

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**“GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA
ENTRE VILLADORA Y BELLAVISTA, RÍO GUAYLLABAMBA”**

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

CRISTIAN NICOLAS NUÑEZ MANTILLA

cristian_nn@yahoo.es

DIRECTOR: ING. JORGE H. SEVILLA M.Sc.

jhsevilla@yahoo.com

Quito, Agosto del 2011

DECLARACIÓN

Yo, Cristian Nicolás Núñez Mantilla, 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.

CRISTIAN NICOLÁS NÚÑEZ MANTILLA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Cristian Nicolás Núñez Mantilla, bajo mi supervisión.

Ing. JORGE H SEVILLA MERA M.Sc.
DIRECTOR DE PROYECTO

“más vale tarde que nunca”

“los proyectos a medias son una maldición a largo plazo”

“ámame cuando menos lo merezco porque es cuando más lo necesito”

“el dolor de ahora es parte de la felicidad de entonces”

“yo soy la verdad el camino y la vida, nadie viene al Padre sino es por mí”

“nos hiciste para ti señor y nuestro corazón seguirá inquieto hasta encontrarte”

DEDICATORIA:

Este proyecto dedico a todos mis compañeros que por circunstancias de la vida no pudieron terminar con la titulación de ingeniero geólogo, para ustedes compañeros (Luis C, Jorge M, Pablo D, Andrés F, Henry O, Adrian P).

AGRADECIMIENTOS:

Gracias a Dios por permitirme estudiar geología y darme la salud necesaria para terminar la carrera. Mi familia siempre confió en mí, aún cuando yo me sentía vencido, gracias a mis abuelitos Luis y Flor, a mi hermana Evelyn (Paraña) gracias por su compañía y comprensión al habernos criado sin la presencia de nuestro padre. Gracias a mi mami Paty por haberme dado la educación y amor.

No hubiera sido posible terminar este proyecto sin la ayuda, cuidado, atención, cariño y amor de mi esposa Mariuxi, sin el empuje y motivación de mi hijo compañero de tesis Benjamín. Los amo y siempre los amaré, hasta el final.

Gracias a mis suegros Miguel y Alicia por su apoyo. Nunca podré pagarles por sus palabras de aliento y ánimo. Gracias a mis cuñados Miguel y Gerardina por su ejemplo, gracias a mis sobrinos Miguel Antonio, Yael, Mayra y Gabriel por su ternura e inocencia.

Gracias a mis compañeros de generación: Diego C, Jonathan Y, Fabián V, Silvia V, Johanna L, Jorge O. y en especial a Fernando Tuz porque entramos juntos a la facultad, gracias por tu amistad, consejo y ejemplo.

En el caminar hacia este proyecto tuve muchos percances pero creo que solo fueron oportunidades para amar más a mi universidad, a mi POLI, y los que más aman a la universidad son los que trabajan en ella, me refiero a mis profesores, a las secretarías, los conserjes, las copiatoras, ustedes me enseñaron la teoría y la técnica, gracias por sus enseñanzas de vida y de sobrevivencia en el campo.

Gracias al tribunal de Tesis que realizó las correcciones y calificación de este trabajo, me refiero a los ingenieros: Jorge Sevilla, Renan Cornejo y Mario Ruiz.

Parte del apoyo y enriquecimiento de este proyecto fueron los comentarios de los ingenieros: Florencio Lechuga (CFE-México), Vladimir Játiva (Heq), Giovanni Taco (Heq), Milton Ramírez (Heq), Gonzalo Malo (Heq), Francisco Cruz (Heq), Grace Valencia (Heq), Pablo Andrade (Heq), Daniel Battaglia (Italia, Georisk), Alexandra A. (Ig-Epn), Lilia P. (LPC), Marcelo Echeverría (LPC).

Debo dar gracias a todo el personal de Heq por su ayuda desinteresada. A todos los especialistas de la Gerencia Técnica, a la CFE de México. A la Gerencia Administrativa, en especial al personal de movilidad que nos acompañan en el campo y a los guías de campo (Sociólogos).

A la población de Palmitopamba, Chacapata, Playa Rica, Bellavista, Santa Rosa, Chontal y Nanegal agradezco por su amabilidad al permitirme transitar por sus fincas y haciendas.

Por último doy gracias a todos mis tíos, tías, primos, primas, amigos, vecinos, Sacerdotes, religiosos, colegas por su apoyo invisible de oraciones y bendiciones. Muchas Gracias, a todos mis bienhechores viviré agradecido.

ÍNDICE GENERAL	Pág.
Índice General	i
Índice de Figuras	iv
Índice de Fotografías	v
Índice de Tabla	vii
Índice de Anexos	vii
RESUMEN	viii
ABSTRACT	ix

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES	3
1.3 OBJETIVOS DEL ESTUDIO	5
1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	6
1.5 ALCANCE DEL ESTUDIO	9

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 INTRODUCCIÓN	10
2.2 GEOLOGÍA DEL ECUADOR	11
2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	13
2.3.1 FORMACIÓN PILATÓN	13
2.3.2 FORMACIÓN SILANTE	14
2.3.3 BATOLITO APUELA NANEGAL	16
2.3.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS	20
2.3.4.1 Formación San Tadeo	20

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO DE LA ZONA DE ESTUDIO.

3.1 INTRODUCCIÓN	21
3.2 ASPECTOS TEÓRICOS	21
3.2.1 DEFINICIONES DE LAHAR	21
3.2.2 DEFINICIÓN DE TERRAZAS FLUVIALES	22
3.2.2.1 Terrazas de acumulación	25
3.2.2.2 Terrazas sobre roca	26
3.2.2.3 Depósitos Fluviales	27
3.3 RELLENO DE LOS VALLES FLUVIALES	28
3.3.1 LAHARES INDIFERENCIADOS	28
3.3.2 INTERCALACIONES DE ALUVIAL - LAHAR	30
3.3.3 DEPÓSITOS LAGUNARES	37
3.3.4 AVALANCHA VOLCÁNICA	38
3.3.5 DEPOSITOS FLUVIALES	41
3.3.6 SUELOS RESIDUALES	42
3.3.7 DEPÓSITOS COLUVIALES	43
3.3.7.1 Deslizamientos	44

CAPITULO 4: GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

4.1 INTRODUCCIÓN	47
4.2 TECTÓNICA DE PLACAS	48
4.3 DEFORMACIONES EN LOS ANDES ECUATORIANOS	49
4.4 SISMICIDAD DEL ECUADOR	53
4.5 DATOS DE SONDEOS MECÁNICOS	57
4.6 GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA ESTUDIADA	60
4.6.1 RASGOS RELACIONADOS CON FORMAS DE EROSIÓN	60
4.6.2 RASGOS RELACIONADOS CON VERTIENTES DE VALLES	63

4.6.3 RASGOS RELACIONADOS CON LOS CAUCES	65
4.6.4 RASGOS RELACIONADOS CON EL DESPLAZAMIENTO	66
4.6.5 RASGOS RELACIONADOS CON LOS NIVELES DE TERRAZAS	69
4.6.5.1 Río Intag	69
4.6.5.2 Río Alambi	71
4.7 REPRESENTACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA	74
4.7.1 FALLA NANEGALITO	75
4.8 ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS INDICADORES DE NEOTECTÓNICA	78
4.8.1. ÍNDICE DE SINUOSIDAD DE FRENTES MONTAÑOSOS (MOUNTAIN-FRONT SINUOSITY INDEX)	80
4.8.2. RELACIÓN ANCHURA DEL FONDO DE VALLE/ALTURA DEL VALLE (RATIO OF VALLEY FLOOR WIDTH/VALLEY HEIGHT)	82
4.8.3. EFECTOS DE LA ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA SOBRE LOS CAUCES FLUVIALES	87
 CAPÍTULO 5: EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CUATERNARIO	
5.1 INTRODUCCIÓN	89
5.2 ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS CUATERNARIAS	90
5.3 VALLE ANTIGUO	93
5.4 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA DEL ÁREA DE ESTUDIO	102
5.4.1 PROCESOS DE EROSIÓN Y ACUMULACIÓN	104
 CAPÍTULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
6.1 CONCLUSIONES	112
6.2 RECOMENDACIONES	114

CAPÍTULO 7: BIBLIOGRAFÍA

116

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1	Ubicación del área de estudio.	6
Fig. 1.2	Perfil longitudinal del Proyecto Hidroeléctrico Chespí.	7
Fig. 1.3	Esquema general de vías y obras civiles del Proyecto Chespí.	8
Fig. 2.1	Marco Geológico Ecuatoriano simplificado.	12
Fig. 2.2	La Falla Nanegalito define el contacto entre las formaciones Pilatón y Silante.	16
Fig. 2.3	Estereograma de 155 polos que permite definir cuatro familias principales de diaclasas del Batolito Apuela Nanegal.	18
Fig. 2.4	Imagen satelital del abanico aluvial de origen volcánico que constituye la Fm. San Tadeo.	20
Fig. 3.1	Esquema geológico de las terrazas del río Guayllabamba aguas abajo del sitio de Casa de máquinas Chontal.	26
Fig. 3.2	Tipos de terrazas fluviales.	27
Fig. 3.3	Correlación de sondeos TR2, CA-1A Y BVPC1.	32
Fig. 3.4	Cambios en el patrón de drenaje entre unidad Qa-lh y Batolito.	35
Fig. 3.5	Registro del sondeo CH-1.	37
Fig. 3.6	Mapa Geológico de la BGS (2002).	40
Fig. 3.7	Sección d-d' del sitio de presa Chontal.	43
Fig. 4.1	Esquema del marco geodinámico actual en el NW de Sudamérica	50
Fig. 4.2	Mapa estructural simplificado del Ecuador con énfasis en las Fallas Transcurrentes Dextral Apuela y Nanegalito.	53
Fig. 4.3	Mapa de intensidades sísmicas máximas del Ecuador.	56
Fig. 4.4	Sismicidad del Ecuador con registros desde 1906 hasta 1980 y de 1990 hasta el 2010.	57
Fig. 4.5	Sección Este Oeste sobre el sondeo FN1 de 180m de profundidad.	58
Fig. 4.6	Interrelación de la conductividad del nivel de base local para la acumulación del espesor del abanico aluvial junto al frente montañoso.	64
Fig. 4.7	Modelo de elevación digital de la confluencia de los ríos Guayllabamba e Íntag.	71
Fig. 4.8	Modelo de elevación digital en el área del Río Alambi.	73
Fig. 4.9	Niveles de las terrazas del Río Alambi	74

Fig.4.10	Modelo de elevación digital regional.	75
Fig.4.11	Modelo de elevación digital del área de la falla Nanegalito.	77
Fig.4.12	Índices geomorfológicos de sinuosidad del frente montañoso (Smf).	82
Fig.4.13	Índices geomorfológicos de relación altura/ancho del valle (Vf).	84
Fig.4.14	Perfil Longitudinal del Río Guayllabamba la confluencia con el río Intag hasta el poblado de Bellavista.	89
Fig. 5.1	Mapa geológico de planicies aluviales y la existencia de valles enterrados (modificado de Sevilla, 1977).	95
Fig. 5.2	Interpretación del Paleocauce (Electrowatt,1978) y ubicación de sondeos para el sitio de presa y paleocauce (CA-1A, 285m y CH1, 340m).	96
Fig. 5.3	Corte geológico modificado de Astec - Geodata (AGA, 2009).	98
Fig. 5.4	Trayectoria del <i>talweg</i> valle antiguo (modificado INECEL, 1979/80).	99
Fig. 5.5	Ubicación de sondeos en el mapa geológico del Anexo 1	100
Fig. 5.6	Ortofoto del levantamiento LiDAR y ubicación de los cortes geológicos con datos de sondeos geotécnicos. (Anexo 7).	102
Fig. 5.7	Perfiles geológicos esquemáticos transversales al valle del río Guayllabamba.	105
Fig. 5.8	Vista en planta de la trayectoria del <i>talweg</i> del valle antiguo.	107
Fig. 5.9	Perfiles longitudinales del valle actual del Guayllabamba y del valle antiguo enterrado.	108
Fig.5.10	Modelo de evolución geológica.	112

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Foto 2.1	Textura afanítica de la Formación Pilatón.	14
Foto 2.2	Grado de fracturamiento del macizo rocoso que aumenta con la proximidad hacia la Falla Nanegalito.	15
Foto 2.3	Roca conglomerática de la Formación Silante, compuesta por detritos de tipo volcánico sostenidos en una matriz limo arenosa de composición cuarzo-feldespática	16
Foto 2.4	Vista panorámica del río Chalguayacu y filones básicos intruidos en la granodiorita.	17
Foto 2.5	Afloramiento del Batolito en la vía Selva Alegre – Saguangal.	19
Foto 3.1	Ejemplos de terrazas de acumulación	24

Foto 3.2	Fotos de terrazas de acumulación tomadas por Pazzaglia (2009)	28
Foto 3.3	Vista panorámica de Lahares indiferenciados.	29
Foto 3.4	Textura brechosa del depósito y paredes de 80 m de de lahares en el poblado La Perla.	30
Foto 3.5	Testigos del sondeo TR2.	33
Fotos3.6	Lahar con incorporación de madera en poblado de Santa Rosa – San Lorenzo.	36
Foto 3.7	Depósito lagunar.	38
Fotos3.8	Avalancha Volcánica, con mega-bloques de tamaño decamétrico.	41
Foto 3.9	Suelo residual en el sitio de casa de máquinas del proyecto Chontal	44
Foto3.10	Depósitos de pie de Talud en el corte de la vía Selva Alegre.	45
Foto3.11	Deslizamiento rotacional.	46
Foto 4.1	Núcleos recuperados del sondeo FN-1	59
Foto 4.2	Trincheras Tr1 y Tr2, perpendiculares a la traza de falla Nanegalito	60
Foto 4.3	Afloramiento de una pequeña falla gravitacional.	62
Foto 4.4	Abanico aluvial en la confluencia del Río Blanco con el Río Guayllabamba.	63
Foto 4.5	Rasgos morfológicos que evidencian la apertura del valle de la Qda. Bellavista.	65
Foto 4.6	Facetas Triangulares por erosión del Batolito Apuela Nanegal.	65
Foto 4.7	Valles asimétrico y piedemonte de la falla Apuela.	66
Foto 4.8	Lineamiento antiguo de 50m del Río Guayllabamba.	67
Foto 4.9	Evidencias de campo de la falla Apuela.	68
Foto4.10	Falla gravitacional asociada a la falla Apuela.	69
Foto4.11	Traza de la Falla Nanegalito, en el cauce del río Blanco.	78
Foto4.12	Levantamiento realizado en la quebrada Bellavista.	78
Foto4.13	Plano de la Falla Nanegalito, roca muy fracturada.	79
Foto 5.1	Afloramientos del Valle antiguo.	93
Foto 5.2	Vista aérea de las pampas de Villadora – Milagro.	111

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla4.1	Valores de relación empírica entre Magnitud Sísmica y Desplazamiento de la falla Apuela.	69
Tabla4.2	Tabla de valores del índice geomorfológico Smf para el área de la falla Apuela.	83
Tabla4.3	Tabla de valores del índice geomorfológico Vf para las falla Apuela y Nanegal.	85
Tabla4.4	Clasificación de la actividad tectónica según Silva (1993).	87
Tabla 5.1	Columna Estratigráfica desde el Pleistoceno inferior al Holoceno del área de estudio.	92
Tabla 5.2	Sondeos que atraviesan la unidad Qa-lh, parte del relleno del valle antiguo.	100

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1	Mapa Geológico del sector comprendido entre el río Alambi y la quebrada Bellavista, escala 1:25.000.
Anexo 2	Morfología Fluvial
Anexo 3	Mapa Sismo Tectónico del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba en una cuadrícula de 150km de lado, escala 1:100.000.
Anexo 4	Mapa Sismo-Tectónico (Sevilla INECEL, 1981) y Mapa de Fallas Cuaternarias (USGS, 2003). Escala 1:500.000.
Anexo 5	Mapa Geomorfológico de Bellavista, escala 1:15.000.
Anexo 6	Mapa Geomorfológico de Villadora - Milagro, escala 1:15.000.
Anexo 7	Mapa de trayectoria del talweg del valle antiguo de parte de la cuenca hidrográfica del Río Guayllabamba, escala 1:50.000 y escala 1:1.000.
Anexo 8	Manual básico de Paleosismología.

RESUMEN

En la geología del cuaternario de la zona de estudio se diferenciaron los tipos de depósitos y materiales cuaternarios. Las unidades cuaternarias que conforman el valle fluvial del Río Guayllabamba y sus principales afluentes como son el Intag y Alambi identificadas en este estudio son: Lahares indiferenciados (Pleistoceno inferior, Plh), intercalaciones aluvial Lahar (Pleistoceno medio, Qa-lh), Avalancha volcánica (Pleistoceno Superior, Qava), terrazas fluviales (Holoceno, Qal), depósitos lagunares, suelo residual y coluviales (Holoceno). La mayor potencia de relleno ubicado en terrazas fluviales de acumulación es 336m en el sondeo geotécnico CH1, en la zona de San Lorenzo en la unidad Qa-lh. En base a los sondeos TR2, TR3, BVBC1 y CA1 se tiene cuatro eventos laharíticos intercalados con aluviales gruesos. Este relleno refleja un VALLE ANTIGUO (hace 780.000 años), más profundo entre 25 y 40m que el cauce epigénico actual, medidos desde el espejo de agua del río Guayllabamba y el *talweg* del valle antiguo.

En geomorfología tectónica se realizaron 17 medidas de índices; 6 medidas del índice de sinuosidad montañosa y 11 medidas de la relación ancho-profundidad del valle. A partir de estas medidas se clasificó a la actividad tectónica del área como Clase 1, con una tasa de levantamiento de 1,0 a 0,07 mm/año.

Se realizaron mapas geomorfológicos en los poblados de Villadora y Bellavista. Con la integración de la información levantada podemos validar la existencia de las fallas Apuela y Nanegal y su influencia en la morfología del paisaje, pudiéndose remitir la actividad de las fallas al Pleistoceno Superior.

ABSTRACT

Within the Quaternary geology of the study area, there were different types of deposits. Quaternary units that make up the river valley Guayllabamba River and its major tributaries such as the Intag and Alambi, were identified in this study as: undifferentiated lahars (Pleistocene, Plh), interbedded alluvial Lahar (Middle Pleistocene, Qa-lh), volcanic avalanche (Late Pleistocene, Qava), river terraces (Holocene, Qal), lagoon deposits, residual soil and colluvium (Holocene). The highest accumulation of alluvial Lahar deposits within the river terraces reached is 336m. This was observed during the geotechnical borehole survey CH1, in the area of San Lorenzo, within the unit Qa-lh. Based on surveys TR2, TR3, CA1 and BVPC1, four different interbedded alluvial events, with coarse laharíticos, were identified. This represents an ancient filled valley (780.000 years ago), including a current 25 to 40m deep the epigenic channel, measured from the water surface of the Guayllabamba and the old *talweg* Valley.

17 tectonic geomorphological measurements were made, 6 measures of mountainous sinuosity and 11 measures of the valley width-depth relationship. From these tectonic measures, activity (Class 1) had a rate rising from 1.0 to 0.07 mm / year area.

Geomorphological maps were made in the villages of Villadora and Bellavista. With the integration of this collected information, we can validate the existence of faults Nanegal and Apuela, and its influence on the morphology of the landscape, and ultimately being able to understand the activity of the Upper Pleistocene faults.

CAPÍTULO 1.

1.1 INTRODUCCIÓN

Los terremotos constituyen uno de los fenómenos geológicos naturales que más pérdidas humanas y materiales han causado en la sociedad, desde el comienzo de la civilización hasta nuestros días. La protección de personas, bienes y servicios ante la ocurrencia de terremotos, depende fundamentalmente de las medidas preventivas y de mitigación que se considere tengan aplicación según sea el caso.

Como paso previo, vamos a definir algunos términos básicos. La tectónica, desde un punto de vista geológico, se refiere a las estructuras y procesos que están asociados con la deformación de la corteza terrestre como resultado de varios eventos que ocurren a profundidad. Por otra parte, la geomorfología se refiere a la evolución del paisaje, prestando especial atención a los procesos que lo producen, modifican o destruyen las formas terrestres. Con los antecedentes expuestos, la geomorfología tectónica se puede definir como: el estudio de accidentes geográficos fruto de los procesos tectónicos, tales como fallas, plegamientos, elevaciones, hundimientos, etc.

La geomorfología tiene su aplicación en el estudio de problemas tectónicos; uno de ellos, que tiene mucha importancia e interés actualmente para la sociedad, radica en lograr una mejor comprensión de sus efectos. Por ejemplo, interesa saber cómo se producen los procesos tectónicos, la formación de colinas y montañas, con qué frecuencia pueden ocurrir los grandes terremotos, y cuáles pueden ser sus consecuencias directas e indirectas.

La neotectónica se refiere a los procesos que han tenido lugar dentro del período histórico de la humanidad (Holoceno), la intensidad y periodicidad con que se producen tienen fundamental importancia para planificar y diseñar estructuras como: edificios, puentes, vías, presas, y cualquier otro tipo de instalaciones, en prevención

de su vida útil. Es importante entender que si vamos a estudiar y hacer estimaciones relativas a los procesos tectónicos en las últimas decenas o centenas de años, deberemos tener información de tiempos más remotos que nos sirvan para proyectar con una precisión algo más certera la posibilidad de ocurrencia de eventos sísmicos, los cuales están ligados a los esfuerzos tectónicos y a las fallas cuya frecuencia de actividad puede estar comprendida entre intervalos de varios cientos, miles o más años. Para eventualmente predecir y evaluar la actividad de una falla en particular, debemos estar en capacidad de determinar la historia de un conjunto de fallas y su evolución considerando toda la región.

A escala regional, las observaciones y mediciones de los mapas y fotografías aéreas, junto con el trabajo de campo, sirven para evaluar los índices geomorfológicos de los procesos neotectónicos que son útiles para establecer una actividad relativamente aproximada, los trabajos de reconocimiento regionales también puede ayudar a identificar lugares más precisos para efectuar las evaluaciones de campo.

Partiendo del análisis del mapa de fallas activas del país (Sevilla, 1981; USGS, 2003), se ha identificado las fallas de Apuela y Nanegal que, para este estudio tienen mucha importancia, pues el túnel de carga y restitución del Proyecto Hidroeléctrico Chespí Palma Real, atravesarán las fallas mencionadas. Para este caso particular, en cada área de las fallas se midieron los índices geomorfológicos que se han correlacionado con la clasificación de actividad tectónica de Silva (1993).

Los estudios de pre-factibilidad, factibilidad y diseño del Proyecto Hidroeléctrico Chespí permitieron realizar el presente estudio bajo la responsabilidad de la empresa HydroEquinoccio (HEQ), encargada de los estudios del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba (SHIG), teniendo como expectativa la generación de 1.800 Mw (CONELEC, 2009) con los aprovechamientos hidráulicos: San Pedro, Calderón, Cubi, Chespí, Chontal, Chirapi, Manduriacu, Tortugo, Tigre y Llurimaguas. proyectos, cuyos estudios se iniciaron en el año 2009.

El proyecto hidroeléctrico Chespí generará la mayor cantidad de energía eléctrica del SHIG con 400Mw, cuya obra civil de mayor importancia es el Túnel de Carga (TC) con una longitud de 18,3km que atraviesa las Formaciones Yunguilla, Silante, Pilatón; la obra estaría afectada por la falla Nanegalito. (Egüez & Yepes, 1993; LPC, 2010). La geología regional se indica brevemente en el capítulo dos.

HEQ, a través del convenio de fiscalización con la Comisión Federal de Electricidad (CFE) de México, ha planteado la necesidad de realizar estudios de paleosismicidad para caracterizar la afectación de la Falla Nanegalito (FN) al túnel de carga del proyecto Chespí. Este estudio servirá como base para la paleosismicidad porque realiza la cartografía de depósitos cuaternarios descritos en el capítulo tres y caracterizan geomorfológicamente a las áreas de influencia de las fallas Apuela y Nanegalito (Cap. 4).

Los estudios hidroeléctricos son financiados por el Estado Ecuatoriano con la inversión de grandes recursos económicos, de ahí la importancia de que los estudios y las obras no sean ni sub ni sobredimensionados para que los valores comprometidos en su ejecución sean los justos, de esto también se desprende la importancia tanto científica como económica que asume el presente estudio investigativo.

1.2 ANTECEDENTES

A inicios del año 2008, el Gobierno Provincial de Pichincha decide retomar los proyectos del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba (SHIG), estudiados por el INECEL en la década de 1970. En consecuencia, mediante escritura pública otorgada el 28 de julio de 2008, el Gobierno de la provincia de Pichincha constituyó la empresa HIDROEQUINOCCIO HEQ SA, la que luego se convierte en HIDROEQUINOCCIO EP.

El SHIG está ubicado y concebido para aprovechar los recursos hídricos de la vertiente del Pacífico, con el objeto de que constituya un proyecto complementario con los de la vertiente del Amazonas como es el caso del Proyecto Paute (CONELEC, 2009). La construcción del SHIG disminuirá la generación de energía termoeléctrica y las importaciones de Colombia y Perú.

El aumento de la vulnerabilidad física y los efectos negativos generados en el pasado, son situaciones que justifican plenamente la necesidad de realizar estudios relacionados con las estructuras tectónicas, pues, de ellos pueden derivarse acciones orientadas a mitigar el riesgo al que podría estar expuesta la infraestructura planificada por HEQ para los diversos proyectos del SHIG, de manera que pueda reducirse la vulnerabilidad que es una componente del riesgo y que puede ser intervenida con relativa facilidad.

Geográficamente el Ecuador se encuentra ubicado en una de las regiones de alta sismicidad de América Latina por lo cual genera escenarios de amenaza y riesgo que demandan esquemas de mitigación muy específicos, en los que se debe definir el papel y las responsabilidades de las constructoras y de las comunidades involucradas tanto a nivel interno como externo de HEQ.

La sismicidad registrada por reseñas históricas y la Escuela Politécnica Nacional, determinan 19 terremotos de magnitud mayor o igual a 6,5Mb (IG-EPN). Desafortunadamente algunos de estos eventos han sido devastadores y la energía que liberaron ha sido capaz de destruir algunas ciudades (Riobamba-1797, Ibarra-1868, Pelileo-1949). En la historia contemporánea algunos terremotos han provocado importantes pérdidas económicas como por ejemplo: el 04 de agosto de 1998 con 7,2Mb, el 26 de marzo de 1996 con 5,9Mb, el 10 de agosto de 1990 con 5,3Mb, el 5 de marzo de 1987 con 7,2Mb, y, más recientemente, el del 12 de agosto de 2010 con 7,2°Mb que provocó daños en algunos sectores de las provincias de Guayas y Manabí.

La ocurrencia futura de sismos en esta región es de cierta manera previsible. Esta observación se sustenta, por una parte, en la existencia de los registros y crónicas históricas relatan la ocurrencia de eventos sísmicos que provocaron daños importantes y algunas víctimas. Por otra parte, se conoce que el noroccidente del país presenta estructuras tectónicas activas relacionadas con el Bloque Norandino con una tendencia de movimiento hacia el NNE, como resultado del desplazamiento de las Placas Nazca, Caribe y Sudamericana. Presumiblemente estas estructuras son las responsables de la ocurrencia futura actividad sísmica.

1.3 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

Como un Objetivo General, este trabajo considera aportar con investigaciones hacia el conocimiento de la geología ecuatoriana, identificando el tipo de material deformado y sus características morfológicas en el área de influencia de las fallas Apuela y Nanegal, a los túneles de restitución y de carga del Proyecto Chespí Palma Real.

Los estudios planificados para este proyecto abarcan un área cuya extensión es del orden de 100 km² y se encuentra ubicada en la cuenca media del Río Guayllabamba.

Los objetivos secundarios se refieren a:

1. Integrar la información geológica del Cuaternario y presentar un modelo de evolución de la misma.
2. Cartografiar las estructuras neotectónicas a escala 1:15.000 en los sitios de intersección de las fallas con los túneles del Proyecto Chespí-Palma Real.
3. Medir las evidencias geomorfológicas indicadoras de actividad neotectónica en el área de estudio.

1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El principal río del área de estudio es el Guayllabamba y se ubica en la parte noroccidental del Ecuador, nace en el Callejón Interandino, recorre unos 289km hasta desembocar en el río Esmeraldas. Su cuenca hidrográfica drena una superficie de 8.662km². Los límites del área de estudio son al este la quebrada Bellavista, al oeste el río Alambi, al norte el poblado de Villadora y al sur el poblado de Palmitopamba. Dentro del área se ubica el túnel de restitución, casa de máquinas, y túnel de carga (desde km13 al km18) del Proyecto Hidroeléctrico Chespí y el embalse del Proyecto Hidroeléctrico Chontal (Fig. 1.1).

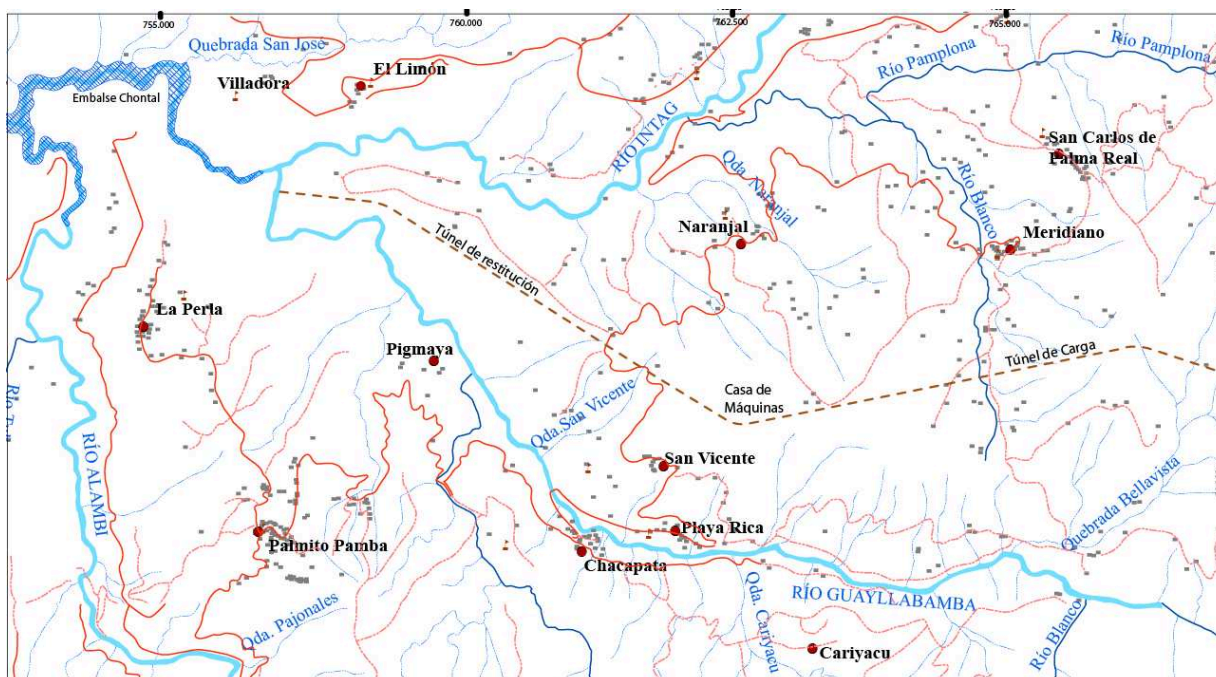


Fig.1. 1 Ubicación del área de estudio. Los límites son: la quebrada Bellavista al Este, el río Alambi al Oeste, Villadora al norte y Palmitopamba al sur (Envirotec, 2010).

Las características del Proyecto Chespí pueden resumirse en un área de drenaje aproximada de 4.454km², con un caudal promedio de 49.8 m³/s, un caudal de crecidas de 2,670m³/s (Tr 5000 años), un caudal de diseño de generación 80m³/s y una caída bruta máxima de 653m. El embalse de la presa tendrá una longitud máxima de 3.3km, un volumen total de 4.4x10⁶ m³, un nivel máximo de operación a

1450 msnm y un nivel mínimo de operación a 1436 msnm. El Túnel de desvío de las crecidas tendrá una longitud de 2.2km, su sección será de tipo baúl, para un caudal máximo de $400\text{m}^3/\text{s}$. La Presa será de tipo bóveda con una altura de 68m. El túnel de carga tendrá una longitud de 18.3km con un diámetro interno de 5.4m. La chimenea de equilibrio ubicada a la cota de 1300 tendrá una altura total de 341m. La tubería de presión tendrá una longitud de 522m, el pozo vertical con una altura de 435m y un diámetro variable entre 4 y 3.4m, con blindaje de acero. La casa de máquinas estará dentro de una caverna tipo baúl de $20\times 42\times 122\text{m}$, dispondrá de cuatro turbinas Pelton, con un caudal de diseño/unidad de $20\text{m}^3/\text{s}$ y una generación de 460Mw. El túnel de descarga tendrá una longitud de 6.8km, con un diámetro interno de 6.5m y la cota de restitución estará a 780 msnm. (Fig. 1.2)

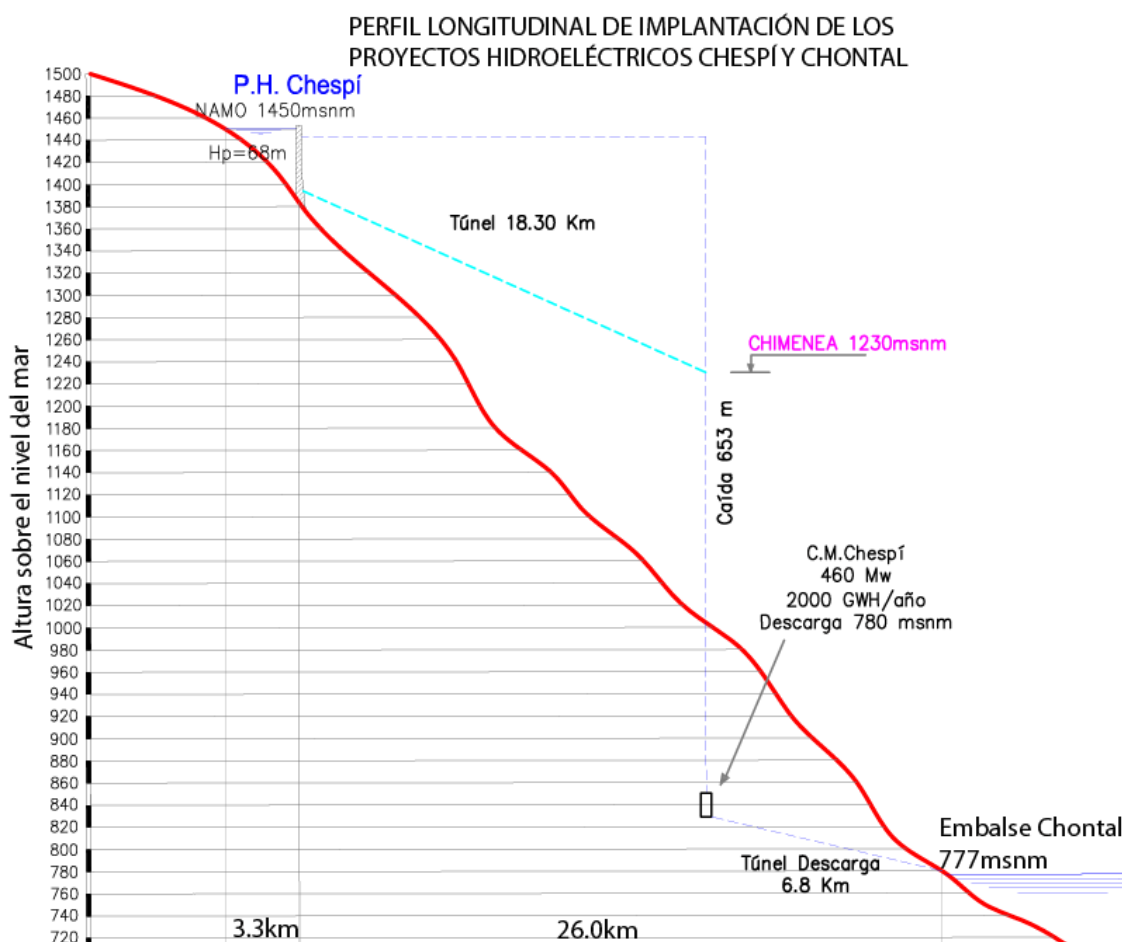


Fig.1. 2 Perfil longitudinal del Proyecto Hidroeléctrico Chespí, con curvas de nivel cada diez metros, Modificado de Hidroequinoccio 2010.

En los alrededores del área de estudio se encuentran las poblaciones de: Bellavista, Playa Rica, Chacapata, Meridiano, García Moreno, Selva Alegre, Villadora, Nanegal y Nanegalito. Acceso a estos lugares se tiene por la carretera principal (Calacalí – San Miguel de los Bancos) hasta llegar a Nanegalito, luego se toma el desvío a Nanegal atravesando: Palmitopamba, el puente Chacapata, Playa Rica y Bellavista, donde se termina la vía (Fig. 1.3). Para acceder a Villadora debe tomarse la vía que conecta Nanegalito con La Armenia y luego el desvío hacia Chontal hasta la vía en construcción Saguangal – Selva Alegre. Estos dos frentes viales se unen con un camino de tercer orden que empieza en Playa Rica y atraviesa San Vicente, Meridiano, Naranjal utilizando los puentes sobre los ríos Pamplona, e Intag para conectar con la vía Selva Alegre – Saguangal. Esta ruta es la menos transitada.

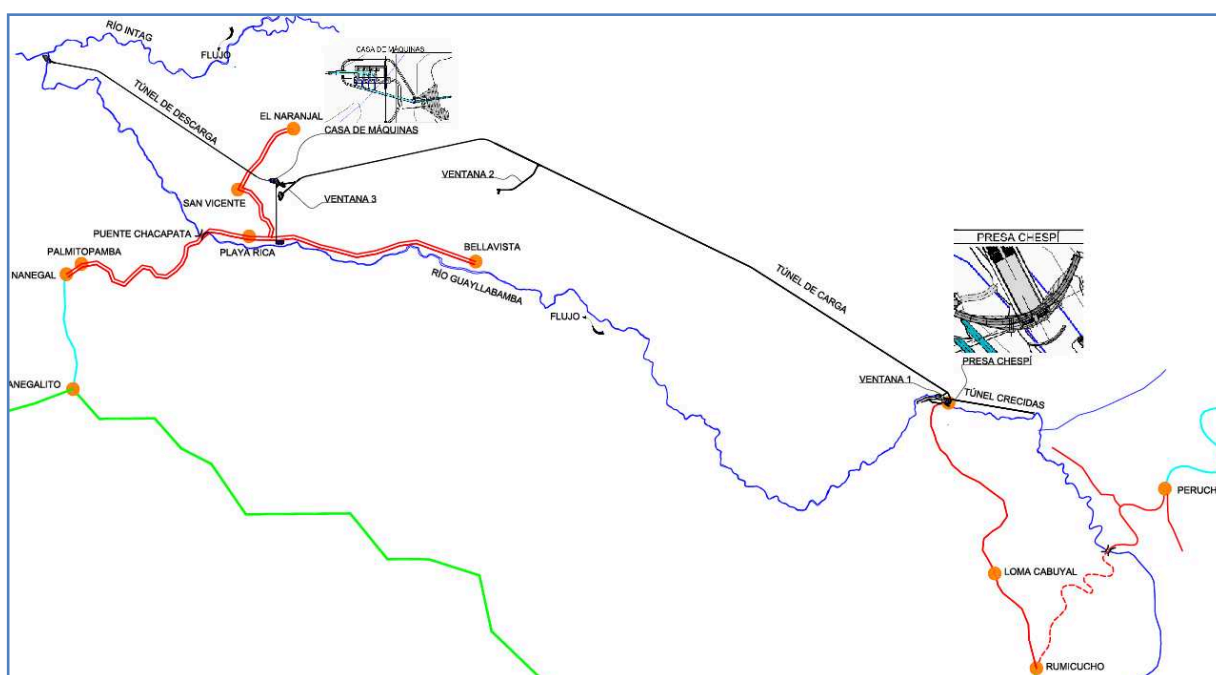


Fig.1. 3 Esquema general de vías y obras civiles del Proyecto Chespí (LPC, 2010).

1.5 ALCANCE DEL ESTUDIO

Con el objeto de lograr los propósitos establecidos en el proyecto, en el trabajo se aplicó las disciplinas de geología y geomorfología. Se midió índices geomorfológicos que aportan nuevos criterios y nuevas herramientas para el mejor entendimiento del paisaje.

Las investigaciones geológicas realizadas por medio de campañas de campo proporcionaron datos y criterios para: (a) identificar los rasgos morfológicos de las fallas activas, (b) definir el grado de influencia en el paisaje local y (c) proponer modelos de evolución y formación de los depósitos cuaternarios.

La información con la que se contó en este estudio es: cartografía 1:15.000, mapa geológico 1:25.000, sondeos geotécnicos en sitios de obras civiles, tomografías sísmicas en traza de FN, informes internos de HEQ y dataciones por C¹⁴ de los depósitos lagunares.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 INTRODUCCIÓN

La geología del Ecuador hasta finales de los años 70, era poco conocida en comparación con la de sus países vecinos, una de las razones residía en que, contrariamente a Perú, Bolivia o Chile, el Ecuador no era un país minero y las actividades de exploración y explotación de petróleo se han venido realizando únicamente desde hace unos cuarenta años. Sin embargo el estudio de la dinámica de las Placas Tectónicas del Pacífico que originaron procesos de acreción al continente que despertó la atención de equipos técnicos que trabajaban sobre los márgenes activos, y marcaron el inicio de las investigaciones alcanzando grandes progresos en el conocimiento de la realidad geológica del país.

La primera síntesis geológica sobre el Ecuador se atribuye a T. Wolf (1892) bajo el título de "Geografía y Geología del Ecuador". Un nuevo aporte al conocimiento geológico lo realizó H.J. Tschopp (1948) y, sobre todo, W. Sauer (1965). Luego, el mismo W. Sauer presentó un mapa geológico del Ecuador, esc. 1:1'500.000. En 1969. El Servicio Nacional de Geología y Minas (SNGM), el Instituto Francés de Petróleos y Motores (IFP) elaboraron el nuevo mapa geológico del Ecuador a escala 1:1'000.000. En 1977, C.R. Bristow y R. Hoffstetter publicaron el "Léxico Estratigráfico de Ecuador". La Escuela Politécnica Nacional (EPN) reabre la Facultad de Geología y su primer decano fue Tomas Feininger, él y sus estudiantes, realizaron varios estudios sobre las rocas metamórficas y magmáticas de Ecuador (1975,1976). J.W. Baldock y la Dirección General de Geología y Minas (DGGM, 1982) elaboraron el mapa geológico del Ecuador, esc. 1:1'000.000 y un texto explicativo que resume la estratigrafía de diferentes regiones del país incluyendo una interpretación estructural de la Cordillera de los Andes. El mapa geológico más reciente (1993), lo realizaron

geólogos nacionales del Instituto Ecuatoriano de la Minería (INEMIN), conjuntamente con técnicos británicos del British Geological Survey (BGS) y de la EPN.

El INECEL empezó los estudios en el Noroccidente de Pichincha desde 1974 y Jorge Sevilla en 1977 elaboró el mapa geológico de 900km² desde el río Pisque hasta el río Chirapi. Luego la DGGM (1979) utilizó la información para publicar varias hojas geológicas, entre ellas la de Pacto, esc. 1:100.000. Aproximadamente siete años, geólogos británicos (BGS) y ecuatorianos de la Dirección Nacional de Geología y Minas (DINAGE) publicaron el mapa de la Cordillera Occidental, esc. 1:500.000 (1995-2002). Cristian Vallejo, realizó su tesis doctoral sobre la Cordillera Occidental (2007), aportando con a dataciones y la identificación de una nueva formación (Fm. Saguangal).

Finalmente, Hidroequinoccio mediante la contratación de compañías consultoras, tomó a cargo los estudios de siete aprovechamientos del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba, estos Proyectos se encuentran en marcha y aportando información geológica del Noroccidente de Pichincha. Las investigaciones tanto superficiales como sub-superficiales y la realización de mapas geológicos (esc. 1:25.000), desde la confluencia con el río Perlabí al Este y el río Llurimaguas al Oeste.

El desarrollo del presente capítulo cuenta con esa información y con el registro de medidas estructurales referentes a estratificación y foliación de las distintas unidades litoestratigráficas. También se elaboró un mapa geológico, esc. 1:25.000 (Anexo 1), donde los cortes geológicos realizados evidencian un nuevo aporte para precisar los contactos entre las formaciones geológicas aflorantes.

2.2 GEOLOGÍA DEL ECUADOR

El Ecuador puede subdividirse en cinco terrenos litotectónicos: (1) la Costa, con un basamento compuesto de corteza oceánica (Feininger and Bristow, 1980; Jaillard et

al., 1995; Reynaud et al., 1999), cubierto por depósitos paleógenos y neógenos de ante-arco, (2) la Cordillera Occidental, conformada por rocas intrusivas y extrusivas de composición máfica a intermedia, tectónicamente yuxtapuestas con depósitos mayormente turbidíticos cretácicos - oligocénicos (Henderson, 1979; Kerr, et al 2002; Vallejo C, 2007). (3) El Callejón Interandino que descansa entre las Cordilleras Occidental y Real, con su basamento cubierto por depósitos de origen volcánico de variado espesor. Existen pequeños cuerpos volcánicos que muestran xenolitos del basamento de rocas cristalinas metamórficas y máficas (Briet, 1949). El Callejón Interandino se extiende por el norte hasta Colombia, se encuentra limitado por la Cordillera Occidental a través de la Sutura Calacalí-Pujilí-Palenque (Fig. 2.1). Dicha sutura de edad cretácica, expone parcialmente escamas máficas de la Cordillera Occidental (Aspden & Litherland, 1992). (4) la Cordillera Real está compuesta de rocas metamórficas y granitoides Mesozoicos (Aspden & Litherland, 1992; Litherland et al., 1993), está separada del Valle Interandino por la Sutura Peltetec, que constituye el ramal sur de la falla Romeral de Colombia. (5) La Cuenca Oriente y la Zona del Sub-andino formados en el Cretácico Tardío, es una cuenca tras arco que se desarrolló en el borde de la placa Suramericana, en correspondencia con el crecimiento de la cordillera Real. El área de estudio se ubica entre los Bloques Pallatanga y Naranjal de la Cordillera Occidental (Fig. 2.1).

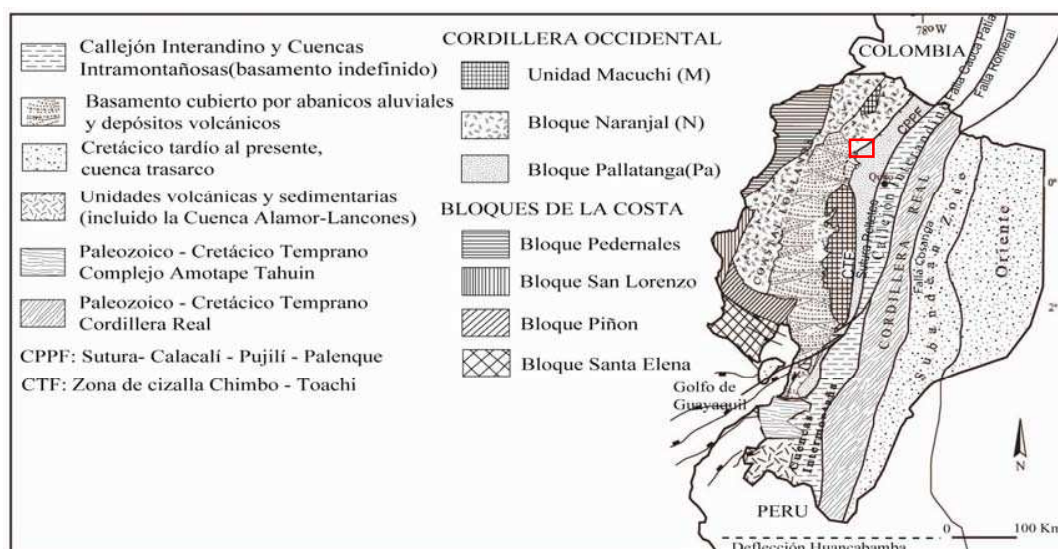


Fig. 2.1 Marco Geológico Ecuatoriano simplificado. Modificado de Spikings et al. (2001), Vallejo (2007) y Vallejo et al 2009). En el recuadro rojo se ubica el área de estudio.

2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en la Cordillera Occidental e incluye las formaciones Pilatón y Silante. También, en la mayor parte del área afloran el Batolito Apuela Nanegal y los depósitos fluviales cuaternarios (Anexo 1).

2.3.1. FORMACIÓN PILATÓN (Kpi)

El reconocimiento de campo, para el estudio de esta Formación Cretácica, se realizó en la quebrada Bellavista y sus poblados aledaños donde se ubican la Falla Nanegalito (FN). La Formación Pilatón consiste en una secuencia volcánica de arco insular masiva con la presencia de meta andesíticas basálticas, meta arenisca fina cuarzosa (Kpi). La huella de metamorfismo no se debe a metamorfismo de contacto por el batolito de Apuela-Nanegal, porque todos los afloramientos tanto al este como al oeste se observa rocas meta basaltos y meta areniscas.

En general, las rocas que conforman esta unidad presentan colores que varían entre el negro y el gris verdoso y sus texturas, dependiendo de la litología, se clasifican como afaníticas clásticas de grano fino (Foto 2.1). Las rocas son muy consolidadas y la estratificación presenta comúnmente un rumbo aproximado N30°W, con buzamientos de alrededor de 60° al SW.

La marcada foliación y un alto grado de fracturamiento superficial, especialmente en el poblado de Bellavista afectarán el comportamiento mecánico en construcción del túnel, por lo que se recomienda excavación convencional en las abscisas 13 y 14 km del túnel de carga del PH Chespí.

La Formación Pilatón en el sitio de Bellavista está intruida por un dique de composición cuarzo latita (UTM: 769415E, 18850N). Se cree que este dique sea una apófisis del Batolito Apuela Nanegal.

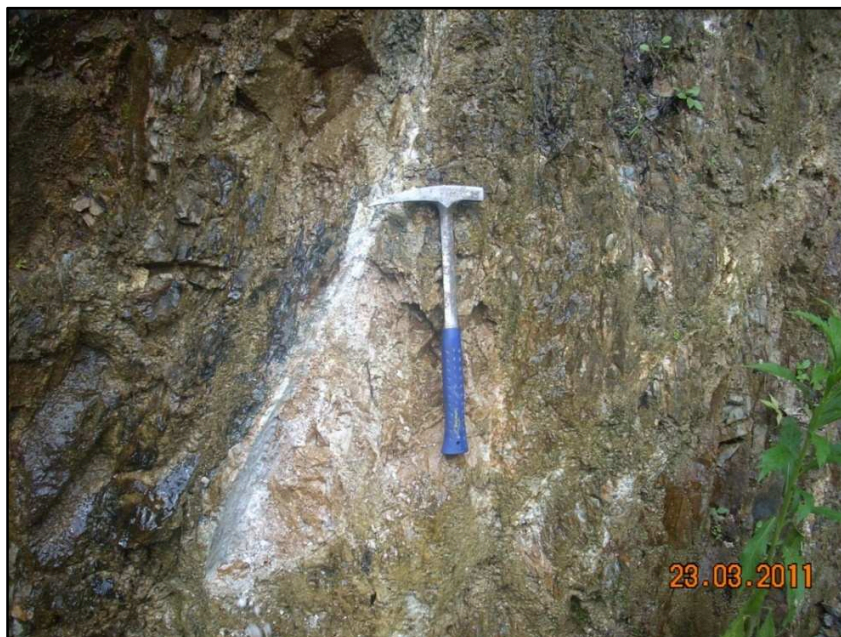


Foto 2.1. Textura afanítica de la Formación Pilatón. Sus litologías son: meta-limolita, meta basaltos, meta andesitas, meta areniscas fina cuarzosa (UTM, WGS 84: 766993E, 18450N).

2.3.2 FORMACIÓN SILANTE (KPsi)

Es una secuencia sedimentaria de tipo continental (“Red Beds”) formada por estratos intercalados de sedimentos clásticos que varían entre lutitas, limolitas, areniscas finas y conglomerados. La formación no está metamorfizada. En general, los detritos que componen los conglomerados, son de tipo volcánico y se encuentran sostenidos en una matriz fina arenosa de composición cuarzo feldespática. Se ubica al este de la FN y la roca es compacta a medianamente compacta (Foto 2.2).



Foto 2.2. Grado de fracturamiento del macizo rocoso que aumenta con la proximidad hacia la Falla Nanegalito (UTM, WGS 84: 770103E, 19594N).

La estratificación en la unidad es de tipo cíclica normal, porque los sedimentos más gruesos se depositan en la base y los más finos hacia el tope, de tal manera que estos procesos se repiten para cada cambio de energía del agente erosivo y del ambiente de sedimentación. El rumbo de la estratificación es $N20^{\circ}W$ y buzcan $55-60^{\circ}$ al SW, eventualmente la estratificación es vertical.

Dentro del contexto histórico regional, la Formación Silante funciona como un registro geológico que marca el límite entre diferentes regímenes tectónicos. El origen de esta unidad puede atribuirse a un proceso de inestabilidad tectónica que ocurre durante en el Cretácico – Paleogeno y probablemente a un cambio de ambiente de arco de islas a netamente continental.

El contacto entre las formaciones Pilatón y Silante en el poblado Bellavista no es claro, porque ahí se presenta un relleno importante de materiales cuaternarios oxidados poco consolidados y muy consolidados. El contacto entre las formaciones es fallado; la Formación Pilatón cabalga sobre la Silante (Foto 2.3, Fig. 2.2, Anexo 1).

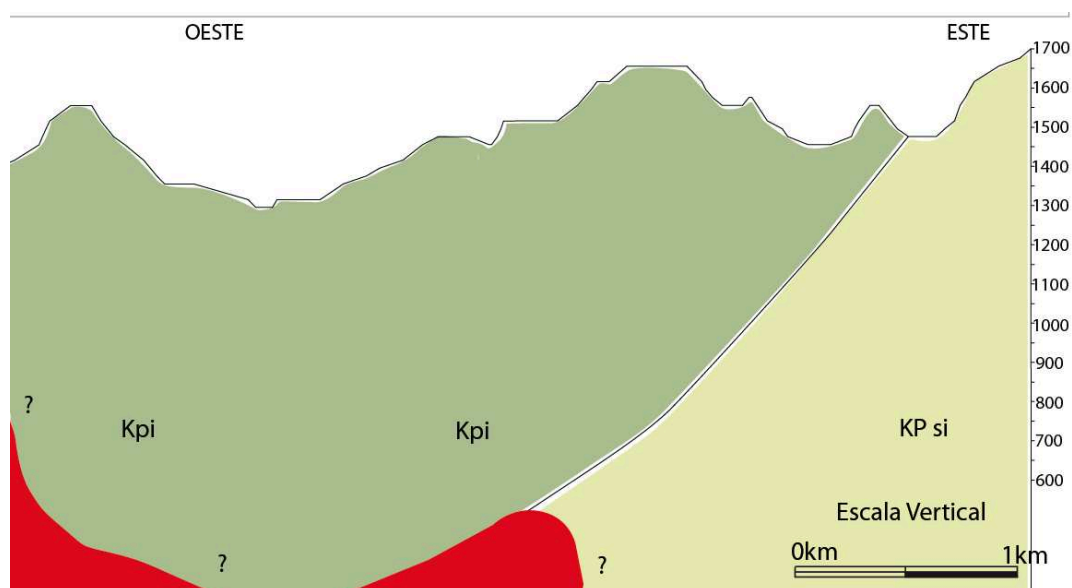


Fig. 2. 2 La Falla Nanegalito define el contacto entre las formaciones Pilatón (Kpi) y Silante (Kpsi). El buzamiento de los segmentos varía de 55–60° hacia el NW.



Foto 2.3. Roca conglomerática de la Formación Silante. Está compuesta por detritos de tipo volcánico sostenidos en una matriz limo arenosa de composición cuarzo-feldespática (UTM, WGS 84: 770640E, 20488N).

2.3.3 BATOLITO APUELA-NANEGAL

El batolito tiene una amplia distribución regional (DGGM, 1979). Está constituido principalmente por granodioritas y localmente por tonalitas, dioritas, cuarzodioritas, y cuarzolatitas. Las rocas del batolito de Apuela-Nanegal están conformadas por minerales de grano grueso a medio, a veces con textura porfirítica. Localmente se

encuentran xenolitos de rocas metamórficas y filones básicos de color negro de aproximadamente 1m de espesor (Foto 2.4c). Con frecuencia se encuentra la granodiorita alterada, con meteorización del tipo cebolla y formando depósitos eluviales (Foto 2.4b). En la formación del batolito no se descarta la ocurrencia de diferentes pulsos magmáticos o a una zonificación del intrusivo.



Fotos 2.4. (a) Vista panorámica del río Changuayacu (UTM: 754378E, 24590N). Los cortes de la vía son afloramientos del batolito Apuela-Nanegal. (b) Filones básicos intruidos en la granodiorita (UTM: 757679E, 19085N).

El Batolito Apuela-Nanegal se presenta generalmente fracturado con 4 sistemas principales de diaclasas (NS \perp W, NS \perp 90°, EO \perp N y EO \perp S, Fig. 2.3). Estos sistemas de facturas presentan espaciamientos promedios de 20cm hasta 2m. La meteorización da como resultado una morfología de lomas semi-redondeadas, pero también se observa la formación de fuertes escarpes producidos por erosión del drenaje.

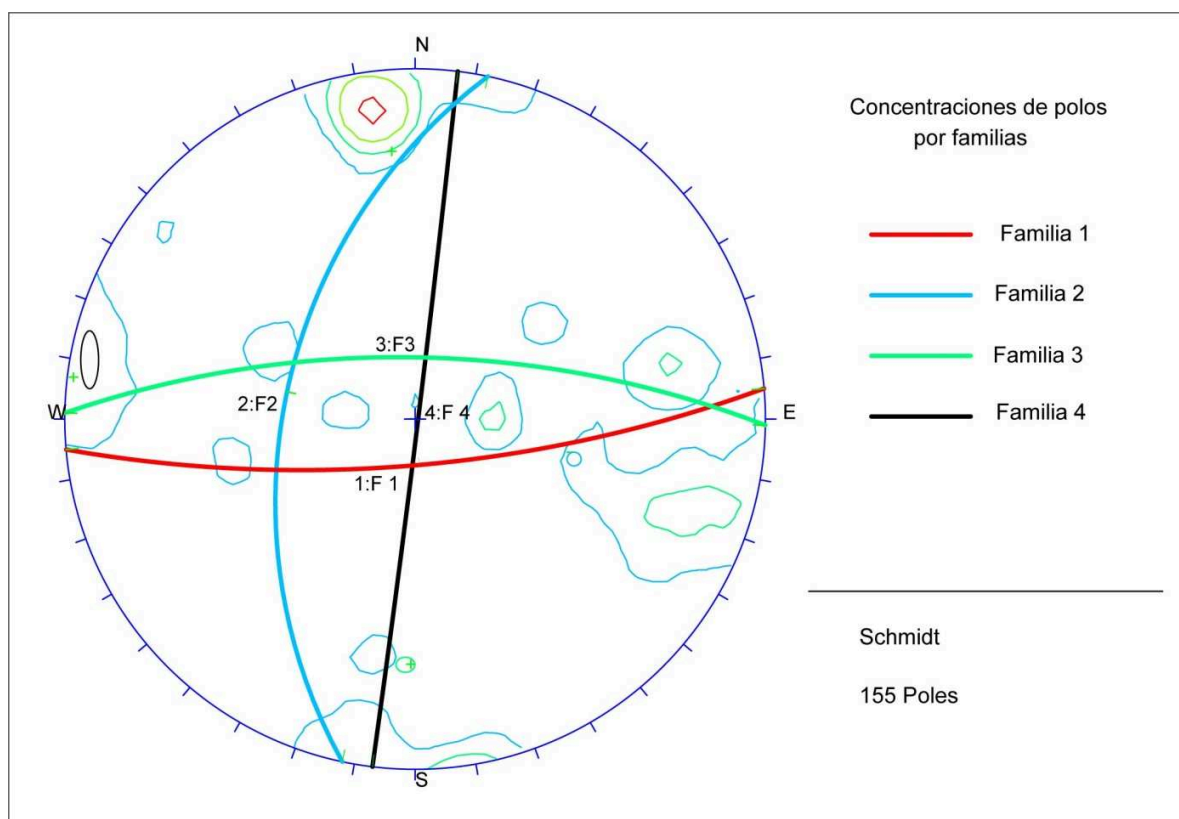


Fig. 2. 3 Estereograma de 155 polos que permite definir cuatro familias principales de diaclasas del Batolito Apuela Nanegal. Medidas tomadas en Loma Negra (UTM: 756763E, 26261N), Palmitopamba (UTM: 758571E, 18140N) y galerías G1 a G6 de Villadora (1978).

Afloramientos de rocas del batolito se encuentran especialmente en los cauces de los ríos Guayllabamba, Íntag, Alambi, Chalguayacu, junto al puente Chacapata, en los drenajes menores y en la vía nueva Selva Alegre Saguangal (Foto 2.5). Estas exposiciones están constituidas por materiales frescos, con alteración hidrotermal esporádica, especialmente piritización.



Foto 2.5. Afloramiento del Batolito en la vía Selva Alegre – Saguangal (UTM: 754110E, 24845N).

En el camino de Nanegal a Urcutambo existe una cantera donde se observa el contacto occidental entre el Batolito con las areniscas feldespáticas de la Formación Pilatón. En este afloramiento se observa un halo de metamorfismo de contacto de menor a 50 metros, lo que no sucede en el contacto oriental con las meta andesitas de la formación Pilatón (UTM 755084E, 19936N).

Vallejo (2007), ubica al batolito como parte del arco volcánico Macuchi en el Eoceno Medio, desarrollado en la frontera occidental de la actual Cordillera. Por la extensión regional del mismo, por el diferente tamaño de sus minerales y por la diferencia de los contactos con la roca encajante podemos pensar que el batolito se formó en una actividad tectónica distensiva.

2.3.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Los depósitos cuaternarios se encuentran en contacto discordante sobre el Batolito Apuela Nanegal y deben su formación al material acarreado y depositado por el sistema fluvial. Los materiales acarreados son: lahares, avalanchas volcánicas, y aluviales.

La edad de estos materiales antes de este estudio era incierta y se limitaba catalogar a todos los depósitos terrazas aluviales indiferenciadas. Sin embargo se identificaron unidades pertenecientes a la Formación San Tadeo y materiales más jóvenes a esta Formación. Todos y cada uno de estos materiales se describen detalladamente en el capítulo 3 y su ubicación está en el anexo 1.

2.3.4.1 Formación San Tadeo

Entre la Planicie Costera y la Cordillera Occidental nace un gran depósito en forma de abanico. La composición del abanico es material laharítico re-trabajado de aspecto de bolones de roca muy redondeados. Este material de extensión de cientos de km² formó una gran cobertura que cubrió la topografía antigua de la región, es decir las lomas y cerros (Fig. 2.4).

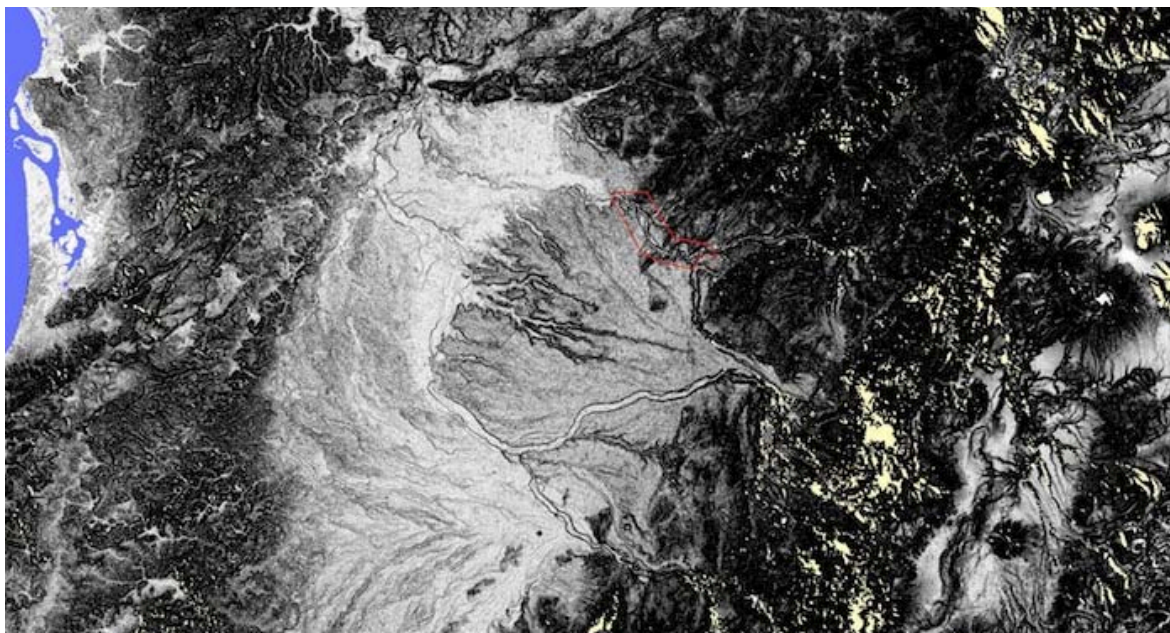


Fig. 2. 4 Imagen satelital del abanico aluvial de origen volcánico que constituye la Fm. San Tadeo (TCA, 2010).

CAPÍTULO 3

GEOLÓGIA DEL CUATERNARIO DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 INTRODUCCIÓN

Por la importancia que tienen dentro del proceso de la neotectónica, los depósitos cuaternarios deben ser cartografiados con el mayor detalle posible ya que son la clave para observar la deformación ocurrida, un ejemplo son las arenas basculadas de la quebrada Bellavista (UTM: 770494E, 20290N).

Los depósitos cuaternarios se encuentran bien consolidados a poco consolidados y están conformados por: lahares antiguos, avalanchas volcánicas (cantera Villadora), lahares, aluviales antiguos y recientes, materiales coluviales (bloques grandes de roca y depósitos de pie de talud), suelo residual, flujos piroclásticos retrabajados y cenizas. Los materiales detríticos se acumulan esencialmente gracias al aporte del arco volcánico continental de los Andes.

3.2 ASPECTOS TEÓRICOS

3.2.1 DEFINICIÓN DE LAHAR

El término *lahar* ha sido tomado del idioma Java (Indonesia), que describe a un material volcánico en descenso por laderas. Este término “popular” se utiliza para describir los flujos de detritos volcánicos saturados en agua. Los Lahares se clasifican en: debris flows, flujo transicional y flujos hiperconcentrados. Estos pueden ser primarios (se producen al momento mismo de las erupciones) o secundarios (post eruptivos). Para la generación de lahares, según Alvarado (2004) se requiere:

- Una adecuada fuente de agua (ríos, quebradas, hielo, nieve, lluvia)
- Abundantes detritos o cenizas, poco o nada consolidados
- Pendientes fuertes
- Un mecanismo iniciador o disparador
- Colapsos de lagos cercanos al cráter

- Erupción a través de un lago
- Flujos piroclásticos o avalanchas que entran en contacto con fuentes de agua
- Licuefacción de *debris avalanches* o remoción de tales depósitos
- Fuertes lluvias

Las fuentes de agua (lluvia, ríos, nieve, hielo) para la generación de lahares en el área de estudio al entrar en contacto con flujos piroclásticos y avalanchas son el mayor mecanismo de generación de los lahares del río Guayllabamba.

Los depósitos de lahares en el área de estudio son: ricos en arcillas, cohesivos, masivos, pobremente seleccionados y con gradación normal. El tamaño de material transportado varía desde arcillas (90%) bloques hasta de 2m de diámetro (10%). El espesor del flujo laharítico está ligado a su velocidad, los de gran tamaño tienen espesores de 60m o más y pueden fluir hasta 100 Km/h (Vallance, 2000).

Los lahares pueden destruir puentes, vías y cualquier tipo de obras y depositar capas de sedimentos de gran espesor, incorporando en su masa todo lo que encuentra su paso (madera hasta un 20%). Es altamente viscoso y erosivo, semejante a la consistencia del cemento húmedo y una vez seco semejante al hormigón. La erosión se ve reflejada en las estrías que provoca su tránsito sobre las estructuras atravesadas, causan también la erosión de cauces fluviales y es común encontrarlo en contacto con las terrazas fluviales. La erosión es interpretada como un proceso evolutivo, cuyo estudio se detalla en el capítulo cinco.

3.2.2 DEFINICIÓN DE TERRAZA FLUVIAL

La definición es tomada del Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes (Proyecto Multinacional Andino, PMA, 2008):

“Las terrazas fluviales se refieren a pequeñas plataformas sedimentarias horizontales o levemente inclinadas, construidas en un valle fluvial por los propios sedimentos del

río que fueron depositados durante periodos de agradación. El término terraza se refiere a la forma como al material depositado. La terraza representa los remanentes de la llanura aluvial anterior sobre el piso de un valle y que subsiguiente fue disectada por la incisión del mismo río por causas tectónicas, climáticas u otras. Siempre las terrazas más altas tienen mayor edad. La alternancia de periodos de agradación y periodos de erosión resulta en una serie de terrazas escalonadas. Se distinguen dos tipos de terrazas: terrazas sobre roca (también conocidas en el lenguaje aglosajón como Strath terrace) y terrazas de acumulación (Fill terrace)”.

Las terrazas sobre roca generalmente tienen una cobertura muy delgada de gravas (el anterior lecho del río) y son el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) erosión vertical, 2) erosión lateral y 3) erosión vertical.

La superficie de una terraza de acumulación es el remanente del piso de un valle con relleno fluvial y también es el resultado de tres fases sucesivas de desarrollo: 1) erosión vertical, 2) ampliación - acumulación y 3) erosión vertical. Las fases de ampliación y acumulación indican periodos de estabilidad en el proceso general de incisión vertical. La formación de terrazas puede deberse a cuatro causas: 1) movimiento tectónico de levantamiento, 2) cambios eustáticos del nivel del mar, 3) fluctuaciones climáticas, y 4) captura de drenaje. Varios de los procesos pueden operar simultáneamente. Por lo general, puede inferirse que terrazas en roca constituyen la mejor evidencia de levantamiento tectónico continuo y, además tienen mejor potencial de preservación, mientras que las fases de acumulación en las terrazas apuntan a influencias climáticas (PMA, 2009). En la neotectónica las terrazas constituyen excelentes marcadores geomorfológicos con buen potencial para la datación y correlación. En el capítulo 4 se describen los niveles de terrazas.

Las principales fuentes generadoras de terrazas fluviales en el área de estudio son: Río Guayllabamba, Río Intag, Río Alambi. Los espesores de las terrazas son medidos mediante sondeos geotécnicos en los sitios de obra de los Proyectos Hidroeléctricos, por ejemplo el proyecto Chontal (Foto3.1).



Foto 3.1 Ejemplos de terrazas de acumulación: (a) Confluencia del RG y río Chirapi, (b) puente colgante del “Gringo Pepe” en el poblado Magdalena; tomadas por Ing. J. Sevilla, (c) terrazas de

acumulación en la vía Selva Alegre - Saguangal; (d) grava y arena de aporte volcánico, terraza sobre roca, sector Río Alambi; (e, f, g, h) terrazas fluviales en los sitios de presa y casa de máquinas Chontal, (h) contacto entre diferentes terrazas de acumulación.

3.2.2.1 Terrazas de Acumulación (*Fill Terrace*)

Las terrazas de acumulación se caracterizan por un grueso depósito aluvial enterrado en el fondo del valle. La base de la terraza de acumulación puede ser sub-horizontal o inclinada. Un valle antiguo sepultado por una terraza de acumulación comúnmente tiene un contacto basal irregular en su centro y contactos más planos enchapados en las paredes del valle. A diferencia de una terraza de roca, los depósitos aluviales no erosionan el bedrock y solamente depositan el material acarreado en su propio cauce. El relleno del valle se conserva como una terraza cuando el canal deja su agradación y busca una vez más su elevación anterior, dando lugar a la incisión vertical de los depósitos aluviales. Estas características de la terraza de relleno han sido reconocidas para indicar cambios ambientales rápidos y profundización del cauce en una cuenca hidrográfica. Este es el caso del río Guayllabamba donde importantes espesores de terrazas de acumulación evidencian un cambio climático muy marcado de épocas secas a épocas lluviosas entre el Holoceno y el Pleistoceno.

El espesor de la terraza de acumulación depende del tamaño de la cuenca, pero por ejemplo para las grandes cuencas de más 10.000 km², con aportes de materiales volcánicos y canales de erosión de profundos, el espesor de terrazas varía entre 100 y 350m. Las terrazas de acumulación del río Guayllabamba tienen en las cercanías de las orillas del río terrazas de grano fino de tamaño arena y grava (Fig. 3.1).

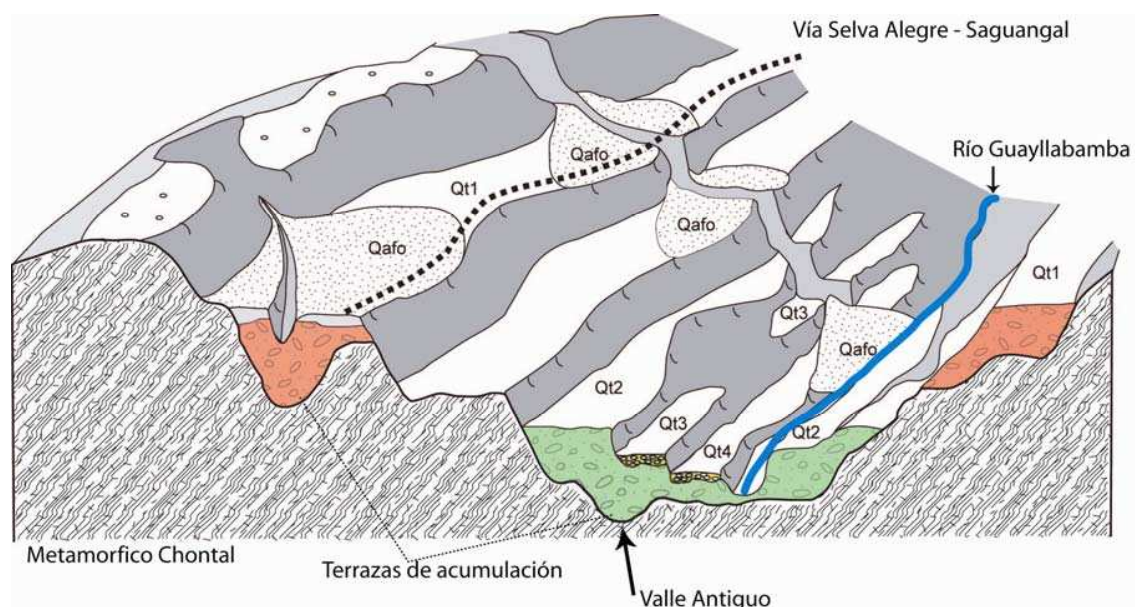


Fig.3.1 Esquema geológico de terrazas del río Guayllabamba aguas abajo del sitio de Casa de máquinas Chontal. Qafo son abanicos aluviales de quebradas tributarias del río, Qt1 hasta Qt4 son niveles de terrazas desde la más antigua a la más joven. Las terrazas Qt1 y Qt2 son terrazas de acumulación del Pleistoceno (fill terrace) y Qt3, Qt4 son terrazas recientes de poco espesor. El paleovalle es la superficie marcada por el *bedrock* y los aluviales.

3.2.2.2 Terrazas sobre Roca (*Strath Terrace*)

Las terrazas de roca son caracterizadas por una base de erosión subhorizontal, la cual marca el contacto entre la roca y la terraza, la roca está cubierta por una relativa capa aluvial. Se entiende por roca a cualquier substrato en el cual se desarrolló el valle del río, incluidos los sedimentos blandos, poco consolidados que puedan hacer la distinción entre la roca y el aluvial del río (Fig. 3.2b). Esta cubierta aparece en el río Íntag como un depósito aluvial de espesor menor a 4m para dicho río que drena un área $\geq 5.000\text{km}^2$. Estas terrazas tienen una alta energía acompañada de aluviones que erosionan lateralmente ampliando el ancho del valle socavando y definiendo una superficie de erosión bien soldada con la terraza.

3.2.2.3 Depósitos Fluviales

Con la finalidad de clasificar los tipos de terraza en los principales ríos presentamos los depósitos de los ríos Intag, Guayllabamba y Alambi. En base a interpretación fotogeológica, trabajo de campo y registros de perforación. Por último secciones

geológicas integran los niveles de terrazas fluviales preservadas en cada río (Fotos 3.2).

Pazzaglia (2009) estudia las terrazas aluviales en el cual recalca: “Una observación obvia y no reportada comúnmente es que no todos los valles de los ríos contienen terrazas, por lo que estudios estratigráficos son necesariamente guiados hacia esta realidad donde los procesos fluviales conspiran para formar y conservar las mismas. La gran mayoría de terrazas fluviales en el contexto de los ríos modernos y valles fluviales reflejan su formación durante el Cuaternario, o incluso más restringida al Holoceno. El Cuaternario con su característica de gran amplitud y alta frecuencia de variedad climática, puede ser consecuencia de la formación de depósitos aluviales, a diferencia de las condiciones ambientales del Mioceno”.

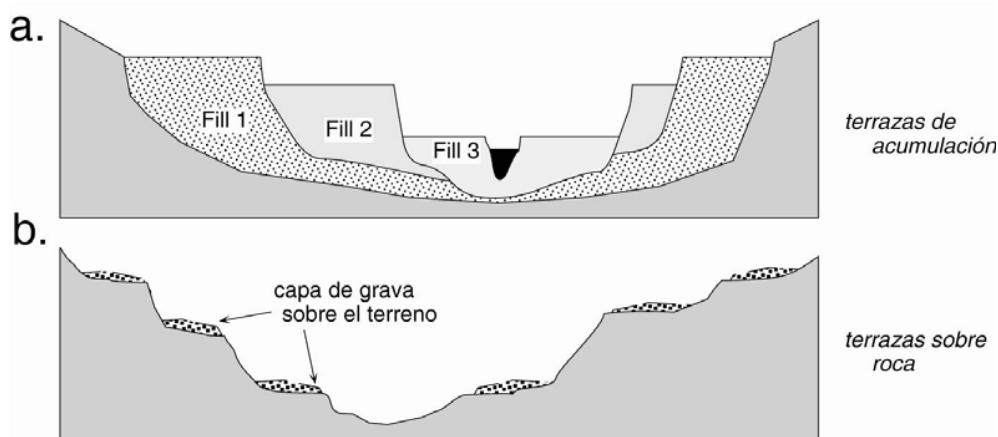
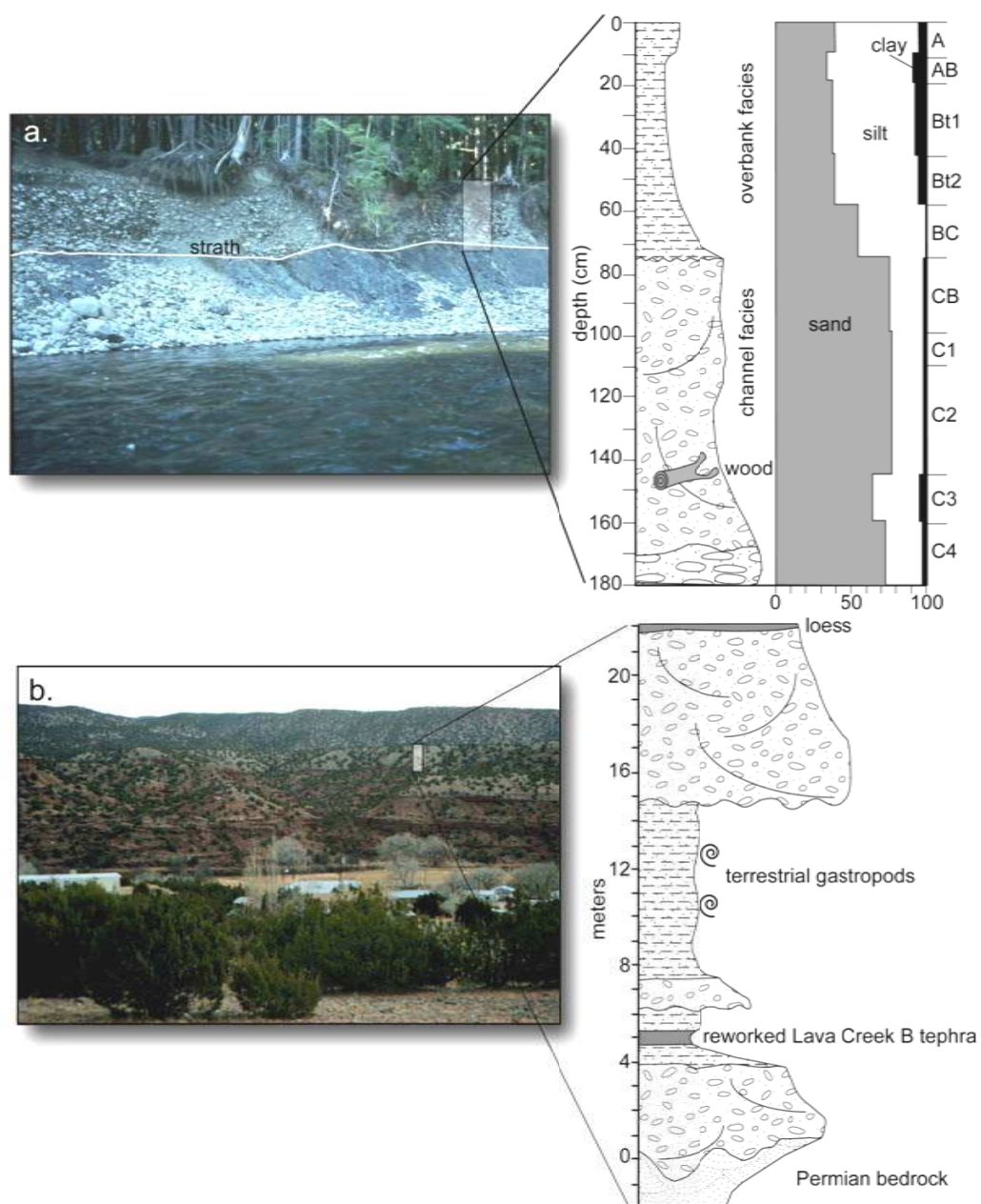


Fig.3. 2 Tipos de terrazas fluviales. (a) Terrazas de acumulación (principales terrazas del río Guayllabamba). (b) Terrazas sobre roca (principales terrazas del río Alambi). Tomado de Burbank & Anderson (2000).



Fotos 3. 2 Fotos de terrazas de acumulación tomadas por Pazzaglia (a) Foto de la terrazas Clearwater River, WA (Pazzaglia, 2009). (b) Terrazas de acumulación foto del río Jemez (Pazzaglia, 2009).

3.3 RELLENO DE LOS VALLES FLUVIALES DE LOS RÍOS INTAG, GUAYLLABAMBA Y ALAMBI

El relleno de los valles fluviales de los ríos Guayllabamba, Intag y Alambi está cartografiado en el Anexo 1, donde además, se establecen cuatro divisiones cronológicas (Pleistoceno inferior, medio, superior y Holoceno). Las iniciales con las que se identifican las unidades cuaternarias, pertenecen al código presentado en el mismo anexo.

3.3.1 LAHARES INDIFERENCIADOS (Pleistoceno Inferior, Plh)

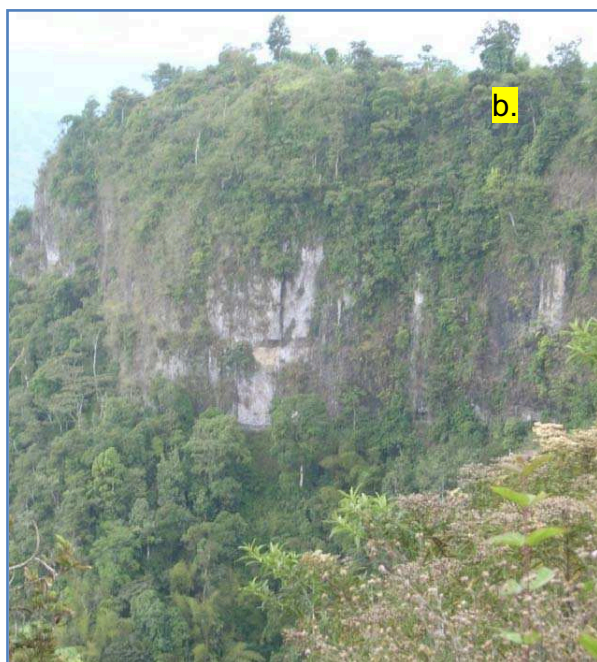
Los Lahares indiferenciados forman depósitos muy consolidados, predominan los aglomerados con cantos dacíticos. Por su posición estratigráfica son los depósitos más antiguos, posteriores al batolito, morfológicamente están representados por planicies angostas aisladas donde se asienta el poblado de La Perla (Foto 3.3). Tienen un espesor variable entre decenas y centenas de metros, forman paredes sub verticales de hasta 100m de alto.



Foto 3.3 Vista panorámica de Lahares indiferenciados. En línea amarilla desde Villadora hacia el poblado de La Perla se ubican estos depósitos, sobre la cota de 1200 hasta la cota de 1300 msnm (UTM: 755740E, 24546N).

El material se ubica en las cuchillas del relieve topográfico (1200-1300msnm) y puede correlacionarse cronológicamente y genéticamente con la Fm. San Tadeo.

El depósito presenta una textura brechosa, su matriz está compuesta por gravas angulares a sub angulares de tamaño centimétricos y bloques angulosos de composición dacítica (Foto 3.4a). Se desconoce su fuente y su base. Se diferencian de los lahares comunes del Guayllabamba en que estos están en la cota más alta de todos los depósitos y se encuentran muy consolidados formando escarpes verticales de 80m de altura (Foto 3.4b).



Fotos 3.4 (a) textura brechosa del depósito. (b) Paredes de 80 m de la unidad Lahar Indiferenciado en el poblado La Perla (UTM: 757615E, 23648N).

En el tope de este depósito se encuentra un suelo tobáceo restringido al poblado de La Perla, identificado en los pozos de investigación para materiales (prof. hasta 12 m, INECCEL, 1979). Su potencia se estima entre 5 y 20 m. Su granulometría es de limos estratificados de alta plasticidad, a veces en láminas muy delgadas hasta el milímetro, de color café, café amarillo a amarillo y blanco. Es muy evidente su origen volcánico de caída como un depósito cronológico con la unidad de Lahares Indiferenciados.

3.3.2 INTERCALACIONES ALUVIAL – LAHAR (Qa-lh)

Los aluviales intercalados con Lahares se representan por el código Qa-lh, está ubicada en las pampas Villadora, Milagro y San Lorenzo. Esta unidad no hubiera podido ser identificada sin la información registrada por los testigos de perforación de los sondeos BVPC-1, TR-2, CH1, CA-1A (Fig. 3.3). La unidad está sobre una actividad hidrotermal antigua evidenciada por el ataque químico ácido a la granodiorita la cual está totalmente propilitizada, dicha actividad pertenecería a un gradiente térmico elevado asociado y alimentado por la falla Apuela esto se observó en los últimos 30m al final del sondeo TR-2.

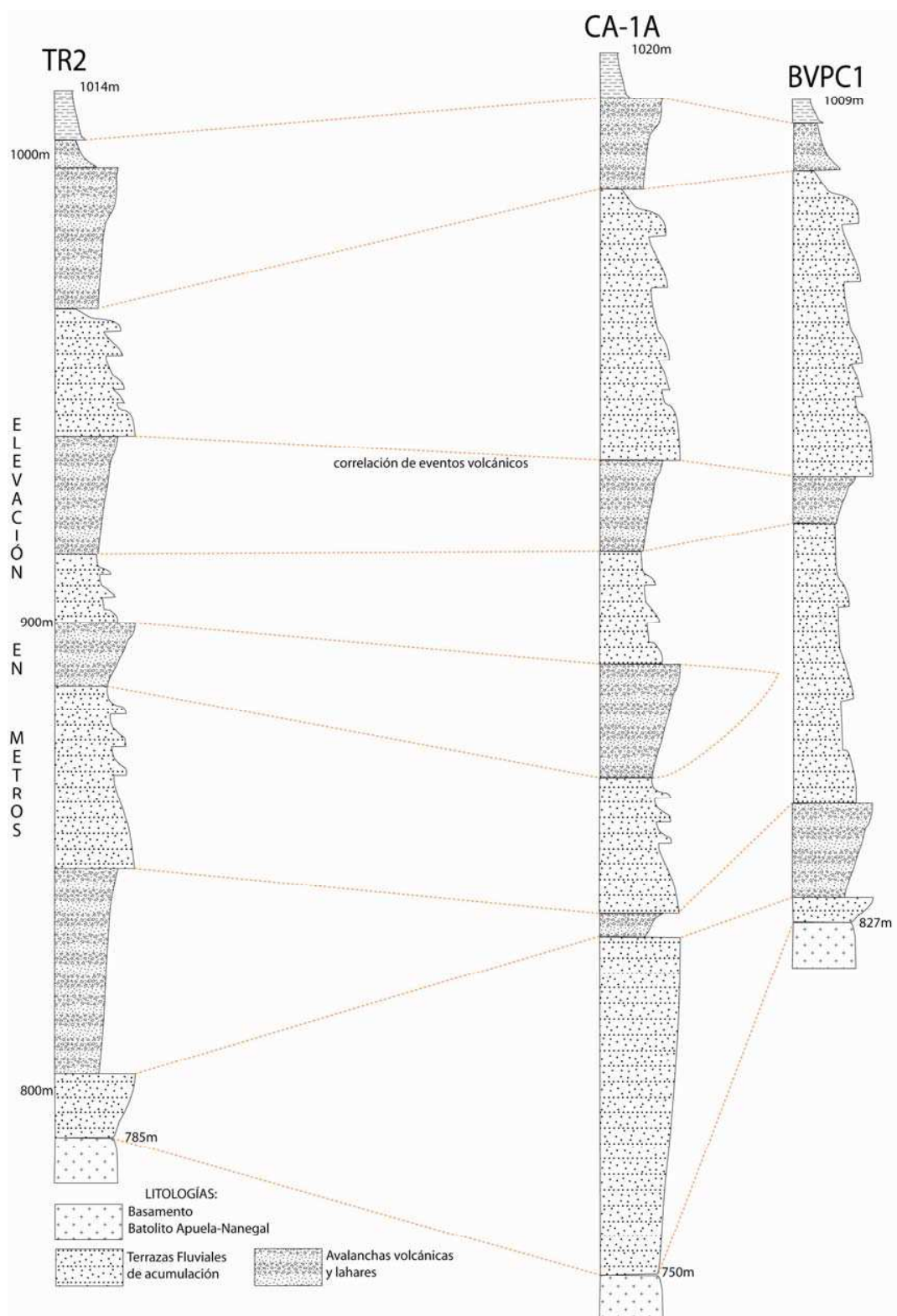


Fig. 3.3 Correlación de sondeos TR2, CA1A y BVPC1, cortan a la unidad Qa-lh.

En las pampas de Villadora y Milagro con los sondeos CA-1A (INECEL, 1979), BVPC1 (AGA, 2009), TR2 y TR3 (LPC, 2010) se encontró intercalaciones de aluvial y Lahar depositados en forma de terrazas (Foto 3.5).



Foto. 3.5 Testigos del sondeo TR2. Se observa las cajas 32 y 54, la primera contiene lahares muy consolidados y la segunda contiene aluviales gruesos heterogéneos cuya matriz se lava con el fluido de perforación.

En el mapa de la BGS-DGM se citan textualmente “Terrazas Indiferenciadas”, en este estudio las caracterizamos como terrazas de acumulación cuya fuente fueron

los ríos Íntag y Guayllabamba y se originaron principalmente por crecidas aluviales en periodos de inactividad volcánica y lahares en periodos de actividad volcánica. Morfológicamente representan pampas como: Villadora, Milagro y San Lorenzo. La unidad Qa-lh está compuesta de por lo menos cuatro episodios volcánicos intercalados con material aluvial y parte del túnel de descarga del Proyecto Chespi atravesará este material. Este material encarecerá el túnel y deberá ser excavado con el método convencional.

Los cantos de las terrazas de relleno aguas arriba de la pampa El Milagro, en el puente del río Pamplona (UTM: 764100E, 23500N), tienen una composición netamente volcánica. Su granulometría presenta tamaños de grava hasta bloques de 2 m, la matriz corresponde al 20%, está compuesta de grava con arena limosa y esporádicamente presenta facies finas depositadas en forma de lentes de arena. Los depósitos son generalmente cementados, tienen intercalación de capas muy cementadas a capas sueltas.

La alta capacidad de infiltración de esta unidad ha colaborado para que no existan drenajes, a diferencia de la red de drenajes del Batolito Apuela Nanegal, los cuales están bien desarrollados (Fig. 3.4).



Foto 3.6 Lahar con incorporación de madera en poblado de Santa Rosa – San Lorenzo,

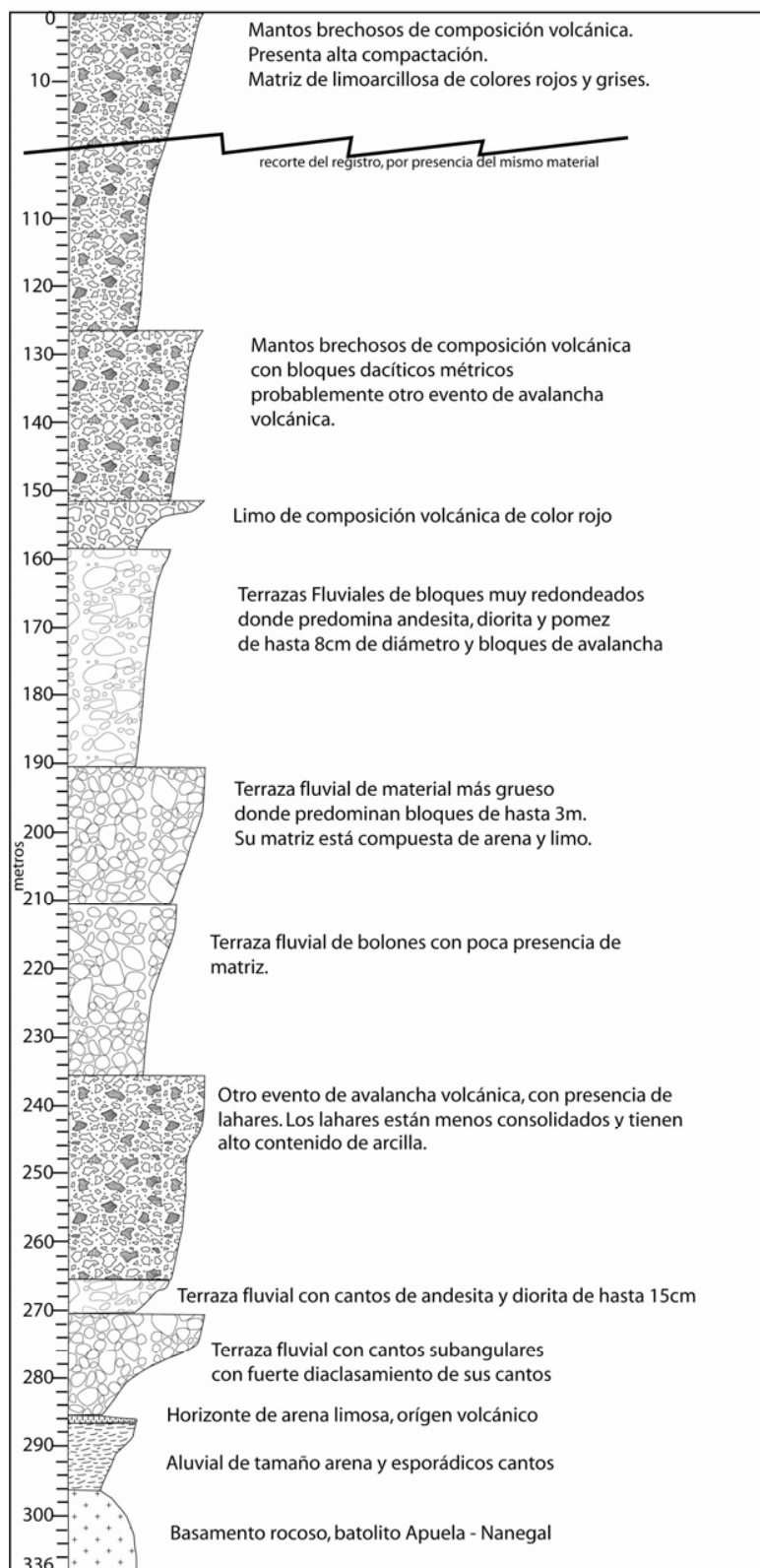


Fig.3.5 Registro del sondeo CH-1, UTM: 756690E, 24049N (modificado de INECCEL, 1979a).

3.3.3 DEPÓSITOS LAGUNARES (Qlag, Pleistoceno Superior)

Los depósitos lagunares tienen una superficie menor a 1 km², están conformados por lentes sub-horizontales de arenas, limos, turba, cenizas y arcillas intercaladas. Las arenas son de color amarillo, las arcillas de color negro, los limos de color gris y las cenizas de color blanco (Foto 3.7). Las cenizas es un material para dataciones o estudios posteriores de riesgo volcánico. La turba (LTL7031A, UTM: 757923E, 25639N) fue datada por carbono 14 mediante la técnica de alta resolución de la espectrometría de masas (AMS) en el Centro de Contactos y Diagnósticos (CEDAD) de la Universidad de Salento (Italia) con una edad de 35.538 ± 400 años antes del presente, corregida con $\delta^{13}\text{C}$ efectuada directamente en el acelerador (Georisk, 2011).

El depósito lagunar se encuentra erosionado por la Avalancha Volcánica y su contacto presenta un halo de material soldado de 2cm de espesor, la cual nos indica que la avalancha sucedió después de la formación lagunar. Al tope sobre este material se ubica un Lahar, gris con 20 % de materia orgánica de partes de árboles.



Fotos. 3.7 Depósito lagunar. Se ubica en el kilómetro 20 de la vía Selva Alegre – Saguangal. El material de color blanco pertenece a cenizas volcánicas meteorizadas de 10 cm de espesor (UTM: 757765E, 25760N).

3.3.4 AVALANCHA VOLCÁNICA (Pleistoceno superior, Qava)

En el área de estudio, aflora una potente unidad de relleno (160m en el sondeo TR3), que corresponde al producto del colapso lateral del Volcán Cotacachi, interpretada como "Lahar" por AGA (2009). Esta unidad es más antigua que la unidad de depósitos lagunares (35.538 ± 400 años, datación por radio carbón).

La denominación de la avalancha volcánica en inglés es *Debris Avalanche* y se define como un flujo mezclado con textura de detrito (debris) y roca de un volumen importante (10^7 - 10^{11} m³), que se mueve montaña abajo (50-150 m/s), bajo la influencia de la gravedad. No son saturados en agua y la carga es soportada por interacciones partícula – partícula. Su mecanismo de transporte es el deslizamiento y flujo (Alvarado, 2004).

Si bien el área de estudio no abarca una extensión regional que permita definir la fuente de esta avalancha volcánica, se puede establecer por medio de cartografía regional y bibliográficamente del mapa de BGS (2002) que puede proceder de un colapso lateral de parte del volcán Cotacachi (Fig. 3.6).

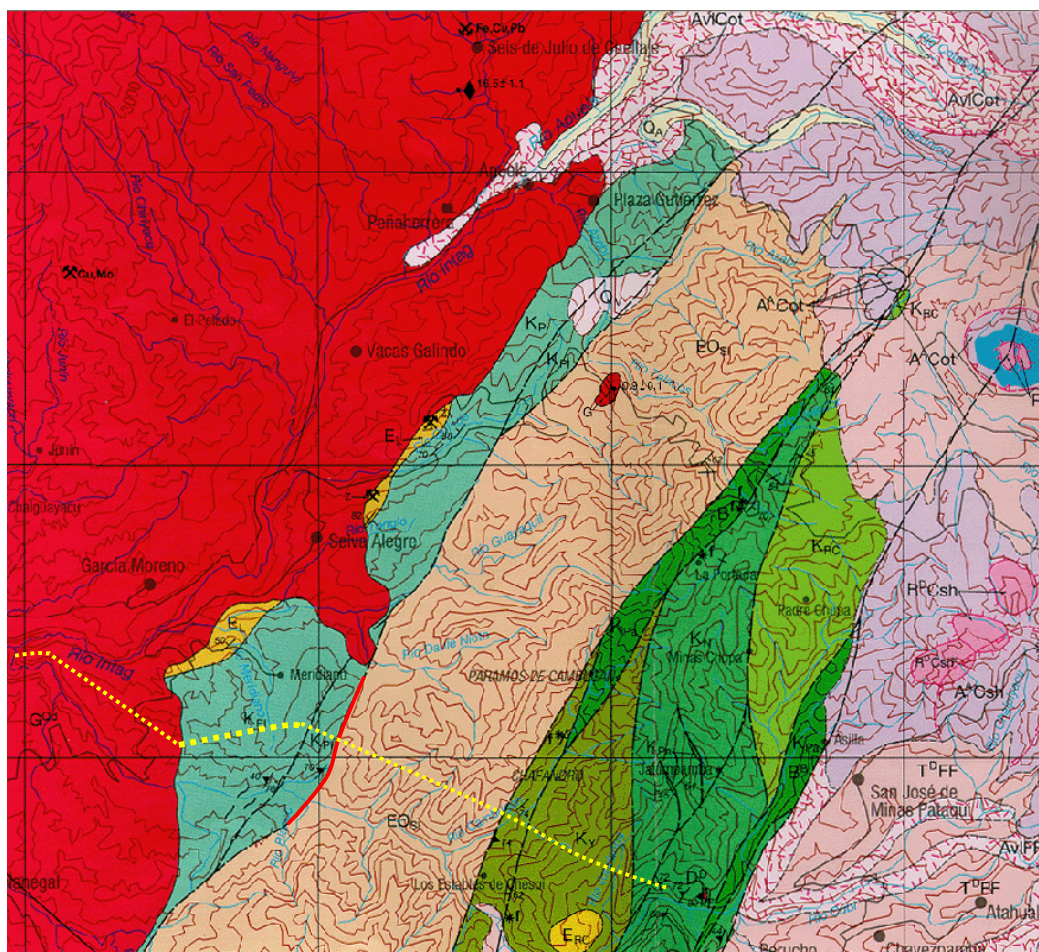


Fig.3.6 Mapa Geológico de la BGS (2002). En rojo se representan el batolito Apuela Nanegal, la Cordillera Occidental con las formaciones KPi (Pilatón), EOsi (Silante), y AvCot es la avalancha volcánica del Volcán Cotacachi en este estudio se estima que la avalancha recorrió más de 100km sobrepasando la extensión del mapa. En línea rojo la falla Nanegalito y en línea amarilla el tunnel del PH. Chespi

La avalancha volcánica presenta mega bloques de tamaño decimétrico y bloques englobados por una matriz que no posee vesículas, su tamaño va desde limo a gravas constituidas por fragmentos volcánicos de varios colores entre los que predomina el rojo. Los bloques tienen cizalla entre ellos y suelen aparecer sub angulosos a redondeados por el transporte que ha sufrido la avalancha. Vale la pena resaltar que los bloques preservan las estructuras primarias volcánicas.

En el sector oriental del área se encuentran los mayores afloramientos de la avalancha volcánica, entre los cuales se puede apreciar el gran bloque deslizado y

fallado, ubicado en el poblado San Roque (UTM: 753359E, 25032N) y la cantera del poblado Villadora (Fotos 3.8).



Fotos 3.8 Avalancha Volcánica, con mega-bloques de tamaño decamétrico. Los bloques son de andesita porfirítica y dacita. Vía nueva Selva Alegre - Saguangal (UTM: 756111E 24736N).

La presencia de este depósito se reporta en los proyectos hidroeléctricos de la cuenca baja del río Guayllabamba, esta observación corrobora la definición de avalancha volcánica porque su rango de desplazamiento es de 0,5 km a 120 km (Alvarado, 2004).

Los fenómenos que provocan este tipo de avalanchas se asocian con: erupciones volcánicas (volcán St. Helens, 1980), erupciones freáticas (Japón, 1988), terremotos, deslizamientos de la caldera misma. La frecuencia de las avalanchas volcánicas es una en varios miles de años (Alvarado, 2004).

La mezcla de una avalancha volcánica con agua puede producir lahares, los cuales pueden afectar a las personas que viven en las zonas del valle y sectores aledaños, aún lejos de la cumbre del volcán. En el capítulo cinco se analiza como la avalancha juega un papel importante en la evolución geológica del cuaternario especialmente en la erosión del valle antiguo del Río Guayllabamba.

3.3.5 DEPÓSITOS FLUVIALES (Holoceno, Qal)

El sitio de presa Chontal fue escogido en base a la geología y por ser un sector donde aflora roca granodiorita en ambas márgenes. Por la abundante vegetación y por la cobertura de suelo los sondeos geotécnicos sirvieron entre otras cosas para determinar el contacto entre depósito y roca. Los sondeos utilizados para realizar una sección d-d' y observar el aluvión actual del río Guayllabamba son: BCPR12, BCPR22, BCPR5, BCPR23, BCPR1 (corte d-d', Fig. 3.7). Las perforaciones atravesaron la cobertura superficial y el aluvión del río Guayllabamba con un espesor máximo de 30m. El aluvión corresponde principalmente a arenas con eventuales bloques de granodiorita y andesita. Aguas abajo del sitio de presa se observan afloramientos de terrazas fluviales de acumulación con bloques mayormente métricos, estos depósitos corresponden al material de acarreo del antiguo valle. Las terrazas más antiguas en este sector están a la cota de 920m y las terrazas más recientes del antiguo valle están en su base a la cota de 610m en este sector. Los depósitos se encuentran en contacto con avalanchas volcánicas que forman paredes verticales, por ejemplo frente a la Escuela Simón Bolívar de San Roque.

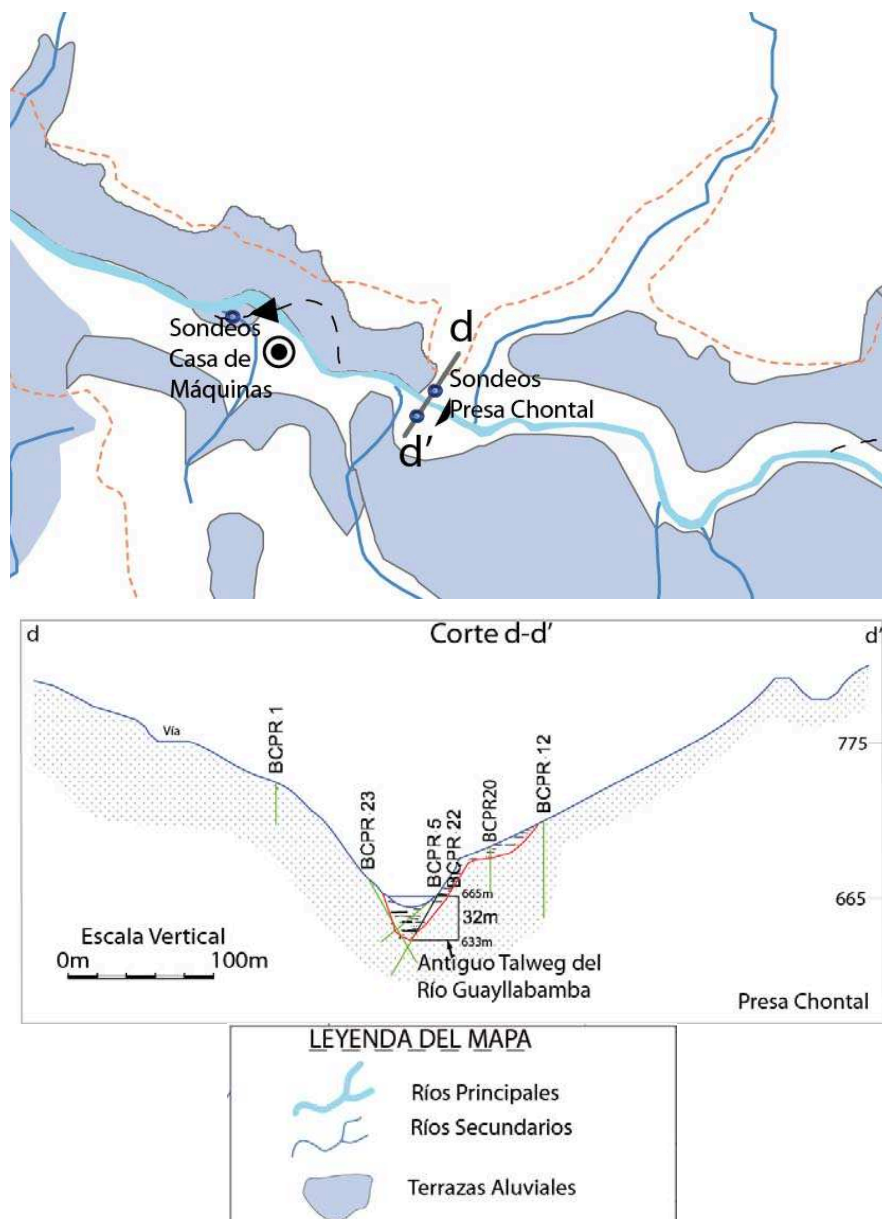


Fig.3. 7 Sección d-d' del sitio de presa Chontal. El bedrock es el batolito Apuela Nanegal, no se puede diferenciar los niveles de terrazas solamente el espesor de 32m debajo del espejo de agua del río Guayllabamba, para lo cual se realizaron sondeos BCPR como parte de investigaciones geotécnicas (5 sondeos paralelos al eje de presa). Tomado del anexo 7.

3.3.6 SUELOS RESIDUALES (Holoceno, Qsr)

La mayor parte del área estudiada se encuentra cubierta por un manto de material limo - arcilloso y limo - arenoso de color habano, amarillento y localmente rojizo derivados de la meteorización "in situ" de las unidades y depósitos pre-existentes.

Estos suelos residuales tienen un importante desarrollo en la parte occidental del área de estudio (Los Charcos, Cuchilla Durán). La meteorización del substrato rocoso así como de algunos depósitos superficiales (Foto 3.9) ha sido, en buena parte, facilitado por el ambiente tropical húmedo de la región. Los suelos residuales llegan a alcanzar espesores de hasta 10 m y tienen un comportamiento más plástico y menos resistente que los materiales originales, lo que los hace susceptibles a experimentar fenómenos de inestabilidad.



Foto. 3.9. Suelo residual en el sitio de la casa de máquinas del proyecto Chontal (UTM: 752909E, 24890N).

3.3.7 DEPÓSITOS COLUVIALES (Holoceno, Qcol)

Los depósitos coluviales depositados hasta el pie de los taludes contienen material granular formado por fenómenos de denudación de los macizos rocosos, fenómenos que han removido las rocas descomprimidas y alteradas de las laderas y las han transportado formando conos de escombros que cubren el contacto entre las unidades Plh y Qa-lh. Durante el transporte, las masas rocosas se fragmentan y pulverizan dando lugar a la formación de un depósito heterogéneo en el cual fragmentos rocosos con diversos grados de alteración se encuentran inmersos en una matriz limo - arenosa. Estos coluviones están bien consolidados y compactos, la matriz tiene una plasticidad media a baja y generalmente se presenta húmeda. El porcentaje de matriz limo - arenosa varía entre el 50 y 70 % en las partes altas de las

laderas, hacia el fondo de los valles hay un predominio de material granular. La presencia de la matriz muy fina y el grado de compactación de estos materiales les confiere una permeabilidad y transmisibilidad muy baja (Foto 3.10).



Foto. 3.10. Depósitos de pie de Talud en el corte de la vía Selva Alegre, UTM: 759177E, 25115N.

3.3.7.1 Deslizamientos

Los deslizamientos son procesos de remoción de masa y depósito pertenece a la unidad de Coluviales. Existen varios deslizamientos principalmente de tipo rotacional en los cortes de la nueva vía Selva Alegre – Saguangal (Foto 3.11), el tamaño de estos no supera los 100m^3 , sin embargo paraliza la movilidad de automóviles por la vía. Estos deslizamientos se presentan frecuentemente en el Batolito, por varias familias de diaclasas y meteorización muy desarrollada.



Foto 3. 11 Deslizamiento rotacional. Ubicado en el Kilómetro 20 de la vía Selva Alegre Saguangal, obstruyó el paso por cinco días debido a la falta de maquinaria para movilizar el material (UTM: 758485E, 24668N).

Existen casos históricos de deslizamientos en las márgenes del Río Guayllabamba generándose pequeños embalses. Al erosionarse el material deslizado generó flujos de lodo que atravesaron el área de estudio.

El primer caso ocurrió en 1906, desconociéndose la fecha exacta. Este evento fue originalmente reportado en un informe interno de INECEL (Rivadeneira, 1991), ocurrió en la margen derecha del río Guayllabamba cerca del poblado de Calderón (787200E, 5200 N).

Un segundo evento ocurrió el 24 de mayo de 1944, fue un gran deslizamiento en la margen izquierda del río Guayllabamba (786000E, 5000N) frente al deslizamiento ocurrido en 1906. La causa desencadenante fueron las intensas lluvias ocurridas en las semanas precedentes con lo cual la socavación ejercida por el río Guayllabamba habrá desencadenado la inestabilidad. Se estima que el embalse formado llegó hasta la cota 1770 msnm y tuvo un volumen de 50 millones de metros cúbicos (Rivadeneira, 1991).

El tercer evento ocurrió en la margen derecha del río Guayllabamba en el puente La Josefina que une el poblado de San Antonio con Malchinguí (789120E; 1550N), nuevamente la socavación ejercida por el río y la presencia de vertientes en la parte baja de la ladera fueron las causas desencadenantes de la inestabilidad.

El último evento histórico tuvo lugar en las primeras horas de la mañana del 2 de enero de 1990 cuando una ladera, en la margen izquierda del río Pisque (800500E; 9'998700N), se deslizó formando un presa de 500 m de largo y 58 m de alto. El embalse de 2,5 millones de metros cúbicos (Rivadeneira, 1991) se completó el 26 de enero e inmediatamente se produjo el desagüe, la crecida fue monitoreada por INECCEL hasta el puente Chacapata ubicado a 65 km aguas abajo a donde llegó el pico de la crecida a las 16:40h y el nivel ascendió 6 m. Testimonio del Sr. Manuel Villareal habitante de Chontal indica que la crecida llegó a las 17:00 h aproximadamente y el nivel del río se elevó unos 4 m.

CAPÍTULO 4 GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

El relieve en un punto determinado de la superficie terrestre es el resultado de la interacción de los procesos endógenos y exógenos. Los primeros actúan como creadores de grandes unidades morfoestructurales, producidas fundamentalmente por movimientos de componente vertical y los segundos, como desencadenamientos de una continua denudación que tiende a rebajar el relieve originado. Para estudiar dichos procesos hablamos de Geomorfología Tectónica (Gutiérrez, 2008), las estructuras tectónicas son muy importantes para definir las deformaciones del relieve.

Las formas del relieve son necesarias para comprender los procesos tectónicos que se encuentran activos dentro de una región, tener un conocimiento lo más preciso posible de las distintas morfologías tanto acumulativas como erosivas. La geomorfología proporciona los primeros datos acerca de la presencia de deformaciones ocurridas recientemente, por este motivo las estructuras tectónicas son estudiadas partiendo de la incidencia que han tenido en los materiales cuaternarios.

Los estudios morfológicos detallados son imprescindibles para planificar una campaña de investigaciones paleosísmicas, como la que ya se realizó en la Fase III, Diseño definitivo del Proyecto Hidroeléctrico Chespí Palma Real.

En este capítulo se estudia Para las fallas Apuela y Nanegalito publicadas en el Mapa de Fallas Activas del Ecuador (USGS, 2003), dicho estudio se realizó con base en la observación de rasgos morfológicos regionales identificados en las fotografías aéreas.

Existen trabajos morfológicos similares efectuados sobre la falla dextral Pallatanga (Winter et al, 1993), esta investigación consistió en medir desplazamientos topográficos en la traza de falla y, con base en los desplazamientos observados de

morrenas glaciares, se ha podido establecer la tasa del movimiento de dicha falla. En este trabajo se utilizarán índices geomorfológicos de sinuosidad del frente montañoso y la relación ancho/profundidad del valle, para definir una clasificación de la actividad tectónica reciente comparando con la clasificación de Silva, 1988, 1993.

4.2. TECTÓNICA DE PLACAS

La tectónica neógena en los Andes ecuatorianos se estudia en el marco del proceso de subducción rápida de la Placa oceánica Nazca (<20 Ma) bajo el continente Sudamericano desde por lo menos el inicio del Mioceno. En el Ecuador, entre la parte interna estable del continente Sudamericano y la fosa de subducción, se extiende una zona de deformación, que comprende la Cordillera Occidental y la planicie costera ecuatoriana, esta zona es parte del bloque Norandino (Pennington, 1981) (Fig. 4.1).

El límite meridional de la litósfera, formado en el Centro de Expansión Galápagos, es la escarpa de Grijalva que penetra oblicuamente en la zona de subducción al oeste de Guayaquil:

- Al sur este de la escarpa, la litósfera oceánica en subducción tiene una edad superior a 30Ma y presenta una estructura en sentido aproximado N-S (Lonsdale, 1978).
- Justo al norte de la escarpa de Grijalva, la Cordillera Asísmica Carnegie, con un ancho superior a 200km y una altura mayor a 1000 m penetra en la zona de subducción en la parte centro y norte del Ecuador (Fig. 4.1). Probablemente se formó a partir del Mioceno inferior durante el tránsito de la Placa Nazca sobre el punto caliente Galápagos ubicado cerca del *Rift* de la Galápagos. La cordillera Carnegie hizo contacto con la zona de subducción probablemente a principios del Cuaternario (Gutscher et al, 1999).

La velocidad de convergencia entre las Placas Nazca y Sudamericana, parece haber variado poco desde el principio del Mioceno y es actualmente de 55-58mm/año con una dirección N83°E (Daly, 1989; Trenkamp et al, 2002; Nocquet et al, 2008).

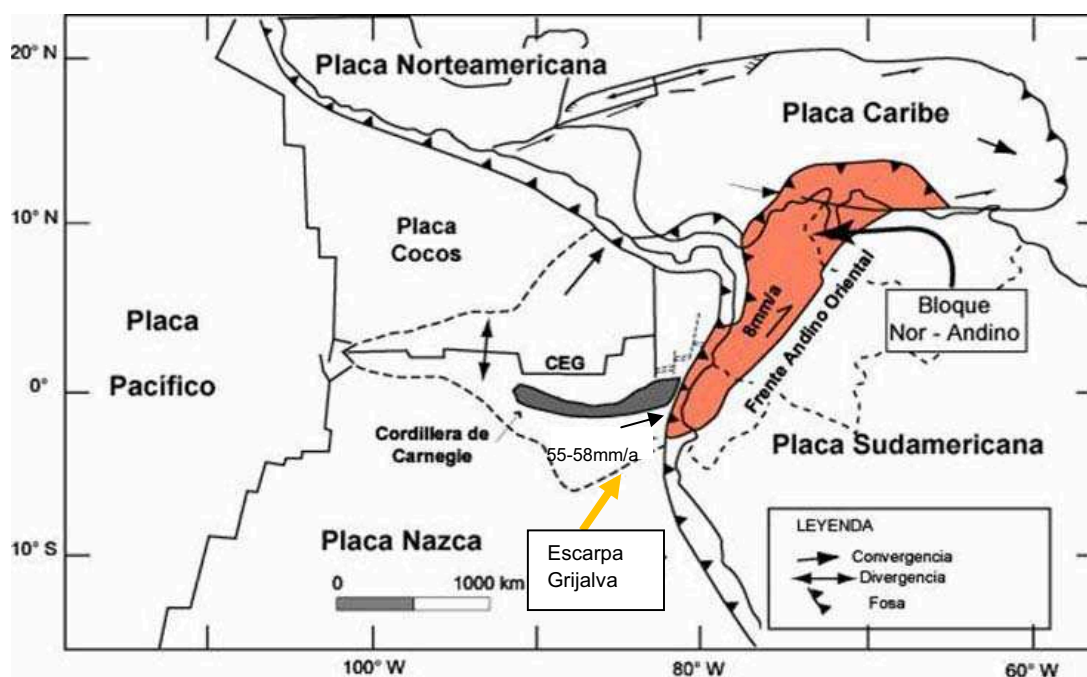


Fig.4. 1 Esquema del marco geodinámico actual en el NW de Sudamérica (modificado de Pennington, 1981). La Placa Nazca con la Cordillera de Carnegie se subduce a 55-58 mm/año bajo el margen ecuadoriano con azimuth de 83°E (Trenkamp, 2002; Nocquet y otros, 2008). El Bloque Nor Andino en color naranja, con un movimiento hacia el NNE.

4.3. DEFORMACIONES EN LOS ANDES ECUATORIANOS

Los Andes Ecuatorianos presentan algunas variables que influyen en el comportamiento de la tectónica actual. Entre las principales están: una corteza pre fracturada, variación del ángulo de buzamiento de la subducción, variaciones laterales de la edad del Slab subductado, entre otras.

El término corteza pre fracturada se refiere a los elementos tectónicos antiguos, entre los cuales se citan: *Dolores Guayaquil Megashear* (Campbell, 1974), Frente Cratónico (Pennington, 1981), Frente Baños - Las Aradas, Sutura Peltetec, Sutura Calacalí – Pujilí - Palenque (Aspden & Litherland, 1992; Egüez & Aspden, 1993), *Pallatanga Fault Zone* (Sevilla, 1981; Winter et al 1993), *Guayaquil Fault Zone* (Benitez, 1995).

Sevilla (1981) técnico del INECEL realizó un estudio sobre el “Esquema de la sismicidad del Ecuador”. En este estudio se presentan tres mapas del Ecuador a escala 1:500.000, el primer mapa de epicentros y lineamientos estructurales con imágenes Landsat (sismo – tectónico), el segundo mapa es de Iso-profundidades cuya base de datos fueron 1.150 sismos de $M_b \geq 4$ desde 1906 hasta 1980, y el tercer mapa de Iso-magnitudes con la misma base de datos. Treinta años antes del presente se demuestra el enorme potencial de riesgo sísmico de nuestro país; además en este estudio se concluye que los valores de aceleración del suelo mínimos, para ser tomados en cuenta en el diseño de obras civiles, oscilan entre 0,1 y 0,3g.

Estudios con similar orientación fueron realizados desde la década de los 80 hasta el presente por: INECEL (*J.H. Sevilla, 1981*), UNDRO-EPN (1991, *J.P. Soulas, Eguez, Yopez*), IRD (1989-1993, *Winter, Lavenu, Marocco*), INECEL- OLADE (*Barberí et al, 1988; Tibaldi & Ferrari, 1992*), BGS - EPN (*Litherland et al, 1993*), USGS – IG.EPN (2003, *Machete, Egúez, Yepes, Alvarado*). El Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG.EPN) estudia las fallas activas y un mapa actualizado se encuentra en preparación. IG.EPN resume las fallas recientes en los siguientes sistemas.

El principal sistema transcurrente dextral de fallas activas Pallatanga-Chingual, que comienza en el Golfo de Guayaquil, pasa por la Isla Puná, continua por La Troncal, ingresa a la cordillera por Bucay y continua por Pallatanga donde su identificación es muy clara. Al salir al valle de Riobamba su trazo no es evidente por el material de cobertura. Hacia el norte se interna en el Callejón Interandino y continúa hasta empatarse con la falla Chingual, ubicada al extremo nor-oriental del Ecuador (Fig. 4.2).

Otro sistema de fallas importantes se ubica en el borde subandino de la cordillera Oriental de los Andes, éste nace de la falla Chingual en el sector de la población La Sofía y se dirige al sur pasando por el lado oriental del volcán El Reventador. Luego

continúa hacia Baeza y sigue hasta la zona de Cosanga. Este sistema se caracteriza por estar compuesto de fallas principalmente transcurrentes e inversas (IG.EPN, 2007).

Las fallas inversas del borde oriental limitan la parte este de los Andes de la llanura amazónica, y se extienden desde Colombia, pasando por el Ecuador y continuando hacia el Perú.

Por último fallas menos extensas que las anteriores, pero que podrían afectar zonas pobladas son: el sistema de fallas Quito, el sistema de falla Pastocalle-Poaló-Saquisilí y el sistema de fallas El Ángel-San Gabriel (IG.EPN, 2007).

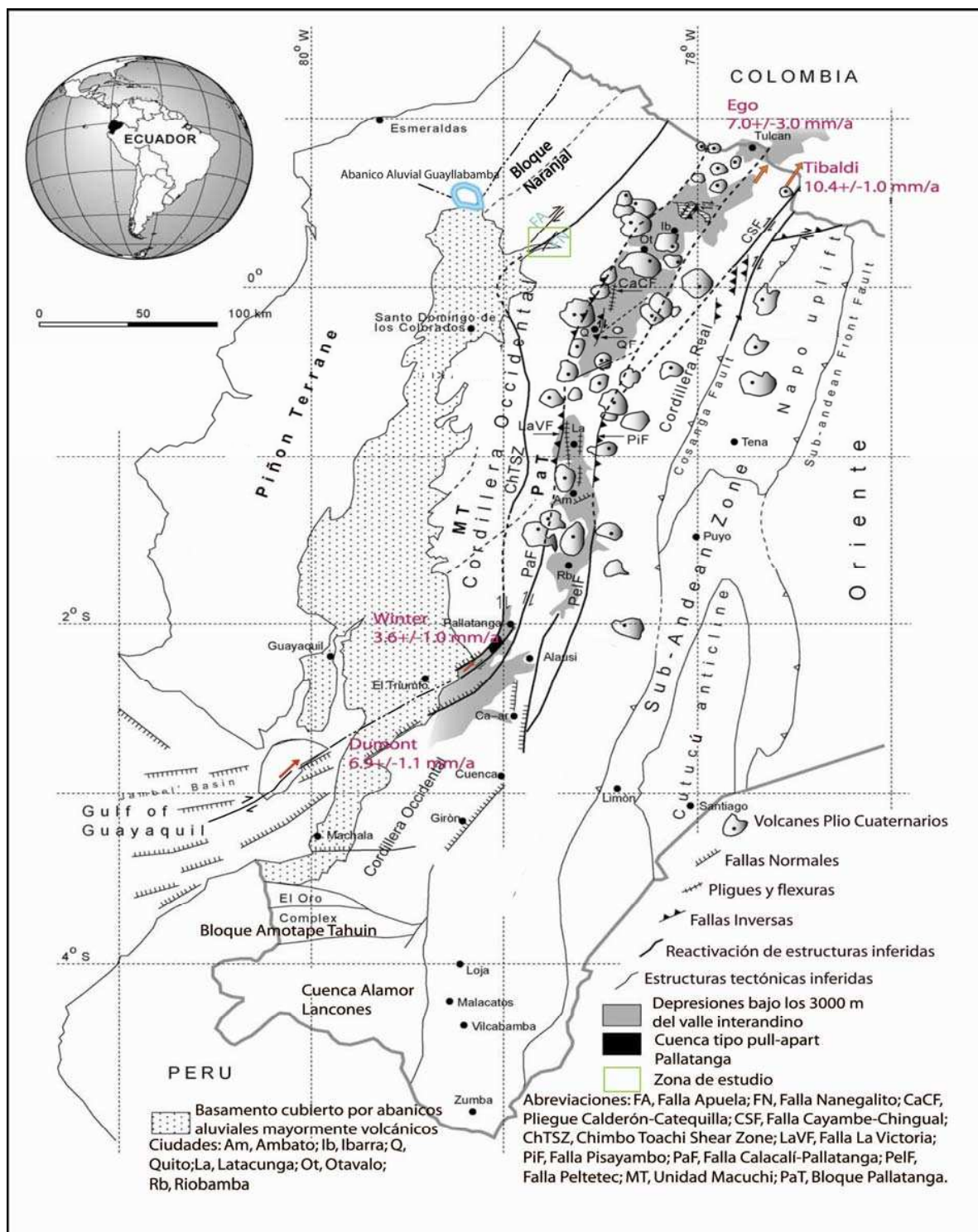


Fig.4. 2 Mapa estructural simplificado del Ecuador con énfasis en las Fallas Transcurrentes Dextral Apuela y Nanegalito (Modificado de Winkler et al, 2005). El cuadro verde ubica el área de estudio. Las flechas rojas indican tasa de desplazamiento de la falla Chingual Pallatanga.

4.4 SISMICIDAD DEL ECUADOR

La sismicidad es propia de una fuente sismogénica la misma que se puede definir como una porción o un área de interés donde tiene lugar con relativa frecuencia la ocurrencia de sismos. Las fuentes sismogénicas básicamente concluyen en el grado de asociación que se pueda establecer entre la ocurrencia de actividad sísmica y la localización de estructuras tectónicas. De este modo se pueden diferenciar dos tipos de fuente sismogénica: “la zona sísmica”, definida únicamente en base a la distribución de agrupaciones de epicentros y la “falla activa”.

La definición de “falla activa o inactiva” se debe de evitar, y tan solo dar la edad del último movimiento registrado (Silva et al., 2006). La definición de falla activa es muy subjetiva y depende del organismo o país de la que depende su catalogación. Así en países situados en zonas sísmicamente muy activas adyacentes a límites de placa (p.ej. Japón, California, Chile, Ecuador) se consideran fallas activas aquellas que presenten algún movimiento sólo en los últimos 10.000 años (Holoceno). En zonas más estables, como el interior de los continentes lejos de los límites de placa (p.ej. Reino Unido, Alemania, Brasil, Argentina, pueden extender el límite de “falla activa” a los últimos 150.000 años. En cualquier caso cada país suele tener su normativa y dependiendo del tipo de estudio para el que se realicen (p. ej. Edificación, Urbanización, Hidroeléctricas o Centrales nucleares) se consideran distintos parámetros. Las normativas más restrictivas, son por supuesto las relacionadas con Centrales nucleares (Silva et al., 2010).

Desde el punto de vista geológico se prefiere clasificar a las fallas en función de su tasa de desplazamiento. La tasa de desplazamiento en el tiempo de una falla se define como el cociente entre la suma de los movimientos producidos por la falla dentro del régimen tectónico actual dividido por el periodo de tiempo que abarca dicho régimen.

Con el propósito de tener un contexto general de la actividad sísmica de la región estudiada, se muestra en la figura 4.3 la regionalización sísmica del país (Singaicho, 2009). Esta regionalización toma rangos de intensidad sísmica de I a XII (Escala Macrosísmica Europea, EMS-98), indicando la sismicidad media a muy alta en el país. En el área de estudio la actividad sísmica se puede asociar al proceso tectónico relacionado con el escape del Bloque Nor-Andino, a través del sistema de Fallas del Frente Andino Oriental (USGS, 2003).

Los límites de las fallas actualmente son fuente de un sinnúmero de sismos de intensidad variable, que han sido localizados y registrados por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN). Dicha información sísmica se resume en la figura 4.4, cuya base es el registro de los sismos desde 1906 hasta 1980 tomados del mapa sismo-tectónico (Sevilla, 1981) y del IG-EPN desde 1990 hasta agosto de 2010, para un total de 6920 temblores recopilados, de los cuales 1946 tienen una magnitud de hasta 4Mb; 4805 de 4,0 a 5,5Mb, 141 de 5,5 a 6,5Mb y diecinueve sismos de magnitud Mb > a 6,5 y 7.8Mb.

En el área de estudio se observan sismos de magnitud inferior a 5Mb, sin embargo existen dos fallas relevantes (fuentes sismo-genéticas). La primera fuente es la falla Nanegalito, la misma se localiza al dentro de la Cordillera Occidental, en página web de IG.EPN existen dos sismos cercanos a la traza de falla, magnitud no determinada (2008/06/09 y 2009/04/24). La segunda fuente es la falla Apuela, no se conocen eventos de magnitud fuerte asociados a dicha falla. Sin embargo, el catalogo de sismicidad del Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (EPN) registra tres sismos cercanos a la traza de falla, por ejemplo el sismo del 2008/08/27 cuya magnitud no fue determinada con su epicentro localizado al NE de García Moreno (Lat. 0,418 Norte, Long. 78,492) y profundidad 14.6 km. El presente estudio caracteriza de manera geomorfológica el área de cada una de las fallas.

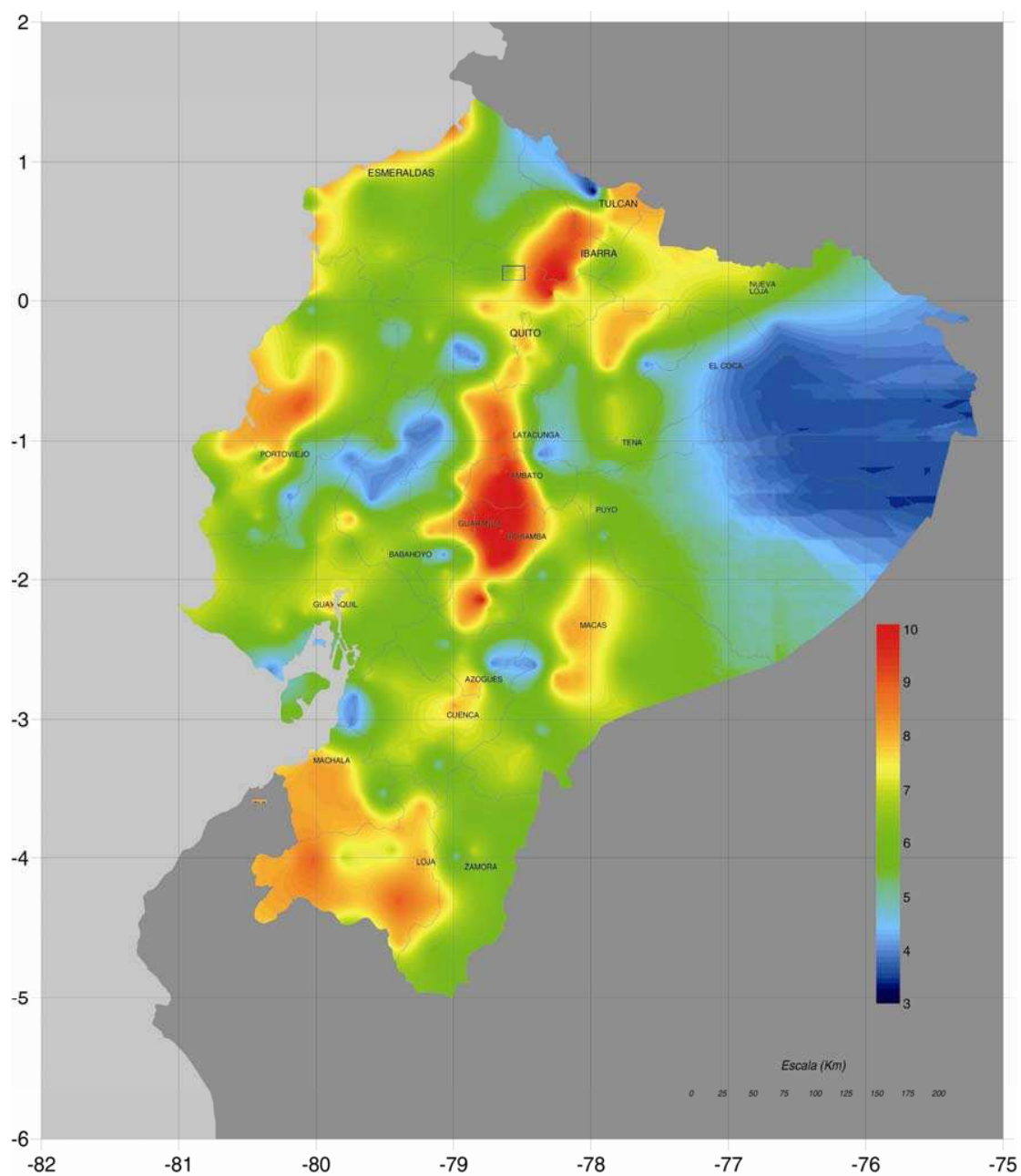


Fig.4. 3 Mapa de intensidades sísmicas máximas del Ecuador. En el recuadro se ubica el área de estudio, cuyo rango de intensidades varía de V a VII en escala macrosísmica europea EMS-98 (Tomado de Singaicho, 2009).

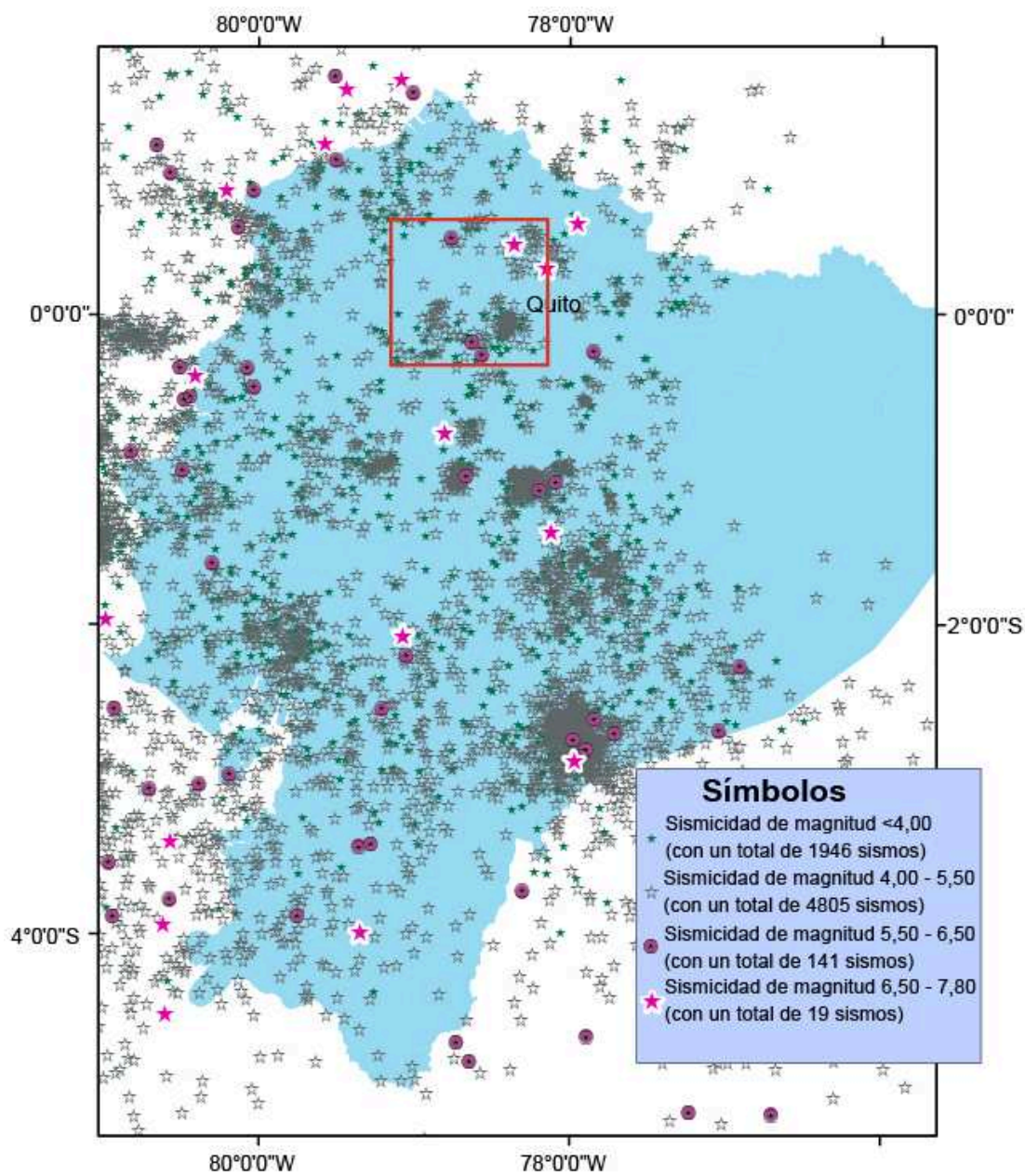


Fig.4.4. Sismicidad del Ecuador con registros desde 1906 hasta 1980 y de 1990 hasta el 2010. Datos del IG.EPN y Sevilla (1981), en el recuadro se ubica el área del anexo 3.

4.5 DATOS DE SONDEOS MECÁNICOS.

El sondeo FN-1 se realizó a un kilómetro del túnel de carga del PH. Chespí y atravesó solamente la formación Pilatón. En los núcleos recuperados del sondeo FN-1, se observa que en el tramo equivalente a la profundidad del túnel (1320,00), en general se recuperó roca de buena a muy buena calidad (Foto 4.1), haciendo la proyección al sitio del túnel podríamos esperar esta misma condición de roca. Sin embargo este sondeo no cumplió el objetivo de cortar la falla Nanegalito, pues a ningún momento atravesó la formación Silante (Fig. 4.5).

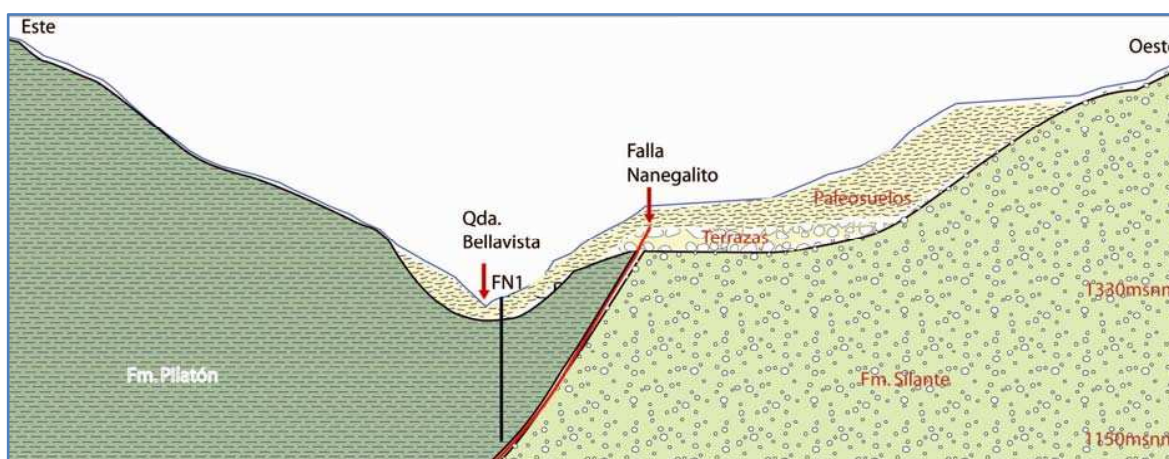


Fig. 4.5 Sección Este Oeste sobre el sondeo FN1 de 180m de profundidad. La falla Nanegalito se encuentra hacia el Oeste del sondeo y solamente afecta a las terrazas y no a los paleosuelos superficiales.

Para poder estudiar los eventos sísmicos y desplazamientos de falla solamente se lo puede realizar trincheras paleosísmicas. Por otra parte los sondeos geotécnicos tienen la finalidad caracterizar el macizo rocoso de manera puntual. La falla Nanegalito en los estudios anteriores fue sobredimensionada y su longitud fue confundida con lineamientos litológicos. Por lo tanto la calidad rocosa en el contacto fallado entre las formaciones Pilatón y Silante debe estudiarse con un sondeo inclinado.



Foto 4.1 Núcleos recuperados del sondeo FN-1. Se observa que en el tramo equivalente a la profundidad del túnel (1320,00), en general se recuperó roca de buena a muy buena calidad.

En la etapa III (Diseño) del Proyecto Chespi se realizaron estudios de paleosismicidad con tres trincheras (Paleoseismological trench logging); estas investigaciones no se pueden utilizar en el estudio porque aún no son aprobadas por HEQ, sin embargo la información de CFE se la incluye en el anexo 8. Las trincheras fueron ubicadas en una dirección NW-SE perpendiculares a la traza de falla Nanegalito; atravesaron a la falla Nanegalito en el sitio del contacto entre ambas formaciones y se observó paleosuelos cubiertos por materiales de caída, en el piso de las trincheras se observó aluvial grueso muy oxidado que actúa como amortiguador de la deformación y solamente la falla fractura los cantos del aluvial de manera vertical y aleatoria. De uno a dos metros de suelo negro no están afectados por la deformación (Foto 4.2). La consultora tomó muestras del paleosuelo para dataciones de radiocarbono y precisar la edad del material de las trincheras.

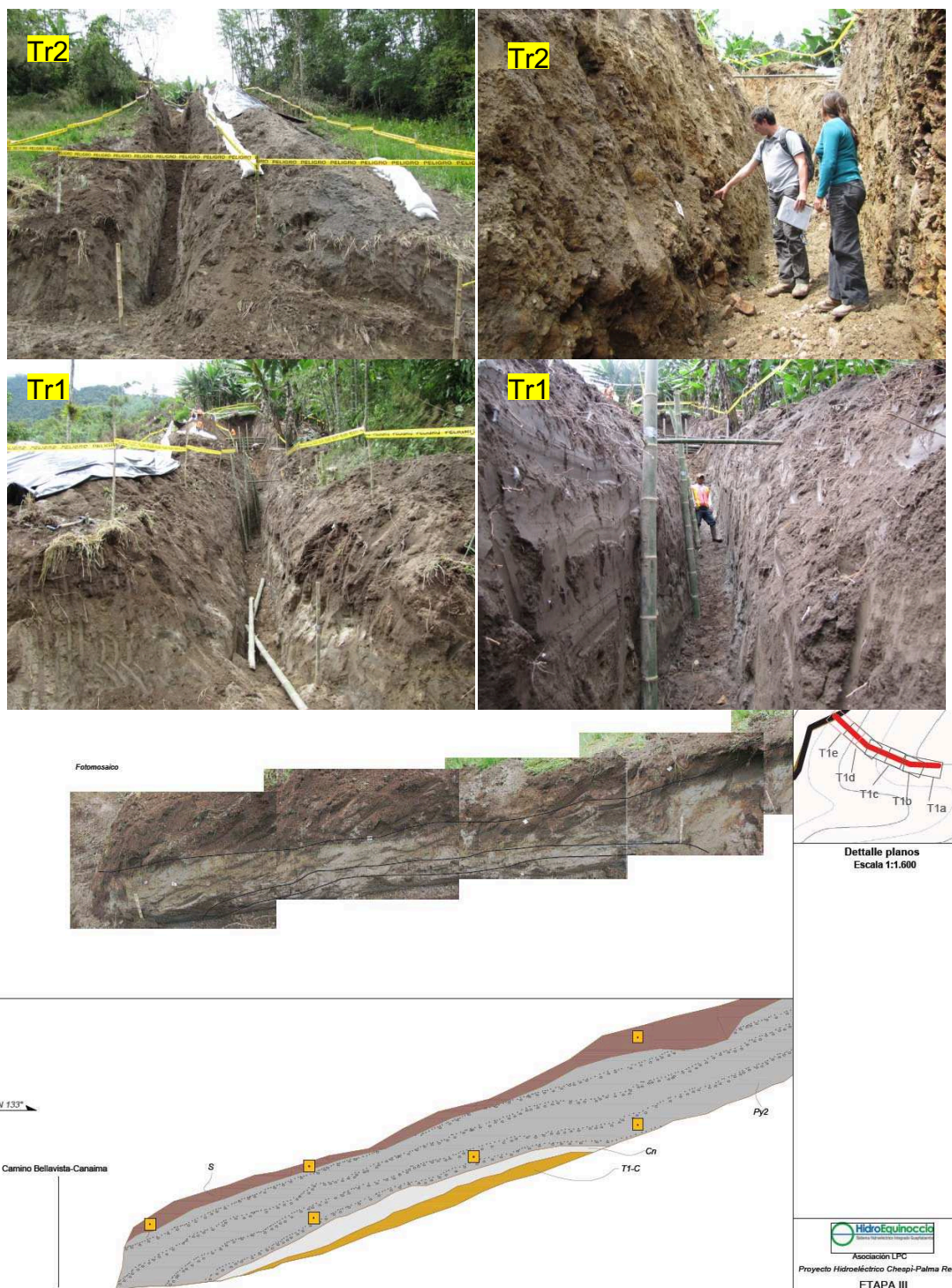


Foto 4.2. Trincheras Tr1 y Tr2 perpendiculares a la traza de falla Nanegalito (ubicación en Anexo 6). Además se indica el fotomosaico y cartografía de la trinchera Tr1. Georisk (2011).

4.6. GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA ESTUDIADA

Para el mejor estudio de las fallas Apuela y Nanegalito se caracterizarán por separado. Como una parte de la neotectónica se caracteriza los rasgos geomorfológicos para cada falla.

Además de los rasgos geomorfológicos se tiene rasgos estructurales los cuales se refieren a morfolineamientos propios de estratificación de las Formaciones Pilatón (Cretácico) y Silante (Cretácico-Paleógeno) de dirección NE (Vallejo, 2007, Vallejo et al, 2009).

En cuanto a los rasgos geomorfológicos se los subdivide en los que están relacionados con formas de erosión; los relacionados con vertientes de valles, los relacionados con los cauces de los arroyos, los relacionados con el desplazamiento y relacionados con niveles de terrazas.

4.6.1 RASGOS GEOMORFOLÓGICOS CON FORMAS DE EROSIÓN

Los rasgos geomorfológicos relacionados con formas de erosión son: depósitos cuaternarios, cotas anómalas de terrazas aluviales, disposición geométrica de los depósitos y sucesivos abanicos sobrepuestos.

Los paleosuelos a 200m al norte del poblado Bellavista, se encuentran afectados por una pequeña falla gravitacional de dirección SE, a favor de la pendiente (Foto 4.3).

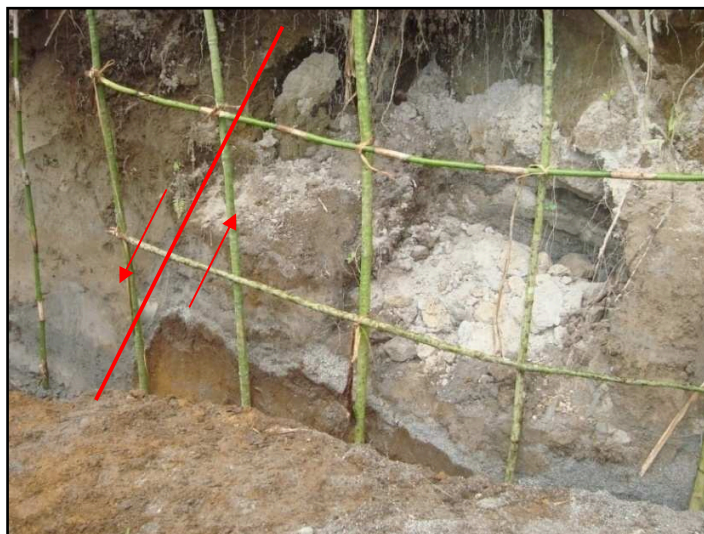


Foto 4.3 Afloramiento de una pequeña falla gravitacional. La deformación afecta al paleosuelo cubierto por cenizas volcánicas. Se trata de una falla de dirección 145° buzando al NE 75° (UTM: 769415E, 18790N).

Las cotas anómalas de terrazas sintectónicas se evidencian en ambos márgenes del Río Guayllabamba en el poblado de Bellavista. Es posible observar cinco niveles de terrazas cuaternarias, que poseen unas alturas relativas anómalas respecto a su correspondiente en la margen contraria, como consecuencia de encontrarse en una zona subsidente. En la margen derecha se preservan cinco niveles de terrazas, mientras que en la margen izquierda se preservan dos niveles de terrazas. Se descarta alguna divagación del Río Guayllabamba porque la pendiente y el trazo lineal del río no lo permitirían. Se cree que en el poblado de Bellavista se ubicó un hundimiento por la falla Nanegalito provocando el relleno de varios abanicos del río Guayllabamba.

Los abanicos aluviales toman como vía de transporte las quebradas, especialmente la quebrada Bellavista y el río Blanco. El abanico aluvial de la quebrada Bellavista está conformado por materiales gravas de la Formación Pilatón. Mientras que los abanicos del Río Blanco llegan al río Guayllabamba modificando la confluencia entre estos ríos (Foto 4.4). Posiblemente la coloración blanca del agua del Río Blanco se deba a materiales arcillosos debido a la existencia de depósitos minerales ya que antiguamente en el poblado de Curipoglio se extraía plata. Las arcillas responsables

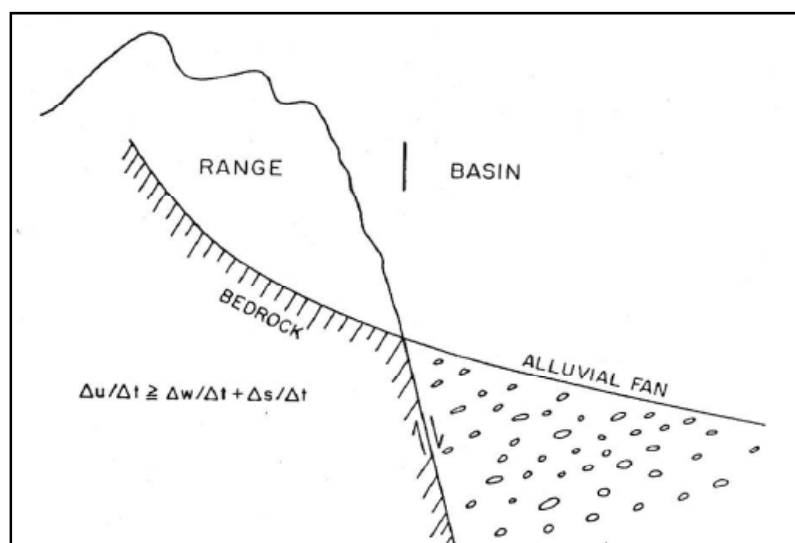
de la coloración del río pueden pertenecer a un stock de diorítico (similar la quebrada Bellavista).



Foto 4.4 Abanico aluvial en la confluencia del Río Blanco con el Río Guayllabamba. La escala vertical en línea blanca.

Las distintas generaciones de abanicos aluviales formaron la planicie donde actualmente se asienta el poblado Bellavista y se encuentran sobrepuestas a los diferentes niveles de terraza antiguas pertenecientes a la unidad Qa-lh.

Se desconoce el espesor de estos depósitos pero como debieron ser varios abanicos estos pueden ser mayores a 100 m. evidenciando una inestabilidad que provocó el hundimiento y levantamiento, con su respectiva erosión del relleno fluvial (Fig. 4.6, Bull & McFadden, 1977). De modo similar el espesor de la unidad *Qa-lh* puede deberse al hundimiento/levantamiento de los bloques limitados por la falla Apuela.



Δt : variación del tiempo;
 Δw : velocidad de disección,
 Δs : velocidad de depositación y
 Δu : velocidad de levantamiento

Fig.4.6 Interrelación de la conductividad del nivel de base local para la acumulación del espesor del abanico aluvial junto al frente montañoso. Tomado de Bull & McFadden (1977).

4.6.2 RASGOS RELACIONADOS CON VERTIENTES DE VALLES

Los rasgos geomorfológicos relacionados con vertientes de valles son los escarpes de facetas triangulares y valles profundos simétricos.

Los escarpes y facetas triangulares presentan una altura aproximada de 40m en las rocas meteorizadas de la formación Pilatón y Silante para la falla Nanegalito (Foto 4.5). Existen escarpes ligados a la litología por ejemplo en la confluencia del río Intag con el Guayllabamba, en la Hacienda El Rosario, El Milagro y Villadora en la unidad *Qa-lh* se tienen escarpes de más de 100m.



Foto 4.5 Rasgos morfológicos que evidencian la apertura del valle de la Qda. Bellavista por efectos de relajamiento en el suelo residual (UTM:770612E, 20376N).

Las facetas triangulares en los escarpes proceden de la erosión de los planos de falla Apuela (vía Selva Alegre); con pendientes de 45° a 40° (Foto 4.6).



Foto 4.6 Facetas Triangulares por erosión del Batolito Apuela Nanegal en líneas negras. La traza de la falla Apuela dextral en línea roja de dirección Noreste (UTM: 769103E, 18934N, desvío hacia Meridiano). Vea una casa en círculo para escala.

En el área de estudio los ríos Intag y Guayllabamba labran un valle profundo y márgenes asimétricos. En cambio la quebrada Bellavista presenta valles simétricos. El valle asimétrico del río Intag probablemente se deba al ángulo de buzamiento de la falla Apuela (50° al NW) (Foto 4.7).

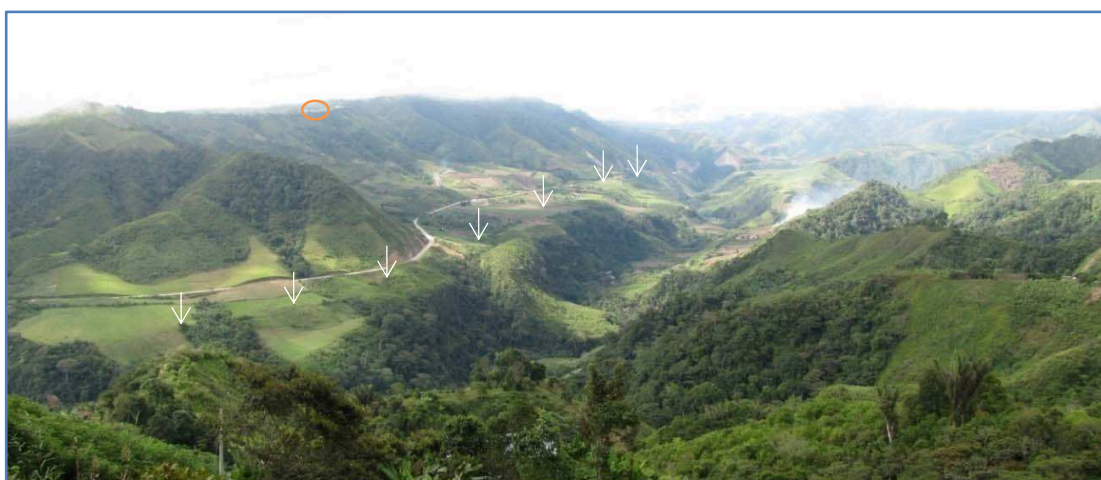


Foto 4.7 Valles asimétrico y piedemonte de la falla Apuela, su traza en flechas blancas (UTM: 762733E, 21844N), Vea la elipse de color rojo en el poblado de García Moreno para escala.

4.6.3 RASGOS RELACIONADOS CON LOS CAUCES

Dentro de estos se incluyen acodamientos sucesivos, direcciones anómalas y trazados rectilíneos de la red de drenaje principal del Guayllabamba, como consecuencia de la adaptación de sus cauces a líneas de debilidad bien paralela o bien perpendicular a éstos, así como sucesivas inflexiones del perfil longitudinal de los mismos, como consecuencia del levantamiento del área mediante impulsos sucesivos y por reactivación de estructuras antiguas (Foto 4.8).



Foto 4.8 Lineamiento antiguo de 50m del Río Guayllabamba, reactivado por levantamiento tectónico. Ubicado a un kilómetro aguas abajo del puente Chacapata (UTM: 762084E, 20373N).

4.6.4 RASGOS RELACIONADOS CON DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA APUELA

Los desplazamientos de falla Apuela fueron observados en recorridos de campo en la vía Selva Alegre - Saguangal (km 5). La traza de la falla Apuela se observa en el corte de la vía a las aguas termales de Nangulví (UTM: 770514E, 34939N). Existen varios desplazamientos de la falla, el más evidente se observó en un dique sílico en el batolito Apuela Nanegal cuya medida tiene un desplazamiento de 15cm, un espesor de 2mm y una continuidad de 20m (Foto 4.9). La falla también afecta a materiales aluviales produciendo un bandeamiento en la matriz arenosa del aluvial. El rumbo de la falla Apuela medido es $N60^{\circ}E \pm 10^{\circ}$ buzando 40° al Nor-Oeste (NW).

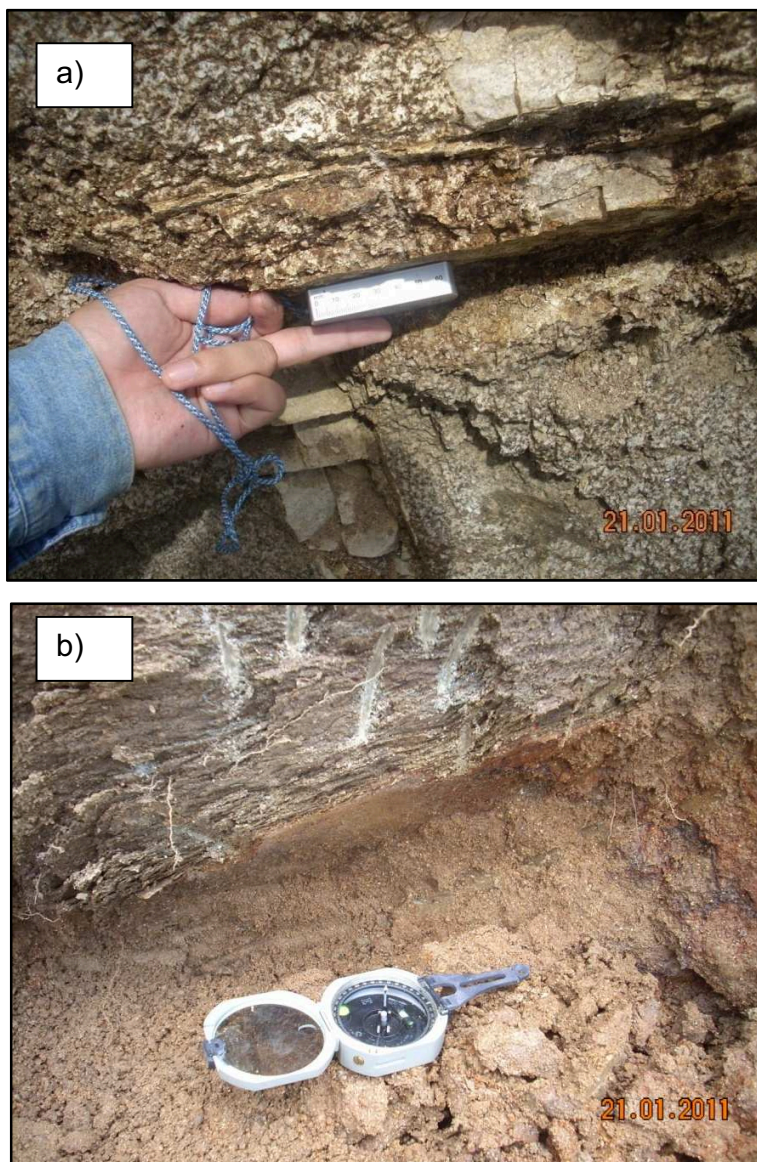


Foto 4.9 Evidencias de campo de la falla Apuela. a) Desplazamiento de 15 cm de la falla Apuela en la vía a las Aguas termales de Nangulví, El trazo de la falla es paralelo al camino y se observa a lo largo de todos los cortes del camino (UTM: 769427E, 31816N), b) la traza de falla afecta a materiales aluviales donde la matriz arenosa presenta bandeamiento y alineación de arenas en rumbo NE (UTM: 770514E, 34939N).

En la vía Nanegal - Santa Rosa y en la vía nueva Saguangal – Selva Alegre km18 se observan fallas gravitacionales que afectan al Batolito. Estas fallas están asociadas a la falla Apuela y a las familias de diaclasas propias del Batolito. Su expresión morfológica es muy débil, pero en la vía nueva Selva Alegre – Saguangal

provocan inestabilidad rocosa y deslizamientos (Foto 4.10). Las fallas gravitacionales se representan como lineamientos en el anexo 6.



Foto 4.10 Falla gravitacional asociada a la falla Apuela. Se observan escarpes de deslizamiento y se ubican 1km hacia el este de la falla Apuela y en los cortes de la vía Selva Alegre (km18) (UTM: 762312E, 23695N).

Las medidas del desplazamiento de las fallas pueden ser utilizadas para determinar la magnitud de eventos sísmicos antiguos (Wells & Coppersmith, 1994; CFE, 2010). La relación empírica entre la magnitud y desplazamiento es:

$$M = a + b * \log D$$

En donde D es el desplazamiento de la falla en metros, M la magnitud y a y b las variables determinadas por mínimos cuadrados. Los valores de a y b se indican en la tabla 4.1.

	Falla Apuela			
	a	b	D (m)	Mb
Wells et al (1994) fallas únicamente laterales	7,04	0,89	0,15	6,3
CFE (2010)	6,73	0,95	0,15	5,9

Tabla 4.1. Valores de relación empírica de entre Magnitud Sísmica y Desplazamiento de la falla Apuela.

La magnitud de un sismo esperado para la falla Apuela es de 5,9-6,3Mb (producida por las ondas P), estos concuerdan con la zonificación del mapa de ISO-magnitudes de 1981, ubicando a la zona como de mediana sismicidad.

4.6.5 RASGOS RELACIONADOS CON LOS NIVELES DE TERRAZAS FLUVIALES

La génesis de las terrazas integran procesos geomorfológicos, tectónicos y climáticos a una escala del valle fluvial y dan fe de un cambio geodinámico y evidencias periodos de estabilidad e inestabilidad en la incisión vertical del cauce del río.

Las superficies planas de las terrazas son utilizadas por los seres humanos para la agricultura, carreteras, placeres auríferos y asentamientos poblacionales, también son marcadores de una forma geodésica del globo terráqueo antiguo y de actividad tectónica en el cuaternario. Razón por la cual se integran detalladamente en este estudio y sirvieron para calcular una tasa de incisión preliminar del cauce del río Guayllabamba (Cap. 5).

No se encontraron evidencias de desplazamiento dextral por fallas en las terrazas, lo que se encontró fue diferentes niveles correspondientes a la depositación en los ríos Intag y Alambi. Un rasgo importante fue que en los sitios donde las fallas cortan al río Guayllabamba se deposita un mayor espesor de terrazas fluviales.

4.6.5.1 Río Intag

La red de drenaje del Río Intag es sub dendrítica – tortuosa bien definido, los afluentes siempre son de menor caudal que el río principal. El control litológico es evidente y evidenciado por cambios dendríticos entre ambos márgenes del río (AGA, 2010a). La margen izquierda está caracterizada por la presencia de coluviales y la margen derecha por rocas más duras difíciles de erosionar; estos coluviales pudieron haber ocasionado un represamiento temporal del río aguas arriba de la confluencia

con el río Guayllabamba. En la confluencia con el río Guayllabamba existe una falla muy evidente, la cual presenta mala calidad de roca en ambas márgenes del cauce actual y tiene una dirección Norte Sur. La falla Apuela controla el trayecto del río Intag y el movimiento de esta ocasiona fallas secundarias principalmente normales (Fig. 4.7).

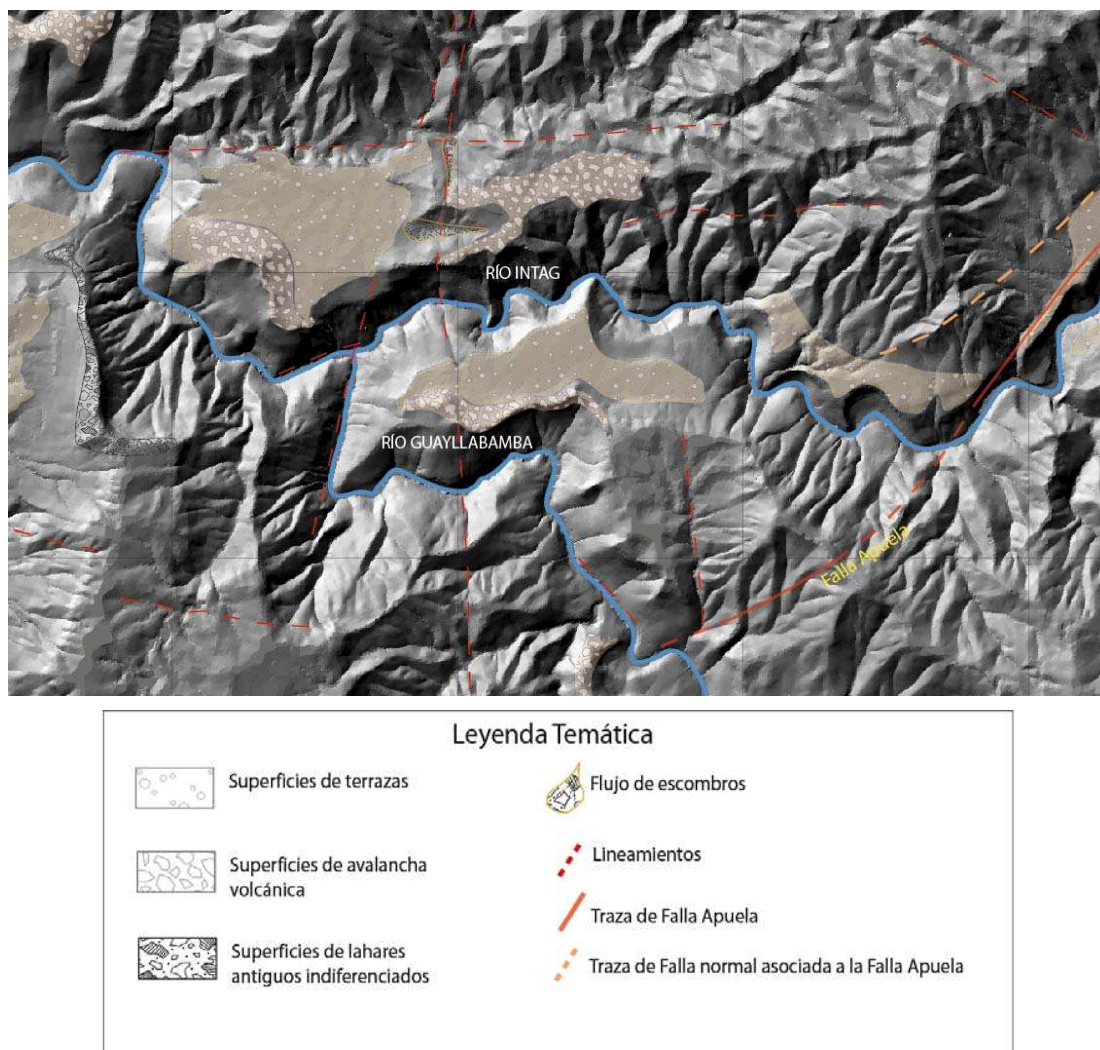


Fig.4.7 Modelo de elevación digital de la confluencia de los ríos Guayllabamba e Íntag. Las estructuras están en rojo con líneas discontinuas y la falla Apuela está en línea roja continua, tomado de anexo 6.

En términos generales, los afluentes del Río Intag son simétricos y de longitud reducida propias del Batolito, con la excepción de la planada Hacienda “El Milagro” la misma que tiene escasos afluentes debido al comportamiento muy competente de la

unidad *Qa-lh* que actúa de forma similar a una presa natural donde el aluvial está adherido mediante el lahar de matriz puzolánica.

En sobre posición de las terrazas de acumulación *Qa-lh* se encuentran avalanchas volcánicas las cuales morfológicamente representan penachos con una cota máxima de 1100m en poblado de Villadora - Milagro.

4.6.5.2 Río Alambi.

Los estudios hidrológicos caracterizan al río Alambi con un caudal promedio de 39 m³/s lo cual representa un 18% de la cuenca del Guayllabamba (PLANISOC, 2010). En la margen izquierda del río Alambi existe un escarpe que probablemente corresponde a una superficie de deslizamiento que generó un represamiento temporal y un embalse natural de dicho río que seguramente fueron colapsados instantáneamente.

La litología que domina en los márgenes del río Alambi son terrazas escalonadas sobre roca, en un amplio valle fluvial; se encuentran escarpes relacionados con la erosión de terrazas fluviales. Su *bedrock* es el Batolito Apuela Nanegal y se evidencia por el control estructural (Fig. 4.8).

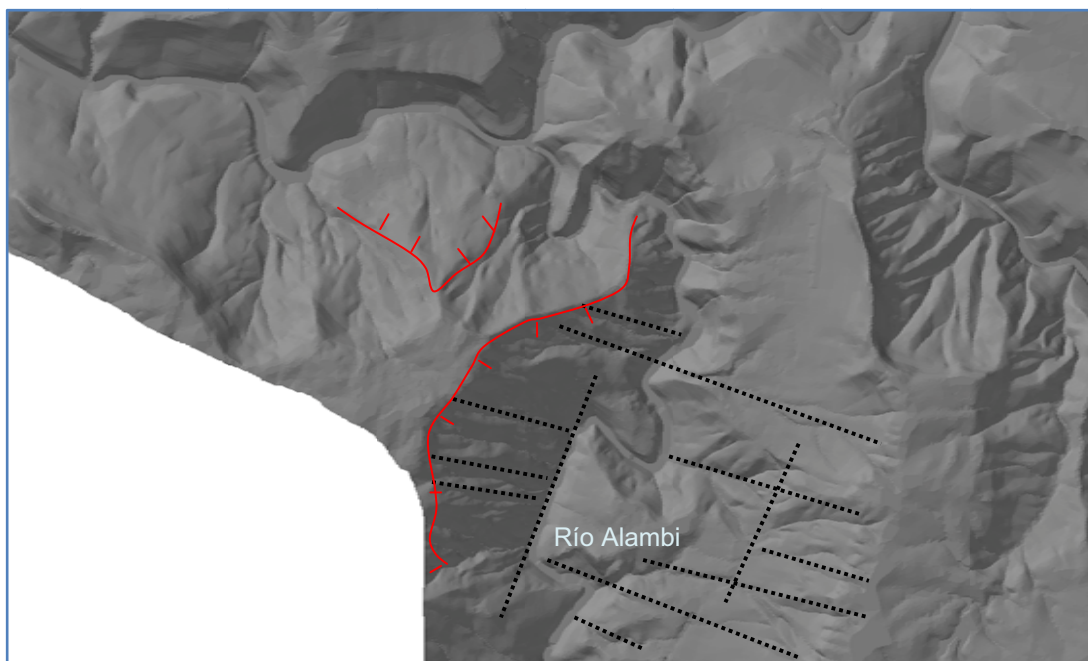


Fig.4.8 Modelo de elevación digital en el área del Río Alambi. En línea roja se presenta el escarpe principal, la línea de puntos representa el control estructural del Batolito.

Las terrazas fluviales sobre roca del Río Alambi se encuentran muy por encima del cauce actual. Las terrazas superiores están sobre la cota 1050 m con una diferencia de altura de 200 m del cauce actual y se las encuentra en el camino de herradura desde Nanegal a Urcutambo.

El Río Alambi presenta 7 niveles de terrazas que fueron ubicadas cartográficamente con navegadores, y en base a perfiles longitudinales a lo largo del río (Fig. 4.9a). Las terrazas del Río Alambi tienen una superficie de erosión subhorizontal con espesores entre 10 y 30m. Para representar mejor los niveles de terrazas se realizó un esquema en dirección NE-SW, allí se las identifica como se Qa1 hasta Qa7 (Fig. 4.9b). El número de niveles de las terrazas del Río Alambi es superior al encontrado en otros ríos.

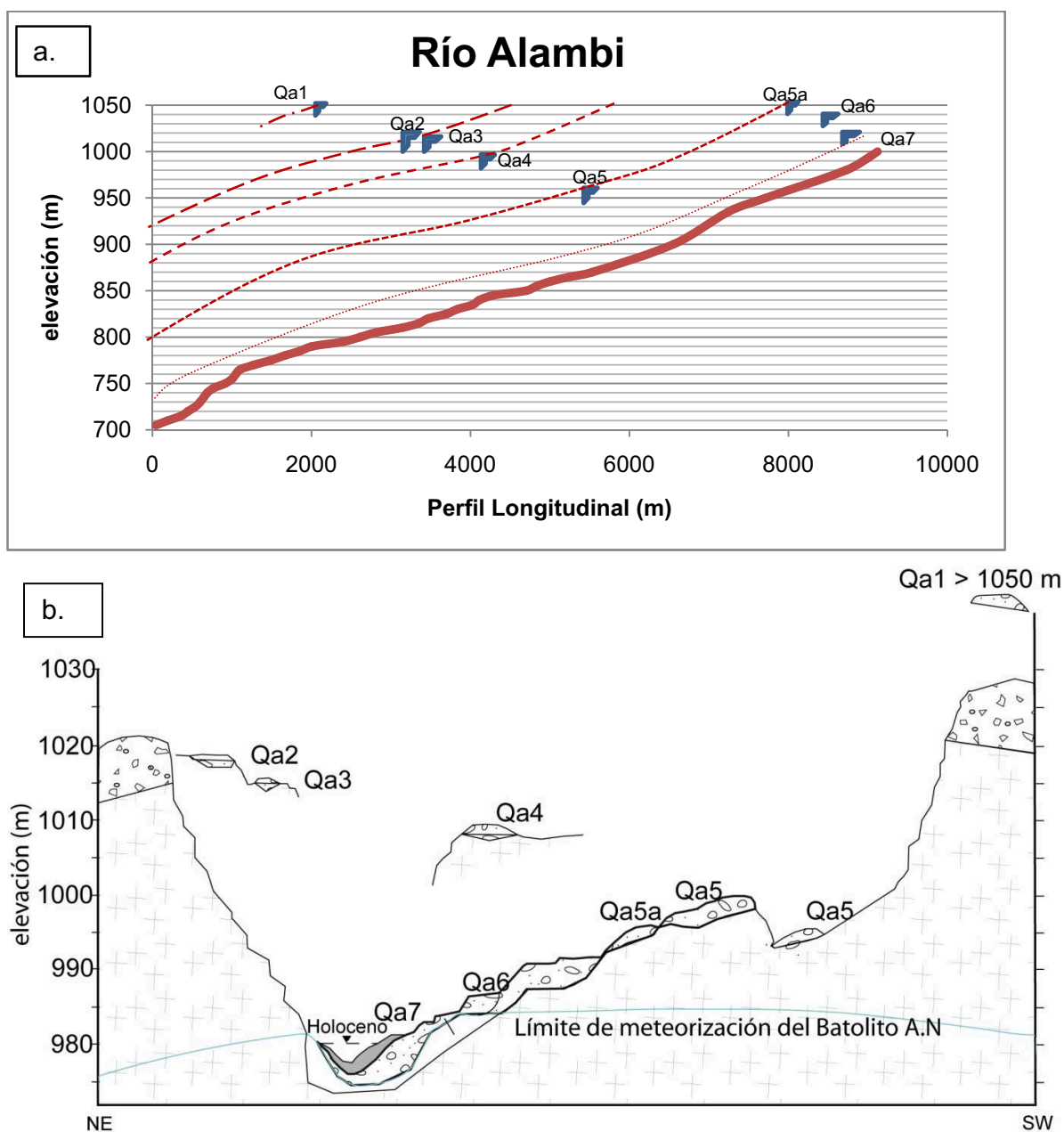


Fig.4.9 Niveles de las terrazas del Río Alambi. (a) se representa el perfil longitudinal del río con el cauce actual en línea continua roja y los perfiles de río interpretados que depositaron los diferentes niveles de terrazas, en los puntos azules se ubican las terrazas vistas en campo; (b) corte esquemático ubicado en dirección NE-SW ubicado en el parroquia de Nanegal.

4.7. REPRESENTACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

Se elaboraron dos mapas geomorfológicos a escala 1:15.000 de la intersección de los túneles del Proyecto Chespi Palma Real con las fallas Apuela y Nanegalito. Existe otra falla cercana al proyecto cuyo trazo se observa claramente en el modelo de elevación digital a escala 1:5000; esta falla se denomina Huayrapungo (USGS, 2003). En el modelo se observa la cercanía del volcán Cotacachi y Cuicocha, así como también se observa un dedo de la Fm. San Tadeo que puede correlacionarse con la Unidad de lahares indiferenciados *PIh* del presente estudio (Fig. 4.10).

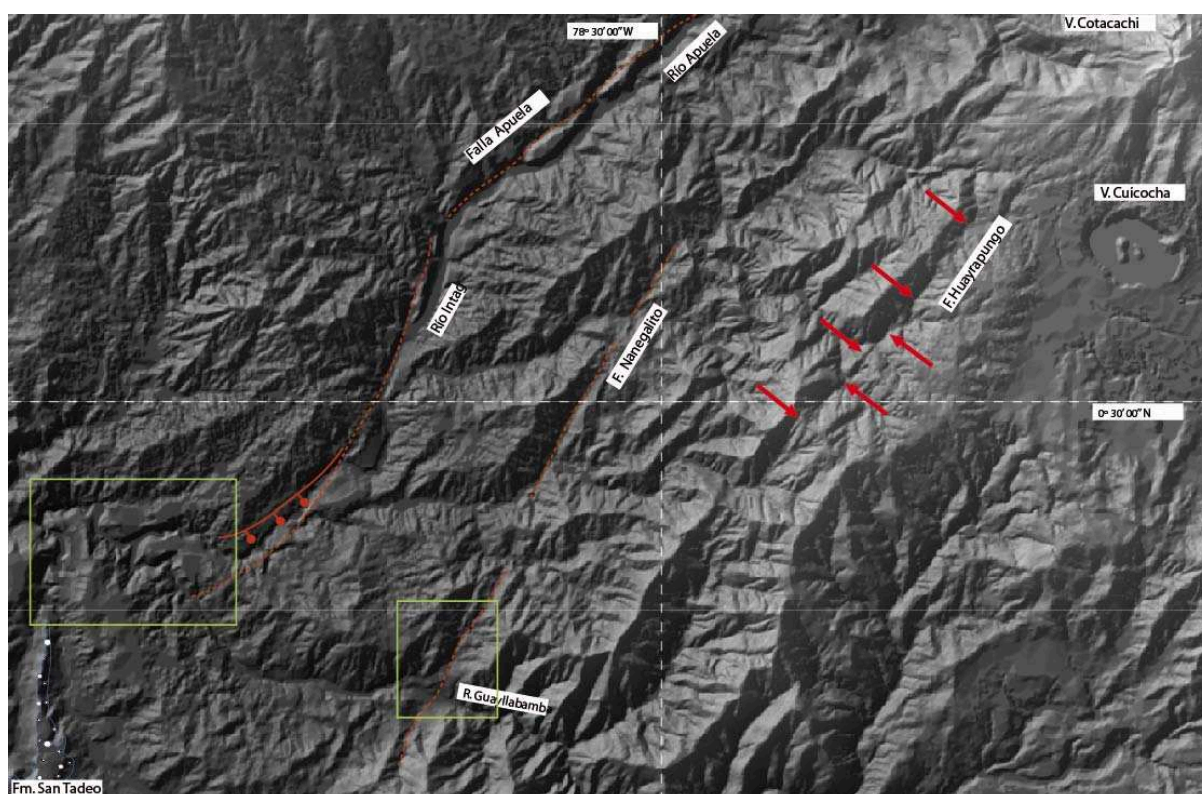


Fig.4.10 Modelo de elevación digital regional con curvas de nivel cada 20m. Las fallas más cercanas al PH. Chespi son la falla Apuela, Nanegalito y Huayrapungo. En los recuadros verdes se ubican las áreas de mapas geomorfológicos de Bellavista y Villadora - Milagro.

Para la elaboración de esta cartografía se ha seguido la metodología utilizada por Silva et al. (1988). Partiendo de dos mapas base: por un lado el geológico (Anexo 1), en el que están especialmente representados los materiales aluviales y coluviales, y,

por otra, el estructural en el que van representadas los escarpes y trazas de la falla Nanegalito (LPC, 2010). El mapa geomorfológico de Bellavista se presenta en el Anexo 5 y el mapa de la falla Apuela en el Anexo 6.

4.7.1 FALLA NANEGALITO

En el mapa geomorfológico de Bellavista contiene a la Falla Nanegalito se han separado, por una parte, los materiales aluviales y, por otra, pequeños abanicos aluviales de quebradas. Con respecto a las terrazas se ubicaron especialmente por su elevación, para evidenciar disparidad entre ambas márgenes del río Guayllabamba.

Las unidades morfológicas cuaternarias se separan mediante símbolos geomorfológicos clásicos, cartografiándose sólo aquellas que tienen interés desde el punto de vista del control climático y litológico, en nuestro caso: terrazas y lahares.

Los escarpes se representan mediante símbolos simples desde un trazo grueso a delgado indicando la altura del escarpe.

Los morfo-lineamientos litológicos están representados mediante símbolos convencionales, quedando reflejada en este mapa el área de afectación a través de lomas de presión y pantanos. Los rasgos están ubicados en el modelo de elevación digital (Fig. 4.11).

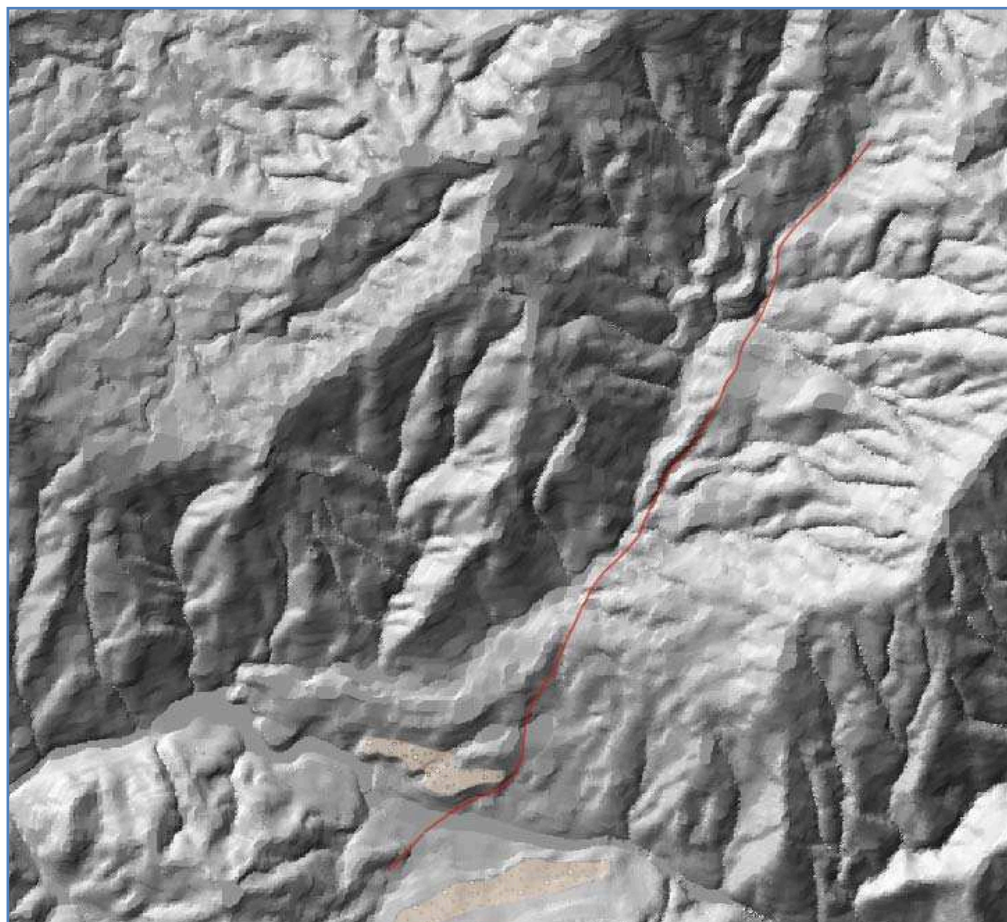


Fig.4.11 Modelo de elevación digital con curvas de nivel cada 5m del área de la falla Nanegalito en línea roja la traza de la misma (Anexo 5).

La falla Nanegalito mayormente está cubierta por suelos negros y en los afloramientos rocosos en la quebrada Bellavista presenta una orientación $N40\pm 10^{\circ}E$ con buzamiento $50\pm 5^{\circ}$ al NW, de tipo transcurrente-dextral, con componente inversa como se observó en su traza de falla en el río Blanco (Foto 4.12) (Anexo 5).



Foto 4.11. Traza de la Falla Nanegalito, en el cauce del río Blanco. Afecta a materiales de una terraza aluvial del pleistoceno superior. (UTM, WGS 84: 769535E, 18700N). Nótese una grada como salida en el sitio donde de la traza representada con una línea de color rojo.

El levantamiento realizado en las quebradas y las tomografías sísmicas, evidencian que la falla Nanegalito presenta un plano de falla a la entrada de la finca Canaima (Foto 4.12). Se observa en el plano de fallamiento una zona de cizalla de hasta 10 m de espesor con roca muy fracturada (Foto 4.13).



Foto 4.12. Levantamiento realizado en la quebrada Bellavista. Se evidencia el plano de la falla Nanegalito a la entrada de la finca Canaima, esta falla afectarán al túnel de manera puntual (UTM: 770311E, 20287N).



Foto 4.13 Plano de la falla Nanegalito, roca muy fracturada (UTM: 770678E, 20569N).

Con base en estas características es posible evidenciar la actividad tectónica de la falla Nanegalito, cuyo mecanismo de movimiento se asocia a otros sistemas estructurales de tipo secundario, traducidas en fallas gravitacionales y escarpes de orientación Este - Oeste.

La falla Nanegalito afectó depósitos aluviales cuya edad relativa es el Pleistoceno superior mayor a 35.000 años. Considerando 50 años de vida útil del Proyecto Chespí la falla Nanegalito tiene baja probabilidad de generar un sismo en este periodo de tiempo.

4.7.2 FALLA APUELA

La falla Apuela está identificada como activa durante el Cuaternario (Egüez & Yepes, 1993; USGS, 2003). La falla Apuela afecta el intrusivo del mismo nombre, datado del Mioceno, y está desplazando depósitos aluviales. Tiene un trazo sinuoso a lo largo de los cauces de los ríos Apuela e Intag, acumulando 75 km de longitud en tres secciones: Noreste, Central y Meridional (USGS, 2000). En este estudio se define la prolongación de la falla Apuela hasta el río Guayllabamba y no se encontraron evidencias de ramal meridional anteriormente definido (Anexo 6).

4.8 ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS INDICADORES DE NEOTECTÓNICA.

Los índices geomórfológicos de la tectónica activa se han desarrollado con el objetivo de establecer una actividad tectónica relativa, y la identificación de los lugares para trabajo más detallado de paleosismicidad. Este esfuerzo fue iniciado en la década de 1970 por William Bull en la Universidad de Arizona, que desarrolló varios índices importantes, como "sinuosidad del frente montañoso" y "relación entre el ancho del valle a la altura del piso del valle".

Una herramienta valiosa en la evaluación de la geomorfología tectónica de una región es la caracterización de las formas del relieve. Por ejemplo, hay un conjunto característico de las formas terrestres asociadas a fallas de rumbo, incluyendo contraste de valles o desvío de corrientes, bancos topográficos y escarpes de falla.

Los primeros trabajos de William Bull (1970) describen varios abanicos aluviales (aluviones) de forma radial que se dividen en una serie de eventos que conforman el perfil general cóncavo del abanico. Todos estos eventos están relacionados con los procesos de depósito y erosión del sistema fluvial.

Los índices geomorfológicos tales como el Índice de sinuosidad (S_{mf}) y la relación de las dimensiones del valle (V_f) se indican más adelante y establecen una medición para determinar la deformación relativa de las formas terrestres. El marco tectónico es basado en el reconocimiento de las distintas características de las estructuras presentes. Por ejemplo fallas asociadas con la extensión de la corteza terrestre a gran escala presentan estructuras de horst y graben. La medición de la deformación es relativamente fácil. Lo más difícil en los estudios de geomorfología tectónica es establecer la cronología del Pleistoceno-Holoceno. Sin edades cronológicas es imposible estimar las tasas de desplazamiento de fallas geológicas.

La utilización de los índices es útil a la hora de evaluar la actividad tectónica en aquellas áreas cuya morfología está condicionada o se ajusta a la de zonas donde tienen lugar manifestaciones de tipo neotectónico (Mayer, 1986).

4.8.1 ÍNDICE DE SINUOSIDAD DE FRENTES MONTAÑOSAS (MOUNTAIN-FRONT SINUOSITY INDEX).

Definido por Bull & McFadden (1977) tiene la siguiente expresión matemática:

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s,$$

donde L_{mf} es la longitud del frente montañoso medida a lo largo de la articulación del piedemonte con la zona escarpada, y L_s es la longitud del frente montañoso medida en línea recta, de manera que el índice S_{mf} refleja el balance entre la tendencia de los procesos fluviales y de ladera a producir frentes montañosos irregulares (sinuosos) y la tendencia de los movimientos neotectónicos en la vertical a producir frentes montañosos predominantemente lineales, estando la sinuosidad de un determinado frente montañoso relacionada con el tiempo transcurrido desde que cesó la actividad neotectónica.

Así, frentes con valores del índice S_{mf} próximos a uno indican una actividad tectónica reciente, mientras que los valores superiores a uno van a indicar una relativa quietud tectónica.

Este índice se ha estudiado en grandes frentes montañosos ampliamente contrastados (Silva et al, 1988, 1993), este el caso de la falla Apuela, donde el amplio valle fluvial del Río Intag presenta los mejores ejemplos para medir la sinuosidad del frente montañoso. Para el sitio de la falla Nanegalito no se midió el índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf}); lo que se realizó fueron mediciones en la relación del ancho y profundidad del valle (V_f). En el área de estudio se han diferenciado hasta 6 frentes montañosos, no superando ninguno de ellos los 2 km de longitud (Fig. 4.12).

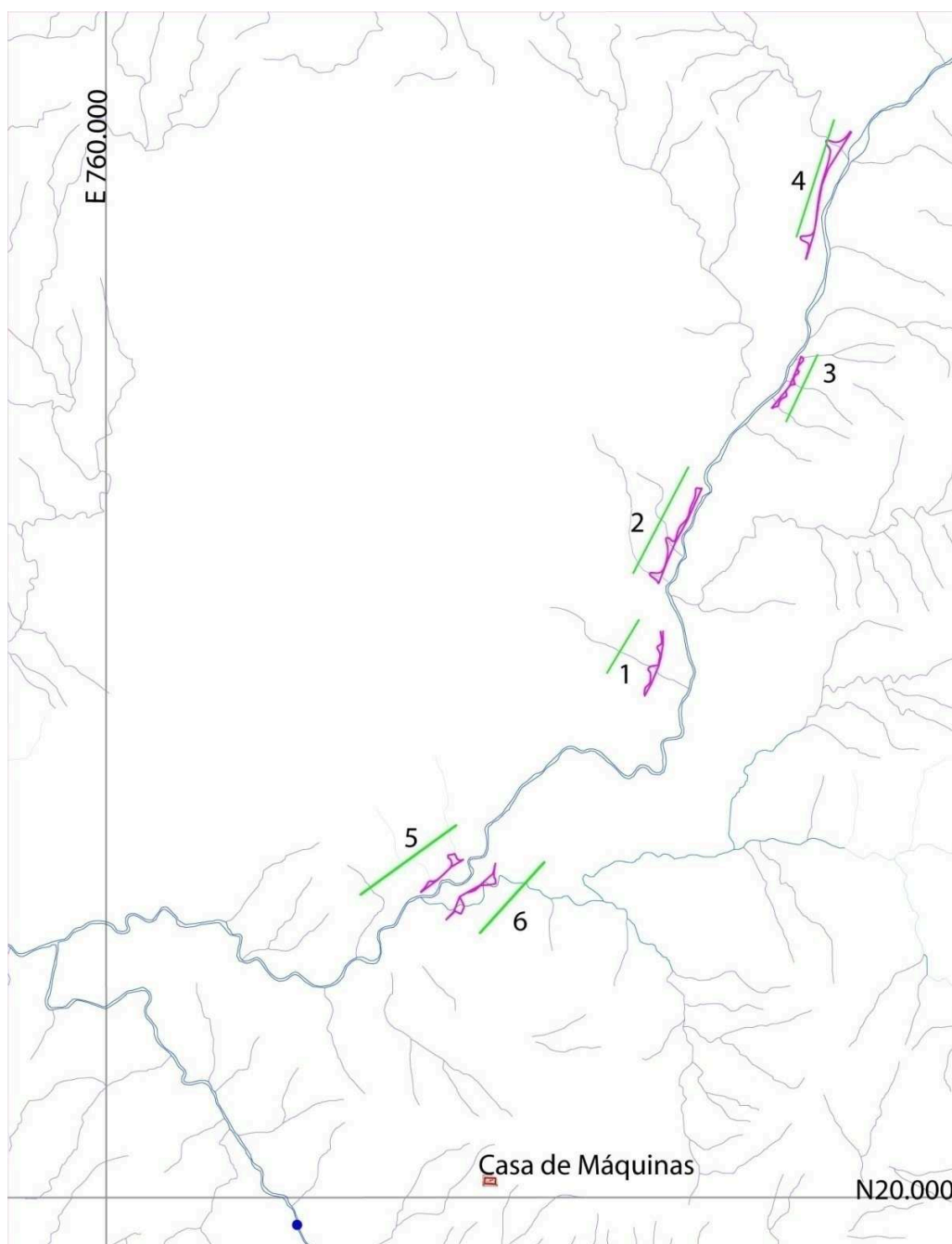


Fig.4.12 Índices geomorfológicos de sinuosidad del frente montañoso (Smf). En líneas purpuras esta el Smf, (Falla Apuela) y su numeración utilizada en la tabla 4.2.

Los resultados obtenidos (tabla 4.2) sitúan la mayoría de los frentes dentro de la tectónica activa, en la clasificación que dan Bull & MacFadden (1977) y Silva (1993).

Falla Apuela			
#	Ls (m)	Lmf (m)	Smf
1	939,2	1049,6	1,12
2	1430,3	1851,8	1,29
3	689,3	1180,7	1,71
4	826,2	986,2	1,19
5	733,1	998,7	1,36
6	1124,3	2043,6	1,82
			Mediana=1,33

Tabla 4.2. Tabla de valores del índice geomorfológico Smf para el área de la falla Apuela.

4.8.2 RELACIÓN ANCHURA DEL FONDO DE VALLE/ALTURA DEL VALLE (RATIO OF VALLEY FLOOR WIDTH/VALLEY HEIGHT)

La relación entre la anchura del fondo del valle y la altura del valle fue definida por Bull & MacFadden (1977), tiene la siguiente expresión matemática:

$$Vf = 2Vfw (Eld - Ese) + (Erd - Ese),$$

Donde: Vfw es la anchura del fondo del valle, Eld y Erd son las respectivas cotas a las que se encuentran las divisorias de aguas en la margen izquierda y derecha del valle, respectivamente, y Ese es la cota a la que se encuentra el fondo del valle en el punto de medida. Para la determinación de Vf los datos se debe tomar a un kilómetro aguas arriba del frente montañoso, aunque para nuestro caso esta distancia la hemos reducido a 200 m, debido a la pequeña longitud tanto de los escarpes como de los arroyos que lo desaguan. Para el caso de la Falla Nanegalito se realizaron medidas en los escarpes triangulares donde se encuentran quebradas recientes socavadas por la actividad de dicha falla (Fig. 4.13).

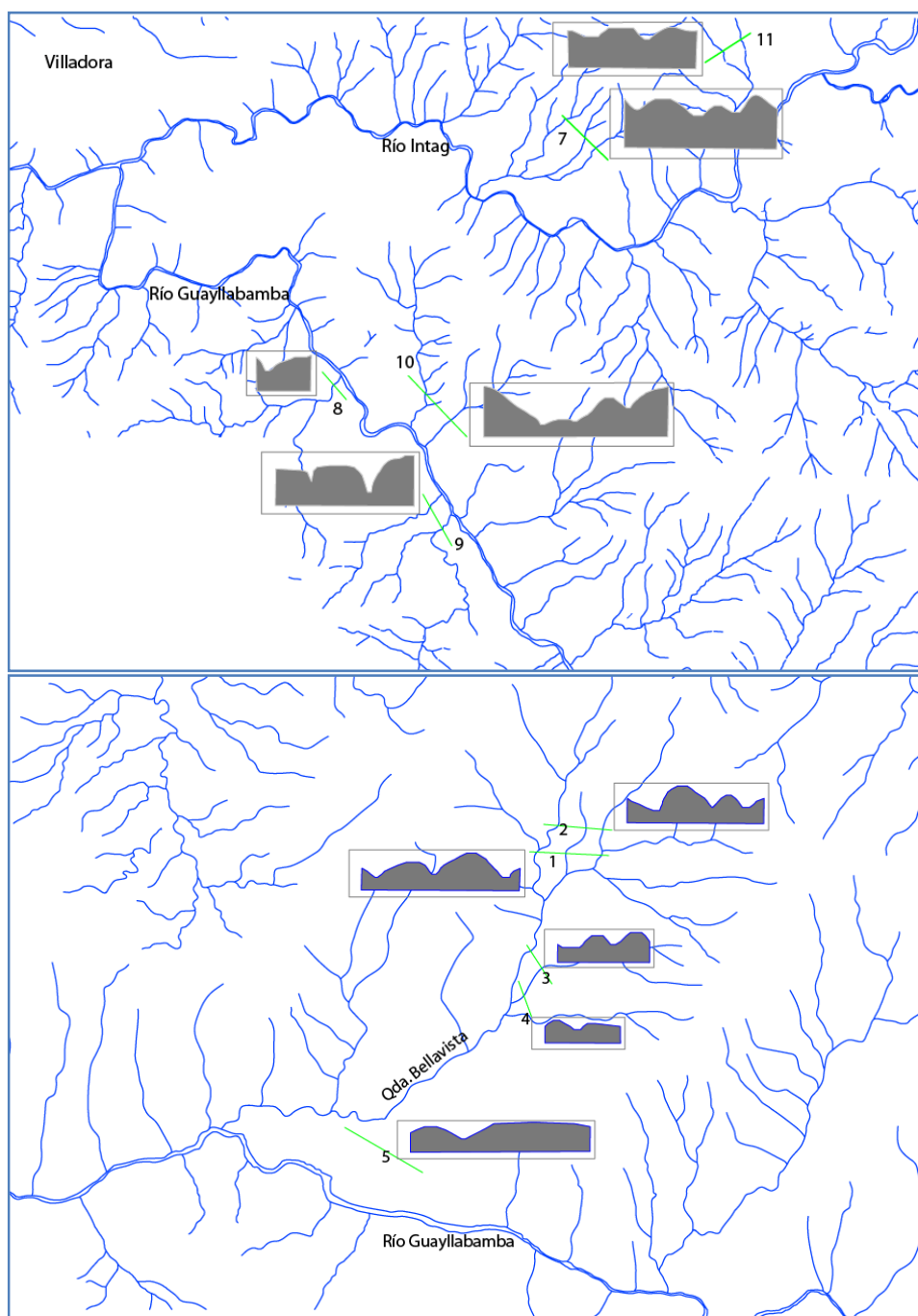


Fig.4.13. Índices geomorfológicos de relación altura/anchura del valle (Vf). Se muestran los perfiles de los valles donde se ha medido los Vf en los poblados Villadora Milagro (Falla Apuela) y Bellavista (Falla Nanegalito).

Este índice va a diferenciar entre valles con: valores Vf relativamente altos (mayores que uno); presentan valles mucho más anchos que profundos, valles con valores Vf cercano a uno; presentan valles con morfología en U, y valles con valores Vf muy bajos (menores que uno) indican encajamientos activos; dando valles con morfología en V, en respuesta a movimientos tectónicos en la vertical. Estos últimos son evidentes en los afluentes de la quebrada Bellavista y se desprende de las medidas del índice Vf (Tabla 4.3). Los cortes se realizaron con curvas de nivel cada 5 metros.

Falla Apuela					
#	2Vfw	Eld (m)	Erd (m)	Esc (m)	Vf
7	5	1145	1140	1125	0,14
8	10	895	915	855	0,10
9	6	920	925	865	0,05
10	15	1080	1055	1020	0,16
11	6	1125	1115	1105	0,20
Falla Nanegalito					
#	2Vfw	Eld	Erd	Esc	Vf
1	4	1480	1450	1405	0,03
2	1,5	1490	1520	1445	0,01
3	6	1350	1340	1305	0,08
4	8	1300	1290	1265	0,13
5	20	1140	1130	1085	0,20
					Mediana=0,12

Tabla 4.3. Tabla de valores del índice geomorfológico Vf para las fallas Apuela y Nanegal. Las medidas se realizaron en las quebradas afluentes del río Intag y Guayllabamba para la falla Apuela y las quebradas afluentes de Bellavista para la falla Nanegalito.

Los valores obtenidos son inferiores a 0,2 y nos indican que a lo largo del escarpe se está produciendo un encajamiento activo de los arroyos, dando valles con morfología muy marcada en forma de V, que indicaría una actividad tectónica activa a lo largo de estos escarpes o una influencia litológica que marca la configuración en V.

Para utilizar la clasificación de Silva se ha realizado una lista donde se insertan los rasgos morfológicos y los índices geomorfológicos del área de estudio.

1. Frentes montañosos lineales, $S_{mf} < 1,33$.
2. Valles en forma de V, ($V_f < 0,12$) caracterizadas por incisión activa.

3. Cuerpos de abanicos de *overlap* a *onlap*, que evolucionan por agradación distal.
4. Sistemas de abanicos de gran pendiente y de tamaño reducido en áreas de piedemonte.
5. Conjunto de formas tectónicas bien desarrolladas, tales como facetas triangulares (fallas gravitacionales) provocadas por erosión.
6. Rupturas superficiales aisladas menor a 2km de longitud con desplazamientos verticales asociados $< 0,4$ m.
7. Evidencia de eventos paleosísmicos (falla Apuela), con intervalos de recurrencia teóricos mínimos de 1750-2600 años.
8. Sismicidad instrumental por debajo de 4 Mb, pero que excepcionalmente han alcanzado 5 Mb.

En base a esta lista podemos clasificar a la actividad tectónica del área de estudio como Clase 1 (Silva, 1993); con una tasa de levantamiento de 1.00 - 0.07 mm/a (Tabla 4.4). Sin embargo esta tasa de levantamiento no debe ser confundida con la tasa de desplazamiento de las fallas Apuela, las cuales deben ser calculadas mediante dataciones. Esta tasa de levantamiento se refiere entonces al arco volcánico.

Clase 1: Tectónica Activa	<ol style="list-style-type: none"> 1. Frentes montañosos lineales, $S_{mf} < 1,5$. 2. Rambla en V ($V_f < 0,6$) caracterizadas por incisión activa. 3. Cuerpos de abanicos de <i>overlap</i> a <i>onlap</i>, que evolucionan por agradación distal. 4. Sistemas de abanicos de gran pendiente y de tamaño reducido en áreas de piedemonte. 5. Canales de abanicos e inter-abanicos desconectados de los sistemas fluviales axiales. 6. Conjunto de formas tectónicas bien desarrolladas, tales como lomas de presión, bancales, drenaje desplazado (falla de rumbo) y facetas triangulares (fallas normales). 7. Rupturas superficiales aisladas ($< a$ 2km de longitud) con deslizamientos verticales asociados $< 1,4$ m. 8. Evidencia de múltiples eventos paleosísmicos, con intervalos de recurrencia teóricos mínimos de 1750-2600 años. 9. Fuertes eventos históricos raros y aislados ($> VIII$ MSK), pero los eventos VIII-VII MSK son comunes con periodos de recurrencia de 100-250 años. Algunos de ellos, totalmente asísmicos durante los últimos 650 años. <p>Sismicidad instrumental por debajo de 4 mb, pero excepcionalmente se han alcanzado 5 mb.</p>	1,0 - 0,07 mm/a
Clase 2: Tectónica Moderada	<ol style="list-style-type: none"> (1) Frentes montañosos irregulares: valores de S_{mf} entre 1,8 y 2,3. (2) Ramblas en forma de U ($V_f: 0,3 - 0,80$) caracterizadas por agradación del fondo de valle. (3) Cuerpos de abanicos en <i>onlap</i>, que evolucionan por agradación distal muy limitada o encajamiento distal y desarrollo de incisión en cabecera. (4) Laderas suaves y áreas sedimentarias relativamente amplias, culminadas por caliches en zonas proximales. (5) Canales de abanicos parcialmente conectados con sistemas fluviales axiales, pero los canales inter abanicos están totalmente conectados, generando la disección de los cuerpos de abanico. (6) Formas tectónicas degradadas y/o enterradas. (7) No se observa roturas superficiales. (8) No existen datos disponibles sobre eventos paleosísmicos, pero pueden esperarse. (9) Raros eventos VII-VI MSK históricos, pero los eventos V MSK son comunes y distribuidos al azar a través del tiempo. <p>Sismicidad instrumental por debajo de 3.0 mb.</p>	0,07 - 0,03 mm/a
Clase 3: Inactiva	<ol style="list-style-type: none"> (1) Frentes montañosos de alta sinuosidad ($S_{mf} \geq 2,8$) caracterizados por el desarrollo de áreas sinuosas y presencia de relieves aislados en la zona de piedemonte. (2) Amplios fondos de valle ($V_f \geq 0,08$) controlados principalmente por la dinámica fluvial típica y caracterizados por la presencia de ensanchamiento de los valles y el desarrollo de terrazas fluviales. (3) Cuerpos de abanicos disectados, que constituyen formas heredadas sometidas a retrabajamiento superficial y desarrollo de extensos caliches. (4) Extensas áreas de pedimento encostradas y muy disectadas. (5) Abanico antiguo y canales inter-abanico conectados con sistemas fluviales axiales e integrados en la red de drenaje regional. (6) Formas tectónicas muy degradadas y/o fosilizadas, normalmente aisladas. (7) No se observan superficies de ruptura. (8) Registro de raros eventos paleosísmicos, con intervalos de recurrencia de 25.000 – 50.000 años. (9) Eventos históricos excepcionales V – IV MSK, pero normalmente asísmicos. <p>Normalmente asísmicos pero pueden registrarse raramente eventos aislados por debajo de 2,5 mb.</p>	$< 0,03$ mm/a

Tabla 4.4. Clasificación de la actividad tectónica según Silva (1993).

4.8.3 EFECTOS DE LA ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA SOBRE LOS CAUCES FLUVIALES

Los cauces fluviales son sensibles a cambios en la carga de sedimentos que transporta, descarga de agua y, particularmente, a las variaciones de la pendiente longitudinal del canal (Schumm, 2005). Estas últimas bien pueden producirse por contrastes litológicos o bien como consecuencia de una actividad tectónica.

Esta sensibilidad radica en que los ríos se ajustan a estos cambios de pendiente, por lo general variando la morfología del canal (meandriforme, anastomosado, etc.). Estas variaciones deben ser cuidadosamente estudiadas, ya que aumentos en la descarga de agua o carga de sedimentos como consecuencia de la confluencia de un tributario importante, pueden producir cambios análogos que nada tienen que ver con la actividad neotectónica. Así, para poder caracterizar la naturaleza de dichos cambios de pendiente y la relación de éstos con el tipo de morfología desarrollada por el canal, numerosos autores han construido el perfil longitudinal de un río estudiando la relación entre las distintas variaciones de pendiente con los distintos materiales que atraviesan (Silva, 1988).

Para el área de estudio se ha construido el perfil longitudinal del Río Guayllabamba en base a mapas a escala 1:15.000 (Fig. 4.14); con el fin de que este fuera lo más representativo posible, además de varios puntos de control litológico en el cauce del río Guayllabamba.

El tramo del río Guayllabamba estudiado queda comprendido desde aproximadamente aguas abajo de su confluencia con el Intag hasta el Río Blanco en el poblado Bellavista. Dentro de éste posee una pendiente longitudinal media de 1,5%. El perfil longitudinal del río presenta seis cambios de pendiente o escalones. Desde aguas abajo hacia aguas arriba el primer contraste coincide con el cambio litológico entre el batolito (1,2%) y la avalancha volcánica (3%), el segundo contraste debe su origen a una zona de diaclasamiento del Batolito donde la pendiente cambia

a ambos lados de la misma de 3% a 1,2%. El tercero no coincide con ningún contraste litológico sino más bien a la actividad de la falla Apuela que afecta al batolito y tiene una pendiente de 1% y hacia ambos lados de la falla la pendiente es 3% y 2%(Fig. 4.14). El cuarto cambio de pendiente está relacionado con el afloramiento de terrazas fluviales y disminuye de 2% a 1,2% (Fig. 4.14); continua la pendiente en el batolito con un valor de 1%. El quinto cambio se debe a la pendiente en el contacto litológico entre el batolito y la Formación Pilatón evidenciado por 1% y 2,5% respectivamente, por último la falla Nanegal presenta cambio de 2,5% a 0,9% y continua con una pendiente de 1.8% propia de la Formación Silante.

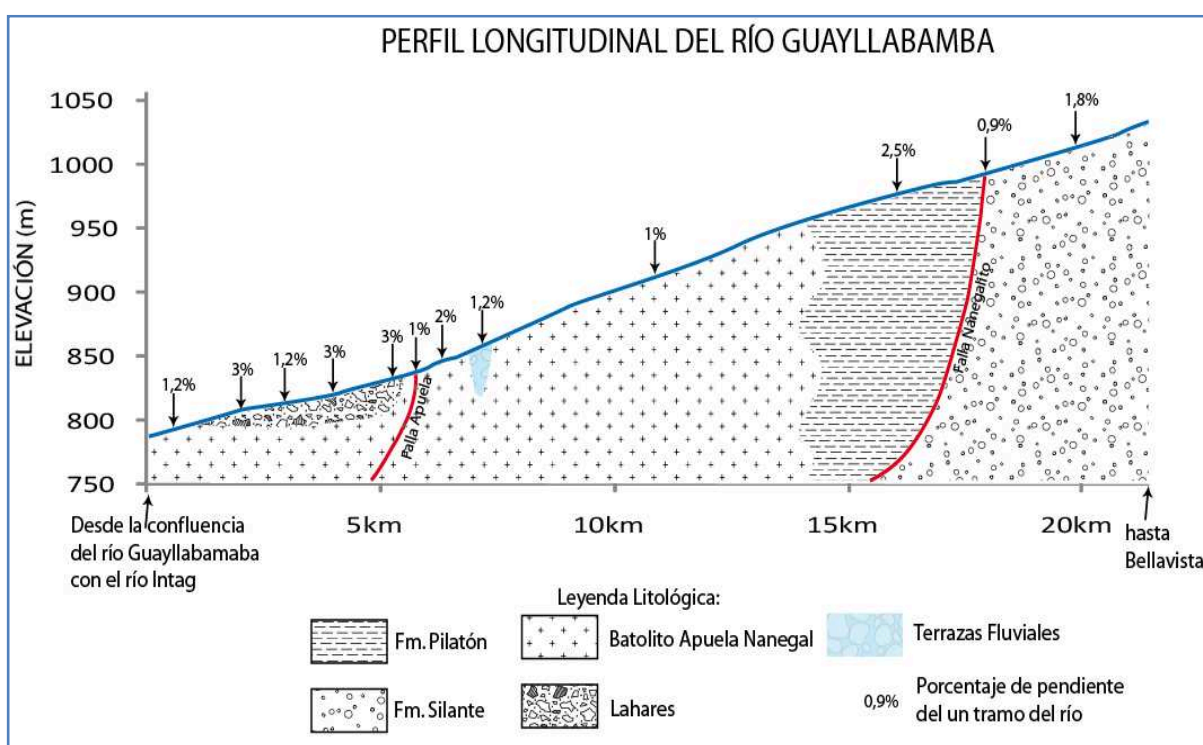


Fig.4.14. Perfil Longitudinal del Río Guayllabamba desde la confluencia con el río Intag hasta el poblado de Bellavista. Las pendientes son diferentes para cada litología y se expresan en porcentajes.

El cambio en las pendientes responde a los contactos litológicos. Las zonas donde no existen variaciones litológicas pero si existen cambios de pendiente coinciden con las trazas de falla Apuela y Nanegalito. La pendiente en las trazas de falla disminuye respecto a la pendiente hacia agua arriba y aguas abajo, lo que indicaría zonas de debilidad de la roca en estos sitios y su existencia.

CAPÍTULO 5

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CUATERNARIO

5.1 INTRODUCCIÓN

Los estudios hidroeléctricos en las distintas fases y el levantamiento de información geológica en el área de estudio los realizaron: INECEL, entre 1975 y 1977, Electrowatt – Motorcolumbus – ASTEC – ICA – INELIN (1979-1980) mediante el, ASTEC GEODATA (AGA, 2009-2010-2011) y Lombardi Pietrangeli Carrillo (LPC, 2009-2010-2011).

Los geólogos que trabajaron en las distintas fases de estudios plantean una “Historia Geomorfológica Cuaternaria”; los materiales cuaternarios adquieren importancia debido a que están presentes en los distintos embalses del SHIG. El mayor problema radica en la existencia de valles antiguos enterrados más bajos que el cauce actual del río Guayllabamba, cuya presencia fue corroborada mediante investigaciones de superficie (galerías, afloramientos) e investigaciones sub-superficiales (sondeos: CA-1, CH-1, BVPC-1, TR-2 y TR-3); de esta forma se llegó a determinar una parte del valle antiguo enterrado en la pampa de Villadora (INECEL, 1979a, AGA, 2009). En el estudio de esta topografía antigua se tuvieron varios errores conceptuales. En este estudio mapeamos la unidad Qa-lh que enterró el valle antiguo (Anexo 1) y completamos la trayectoria del talweg¹ del valle antiguo con datos de sondeos mecánicos realizados los últimos dos años.

Con base en recorridos de campo regionales y en seguimiento de la extensión de las unidades del relleno de los ríos Guayllabamba, Íntag y Alambi, y los rasgos geomorfológicos, se presenta una evolución geológica cuaternaria.

*Talweg*¹.- Es una voz procedente del alemán que significa «camino del valle», y que es la línea que une los puntos de menor altura en un valle de un río y donde la corriente, si la hay, es más rápida.

En estudios anteriores se definieron fases de represamiento para explicar los potentes espesores de los aluviales, aquí definimos procesos de erosión y acumulación que representan mejor la historia geológica, relacionada con los ríos antiguos.

Cabe mencionar que hace falta todavía realizar más dataciones que confirmen en mejor forma el cambio climático expresado en la disminución de caudal de la cuenca del Guayllabamba y la identifiquen como una época importante es más antigua que 35.500 años. Esta época podría ser relacionada al escape del bloque Nor-Andino o al inicio de la subducción de la cordillera submarina Carnegie.

5.2 ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS CUATERNARIAS

En el Capítulo 3 se describen con mayor detalle las unidades litológicas cuaternarias, encontradas, aquí se presenta un estudio de la estratigrafía con el exclusivo objeto de analizar su evolución (Tabla 5.1).

EDAD		UNIDADES	LITOLOGIA	LOC. TIPICA
HOLOCENO	HOLOCENO	Dep. Talud Qcol	Acumulación de material rocoso mezclado con suelos al pie de talud	Santa Rosa
		Dep. fluviales Qal	Arenas y gravas	Orillas de los ríos
PLEISTOCENO	SUPERIOR	Avalancha Volcánica Qava	Depósito de origen volcánico con megabloques de color rojizo(decamétricos) de composición andesítica y matriz fina sin vesículas de color gris y blanco	Cantera de Villadora y sondeo mecánico TR3
	MEDIO	Depósitos lagunares Qlag	Limos estratificados de color café amarillento y blanco, de alta plasticidad	kilómetro 20 de la vía Selva Alegre - Saguangal
		Intercalaciones de aluvial - lahar Qa-lh	Los lahares tienen textura brechosa, muy compactados, su matriz es arcillosa de color gris. Los aluviales son de diferente tamaño predominando bloques y cantos volcánicos empacados en una matriz limo arenosa.	Pampas de Villadora, Milagro, San Lorenzo. Los sondeos que atravesaron esta unidad fueron TR2, BVPC1, CA1, CH1
	INFERIOR		Esta unidad se deposita sobre el valle antiguo, el material del valle antiguo en los afloramientos se caracteriza por bloques consolidados con poca presencia de matriz	Intersecciones del río Guayllabamba con la trayectoria del río antiguo.
PLIOCENO	Fm. San Tadeo	Lahares indiferenciados Plh	Mantos brechosos muy compactados formando paredes verticales de 50 metros. La composición de los bloques es andesita - dacítica de colores rojos, grises y amarillos	Poblado La Perla (UTM: 757615E, 23648N) a la cota de 1300 msnm
MIOCENO	SUSTRATO ROCOSO	Batolito Apuela Nanegal Gqd	Cuarzodiorita predominante de grano medio a grueso, localmente con fenocristales de biotita, hacia los bordes pasa a diorita hornblendica, roca masiva y compacta con fracturamientos regionales.	Puente Chacapata, río Chalguayacu y vía Selva Alegre km 25

Tabla 5.1. Columna Estratigráfica desde el Pleistoceno Inferior al presente del área de estudio.

Las formaciones rocosas marcan la morfología del antiguo relieve, el mismo que debió desarrollarse durante el Pleistoceno Superior; La unidad *Qa-lh* evidencia la existencia de varias terrazas de acumulación en la pampa Villadora - Milagro. Los afloramientos del fondo del valle antiguo y el Batolito se observan en las orillas del río Guayllabamba, en los sitios donde este corta al río antiguo enterrado (Foto 5.1).

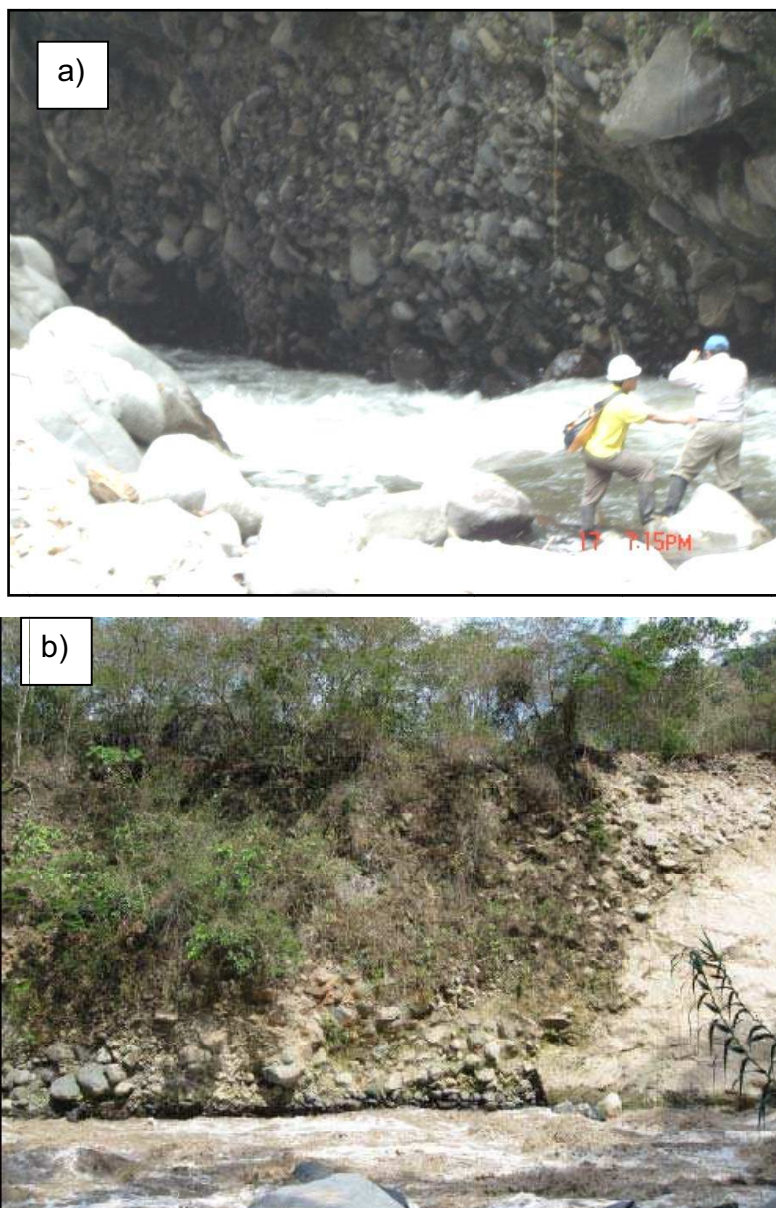


Foto. 5.1. Afloramientos del Valle antiguo, (a) margen derecha del río Guayllabamba en la confluencia con el Alambi (UTM: 756117E, 24037N); (b) margen derecha del río Guayllabamba en la quebrada San José donde se observa el contacto del valle antiguo abandonado en contacto con el batolito (UTM: 758108E, 24529N).

En el desarrollo de las investigaciones en las diferentes etapas de estudio del relleno o depósitos cuaternarios se analizaron los siguientes aspectos:

- Características geológicas de los aluviales
- Heterogeneidad e Intercalación del material aluvial y lahar
- Presencia de capas aluviales con fuerte permeabilidad (1.00×10^{-3} cm/s)
- Presencia de capas con potencial sifonamiento en los materiales
- Grandes dificultades en las perforaciones y demasiado tiempo en ejecución de las mismas (200m de perforación en 4 meses).

5.3. VALLE ANTIGUO

Al inicio de los estudios, HEQ ya tenía prevista la existencia de paleocauce y su respectivo paleo-valle que determinarían materiales muy permeables, se había puesto especial énfasis en las condiciones geométricas, morfológicas, geológicas e hidrogeológicas de los paleocauces de los ríos Guayllabamba e Íntag. Por lo tanto, desde la etapa de estudios iniciada por INECEL se empezó a caracterizar geométrica y morfológicamente las zonas que mostraban mayor probabilidad de sifonamiento de los embalses (Fig. 5.1).

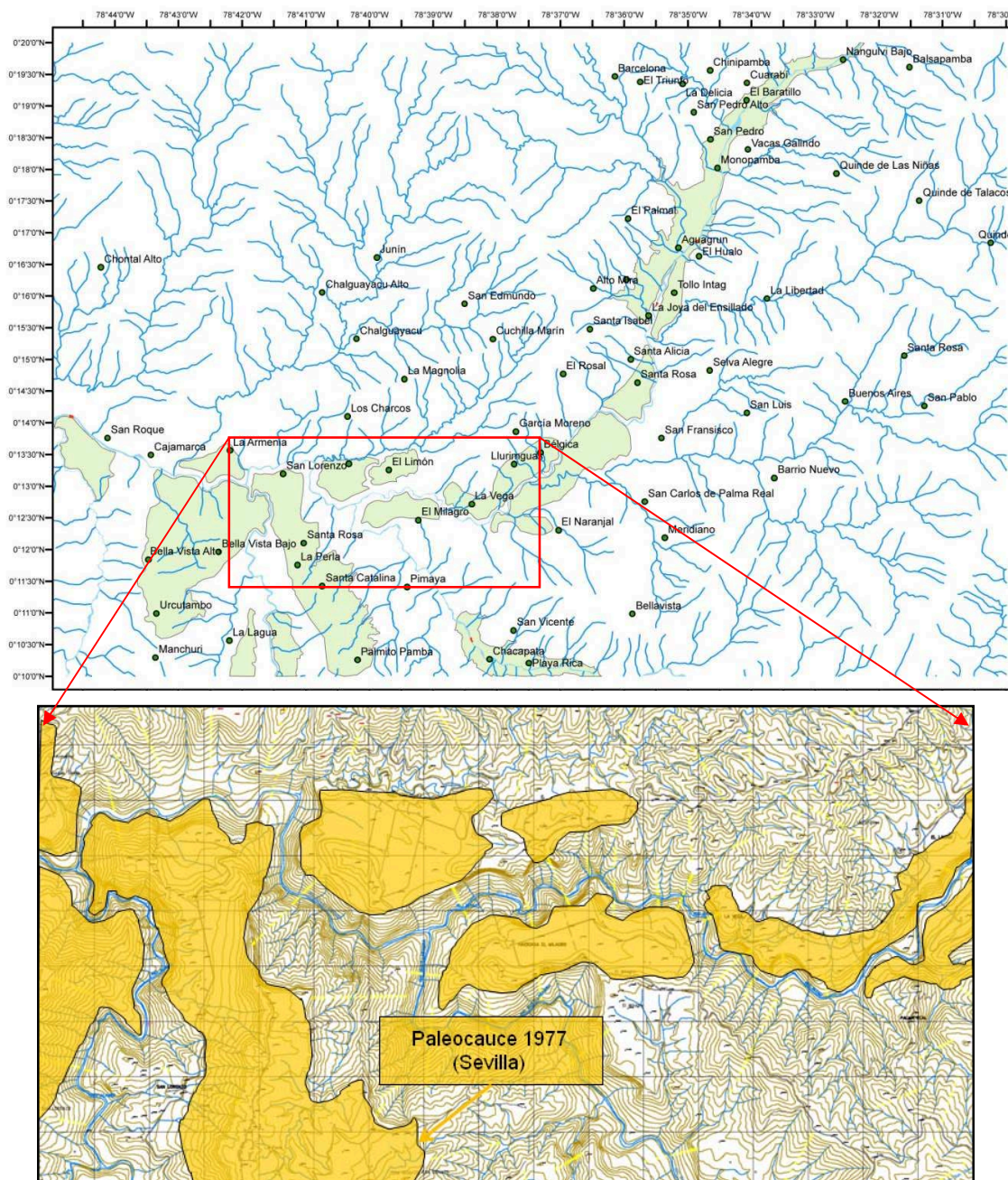


Fig.5. 1 Mapa geológico donde se muestra las planicies aluviales y la existencia de valles enterrados (modificado de Sevilla, 1977).

En 1978 se iniciaron los estudios a cargo de ELECTROWATT, que se centraron más en el área del embalse de la presa Villadora, considerando la realización de una campaña de sondeos (CA-1A, CH1, CH2, CM1, P1.... P9) (Fig. 5.2).

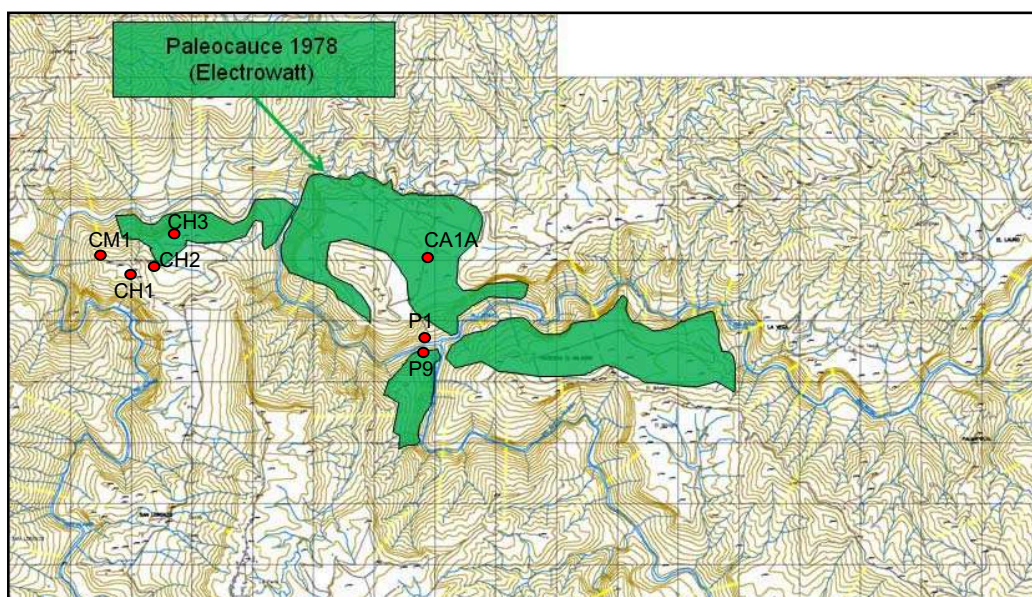


Fig.5. 2 Interpretación del Paleocauce (Electrowatt,1978) y ubicación de sondeos para el sitio de presa y paleocauce (CA-1A, 285 m y CH1, 340 m).

Los estudios efectuados por parte de HEQ y las empresas consultoras (LPC y AGA) en el 2010-2011 delimitaron con mayor precisión el ancho del antiguo valle pero mal interpretan al paleocauce como una unidad litológica, siendo esta más bien un rasgo morfológico.

Al utilizar el término "Paleocauce" como una unidad litológica se lo ha definido como: "depósito aluvial antiguo y/o laharítico, el afloramiento principal puede observarse en el corte a lo largo de los ríos Íntag y Guayllabamba, hasta el poblado de San Roque" (AGA, 2009). Para este estudio tomamos la terminología francesa con el ejemplo del antiguo valle fluvial de río Drac (*ancienne vallée du Drac*, Barbier & Gignoux, 1955; Moret & Debelmost, 1959; Lambert & Monjuvent, 1968; Sarrot, 1971).

Gignoux & Barbier (1955)¹ enfoca al tema desde las pérdidas por infiltraciones alimentadas por un sifonamiento profundo. Se citan varios ejemplo de importantes espesores de material acumulado en los valles fluviales. Lo más importante es la

¹ *Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques* (Geología de Presas y Aprovechamientos Hidráulicos)

formación de dos valles distintos, a veces cercanos en su trayecto, estos valles los nombra como valle antiguo y valle epigénico.

El autor describe la formación del valle antiguo así:

“Il peut arriver ainsi qu'une ancienne vallée creusée très profondément dans le rocher ait été ensuite remblayée, soit par des alluvions, soit par des moraines. Le sommet de ce remblaiement a alors constitué une large plaine alluviale sur laquelle le cours d'eau divaguait. Imaginons maintenant que, pour une raison ou pour une autre, ce cours d'eau, au lieu de continuer à remblayer sa vallée, commence à creuser dans ses propres alluvions. Dès qu'il aura commencé à s'encaisser, il approfondira sa nouvelle vallée sur place jusqu'à atteindre le bed-rock. Et souvent le talweg rocheux de cette nouvelle vallée ne coïncidera pas avec celui de l'ancienne. Alors la nouvelle vallée est dite épi génique, car sa position a été imposée (génique) par le tracé du cours d'eau alors qu'il coulait à un niveau bien supérieur (épi) sur l'ancienne plaine alluviale”. Pag. 102.

Puede suceder que un valle antiguo excavado muy profundo en la roca haya sido rellenado, ya sea por aluviales o por morrenas. La parte superior se ha constituido en una amplia llanura aluvial sobre la cual, el río divagaba. Imagine más ahora que por una razón u otra este curso de agua en lugar de continuar el relleno de su valle lo realiza en el sitio del zócalo rocoso. A menudo el *talweg* rocoso de este valle nuevo valle no coincidirá con el antiguo. El nuevo valle se dice es epigénico, porque su posición ha sido impuesta (Génesis) por el trazado del río, mientras que el río corría a un nivel mucho más alto (Epi), sobre la antigua llanura aluvial.

El valle actual del río Guayllabamba es epigénico debido que fue labrado sobre terrazas aluviales potentes de tipo agradación y en algunos sectores el fondo del valle antiguo varía entre 25 y 40m por debajo del actual y en varias ocasiones el trayecto de los dos valles fue el mismo (Anexo 7).

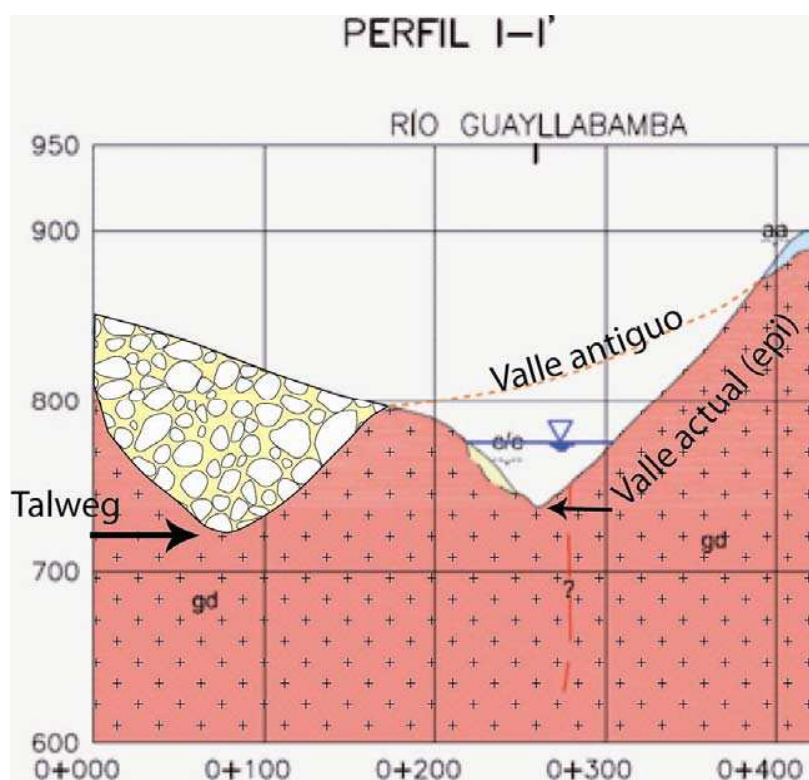
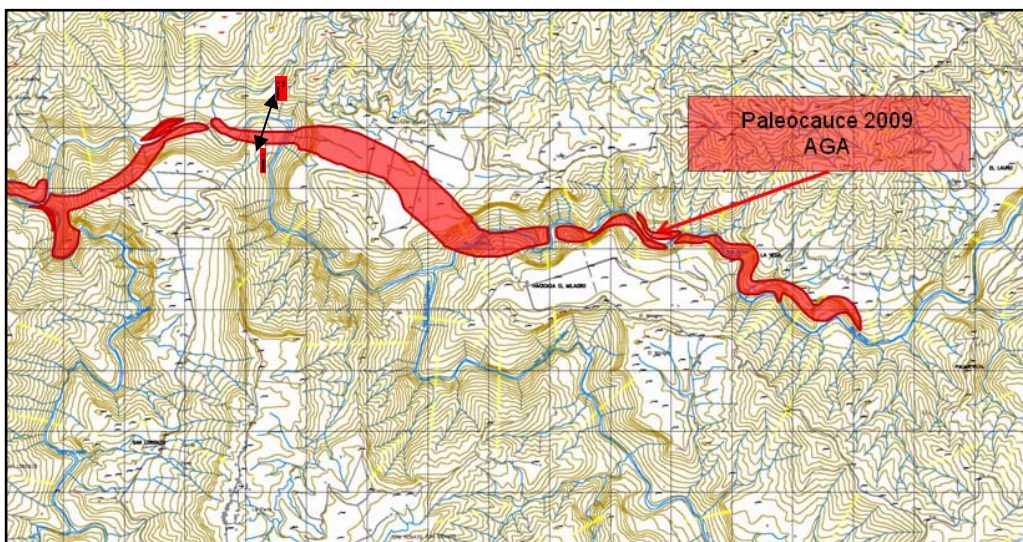


Fig.5. 3 Corte geológico modificado de Astec - Geodata (AGA, 2009). Afloramiento del contacto aluvial/batolito en la margen izquierda de la confluencia de los ríos San José y Guayllabamba. En el perfil i-i' la línea roja representa el Paleo-Valle del presente estudio, el talweg del paleo-valle y el cauce epigénico actual.

En los estudios del 79 se definió una parte de la trayectoria del fondo del valle antiguo, realizando una interpolación de: afloramientos rocosos, datos de sondeos, calicatas y galerías (Fig. 5.4).

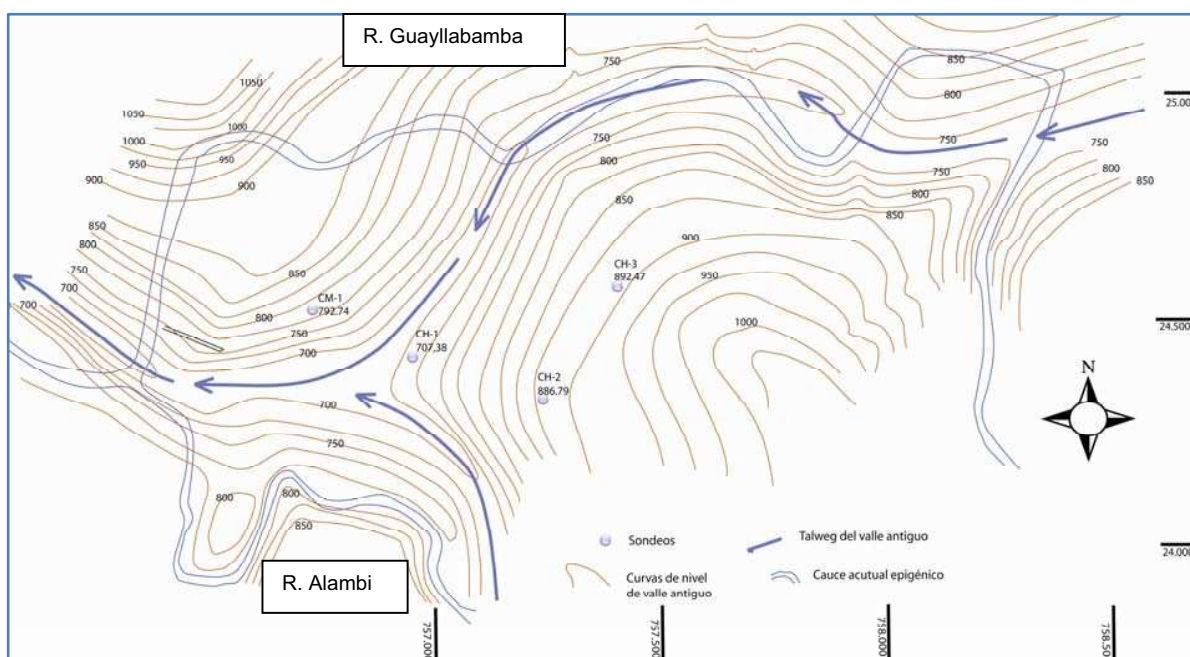


Fig.5. 4 Trayectoria del talweg del valle antiguo (modificado de INECCEL, 1979/80). Se representa el talweg en línea azul. Curvas de nivel del antiguo relieve del valle en líneas color café.

Después de la evaluación de diversas investigaciones (en superficie y sub-superficie) se ha llegado a la conclusión de que, la zona del valle antiguo enterrado de Villadora se relaciona con una historia secuencial de procesos de erosión y acumulación no catastróficos, porque no existe la evidencia de depósitos ocasionados por grandes represamientos y las terrazas de acumulación evidencian cambios climáticos los cuales probablemente se debieron a que el caudal del río antiguo era diez o más veces mayor al actual.

Las investigaciones sub-superficiales han sido realizadas a través de los sondeos CA-1, CA-1A (1979), BVPC-1a (2009), BVPC-1b (2010), TR1 (2010), TR2 (2011) y TR3 (2011) (Fig. 5.5).

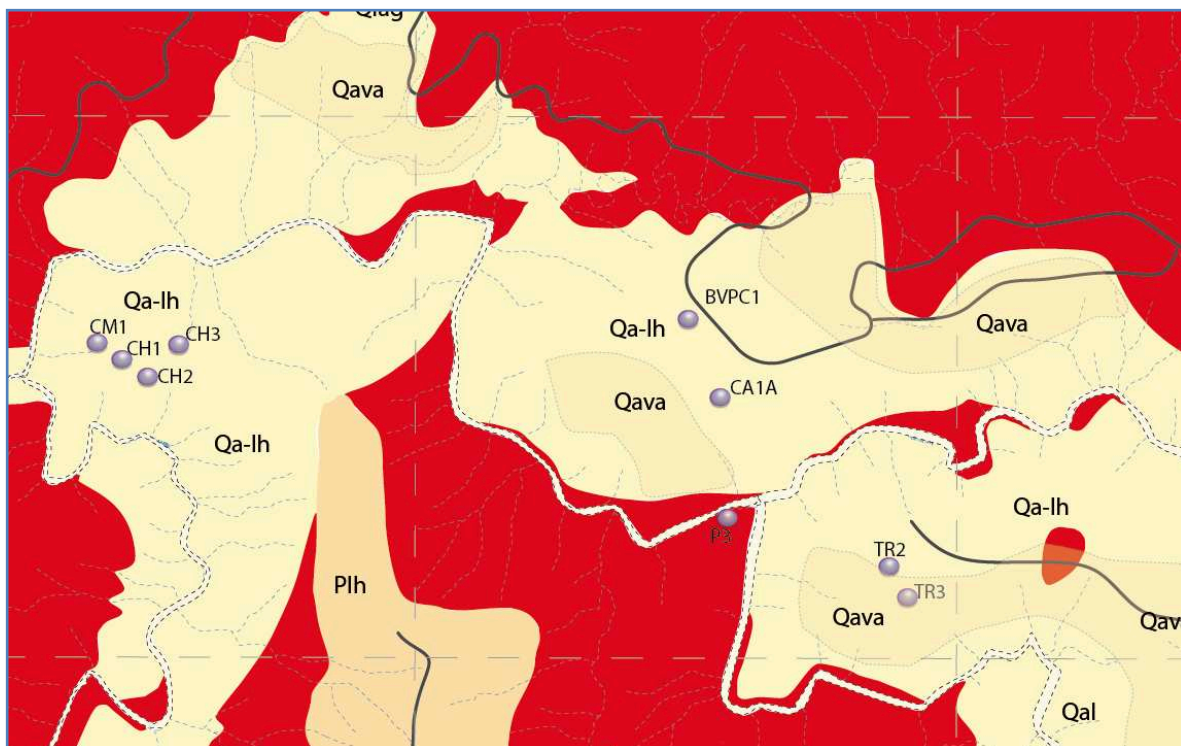


Fig. 5.5 Ubicación de sondeos en el mapa geológico del Anexo 1.

La ejecución de la mayoría de sondeos tomó bastante tiempo como observamos en la tabla 5.2. Las pruebas de permeabilidad se ubican entre $1,00 \times 10^{-3}$ cm/s y $1,00 \times 10^{-4}$ cm/s e incluso permeabilidades mayores que $3,46 \times 10^{-4}$ cm/s en la cual, durante 15 minutos se inyectó 1488,7 litros de agua y no se llenó el sondeo. La profundidad del ensayo fue 135 - 140 m, en el sondeo BVPC-1. Para definir con mayor detalle la trayectoria del río antiguo debe utilizarse métodos geofísicos y no perforaciones porque son muy costosas y toman mucho tiempo.

Sondeo en Qa-lh	Contratista	Metros perforados	Tiempo de ejecución
CH1	HIGGECO	346	6 meses, desde agosto de 1979 Hasta enero del 1980.
CA-1,1A	HIGGECO	285	6 meses, desde agosto de 1979 hasta enero de 1980.
BVPC-1a,b,c	HIGGECO	216	6 meses, desde agosto 2009 hasta enero 2010.
TR-2	SIGNUM	260	4 meses, a doble jornada desde enero del 2011 a abril del 2011.

Tabla 5.2 Sondeos que a traviesan la unidad Qa-lh, parte del relleno del valle antiguo.

El relleno del valle antiguo está compuesto por materiales sedimentarios de tipo aluvial de distintos tamaños cuyo espesor mínimo es 20m y máximo 350m (unidad Qa-lh), que hidrológicamente se comporta como acuífero libre cuyo basamento es el batolito y en la ejecución de las perforaciones varias veces provocó que no exista retorno del fluido de perforación, porque este se fugaba por el acuífero de esta unidad geológica. El importante espesor comprobado con el sondeo CH1 (336m) de los materiales especialmente en San Lorenzo debió ser por varias crecidas aluviales del antiguo río (Fig. 5.6).

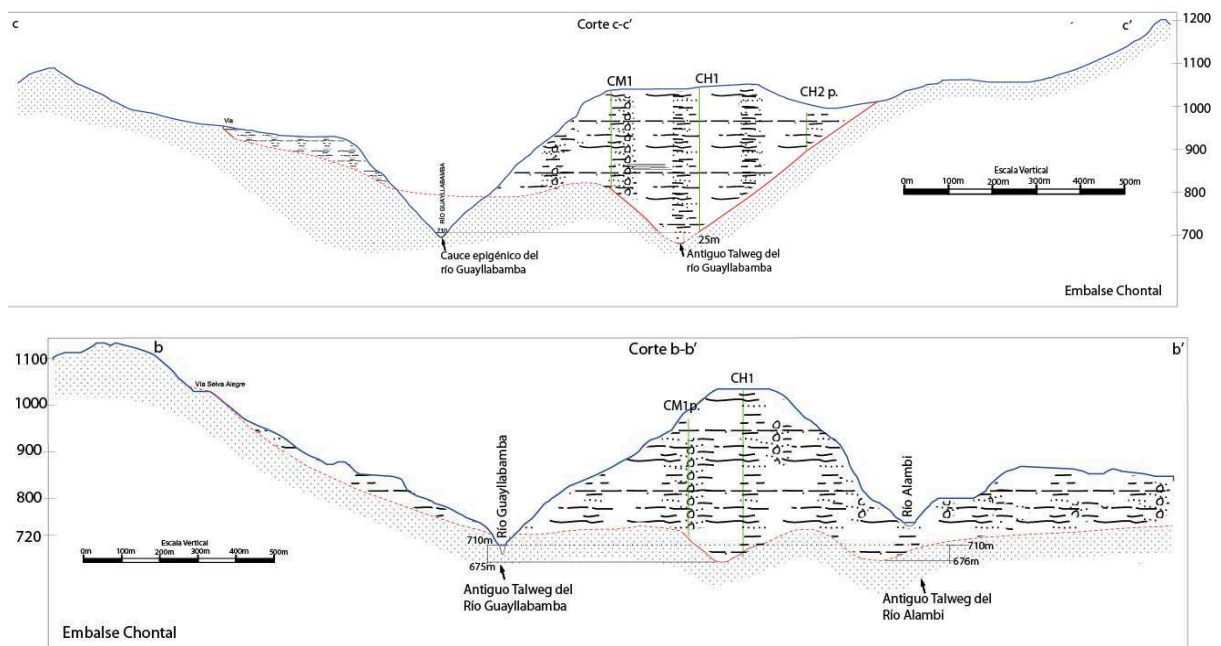
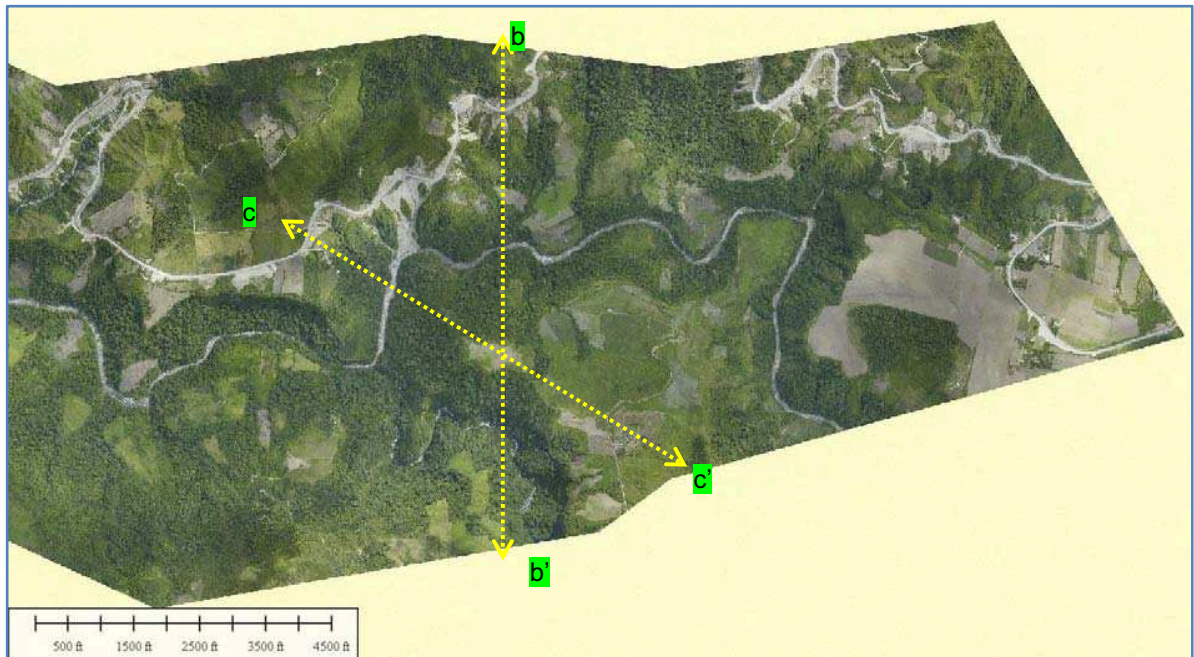


Fig.5. 6. Ortofoto del levantamiento LiDAR¹ y ubicación de los cortes geológicos con datos de sondajes geotécnicos (Anexo 7).

LiDAR¹ (un acrónimo del inglés Laser Imaging Detection and Ranging) es una tecnología que permite determinar la distancia desde un emisor láser a un objeto o superficie utilizando un haz láser pulsado, detalle de 1 pixel por 1m.

5.4 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA GEOMORFOLÓGICA CUATERNARIA DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La pampa de Villadora - Milagro en el valle del río Guayllabamba fue desarrollada antes de la acción glacial del Pleistoceno inferior en rocas plutónicas del Batolito Apuela Nanegal y del lahar indiferenciado (Plh). Dinámicamente la falla Apuela en régimen extensivo ($\approx 1.0-1.6$ Ma, Villagómez, 2003) afectó al Batolito. Posteriormente, los ríos Íntag, Guayllabamba constituyeron las avenidas volcánicas para los centros de emisión Cotacachi, Pilavo, Mojanda Fuya Fuya y Pululahua mientras que el río Alambi lo fue para flujos laharíticos del volcán Pichincha, flujos que erosionaron y ampliaron el valle de dicho río. Estos factores jugaron un papel preponderante en la geomorfología del valle del río Guayllabamba en el Pleistoceno Inferior-medio.

El relleno pos-glacial de la cuenca del río Guayllabamba presenta en el Pleistoceno Superior un régimen compresivo y un progresivo abandono del antiguo cauce de los ríos principales y el inicio del cauce epigénico. El relleno es en consecuencia fundamentalmente volcanoclástico, con bloques y clastos de roca andesítica porfirítica vesicular incorporados a estos depósitos. Los valles de los ríos Intag, Alambi y Guayllabamba sirvieron de vías de evacuación de materiales de distinta índole que se originaron por causa-efecto de la actividad de los Complejos Volcánicos: Cotacachi, Pilavo, Pichincha, Mojanda y Fuya Fuya, ubicados en las cabeceras de la cuenca hidrográfica del Guayllabamba. En esa época, el sistema sedimentario se vio afectado sensiblemente por la presencia simultánea de erupciones, que generaron grandes volúmenes de material piroclástico y no necesariamente, por erupciones sino por la erosión o colapso de edificios volcánicos, que formaron grandes avalanchas erosivas las cuales presentan un aspecto de parches a lo largo del cauce actual del río Guayllabamba.

En el Holoceno los depósitos volcanoclásticos *sin-eruptivos*, se alternan con otros depósitos acumulados en períodos *inter-eruptivos*, durante los cuales la actividad volcánica tiene poca o ninguna influencia sobre el sistema sedimentario. La pampa de Villadora – Milagro ya abandonada en el Pleistoceno Superior se profundiza y

geodinámicamente la Falla Apuela en régimen compresivo se comporta como dextral. En muchos episodios, de uno u otro tipo, interactuaron una diversidad de procesos geológicos (sedimentológicos, geomorfológicos y volcánicos que son el resultado de estas 2 condiciones distintas), que ocasionaron una variación compleja en la distribución de litofacies y una dinámica intrincada de la morfología del relleno. Esto último, dificulta bastante la posibilidad de poder establecer correlaciones crono estratigráficas y definir las diversas características que permitan asociar un determinado depósito con uno u otro ambiente deposicional.

Actualmente es posible reconocer en la morfología y en los materiales del área, evidencias de avalancha volcánica y flujos laháricos, que acarrearón con alta velocidad y gran energía, los materiales que conforman el relleno del valle del río Guayllabamba, parte de los cuales además, fueron removidos y sedimentados mediante procesos de flujos de detritos y aluviones, también de alta energía.

Para apreciar mejor la ubicación de los diferentes depósitos cuaternarios de relleno, caracterizados por su morfología y relaciones estratigráficas, en la figura 5.7 se presentan dos perfiles esquemáticos generalizados como representativos de dos sectores del valle del río Guayllabamba su ubicación se muestra en la anexo 1.

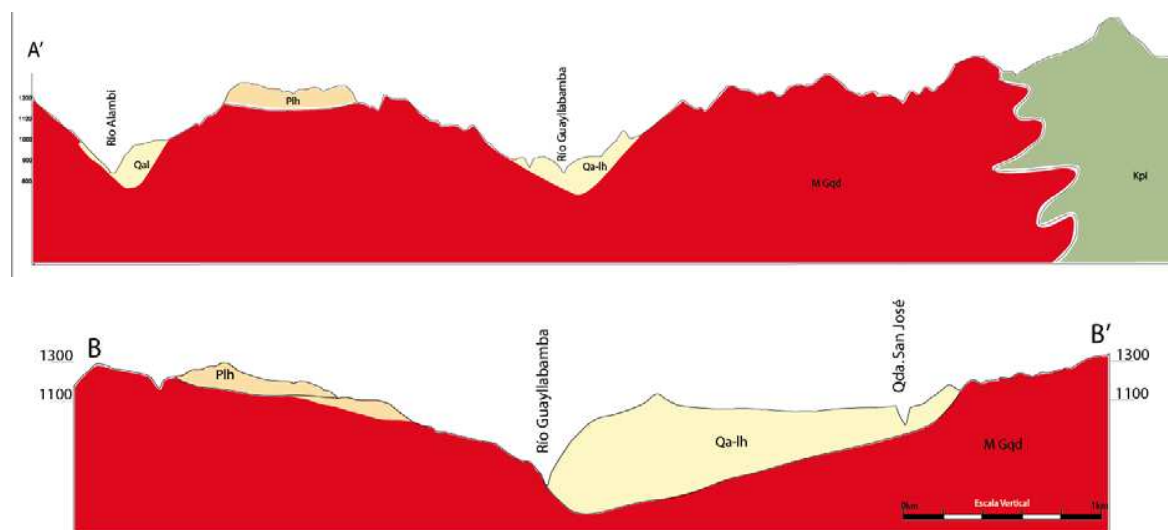


Fig.5. 7. Perfiles geológicos esquemáticos transversales al valle del río Guayllabamba. Se muestra el potente espesor del relleno fluvial de los valles del río Guayllabamba y Alambi. Kpi = meta andesitas y limolitas de la Formación Pilatón, M Gqd = Batolito Apuela Nanegal, Plh = Lahares indiferenciados, Qa-lh = aluviales intercalados con Lahares, Qal = aluviales (tomado del Anexo1).

5.4.1. PROCESOS DE EROSIÓN Y ACUMULACIÓN

Los procesos de erosión y acumulación son descritos en el área de mayor volumen del relleno sedimentario, es decir, los abanicos aluviales abandonados en la pampa Villadora - Milagro - San Lorenzo. Los rasgos morfológicos y las investigaciones profundas indican que han sucedido varios procesos de erosión y acumulación, especialmente en la confluencia de los ríos Guayllabamba e Íntag. Para entender estos procesos hay que basarse en la geología del Cuaternario y en la observación de los niveles básicos de deposición y de la diferencia entre la profundidad del valle antiguo y el valle actual epigénico. El nivel de erosión de los cauces aguas arriba de la confluencia antes mencionada, muestra una parte del contacto roca aluvial en la cota $800\pm 10\text{m}$ y en cotas algo más bajas (en el río Íntag, cerca de la confluencia con el río Guayllabamba y en la chorrera de la Qda. San José) en la cota $750\pm 15\text{m}$. Con la información geológica superficial y con los datos de sondeos geotécnicos, es posible realizar secciones geológicas y proyectar el valle antiguo enterrado más bajo que el actual, sin embargo la trayectoria del valle antiguo enterrado en algunos

lugares es similar al valle actual epigénico y en las confluencias del río Guayllabamba con los ríos Intag, Alambi, Chontal y Chirapí el trayecto del valle enterrado es diferente al valle epigénico (Anexo 7). Los procesos que intervinieron para la formación de los materiales cuaternarios del relleno fluvial se detallan a continuación.

1er. Proceso (fase inicial – antiguo relieve, Pleistoceno Inferior)

La fase inicial se caracteriza por presencia de cauces de drenajes típicos de montaña pertenecientes a los antiguos ríos Guayllabamba, Íntag, Alambi, Chirapí y Chontal (Anexo 7), con perfiles longitudinales de menor pendiente que los actuales. En esta época la falla Apuela fue activa afectando al Batolito Apuela Nanegal. El relieve de esta época tuvo pequeñas cordilleras y una morfología de lomas redondeadas muy cercanas entre ellas características del Batolito. (Fig.5.10).

La confluencia de los ríos Intag y Guayllabamba se ubica 3km hacia el este del cauce epigénico (Fig. 5.8 y Anexo 7), luego, prosigue por debajo de la planicie Rosario Milagro (TR2, contacto aluvial / roca a la cota 785), sale del Milagro y corta el cauce epigénico cuyo contacto está en la cota 780, continúa debajo de la pampa Villadora en la cota aproximada de 750 (sondeo CA1) y, en la pampa San Lorenzo en la cota 705(sondeo CH1). Existe un valle amplio de alta pendiente perteneciente al antiguo río Alambi, las terrazas más altas propias del valle antiguo enterrado se encuentran hasta la cota de 1000m.

En el sitio de La Perla sobre el Batolito se deposita una parte del cono aluvial que parte del volcán Pichincha ubicado 50km al sur del sitio y este depósito la Formación San Tadeo. Actualmente el tope de este depósito está hasta 1300 msnm y también se lo encuentra en la cima de la margen derecha del río Tulipe.

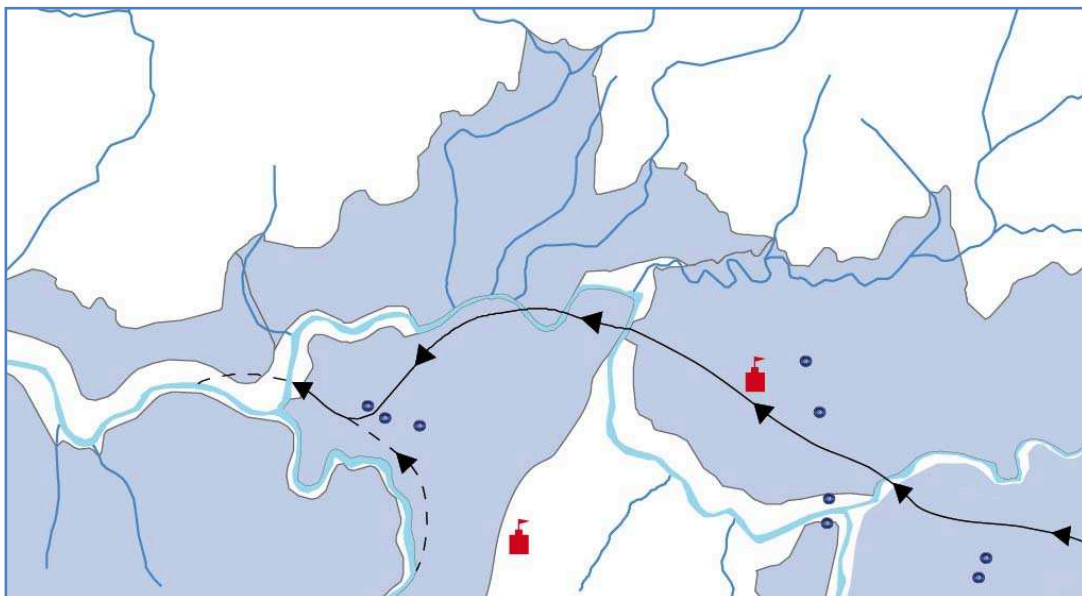


Fig.5. 8. Vista en planta de la trayectoria del *talweg* del valle antiguo. Se representa en línea negra y los sondeos mecánicos en puntos azules (tomado del Anexo 7).

El caudal del antiguo cauce debió ser diez veces más que el actual, motivo por el cual su *talweg* fue más bajo y su pendiente hidráulica debió ser similar, esto se observó en un perfil longitudinal del río Guayllabamba actual en el que se ubican los puntos donde se tiene información del *talweg* del valle antiguo (Fig. 5.9).

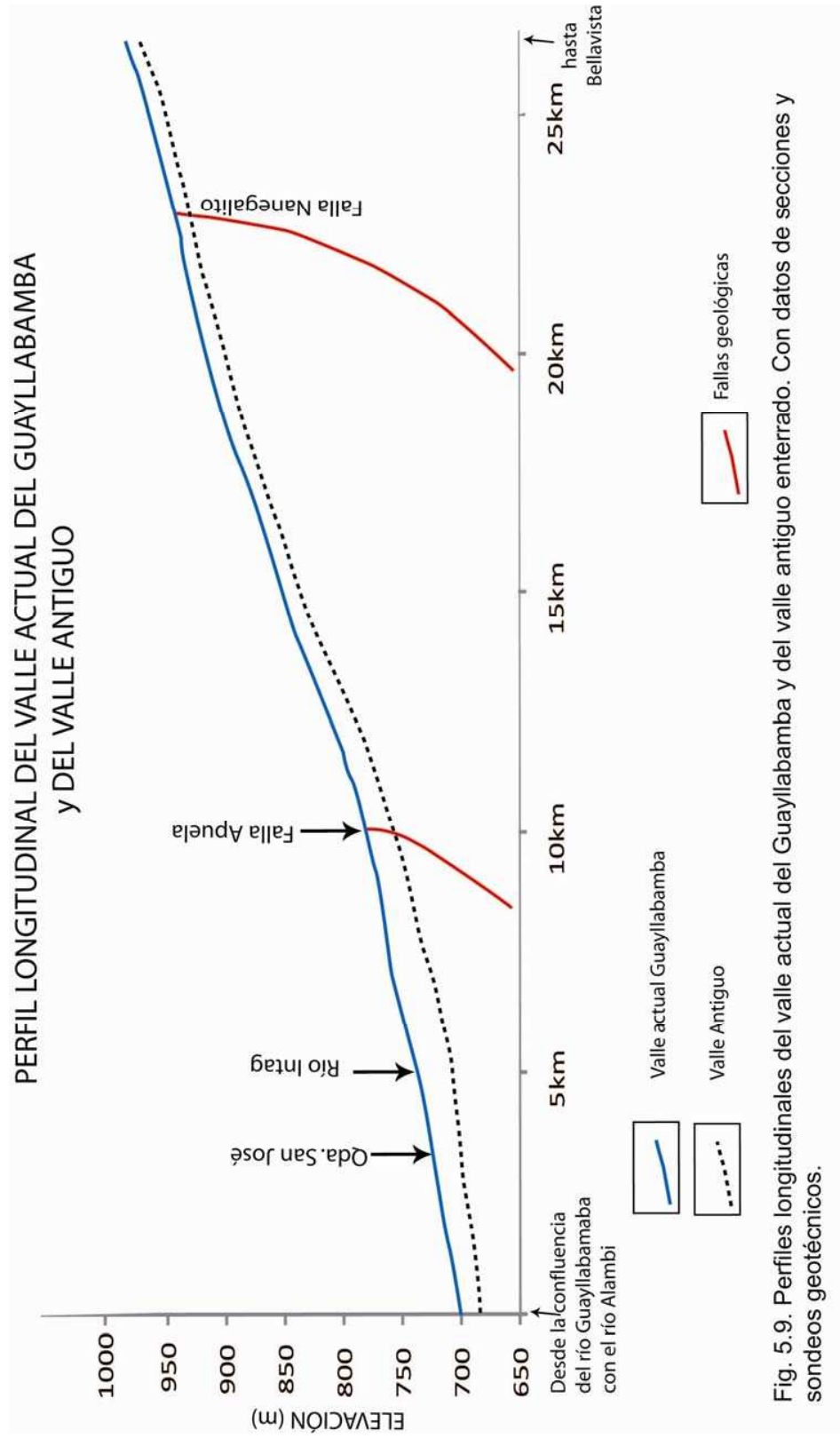


Fig. 5.9. Perfiles longitudinales del valle actual del Guayllabamba y del valle antiguo enterrado. Con datos de secciones y sondeos geotécnicos.

2do. Proceso (acumulación, Pleistoceno Medio)

En el proceso de acumulación ocurren por varias crecidas de los ríos antiguos con periodos sin-eruptivos en inter-eruptivos (unidad Qa-lh). Mediante los primeros registros de perforación y la elaboración de nuevos registros más detallados de los sondeos BVBC-1 y TR2, se verificó la existencia de por los menos cuatro periodos sin-eruptivos y cinco periodos inter-eruptivos. Los periodos inter-eruptivos contienen potentes espesores aluviales y lahares re-trabajados (Fig.5.10). Razón por la cual, se enterró el valle antiguo por la depositación de la unidad Qa-lh interpretada como terrazas fluviales de acumulación de los caudalosos ríos antiguos.

La fase de acumulación supone un clima estable cuya característica fue una alta pluviosidad. La estabilidad tectónica contribuyó a la formación del paisaje, así como también el acelerado acarreo de sedimentos debido al aporte del potente regolito del Batolito Apuela Nanegal. Por su parte el río antiguo Alambi aporta con materiales laháríticos finos procedentes del volcán Pichincha, depositados y que también enterraron su valle antiguo en lo que hoy se conoce como poblado San Lorenzo. Los cuatro periodos volcánicos fueron de distintos volcanes y son mucho más antiguos que 35.500 años, probablemente comenzaron a depositarse hace 780.000 años.

Al final de este proceso de acumulación se formaron depósitos lagunares en una extensión tres veces más grande que la actual, el espesor total de todas sus capas llegó a superar los 50m. Se tiene un dato de datación por radio carbono de una capa superficial de limo negro con raíces; la cual dio 35.538 ± 400 años.

3er. Proceso (erosión por avalancha, Pleistoceno Superior)

El proceso de erosión por avalanchas ocasiona el inicio del labrado del cauce epigénico en el material rocoso así como también un labrado en las terrazas de acumulación del antiguo valle (Fig.5.10). El material aportado por las avalanchas proviene del Volcánico Cotacachi que tuvo como avenida el cauce de los ríos Apuela e Íntag y también avalanchas provenientes del volcán Pululahua teniendo como avenida el río Guayllabamba, los materiales están mezclados con importantes

arrastres y fueron los causantes de erosionar los depósitos lagunares *Qlag* (35.538 ± 400 años, C^{14}). El río Alambi no conduce avalanchas, porque no existen evidencias de su presencia aguas arriba del área de estudio. Las avalanchas enchaparon su material en los márgenes del río antiguo dejando una forma de penachos actualmente ubicadas entre las cotas 1000-1170. El sondeo TR3 atravesó este material con 160m de espesor y en contacto con material aluvial de la unidad Qa-lh. El material de las avalanchas volcánicas es un excelente agregado de construcción, porque tiene un alto contenido de puzolanas.

4to. Proceso (acumulación - erosión actual, Holoceno)

El Proceso de incisión del cauce epigénico con una tasa de 9,4mm/año fue calculado a partir de la diferencia de altura entre las cotas de la muestra de la datación por C^{14} (35.538 ± 400 años) y la cota del cauce actual más cercana a este sitio, esta diferencia son 340m. En este relieve ya existen penachos o restos de la avalancha que sirven como huella del trayecto del valle antiguo.

El cauce se profundiza velozmente por levantamiento del arco volcánico teniendo como consecuencia un aumento de los gradientes hidráulicos y el consiguiente acarreo de los materiales sueltos de depósitos piroclásticos del volcanismo Holocénico. El cauce epigénico se torna similar al actual con un importante aporte de sedimentos de material árido piroclástico. Poco a poco empiezan a estabilizarse los escarpes de los penachos de la avalancha en el cauce actual, el acarreo de los ríos disminuye y una mayor cantidad de sólidos en suspensión aumenta la turbiedad del agua.

Esta última fase de erosión de la cuenca continúa en la actualidad dejando el paisaje como lo conocemos actualmente (Foto 5.2). Los cauces de los ríos siguen socavando la avalancha volcánica y parcialmente la roca. Los Lahares de erupciones históricas se observan en el cauce de los ríos actuales y su granulometría es tipo

arena y su espesor menor a un metro, también existen depósitos piroclásticos de espesor menor a 1m.

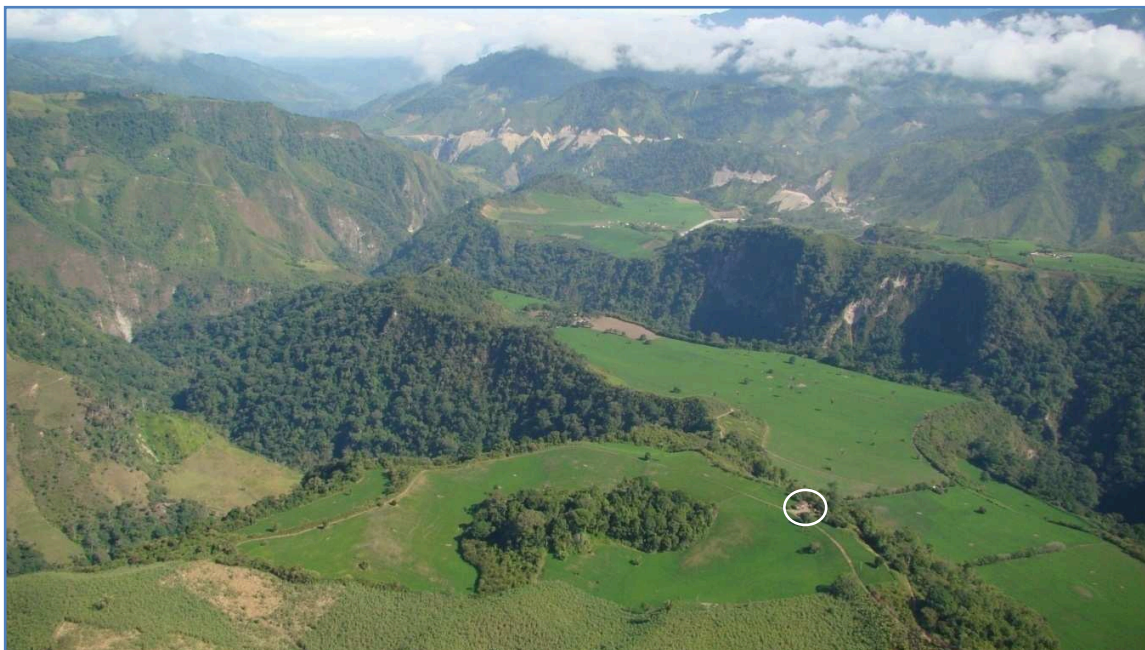


Foto 5.2. Vista aérea de las pampas de Villadora – Milagro. Se puede observar el labrado del cauce epigénico actual, véase en el círculo una casa para escala, imagen tomada por J. Sevilla.

Los sitios donde el cauce epigénico labró una garganta profunda en roca son ideales para sitios de aprovechamientos hidráulicos, siempre y cuando se ubique el trayecto del fondo del valle antiguo y se modele la cantidad de transmisividad del material que enterró el valle antiguo y el modelo contenga un aumento de la carga asumiendo la cota del embalse.

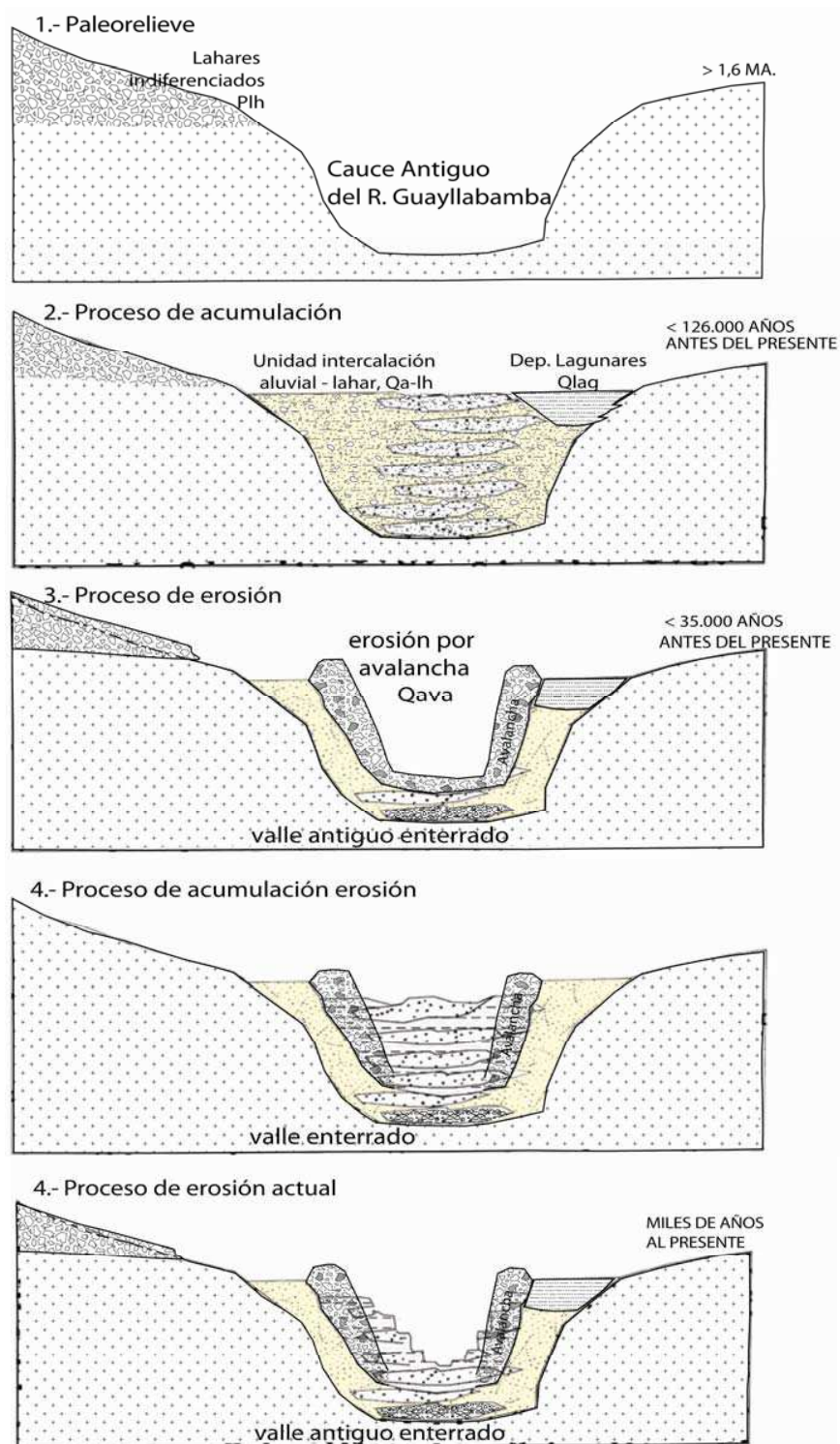


Fig.5. 10. Modelo de evolución geológica. (1) Fase inicial – paleorelieve en granodiorita. (2) Los sedimentos del valle fluvial Guayllabamba inician un proceso de acumulación (Qa-lh). (3) Proceso de erosión por material volcánico. (4) Proceso de Erosión fluvial por arrastre de fondo del río mediante aluviones y esporádicos flujos hiper-concentrados finos.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES.-

El sustrato rocoso del relleno fluvial lo componen: la Formación Pilatón, la Formación Silante y el batolito Apuela Nanegal. La formación Pilatón tiene un bajo grado de metamorfismo como lo evidencian distintos afloramientos en el camino hacia el poblado Bellavista. La Formación Silante se encuentra cabalgada por la Formación Pilatón. El batolito Apuela Nanegal no está deformado, por lo que se considera como post-tectónico lo que significa que no se formó a grandes profundidades sino a profundidades relativamente pequeñas (1-2km).

Las unidades cuaternarias diferenciadas en este estudio son: Lahares indiferenciados (Plh), intercalaciones aluvial –lahar (Qa-lh), depósitos lagunares (Qlag), avalancha volcánica (Qava), depósitos fluviales (Qal) y depósitos coluviales (Qcol). La unidad Qa-lh tiene el mayor espesor de todas las unidades del cuaternario, este espesor en la zona de San Lorenzo es 336m como lo evidenció el sondeo CH1. La unidad Qa-lh se desarrolla en un régimen de estabilidad tectónica, acompañado por importantes acarrees de material en periodos sin-eruptivos e inter-eruptivos. La unidad Qlag tiene una edad de 35.538 ± 400 años, determinada por C^{14} , esta marca un límite entre depósitos más recientes y depósitos más antiguos. Estratigráficamente las unidades desde la más antigua a la más reciente son: Lahares Indiferenciados (Plioceno), Intercalaciones Aluvial – Lahar (Pleistoceno Medio), Depósitos Lagunares (Pleistoceno Superior), Avalancha Volcánica (Pleistoceno Superior), depósitos fluviales y coluviales (Holoceno).

La Geomorfología Tectónica permitió encontrar rasgos morfológicos in-situ que evidencian la existencia de las fallas Apuela y Nanegalito. Los sectores donde se

mapearon estos rasgos fueron los poblados de Villadora y Milagro para la falla Apuela y el poblado de Bellavista para la falla Nanegalito. Los rasgos encontrados en los poblados de Villadora y Milagro son: Afloramientos del batolito afectado por la falla, diques intruidos en el batolito y desplazados por la falla y frente montañoso definido por la falla. La erosión en el batolito ha provocado pequeñas fallas gravitacionales ubicadas 1km al oeste de la falla Apuela. La dirección de la falla Apuela es $N60\pm 10^{\circ}E$ con movimiento dextral buzando 40° al NW. Los rasgos encontrados en el poblado Bellavista son: lomas de presión, traza de la falla, conos aluviales, pantanos y fallas gravitacionales. La traza de la falla Nanegalito se observó en la margen izquierda del río Blanco y su rumbo es NE-SW buzando 45° al NW. No se encontraron evidencias de depósitos recientes deformados por la falla.

Los resultados obtenidos de la aplicación de índices geomorfológicos (índice de sinuosidad de frentes montañosos y relación anchura/altura del valle) indican que a lo largo de los escarpes en el área de estudio se puede clasificar a la actividad tectónica relativa como Clase 1 según Silva (1993). La Clase 1 categoriza la tasa de elevación tectónica continental del área de estudio entre 1 - 0.7 mm/año. Este valor debe ser tomado con cautela debido a que los índices geomorfológicos no tienen entre sus variables la litología, la cual claramente condiciona la relación y medida de los índices, por ejemplo los depósitos de lahares claramente presentan formas de valles en V, labrados en sus potentes espesores y conservados por su elevada cohesión. Las condiciones tectónicas actuales de elevación continental rigen desde aproximadamente el Holoceno, lo cual no permite el escenario para la formación de importantes espesores de terrazas fluviales como las del valle antiguo (Pleistoceno).

Con una base de datos de eventos sísmicos históricos entre: 1906 – 1980, 1990 – 2010 y microsismicidad entre los años 2000 – 2010, se concluye en el área de estudio el sismo más frecuente es menor a 4Mb y los epicentros no permiten correlacionar con las trazas de fallas. El sismo máximo creíble para la falla Apuela es 6,3Mb, según relaciones empíricas de Wells & Coppersmith (1994). El sismo máximo creíble para la falla Nanegalito debe ser menor a 6,3Mb, porque en sectores

aledaños a dicha falla existen menor cantidad de microsismos en comparación con la falla Apuela.

Lo más importante en el estudio de la evolución geológica es la identificación de dos valles distintos, a veces cercanos en su trayecto y uno más bajo que el otro. En el caso de estudio la diferencia de cotas entre el valle antiguo más bajo y el valle actual está entre: 25m y 40m; medidos desde el espejo de agua actual hacia el fondo del río antiguo. La importante acumulación de material del valle antiguo se debió en gran medida a condiciones climáticas de lluvias torrenciales y en segundo lugar a una tasa de levantamiento continental nula. El abandono del valle antiguo y el inicio del labrado del valle epigénico sucedió posiblemente por cambios climáticos donde disminuyen las lluvias y el levantamiento tectónico continental aumenta, esta condición permitió para el labrado del cauce actual y la forma del paisaje como lo conocemos.

6.2 RECOMENDACIONES.-

Para los estudios geológicos de obras civiles de gran envergadura se debe evitar la subjetividad de clasificar a las fallas como activas o inactivas, y tan solo dar la edad del último movimiento registrado en función de la edad relativa o por dataciones del depósito afectado por dicho movimiento.

Se recomienda una red micro-sísmica que conste cuando menos de cinco sismógrafos, instalados dentro una configuración que permita verificar la actividad sísmica de toda el área aledaña a la cuenca del río Guayllabamba. Esta red no necesariamente estará a cargo de Hidroequinoccio sino a organismos independientes especializados en el monitoreo sísmico.

Existe otra falla cercana al proyecto cuyo trazo se observa claramente en el modelo de elevación digital a escala 1:5000; esta falla se denomina Huayrapungo, por lo que se recomienda realizar un estudio de geología y geomorfología *insitu*, ya que rasgos regionales que indican una tendencia lineal no necesariamente son fallas del cuaternario sino pueden ser fallas antiguas, contactos litológicos, etc.

Se recomienda para los estudios hidroeléctricos del río Guayllabamba utilizar la terminología de valle antiguo y valle epigénico; así como también realizar mapas a detalle de los depósitos cuaternarios y utilizar dataciones, con especial énfasis en la diferencia de los materiales que ocupan toda la superficie inundada por el nivel de agua del embalse.

La presencia de valles antiguos enterrados es sugerida por la presencia de: una cuenca cuya cabecera está llena de volcanes. Además los materiales a orillas del río presentan: depósitos muy compactados, bolones de roca con poca matriz, contacto discordante entre roca/aluvial y morfologías de terrazas en las orillas de los ríos. Se recomienda estudiar el valle antiguo lo más detallado posible, especialmente en embalses de proyectos hidroeléctricos. Por ejemplo se puede estudiar el valle antiguo utilizando métodos eléctricos (SEVs).

El estudio de valles antiguos enterrados o erosionados debe tomarse con mucha seriedad en embalses de proyectos hidroeléctricos, evitando especulaciones y generalizaciones de la permeabilidad de dicho material, ya que los materiales de valle antiguo presentan una alta variación granulométrica, poca continuidad horizontal y poca transmisividad o permeabilidad lateral. Para el estudio de permeabilidad se recomienda realizar pruebas de bombeo en el material saturado.

Se recomienda utilizar el material de avalanchas volcánicas como fuente de agregados para la construcción de obras civiles de los proyectos hidroeléctricos del Sistema Guayllabamba.

CAPÍTULO 7

BIBLIOGRAFÍA

1. AGA, (Astec – Geodata). 2009., Actualización y complementación de los Estudios de factibilidad y diseños definitivos de los proyectos hidroeléctricos Villadora y Chontal. Archivo de Hidroequinoccio EP.
2. AGA, (Astec – Geodata). 2010. Estudios de Pre-Factibilidad y Factibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Chespi-Palma Real, Informes y Planos Geológicos, Geomorfológicos, Geotécnicos y Sísmicos. Archivo de Hidroequinoccio EP.
3. AGA, (Astec – Geodata). 2010a. Estudio Fotogeológico y morfo dinámico de la zona del embalse Proyecto Hidroeléctrico Chontal. Archivo de Hidroequinoccio EP.
4. AGA, (Astec – Geodata). 2011. Estudios de diseño de licitación, Informes y Planos Geológicos, Geotécnicos y registros de sondeos. Archivo de Hidroequinoccio EP.
5. Alvarado G.A., 2010, Debris Avalanches, Instituto Costarricense de Electricidad, Costa Rica, 27 diapositivas.
6. Alvarado G.A., 2004, Los Grandes Deslizamientos (Volcánicos y no volcánicos) de tipo Debris Avalanche en Costa Rica, Revista Geológica de América Central, Vol.30, pp. 83-99.
7. Alvarado A., 1996, Evolución geológica cuaternaria y paleosismicidad de la Cuenca de Quito (Ecuador). Tesis de grado, EPN., Quito. Ecuador, pp. 320.
8. Aspden, J.A. and Litherland, M., 1992, The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador: Tectonophysics, v. 205, p. 187 – 204.
9. Benitez S. 1995. Evolution géodynamique de la Province Cotiere Sud-équatorienne au Crétacé supérieure – Tertiaire., Géologie Alpine, tomo 71, Université Joseph Fourier, Grenoble, Francia, 173p.
10. Barberi F., Coltelli M., Ferrara G., Innocenti F., Navarro J., Santacrocer R. 1988, Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geol. Mag. 125/1, pp. 1-14
11. Barbier Reynold & Gignoux Maurice, 1955. Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Editorial Masson, (Biblioteca personal Jorge Sevilla). pp.343.

12. Barragán, R., Baudino, R., Marocco, R., 1996, Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 309–319.
13. BGS (British Geological Survey)-CODIGEM, 2002, Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 0° - 1°N: Dirección Nacional de Geología, Quito, Ecuador, escala 1:200 000, 1 hoja.
14. Bruet F. 1949, Les enclaves des laves des volcans de Quito, République de l'Equateur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 4-6. pp. 477-491.
15. Burbank DW., Anderson RS., 2001, *Tectonic Geomorphology*, Book Blackwell Publishing, Chapter 2, Geomorphic Markers. 13 – 33 pp.
16. Bull W. B., McFadden L. D., 1977. Tectonic geomorphology North and South of the Garlock fault. In: *Geomorphology in arid regions* (D. O. Doehring edit.). Pub. Geomorphology State Univ. New York at Binghamtom. 115-138.
17. Calahorrano A. 2001, Estudio del origen del enjambre sísmico de la zona norte de la ciudad de Quito, durante 1998-1999. Tesis de Grado, EPN, Quito. Ecuador, 190p.
18. Campbell J.C. 1974., Ecuadorian Andes. In: *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts; Data for Orogenic Studies*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 4, pp. 735-732.
19. Clapperton Ch., Vera R. 1986, The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer., *Journal of Quaternary Science*. 1, pp. 45-56.
20. CONELEC (Consejo Nacional de Electrificación). 2009. Plan Maestro de Electrificación 2009 – 2020. Capítulo 6; Plan de expansión de generación, p. 192-263, Quito - Ecuador.
21. CFE (Comisión Federal de Electricidad de México), 2010, Estudio de Paleosismicidad para tres sitios de interés, Central Cerro Prieto, informe interno CFE México, Informe de 70p.
22. Daly, M.C., 1989, Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador: *Tectonics*, v. 8, p. 769 – 790.
23. DGGM. 1979, Hoja geológica "Pacto". Escala 1:100.000.
24. Echeverría M., Mosquera J. 1993, Estabilidad de laderas, Proyecto hidroeléctrico Chespi. Inceel, Quito. 30 p.

25. Echeverría M., 2010. Estudio Fotogeológico y Geomorfológico Regional a nivel de Prefactibilidad de la unión del Río Alambi con el Guayllabamba, 3km río arriba y debajo de ambos ríos. Archivo de Hidroequinoccio EP.
26. Ego F., Sebrier M., Lavenu A., Yepes H., Egüez A. 1996., Quaternary state of stress in the northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 259, pp.101-116.
27. Egüez A., Yepes H., 1993, Estudios sismotectónicos y de peligro sísmico para el proyecto hidroeléctrico Chespí, Informe de 62p., Quito, INECEL.
28. Egüez A., Aspden J. 1993., The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes. Mem. Second International Symposium Andean Geodynamics. Ext. Abstract, Oxford, UK. pp. 179-181.
29. Egüez A., Beate B. 1994, Estratigrafía y tectónica de la cuenca intramontañosa del Chota. II Jornadas en ciencias de la Tierra, Resúmenes, EPN, Quito., pp. 131-144.
30. ELECTROWATT y MOTORCOLUMBUS, ASTEC – ICA – INELIN. 1979. Estudios de factibilidad. Aprovechamiento Villadora - Chontal. Informe Final. Tomo II-A. Quito INECEL.
31. ELECTROWATT y MOTORCOLUMBUS, ASTEC – ICA – INELIN. 1980. Estudios de factibilidad. Aprovechamiento Villadora - Chontal. Informe Final. Tomo II-A. Quito INECEL. Addenda. Investigaciones Geológicas Complementarias.
32. ENVIROTEC S.A., 2010. Estudio de Impacto Ambiental del Proyecto Hidroeléctrico Chontal, Informes y planos. Archivo de Hidroequinoccio EP.
33. Feininger, T., 1982, The metamorphic “basement” of Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 87 – 92.
34. Feininger, T., Seguin, M., 1983, Simple Bouger gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador: *Geology*, v. 11, p. 40 – 44.
35. Feininger, T. and Bristow, C.R. 1980., Cretaceous and Palaeogene geologic history of Coastal Ecuador: *Geologische Rundschau*, v. 69, p. 40-44.
36. Georisk., 2011. Estudio de neotectónica en el área de la Falla Nanegalito. Informe de Diseño de Licitación Proyecto Hidroeléctrico Chespí. Daniel Battaglia, 130 p.

37. González de Vallejo, I., 2002. Ingeniería Geológica, Capítulo. 11: Prevención de Riesgos Geológicos, p. 607-620 y Capítulo. 15: Riesgo Sísmico, p. 666-694. Pearson Educación. Madrid, España.
38. Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J. 1999, Tectonic segmentation of the North Andean margin impact of the Carnegie Ridge collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 255 – 270.
39. Gutiérrez M., 2008. Geomorfología. Capítulo 3, Geomorfología Tectónica. Pearson Educación, S. A., Madrid. Pp 920.
40. Hack, J. T. (1973). Stream profile analysis and stream-gradient index. *U. S. Geol. Survey Journal. Res.*, 1,421-429.
41. Hall M. & Beate B. 1991, El volcanismo Plio-Cuaternario en Los Andes del Ecuador., *Estudios de Geografía*, Vol. 4, Corporación Editora Nacional Colegio de Ingenieros Geógrafos del Ecuador, pp. 5-17.
42. Henderson, W.G. 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador: *Journal of the Geological Society of London*, v. 136, p. 73-78.
43. HIDROEQUINOCCIO E.P., 2010. Reporte de actividades de campo en la zona de la Falla Nanegalito, del Proyecto Chespí – Palma Real, en el sector de Bellavista sobre el trazado del túnel de carga en el kilómetro 13, p. 16.
44. HIDROEQUINOCCIO E.P., 2010. Perfil Longitudinal de Implantación de los Proyectos del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba.
45. Hughes R., Bermudez R. 1997. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°00' and 1° 00'S. Proyecto de desarrollo minero y control ambiental, programa de información cartográfica y geológica. Report Number 4. CODIGEM – British Geological Survey, Quito, Ecuador, p. 75
46. Hughes R., Pilatasig L., 2002., Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, v. 345, p. 29 - 48.
47. Hungerbühler D., 1997. Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: evolution, deformation and regional tectonic implications. Doctoral Thesis. Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland. 182 p.
48. Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D, Egüez, A., Peterson, D.E., Helg, U., and Hammer, C., 2002, Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador: *Earth Science Reviews*, v. 57. p. 75 – 124.

49. IG.EPN, Informes Anuales de Sismicidad desde 1990 al 2008. <http://www.igeptn.edu.ec/index.php/informes-anuales.html>
50. IG.EPN, 2007, Francisco Rivadeneira, Mónica Segovia, Alexandra Alvarado, José Egred, Liliana Troncoso, Sandro Vaca, Hugo Yepes. Breves fundamentos sobre los terremotos en el Ecuador. Corporación Editora Nacional, pp 101.
51. INECEL, Instituto Ecuatoriano de Electrificación, 1979a. Estudio de factibilidad, Aprovechamiento Villadora - Chontal, Informe final Tomo III-A. Geología (Agosto 1979).
52. INECEL, 1979b – Mapa geológico zona del Proyecto Villadora, escala 1:25000.
53. INECEL, 1979c – Mapa geológico obras civiles del aprovechamiento Villadora, escala 1:10000.
54. INECEL - Estudio de factibilidad, Aprovechamiento Villadora - Chontal, Informe final Tomo II-B Sedimentología y Erosionabilidad (Agosto 1979).
55. INECEL, 1980 - Estudio de factibilidad, Aprovechamiento Villadora - Chontal, Informe final Adenda (Mayo).
56. INECEL, 1980 - Estudio de factibilidad, Aprovechamiento Villadora - Chontal, Informe final Adenda - Registros de Perforaciones, 12 sondeos (Mayo);
57. INECEL, 1993 - Evaluación de la peligrosidad de futuros lahares del Cotopaxi en el sitio de presa del Proyecto Hidroeléctrico Chespi (Abril).
58. Jaillard, E., Ordoñez. M., Benitez, S, Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G., and Zambrano, I. 1995. Basin Development in an Accretionary, Oceanic-floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador during Late Cretaceous-Late Eocene time: AAPG Memoir, v. 62, p. 615-631.
59. Kellogg J. N., Bonini W. E. 1982, Subduction of Caribbean Plate and basement uplifts in the overriding South America Plate, *Tectonics*, 1(3): pp. 251-276.
60. Kellogg J. N., Bonini W. E. 1985, Reply of a comment of C. Schubert on "Subduction of Caribbean Plate and basement uplift in the overriding South America Plate" by Kellow & Bonini, *Tectonics*, 1(3); pp. 251-276.
61. Kellogg, J.N., and Vega, V., 1995, Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity, *in* Mann, P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Geological Society of America Special Paper*, no. 295, p. 75-90.

62. Kerr, A.C., Aspden, J.A., Tarney, J. Pilatasig, L.F. 2002. The nature and provenance of accreted oceanic Blocks in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints: *Journal of the Geological Society*, v. 159, p.577-594.
63. Lambert A, & Monjuvent G, 1968, Quelques vues nouvelles sur l'Histoire quaternaire de la vallée du Drac. *Géologie Alpine*, t. 44.
64. Lavenu A., Baudino R., And Ego F. 1996, Stratigraphie des depots Tertiaires et Quaternaires de la Depression Interandine d'Equateur (entre 0° et 2°15S). *Bulletin Institut Francais d'Etudes Andines*, 25, pp. 1-15.
65. Lavenu A., Noblet Ch., Bonhomme M., Egüez A., Dugas F. 1992, New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 5, No. 3/4, pp. 309-320.
66. Lavenu A., Winter T., Dávila F. 1995., A Pliocene-Quaternary compressional basin in the Interandean Depression, Central Ecuador. *Geophys. Journal. Int.* 121, 279-300.
67. Lavenu A., 2006, Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (4): p. 504-524.
68. Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C., and Dostal, J., 1987, Geochemistry and tectonic setting of pre-collisional Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 469–578.
69. Lonsdale. 1978., Ecuadorian Subduction System. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* 62, 2454 - 2477.
70. LPC., 2009. Actualización y complementación de los Estudios de factibilidad y diseños definitivos de los proyectos hidroeléctricos Chespí y Palma Real. *Archivo de Hidroequinoccio EP.*
71. LPC., 2010. Estudios de Pre-Factibilidad y Factibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Chespí-Palma Real, Informes y Planos Geológicos, Geotécnicos y Sísmicos. *Archivo de Hidroequinoccio EP.*
72. LPC., 2011(Agosto). Estudios de diseño de licitación, Informes y Planos Geológicos, Geotécnicos y registros de sondeos. *Archivo de Hidroequinoccio EP.*
73. Litherland, M., Zamora, A., Egüez, A. (1993). Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1'000.000, CODIGEM-BGS, Quito.

74. Mayer, L., (1986)., Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: Active tectonics (R.E. Wallace, edit.). Studies in Geophysics. Nat. Acad. Press. Washington D. C., 125-135.
75. Mayordomo J.C., 2007. Incorporación de datos y criterios geológicos en el análisis de la peligrosidad sísmica en regiones de actividad moderada: definición y caracterización de fuentes sismogénicas. Geogaceta 41. 87-91.
76. Moret & Debelmos, 1959, Structure géologique et hydrogéologie du bassin de vif et de pont de claix ad sud de Grenoble (Vallée du Drac). Geologie Alpine 40.
77. Nocquet J.M., Mothes P., Alvarado A., 2008, Geodésia geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. Université de Nice & Instituto Geofísico EPN, Quito Ecuador.
http://renaq.unice.fr/regal/PERSO/JMN/publis/geodesia_ecuador_texto_y_figuras.pdf
78. Oguchi T., Aoki T., Matsuta N., 2000. Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. Center for Spatial Information Science, the University of Tokyo. <http://www.csis.u-tokyo.ac.jp/dp/49.pdf>
79. OLADE-INECEL. 1980, Informe geo-volcanológico: proyecto de investigación geotérmica de la República del Ecuador. Organización Latinoamericana de Energía, Quito, Ecuador. 54 p.
80. Pardo-Casas, F., and Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plate since late Cretaceous time: Tectonics, v. 6, p. 233–248.
81. Pazzaglia Frank J. 2009. Fluvial Terraces., Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University. Bethlehem.
http://www.ees.lehigh.edu/ftp/retreat/outgoing/preprints_and_reprints/pazzaglia_submitted_terraces.pdf
82. Pennington W., 1981, Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonic of Northwestern South America., Journal Geophysic Research. 86, No. B11, pp. 10753-10770.
83. Pilger, R.H., 1984, Cenozoic plate kinematics subduction and magmatism: South American Andes: Journal of the Geological Society of London, v. 141, p. 793–802.
84. PLANISOC, 2010, Estudio hidrológico y sedimentológico del Sistema Hidroeléctrico Integrado Guayllabamba, Archivo de Hidroequinoccio.

85. PMA. Proyecto Multinacional Andino: Geociencia para las Comunidades Andinas, 2008. Atlas de deformaciones cuaternarias de los Andes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional No.7, 320 p., 1 mapa en CD-ROM. Impreso en Canadá, Enero del 2009.
86. Rivadeneira, S., 1991. Grandes deslizamientos con represamiento son un riesgo para el Proyecto Chespi. INECEL, División de Hidrología, Informe inédito.
87. Reynaud C., Jaillard E., Lapierre H., Mamberti M., Mascle G. 1999. Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics* 307, pp. 235-254.
88. Robin C., Hall M., Jimenez M., Monzier M., Escobar P. 1997, Mojanda volcanic complex (Ecuador): development of two adjacent contemporaneous volcanoes with contrasting eruptive styles and magmatic suites. *Journal of South American Earth Science*, Vol. 10, 5-6 pp. 345-359.
89. Rosgen, D., L., 1996. Applied River Morphology, Wildland Hydrology Books, 1481.Stevens Lake Road,Pagosa Springs CO, 385 pp.
90. Sarrot Reynaud J, 1971. Remarques sur l'Hydrogéologie des vallées de l'Isère, du Drac et de la Romanche. *Géologie Alpine*, 47, p 223-240.
91. Scott K.M, Janda R.J., De la Cruz E., Gabinete E., Eto I., Isada M., Sexon M., Hadley K.C., 1996. Channel and Sedimentation Responses to Large Volumes of 1991 volcanic deposits on the east flank of Mount Pinatubo. USGS. <http://pubs.usgs.gov/pinatubo/kmscott/>
92. Sevilla JH, INECEL – Estudio de factibilidad, Aprovechamiento Villadora – Chontal, Informe final Tomo III-B. Investigaciones geológicas (Agosto, 1977).
93. Sevilla JH, INECEL. 1981. Esquema de la sismicidad en el Ecuador, Plan Maestro de Electrificación. Tres mapas, de lineamientos, de iso-profundidades y de isomagnitudes. 35pp.
94. Schumm S. A., 2005. River Variability and Complexity. Cambridge University Press. Part III Fixed Local Controls. 97-118 pp.
95. Silva P.G., Goy JL., Zazo C., 1988. Neotectónica del sector centro meridional de la cuenca de Madrid. Departamento de Geodinámica, Facultad de geología Universidad Complutense de Madrid, pp 415-428. <http://estudiosgeol.revistas.csic.es/index.php/estudiosgeol/article/download/558/579>
96. Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., T. Bardají, T., Lario, J., Somoza, L., De Luque, L., and González-Hernández, F.M., 1993. Neotectonic fault mapping at the

- Gibraltar Strait Túnel area, Bolonia Bay (South Spain). *Engineering Geology*, 84, 31-47.
97. Silva P.G., Lalinde C.P., Guerrieri L., 2010. Análisis Neotectónico y paleosismicidad de zonas costeras. Capítulo 14 de libro de Método de teledetección aplicada a la prevención de Riesgos Naturales en el Litoral. Politécnico de Madrid.
 98. Singaicho J.C., 2009, Mapa de máximas intensidades sísmicas del Ecuador. Criterios estructurales para mejorar la estimación de intensidades. Tesis de grado, EPN., Quito. Ecuador, pp. 186.
 99. Singh S., K., Ordaz M., Arciniega A., 1994. Bayesian Attenuation Regressions: an Application to Mexico City. DOI: 10.1111/j.1365-246X; *Geophysical Journal International*. Volume 117, pp 335–344.
 100. Soulas J. P. 1991. Proyecto UNDRO-EPN de prevención y de planificación de desastres en el Ecuador y países vecinos. UNDRO, Ginebra, Suiza. 16 p.
 101. Soulas J.P., Egüez A., Yepes H., Pérez V. 1991, Tectónica activa y riesgo sísmico en los Andes Ecuatorianos y el extremo Sur de Colombia. *Boletín Geológico Ecuatoriano*. Vol 2, No. 1, pp. 3-11.
 102. Spikings R., Seward D., Winkler W., Ruiz G., 2000, Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis: *Tectonics*, v. 19, p. 649–668.
 103. 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*, v. 186, p. 57–73.
 104. Spikings R., Winkler W., Hughes R., Seward D. Handler R., (in press). Thermochronology of the Cordillera Occidental and the Amotape Complex, Ecuador: unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Bulletin Geological Society of America* (in press).
 105. Steinmann M., 1997. The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. Doctoral Thesis. Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland. 125 p.
 106. Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., and Winkler, W., 1999, Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach: *Tectonophysics*, v. 307, p. 255 – 276.

107. Tibaldi A., Ferrari L. 1992, From latest Miocene thrusting to Quaternary transpression and transtension in the Interandean Valley, Ecuador. *Journal Geodynamics*, Vol 15, No. 1/2 , pp. 59-83.
108. Tibaldi A., Ferrari L. 1992b, Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 205, pp. 107-125.
109. 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, pp.157-171.
110. TCA., Techno Project & Vera. 2010. Estudios de Pre-Factibilidad y Factibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Tortugo, Informes, Planos Geológicos y Geotécnicos. Archivo de Hidroequinoccio EP.
111. USGS: Egüez A., Alvarado A., Yepes H., Machette C., Costa C., Dart R. Mayo 2003. Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions, <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/OFR-03-289-text.pdf>
112. USGS: Paris G., Machette C., Dart R. 2000. Database and Map of Quaternary faults and folds of Colombia and its offshore regions, <http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0284/ofr-00-0284.pdf>
113. USGS; <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/ecuador/seismicity.php>
114. Vallance J. W., 2000, Lahars, en Sigurdsson, H., et al., eds., *Encyclopedia of Volcanoes*; New York; Academic Press, pp. 601-616.
115. Vallejo C., 2007. Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene), Swiss Federal Institute of Technology Zürich, p. 208.
116. Vallejo C., Winkler W., Spikings R., Luzieux L., Heller F., Bussy F., 2009. Mode and timing of terrace accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America, Memoir* 204, pp 20.
117. Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994, New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.84, No.4, p. 974-1002. <http://seismo.berkeley.edu/~rallen/teaching/eps256-07/WellsCoppersmith1994.pdf>
118. Winkler W., Spikings R., Villagómez D., Egüez A., Abegglen P., Tobler S. 2005., The Chota Basin and its significance for the inception and tectonic setting of the Inter-Andean Valley in Ecuador. *Journal of South American Sciences*, pp. 5-19.

119. Winter Th., Lavenu A., 1989. Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). *Annales Tectonicae* 3 (2), 123-139.
120. Winter Th., Avouac J.P., Lavenu A., 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophys* 115, 905-920.