como pliegue Mollepamba. Una vista en planta del pliegue Mollepamba indica una forma cóncava hacia el este, con una línea de bisagra que pasa desde NNW-SSE en el sur, N-S en la zona central y NNE-SSW en el norte (Fig. 2.9). El pliegue es simétrico, con un plano axial vertical y extremidades que buzcan entre 10° y 22° (Fiorini & Tibaldi, 2012).

El pliegue ocurre sobre areniscas y limolitas plegadas de la Formación Latacunga Superior y piroclastos retrabajados, pertenecientes a la ignimbrita de Chalupas que son más delgados en la parte superior del anticlinal, probablemente debido a la erosión. El límite entre las dos unidades es localmente erosivo. En la zona central del pliegue, los piroclastos son cortados por una serie de fallas normales que son paralelas a sub-paralelas con el pliegue, con saltos del orden de menos de 2 m que desaparecen gradualmente hacia abajo. Las fallas tienen buzamiento convergente que describen una pequeña estructura similar a un graben y debido a las características geométricas y cinemáticas, se pueden interpretar como evidencia de extensión local. La condición de depositación de la Ignimbrita de Chalupas y su falta de estratos laminares impide evaluar definitivamente si también están plegadas. Sin embargo, está afectado por fallas normales en el eje del pliegue por lo que indica que la edad de esta deformación es Cuaternaria (Fiorini & Tibaldi, 2012).

#### 2.6.2.2 Pliegue o Anticlinal de Jachahuangu

Al SW de la ciudad de Salcedo, el río Nagsiche ha erosionado profundamente una estructura de anticlinal, permitiendo la reconstrucción de una sección geológica detallada. Este pliegue, conocido como Jachahuangu (Lavenu et al., 1995), es morfológicamente expresado por una colina alargada N-S que tiene 180 m de altura respecto de la región llana occidental y 500 m de altura respecto al Este, en la planicie donde se ubica el poblado de Salcedo (Fig. 2.5). El pliegue Jachahuangu tiende a desaparecer hacia el sur en las faldas del volcán Sagoatoa y afecta a los depósitos de la Fm Latacunga (Lavenu et al., 1995). Indica una edad de deformación cuaternaria. Egüez et al., (2003), sugieren el nombre de Anticlinal de Nagsiche, miden la dirección del eje axial en  $N4^{\circ}W \pm 4^{\circ}$ , un largo total de 28.3 Km, y determinan un movimiento  $>1\text{mm/año}$ . Sin embargo, la actividad del Holoceno es difícil de detectar debido al hecho de que estos depósitos están cubiertos por la ignimbrita de Chalupas y la Formación Cangahua que carecen de indicadores adecuados para determinar el incremento potencial del pliegue. La Formación Latacunga se constituye por depósitos fluviales de hechos areniscas y conglomerados alternados, mientras que los piroclastos superpuestos están compuestos de material volcánico y ceniza, frecuentemente reelaborada, con un espesor entre 10 y 30 m. Los depósitos se deforman en un anticlinal abierto con una charnela N-S, un ángulo entre extremidades de  $120^{\circ}$  y un plano axial subvertical con una inmersión muy pequeña al este (Fiorini & Tibaldi, 2012). La inmersión de los estratos está comprendida entre  $10^{\circ}$  y  $22^{\circ}$ . En la charnela del anticlinal, hay una serie de fallas normales que muestran buzamientos de  $70-80^{\circ}$ . El desplazamiento de los estratos disminuye gradualmente hacia abajo, lo que

sugiere que tales fallas son limitadas en profundidad y podría representar extensión relacionada con el pliegue. Hacia arriba, las fallas parecen afectar también a los depósitos piroclásticos (Fiorini & Tibaldi, 2012).

#### 2.6.2.3 Flexura o Anticlinal de Yanayacu

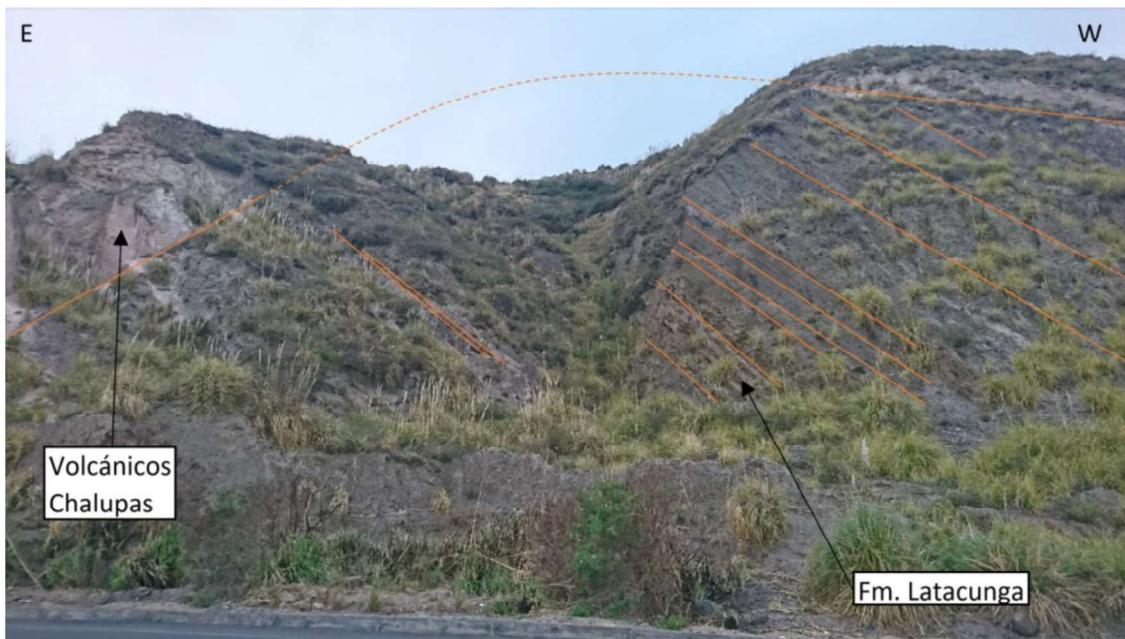
Al Este de Salcedo, hay otra estructura importante, la Flexura de Yanayacu, que se puede seguir gracias a la erosión del río Yanayacu. Esta estructura es una deformación de 50 km de largo con una línea de charnela N178° con variación local del 11° (Fig. 2.5). La expresión morfológica está dada sobre la colina alargada de N-S con un escarpe que mira hacia el oeste y que alcanza una altura de 100 a 200 m respecto al AIV central. La flexión se corta normalmente por una serie de ríos que produjeron cañones profundos donde la geometría de flexión puede ser totalmente apreciada. En el río Yanayacu, los estratos representan una flexión con la línea eje de charnela del anticlinal con una tendencia N0° y un plano axial buzando al este (Fiorini & Tibaldi, 2012). Los depósitos involucrados en la deformación son la Formación Pisayambo, la Formación Latacunga, la Formación Cangahua y la Unidad Chalupas. Estos depósitos muestran los estratos una dirección N260° a N285° con buzamiento de 17–58°. En correspondencia a la parte sinclinal de la flexura se encuentran sedimentos, areniscas y conglomerados involucrados en el pliegue. Los estratos estratigráficamente más jóvenes tienen ángulos de buzamiento más bajos, lo que sugiere que han sufrido deformaciones sinsedimentarias. En la Quebrada Atucucho, un cañón secundario al sur del río Yanayacu aforan algunas fallas que ponen en contacto conglomerados y rocas volcánicas de la Formación Latacunga inferior y superior. Estas fallas tienen dirección N290° a 315°, con buzamiento de 84–89° (Fiorini & Tibaldi, 2012).

#### 2.6.2.4 Flexura o Anticlinal de Yambo.

La flexura de Yambo se expresa morfológicamente por una colina alargada entre 100 m y 10 m de altura con respecto a la región circundante (Fig. 2.5). Ocupa la parte central del IAV y tiene una tendencia NNW-SSE. El pliegue de Yambo está dispuesto oblicuamente al alargamiento IAV, pero paralelo a la frontera local del volcán Sagoatoa, sugiriendo alguna reorientación local de la dirección de acortamiento debido a interferencia entre los depósitos IAV y las rocas rígidas de este volcán. Esta flexura afecta a los depósitos de la Formación Latacunga superior (Lavenue et al., 1995) e indica una edad cuaternaria de deformación. La actividad del pliegue holoceno es difícil de evaluar o negar debido a la condición de los afloramientos. La dirección del pliegue es 40 y 65°, con ángulos de buzamiento de 36–50°. Sugiere una vergencia ESE de la flexura (Fiorini & Tibaldi, 2012).

### CAPÍTULO 3 –TECTONO-ESTRATIGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En este capítulo, se hace una descripción detallada de la estratigrafía de la zona, en la cual se estudiaron las Formaciones: Pisayambo, Zumbahua y Latacunga del Neógeno de la cuenca Latacunga-Ambato. El estudio consideró los datos de estudios previos tanto estratigráficos como estructurales y características tectonosedimentaria de las mismas. Para dicho análisis se estudian dos cortes, el primero sobre el río Yanayacu, el cual se denomina Corte Yanayacu, que corresponde a la parte más oriental de la cuenca (Figs. 3.1, 3.2 y 3.36). En este corte afloran las Formaciones Pisayambo, Latacunga, Chalupas y Cangahua. El segundo corte se lo realizó a lo largo del río Nagsiche denominado Corte Nagsiche (Fig. 3.61), al occidente de la cuenca, donde afloran las Formaciones Zumbahua, Latacunga, Chalupas y Cangahua.



**Figura 3.1.** Fotografía tomada hacia el sur. (UTM: 771550/9882039). Contacto entre los Volcánicos Chalupas y la Fm. Latacunga. Carretera Salcedo-Píllaro.



**Figura 3.2.** Fotografía tomada hacia el norte. (UTM: 771550/9882039). Vista del borde oriental de la Cuenca Latacunga-Ambato – Cuenca del Río Yanayacu.

### 3.1 CORTE RÍO YANAYACU

#### 3.1.1 Formación Pisayambo

**UBICACIÓN:** Aflora al este de la Cuenca Latacunga-Ambato. Se encuentran en el camino de Píllaro hacia la Laguna de Pisayambo y en la carretera Salcedo - Laguna de Antejos. Prácticamente, corresponde a toda la cubierta volcánica de la Cordillera Real del Parque Nacional Llanganates.

**ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN:** Las fuentes de estos productos volcánicos no se conoce con exactitud, pero Kennerly (1971) indica que su posible origen se produjo en fisuras ubicadas a lo largo de la Cordillera Real y a nivel regional, dada la amplia extensión lateral que presentan.

Está ampliamente distribuida en las partes más superficiales de la Cordillera Real. La ocurrencia más proximal a la cuenca Latacunga-Ambato se encuentra en las coordenadas anteriormente descritas.

**EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS:** Para este estudio no se pudo contar con dataciones. Sin embargo, la edad asignada por Bristow & Hoffstetter (1977) es Plioceno. Además, reposa sobre las Formaciones cretácicas de Macuchi o Yunguilla y

la sobreyace la Formación Latacunga en discordancia erosiva al occidente de la zona de estudio, (Fig. 3.3C) y la Formación Zumbahua al oriente.

**LITOLOGÍA:** En el afloramiento del corte Yanayacu (Fig. 3.37), la Formación Pisayambo (Fig. 3.3) se encuentra diaclasada. Corresponde a rocas afaníticas de color gris claro y mesocráticas, con cristales esporádicos de anfíbol y plagioclasas (>1% de la roca total), muy oxidada (Fig. 3.3A), debido a un mayor tiempo de exposición en superficie, compatible con andesita de textura traquítica. La Fig. 3.3B muestra la misma Unidad, pero fresca, presenta bandeamiento composicional formado por las plagioclasas (Azimut de buzamiento 215/70) con una leve alteración en las mismas (sausuritización).

En lámina delgada (ver Anexo 1, J008) se observa una andesita con textura traquítica conformada por un 65% de plagioclasas y 25% de minerales opacos. No se notó evidencia de piroxenos o anfíboles. El bandeamiento generado es composicional por una segunda generación de plagioclasas con un tamaño de grano superior a la plagioclasa de la matriz y por la ocurrencia de minerales opacos en las partes superiores del bandeamiento.



**Figura 3.3.** Fotografía de la Fm. Pisayambo. A: (UTM: 772220/9882945) Brecha autoclástica oxidada, contacto entre la Formación Pisayambo y la Fm. Latacunga. B: (UTM: 772589/9882886) Fm. Pisayambo en estado fresco. Se observa una andesita con textura traquítica con bandeamiento composicional de plagioclasas.

**DEFORMACIONES:** En la Fig. 3.4, la Formación Pisayambo se encuentra con una leve deformación. Se observa una pared de roca con un plegamiento asimétrico de muy bajo ángulo, este plegamiento ha generado estrías por un insipiente *Flexural Slip*.

También se evidencia cierto grado de oxidación. Esta deformación indicaría la presencia de una etapa compresiva durante las etapas finales de la depositación de la Formación Pisayambo.



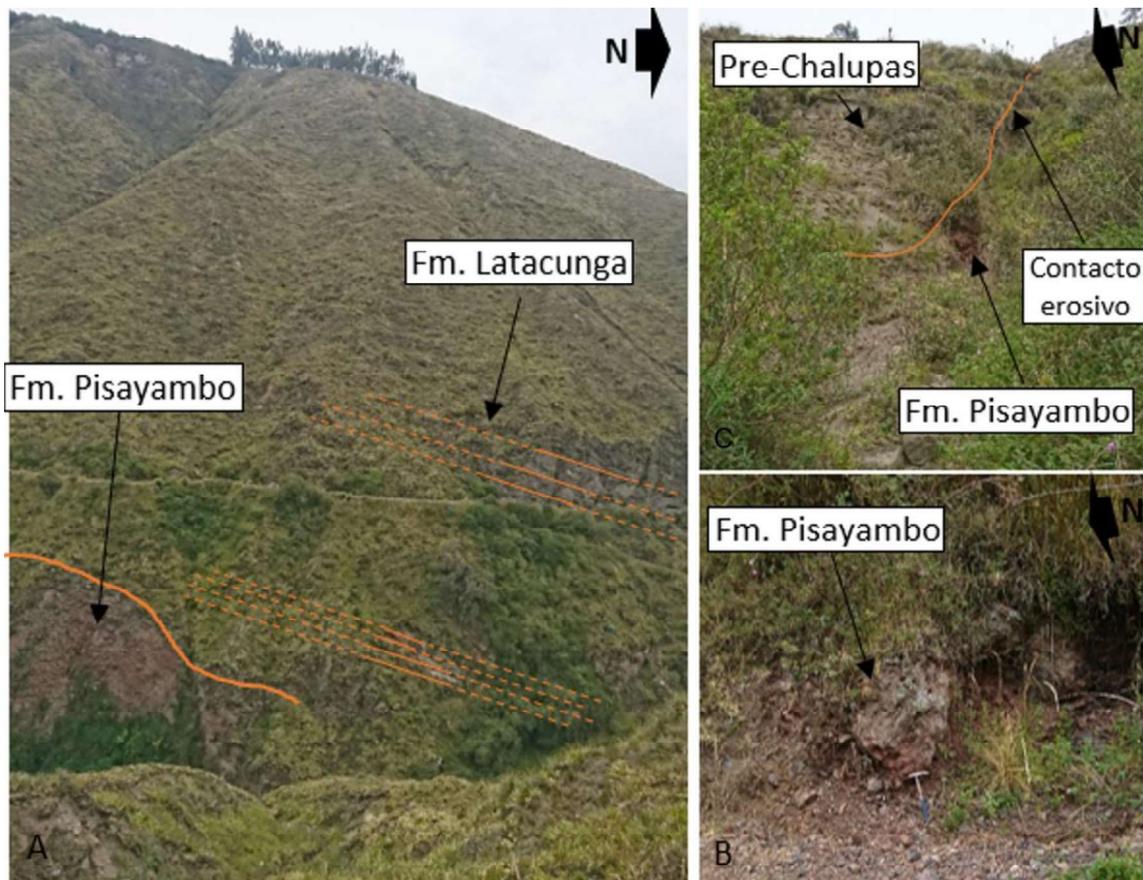
**Figura 3.4.** Fotografía de la Fm. Pisayambo (UTM: 772249/9882952). Se observa deformación en rocas ígneas. Evidencia de estrías de falla.

En el mismo punto de afloramiento se tomó la fotografía de la Fig. 3.5 orientado hacia el sur, donde se puede observar a los depósitos volcánicos de Chalupas en discordancia angular erosiva por encima de la Formación Latacunga. A su vez, la Formación Latacunga se encuentra depositada en discordancia erosiva sobre la Formación Pisayambo en una aparente depositación horizontal de los estratos.

En la Fig. 3.6B se observa la misma estratificación de la Fig. 3.5 pero con evidencia de deformación, afectando a la Fm. Latacunga, lo que indica que la deformación producida es local. Al acercarnos a la Flexura de Yanayacu el grado de deformación y el buzamiento de los estratos aumentan. Además, se observa que la Formación Latacunga se deposita en discordancia angular sobre la Formación Pisayambo. En la Fig. 3.6A se observa un contacto erosivo entre los Volcánicos pre-Chalupas (descritos más adelante) y la Formación Pisayambo. Los Volcánicos pre-Chalupas no presentan una deformación evidente por lo que su depositación debe ocurrir posterior a la deformación ya que no están afectados por la Flexura de Yanayacu.



**Figura 3.5.** Fotografía de las Formaciones Pisayambo, Latacunga y Chalupas.



**Figura 3.6.** Fotografía del contacto entre la Fm. Pisayambo y la Fm. Latacunga. (UTM: 772276/9882970). A: Fotografía tomada hacia el sur, se observa el cambio entre la Fm. Pisayambo y la Fm. Latacunga. B: Fotografía tomada en las mismas coordenadas hacia el norte. La Fm. Pisayambo está dispuesta como una brecha autoclástica. C: Fotografía tomada en las mismas coordenadas hacia el norte. Se observa el contacto

*entre la Fm. Pisayambo y los Volcánicos pre-Chalupas. Notar que el buzamiento entre la Fm. Latacunga y los Volcánicos pre-Chalupas es distinto.*

### 3.1.2 Formación Latacunga

**UBICACIÓN:** Aflora en toda la Cuenca Latacunga-Ambato. Entre la ciudad de Latacunga hasta el sur de Ambato, cuyos afloramientos principales los citan en el flanco izquierdo del río Cutuchi y en los poblados de Salcedo y Píllaro (Lavenu et al., 1992).

**ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN:** Lavenu et al. (1992) indican que la Formación Latacunga es una secuencia de depósitos Fluvio-lacustres en la cuenca que lleva su nombre. Datos de campo obtenidos por Ordoñez (2012) indican su amplia distribución desde el sector de La Península y Las Viñas (UTM: 757400/9858200), el antiguo camino a Píllaro (UTM: 077050/986925), el río Pachanlica a la altura de Picaihua (UTM: 769550/9858300) y en el cerro Nitón.

**EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS:** Dataciones K-Ar de Lavenu et al. (1992), para muestras de roca de las Fms. Pisayambo y Latacunga, indican edades de 7.9-10 Ma y 1.4-1.85 Ma respectivamente. Para Dávila (1990), la Formación Latacunga reposa en discordancia angular erosiva sobre la Formación Pisayambo y la sobreyace la ignimbrita Chalupas en casi toda su extensión, sin embargo, en la zona de estudio, sobre la Formación Latacunga reposa la unidad Volcánicos pre-Chalupas, descrita en los apartados siguientes.

**LITOLOGÍA:** Dávila (1990), divide la Formación Latacunga en diferentes Unidades: Unidad Latacunga, Unidad Pilaló de San Andrés-Nagsiche, Unidad Yanayacu y Unidad Chalupas. Sin embargo, esta nomenclatura ha variado con el tiempo. Lavenu et al. (1992) reagrupa las descripciones de Dávila (1990) en la Unidad U1 volcanosedimentaria, la Unidad U2 Fluvio-Lacustre. Y actualmente a la Unidad Chalupas se la ha cambiado por Ignimbrita de Chalupas.

La U1, volcanosedimentaria según Dávila (1990), está subdividida en dos facies, una de origen volcánico a la base y otra sedimentaria en la parte superior, separadas por una zona en la cual existió una depositación transicional (Dávila, 1990).

La Facies volcánica a la base (ausente en la zona del presente estudio), se compone lavas grises y brechas rojizas de composición basalto andesítica, estas lavas tienen

espesores que van de 1 a 30 metros aproximadamente y se encuentran diaclasadas, se las puede encontrar en la parte media a inferior de la secuencia de la Fm. Latacunga. Una característica importante es que bajo esta facies volcánica se pueden encontrar depósitos piroclásticos compuestos por lapilli de pómez de color anaranjado (Dávila, 1990).

La Facies sedimentaria según análisis de campo se la propone como una intercalación limo arenoso y material efusivo de tipo lava con vesículas, además se observa en forma de lentes material conglomerático con matriz arenosa, este tipo de material también se encuentra en la parte baja hacia los flancos del río Cutuchi (Dávila, 1990). (Estas secuencias se encuentran presentes en la zona de estudio)

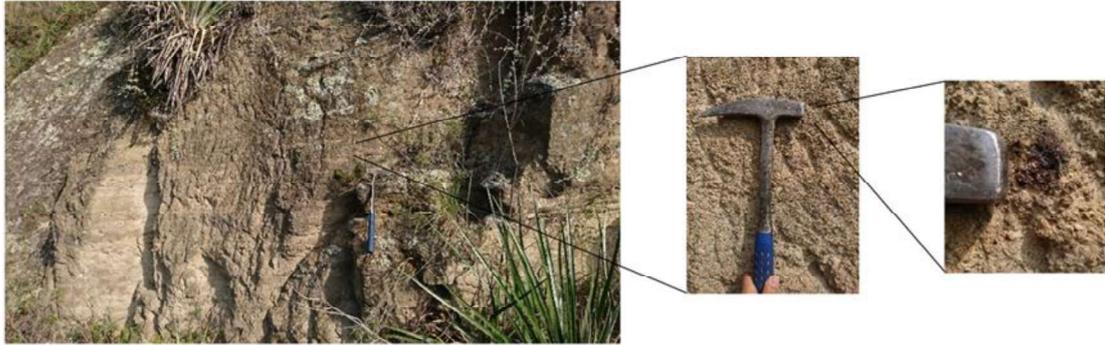
La U2 Fluvio-Lacustre descrita por Lavenu et al., (1992) está compuesta por sedimentos fluviales y lacustres. Registrando depósitos de limos, areniscas y conglomerados. Esta Unidad se encuentra en la zona de estudio y se detalla más información a continuación.

Para el presente estudio se considera parcialmente la nomenclatura de Lavenu et al., (1996).

#### UNIDAD VOLCANOSSEDIMENTARIA.

Esta Unidad abarca depósitos volcanosedimentarios de flujos hiperconcentrados que anteriormente fueron reconocidos como lahares (Lavenu et al., 1992) (Fig. 3.7 y 3.8). En campo, se observa estratos potentes de flujos hiperconcentrados en la cuenca del río Yanayacu de ~80m de espesor para esta unidad en este corte.

La Fig. 3.7 presenta el registro de depositación de las etapas iniciales de la Formación Latacunga en el corte Yanayacu. Se observa una brecha heterolítica matriz soportada, con líticos angulosos a subangulosos. Presenta líticos de hasta 3 cm (escoria oxidada) sin ningún tipo de bordes reaccionales con la matriz. La brecha no presenta alteración y tiene evidencia de flujo por su estratificación. En ocasiones, existe presencia de paleocanales muy erosionados que han sido rellenados por el mismo material. Presenta más del 60% de matriz por lo que aparenta ser un flujo hiperconcentrado. Tiene un azimut de buzamiento de 253/19, dicho buzamiento es leve y no corresponden a los buzamientos máximos de la Flexura de Yanayacu. Además, se encontró líticos de escorias que no presentan deformación y se descarta su relación con ignimbritas.



**Figura 3.7.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771894/9882937). Etapas iniciales de depósitos volcánicos. Se observa la heterogeneidad de los líticos. La deformación en estos estratos no es tan evidente. Presentan un azimut de buzamiento de 253/19.

La Fig. 3.8 presenta el mismo flujo hiperconcentrado, pero, más cercano a la Flexura de Yanayacu. El azimut de buzamiento registrado es de 280/36, indicando un mayor buzamiento que en el punto anterior. En este depósito sigue dominando la presencia de matriz (>60%). Además, se observa la presencia de areniscas líticas organizadas en lentes.

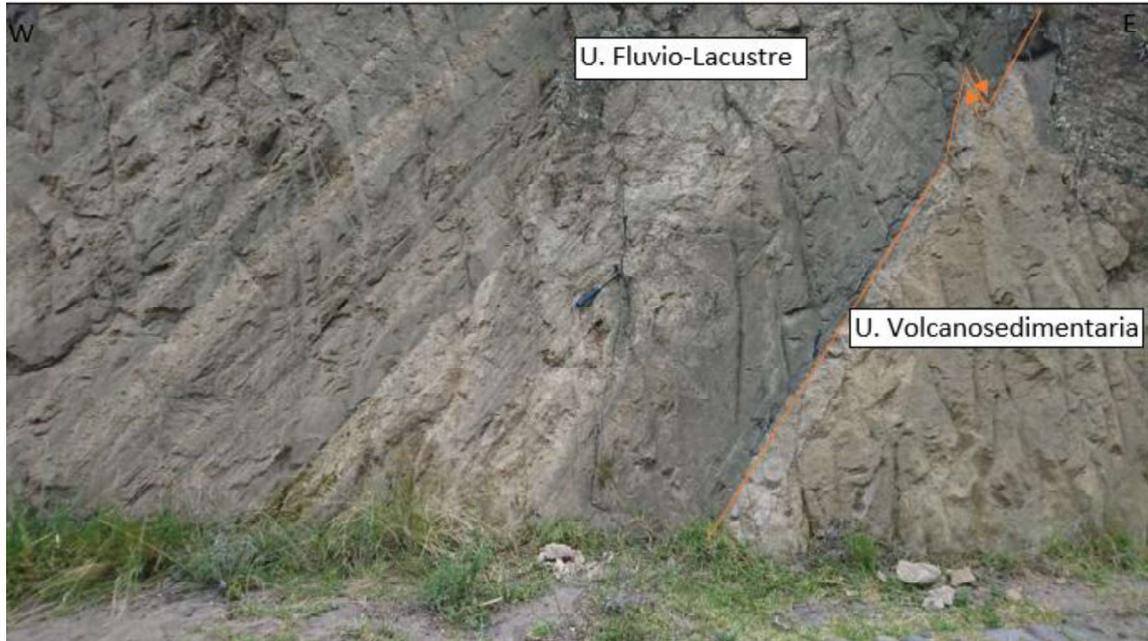


**Figura 3.8.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771834/9882840). Etapas iniciales de depósitos volcanosedimentarios. Se observa la heterogeneidad de los líticos. La deformación en estos estratos es más evidente. Presentan un azimut de buzamiento de (280/36).

#### UNIDAD FLUVIO-LACUSTRE.

En este corte existe un cambio transicional entre la Unidad Volcanosedimentaria con la Unidad Fluvio-Lacustre (Fig. 3.9) que posee ~200m de potencia en total en este corte.

Se siguen registrando flujos hiperconcentrados en la parte superior de la columna, pero la potencia de estos flujos disminuye pasando a varios centímetros de espesor. La presencia de estratos de areniscas es más común, llegando a registrarse capas métricas.



**Figura 3.9.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771776/9882838). Límite entre la U. Fluvio-Lacustre y la U. Volcanosedimentaria.

Hacia la parte media de la Unidad, se observa una reducción en el tamaño de grano, y aparecen limos y limos arcillosos correspondientes a varios episodios lacustres registrados en la cuenca. Posteriormente, se observa un aumento en el tamaño de grano y se observan areniscas y limos arenosos. En estas secuencias se encuentran la mayoría de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, laminación convoluta, ripples, entre otras. Cabe recalcar que el aporte volcánico está presente durante todo el episodio de acumulación fluvio-lacustre. El comportamiento granocreciente se mantiene hasta la aparición de conglomerados en el techo (Figs. 3.11 y 3.12), que presentan hacia el final de su acumulación la presencia de clastos metamórficos, no presentes en los sedimentos de la base y parte media de la Unidad.

Se realizaron láminas delgadas en los afloramientos de las Figs. 3.13, 3.16, 3.17.3.18 y 3.19. Donde se pudo constatar la presencia de líticos volcánicos. También, se observó ausencia de minerales metamórficos y se corroboró las transiciones entre limolitas y areniscas de la U. Fluvio-Lacustre (Ver anexo 1: J002, J003, J004, J005 y J006).

La Fig. 3.10 es una fotografía tomada en sentido sur. Se puede observar la presencia de un bloque caído y un poco rotado. Los estratos corresponden a la Unidad Fluvio-Lacustre. Hacia el tope de esta secuencia se evidencia un contacto erosivo entre conglomerados más recientes posiblemente cuaternarios. Estos conglomerados son los que generan el relieve aterrazado (Fig. 3.2) actualmente observado en la desembocadura asociado al valle del río Yanayacu.



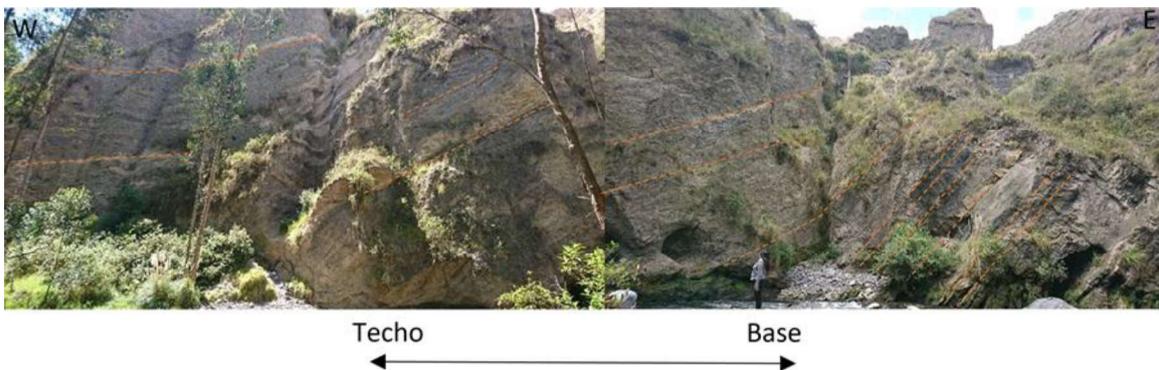
**Figura 3.10.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771730/9882838). Límite entre la U. Fluvio-Lacustre y la U. Volcanosedimentaria.

En la Fig. 3.11 presenta el techo de la U. Fluvio-Lacustre (Fig. 3.11), los últimos registros de la parte fluvial y más hacia la izquierda de la fotografía afloran conglomerados con una potencia de ~40m que marcarían el cierre de la cuenca. También, se observa el afloramiento de varios estratos de flujos hiperconcentrados interdigitados en los conglomerados, como se observa en la parte de la izquierda de la fotografía. Es importante resaltar la ausencia de aporte metamórfico en los conglomerados deformados por la Flexura de Yanayacu y en toda la Formación Latacunga, indicando una leve tasa de levantamiento de la Cordillera Real en este período o posiblemente se deba a la gran potencia de la Formación Pisayambo que cubría a la Cordillera Real.



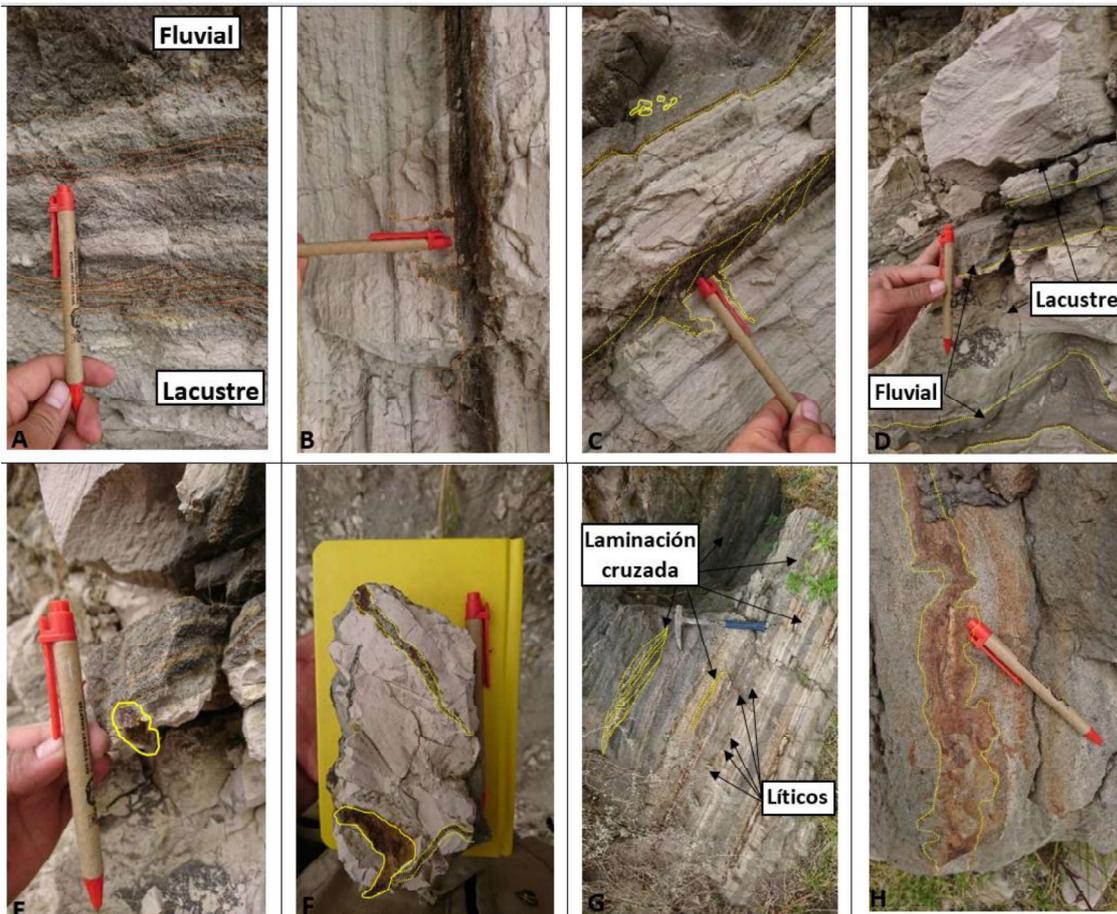
**Figura 3.11.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Vista de la etapa de cierre de la cuenca. Se evidencia presencia de conglomerados potentes depositados encima de los depósitos fluviales. (UTM: 771642/9882907)

Varios metros más al occidente, se registra la presencia de conglomerados sin deformación y depositados subhorizontalmente. Se marca el inicio del aporte de cantos metamórficos en los conglomerados. En la Fig. 3.12 se observa una discordancia progresiva sintectónica en los conglomerados de la Formación Latacunga. Se puede observar a los estratos pasar gradualmente de tener un buzamiento de  $45^{\circ}$ - $50^{\circ}$  a tener un buzamiento de  $15^{\circ}$  y más al Oeste a carecer de buzamiento.



**Figura 3.12.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771635/9882846). Evidencia de discordancia progresiva sintectónica. Fotografía tomada desde el río Yanayacu. Límite oriental de la Cuenca Latacunga-Ambato.

ESTRUCTURAS: La intercalación de depósitos fluviales y depósitos lacustres se pueden observar en las Figs. 3.13A y 3.13D, existen ciertas estructuras que indican la intercalación de fluviales con lacustres. En la Fig. 3.13B se evidencia grietas de desecación rellenas por arena en depósitos limo-arcillosos. Ciertos lóaticos en la parte fluvial indican una mayor velocidad de corriente posterior a la deposición de etapas más tranquilas (Fig. 3.13C). La presencia de manchas de oxidación secundarias son producto de la interacción de fluidos ricos en hierro circulando por cavidades que benefician su entrapamiento, al igual que por los estratos (Fig. 3.13E y 3.13.H). En la Fig. 3.13F se observa interacción de fluidos mezclados con arenas circulando a través de cavidades. Finalmente se registra la presencia de laminación cruzada en medio de los depósitos lacustres (Fig. 3.13G).



**Figura 3.13.** Estructuras observadas en la Fm. Latacunga a lo largo del corte del Río Yanayacu (Borde occidental de la cuenca). A, D: Laminación cruzada en surcos. B: Grietas de desecación rellenas por arenas fluviales. C: Clastos lacustres arrastrados por una arena fluvial. D: Intercalación de estratos lacustres. E, H: Clasto de arena con bordes reaccionales de óxido de hierro. F: Areniscas ricas en hierro acumulados en una cavidad. G: Laminación cruzada. H: Lentas permeables que facilitan la oxidación.

En la Fig. 3.14 se observa un estrato potente (2m aprox.) de limos arcillosos que presentan laminación convoluta. Posiblemente sea un *Load Cast* relacionado con fenómenos de licuefacción durante la depositación del lacustre. Son indicadores de altas tasas de sedimentación que impiden que se expulsen fluidos de estratos inferiores para facilitar el desarrollo de estas estructuras.



**Figura 3.14.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de Load Cast en estratos lacustres. (UTM: 771723/9882845).

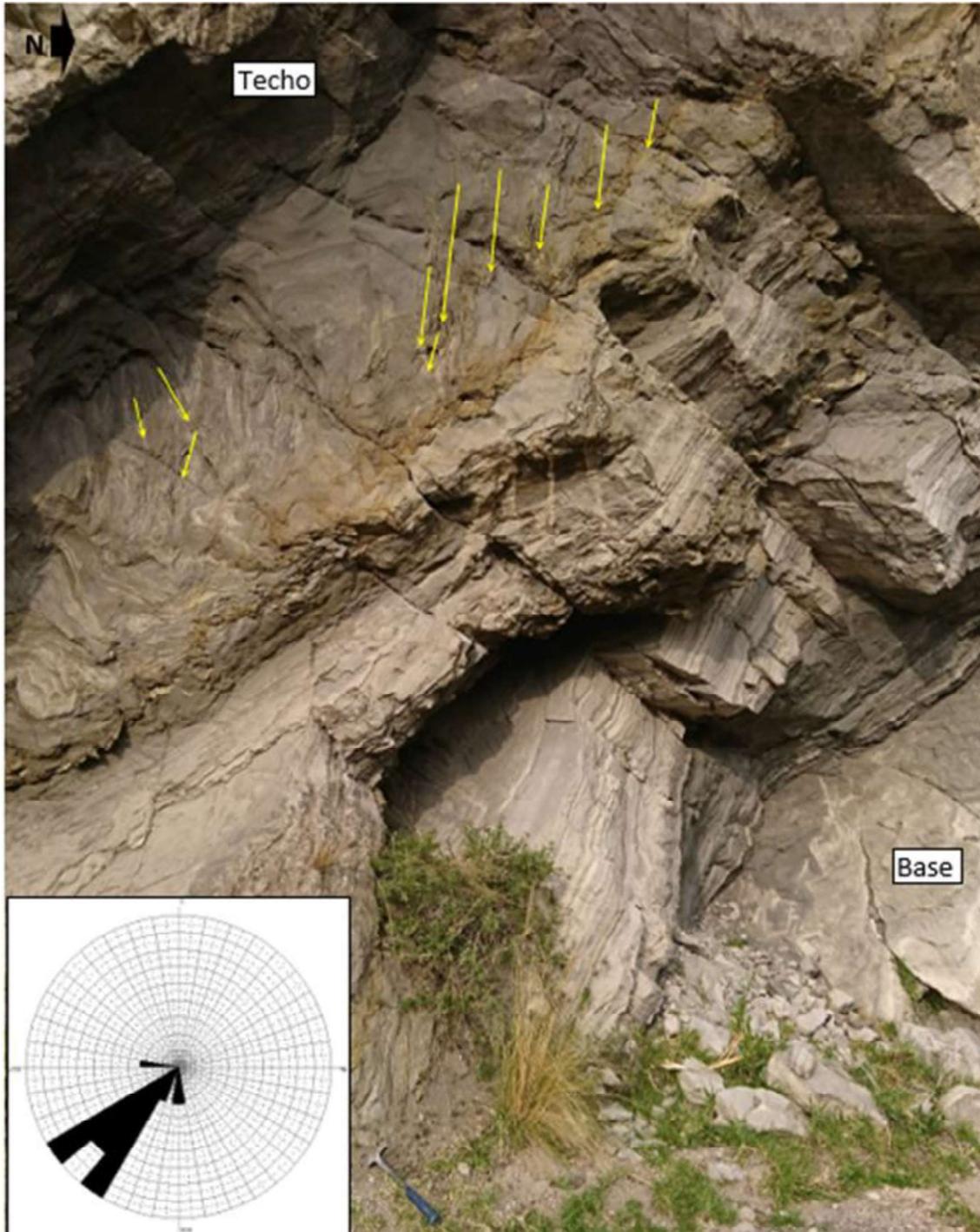
La presencia de *ripples* en algunas rocas de la Formación Latacunga no son homogéneos y están preservados en areniscas (Fig. 3.15). Esta interdigitación se deposita entre estratificación horizontal tanto a la base como al techo e indica que el cambio de dinámica en el proceso era continuo y ocurría en pequeños espacios de tiempo.



**Figura 3.15.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de Ripples.

La unidad Fluvio-Lacustre de la Formación Latacunga presenta deformación por pequeños *slumps* en su parte media, cuyas paredes presentan pátinas de oxidación que actúa como cemento (Fig. 3.16). Las partes cementadas preservan la orientación

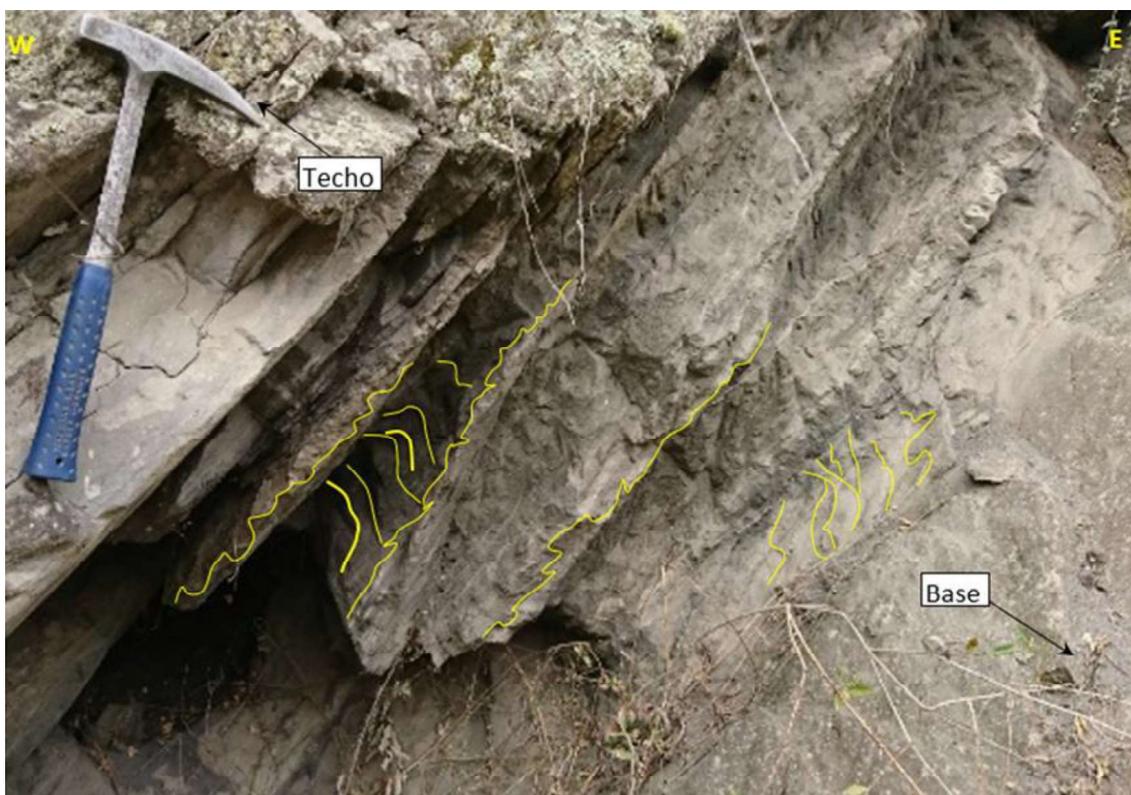
del flujo del *slump*, asociada a la orientación del talud del ambiente sedimentario. Dicha orientación apunta hacia un azimut de 227°.



**Figura 3.16.** Fotografía de la Fm. Latacunga presencia de pequeños Slumps preservados por cementos de óxidos de hierro. A través de un diagrama roseta se determinó la dirección preferencial del flujo (azimut 227°). (UTM: 771710/9882851).

En la parte media de la Unidad Fluvio-Lacustre se preservan *ripples* en la superficie de los algunos estratos arenosos (Fig. 3.17) y sus correspondientes laminaciones

cruzadas en surco en sección (Fig. 3. 18). Estas ondulaciones indican períodos de corrientes de poca intensidad durante la sedimentación, que alternan con sedimentación tranquila de limolitas con laminación paralela.



**Figura 3.17.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de ripples preservados en la superficie de los estratos, indicadores de la polaridad y techo de la secuencia estratigráfica. (UTM: 771726/9882850).

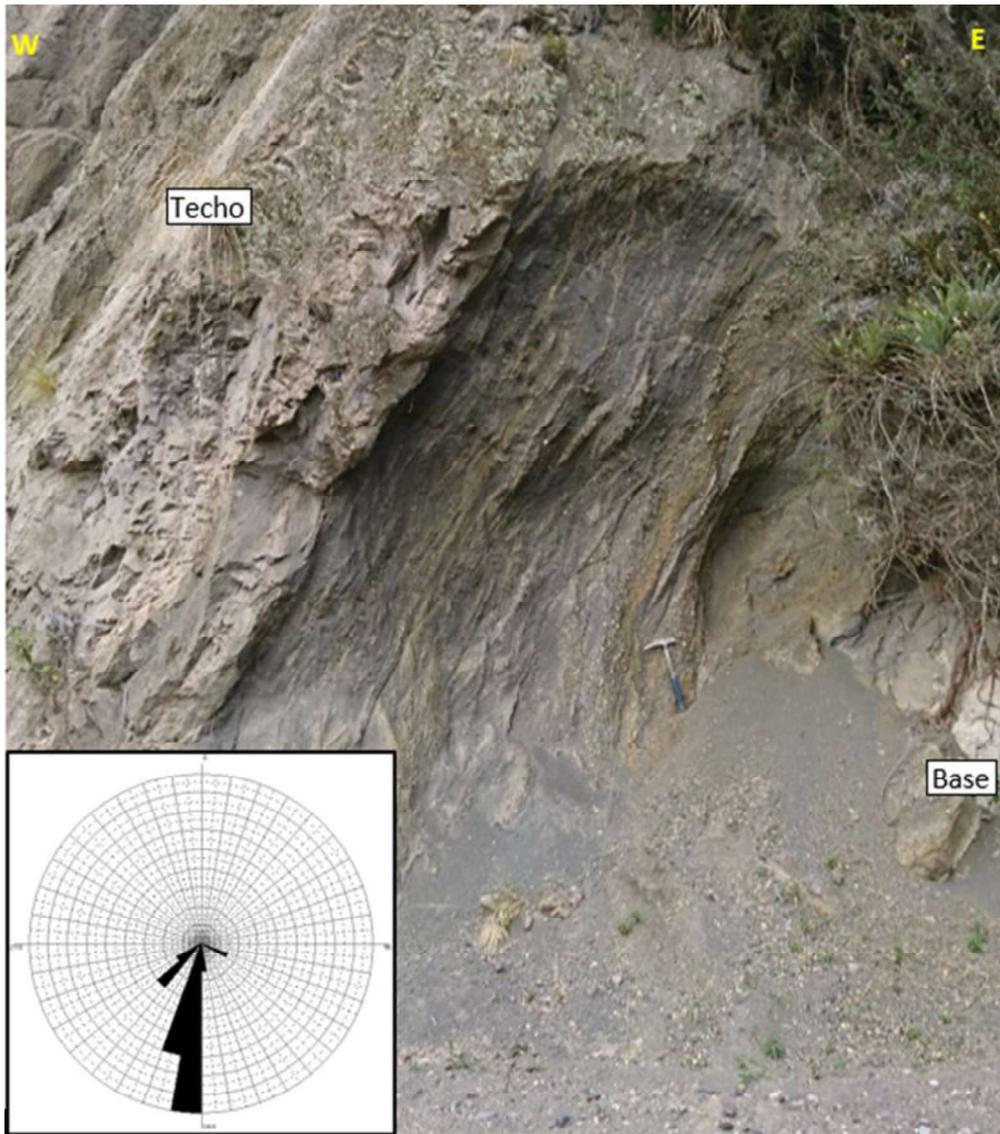
Se tomaron medidas de la orientación de las laminaciones cruzadas con el fin de determinar una dirección de la paleocorriente. Las medidas obtenidas están comprendidas entre S10°W y N80°W. Tomando en consideración que la medida con mayor ocurrencia es en S20°W. (Fig. 3.18).

En otros estratos hacia el techo, con estructuras similares, las medidas obtenidas están entre S10°W y S60°W teniendo una mayor ocurrencia en S10°W (Fig. 3.19).

Tomando en cuenta las medidas realizadas en los afloramientos de las Fig. 3.18 y Fig. 3.19 se puede concluir que la dirección de las corrientes durante la sedimentación era hacia el S-SW, coincidiendo con la orientación del talud sedimentario (medidas afloramiento Fig. 3.16).

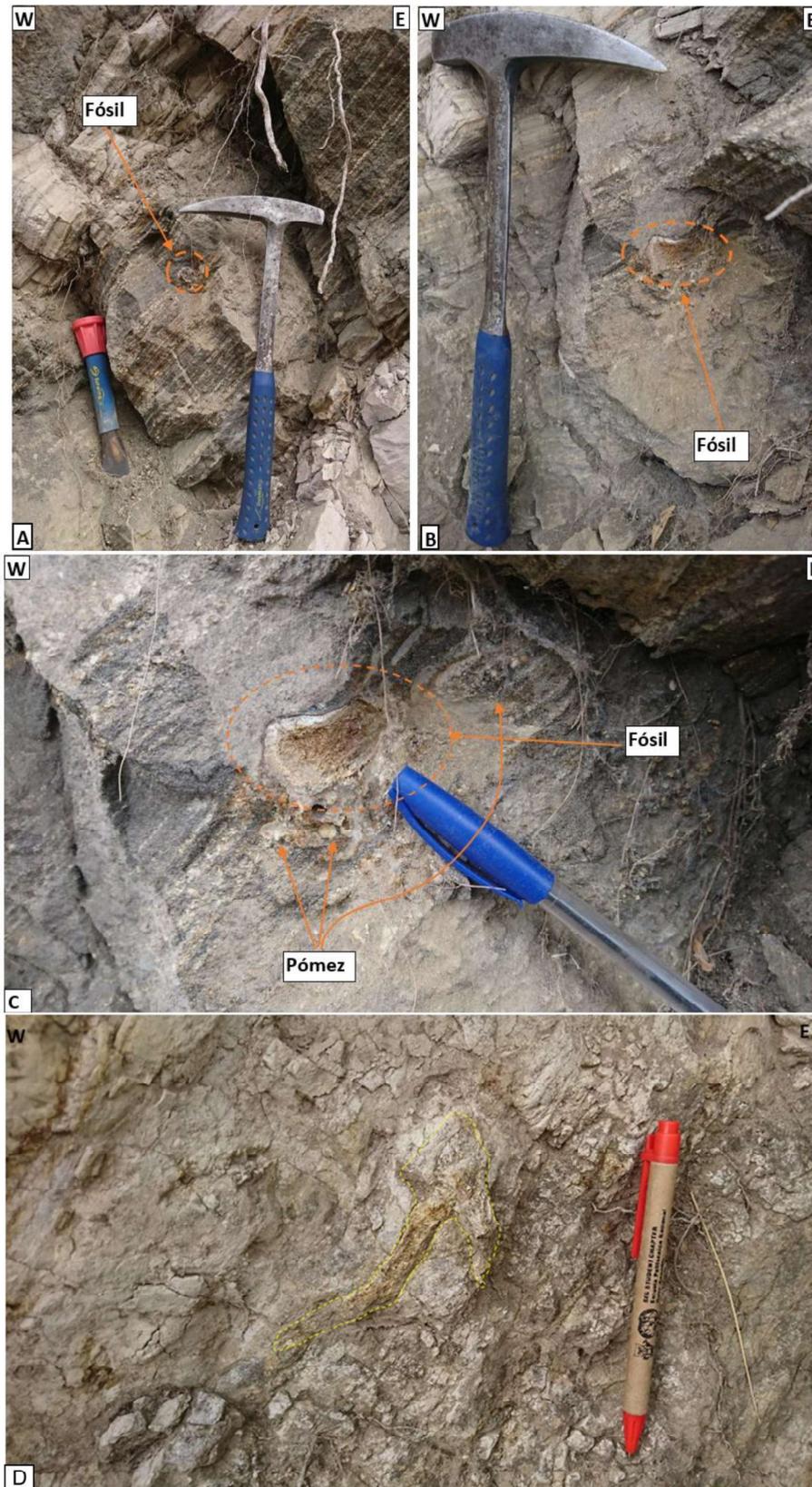


**Figura 3.18.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Estructuras sedimentarias. Se observan ripples, estratificación cruzada en surcos. A través de varias mediciones se determinó una dirección preferencial de la corriente indicando un azimut de  $195^{\circ}$ . Sin embargo, el rango de la corriente va desde  $280^{\circ}$  a  $190^{\circ}$ .



**Figura 3.19.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Estructuras sedimentarias en areniscas. Se observan ripples, estratificación cruzada en surcos. A través de varias mediciones se determinó una dirección preferencial de la corriente indicando un azimut de  $190^\circ$ . Se puede también observar una erosión al techo de esta capa y un período de relativa calma durante la sedimentación lacustre.

**FÓSILES:** En varios estratos dentro de la Unidad Fluvio-Lacustre se halló la presencia de restos de huesos fósiles (ejemplos en Fig. 3.20). La localización de los fósiles fue posible por su resalte en la superficie de los estratos, al ser más resistentes a la meteorización. Se han encontrado fósiles pertenecientes a ciervos, caballos y madera fosilizada. Indicando que la Formación Latacunga tiene gran potencial fosilífero de megafauna continental.



**Figura 3..20.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Presencia de hueso en un estrato de areniscas fluviales (UTM: 771744/9882841). A: Afloramiento intacto con presencia del hueso en el afloramiento. B: mismo afloramiento, pero con el hueso parcialmente fracturado. C: Vista más cercana del hueso parcialmente fracturado con líticos de

*pómez cercanos al hueso. D: Presencia de fósil de vertebrado (fragmento de clavícula) en un estrato de la Unidad Fluvio-Lacustre. (UTM: 771702/9882857)*

Los análisis paleontológicos y limpieza de los restos, llevados a cabo en el laboratorio de paleontología del Departamento de Biología, permitieron llegar a la identificación de los restos de la Fig. 3.20 D; se trata de una clavícula, cuyo género o especie no se puede identificar debido al tipo de hueso. Sin embargo, sirve como un registro fósil en la región andina central del Ecuador.

En la localidad (UTM: 771744/9882841) se encontró fósiles de especial interés para la paleontología del Ecuador. Se reporta la ocurrencia de un asta derecha y una vértebra cervical de un ciervo macho adulto (Fig. 3.20 A, B y C; Fig. 3.22, Fig. 3.23 y Fig. 3.24).

Como se observa en la Fig. 3.21 la forma del hueso facilitó su “anclaje” a los estratos lacustres en donde se encontró el hueso. La presencia de lapilli de pómez dacítica cercano al hueso debió haber sido un factor fundamental para la preservación del mismo a las condiciones ambientales de ese entonces. Otro factor que mantuvo el hueso intacto es la precipitación de óxidos de hierro alrededor de las paredes del hueso. Esto ayudó a fortalecer las estructuras tanto internas como externas y a la litificación y cementación.

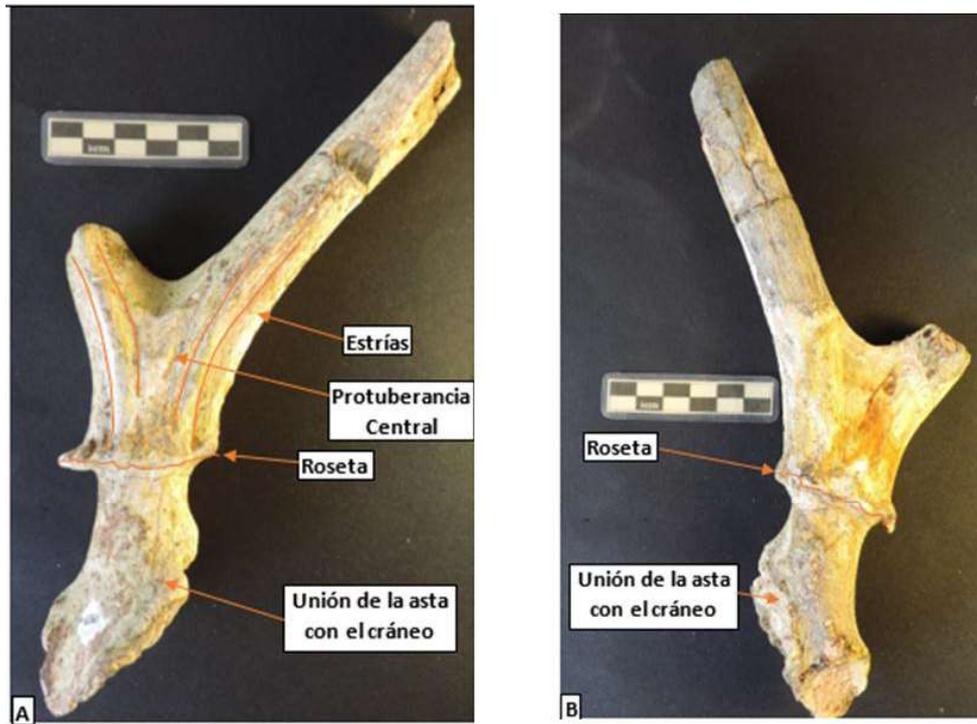


**Figura 3.21.** A: Durante el tratamiento del fósil se pudo evidenciar óxidos de hierro formando una fina capa alrededor de las paredes externas del hueso. B: Líticos de pómez formando una capa cubriendo las paredes externas del hueso.

La Fig. 3.23 muestra que el fósil de vértebra encontrado en la misma Unidad, ligeramente fragmentado por transporte, se lo encontró en un estrato de arenisca intercalado con sedimentos lacustres bien compactados. Por otro lado, no se observó

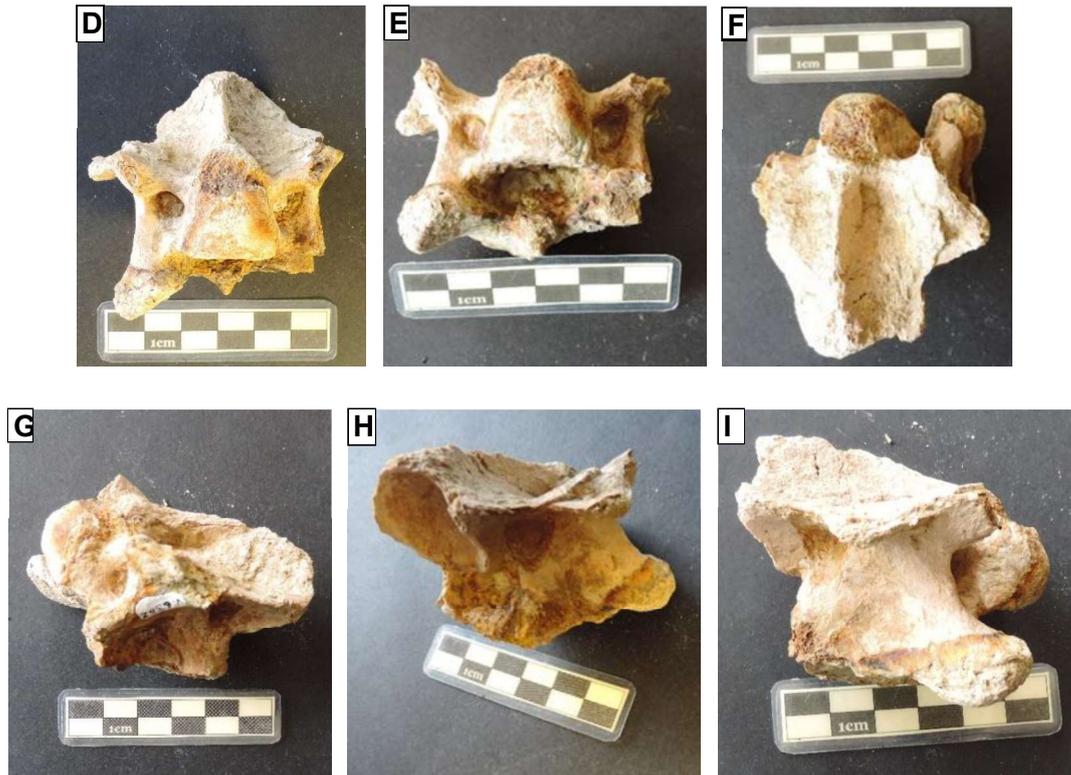
la presencia de óxidos de hierro. Se asocia este fósil de vértebra y el del asta de ciervo al mismo espécimen debido a su cercanía en afloramiento (30cm de separación).

En la región central del Ecuador no ha existido registro fósil de cérvidos, no se menciona ninguna aparición fósil de vertebrados dentro de la Formación Latacunga, por lo que los restos encontrados suponen un gran aporte para la paleontología del Ecuador. Han existido estudios de Cervidae en el Ecuador como el de Hoffstetter (1952) y en Coltorti (1998) donde se han recolectado varios especímenes y se han descrito cráneos, dentaduras y astas de la Familia Cervidae en la Formación Cangahua (Cuaternario). Existe un estudio de recopilación de información y sistematización de especímenes de Cervidae en el Ecuador elaborado por Tomiati & Abbazzi (2002) de los cuales ninguna de las descripciones o especímenes de dicho trabajo se considera similar al ejemplar encontrado en la zona del presente estudio. Basados en un estudio realizado por Heckeberg & Wörheide (2019) donde se resumen los géneros y especies de la Familia Cervidae en Sudamérica se puede concluir que las especies más similares al ejemplar encontrado son el *Cervus sivalensis* y *Cervus philisi*. Si bien las características físicas no coinciden al 100%, las características evolutivas propuestas por Heckeberg & Wörheide (2019) indicaría que los restos encontrados pertenecerían a un espécimen del Pleistoceno. El ejemplar se ha identificado por el momento como de la familia *Cervidae aff. Hippocamelus*, se deja abierto el tema de mayor precisión taxonómica para posteriores estudios debido a que no es el objetivo de este proyecto. Las identificaciones de los restos se realizaron gracias a la colaboración con el MSc. José Luis Román, paleontólogo especialista en Vertebrados del Laboratorio de Paleontología.

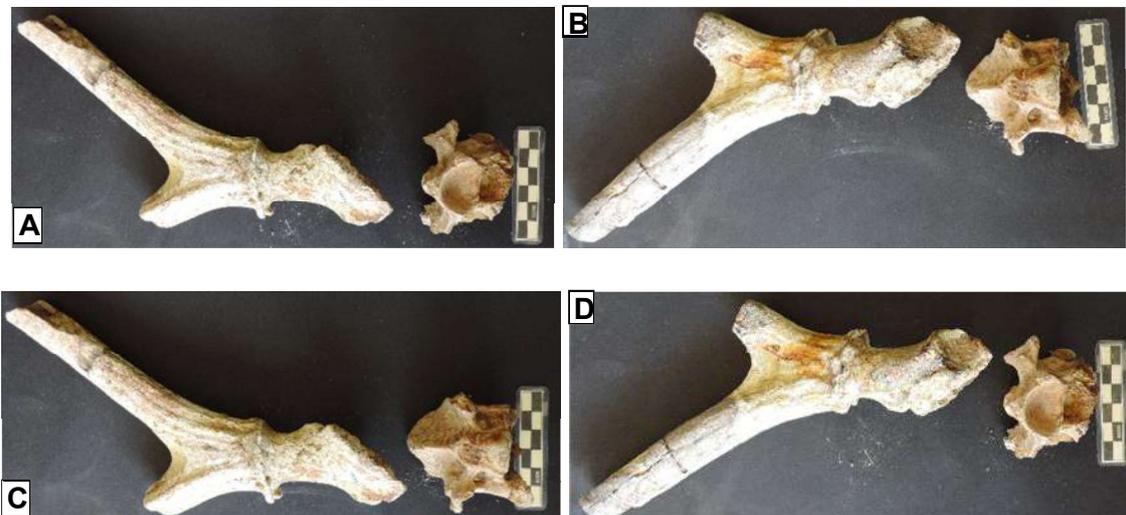


**Figura 3.22.** Ejemplar de la Fig. 3.21, tras el proceso de limpieza y restauración, correspondiente al Asta derecha de un ciervo macho adulto. La Familia es Cervidae aff. Hippocamelus. El tamaño total del fósil es 9,3 cm. A: Vista Frontal del asta. Se observa estrías bien marcadas, presencia de rosetas muy pobremente desarrolladas y una protuberancia central. La forma de la bifurcación es en "V". B: Vista posterior del asta. Se observa la roseta poco desarrollada, la superficie lisa sin estrías ni rugosidades. Se observa también la unión del asta con el cráneo con parte del orificio ocular preservado.





**Figura 3.23.** Fósil de una vértebra cervical de cuello de un venado de la familia Cervidae aff. Hippocamelus, tras el proceso de limpieza y restauración. A, B y C Vista frontal de la vértebra. D y E: Vista posterior de la vértebra. F: Vista superior de la vértebra. G, H e I: Vistas laterales de la vértebra.



**Figura 3.24.** Fotografías de los fósiles encontrados en la Fm. Latacunga. Diferentes vistas de un asta y una vértebra correspondiente al mismo espécimen. A: Vista frontal del asta y vista frontal de la vértebra. B: Vista posterior del asta y vista posterior de la vértebra. C: Vista frontal del asta y vista posterior de la vértebra. D: Vista posterior del asta y vista frontal de la vértebra.

En la misma unidad fluvio-lacustre, también se localizó un fragmento de un maléolo medial de una tibia izquierda presuntamente de caballo (Fig. 3.25). Se comparó

anat6micamente con un f6sil de similares caracter6sticas, una tibia izquierda de caballo *Equus (Amerhippus) andeum* del Pleistoceno Superior (Localidad: Quebrada Chal6n); muestra facilitada por el Museo de Historia Natural Gustavo V. Orces de la Escuela Polit6cnica Nacional. Y se concluye que la forma y las caracter6sticas son parecidas, pero por el tama1o y la presencia de salientes m6s toscos en el hueso, se descarta que pueda ser de la misma especie.



**Figura 3.25.** A: Tibia izquierda de caballo *Equus (Amerhippus) andeum* del Pleistoceno Superior (muestra del Museo de Historia Natural Gustavo V. Orces, de la EPN), y junto a 6l, a la derecha se observa la muestra obtenida durante las campa1as de campo del presente trabajo. Se observa el mal6olo medial de una tibia izquierda un caballo de tama1o peque1o. B: Estado natural en el que se encontr6 el f6sil en campo. C: Vista frontal del mal6olo medial de las tibias descritas en la Fig. 3.25 A.

Además de los restos de vertebrados, se observó y muestreó en campo gran cantidad de fragmentos de madera litificados (Fig. 3.26), en los sedimentos de la Unidad Fluvio-lacustre.



**Figura 3.26.** A: Afloramiento donde se encontró madera fósil vista a 4m de distancia. B: Afloramiento donde se encontró madera fósil vista a 1m de distancia. C: Madera fósil encontrada en un estrato de sedimentos lacustres. La madera fue encontrada en fragmentos, litificada y tiene un color rojizo. Sugiere leve reemplazamiento de óxidos en la parte externa.

DEFORMACIONES:

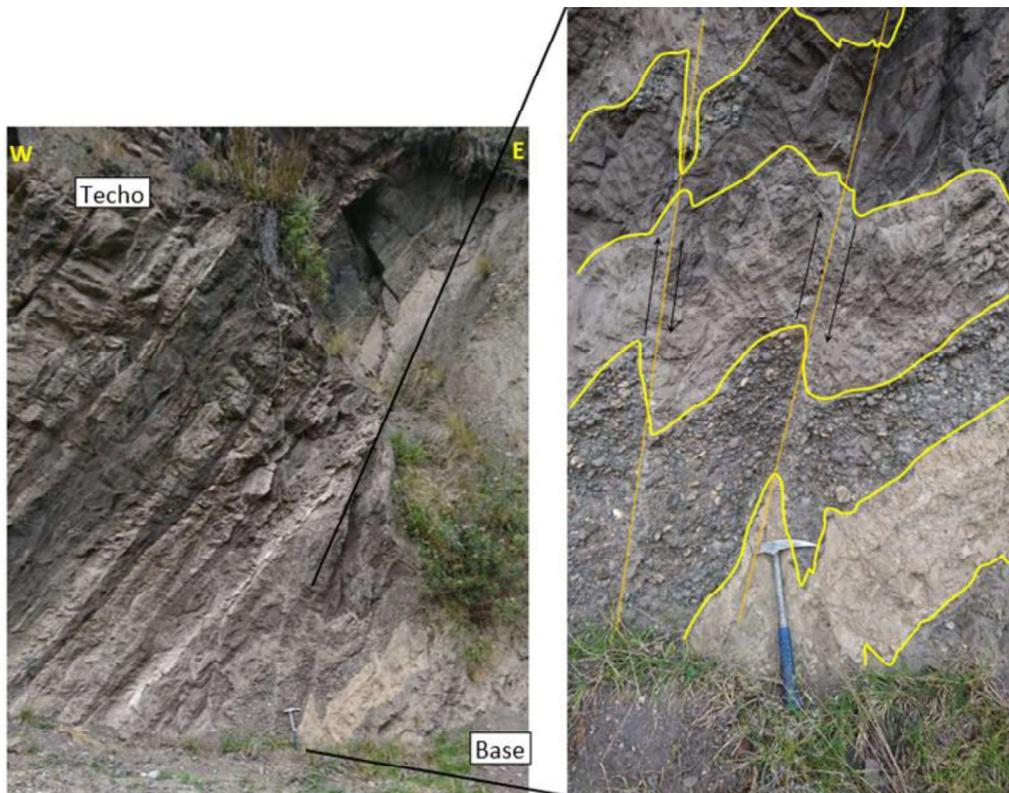
Estructura principal: Flexura de Yanayacu

La Flexura de Yanayacu es una deformación de tipo monoclinas con una línea de charnela ~N187° (Figs. 3.1, 3.2 y 3.12). La expresión morfológica está dada sobre el

Corte del río Yanayacu (Fig. 3. 36) donde genera una colina alargada de dirección N-S con un escarpe buzando al oeste y genera una diferencia de altura de ~200m de la parte central de la cuenca Latacunga-Ambato. Los depósitos afectados por este monoclinnal llegan a tener un azimut de 285/60. Se encuentran afectadas la U. Volcanosedimentaria y la U. Fluvio-Lacustre con un espesor en conjunto de ~200m. Esta deformación monoclinnal se asocia a la presencia de una falla inversa ciega en profundidad (Lavenu et al., 1995; Fiorini & Tibaldi, 2012). La deformación genera diferencias de buzamientos entre las distintas unidades: la unida Volcanosedimentaria de la base, más alejada de la zona de la falla ciega, posee buzamientos menores que la unidad Fluvio-Lacustre cuyos estratos más jóvenes se encuentran próximos a la zona de mayor inflexión, y presentan los buzamientos mayores (hasta 60°).

#### Fallas inversas menores

La deformación principal generada por la Flexura de Yanayacu está relacionada con una serie de fallas ciegas que afectan localmente a diferentes estratos de la Formación Latacunga y han generado de microfallas inversas que forman pliegues “z” visibles en superficie (Fig.3.27).



**Figura 3.27.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771691/9882867). Deformación en areniscas intercalas con conglomerados. Se observa un fallamiento inverso con pliegues en forma de “z”.

## Deformación sinsedimentaria

La Unidad Fluvio-Lacustre presenta un mecanismo de deformación sinsedimentaria (Fig. 3.28). Claramente se observa ausencia de deformación en la base como en el techo de ese estrato. Lo que indica deformación durante la depositación de mismo y una posterior erosión. A continuación, se vuelven a depositar estratos de forma concordante al resto de capas. Esta deformación, y otras estructuras de deformación observadas en la Unidad Fluvio-Lacustre, indican la presencia de procesos de inestabilidad durante la sedimentación y probablemente la Flexura de Yanayacu estaba activa durante la depositación de la Fm. Latacunga. Esta hipótesis queda evidenciada por la diferencia de buzamientos observados en los conglomerados más jóvenes de la U. Fluvio-Lacustre, al techo de la Formación. Los estratos estratigráficamente más jóvenes, tienen ángulos de buzamiento más bajos, respecto a los estratos estratigráficamente más antiguos (Fig. 3.12), generándose localmente una incipiente discordancia progresiva sintectónica y estratos de crecimiento.



**Figura 3.28.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Evidencia de deformación sinsedimentaria. Estratos depositados de forma paralela tanto en el techo como en la base de un estrato deformado en forma de "S" (UTM: 771740/9882842).

## Fracturas de cantos

Dentro de los conglomerados de la Formación Latacunga aparecen cantos fracturados (Fig. 3.29). Un conglomerado es un material generalmente resistente y más si su aporte es solo fuente volcánica. En el corte del río Yanayacu se observa como las etapas iniciales de cierre de la cuenca genera una depositación potente de conglomerados. Y se observa que en las unidades intermedias de los conglomerados están deformados con inclinación de hasta  $60^\circ$ , y experimentan ruptura en los cantos. Dichos estratos han sido sometidos a un mayor esfuerzo y presenta un comportamiento más frágil por la menor presencia de matriz y por un mayor contacto entre los cantos, lo que ha generado un fracturamiento de los cantos muy evidente (Fig. 3.29). Se concluye que, la deformación experimentada en las etapas posteriores a la acumulación de estas unidades fue intensa y el estallido de cantos rodados en conglomerados se debe a presencia de zonas sometidas a mayor esfuerzo, ya que es una característica que no se observa en todos estratos de conglomerados, sino tan solo en algunas capas.

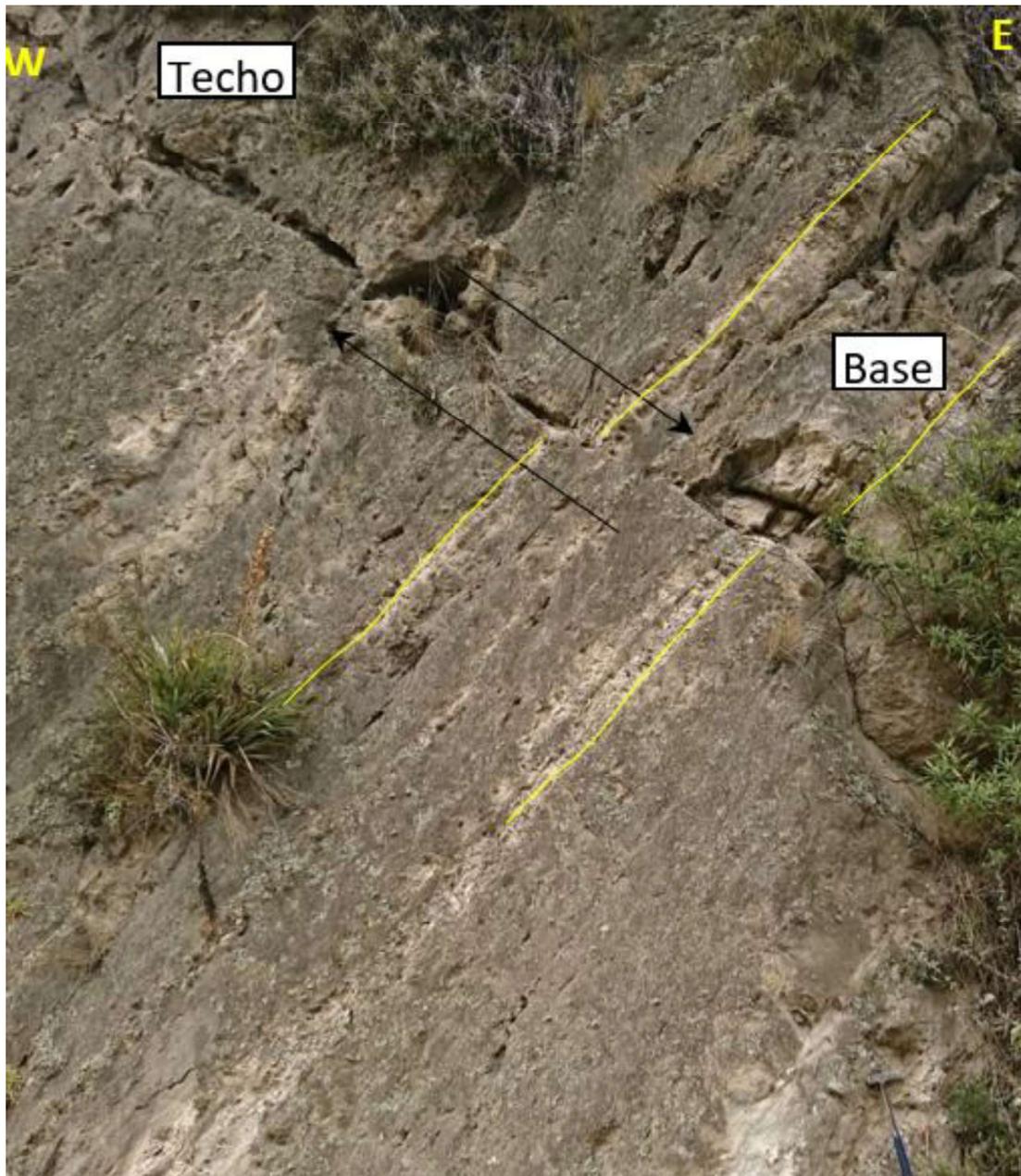


**Figura 3.29.** Fotografía de la Fm. Latacunga (UTM: 771651/9882904). Límite oriental de la Cuenca. A la altura de la charnela del pliegue de Yanayacu, se observan una serie de fracturas en los cantos que ocurren por la falta de competencia dentro del conglomerado.

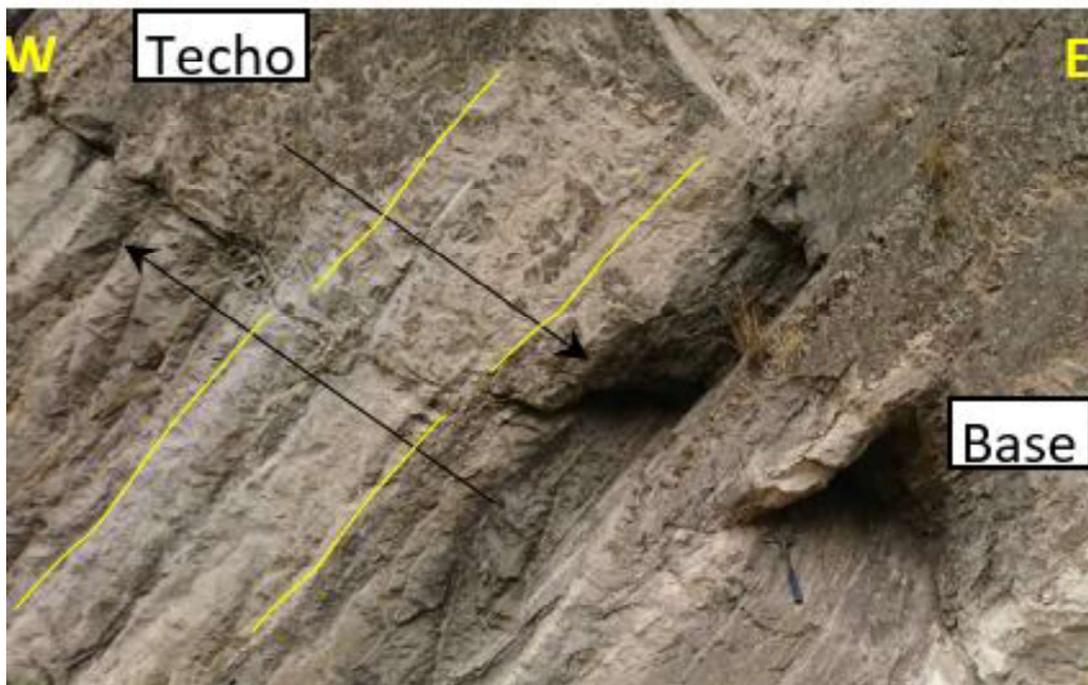
## Fallas normales

Las Fig. 3.30 y 3.31 marcan la presencia de fallamiento normal (salto no mayor a 30cm). Debido al ángulo de buzamiento de  $\sim 45^\circ$  que poseen estas fallas no pudieron

haberse desarrollado en el contexto actual sino más bien debieron haberse desarrollado cuando los estratos se encontraban depositados de manera horizontal (antes de la Flexura de Yanayacu), y en la actualidad se encontrarían volcados por la actividad de la flexura. Estas fallas denotan actividad extensiva tras la acumulación de las unidades basales de la Formación Latacunga, sin embargo, con los datos de campo no es posible asegurar si se trata de fallas por colapsos gravitacionales sin-sedimentarios y/o tectónica extensiva activa durante su formación.



**Figura 3.30.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Fallamiento secundario. Fallas actuando posteriormente a la deformación de la Flexura de Yanayacu. Falla desplazando 20cm aprox. (UTM: 771790/9882831).



**Figura 3.31.** Fotografía de la Fm. Latacunga. Fallas actuando posteriormente a la deformación de la Flexura de Yanayacu. Falla desplazando 10cm aprox. (UTM: 771833/9882836)

### 3.1.3 Unidades posteriores a la Formación Latacunga

Por encima de la Formación Latacunga, y discordantes sobre ella, aparecen unidades volcanosedimentarias correspondientes a:

- Depósitos laminados de tobas de ceniza y tobas de lapilli, definidos en este trabajo como Volcánicos pre-Chalupas. (Figs. 3.32, 3.33 y 3.34)
- Ignimbrita de Chalupas (Figs. 3.1, 3.2 y 3.5)
- Formación Cangahua (Fig. 3.34)

En las Fig. 3.32, Fig. 3.33 y Fig. 3.34 se observa la presencia de los Volcánicos pre-Chalupas, compuestos por depósitos de ceniza bastante potentes (~10m de potencia) que se encuentran depositados de manera horizontal, y por debajo de los volcánicos Chalupas. En la Fig. 3.33 se observa la ocurrencia de varias fallas normales de pequeño tamaño afectando a estos depósitos (no está clara su afectación a la Ignimbrita de Chalupas); este tipo de fallas también han sido observadas en el corte de Nagsiche (Fig. 59). Estas fallas secundarias debieron haber empezado a actuar desde el término del desarrollo de la Flexura de Yanayacu, y puede que su ocurrencia esté

asociada a procesos extensionales ligados al volcanismo, y/o a procesos gravitaciones.

Los depósitos Volcánicos pre-Chalupas afloran en las localidades descritas en las Fig. 3.32, Fig. 3.33 y Fig. 3.34. Sobre ellos se acumula localmente la Ignimbrita de Chalupas y/o la Formación Cangahua, dependiendo de la ubicación. Las zonas de mayor acumulación y potencia de los Volcánicos pre-Chalupas e Ignimbrita de Chalupas se asocian a antiguas depresiones y valles, como por ejemplo las unidades preservadas al este (atrás) de la Flexura de Yanayacu (Fig. 3.36).

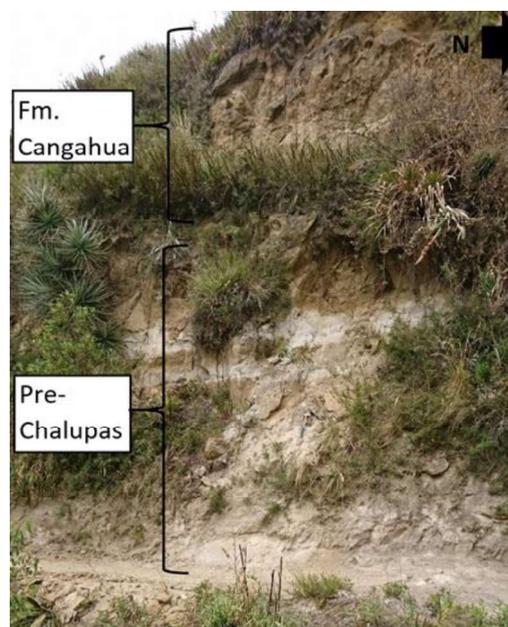
Tomando en cuenta que el mecanismo principal  $\sigma_1$  para la generación de la Flexura de Yanayacu se encuentra en sentido E-W, el esfuerzo  $\sigma_2$  debería encontrarse en sentido N-S y el esfuerzo  $\sigma_3$  se encontraría en sentido perpendicular a estos dos. En la dirección de  $\sigma_3$  se observa la ocurrencia de fallamiento normal afectando a los sedimentos superiores de la Formación Latacunga. En la parte posterior de la flexura (Fig. 3.36) que coincide con el  $\sigma_3$ , ha ocurrido la mayor erosión. Sirviendo este contexto geológico local como ambiente de depositación de los Volcánicos de pre-Chalupas. Y sirviendo estas superficies como planos de despegue para la generación de pequeñas fallas normales posteriores a los Conglomerados (Fig.3.33).



**Figura 3.32.** UTM: 771988/9882975). Etapas volcánicas pre-Chalupas. Estratos de tobas de ceniza horizontales. A: Se observa un diferente rango de composiciones. Inicialmente riolíticas. B: Posteriormente, basálticas.



**Figura 3.33.** Fotografía etapas volcánicas pre-Chalupas. (UTM: 772104/9882971). Estratos de tobas de ceniza horizontales. Evidencia de microfalloamiento Normal. Evidencia de una etapa extensiva posterior al desarrollo de la Flexura de Yanayacu.



**Figura 3.34.** Fotografía etapas volcánicas pre-Chalupas. (UTM: 771977/9882996). Estratos de tobas de ceniza horizontales cubiertas posteriormente por la Formación Cangahua.

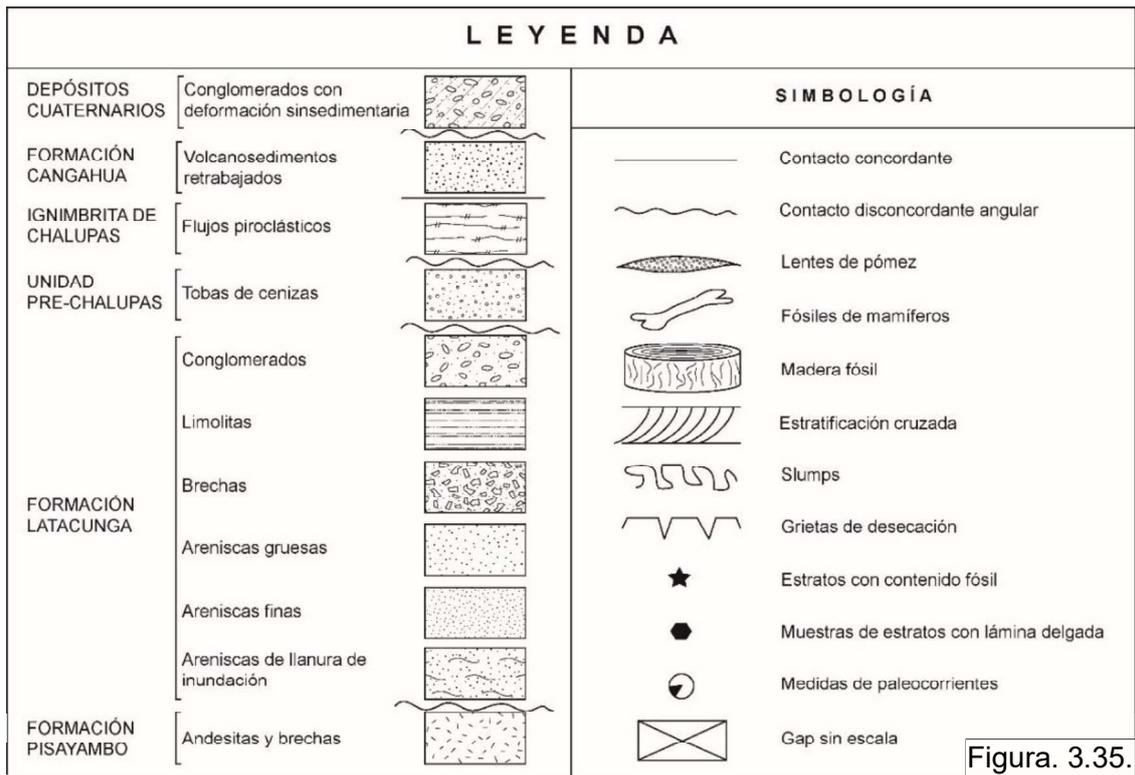
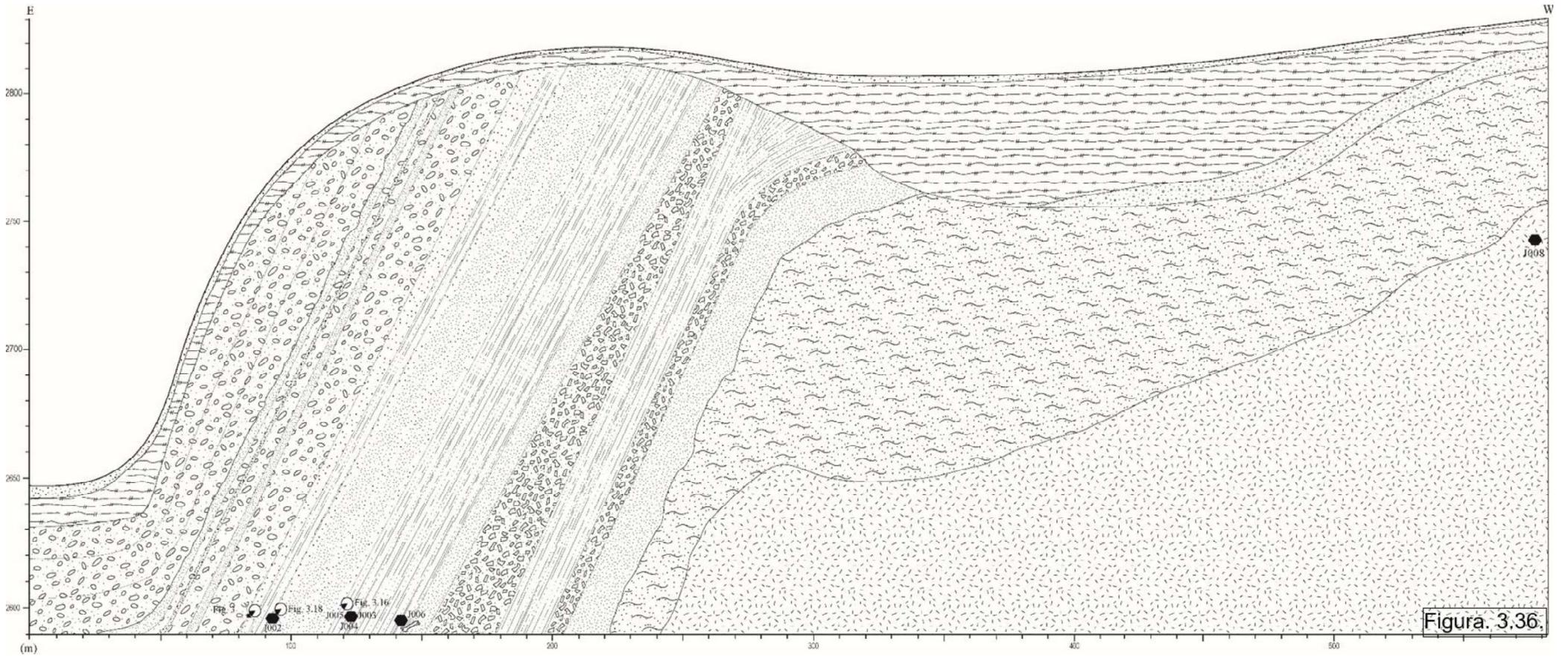


Figura. 3.35.

Figura 3.35. Leyenda del corte (Fig.3.36) y columna (3.37) del río Yanayacu

# Corte Yanayacu





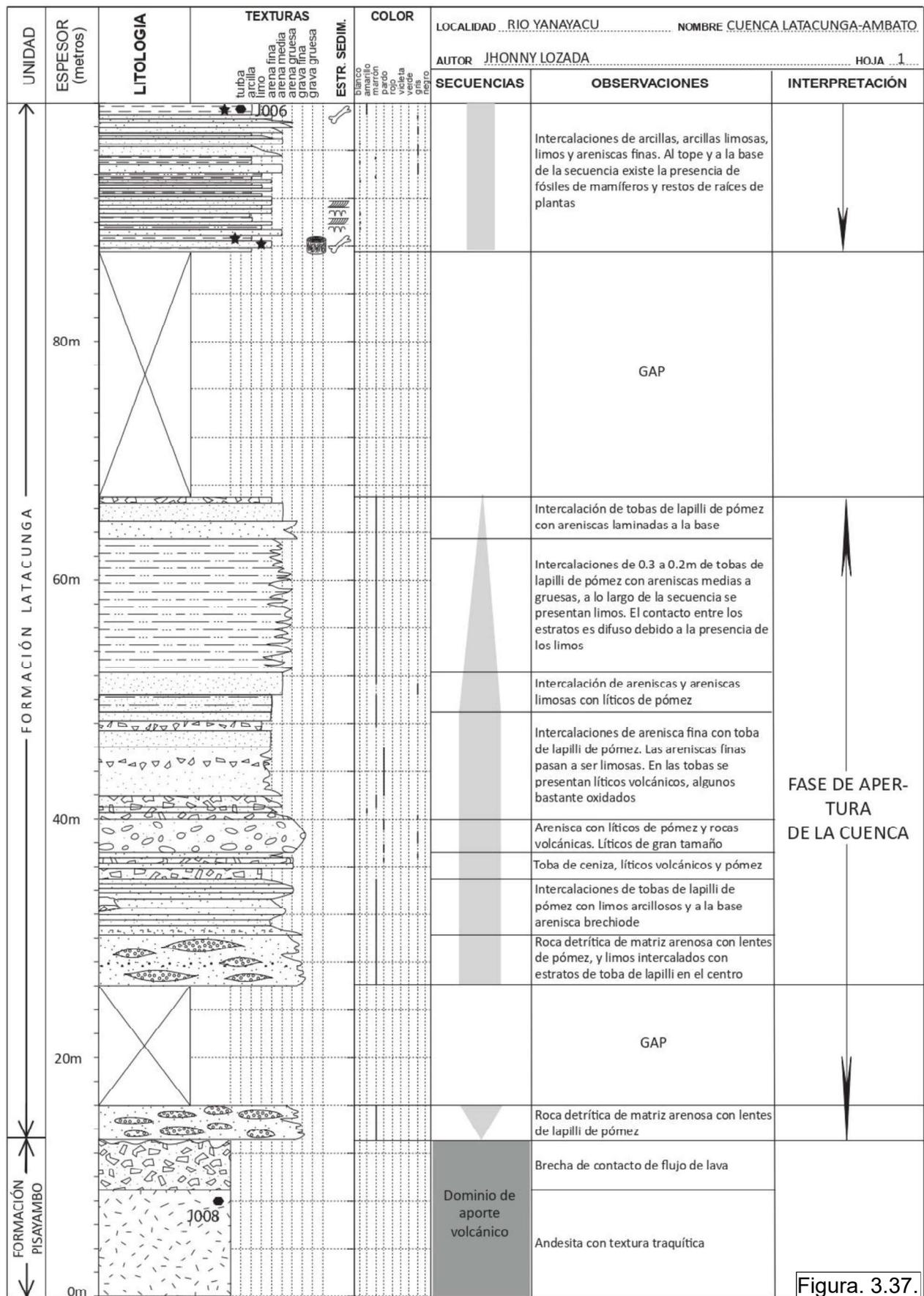


Figura. 3.37.

*Figura 3.36. Corte del río Yanayacu (pág. 72).*

*Figura 3.37. Columna del río Yanayacu (págs. 73-74).*

## **3.2 CORTE RÍO NAGSICHE**

### **3.2.1 Formación Zumbahua**

**UBICACIÓN:** Aflora al W de la Cuenca Latacunga-Ambato. Se encuentra en los caminos de Aloag hacia Sigchos, de Pujilí hacia Zumbahua y de Pujilí hacia Cusubamba. Prácticamente, corresponde a la cubierta volcánica de la Cordillera Occidental desde Guaranda al sur y Sigchos al norte.

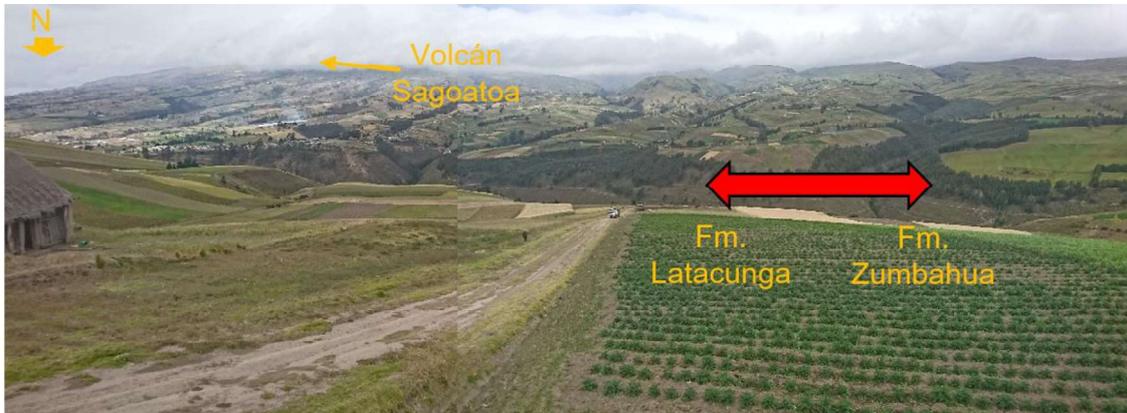
**ORIGEN Y DISTRIBUCIÓN:** Aflora a lo largo de la parte central de la Cordillera Occidental del Ecuador. Su nombre fue adoptado gracias a los extensos afloramientos que ocurren en el margen oriental de la Cordillera Occidental. Se encuentra expuesta en la carretera Apagua-Pujilí, especialmente alrededor de Zumbahua de donde toma su nombre. Se extiende al norte hasta los centros volcánicos de los Ilinizas y Quilotoa, y al sur del volcán Chimborazo.

**EDAD Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS:** Barberi et al. (1988) realiza una datación en una dacita del sub-basamento del volcán Quilotoa dio una edad de  $6,1 \pm 0,6$  Ma. Se encuentra sobreyaciendo las Formaciones Paleógenas de Apagua, Arrayanes y Macuchi, a más del Grupo Saraguro.

**LITOLOGÍA:** La Formación Zumbahua en el corte estudiado, corresponde a una secuencia de rocas volcanosedimentarias formadas por areniscas de grano grueso y brechas de matriz soportada de edad Miocénica Tardía según la BGS-CODIGEM, (1997). En otras zonas está compuesta de andesitas porfíricas de plagioclasa, tobas grises andesíticas a dacíticas, y lahares. Están sobreyacidas por unidades de lahares potentes cercanos al poblado de Salinas. Las areniscas son tobáceas, líticas y ricas en cristales (cuarzo, plagioclasas, feldespato, anfíbol, biotita). Los clastos líticos dentro de las areniscas, brechas y lahares son casi exclusivamente de composición volcánica intermedia. Las brechas presentes son producto de movimientos en masa, derivados de flujos laharíticos locales desencadenados por actividad volcánica.

El contacto entre la Formación Latacunga y la Formación Zumbahua no fue visible en campo por la cubierta de la Formación Cangahua y exceso de vegetación de páramo.

Sin embargo, se puede inferir la localización de dicho contacto dentro del corte del río Nagsiche (Fig.3.38), por la presencia lateral de ambas Formaciones a lo largo del corte.



**Figura 3.38.** Vista del río Nagsiche hacia el sur (UTM: 754702/9883212). Al fondo el volcán Sagoato. La línea roja representa la zona de contacto de la Fm. Latacunga con la Fm. Zumbahua, inferido. Se observa una pseudo planicie producto de la preservación de conglomerados (Fig.3.47) cubiertos por la Fm. Cangahua.

En el corte de Nagsiche, La Fm. Zumbahua es una brecha masiva (Fig.3.39), y homogénea en composición en los afloramientos observados. Con lupa de mano se aprecia una matriz arenosa formada principalmente por cuarzo, anfíbol y agregado más fino, pero también existen en menor cantidad líticos, filosilicatos y piroxenos. Debido a una fuerte alteración superficial, se puede observar gran cantidad de óxidos. Esta alteración no ocurre con frecuencia en los afloramientos observados. Aparentemente, es más local y típica de la zona del río Nagsiche. En uno de los afloramientos se encontraron líticos con alteración hidrotermal.



**Figura 3.39.** Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754484/9882616). Brecha de matriz soportada heterolítica con clastos de andesitas, riocitas porfiríticas, basaltos y andesitas basálticas. Existe un alto grado de consolidación y alteración.

La Formación Zumbahua aflora a lo largo del río Nagsiche donde existen varios taludes de fuertes pendientes y objeto de múltiples fenómenos de remoción en masa (FRM) (recientes) como se observa en la Fig. 3.40A y B. Dichos procesos permiten evidenciar afloramientos de la Formación Zumbahua en estado natural, fresco y sin alteración (Fig. 3.40A).



**Figura 3.40.** A: Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754387/9882619) en un bloque caído. B: Brecha de la Fm. Zumbahua (UTM: 754179/9882743) en un deslizamiento de tipo traslacional.

Entre las Unidades de brechas masivas, cuya génesis se interpreta asociada a procesos laharíticos, se observa estratos de limos arcillosos blanquecinos (UTM: 753335/9883663) (Fig. 3.41), con presencia de slumps de varios centímetros. Dichos depósitos indican la presencia de períodos de sedimentación tranquila acompañados de repentinos eventos de alta actividad volcánica durante la depositación. La Formación Zumbahua no está formada por eventos únicos, sino por una secuencia repetitiva de eventos que generan litologías brechoideas similares a lo largo del tiempo, intercaladas con periodos de sedimentación tranquila con presencia de lagos o lagunas.

Los estratos de limos encontrados en medio de las brechas, facilitan ver orientación de los depósitos que se encuentran indicados con un azimut de 36/46. Sin registros hasta el momento, se constata la presencia de la Formación Zumbahua deformada en la parte oriental de la Cordillera Occidental.



**Figura 3.41.** Afloramiento de la Fm. Zumbahua. Estrato de depósito lacustre en medio de un paquete potente de lahares. A la izquierda se observa el afloramiento de forma natural. A la derecha se realizó una interpretación de la disposición de los sedimentos dentro del lacustre, deformados por un slump.

### 3.2.1 Formación Latacunga

#### UNIDAD VOLCANOSSEDIMENTARIA.

(Fig. 3.62) En esta parte de la cuenca se observa y se describe lo siguiente:

El contacto entre la Formación Latacunga y la Formación Zumbahua no fue encontrado, debido a la cubierta de la Formación Cangahua. Sin embargo, se señala una aproximación del contacto en la Fig. 3.38, y se considera que a lo largo de este corte el contacto es discordante, debido a las diferencias de buzamiento observadas entre ambas Formaciones. Mientras la Formación Zumbahua posee hasta  $46^\circ$  de buzamiento NE, las unidades basales de la Fm. Latacunga no presentan más de uno  $10^\circ$  de inclinación hacia el NE, en la zona occidental del corte.

La base de la Fm. Latacunga está formada por brechas matriz soportadas con intercalaciones de areniscas de grano fino a grueso (ver Fig. 3.62). El aporte volcánico en esta sección es evidentemente más básico por la gran cantidad de piroxeno en las areniscas y la matriz de la brecha. En la Fig. 3.42 se observa un mayor detalle de estas brechas basales de la Formación Latacunga.



**Figura 3.42.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764060/9882277). Brecha de matriz soportada, polimíctica, clastos angulosos, inmadura. Clastos presentes: Andesitas, andesitas oxidadas rojizas, andesitas basálticas, basaltos, basaltos vesiculares y andesitas verdosas. La matriz está compuesta de cuarzo, plagioclasa, piroxeno, anfíbol y líticos de tamaño de arena. Para más información ver la lámina delgada J010 del Anexo 1 (muestra de un lítico).

En la Fig. 3.43 se observa con mayor detalle la intercalación de areniscas con brechas. La esquina inferior izquierda es una fotografía general del afloramiento y en la fotografía de mayor tamaño al fondo se evidencia el cambio de la brecha a la arenisca. Este cambio neto indica cierto grado de erosión al techo anterior a la depositación de la arenisca.



**Figura 3.43.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764091/9882230). Brecha de matriz soportada en contacto con areniscas volcanoclásticas.

En campo se observó que estos estratos de areniscas carecen de continuidad lateral (Fig. 3.44), tienden a acuñarse y en ocasiones se observa una aparente estratificación cruzada. Estas Unidades están afectadas localmente por fallamiento inverso (Fig.3.44).



**Figura 3.44.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764091/9882230). Brecha de matriz soportada intercaladas con unidades de areniscas volcanoclásticas.

Se evidencia etapas activas de volcanismo durante la acumulación de estas Unidades con presencia intercalada de capas de ceniza de 1m de espesor y tobas de lapilli andesítico (Fig. 3.45).



**Figura 3.45.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764246/9882162). Brecha de matriz soportada, intercaladas con cenizas y tobas de lapilli.

Dentro de las unidades arenosas aparecen lentes con laminaciones discontinuas (Fig. 3.46) con gradaciones en el tamaño de grano. Sin embargo, no se pudo realizar ninguna medición de paleocorrientes por el tamaño y la disposición caótica de la laminación.



**Figura 3.46** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764249/9882167). Arenisca con presencia de laminación de tamaño centimétrico. Se deduce un ambiente de acumulación más acuoso por la redondez de los líticos.

En la zona E del corte en Pliegue de Jachauangu (ver Fig. 3.61) se observa una vista más amplia de la intercalación entre brechas y areniscas, con gran continuidad lateral de estas litologías (Fig.3.47).



**Figura 3.47.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 763024/9882602). Brechas de matriz soportada, intercaladas con areniscas volcanoclásticas.

Hacia la parte occidental del corte (ver Fig. 3.61), estas Unidades brechoides continúan lateralmente, variando su inclinación, y espesor, siendo visibles tan solo en algunos afloramientos (Fig. 3.48).

Esta serie de depósitos brechoides son asociados a eventos repetitivos en el tiempo que se mantienen rellenando la cuenca Latacunga-Ambato generando columnas de hasta 300m. Se consideran que estos depósitos son Lahares y se intercalan con flujos hiperconcentrados.



**Figura 3.48.** Arenisca brechosa de la Fm. Latacunga (UTM: 754646/9882602). Dicho estrato está formado mayormente por aglomerado de ceniza y líticos de lapilli de pómez dacítica.

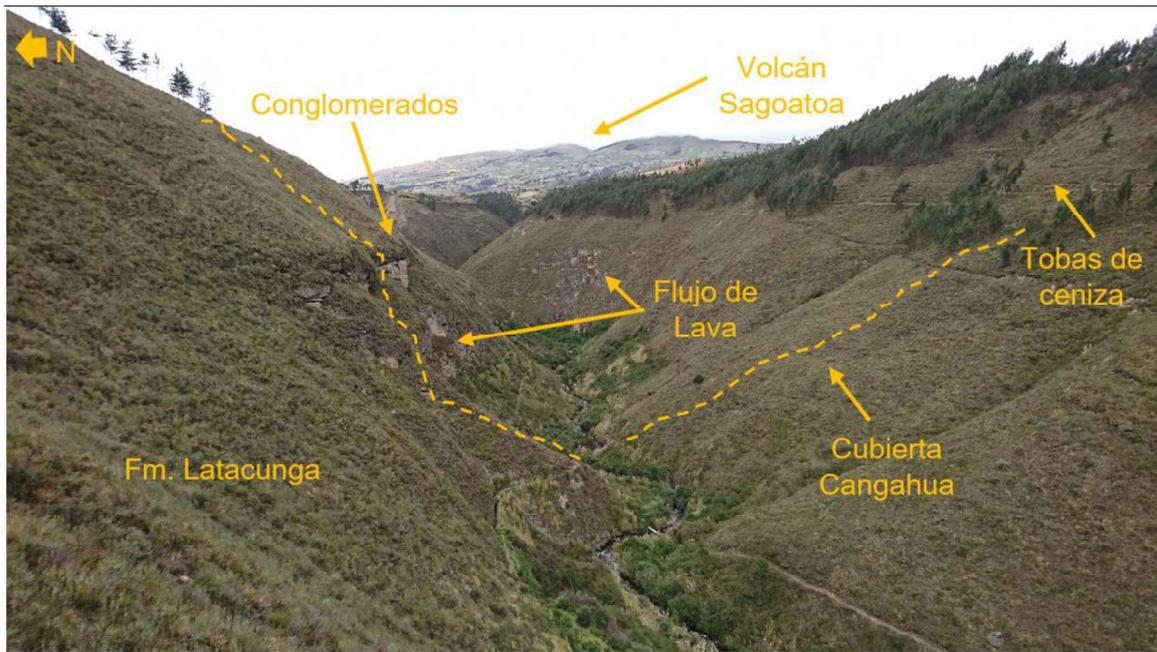
La Fig. 3.49 presenta un afloramiento que resume los depósitos de la parte occidental del corte Nagsiche y las Unidades que aparecen por encima de las brechas basales (ver Figs. 3.61 y 3.62). En el mismo se observa a la base estratos compuestos por tobas de ceniza que se asocian al techo de las unidades brechoides. Luego, se depositan areniscas volcanoclásticas grises que alternan con tobas de ceniza y presencia local de flujos de lava, y posteriormente, se deposita un conglomerado sobre un contacto erosivo. Si bien en la Fig. 3.49 no se aprecian las orientaciones de los sedimentos, en campo se observó claramente una diferencia de orientación entre los depósitos de las unidades brechoides basales de la Formación, y los sedimentos volcanosedimentarios posteriores (ver descripción más adelante).



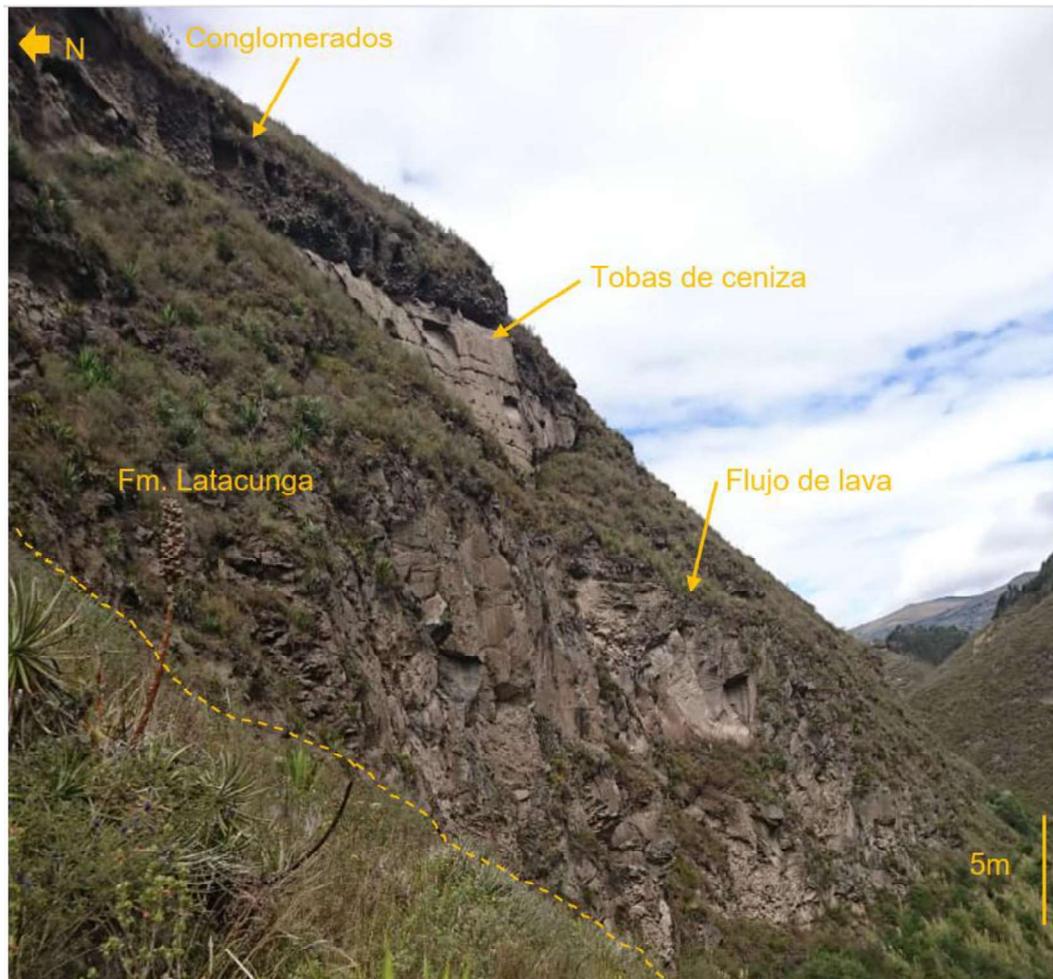
**Figura 3.49.** Afloramiento de Fm. Latacunga (UTM: 754645/9882510). Se observa el límite superior de las tobas de ceniza con areniscas volcanoclásticas grises. Sobreyaciendo a dicha arenisca se encuentra el conglomerado.

La Fig. 3.50 es una vista hacia el este de todo el encañonado del río Nagsiche. Las pendientes de los taludes al margen izquierdo y derecho del río Nagsiche varían reflejando las diferencias de competencia de los materiales presentes. A la izquierda de la fotografía de base a techo, una pendiente de  $30^\circ$  aproximadamente constituye un fenómeno de remoción en masa; por encima, una pendiente de  $\sim 80^\circ$  está asociada a la presencia de un flujo de lava con dirección S  $\rightarrow$  N que en el techo ha sido erosionado y ha servido como base para depositar areniscas y conglomerados. Sobre ellos, existe una pendiente de  $\sim 45^\circ$  que constituye la cubierta de la Formación Cangahua que se encuentra sobreyaciendo al conglomerado. Los depósitos de conglomerados dan lugar a paisajes de planicies con lomas de pendientes suaves en superficie (Fig. 3.38). A la derecha de la fotografía de base a techo se tiene una pendiente más constante de  $\sim 40^\circ$ , en su mayoría se encuentra cubierto por la Formación Cangahua; al techo afloran parcialmente depósitos de tobas de cenizas de andesíticas a dacíticas junto con Unidades de areniscas pertenecientes a la Formación Latacunga que al estar más consolidados aumentan el grado de la pendiente a  $\sim 50^\circ$ . Al fondo de la fotografía se observa al volcán Sagoatoa (posible origen del flujo de lava).

Estas unidades de la Formación Latacunga que afloran en la zona occidental del corte, presentan una ligera diferencia en la orientación del buzamiento; las unidades más basales (Brechas volcanoclásticas con tobas y areniscas intercaladas) se inclinan ligeramente hacia el NE y los sedimentos volcanoclásticos y conglomeráticos superiores orientados hacia el SW. Dado que los grados de inclinación en esa parte del corte son pocos, se asume parte de la inclinación asociada a la pendiente deposicional de acumulación de los depósitos y a un posible cambio en el origen de los aportes y la zona de acumulación dentro de la cuenca (Fig. 3.49 y Fig. 3.51).



**Figura 3.50.** Corte del río Nagsiche (UTM: 754446/9882690). Fm. Latacunga vista desde el occidente. Se observa el flujo de lava a la izquierda de la foto y al fondo del encañonado del río Nagsiche. Un conglomerado cubre el flujo de lava. A la derecha de la foto se observa unas tobas de cenizas. Al fondo el volcán Sagoatoa.

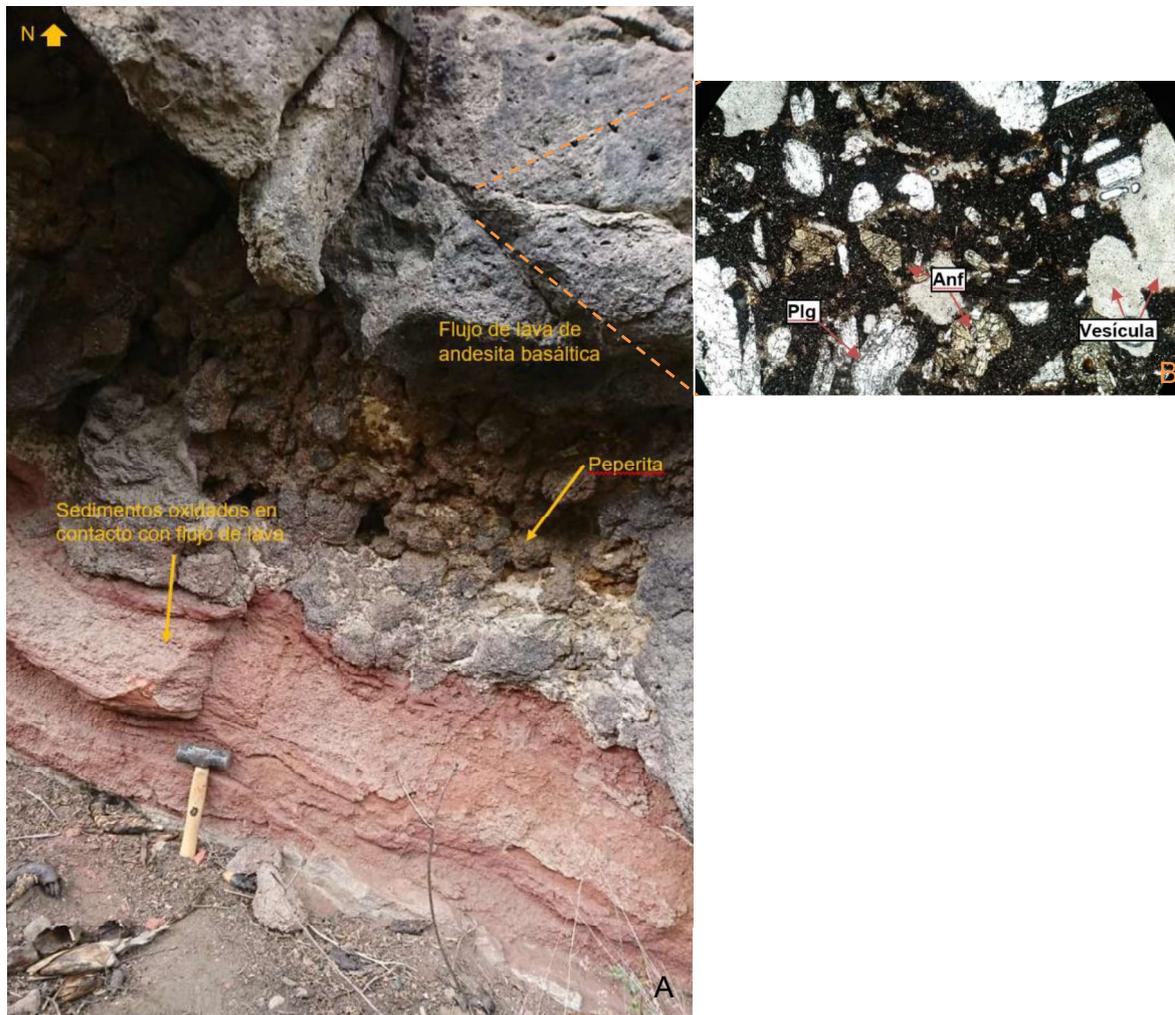


**Figura 3.51.** Corte del río Nagsiche (UTM: 754621/9882462). Flujo de lava de una andesita basáltica. Fuerte pendiente, alto grado de consolidación. Sin embargo, se observa diaclasamiento.

Una muestra del flujo de lava (Figs. 3.50 y 3.51) se estudió en lámina delgada (J009, Anexo 1) y corresponde a una andesita basáltica. En la Fig. 3.52A se observa el contacto del flujo de lava con una arenisca volcanoclástica de la Formación Latacunga. Los sedimentos rojizos a la base indican una oxidación intensa debido al intercambio de iones en solución y la temperatura de la lava. A la base del flujo de lava se presenta una peperita, brechificación de la lava y mezcla del flujo con sedimentos blanquecinos soldados. Lo que sugiere que el sedimento arenoso no se encontraba litificado, y probablemente estaba saturado en agua durante el avance de la lava.

Este flujo de lava no ha sido descrito en trabajos previos y se analiza su procedencia. Se realizó una comparativa con un flujo de lava que se encuentra al techo de la Formación Latacunga en la vía Ambato-Píllaro (fuera de la zona de estudio, UTM: 770583/9869846). Dicho flujo de lava corresponde a una andesita basáltica vesicular

(Fig.3.52B) (Ver anexo 1, lámina J007) y podría correlacionarse con el encontrado en este trabajo UTM: 754682/9882457, por lo que se le podría asignar una procedencia del volcán Sagoatoa.



**Figura 3.52.** Corte del río Nagsiche (UTM: 754682/9882457). A) Contacto entre el flujo de lava y una arenisca de grano grueso. Se observa un cambio de color por el contacto con el flujo de lava. Más arriba se observa una peperita donde la lava se ha mezclado con una arena blanquecina. B) Lámina delgada (J009, Anexo 1) que corrobora las observaciones de campo, es una andesita basáltica vesicular.

El flujo de lava discurre sobre los estratos de tobas de ceniza y areniscas volcanoclásticas de las unidades basales. En las zonas de contacto de la lava con los depósitos previos el grado de oxidación es alto (Fig. 3.52). Hacia las zonas laterales alejadas del contacto con la lava, se presentan los materiales más frescos. Entre dichos materiales frescos aparecen tobas de lapilli andesítica (Fig. 3.53) formadas por pómez andesítica porosa con cristales de anfíbol y plagioclasa. En algunos sectores se

encuentra afectada por oxidación leve, presenta pocos líticos de escoria y una matriz de ceniza andesítica, formada por fragmentación de líticos más grandes. Estos materiales corresponden a la base de la Formación Latacunga en el corte del río Nagsiche en la parte occidental. Por lo tanto, se considera a estos depósitos correlacionables con la Unidad Volcanosedimentaria de la Formación Latacunga en el corte de Yanayacu (Fig.3.37).

En la Fig. 3.53 se observa también orientación del rumbo y buzamiento de estas Unidades, con un azimut de buzamiento de 41/35.



**Figura 3.53.** Toba de lapilli escorácea de la Fm. Latacunga (UTM: 754622/9882614). La toba se encuentra bien consolidada.

#### UNIDAD FLUVIO-LACUSTRE.

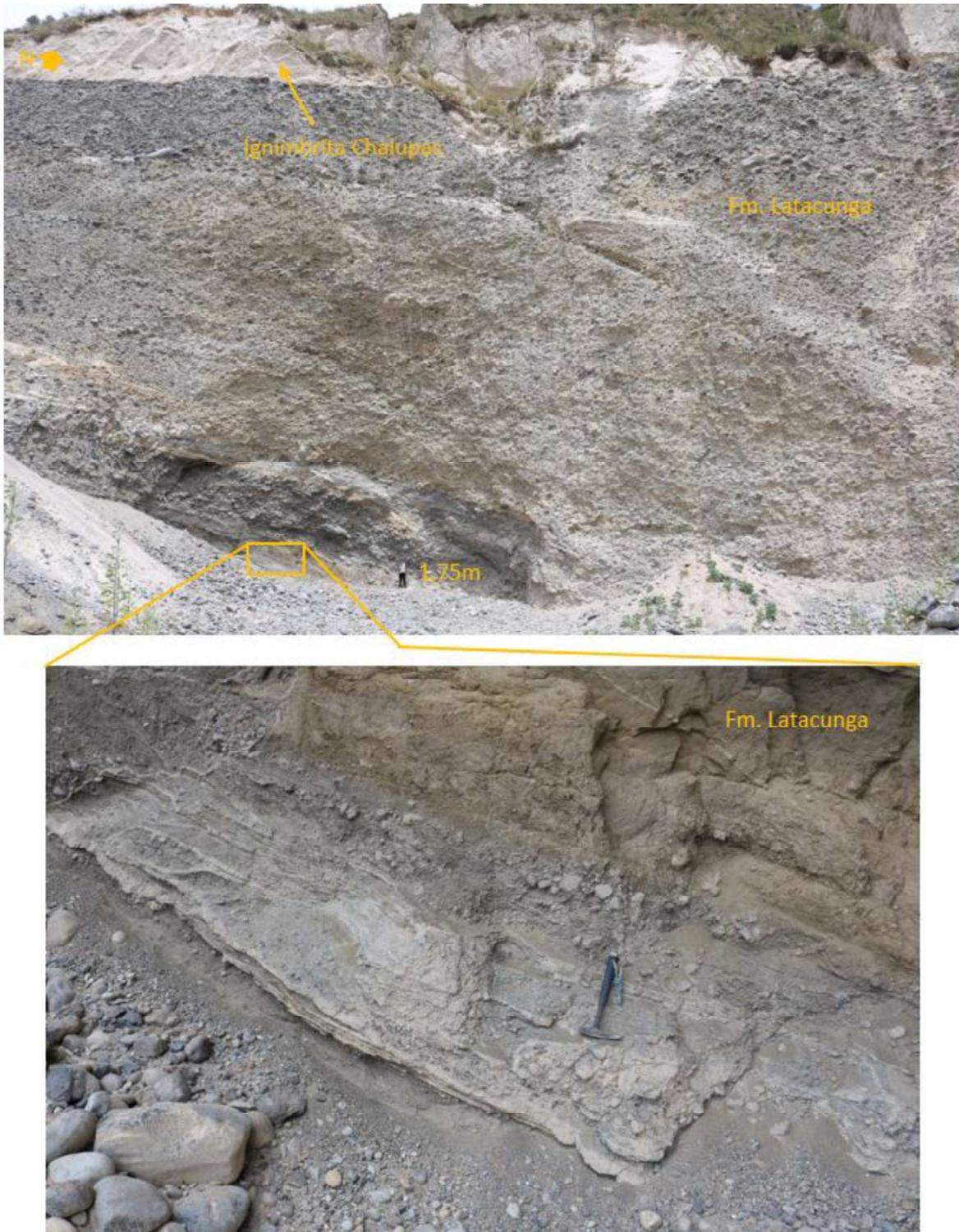
Al techo de la columna estratigráfica de la Formación Latacunga, en la parte oriental de este corte, se observa un potente paquete de conglomerados depositados en dos secuencias (Figs. 3.54 y 3.62). La secuencia inferior tiene una tonalidad café claro y mayor presencia de matriz. Por encima aparecen conglomerados con menos matriz, tonalidad más gris y presenta cantos de varios metros de diámetro. Estas dos secuencias se encuentran delimitadas por unas capas de areniscas color café claro de grano medio de 2m de espesor. Estas Unidades han sufrido una ligera deformación e inclinación hacia E. Todo el paquete de conglomerados se encuentra afectado por la deformación del pliegue de Jachauangu. Por encima de estos conglomerados,

discordante sobre ellos se acumula la Ignimbrita de Chalupas (Fig. 3.54) depositándose de manera periclinal (Fig. 3.55). La ausencia de estratificación y su forma de acumulación, dificulta determinar su afectación por el pliegue de Jachauangu.



**Figura 3.54.** Pliegue Jachauangu (UTM: 764402/9882056). Se observa a la Fm. Latacunga formada por potentes estratos de conglomerados con cantos de tamaño métrico. Se divisa un pliegue en "Z" producto de la diferencia de competencia entre estratos.

La fotografía superior de la Fig. 3.55 es una vista más amplia del afloramiento de conglomerados. En la fotografía inferior se observa una ampliación de la base del conglomerado, donde se observa la discordancia erosiva del conglomerado sobre las brechas basales de la Fm. Latacunga. Esta transición corresponde a intercalaciones de areniscas con limos de color marrón claro a gris y más arriba en la columna, un lente de limo arenoso de color marrón masivo.



**Figura 3.55.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 764297/9882201). Contactos erosivos entre los conglomerados más recientes y las brechas basales de la Fm. Latacunga y las Ignimbritas de Chalupas superiores. Se observa el contacto erosivo de las brechas y areniscas de la base de la secuencia con los conglomerados potentes superiores.

Los conglomerados anteriormente descritos se interpretan que tienen un origen aluvial. Estos se caracterizan por tener poca matriz y ser clasto soportado. Estas condiciones

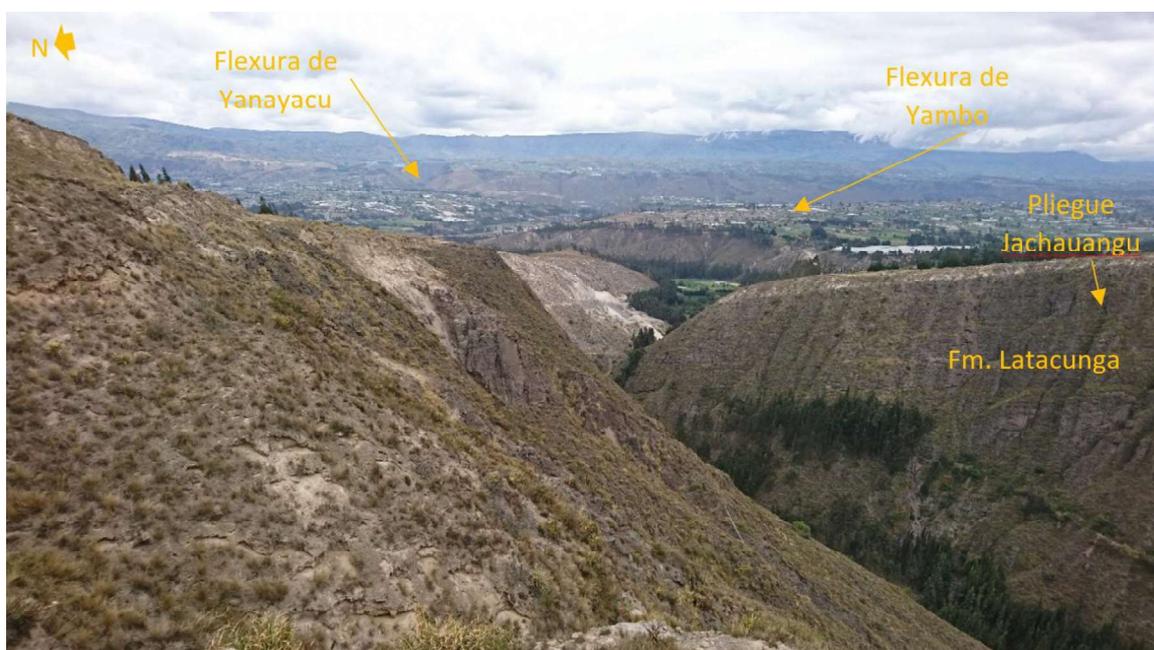
fueron encontradas igualmente en los conglomerados del techo de la U. Fluvio-Lacustre de la Fm. Latacunga del corte de Yanayacu. Por lo que este paquete de conglomerados se los asigna dentro de la misma unidad.

Al igual que en el corte oriental del río Yanayacu en este corte occidental del río Nagsiche, se observó una Unidad compuesta de tobas de ceniza posterior a los conglomerados del techo de la Fm. Latacunga y previos a la acumulación de la Ignimbrita de Chalupas (Volcánicos pre-Chalupas). Estas tobas de ceniza tienen composiciones variadas y están formadas por tobas de ceniza y tobas de lapilli. Se puede observar también que estos depósitos están restringidos a la parte central de la cuenca aflorando al Este del Pliegue de Jachauangu (Fig. 3.59).

#### DEFORMACIONES:

La zona E del corte se encuentra afectada por el pliegue de Jachauangu que afecta a las Unidades basales de la Fm. Latacunga (brechas y areniscas intercaladas con tobas)

La Fig. 3.56 es una vista al este del corte de la zona de estudio. Al fondo se observa la Flexura de Yanayacu a la altura del corte del río Yanayacu. En la parte superior derecha de la fotografía se resalta la Flexura de Yambo. En la parte derecha inferior se indica el Pliegue de Jachauangu.



**Figura 3.56.** Afloramiento de la Fm. Latacunga (UTM: 763258/9882408). Vista hacia el este del corte realizado en la zona de estudio.

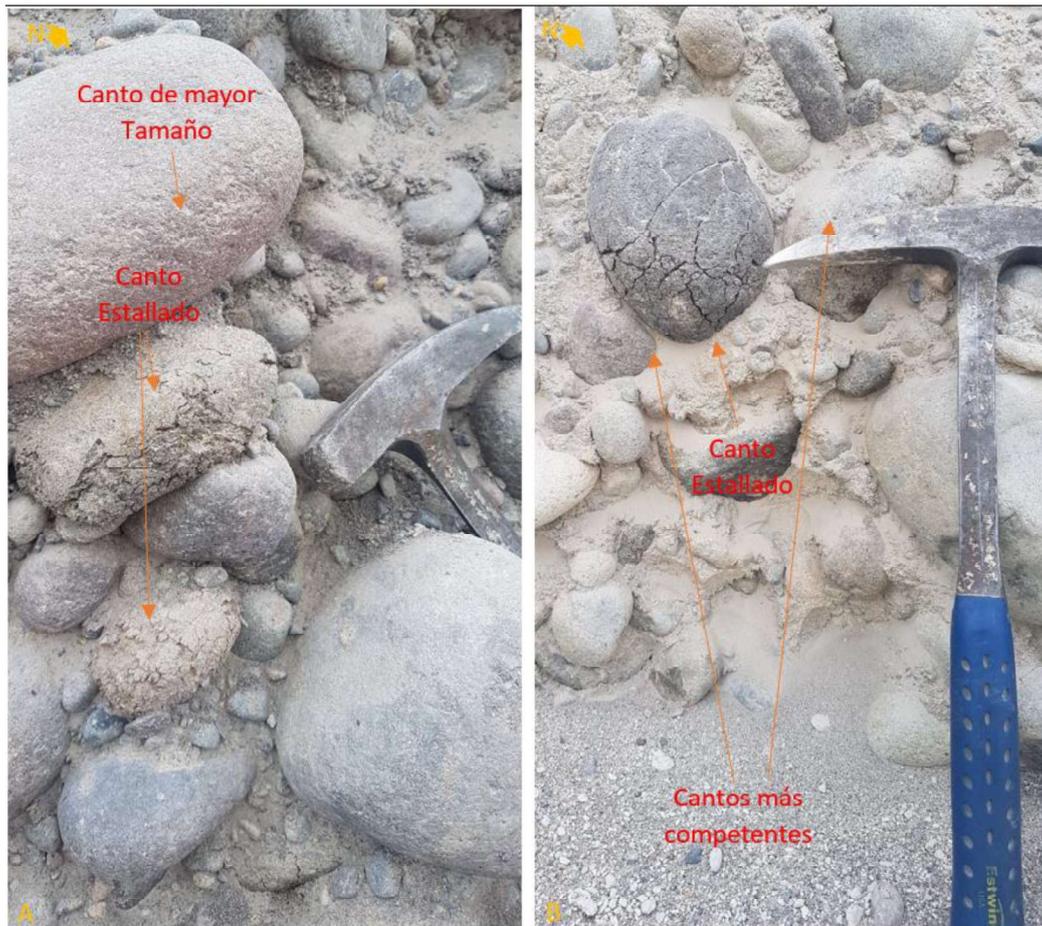
La Fig. 3.57 es una fotografía panorámica vista hacia el sur del Pliegue de Jachauangu. Se corrobora la presencia de fallas normales en el centro del pliegue nombradas Extradados Graben en Fiorini & Tibaldi, (2012). Se observa al fondo el Volcán Sagoatoa.



**Figura 3.57.** Vista Panorámica del Pliegue Jachauangu (UTM: 763416/9882451). Donde aflora la Fm. Latacunga y la Ignimbrita de Chalupas. Hacia el sur se observa el volcán Sagoatoa.

Al igual que en el borde oriental (corte Yanayacu) la deformación de este plegamiento se asocia a la presencia de una falla inversa ciega (Fig.3.61).

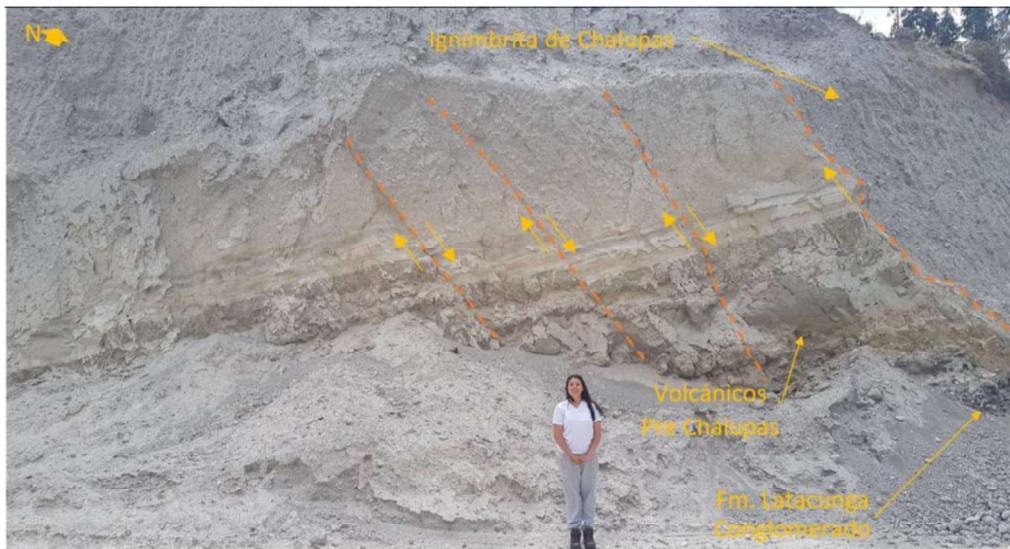
Al igual que en el corte del río Yanayacu, se constata la deformación local de las unidades de conglomerados del techo de la Fm. Latacunga, que alcanzan buzamientos de 20-30° hacia el E. Igualmente, dentro de los conglomerados se observa la presencia de fracturas que persiste fracturas en ciertos cantos dentro de los conglomerados (Fig. 3.58). Estas fracturas no son sistemáticas y se proponen 2 causas principales para su formación: por el contacto de cantos de mayor tamaño que generan aplastamiento en otros clastos de menor tamaño; y otra, por el grado de competencia entre cantos donde se observa que los basaltos alterados se fracturan más fácilmente respecto a andesitas más frescas y más resistentes.



**Figura 3.58.** Conglomerado con presencia de cantos estallados (UTM: 765295/9882075). Se observa en afloramiento evidencia de cantos fracturados dispuestos de forma no sistemática. A: Cantos fragmentados por la presión sometida de cantos de mayor tamaño. B: Cantos fragmentados por la competencia relativa entre rocas adyacentes.

Asociados a estos depósitos, se registra una serie de fallas normales afectando a los estratos de tobas de ceniza de los Volcánicos pre-Chalupas y a los conglomerados de la Formación Latacunga (Fig. 3.59). Sin embargo, la Ignimbrita de Chalupas no presenta afectación por fallas, indicando extensión previa al evento de Chalupas.

Las evidencias de deformación sinsedimentaria en este corte no son tan notables como las discordancias progresivas observadas en el corte de Yanayacu. Sin embargo, debió de existir así mismo deformación tectónica durante la acumulación de las unidades superiores de la Fm. Latacunga en el corte del río Nagsiche debido a las pequeñas discordancias y variaciones de buzamiento observados entre las brechas basales y las Unidades Volcanosedimentarias superiores descritas anteriormente.



**Figura 3.59.** Volcánicos pre-Chalupas (UTM: 765304/9882072). Afloramiento de tobas de ceniza sobreyaciendo a conglomerados con una superficie erosiva al techo. Además, se observa a los Volcánicos pre-Chalupas y a los conglomerados afectados por una serie de fallas normales y posteriormente una erosión. Finalmente, sobreyacidos por los Volcánicos de Chalupas.

L E Y E N D A			S I M B O L O G Í A	
FORMACIÓN CANGAHUA	Volcanosedimentos retrabajados			Contacto concordante
IGNIMBRITA DE CHALUPAS	Flujos piroclásticos			Contacto discordante angular
	Conglomerados deformados			Lentes de pómez
FORMACIÓN LATACUNGA	Conglomerados			Estratificación cruzada
	Lava del Sagoatoa			Muestras de estratos con lámina delgada
	Cenizas y tobas de lapilli de pomez			Falla Nagsiche (Eguez, 2003) Falla La Victoria (Lavenu et al., 1995)
FORMACIÓN ZUMBAHUA	Brechas			Falla Poaló (Eguez, 2003)
	Brechas con matriz arenosa			Gap sin escala

Figura. 3.60.

**Figura 3.60.** Leyenda del corte (Fig.3.61) y columna (3.62) del río Nagsiche

### Corte Nagsiche

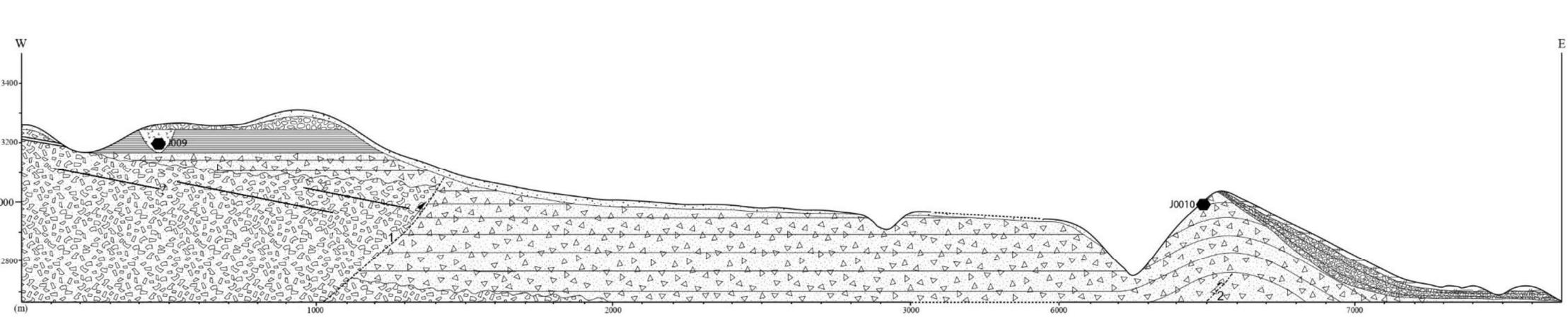


Figura. 3.61.

*Figura 3.61. Corte del río Nagsiche.*

## Columna Estratigráfica del corte del Río Nagsiche

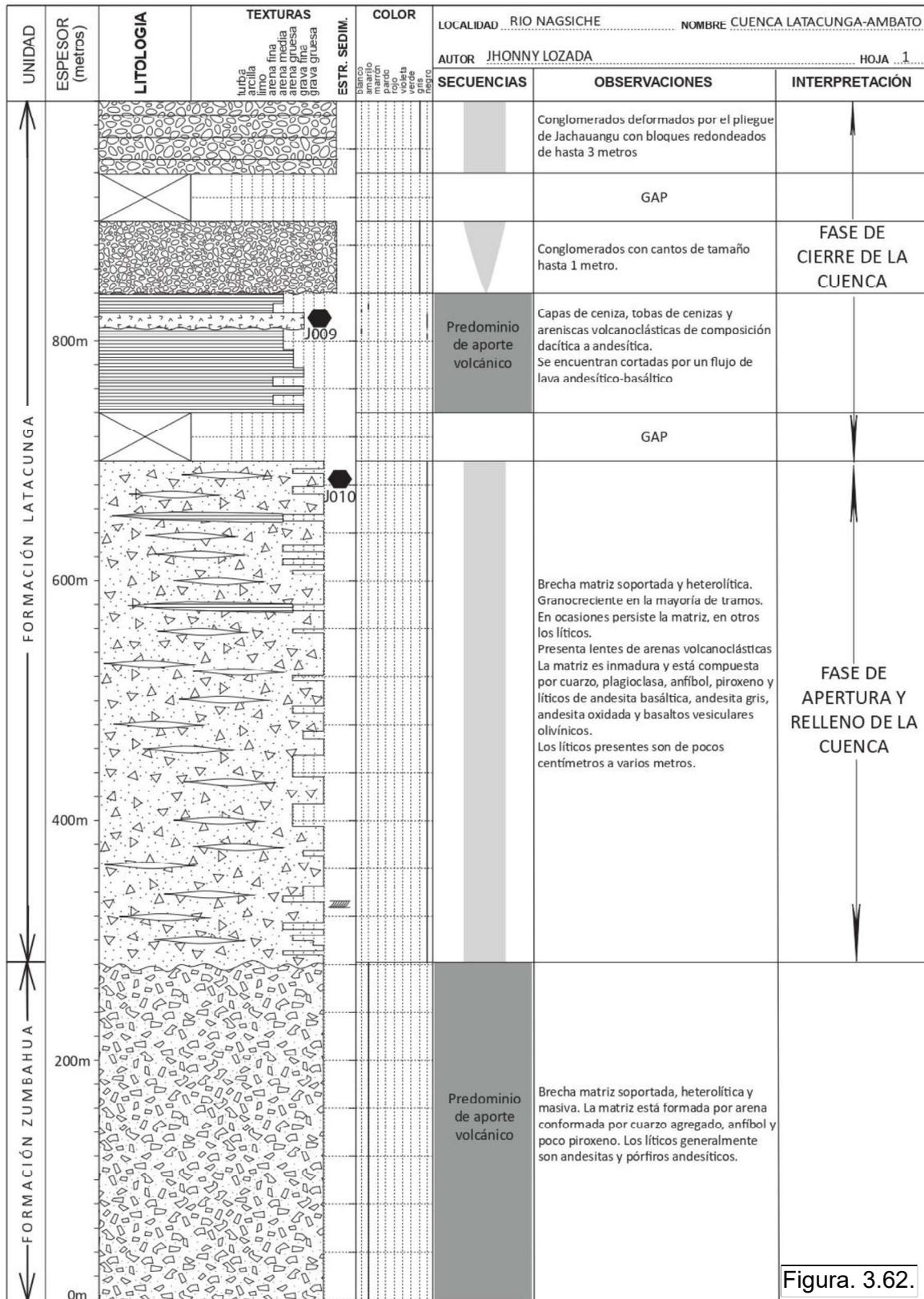


Figura. 3.62.

Figura 3.62. Columna del río Nagsiche (pág. 95).

### 3.3 GEOMORFOLOGÍA

En el desarrollo de este trabajo se realizó un análisis geomorfológico del entorno del área de estudio para complementar los datos obtenidos en campo.

#### 3.3.1 Características morfoestructurales de la Cuenca Latacunga-Ambato en la parte central del Valle Interandino.

Existen tres características morfológicas que han sido identificadas en el análisis del Valle interandino: volcanes de forma cónica con drenaje radial, la Cordillera Real y Occidental con topografía hummocky; y la forma casi planar de la depresión Interandina. (Lavenu et al., 1995). El contexto morfológico de la zona de estudio está determinado por una amplia depresión planar conformada por una zona central (entre: Fig.3.63-A y 3.63-B) de baja altitud de alrededor de 2660 msnm; un segundo nivel (Fig.3.63-C) hacia el sur con una altitud media de 2750 msnm y un tercer nivel ubicado al este y oeste de al menos 2970 msnm (Figs. 3.63 -D y-E ) presente en el Pliegue de Jachauangu hacia el Oeste y de la Flexura de Yanayacu hacia el Este).

Las cuencas hidrográficas predominantes en el entorno del área de estudio corresponden a los ríos Nagsiche y Yanayacu, los cuáles confluyen con el río Cutuchi en la parte central de menor altitud. Los ríos Nagsiche y Yanayacu ingresan de manera perpendicular a la Cuenca en sentido Este-Oeste y Oeste-Este respectivamente, generando una amplia incisión en el relieve, diferente al curso del río Cutuchi, que cercano a la zona de estudio, cambia su patrón de drenaje Norte-Sur y converge en Sentido Este-Oeste inicio de inflexión: 766286/98827010; fin de la inflexión: 770949/9880918).

El relleno del Valle Interandino en la zona de estudio está dominado por materiales volcánicos y volcanosedimentarios provenientes de los volcanes adyacentes. Este es el caso del volcán Sagoatoa (UTM: 758795/9873214) que conserva la forma de estratovolcán con cima erosionada. Registra varios depósitos asignados a la Fm. Latacunga, sin presentar actividad en la actualidad. En la zona inferior del volcán se observan rampas de piedemonte volcánico en la parte Norte y Sur del Volcán.

Al Norte de la zona de estudio (Fig.3.63-A) se observa que domina una extensa planicie. Su génesis se asocia, en primera instancia debido a la Ignimbrita de Chalupas en disposición periclinal en la Cuenca, y en segunda instancia, al relleno de canales fluviales por lahares cuaternarios compuestos de material tobaceo y el retrabajamiento de la Ignimbrita de Chalupas. En esta zona los drenajes son inmaduros y poco profundos.

Hacia el sur de la presente zona de estudio (Fig.3.63-B) existen valles colgados donde se observan marcas de paleocanales en sentido N-S sin continuidad con una diferencia de altura entre 100 y 150m respecto al nivel base del río Cutuchi (generado principalmente por la Flexura de Yambo). En esta zona se tiene varias terrazas generadas por lahares con inmaduros.

Al Suroeste, alrededor del volcán Sagoatoa (Fig.3.63-C) las redes de drenajes presentes son radiales con socavamiento más avanzado. Aquellos cauces que parten desde el volcán en dirección al Este, carecen de continuidad y no se evidencia que drenen agua hacia un cauce principal. A diferencia de los drenajes que fluyen al Norte y Sur del volcán, que sí drenan hacia cauces principales. Las vertientes en sentido Oeste-Este pierden su continuidad, llegando a desaparecer en la planicie de Alpalama debido posiblemente a los depósitos de la Ignimbrita de Chalupas que homogenizan el relieve en la parte central del Valle Interandino.

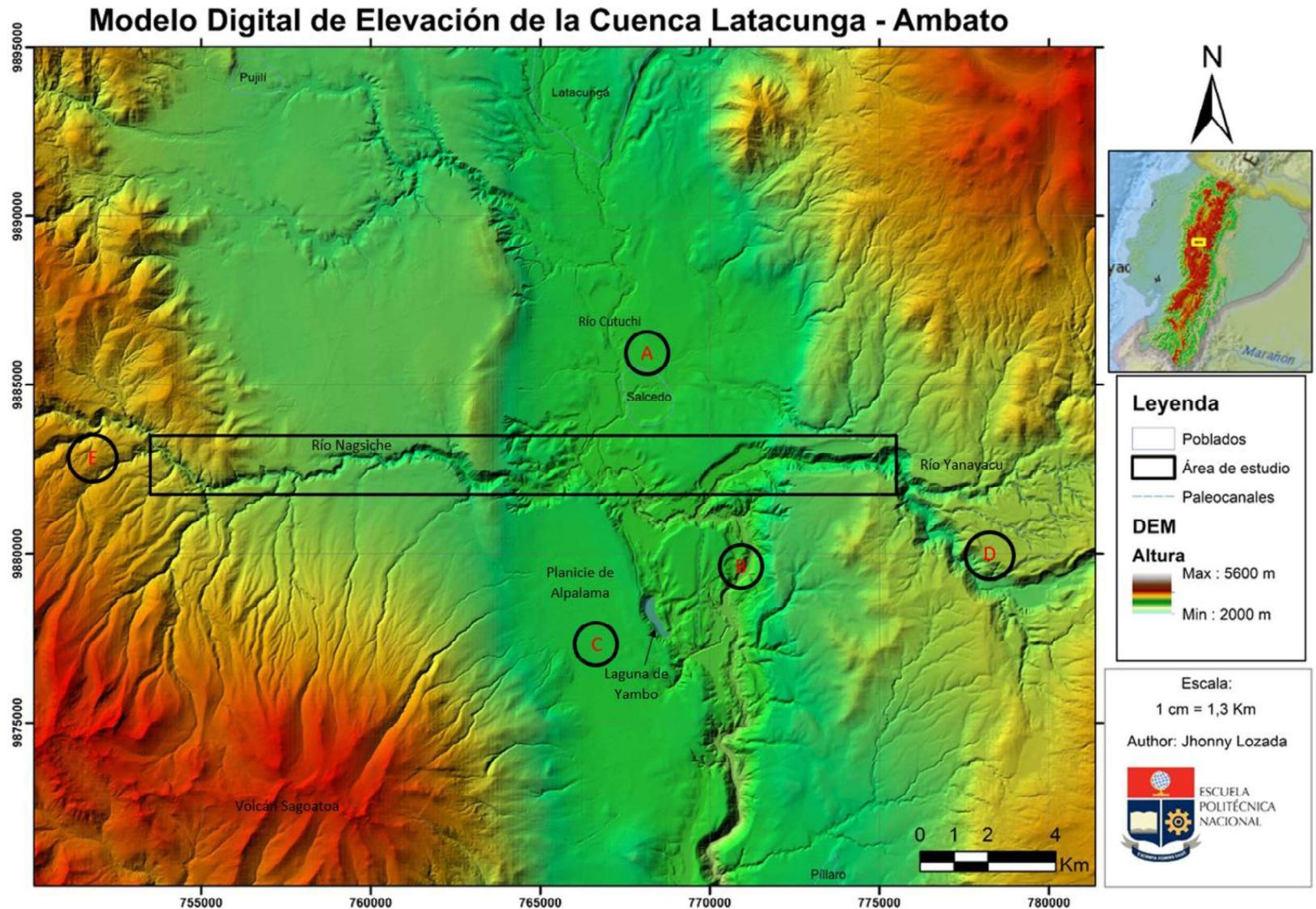
La laguna de Yambo parece tener un origen estructural. En la Fig.3.63-C se observa un levantamiento al oeste de la laguna (Flexura de Yambo) con un escarpe vertical asociado posiblemente a un antiguo fenómeno de remoción en masa que generó un entrapamiento de agua. Posteriormente la falla asociada a la Flexura de Yambo, parece levantar un nuevo relieve 250m más al Este. El desarrollo de esta falla incrementó el entrapamiento de agua que dio como resultado a la actual Laguna de Yambo. Cabe recalcar que esta laguna carece de vertientes superficiales que la alimenten (los cauces más cercanos provenientes del volcán Sagoatoa desaparecen bajo la planicie de Alpalama, como se detalla en párrafo anterior). Por lo que, posiblemente su alimentación provenga de agua subterránea.

En la Cordillera Real, al Este de la zona de estudio (Fig.3.63-D), se observan colinas con cimas redondeadas debido al desgaste de las glaciaciones antiguas (Clapperton, 1987 y 1997). El río Yanayacu se presenta encañonado presentando pendientes de hasta 90° en ciertos sectores. Se observa también, una meseta con varios valles colgados productos de una alta tasa de actividad tectónica. El tamaño e incisión de estos valles no es compatible con el relieve plano de la zona que drenan, es decir, ríos desadaptados que antiguamente frenaban superficies con las que no están conectados en la actualidad.

En la Cordillera Occidental, al Oeste (Fig.3.63) las colinas tienen cimas igualmente redondeadas por la erosión glacial (Clapperton, 1987 y 1997). Los escarpes en la cuenca del río Nagsiche son profundos. El cauce de este río se presenta más

encañonado hacia la Cordillera Occidental. Este río presenta drenajes o valles en forma de “v” (erosión fluvial, Fig. 3.50).

Dentro de la zona de estudio. existen dos estructuras importantes: El Monoclinal o Flexura de Yanayacu y el Anticlinal de Jachauangu. Estas dos estructuras del Pleistoceno influyen en los perfiles de los cauces de los ríos Nagsiche y Yanayacu. Por tal motivo, se realizó un análisis hipsométrico con el fin de determinar las variaciones geomorfológicas en las dos cuencas hidrográficas.



*Figura 3.63. Mapa de la Geomorfología de la Cuenca Latacunga – Ambato con el Modelo Digital de Elevación.*

**A:** *Relieve homogéneo por la presencia de la Ignimbrita de Chalupas. B:* *Paleocanales colgados a una diferencia de 100m de altura respecto al nivel base del río Cutuchi. Además, se observa que la Laguna de Yambo tiene origen estructural. Se encuentra limitada al Este por el reactivamiento de la Flexura o Monoclinal de Yambo. C:* *Drenajes ausentes en la Planicie de Alpalama. Debido a la presencia de Ignimbrita de Chalupas. D:* *Terrazas con varios paleocanales colgados a una altura promedio de 3125 m.s.n.m., varios han sido reciclados por drenajes actuales y otros han sido abandonados. Este fenómeno tiene un origen netamente Tectónico. E:* *Encañonado profundo del río Nagsiche.*

### 3.3.2 Análisis hipsométrico en la Cuenca Latacunga-Ambato

Dado que la Cuenca ha sido afectada por estructuras como la Flexura de Yanayacu, Yambo y el pliegue de Jachauangu; y los ríos de Nagsiche y Yanayacu no presentan cambios en el patrón de drenaje, se propone realizar el análisis hipsométrico para ver el comportamiento interno de estos ríos antecedentes. Sin embargo, entender su comportamiento variable en comparación con otras microcuencas de la Cuenca Latacunga-Ambato ayudaría a entender de mejor manera su evolución. Por tal motivo, se incluyeron en el análisis otros ríos del entorno. En total se realizaron curvas hipsométricas de cinco ríos.

El estudio hipsométrico se realizó con el Software ArcGis. Con el cual se determinó el drenaje en toda la cuenca, la jerarquía de esos drenajes y las microcuencas presentes. La finalidad de este apartado es realizar el análisis hipsométrico para determinar el nivel de incisión de los ríos, relacionado directamente con la actividad tectónica en la cuenca.

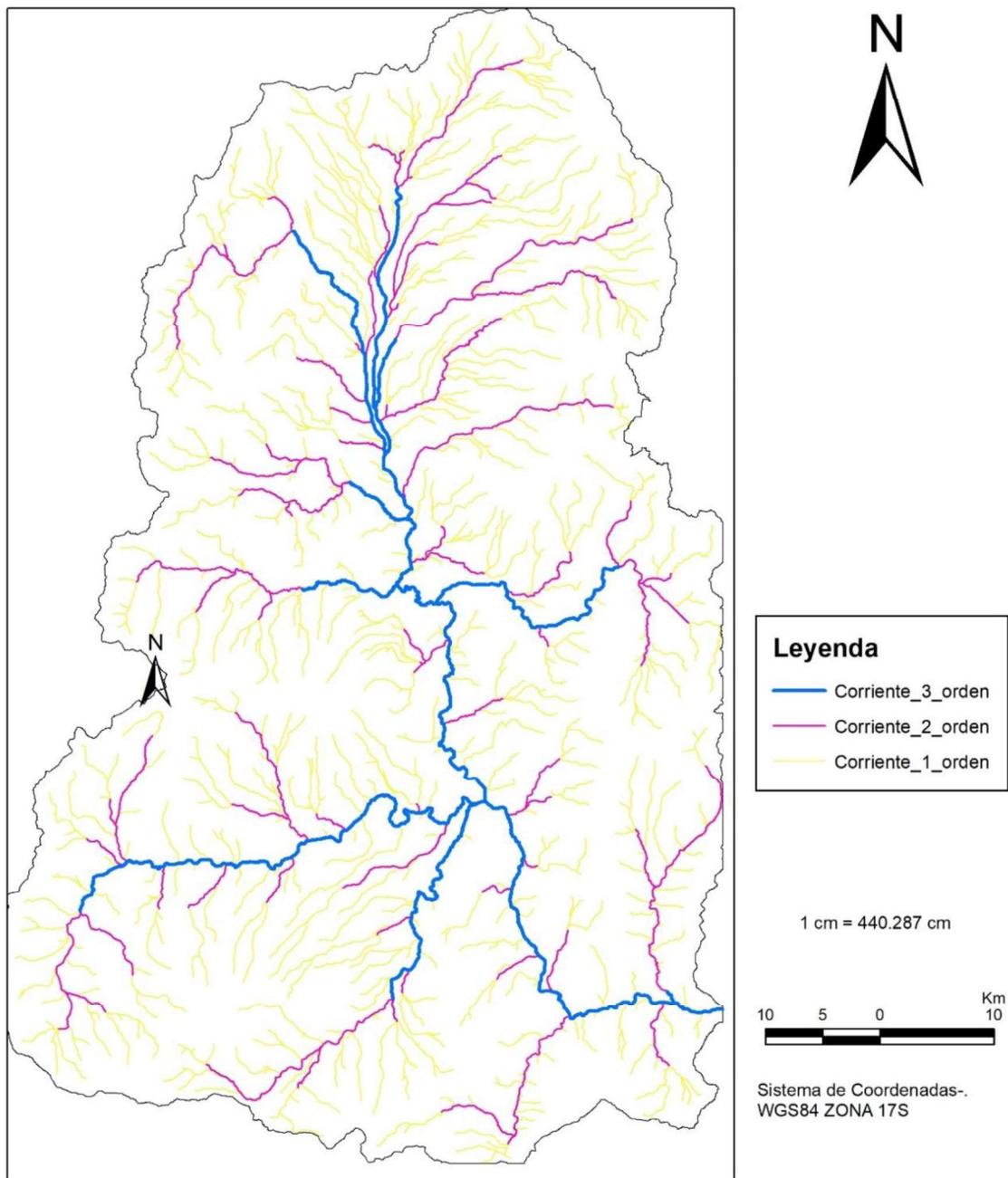
#### 3.3.2.1 Metodología

El tamaño de la cuenca analizada tiene un área total de 4743 km<sup>2</sup> donde se determinó redes de drenaje a partir de un DEM de 5m (Fig. 3.64). Posteriormente, se aplicó herramientas en ArcGis para determinar las microcuencas a partir de esas redes de drenaje de primer, segundo y tercer orden (Fig. 3.65).

Posterior a la obtención de la jerarquía del drenaje se puede determinar microcuencas. El software determina todas las cuencas existentes. Solo se consideró cuencas con un tamaño superior a los 100 km<sup>2</sup> y se logró determinar en total de 26 microcuencas (Fig.3.66). Para el presente estudio, las microcuencas de los ríos Nagsiche, Yanayacu, Ambato, Mocha y Blanco son las implicadas en el análisis.

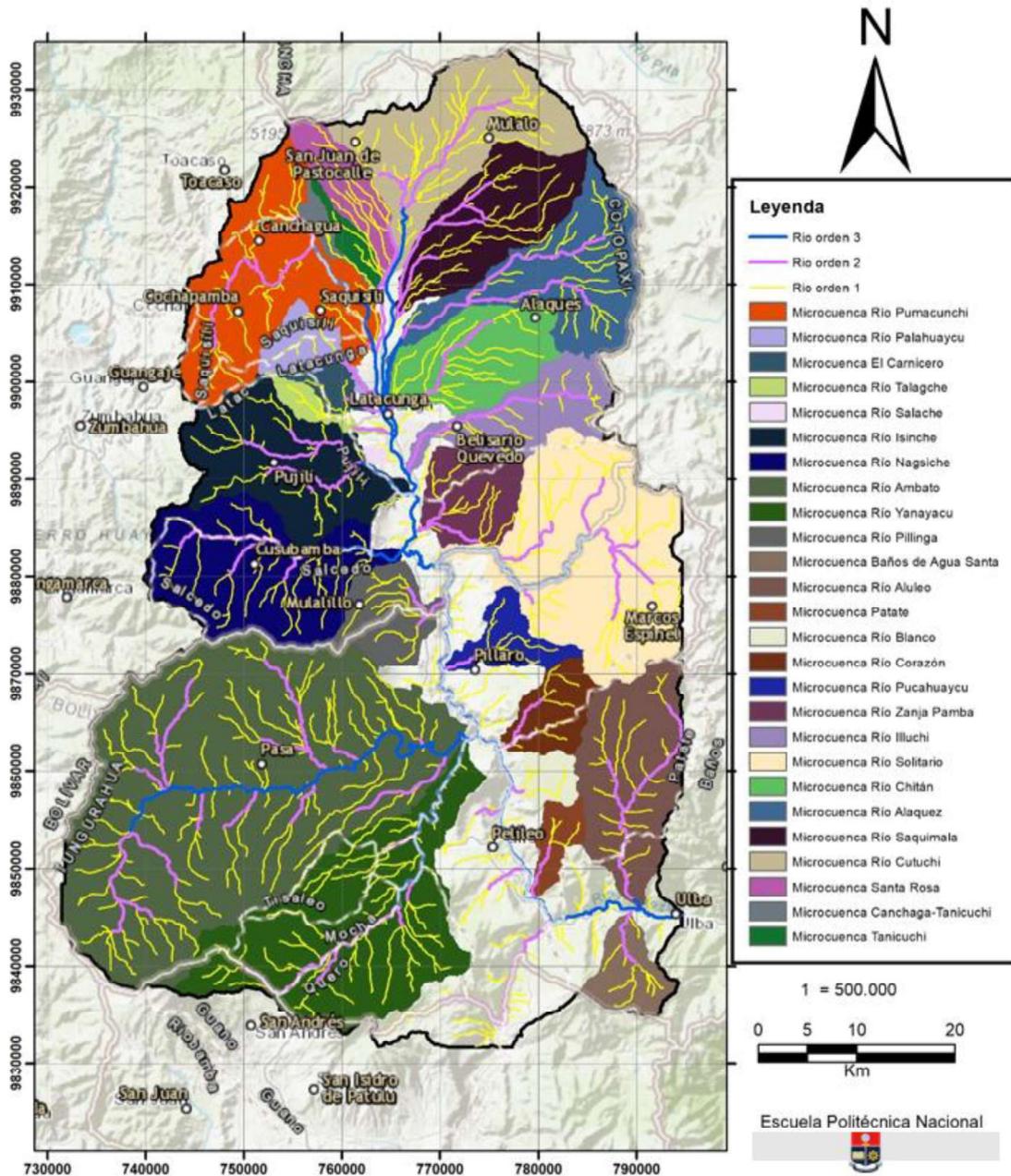


## Jerarquía del drenaje Cuenca Latacunga Ambato



**Figura 3.65.** Jerarquía en las redes de Drenaje en la Cuenca Latacunga Ambato.

## DISTRIBUCIÓN DE MICROCUENCAS LATACUNGA-AMBATO



*Figura 3.66. Mapa de las 26 microcuencas de la Cuenca Latacunga Ambato.*

El análisis de las redes de drenaje permite estimar varias características estructurales de la geología de una zona, como la litología o la tectónica que ha afectado a dicho drenaje; además de constituir un indicador efectivo de la resistencia de los materiales a la erosión.

En el análisis de curvas hipsométricas (ver Anexo 2) se tomó a los ríos: Nagsiche, Ambato, Yanayacu, Mocha y Blanco. De estos se pudo analizar que el río Nagsiche y Yanayacu presentan una curva sigmoideal (Fig.3.67). Sin embargo, al final presentan una fuerte caída, lo cual indica que existe un área reducida de drenaje para esas zonas de la curva. Posiblemente, este aspecto geomorfológico descrito por el río pueda correlacionarse a las dos estructuras fuertes que son el pliegue de Jachauangu (Fig.3.67-A) y la Flexura o Monoclinal de Yanayacu (Fig.3.67-B). En el río Nagsiche existe otro rasgo geomorfológico importante que genera un cambio de la pendiente de la curva hipsométrica (Fig. 3.67-C). Este rasgo posiblemente sea asociado a la Falla Poaló. En el río Yanayacu, existe otro rasgo geomorfológico que genera otra variación en el grado de la pendiente de la curva hipsométrica (Fig. 3.67-D). Este es posiblemente asociado a la Falla de Pisayambo.

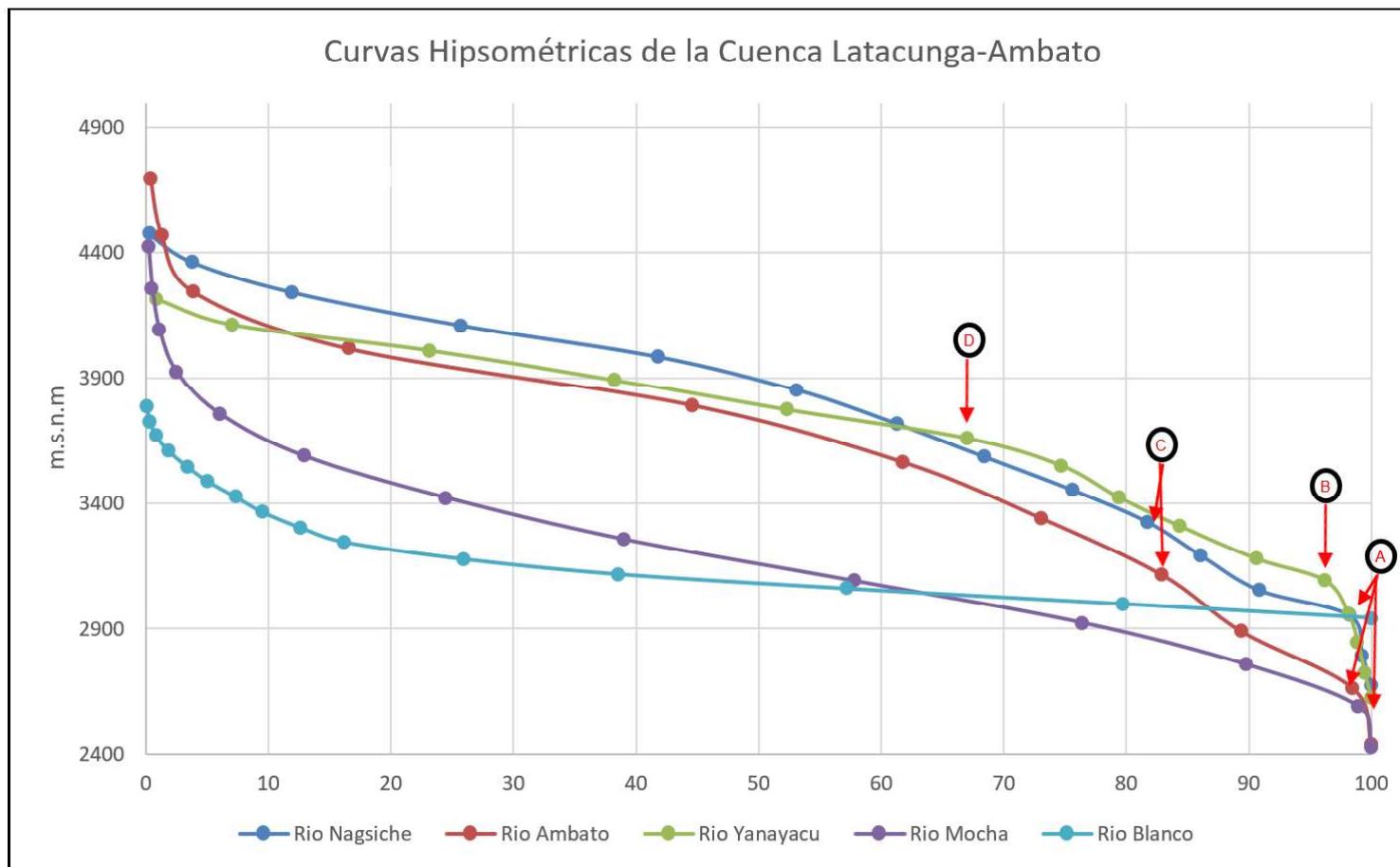
Los ríos al norte de la zona de estudio representados por el río Blanco, que presenta características de una curva en equilibrio, típico de un río evolucionado. En su trayecto no ha sido modificado. Se puede observar que su red de drenaje culmina en partes altas, indicando que es un drenaje ubicado a mayor altitud respecto a los ríos comparados.

Al sur, se tomó los ríos Ambato y Mocha que provienen de cotas altas respecto a los ríos comparados. El río Ambato presenta una curva convexa típica de ríos en desequilibrio. Se comporta de manera similar al río Nagsiche más al Norte. Conserva las mismas características geomorfológicas, pero a una cota diferente (varias decenas de metros más abajo). Por el contrario, el río Mocha indica una curva cóncava indicando que es un río en equilibrio. Sin embargo, las curvas de estos dos ríos presentan una caída al final. Este rasgo geomorfológico es compartido por el los ríos Nagsiche, Ambato y Mocha (Fig.3.67-A). Posiblemente condicionados por el pliegue de Jachauangu.

El río Ambato y río Mocha han experimentado una modificación geomorfológica en su cauce hacia el final de la curva, posiblemente por la falla asociada al Pliegue de Jachauangu (Fig. 3.67-A) a pesar de no presentar evidencia superficial, el análisis hipsométrico revela esta naturaleza.

Se adjunta el Anexo 2 con las tablas de las curvas hipsométricas.





**Figura 3.67.** Curvas Hipsométricas de ríos en la Cuenca Latacunga-Ambato. Se toma ríos Nagsiche y Yanayacu que pertenecen a la zona de estudio. Se los compara con un río al norte (río Blanco), y con ríos al Sur (río Ambato y Mocha). **A:** Pliegue de Jachauangu. **B:** Flexura o Anticlinal de Yanayacu. **C:** Falla Poaló. **D:** Falla Pisayambo

## **CAPÍTULO 4 – DISCUSIÓN.**

### **4.1 Corte río Yanayacu:**

La Fm. Pisayambo se encuentra ubicado al Este de la Cuenca Latacunga – Ambato. Kennerly (1971) menciona que se originó en fisuras ubicadas a lo largo de la Cordillera Real, y aunque podría provenir de los volcanes Igualata, Mulmul, Huisla, Chiquicha y eventos iniciales del Sagoatoa, esta hipótesis no es coherente con la edad cuaternaria reportada para estos edificios volcánicos. Sin embargo, evidencias de dirección dentro de andesita con textura traquítica en ciertos flujos de lava de la Fm. Pisayambo indicarían una proveniencia desde el Este (Cordillera Real) hacia el Oeste.

Según la literatura (e.g. Kennerly, 1971) la Fm. Pisayambo está formada por andesitas basálticas y aglomerados, aunque en la zona de estudio se determinó que se trata más bien de una andesita con textura traquítica. Por lo tanto, se puede concluir que su composición no es constante a lo largo de toda la Formación y tiene variaciones laterales que solo podría ocurrir por varios eventos volcánicos simultáneos. Además, se observó deformación (ver apartado Fig. 3.4 en el Cap. 3) previa a la edad de la Fm. Latacunga.

Estratigráficamente, en su parte inferior debería estar en contacto con las rocas metamórficas de la Unidad Alao. No se pudo observar este contacto en campo por la cobertura de Cangahua y por la gran potencia que tiene la Fm. Pisayambo. En la parte superior se observó en discordancia angular con la Fm. Latacunga (ver Fig. 3.6 en el Cap. 3).

La Fm. Latacunga ha sido descrita por Dávila (1990), Tibaldi (1992), Lavenu et al., (1992, 1995, 1996), Ordoñez (2012), Fiorini & Tibaldi (2012) y Herrera (2013); en la cual todos los autores mencionan que está compuesta por volcanosedimentos y sedimentos fluviolacustres con lo cual el presente estudio ratifica esa información. La propuesta de nomenclatura para las unidades aceptada para este trabajo es la realizada por Lavenu et al. (1992). Este estudio considera esta interpretación como correcta y asigna los nombres para la parte inferior como la Unidad Volcanosedimentaria y a la parte superior como Unidad Fluvio-Lacustre.

La columna del río Yanayacu (Fig. 3.37 en el Cap.3) registra la depositación de la Fm. Latacunga en el borde oriental con un espesor entre 200 y 300m, de los cuales la U. Volcanosedimentaria compuesta mayormente por areniscas brechoides de llanura de inundación es la que registra la fase de apertura de la Cuenca Latacunga-Ambato. Posteriormente la U. Fluvio-Lacustre a la base está compuesta por areniscas y

limolitas que forman el relleno de la cuenca y al techo está formada principalmente por conglomerado clasto soportado con discordancia progresiva sintectónica que marcan el inicio del cierre de la cuenca. El conjunto de sedimentos posee un carácter granocreciente y estratocreciente hacia el techo, con facies más groseras que progradan hacia el centro de la cuenca. Estas características estratigráficas son acordes con un relleno con tectónica activa y elevación de los bordes de la cuenca.

La proveniencia de los sedimentos en este corte sería el producto de la erosión de la Cordillera Real por el aporte volcánico de la Fm. Pisayambo, aunque también existe aporte metamórfico en la parte superior de los conglomerados de la Unidad Fluvio Lacustre. La presencia de clastos metamórficos depositados exclusivamente en el techo de la Fm. Latacunga permite concluir que el levantamiento de la Cordillera Real se ha visto incrementado en el Pleistoceno, lo que concuerda con lo descrito en Spikings, (2005).

El estudio de paleocorrientes en la U. Fluvio-Lacustre registra estratificación cruzada indicando una orientación preferencial de dichas corrientes hacia el SO, por lo que la dinámica de la Cuenca fue distinta en el pasado respecto a la actualidad.

La presencia de fósiles en la Fm. Latacunga solo ha sido registrado por Dávila (1990) que menciona la presencia de *Coprinisphaera ecuadoriensis*. En términos estrictos esta "bola de Cangahua" se encuentra restringida a la Fm. Cangahua (Sauer, 1955). Por lo que este fósil debería ser más primitivo y no correspondería a la especie *Coprinisphaera ecuadoriensis*. Además, reporta la presencia de diatomeas en algún nivel lacustre dentro de la secuencia de la Fm. Latacunga que no ha podido ser verificado en este trabajo.

En este estudio no se encontró los fósiles anteriormente descritos. Sin embargo, se describe la presencia del primer fósil de vertebrado de la Fm. Latacunga. Los fósiles encontrados corresponden a: una asta derecha y vértebra cervical de cuello de un ciervo de la Familia Cervidae aff. *Hippocamelus*, un maléolo medial de una tibia izquierda de un posible caballo, y madera fosilizada.

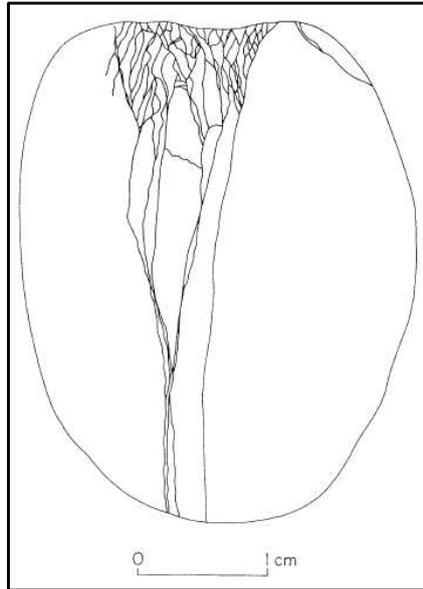
El asta de venado es un fósil útil porque se puede llevar a cabo análisis comparativos. Sin embargo, este análisis no encontró ningún espécimen con características similares (Heckeberg, 2019). Lavenu et al., (1992), afirma que la edad de la Fm. Latacunga es de aproximadamente 1.6 Ma y Bablon et al., (2019) indica una edad de 0.8 Ma. Este

espécimen dataría de una edad perteneciente a este rango considerando a (Heckeberg, 2019), y sería una especie nueva para Ecuador.

Otro nuevo aporte es la presencia de los Volcánicos pre-Chalupas, presentes en este corte. Estas tobas de ceniza basálticas a riolíticas, presentan únicamente fallamiento normal y se encuentran en contacto erosivo sobre la Fm. Latacunga y por debajo de la Ignimbrita de Chalupas.

La deformación sinsedimentaria mencionada por Lavenu et al. (1995) y Fiorini & Tibaldi (2012) es reconsiderada por este estudio como una discordancia progresiva sintectónica, como se describe a esta deformación en el apartado de la Fig. 3.12 en el Cap. 3. Indicando actividad tectónica de la falla asociada a la Flexura de Yanayacu durante las etapas finales de acumulación de la Fm. Latacunga.

Fiorini & Tibaldi (2012) realiza un estudio de esfuerzos indicando que esta es una cuenca en compresión. Durante toda esta dinámica activa se ha registrado evidencia de pliegues en “z” por la competencia de los estratos que apoya la afirmación, así como la afectación mecánica en conglomerados, y presencia de pequeñas fallas inversas afectando la U. Fluvio-Lacustre. Como se menciona en Wiltschko & Sutton (1982), durante etapas de deformación, en un estrato de conglomerados, la ausencia de una matriz mecánicamente importante desarrollará puntos de contacto de alta compresión (Fig. 4.1.1). Bajo ese mismo régimen compresivo, pero con presencia de matriz, los cantos y matriz actúan de manera mecánicamente indistinguible. Este fracturamiento se ha descrito en el Cap. 3, y que sería evidencia de mecanismos compresionales en los conglomerados, no descrito por ninguno de los trabajos anteriores.



**Figura 4.1.** Esquemática de las fracturas presentes en un canto. Según Wilschko & Sutton, 1982.

Evidencia de tectónica extensiva ha sido registrado en el presente trabajo mediante el reporte de fallas normales en los Volcánicos pre-Chalupas Fig. 3.33 en el Cap.3.

#### **4.2. Corte río Nagsiche**

La Fm. Zumbahua se encuentra ubicado al Oeste de la Cuenca Latacunga – Ambato. La BGS-CODIGEM (1997) menciona que son rocas volcanosedimentarias pertenecientes a una cuenca intramontañosa con aporte de rocas volcánicas de la Cordillera Occidental. Esta afirmación es mejor sustentada por el presente estudio.

Además de conglomerados y brechas matriz soportada, se encontró un estrato de sedimentos lacustres de 1,5 m aproximadamente, evidencia de períodos de sedimentación tranquila. Tomando en consideración que este lacustre se depositó inicialmente de forma horizontal y se lo encontró buzando hacia el NE, se asume que la medida de azimut de buzamiento de: 36/46 indica la presencia de deformación, al menos para la parte superior de la Fm. Zumbahua.

Estratigráficamente se encuentra sobreyaciendo a las Formaciones Macuchi y Yunguilla (BGS-CODIGEM, 1997). Sin embargo, este contacto no pudo ser corroborado en la zona de estudio. En la parte superior la Fm. Latacunga sobreyace a la Fm. Zumbahua en contacto discordante (inferido, Fig. 3.32).

En este corte, la U. Volcanosedimentaria está conformada por intercalaciones de areniscas y brechas matriz soportada. Se interpreta como depósitos de lahares

intercalados con flujos hiperconcentrados. El área abarcada por los mismos es extensa (al menos 2 km). Esto sugiere que el depocentro de la Cuenca Latacunga – Ambato se encontró más próximo al borde oriental (corte de Yanayacu). Por encima de estas brechas se acumulan materiales volcanoclásticos (areniscas, y tobas de ceniza) con presencia de lavas intercaladas. El techo de la Formación está compuesto por conglomerados considerados como parte de la U. Fluvio-Lacustre. El carácter granocreciente del tope de la secuencia indica una progradación de facies próximas a los relieves, hacia el centro de la cuenca, una reactivación tectónica y cierre parcial de la cuenca.

Estratigráficamente, la Fm. Latacunga se encuentra sobreyacida por los Volcánicos pre-Chalupas (visibles en la parte oriental del corte), por la Ignimbrita de Chalupas en la parte central y por Cangahua en la parte occidental.

La Fm. Latacunga ha registrado estructuras que evidencian compresión. La más importante es el plegamiento de Jachauangu, asociado a una falla inversa ciega de bajo ángulo, y que afecta a las brechas laharfíticas y a los conglomerados superiores. Asociado a dicho plegamiento, se observa la presencia de pliegues en “z” que ocurren por la diferencia de competencia entre estratos. También, aparecen conglomerados con cantos fracturados mecánicamente (Fig. 3.58 en el Cap.3), similares a los registrados en el corte de Yanayacu.

Dentro de las unidades de la Fm. Latacunga existen locales discordancias y variaciones internas de los buzamientos que podrían estar asociadas a cambios en la orientación de los flujos y deformaciones por actividad tectónica sinsedimentaria.

Los Volcánicos pre-Chalupas, no descritos por trabajos previos, se encuentran aflorando al Este del Pliegue de Jachauangu. Litológicamente son estratos de tobas de ceniza y lapilli de composición riolítica a basáltica. La ubicación estratigráfica de los Volcánicos pre-Chalupas indica una depositación posterior a la deformación principal del Pliegue de Jachauangu por su acuíñamiento hacia el borde oriental de este pliegue. Estos depósitos están siendo afectados por una serie de fallas normales (ver apartado Fig. 3.56 en el Cap. 3) comparables con las encontradas en el corte de Yanayacu, ratificando la fase de extensión previa observada a la depositación de la Ignimbrita de Chalupas.

### 4.3 Evolución General

En este trabajo se interpreta en base a las observaciones de campo e información tectónica, estratigráfica y litológica; que cronológicamente en la Cuenca Latacunga – Ambato se registraron los siguientes eventos (Fig.4.2.):

- 1) Durante el Mio-Plioceno se depositan las Formaciones Pisayambo y Zumbahua de forma contemporánea en la Cordillera Real y en la Cordillera Occidental respectivamente. Por la observación de campo y los datos estructurales obtenidos (Fig. 3.4 en el Cap.3) en la Fm. Pisayambo y en la Fm. Zumbahua (buzamientos hasta de 46°, Fig. 3.41 en el Cap.3). Se infiere que ambas Formaciones han experimentado deformación en su frente y erosión previa a la depositación de la Fm. Latacunga.
- 2) Posteriormente se deposita la Fm. Latacunga sobre un contacto erosivo. Esta Formación abarca una Unidad Volcanosedimentaria a la base y una Unidad Fluvio – Lacustre al techo, con diferentes facies visibles en ambos cortes.
- 3) Sobre la Fm. Latacunga se depositan discordantes los Volcánicos pre-Chalupas. Estos tienen una distribución restringida al centro de la Cuenca Latacunga – Ambato y una composición de carácter intermedio a ácido. Posterior a ellos se deposita la Ignimbrita de Chalupas.

El centro de la cuenca Latacunga-Ambato está ubicado hacia el Este (Fig. 4.2.), debido a que en el corte del río Nagsiche, la U. Volcanosedimentaria (que registra la apertura de la cuenca) está más ampliamente distribuida en el Oeste de la zona de estudio y la U. Fluvio-Lacustre del corte del río Yanayacu está más desarrollada en el Este de la parte central de la zona de estudio. Se propone que el volcán Sagoatoa fue quién influyó de esta manera en la acumulación de la Fm. Latacunga en la Cuenca. Actualmente, el volcán se encuentra en el occidente de la Cuenca (Fig. 4.2.). Sin embargo, a los inicios de su formación este dominó la parte central-occidental, favoreciendo la acumulación de volcanosedimentos durante el desarrollo del edificio volcánico entre >0,8 Ma y (Bablon et al., 2019). Posterior a la etapa volcanoclástica, un periodo más tranquilo de erosión y sedimentación acumula los sedimentos lacustres, mayor potencia hacia la parte Centro-Este.

En función de las dataciones de Lavenu et al. (1992), Egüez et al. (2003) considera que las estructuras en la Cuenca Latacunga – Ambato (Flexura de Yanayacu, Yambo, Pliegue de Jachauangu) debieron actuar posterior a los 1,6 Ma. Nuevas dataciones realizadas por Bablon et al., (2019), indican una edad de 0,8 Ma en un flujo de lava del

Sagoatoa, al cual se realizó lámina delgada en este estudio (J007, Anexo 1). Este flujo de lava se encuentra cortando la Fm, Latacunga (no se encuentra dentro de la zona de estudio). Debido a ello, se interpreta que la falla asociada a la Flexura de Yanayacu debió actuar anterior a los 0.8 Ma.

La depositación del techo de la U. Fluvio-Lacustre de la Fm. Latacunga en el lado Este de la cuenca, específicamente sobre el corte de Yanayacu, se ve influenciada por la Flexura de Yanayacu que genera deformación sinsedimentaria en conglomerados, mientras que, hacia el lado Oeste sobre el corte Nagsiche, el pliegue de Jachauangu deforma a los sedimentos similares de la U. Fluvio-Lacustre posterior a su sedimentación. Lo que indicaría que el pliegue de Jachauangu es temporalmente posterior a la Flexura de Yanayacu, y ambos se deforman antes de la acumulación de la Ignimbrita de Chalupas.

Considerando la datación de 0.8 Ma de Bablon et al., (2019) en una lava del Sagoatoa y la datación de 0,21 Ma para la Ignimbrita de Chalupas (Beate et al., 2006), se estima que existe un total de 0.6 Ma para que en el episodio compresivo se desarrolle el Pliegue de Jachauangu y la Flexura de Yambo, se erosionen parcialmente y sean cubiertas por la Ignimbrita de Chalupas. En ambos cortes se encontraron estructuras de deformación similares por lo que se puede deducir que los procesos compresionales ocurrieron en similar intensidad.

Igualmente, el fallamiento normal (afectando a los Volcánicos pre-Chalupas) ocurrió en ambas partes de la Cuenca contemporáneamente. Por lo que, se propone un breve periodo de extensión local anterior a la Ignimbrita de Chalupas, 0.21 Ma (Beate et al., 2006).

Las estructuras de plegamiento descritas se asocian a la presencia de fallas inversas ciegas, cuyo trazado cartográfico se dificulta cuando los depósitos deformados ya no son visibles por erosión o relleno posterior.

Además, debido a las estructuras observadas en campo y análisis geomorfológico se propone que, durante la parte final de la acumulación de la Formación Latacunga se desarrolló una estructura de Pop-down en un contexto tectónico de Full Ramp Basin concordando con Winkler et al., (2005) y Fiorini & Tibaldi (2012), debido a que ambos bordes sufrieron deformación por compresión a partir de fallas inversas con rumbo N-S. La depresión formada por la actividad de dichas fallas condicionó la acumulación de las facies finales de la Formación Latacunga, condicionó la localización de

depresiones donde se acumularon los volcánicos posteriores (pre-Chalupas y Chalupas) y afectó a las redes fluviales del entorno.

La realización del análisis hipsométrico en la zona de estudio se efectuó con el objetivo de comprobar la afectación en los cauces de los ríos Nagsiche y Yanayacu por el Pliegue de Jachauangu y la Flexura de Yanayacu y analizar estas estructuras hacia el Norte y Sur. Se obtuvieron resultados, como la influencia del pliegue de Jachauangu en los ríos Ambato y Mocha; y la presencia de otras estructuras como la Falla de Pisayambo y la Falla de Poaló afectando a los ríos analizados.

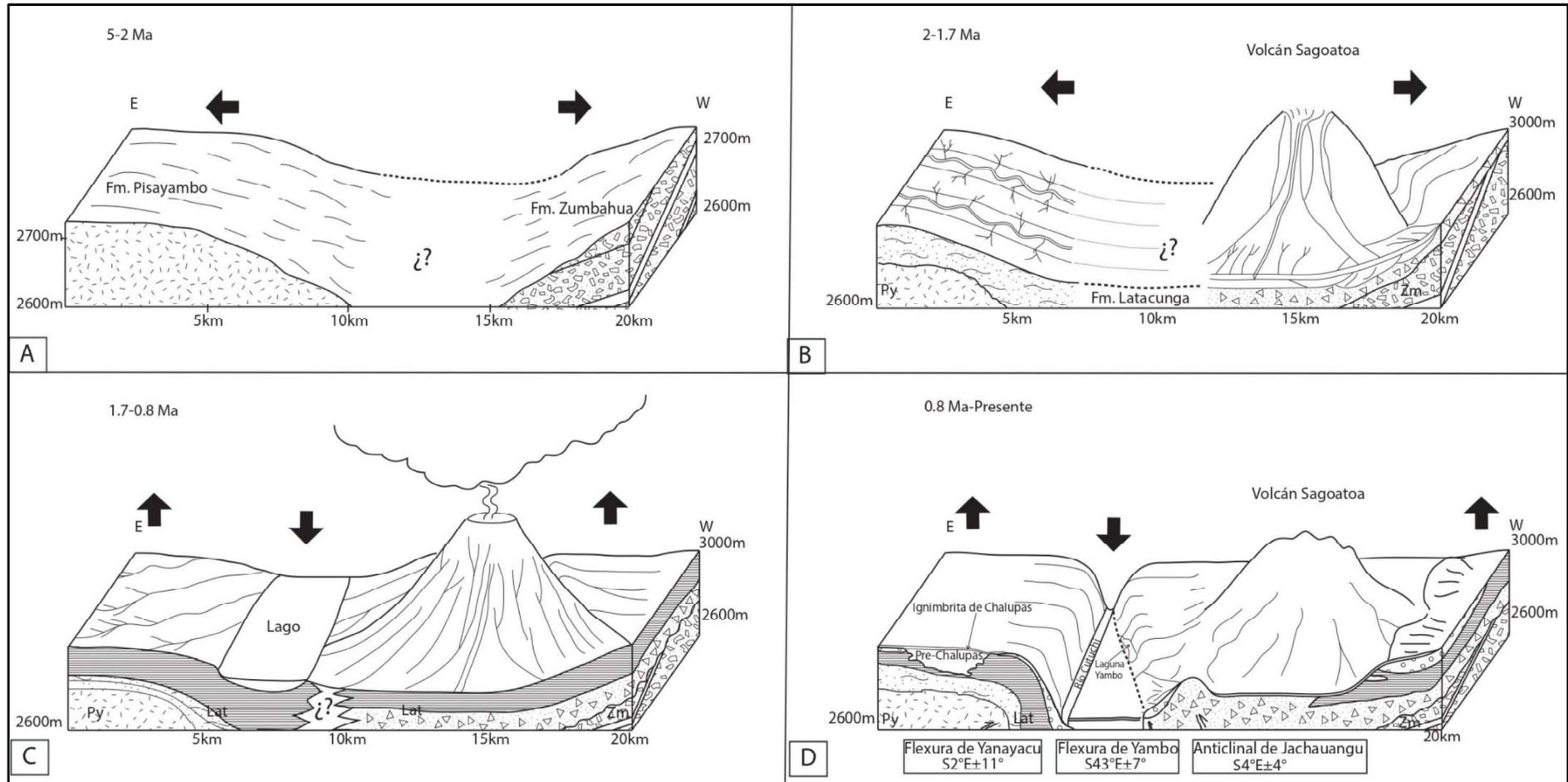
El análisis hipsométrico del río Nagsiche muestra dos variaciones significativas en la geomorfología de su cauce. La primera que correspondería al Pliegue de Jachauangu y la segunda a la Falla Poaló. Estas variaciones también se reflejan en el análisis hipsométrico para los ríos Ambato y Mocha, por lo que el cartografiado de estas estructuras debería prolongarse hacia el Sur.

Los ríos Ambato y Nagsiche se encuentran muy cercanos geográficamente (Fig. 3.64) y tienen una curva hipsométrica similar (Fig.3.65). Sin embargo, el río Nagsiche permite observar superficialmente el grado de deformación que afecta a la Fm. Latacunga en el pliegue de Jachauangu y refleja esto en su curva hipsométrica. Por otro lado, el río Ambato no registra evidencia superficial de deformación visible por la gran cobertura de sedimentos más recientes. Pero se observa afectación tectónica a la misma altura del pliegue de Jachauangu en su curva hipsométrica. Por lo que se infiere una influencia tectónica en el cauce de ambos ríos, por la falla ciega asociada al pliegue de Jachauangu.

El río Mocha muestra una curva cóncava en la parte superior, con un patrón de río en estado de *Monadnock* (Scheidegger, 1987). Posiblemente debido al origen del río en el volcán Carihuairazo, que tiene pendientes de alto grado. Posteriormente, existe un cambio en el grado de la pendiente de la curva hipsométrica, esta se vuelve más estable. Significa que su cauce está erosionando sedimentos jóvenes con un fuerte socavamiento sin afectación tectónica importante. Se piensa que las avalanchas de escombros descritas en Ordoñez (2012) son las responsables de presentar este patrón de río estable.

El río Yanayacu presenta una variación en la curva hipsométrica en su parte media. El rasgo geomorfológico identificado por observaciones de campo corresponde a un levantamiento relacionado posiblemente con la Falla de Pisayambo.





**Figura 4.2.** Evolución tectosedimentaria del área de estudio. A: Apertura de la cuenca, depositación de la Fm. Pisayambo y Zumbahua. B: Desarrollo de la U. Volcanosedimentaria, inicio actividad del volcán Sagoatoa. C: Desarrollo de la U. Fluvio-Lacustre, actividad intensa del volcán Sagoatoa e inicio de una cuenca del tipo Full Ramp Basin. D: Desarrollo de la cuenca hasta la actualidad en un régimen de Pop Down.

## CAPÍTULO 5 – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 5.1 Conclusiones

La Formación Latacunga se acumula discordante sobre un sustrato volcánico compuesto por la Fm. Pisayambo (al Este) y la Fm. Zumbahua (al Oeste).

La Fm. Pisayambo está compuesta por flujos de lava sucesivos y tiene un rango composicional desde andesita hasta andesita basáltica. La Fm. Zumbahua está compuesta por brechas heterolíticas que aparecen deformadas con un azimut de buzamiento de 36/46.

Estratigráficamente, la Fm. Latacunga está conformada por la Unidad Volcanosedimentaria a la base, la Unidad Fluvio-Lacustre al medio y los Volcánicos pre-Chalupas al techo. Las estructuras sedimentarias encontradas a lo largo de la Fm. Latacunga son *slumps*, grietas de desecación, estratificación cruzada y paralela. Principalmente, ocurren en sedimentos gruesos como areniscas.

Por primera vez se hallan y describen fósiles de vertebrados en la Fm. Latacunga correspondientes a una asta derecha y vértebra cervical de cuello de un ciervo de la familia Cervidae aff. *Hippocamelus*. Realizando un análisis de anatomía comparada con ciervos del Pleistoceno presentes en Ecuador no se determinó ninguna semejanza. Se realizó comparaciones con ciervos de edades parecidas a las estimadas para este fósil y tampoco se obtuvo resultados. También se encontró un maléolo medial de una tibia izquierda presuntamente de caballo; y madera fosilizada. Estos hallazgos se describen por primera vez en esta Formación, además, el fósil de ciervo podría tratarse de una nueva especie en el registro fósil del Cuaternario del Ecuador.

Dentro de la Fm. Latacunga existen evidencias de deformación sinsedimentaria por tectónica activa durante las etapas finales de acumulación.

Los Volcánicos pre-Chalupas descritos por primera vez en este trabajo, consisten de tobas de ceniza de composición riolítica a andesítica que marcan el final de la acumulación de la Fm. Latacunga.

Posterior a la acumulación de la Fm. Latacunga, y durante las últimas etapas de acumulación de conglomerados, ocurrieron eventos compresivos que dieron origen a los siguientes estructuras tectónicas encontradas en la zona de estudio: Primero, la Flexura de Yanayacu, luego el pliegue de Jachauangu y al final la Flexura de Yambo

con edades estimadas para estas deformaciones entre 1.2 y 0.2 Ma. Posteriormente predomina un evento extensivo con la depositación de los Volcánicos pre-Chalupas y experimentan una ligera deformación en un régimen extensivo. Finalmente se deposita la Ignimbrita de Chalupas que cierra la Cuenca.

Con el análisis hipsométrico realizado en la zona de estudio se concluyó que el río con mayor variación geomorfológica es el río de Yanayacu, ya que presenta el mayor cambio en la pendiente de la curva hipsométrica, posiblemente al verse afectado por la Flexura de Yanayacu y la Falla de Pisayambo.

Otra característica de la Cuenca Latacunga-Ambato observado a través del análisis hipsométrico es que las microcuencas de los ríos Nagsiche y Yanayacu dentro de la zona del presente estudio son las que mayores rasgos geomorfológicos asociados a deformación presentan respecto al resto de microcuencas analizadas.

## **5.2 Recomendaciones**

Se recomienda estudiar profundamente a la Fm. Pisayambo. Baldock (1982) Indica la presencia de lavas andesíticas-basálticas. En este estudio se determinó la existencia de andesitas con textura traquítica. Debido a la amplia distribución areal que tiene esta Formación, se debería realizar un mapeo más detallado y se debería realizar láminas delgadas en diferentes puntos para ver su variación composicional. Además, en Winkler (2005) se considera contemporánea a esta Formación con Turi y Tarqui en el Sur. Se debería realizar estudios geoquímicos para ver si es posible realizar una correlación.

Se recomienda realizar estudios más profundos en la Fm. Zumbahua. En este estudio se encontró un estrato de facies lacustres entre las brechas típicas de la Fm. Zumbahua. Esto podría significar que la Fm. Zumbahua es más variada litológicamente de lo descrito previamente. Además, se evidencia la presencia de deformación en la parte superior de esta Formación. Realizar mapeo más detallado ayudaría a entender de mejor manera a esta Formación. Y su estudio podría ser de gran utilidad por la presencia de líticos con alteraciones hidrotermales en brechas.

El descubrimiento de fósiles de vertebrados para la Fm. Latacunga, indica que se debe profundizar más el estudio fosilífero para esta Formación. Se deja abierto el tema para posteriores estudios. Se recomienda buscar indicios de microfósiles en la Fm. Latacunga – Ambato para poder determinar mejor el paleoambiente de acumulación.

Se recomienda datar los Volcánicos pre-Chalupas. Estos estratos de tobas de ceniza presentan minerales datables y una buena ubicación estratigráfica porque marcaría el final de la Fm. Latacunga y el inicio de la depositación de la Ignimbrita de Chalupas. Ayudaría a marcar la edad de una época de extensión en la Cuenca Latacunga – Ambato por las fallas Normales a las que han sido sometidos estos estratos.

Realizar dataciones en el flujo de lava encontrado en el presente trabajo y realizar geoquímica para verificar que su origen sea el volcán Sagoatoa.

## CAPÍTULO 7 – BIBLIOGRAFÍA

- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M., Rolandone, F. y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), pp.1048-1065.
- Andrade. D. Hall, M.L., Mothes, P., Troncoso, L., Eissen, J.P., Samaniego, P., Egred, J., Rivero, D., Yepes, H. (2005). Los peligros volcánicos asociados con el Cotopaxi. Quito: Corporación Editora Nacional.
- Aspden, J., Litherland, M., (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205 (1992), 187-204, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J., Audin, L., Jomard, H., Baize, S., Liorzou C., Hidalgo, S., Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc, *Tectonophysics*, Volume 751, 54-72 pp, ISSN 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.010>.
- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador*. Ecuador: Ministerio de Recursos Naturales y energéticos, dirección General de Geología y Minas Quito.
- Baize, S., Audin, L., Winter, T., Alvarado, A., Pilatasig Moreno, L., Taipe, M., Reyes, P., Kauffmann, P. y Yepes, H. (2015). Paleoseismology and tectonic geomorphology of the Pallatanga fault (Central Ecuador), a major structure of the South-American crust. *Geomorphology*, 237, pp.14-28.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., & Santacroce, R. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(01), 1.
- Beate. (1985). El flujo piroclástico de Chalupas como causante de un desastre natural en el cuaternario de los Andes septentrionales del Ecuador. *I Simposium Latinoamericano sobre Desastres Naturales*.
- Beate. (2006). La edad de la Ignimbrita del Chalupas, Prov. de Cotopaxi, Ecuador, y su importancia como marcador estratigráfico. *Resúmenes de las sextas Jornadas en ciencias de la Tierra*.

- Blandon A. (2002). Principios de estratigrafía. 288 pp. Universidad Nacional de Colombia.
- Bonhomme, M., Lavenue, A., Noblet, C., Dugas, F., & Egüez, A. (1990). Nouvelles datations K/Ar sur des roches volcaniques Tertiaires et Quaternaires des bassins continentaux intracordillerains D'Equateur. *Proc. Int. Symp Andean Geodynamics, Grenoble, France.*, 283.
- Bristow, C. R., & Hoffstetter, R. (1977). Lexique Stratigraphique International. 2nd ed, 5, Fax. 5a, 410.
- British Geological Survey and Corporación de Desarrollo e investigación Geológico, Minero y Metalúrgico. (1997). *Geology of the Western Cordillera, Ecuador between 1° and 2°S. (1:200,000)*. 150 p.
- Bruet, E. (1949). Les enclaves des laves des volcans de Quito, République de l'Equateur. *Bull. Soc. Géol.*, XIX (4–6), 477–491.
- Capo A., García C. (1994). Análisis e Interpretación de los perfiles longitudinales en la red fluvial del sur y sureste de Mallorca. Cuadernos de Investigación Geográfica, N° 40, 147-167 pp.
- Campos, A., (1992). Procesos del Ciclo hidrológico (2ed.). México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Clapperton, C. (1987). Maximal extent of late Wisconsin glaciation in the Ecuadorian Andes. *Quaternary of South America and Antartic Peninsula*, 5, 165–179.
- Clapperton, C., Hall, M., Mothes, P., Hole, M. J., Still, J. W., Helmens, K. F., ... Gemmell, A. M. D. (1997). A Younger Dryas Icecap in the Equatorial Andes. *Quaternary Research*, 47(01), 13–28. <https://doi.org/10.1006/qres.1996.1861>
- Collot, J.-Y., Agudelo, W., Ribodetti, A., & Marcaillou, B. (2008). Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador–south Colombia oceanic margin. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12). <https://doi.org/10.1029/2008JB005691>
- Coltorti, M., Ficarelli, G., Jahren, H., Espinosa, M., Rook, L., Torre, D., 1998. The last occurrence of Pleistocene megafauna in the Ecuadorian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 11 (6), 581–586.
- Córdova, M. (2018). *IDENTIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS ÚLTIMOS PRODUCTOS ERUPTIVOS DE LA FASE RESURGENTE DE LA CALDERA DE CHALUPAS*. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Cotecchia, V., & Zezza, F. (1969). *The Eocene basement of the interandean corridor in the Latacunga-Ambato trough (Ecuador)*. 43–46.

- Daly, M. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, Vol.8(No.4), 769–790.
- Dávila, F. (1990). *Geodinámica Plio-Cuaternaria de la cuenca de Latacunga-Ambato, Callejón Interandino. Sector entre Salcedo y Píllaro*. Escuela Politécnica Nacional–Facultad de Geología Minas y Petróleos, Quito.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., & Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191–2194. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
- Dirección General de Geología y Minas (DGGM), 1978. Mapa geológico del Ecuador, I/00000, hoja Ambato, Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Quito.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H., & Egües, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259(1–3), 101–116.
- Egüez, A., Beate, B. 1992 Estratigrafía y tectónica de la cuenca intramontañosa del Chota. II Jornadas Ciencias de la Tierra, Resúmenes. Escuela Politécnica Nacional (EPN), Quito. pp. 131–144.
- Egüez, A., Dugas, F., Bomhomme, M., 1992. Las unidades Huigra y Alausí en la evolución geodinamica del valle interandino del Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano* 3 (1), 47–55.
- Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., Dart, R., (2003). Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. A project of the International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. USGS. 68 pp.
- Feininger, T. (1975). Origin of Petroleum in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin*, 59. <https://doi.org/10.1306/83D91F4C-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene Geologic History of Coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, V. 69, 849–874.
- Feininger, T., & Seguin, M. K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11(1), 40. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<40:SBGAFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<40:SBGAFA>2.0.CO;2)
- Ferrari, L., & Tibaldi, A. (1992). Recent and active tectonics of the north-eastern Ecuadorian Andes. *Journal of Geodynamics*, 15(1–2), 39–58. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(92\)90005-D](https://doi.org/10.1016/0264-3707(92)90005-D)

- Fiorini, E., & Tibaldi, A. (2012). Quaternary tectonics in the central Interandean Valley, Ecuador: Fault-propagation folds, transfer faults and the Cotopaxi Volcano. *Global and Planetary Change*, 90–91, 87–103.
- Goldrick, G., Bishop, P. (2007). Regional análisis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and Landforms 32, 649-671 pp.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3–4), 255–270. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012>
- Heckeberg, N. S., & Wörheide, G. (2019). A comprehensive approach towards the systematics of Cervidae (No. e27618v1). PeerJ Preprints. <https://doi.org/10.7287/peerj.preprints.27618v1>
- Henderson, W. G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 367–378.
- Herrera, F. (2013). Caracterización de los depósitos de avalanchas de Escombros en el Tramo Píllaro-Patate. Universidad Central del Ecuador, Quito, Ecuador.
- Hidalgo, S., Gerbe, M. C., Martin, H., Samaniego, P., & Bourdon, E. (2012). Role of crustal and slab components in the Northern Volcanic Zone of the Andes (Ecuador) constrained by Sr–Nd–O isotopes. *Lithos*, 132–133, 180–192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.11.019>
- Hidalgo, S., Gerbe, M.-C., Martin, H., Chazot, G., & Cotten, J. (2008). *Oxygen isotopes evidence for crustal contamination and mantle metasomatism in the genesis of the Atacazo-Ninahuilca magmatic suites, Ecuador*. 4.
- Hoffstetter, R., 1952. Les mammifères Pléistocènes de la République de l'Équateur. Mémoires de la Société Géologique de France 66, 347–376
- Hörmann, P. K., & Pichler, H. (1982). Geochemistry, petrology and origin of the Cenozoic volcanic rocks of the Northern Andes in Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 12(3–4), 259–282.
- Horton, (1945). "Erosional Development of Streams", Geol. Soc. Am. Bull., Vol.56, pp.281-283.

- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 13971-13986 pp.
- Hughes, R., & Pilatasig, L. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1–4), 29–48. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., ... Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1–2), 75–124. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00071-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00071-X)
- Kennerly, J. B. (1971). Geology of the Llanganates area, Ecuador. *Rap.. Inéd. London:IGS (overseas Direction)*, 21 p.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577–594. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-151>
- Lavenu, A., Winter, T., & Dávila, F. (1995). A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophysical Journal International*, 121(1), 279–300. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03527.x>
- Lavenu, Baudino, R., & Égo, F. (1996). Stratigraphie des dépôts tertiaires et quaternaires de la dépression interandine d'Équateur (entre 0° et 2°15'S). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 25, 16.
- Lavenu, Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3–4), 309–320.
- Litherland, M., & Aspden, J. (1992). Terrane-boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1), 71–76. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90060-C](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90060-C)
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian Subduction System. *The American Association Of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 62(No.12), 2454–2477.
- Mothes, P. A., Hall, M. L., & Janda, R. J. (1998). The enormous Chillos Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59(4), 233–244. <https://doi.org/10.1007/s004450050188>.

- Monsalve, (1999). "Hidrología en la Ingeniería". 2da Edición, Editorial Alfaomega, pp. 33-57.
- Muñoz J. J. (1992). Geomorfología general. 4º edición, Síntesis, S.A., 350 pp Madrid.
- Narvaez, D. F., Rose-Koga, E. F., Samaniego, P., Koga, K. T., & Hidalgo, S. (2018). Constraining magma sources using primitive olivine-hosted melt inclusions from Puñalica and Sangay volcanoes (Ecuador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(10). <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1508-8>
- Ordóñez, J. (2012). *Depósitos volcánicos del Pleistoceno Tardío en la cuenca de Ambato: caracterización, distribución y origen*. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Pardo-Casas, Fe., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates Since Late Cretaceous Time. *Massachusetts institute of technology, Cambridge*, 6(No. 3), 233–248.
- Pascuare, G., Tibaldi, A., Ferrari, L. (1990). Relationships Between plate convergence and Tectonic evolution in the Ecuadorian active Thrust Belt.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753–10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Sauer, W. (1965). *Geología del Ecuador* (1a ed). Castellana Quito: Talleres gráficos del Ministerio de Educación.
- Scheidegger A. (1987). Systematic Geomorphology, Springer-Verlag-Wien, 1-10 pp.
- Snow, R.S., Slingerland, R.L. (1987). Mathematical modelling of grade driver profiles. *Jouernal of Geology* 95, 15-33 pp.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57–73. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00225-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00225-4)
- Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399, 195–220. <https://doi.org/doi:10.1016/j.tecto.2004.12.023>
- Strahler A. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 63, 1117-1142 pp.

- Tibaldi, A., & Ferrari, L. (1992). From latest miocene thrusting to quaternary transpression and transtension in the Interandean Valley, Ecuador. *Journal of Geodynamics*, 15(1–2), 59–83.
- Tomiasi, C., & Abbazzi, L. (2002). Deer fauna from pleistocene and holocene localities of Ecuador (South America). *Geobios*, 35(5), 631-645.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00018-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00018-4)
- Vallejo, C. (2007). *Evolution Of The Western Cordillera in The Andes Of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)*. Federal Institute Of Technology Zürich, Zürich.
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. 803 pp. Editorial Rueda.
- Villagómez, D. (2003). *EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PLIO-CUATERNARIA DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL EN ECUADOR (ZONA DE QUITO-GUAYLLABAMBA-SAN ANTONIO)*. Escuela Politécnica Nacional, Quito.
- Whipple, K.X., Dibiase, R., Crosby, B. (2011). Beldrock rivers. En *Tratise on Geomorphology*, J. Shroder, H. Whol (ed.), Academic press, San Diego, CA, 550-573 pp.
- Wiltschko, D. V., & Sutton, S. J. (1982). Deformation by Overburden of a Coarse Quartzite Conglomerate. *The Journal of Geology*, 90(6), 725–733. <https://doi.org/10.1086/628727>
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 5–19. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.006>
- Winter, T., & Lavenue, A. (1989). *Tectonique active en Equateur: ébauche d'une nouvelle interprétation géodynamique*. 95–115.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape: DEVELOPMENT OF THE GULF OF GUAYAQUIL. *Tectonics*, 25(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004TC001723>
- Wolf, T., 1878. Memoria Sobre el Cotopaxi y su Ultima Erupción Acaecida el 26 de junio de 1877 ; Imprenta El Comercio, Guayaquil, 48p.

