

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CARACTERIZACIÓN MORFOESTRUCTURAL Y GEOMECÁNICA DE SUELOS EN LA ZONA DE TAMBO - PROVINCIA DE CAÑAR

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA
OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN**

ALEXANDRA ELIZABETH OROZCO PILATAXI

alexandra.orozco.lb@gmail.com

DIRECTOR: ING. DIEGO RENATO CÁRDENAS CÁRDENAS MSc.

diego.cardenas@epn.edu.ec

CO-DIRECTOR: PhD. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ

pedro.reyes@epn.edu.ec

Quito, diciembre 2017

DECLARACIÓN

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

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

Alexandra Orozco Pilataxi

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Alexandra Elizabeth Orozco Pilataxi, bajo mi supervisión.

**Ing. Diego Cárdenas MSc.
DIRECTOR DEL PROYECTO**

**PhD. Pedro Reyes Benítez
CODIRECTOR DEL PROYECTO**

AGRADECIMIENTO

Al creador, por ser mi fuerza y soporte. Gracias por las bendiciones que me das cada día.

A mis padres, Gloria Pilataxi y Oswaldo Orozco, por su apoyo incondicional día a día. A mi madre, por su infinito amor, consejo, sencillez y paciencia. A mi padre, por enseñarme el valor del trabajo y el esfuerzo.

A mis hermanos, Jairo y Johanna, mis compañeros de vida, siempre ahí en los buenos y malos momentos. A los dos por ser mi ejemplo y fuerza, por motivarme a ser mejor cada día.

A mis amigos: Gaby, Ely, Andre, Mauricio, Mari, Pablito y Tania, gracias por compartir tanto conmigo, por ser mis compañeros en esta dura travesía, gracias por brindarme su amistad incondicional y apoyo. Dicen que el mejor momento en nuestra vida es el colegio, pero la verdad es que gracias a ustedes la universidad ha sido algo memorable.

A mi prima Anita Pilataxi, una mujer de lucha, nunca olvidaré sus sabias palabras y consejos desde niña.

Al Doc. Pedro Reyes, por su compromiso con este trabajo, sus enseñanzas y sobretodo la confianza. Gracias por ser un amigo más.

Al Ing. Diego Cárdenas, gracias por los consejos y la confianza. Gracias por contribuir con sus conocimientos en el presente trabajo.

A todos mis maestros de Geología, en especial al Ing. Jorge Sevilla, por motivarme y enseñarme a querer esta carrera cuando todo parecía ser difícil. Gracias por los consejos.

Al laboratorio de mecánica de suelos y rocas de ingeniería Civil, en especial al Ing. Gustavo Martínez gracias por el tiempo, la paciencia, el apoyo en la ejecución de cada una de las actividades designadas.

DEDICATORIA

Al creador, a mis padres, por ser la fuerza y la esencia de mi alma, quienes, con su sabiduría, amor, ejemplo, motivación, sencillez, paciencia y consejo, han sabido guiarme. Mis grandes maestros.

A mis hermanos y amigos con quienes he compartido grandes momentos.

RESUMEN

El presente trabajo fue realizado en la provincia de Cañar. Este se enfocó en el estudio morfoestructural, litoestratigráfico y geomecánico de la zona de inestabilidad de Tambo. La información fue recopilada de investigaciones anteriores, el levantamiento geológico y geomecánico, las observaciones de imágenes satelitales, secciones delgadas y ensayos de laboratorio en suelos.

La región forma parte del sistema de cuencas intramontañosas australes del Ecuador. La cuenca de Cañar es una depresión morfoestructural, donde destaca la superficie de erosión y acumulación Tambo – Cañar.

Estructuralmente el área está compuesta por tres sectores de acuerdo a las características morfológicas y litológicas. El primer dominio corresponde al Grupo volcánico Saraguro, formado por pendientes escarpadas. El segundo comprende la depresión Tambo - Cañar, está compuesto principalmente por materiales coluviales producidos por la denudación tectónica y otros factores geológicos, sobre estos depósitos se originan varias zonas de inestabilidad y deslizamientos. Finalmente, el tercer dominio está constituido por formaciones sedimentarias y volcánicas de edades miocénicas – pliocénicas correspondientes a las formaciones Mangán, Turi y Tarqui, las cuales desarrollan cuestas estructurales y plegamientos.

Los principales fenómenos de remoción en masa que dominan el área de estudio son los deslizamientos, entre los cuales consta el deslizamiento rotacional de Tambo. Estos movimientos son producidos por la actividad tectónica que produce subsidencia en la zona, la cual es expresada por múltiples escarpes.

Desde el punto de vista geomecánico, los suelos son de tipo SM y SC con un importante contenido en arcilla de alta plasticidad, producto de la meteorización de las formaciones litológicas aledañas y del retrabajamiento de los depósitos glaciales, ubicados hacia el NE de la zona de estudio. Estas condiciones junto a la actividad antrópica y climática, favorecen el desarrollo de nuevos movimientos de masa.

ABSTRACT

The present work is located in the province of Cañar. It focused on the morphostructural, lithostratigraphic and geomechanical study of the instability zone of Tambo. The information was collected from previous research, geological and geomechanical surveys, observations of satellite images, thin sections and laboratory tests on soils.

The region is part of the southern intramontane basins system of Ecuador. The Cañar basin is a morphostructural depression, where the Tambo - Cañar erosion and accumulation surface stands out.

Structurally, the area is composed of three sectors according to the morphological and lithological characteristics. The first domain corresponds to the Saraguro Volcanic Group, formed by steep slopes. The second one includes the depression Tambo - Cañar, is composed mainly of colluvial materials produced by the tectonic denudation and other geological factors, on these deposits several zones of instability and landslides are originated. Finally, the third domain is constituted by sedimentary and volcanic formations of the Miocene - Pliocene ages corresponding to the Mangán, Turi and Tarqui formations, which develop structural slopes and folds.

The main phenomena of mass removal that dominate the study area are landslides that include the rotational landslide of Tambo. These movements are produced by the tectonic activity that produces subsidence in the area, which is expressed by multiple escarpments.

From the geomechanical point of view, the soils are of type SM and SC with an important clay content of high plasticity, product of the meteorization of the lithological formations and the reworking of the glacial deposits, located towards the NE of the zone of study. These conditions, together with anthropic and climatic activity, favor the development of new mass movements.

TABLA DE CONTENIDO

DECLARACIÓN.....	i
CERTIFICACIÓN.....	ii
AGRADECIMIENTO	iii
DEDICATORIA	iv
RESUMEN.....	v
ABSTRACT	vi
TABLA DE CONTENIDO.....	vii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xi
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS	xiv
ÍNDICE DE TABLAS	xvi
CAPÍTULO 1.....	1
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 JUSTIFICACIÓN Y ANTECEDENTES	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
1.2.1 OBJETIVO GENERAL	2
1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.3 ALCANCE	2
1.4 METODOLOGÍA	3
1.4.1 Recopilación bibliográfica.....	3
1.4.2 Estudio Fotointerpretativo	3
1.4.3 Estudio de Campo.....	4
1.4.4 Ensayos de Laboratorio	4
1.5 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	5
1.5.1 Ubicación	5
1.5.2 Sectorización	5
1.5.3 Acceso	7
1.5.4 Morfología.....	7

1.5.5	Clima y Vegetación	8
1.6	TRABAJOS ANTERIORES	8
CAPÍTULO 2.....		11
2	GEOLOGÍA REGIONAL	11
2.1	MARCO GEODINÁMICO	11
2.2	GEOLOGÍA REGIONAL.....	12
2.3	GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE CUENCA	14
2.3.1	Estratigrafía.....	14
2.3.2	Basamento.....	15
2.3.3	Estructuras.....	17
2.3.4	Modelo de Evolución de la Cuenca de Cuenca según D. Hungerbühler.....	17
2.4	GEOLOGÍA DE LA DEPRESIÓN TAMBO, TRABAJOS PRELIMINARES.....	20
CAPÍTULO 3.....		24
3	LITOESTRATIGRAFÍA	24
3.1	BASAMENTO	24
3.1.1	Unidad Punín	24
3.1.2	Formación Yunguilla (Cretácico Tardío)	25
3.1.3	Grupo Saraguro – Cerro Cauca (Oligoceno)	25
3.2	FORMACIONES SEDIMENTARIAS Y VOLCANOSSEDIMENTARIAS	26
3.2.1	Formación Mangán (Mioceno Tardío)	26
3.2.2	Formación Turi (Mioceno Tardío)	27
3.2.2.1	Miembro Turi (Mioceno Tardío)	27
3.3	Formación Tarqui (?) (Mioceno Tardío – Plioceno)	29
3.3.1	Volcánicos Culebrillas	29
3.4	Depósitos de Cobertura	30
3.4.1	Depósitos Glaciares (Pleistoceno – Holoceno).....	30
3.4.2	Miembro Cañar	31
3.4.3	Depósitos Aluviales Y Terrazas.....	32
3.4.4	Depósitos Coluviales.....	33

CAPÍTULO 4.....	35
4 GEOTECNIA	35
4.1 MUESTREO.....	35
4.2 ESTUDIO GEOMECÁNICO DE LOS SUELOS EN EL ÁREA TAMBO.....	37
4.2.1 Clasificación por el Sistema Unificado de clasificación de Suelos (S.U.C.S.)	37
4.2.1.1 Granulometría.....	37
4.2.1.2 Límites de Atterberg.....	39
4.2.2 Resistencia de los Suelos al Corte, Ensayo de Corte Directo.....	41
4.3 ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO	43
4.4 ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	45
4.5 UNIDADES GEOTÉCNICAS.....	50
4.5.1 Unidad I: Macizos Cerro Caucaý.....	52
4.5.2 Unidad II: Conglomerados Turi.....	52
4.5.3 Unidad III: Coluviales	53
4.5.4 Unidad III-1: Suelos SM, SM – SC	53
4.5.5 Unidad III-2: Suelos SC.....	54
4.5.6 Unidad III-3: Suelos ML, ML – CL.....	54
CAPÍTULO 5.....	55
5 FENÓMENOS DE REMOCIÓN DE MASAS.....	55
5.1 MARCO CONCEPTUAL	55
5.1.1 Coluviales	55
5.1.2 Clasificación de Fenómenos de Remoción de Masas (FMR) en el Área de Tambo	56
5.1.2.1 Deslizamientos.....	56
5.1.2.2 Reptación.....	58
5.1.2.3 Desprendimientos y caídas.....	59
5.1.2.4 Flujos.....	59
5.1.2.5 Volcamiento (<i>Topple</i>).....	60
5.1.2.6 Movimientos complejos	60
5.2 INVENTARIO DE FENÓMENOS DE REMOCIÓN EN MASA	61
5.2.1 Deslizamientos.....	61

5.2.1.1	Deslizamiento Tambo	62
5.2.1.2	Deslizamientos Tunaspamba	65
5.2.1.3	Deslizamiento La Posta	66
5.2.1.4	Deslizamiento Quilluag	68
5.2.2	Otros Fenómenos de Remoción de Masas	68
5.2.3	Causas del Movimiento en los deslizamientos	69
5.2.3.1	Factores Condicionantes.....	69
5.2.3.2	Factores Detonantes.....	72
5.3	CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA ACTIVA TAMBO	75
5.3.1	Velocidad de Movimiento	75
5.3.2	Estado de Actividad	77
5.3.3	Etapas de Fallamiento.....	78
5.4	MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A FENÓMENOS DE REMOCIÓN DE MASAS EN EL ÁREA TAMBO	83
CAPÍTULO 6.....		90
6	GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	90
6.1	GEOMORFOLOGÍA.....	90
6.1.1	Dominio Volcánico	92
6.1.2	Dominio de Depósitos Cuaternarios	93
6.1.3	Dominio Sedimentario – Volcánico.....	94
6.2	ESTRUCTURAS	95
6.2.1	Estructuras Regionales	95
6.2.2	Estructuras Locales.....	96
6.2.3	Otras Estructuras	97
CAPÍTULO 7.....		101
7	INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN.....	101
7.1	MODELO DE EVOLUCIÓN.....	108
CAPÍTULO 8.....		114
8	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	114
8.1	CONCLUSIONES	114
8.2	RECOMENDACIONES	115

BIBLIOGRAFÍA.....	117
9 ANEXOS	125
9.1 ANEXO I. DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS	126
9.2 ANEXO II. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	132
9.3 ANEXO III. PERFIL GEOLÓGICO	133
9.4 ANEXO IV. ENSAYOS GEOMECÁNICOS.....	134
9.5 ANEXO V. INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS.....	134
9.6 ANEXO VI. MAPAS.....	134

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del área de estudio (DEM 30, IG-EPN)	5
Figura 1.2 Zonificación. Las figuras a y b (recuadro amarillo), muestran el área de inestabilidad Tambo - Cañar. E la imagen c se señala el área de inestabilidad Tambo y en d, el deslizamiento Tambo. La línea punteada en celeste denota el Río Cañar (Tomado de Google Earth, 2017).....	6
Figura 1.3 Morfología del área de estudio (Fuente: Google Earth, 2017)	7
Figura 2.1 Marco geodinámico del Ecuador, se muestra las principales fallas mayores y el movimiento de las placas según los datos GPS y el modelo cinemático mundial NUVEL-1. Subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana (modificado de Gutscher 1999):	11
Figura 2.2 Mapa esquemático de las zonas geomorfológicas y geológicas del Ecuador continental. WC: Cordillera Occidental, EC: Cordillera Real, IV: Valle Interandino (Modificado de Aspden et al., 1992).....	13
Figura 2.3 Columna estratigráfica en distintas secciones de la Cuenca de Cuenca desde el Mioceno Medio al Tardío. Dataciones en circón. (Hungerbühler et al., 2002, modificado).....	15
Figura 2.4 Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Cuenca derivada de la distribución de facies durante el Mioceno medio al tardío. (Hungerbühler et al., 2002, modificado).....	19
Figura 2.5 Mapa geológico propuesto por Hungerbühler et al., 2002 (Modificado)....	21
Figura 2.6 Modelo estructural del área del Tambo propuesto por Albán L., 2009 (modificado).....	22
Figura 4.1 Red de muestreo en rejilla para clasificación S.U.C.S. (Muestras TBG)...	36
Figura 4.2 Ubicación de las muestras de corte directo (TBC).....	36

Figura 4.3 Curva de distribución granulométrica. Muestra TBG – 46.	39
Figura 4.4 Carta de Plasticidad de Casagrande. Muestras TBG – 03 y TBG – 15.....	41
Figura 4.5 Muestra TBC - 02. Deformación vs esfuerzo cortante.	42
Figura 4.6 Muestra TBC - 02. Gráfico de esfuerzo normal vs esfuerzo tangencial.	43
Figura 4.7 Análisis de Histograma en Geostatistical Analyst	44
Figura 4.8 Análisis de la gráfica de tendencia en Geostatistical Analyst.....	44
Figura 4.9 Kriging. Semivariograma y modelo de covarianza.....	45
Figura 4.10 Carta de plasticidad para la clasificación de suelos finos de Casagrande.	46
Figura 4.11 Carta de plasticidad para la clasificación de subgrupos en suelos gruesos de Casagrande.	46
Figura 4.12 Mapa de clasificación S.U.C.S.	47
Figura 4.13 Límite líquido y plástico en las muestras ensayadas. Se observa la tendencia de los valores. Los espacios en blanco representan las muestras no cohesivas.....	48
Figura 4.14 Mapa de clasificación S.U.C.S	51
Figura 4.15 Mapa de plasticidad	51
Figura 5.1 Clasificación general de los fenómenos de remoción de masas en suelos según Varnes (1978) (Modificado de González, 2002)	56
Figura 5.2 Área de Inestabilidad Tambo – Cañar y principales deslizamientos, separados por el río Cañar en dirección E - W.....	62
Figura 5.3 Zona de inestabilidad Tambo y deslizamiento Tambo.	64
Figura 5.4 Deslizamientos de Tunaspamba.	65
Figura 5.5 Deslizamientos en el área de La Posta.	67
Figura 5.6 Actividad sísmica (Neotectonic Open Database, PMA-GCA)	75
Figura 5.7 Ubicación de las estaciones de medición (en rojo), la línea entrecortada muestra el deslizamiento Tambo.	76
Figura 5.8 Comparación entre la pendientes y las zonas de incidencia de los deslizamientos (secciones sombreadas).....	84
Figura 5.9 Mapa de unidades litológicas. Las zonas sombreadas representan los deslizamientos.	85
Figura 5.10 Relación entre unidades geotécnicas y ocurrencia de deslizamientos en el área de Tambo (sectores sombreados).	86
Figura 5.11 Red de drenaje.....	87
Figura 6.1 Perfiles esquemáticos de la zona de estudio. Las superficies de erosión desarrollan pendientes más suaves comprendidas entre 4° y 12°. El grado de incisión del río Cañar es menor hacia el E.....	91

Figura 6.2 Vista de planta de los perfiles esquemáticos.....	91
Figura 6.3 Dominios geomorfológicos (Google, Images 2017, Airbus)	92
Figura 6.4 Fallas regionales	96
Figura 6.5 Esquema de las fallas Río San Antonio y Río Cañar (Google, Images 2017, Airbus)	97
Figura 6.6 Cuestas estructurales (en color amarillo), se muestra el eje del anticlinal en rojo (Google, Images 2017, Airbus)	98
Figura 6.7 Relación entre escarpes y zonas planas en la depresión Tambo	99
Figura 6.8 Escarpes de los deslizamientos actuales con la dirección del movimiento (Google, Images 2017, Airbus)	99
Figura 6.9 Lineamientos secundarios.....	100
Figura 7.1 Reconstrucción estructural esquemática del período extensivo durante el Mioceno Medio (Hungerbühler et al., 2002). Abreviaciones: BLAFZ (Zona de Falla Baños – Las Aradas), ChC (Alto de Chongón y Colonche), CE (Bahía de Cuenca), CPFZ (Zona de Falla Calacalí – Pallatanga), MB (Cuenca Manabí), LE (Bahía de Loja), SS (Alto Santa Rosa Saraguro, PB (Cuenca Progreso).....	102
Figura 7.2 Elementos geométricos del cabalgamiento, formación de antiformal en fallas inversas (Powell, 1992). Estructura de un anticlinal por cambio en el manto de una falla inversa (Niemeyer, 1999).....	103
Figura 7.3 Estructuras en cuesta producidas por el levantamiento de un anticlinal. Cuestas estructurales en Jabaspamba – Ingapirca. Erosión de las aristas y zonas de relleno entre las estructuras.....	104
Figura 7.4 a) Modelo de fallas lítricas en el bloque colgante (Niemeyer, 1999). b) Tomografía eléctrica, en el margen izquierdo del río Cañar, deslizamiento La Posta. Se observa un fuerte fracturamiento de las rocas en profundidad. Las bajas resistividades denotan rocas altamente fracturadas.....	105
Figura 7.5 Ubicación de la línea sísmica L3 (UTM: 727739 E, 9721129 N;727753 E, 9721035)	105
Figura 7.6 Mecanismo y configuración interna una morrena. Depósitos de relleno de la cuenca, nótese los bloques angulosos dentro de una matriz más fina.....	107
Figura 7.7 Estructuras asociadas al movimiento del Bloque Norandino (BNA) (en rojo). En color naranja se representa a la falla Río Cañar de dirección E – W.	108
Figura 7.8 Modelo de depositación de la Formación Mangán (superficie punteada en color negro) (Hungerbühler et al., 2002).	109
Figura 7.9 Modelo de depositación de la Formación Turi (Hungerbühler et al., 2002).	110
Figura 7.10 Depósito tipo pie de monte formado por los derrubios glaciares.....	111

Figura 7.11 a) Mecanismo de generación de fallamientos (Jachens y Holzer (1982). b) Fallamiento (Raisbeck y Pedler (1985). Modificado de Pacheco, 2007.....	112
Figura 7.12 Escarpes y terrazas tectónicas alineadas.....	113

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 3.1 Formación Cerro Caucaý, laderas escarpadas, diaclasamientos (Cerro Ovejería, UTM: 722168 E, 9720300 S).....	26
Fotografía 3.2 Formación Mangán, secuencia entre conglomerados, areniscas y limolitas (Autopista Ingapirca – Tambo (UTM: 735507 E, 9718987 S). Fotografía en sentido NW-SE	27
Fotografía 3.3 Formación Turi, secuencia de conglomerados, areniscas y limolitas (Vía Ingapirca – Tambo (UTM: 732055 E, 9721239 S).....	28
Fotografía 3.4 Volcánicos de Culebrillas deformados por plegamientos, rumbo NW, buzamiento NE. Sector de Sisid (UTM: 734298 E, 9719461 S)	30
Fotografía 3.5 Laguna de Culebrillas, valle en U (UTM: 737414 E, 9731597 S).	30
Fotografía 3.6 Depósitos glaciares, Culebrillas (UTM: 737637 E, 9731379 S). Clastos angulosos dentro de una matriz arcillosa.	31
Fotografía 3.7 Depósitos de cono aluvial, secuencia de conglomerados y areniscas (Vía Panamericana (UTM: 730898 E, 9719369 S). En puntos negros se infiere la continuidad de la capa.	32
Fotografía 3.8 Coluviales. Deslizamiento Tambo (726688 E, 9721253 N)	33
Fotografía 4.1 a) Tamices # 4,10, 20, 40 y 200, b)muestra alterada, c) lavado de la muestra para separar los finos inferiores al tamiz #200, d) tamizado, e) secado de las muestras, f) toma de datos con la muestra seca.....	38
Fotografía 4.2 Ensayo de Límites de Atterberg. a) Índice líquido, b) Índice plástico. .	40
Fotografía 4.3 Muestras en el ensayos de Límites de Atterberg. a) Índice líquido, se selecciona el área por donde ocurrió el cierre del surco. b) Plasticidad, cilindros fracturados al alcanzar los 3 mm de diámetro.....	40
Fotografía 4.4 a) Instrumentación utilizada en el ensayo de corte directo, b) – d) preparación del muestra, e) toma de datos, f) muestra fallada.....	42
Fotografía 4.5 Unidad I, macizos Cerro Caucaý (UTM: 723008 E, 9720308 S)	52
Fotografía 4.6 Unidad II, Sedimentos Turi (UTM: 722919 E, 9724843 S)	53
Fotografía 5.1 Efecto de los coluviales. Reptación y daños a infraestructura. Tunaspamba 1 (izquierda) y Tambo, sector de Picopalta (derecha).	55
Fotografía 5.2 Deslizamiento rotacional. Área del deslizamiento La Posta.	57

Fotografía 5.3 Deslizamiento traslacional por el contacto suelo – roca, hacia la cabecera se desarrollan deslizamientos rotacionales (UTM: 724960 E, 9720444 S).....	58
Fotografía 5.4 Reptación. Estructura de guirnaldas en la vegetación, apertura de grietas. Área inestable La Posta	58
Fotografía 5.5 Desprendimiento de materiales en el deslizamiento Tambo. Caída de bloques heterométricos.....	59
Fotografía 5.6 Flujos menores, pie del deslizamiento Tambo.	59
Fotografía 5.7 Volcamiento por dirección en el diaclasamiento. Formación Cerro Cauca, al noroccidente de la zona de estudio.....	60
Fotografía 5.8 Movimiento complejo. El fenómeno presenta distintos tipos de movimientos en diferentes sectores.....	61
Fotografía 5.9 Deslizamiento Tambo (UTM: 723275 E, 9715974 S).....	63
Fotografía 5.10 Deslizamiento Tambo. En amarillo se muestra el escarpe principal y en naranja los escarpes secundarios.....	64
Fotografía 5.11 Deslizamiento Tunaspamba (UTM: 727364 E, 9724104 S)	66
Fotografía 5.12 Pie del deslizamiento La Posta (Pos 3) (UTM: 728344 E, 9721584 S)	67
Fotografía 5.13 Materiales sensibles y colapsables. Coluviales (UTM:727305 E, 9721949 S).....	69
Fotografía 5.14 Meteorización de los materiales.....	70
Fotografía 5.15 a) Agrietamiento en los suelos (deslizamiento Tam – 1), b) formación de cárcavas (escarpe principal del deslizamiento Tambo).	70
Fotografía 5.16 Estructuras. a) Suelos con estructuras columnares (sector de deslizamiento Tun – 1), b) Estratificación (deslizamiento Tam – 1).....	71
Fotografía 5.17 Suelo tipo limo arcilloso, alteración a arcillas (Cuerpo del deslizamiento Tam – 4)	72
Fotografía 5.18 Ausencia de vegetación (Deslizamiento Tam – 1).	72
Fotografía 5.19 Flujo ocasionado por el incremento de humedad.....	73
Fotografía 5.20 Vía Panamericana, excavación y carga hacia la corona del deslizamiento principal.....	73
Fotografía 5.21 Mal manejo de aguas, lagunas artificiales sin protección para infiltraciones.....	74
Fotografía 5.22 Estación de medición. a) Estación 3 (deslizamiento Tam – 1, instalación), b) Estación 4 (deslizamiento Tam – 3, medición)	76
Fotografía 6.1 Morfología del dominio volcánico. Pendientes escarpadas.....	92

Fotografía 6.2 Depósito aluvial. Intercalaciones de conglomerados y arenisca, cubiertos por el coluvial (UTM:727305 E, 9721949 S), clasto estratificado (UTM: 726076 E, 971967 S)..... 94

Fotografía 6.3 Dominio sedimentario – volcánico. Vista de las cuestas estructurales en la Loma Shunín, atrás el pliegue de Jabaspamba – Ingapirca (NW – SE). 95

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Porcentajes de suelo retenido, acumulado y porcentaje.	38
Tabla 4.2 Resumen de ensayos de corte directo.....	49
Tabla 4.3 Resultados del ensayo de Gravedad de Sólidos.....	50
Tabla 4.4 Resumen de características geomecánicas del área de estudio.....	53
Tabla 5.1 Posibilidad de movimientos en masa causados por sismos.....	74
Tabla 5.2 Clasificación de los fenómenos de remoción de masas de acuerdo a la velocidad de movimiento (Suárez, 1998; modificado de Cruden y Varnes, 1996).....	77
Tabla 5.3 Medidas obtenidas en las estaciones. Do y Df son las distancia inicial y final de las dos estacas, respectivamente.	77
Tabla 5.4 Resumen de las fases, desarrollo, actividad y daños producidos por los deslizamiento presente en el área de Tambo y sectores lindantes.	82
Tabla 5.5 Variables utilizadas para el análisis de susceptibilidad e importancia (Dotor 2004, modificado).	83
Tabla 5.6 Valor ponderado en suelos para la variable pendientes.....	84
Tabla 5.7 Valor ponderado para las litologías.....	85
Tabla 5.8 Valor ponderado para las unidades geotécnicas.	86
Tabla 5.9 Valor ponderado para la cobertura vegetal.	87
Tabla 5.10 Valor ponderado para el contenido de agua, basado en el criterio de consistencia en suelos (Ibáñez, 2010).....	88
Tabla 5.11 Valores ponderados para la susceptibilidad a fenómenos de remoción de masas para el área de Tambo	89

CAPÍTULO 1

1 INTRODUCCIÓN

1.1 JUSTIFICACIÓN Y ANTECEDENTES

La zona septentrional del Ecuador corresponde a un ambiente intramontañoso dominado por cuencas sedimentarias Neógenas de origen marino y continental sobreyacidas por rocas volcánicas y subyacidas por rocas metamórficas. Zonas de cizalla, cabalgamientos, plegamientos y actividad neotectónica denotan un control estructural en la geodinámica del área cuya evidencia superficial se manifiesta en forma de grandes deslizamientos y fenómenos de remoción en masa.

Una gran parte de la morfología terrestre en terrenos montañosos se encuentra conformada por zonas de ladera, muchas de las cuales presentan condiciones favorables para la inestabilidad. Los terrenos escarpados y las laderas tenderán a alcanzar pendientes naturales menos inclinadas cercanas al equilibrio, es decir que los movimientos gravitacionales en las laderas o deslizamientos se deben a reajustes en el terreno. Varios de estos reajustes actúan sobre pendientes cuyos incrementos de inclinación responden a factores geológicos, climáticos y antrópicos.

En la región austral de los Andes ecuatorianos, provincia del Cañar, entre los cantones Tambo y Cañar, se ha registrado una extensa zona de inestabilidad, caracterizada por varios deslizamientos antiguos y recientes, los cuales hasta la actualidad continúan modificando la morfología del área e influyen en las condiciones de vida de los habitantes de dichos cantones, afectando así a viviendas, vías de transporte, sembríos, entre otros. Las causas de la mencionada inestabilidad responden en su mayoría a factores geológicos, aunque se evidencia un aceleramiento en los procesos erosivos, debido a la deforestación, la ocupación urbana, la implementación de obras infraestructurales y por supuesto, los factores climáticos.

Varios estudios han sido efectuados previamente, la mayoría con carácter multidisciplinario, basados en un concepto muy generalizado sobre los movimientos en masa, obteniendo información básica, como es el caso del Plan de Ordenamiento y Planificación territorial para el cantón Tambo. Otro trabajo realizado se relaciona con el Aprovechamiento del Río Cañar: Estudio de prefactibilidad para Centrales Hidroeléctricas de mediana capacidad, realizado por el INECEL 1983, en donde se discuten aspectos bastante generales dentro del campo geológico y geotécnico del área. En otras publicaciones (Hungerbühler et al., 2002; Lahuathe, 2005), se discuten

aspectos más relacionados con la geología regional y el contexto glaciar. El trabajo presentado por Albán (2009), es el más reciente y enfocado en el área, donde se discute características y procesos geológicos del Cuaternario, la ubicación y breve caracterización de la zona de inestabilidad.

El presente trabajo pretende correlacionar el contexto geológico y estructural de la zona de Tambo con los factores geotécnicos asociados a los fenómenos de remoción en masa.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar el estudio litológico, morfológico, estructural y geomecánico en la zona de inestabilidad Tambo en la Provincia del Cañar.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar y realizar un análisis de la información existente.
- Determinar la geología y estructura de la zona por medio de datos estructurales, litoestratigráficos y petrográficos obtenidos en campo durante el mapeo geológico y el estudio de muestras.
- Caracterizar y parametrizar geotécnicamente los suelos existentes en la zona de inestabilidad Tambo.
- Realizar un mapa geotécnico de la zona de inestabilidad Tambo.
- Plantear un modelo de evolución morfoestructural del área de influencia a partir de la morfología y la tectónica actual.

1.3 ALCANCE

La cartografía geológica y geotécnica se realizó a una escala de 1: 30 000 y 1: 25 000, respectivamente para cartografiar un área de 120 kilómetros cuadrados, por medio de tres jornadas de campo de 14 días. Ambos mapeos fueron realizados de forma conjunta con el fin de delimitar los contactos geológicos, reconocer y caracterizar las unidades litológicas y geotécnicas del sector, y definir la estratigráfica.

El análisis geomorfológico y la evolución morfoestructural del área de trabajo se llevó a cabo con la información de campo, el estudio fotogeológico, modelos digitales de elevación (DEM) y los datos generales obtenidos del estudio de muestras.

La descripción y caracterización litológica se realizó por medio de las observaciones de campo, muestras de mano y la elaboración de 10 láminas delgadas de roca para estudios microscópicos.

Para la caracterización geotécnica se recolectaron un total de 74 muestras alteradas y 7 inalteradas, posteriormente se llevó las muestras al laboratorio de ensayo de materiales y mecánica de suelos de la Facultad de Ingeniería Civil y Ambiental de la EPN. Se realizaron ensayos de granulometría, límites de Atterberg, contenido de humedad, densidad de sólidos y corte directo.

Los resultados obtenidos del presente trabajo permitieron conocer los mecanismos de movimiento, los factores condicionantes y desencadenantes que dieron lugar a la configuración actual del área.

1.4 METODOLOGÍA

De acuerdo a los objetivos antes mencionados, el estudio se dividió en tres etapas: estudio y observaciones de campo, laboratorio, y trabajo de oficina; dentro de este contexto, se incluyeron las actividades definidas a continuación.

1.4.1 Recopilación bibliográfica

Se compiló la información existente sobre la zona de trabajo, tanto a nivel regional como local, para su posterior lectura y análisis. Los principales estudios fueron los realizados por Hungerbühler et al., 2002, Lahuathe 2005, Albán 2009, de donde se obtuvo una línea base preliminar respecto a la secuencia de las formaciones litoestratigráficas y su correlación. Otras fuentes utilizadas Suárez 1998, Das 2001, González 2004 para el aspecto geotécnico. Adicionalmente se utilizaron las cartas topográficas a escala 1: 50 000 de las zonas: Cañar, Juncal, San Francisco de Gualleturo, Suscal, la base de datos (formato SHP), disponibles en el sitio web del IGM; la hoja geológica de Cañar a escala 1:50 000 (HOJA 72 SW) de 2007 y el DEM (DTM30) elaborado por el IG-EPN.

Se realizó una compilación y depuración de la información preliminar, integrando el estudio geológico y geotécnico. Adicionalmente se creó un formato técnico para la recopilación y descripción de datos de campo.

1.4.2 Estudio Fotointerpretativo

A partir de las fotografías aéreas se identificaron los rasgos geomorfológicos más relevantes a escala regional, los puntos clave a visitar, así como un mapa previo de las estructuras, red de drenaje, unidades litoestratigráficas y geomorfológicas, existentes

en el área. La información sirvió de base para la elaboración del mapa geológico que posteriormente fue complementado con el trabajo de campo.

1.4.3 Estudio de Campo

Esta etapa fue realizada mediante 4 jornadas de campo, comprendidas en 12 días, en donde se recorrieron los afloramientos más relevantes que incluyen cortes de carreteras, laderas en ríos y otros senderos. El equipo utilizado consistió básicamente de: libreta de campo, brújula, GPS, martillo de geólogo, lupa, lápiz rayador, extensómetro y ácido clorhídrico al 10%.

Se realizaron las siguientes actividades:

- Identificación de unidades litológicas aflorantes y estructuras de la zona, detallando los tipos de rocas existentes y la petrografía a través de la descripción de los afloramientos.
- Levantamiento de columnas estratigráficas.
- Delimitación de contactos geológicos.
- Descripción de la naturaleza de los deslizamientos y la zona de inestabilidad.
- Caracterización geotécnica de las unidades litológicas y suelos existentes en el área.
- Muestreo de suelos y rocas para los ensayos geomecánicos y la elaboración de secciones delgadas, esto con la finalidad de determinar la naturaleza y las características del medio.
- Reconocimiento de las secciones de inestabilidad y movimientos de masas asociados. Se estableció la red y forma de muestreo en suelos para el posterior análisis de laboratorio.

1.4.4 Ensayos de Laboratorio

Con el objetivo de determinar los parámetros geomecánicos fundamentales de los suelos y rocas presentes en la zona, se tomaron varias muestras, de acuerdo a las correspondientes especificaciones técnicas. En total se seleccionaron 81 muestras en el campo, entre suelo alterado e inalterado; el trabajo se llevó a cabo en el laboratorio de materiales de la Facultad de Ingeniería Civil de la EPN, a continuación, se menciona los ensayos practicados:

- 74 muestras de suelo alterado: ensayos de granulometría, límites de Atterberg (72 muestras), contenido de humedad y densidad de sólidos (6 muestras).
- 7 muestras de suelo inalterado: ensayo de corte directo y contenido de humedad.

1.5 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.5.1 Ubicación

El área de estudio se ubica en la zona septentrional de la región interandina del Ecuador continental, en la provincia del Cañar, entre la jurisdicción de los cantones de Tambo y Cañar a 13 km hacia el noroeste de la capital Azogues (Figura 1.1), entre las coordenadas 9726700, 9717900 latitud Sur, y 723300, 734000 longitud Oeste, comprendiendo aproximadamente 120 km².

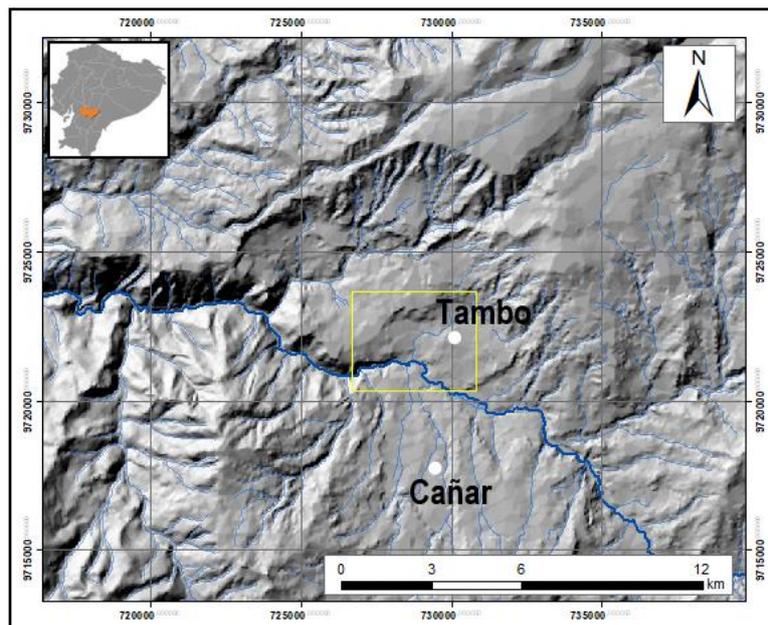


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio (DEM 30, IG-EPN)

La zona de estudio está incluida parcialmente dentro cuatro cartas topográficas a escala 1:50 000 del IGM, siendo éstas: Cañar, Juncal, San Francisco de Gualleturo y Suscal. Se destacan como elementos principales los relieves propios de ambientes glaciares, los valles fluviales, y el Río Cañar, el cual atraviesa lateralmente de E a W el sector.

1.5.2 Sectorización

Se dividió a la zona de acuerdo a trabajos preliminares, la ubicación geográfica y las observaciones de campo.

- **Zona de inestabilidad Tambo – Cañar:**

Inicialmente identificada como la zona de inestabilidad Cañar por Erazo (1957), quien la limitó hasta el margen izquierdo del río Cañar. Albán (2009) anexa la sección Tambo, quedando así un área comprendida entre las coordenadas 2° 37' S a 2° 50' S.

El área de inestabilidad Tambo – Cañar en el presente trabajo, es dividida en dos secciones, separadas geográficamente por el trazo del río Cañar. Se define a la **zona de inestabilidad Tambo** a la sección localizada hacia el margen derecho, entre los cantones Tambo y Cañar; y la **zona de inestabilidad Cañar**, hacia el margen izquierdo, en el cantón Cañar.

- **Deslizamiento Tambo**

Denominado por Lahuathe (2005), Bourgois et al., (2006), Albán (2009) como un deslizamiento de tipo rotacional. Albán (2009) asocia al deslizamiento una serie de depósitos de origen fluvio – glaciar, entre los que figuran los depósitos de Tambo, Cañaribamba, Pilcopata, entre otros.

En el presente estudio, se denomina a la sección activa, ubicada entre las inmediaciones del río Cañar al sur y la vía Panamericana al norte. Se trata de un movimiento compuesto de varios tipos de fenómenos de remoción de masas, principalmente, deslizamientos rotacionales, deslizamientos traslacionales, desprendimientos, reptación, flujos y propagación lateral.

Se incluye a la clasificación, los deslizamientos de Tunaspamba, La Posta (Lahuathe, 2005) y Quilluag (Lahuathe, 2005).

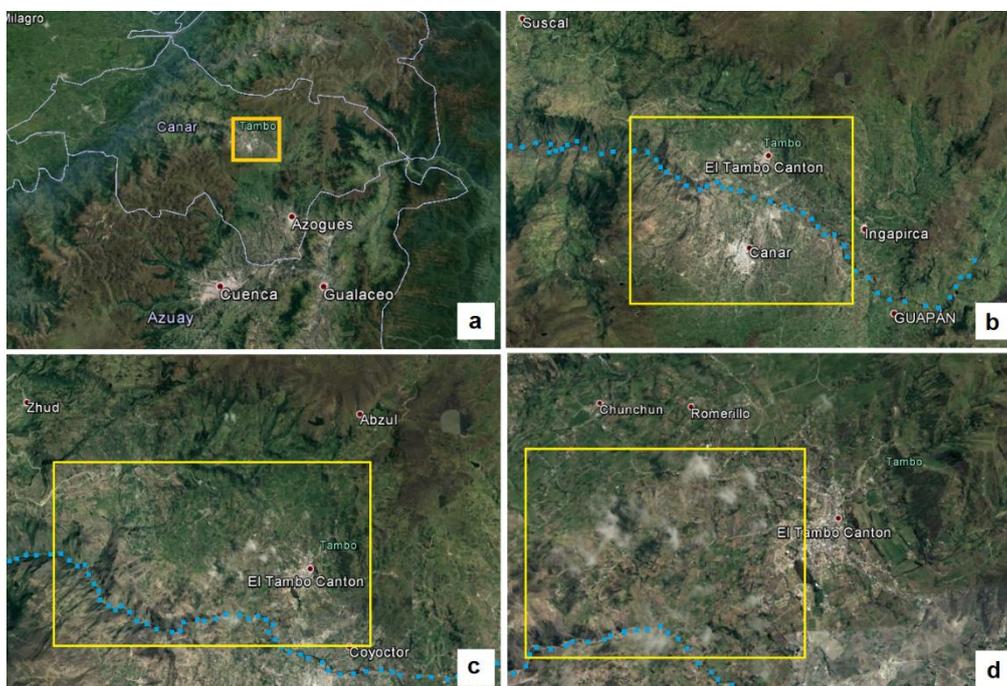


Figura 1.2 Zonificación. Las figuras a y b (recuadro amarillo), muestran el área de inestabilidad Tambo - Cañar. E la imagen c se señala el área de inestabilidad Tambo y en d, el deslizamiento Tambo. La línea punteada en celeste denota el Río Cañar (Tomado de Google Earth, 2017).

1.5.3 Acceso

El acceso desde la ciudad de Quito hasta la ciudad de Cañar se realiza por la autopista Panamericana Sur, que atraviesa longitudinalmente a los cantones de Tambo y Cañar. Para ingresar al área del deslizamiento se lo hace desde la ciudad de Tambo y hacia el oeste, por la vía a Cachi hasta el poblado con el mismo nombre; es posible acceder a la zona desde el cantón Cañar siguiendo la calle Paseo de los Cañaris hasta la vía La Posta en el poblado de Cuchucún.

Las vías existentes en las cercanías del área de estudio son carrozables de segundo y tercer orden principalmente, los caminos no acceden totalmente, por lo que es necesario hacerlo caminando.

1.5.4 Morfología

La morfología de la región ha sido modelada por la actividad de distintos procesos geológicos, tales como el volcanismo, la tectónica, la glaciación, la erosión, la hidrología; otros factores de cambio se consideran al clima y la actividad antrópica.

La cuenca de río Cañar tiene una altura media que oscila entre los 2600 msnm hasta los 4000 msnm, correspondiente a un rango altitudinal de Montano alto a Páramo. Posee un relieve que varía entre muy escarpado (pendiente mayor al 70%, especialmente a lo largo del borde norte del río Cañar) hasta ondulado de bajo relieve (pendiente entre el rango 0% - 12%, hacia los poblados), esta última se incluye los depósitos coluviales.

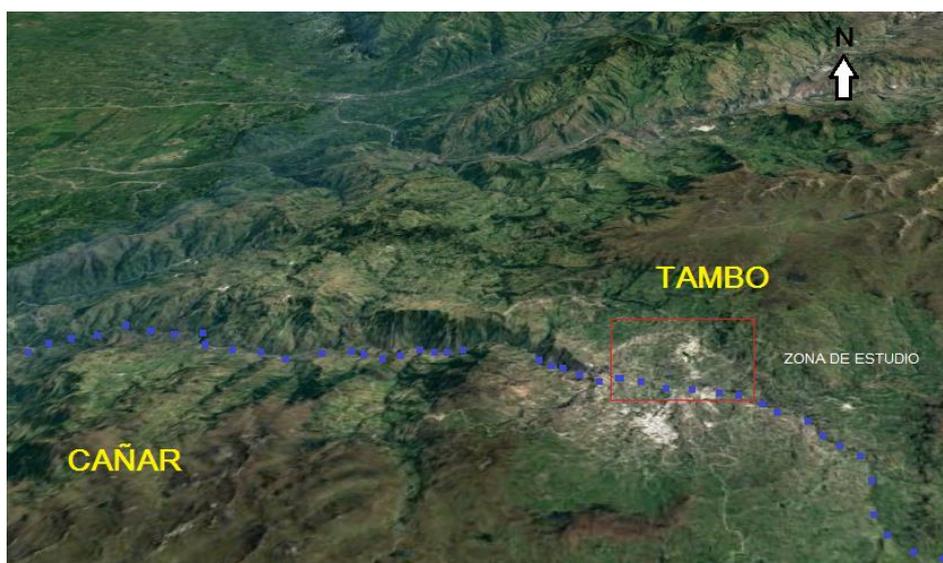


Figura 1.3 Morfología del área de estudio (Fuente: Google Earth, 2017)

La cuenca y microcuencas hidrográficas asociadas al río Cañar aportan sus aguas al gran sistema fluvial del río Guayas, que desemboca más hacia el oeste en el océano

Pacífico. El río Cañar inicia su trayecto desde la Cordillera Occidental, sus afluentes principales son los ríos: Silante, San Antonio, Cushcurrum, Ceel, Pucuhuayco, Zhamzhan, San Luis, Tisay, entre otros. Cubriendo un área superior a los 500 km² y con un gradiente promedio que varía entre los 7 y 12 grados.

La dirección del río Cañar es aproximadamente lineal en sentido Este a Oeste, los afluentes en cambio presentan una dirección preferencial N – S y NE-SW. El patrón de drenaje es dendrítico a subparalelo.

El valle desarrollado es en forma de V y corresponde a los socavamientos producidos por parte de las redes fluviales. Los márgenes de los ríos tienden a ser inestables, por lo que arrastran sedimentos y los acumulan como depósitos de pie monte.

1.5.5 Clima y Vegetación

En general la temperatura promedio anual oscila entre los 12°C. Los territorios del Tambo y Cañar se localizan entre el rango de altitudes de 2.920 a 4.250 msnm. El área presenta una pluviosidad media de entre 500 a 1200 mm por año, todas estas características le asignan al sector un clima templado frío para las zonas altas, y templado fresco para las zonas bajas.

Esencialmente se encuentran varias especies vegetales, propias del sector como: cedro, aliso, romerillo, arrayán, cholca, entre otras y especies alóctonas como pino, ciprés y eucalipto; la mayoría de estas utilizadas con fines medicinales. Además de las señaladas anteriormente, se considera las zonas agrícolas como pastos y cultivos, la zona de estudio ha sido casi totalmente intervenida, exceptuando las partes altas.

El reporte faunístico, señala la inexistencia de especies que se puedan considerarse endémicas, amenazadas o peligro de extinción. Entre las especies representativas se tiene principalmente: ratones de monte, gorriones, zorro andino, águilas, lagartijas, ranas, comadrejas, entre otros.

1.6 TRABAJOS ANTERIORES

Existen varios documentos que muestran los resultados de los trabajos emprendidos en la zona de estudio con varios fines, la mayoría enfocados en la geología regional; otros en cambio, se concentran en la caracterización litológica y estructural del área. Muy pocos se refieren o estudian la problemática de las zonas inestables.

Bristow (1973), es quizás el trabajo más antiguo hasta la fecha, en este se describen las principales formaciones litológicas. Las siguientes publicaciones conservan en su mayoría la nomenclatura, en especial las de aspecto litoestratigráfico.

INECEL (1983), como parte del estudio del Aprovechamiento en el río Cañar para centrales hidroeléctricas de mediana capacidad, efectúa el mapeo geológico 1: 10 000 del margen derecho del río Cañar, en donde se identifican las litologías, principales orientaciones estructurales. También se establecen los aspectos geotécnicos bastante generales: calidad de los materiales, estabilidad y parámetros en rocas y suelos.

El Instituto Francés de Investigación Científica para el Desarrollo en Cooperación (ORSTOM) inició un programa de estudios geodinámicos de cuencas intramontañosas en los Andes del Ecuador, del Perú y de Bolivia. En el Ecuador el Proyecto IPGH (Instituto Panamericano de Geografía y de Historia) - EPN (Escuela Politécnica Nacional) y ORSTOM, realizaron algunas publicaciones, donde destaca Noblet et al., 1988; Noblet y Marocco, 1989; Lavenu et al., 1992, el mapa geológico de Azogues y Cañar a escala 1:50 000, entre otras. Todos los trabajos están enfocados en el aspecto litoestratigráfico y evolutivo de la cuenca de Cuenca.

Steinmann (1997), efectuó una revisión del trabajo de Bristow, basado en la litoestratigrafía y evolución de las cuencas intramontañosas del sur del Ecuador. Estableció la cronoestratigrafía de las series sedimentarias de las cuencas del Sur por dataciones en traza de fisión de zircón (ZFT), luego estimó la cronología y los eventos tectónicos por medio de las secuencias estratigráficas datadas y las inconformidades presentes.

Hungerbühler (1997) y Hungerbühler (2000), conjuntamente con Steinmann, caracterizaron la estratigrafía del neógeno y la geodinámica andina del sur del Ecuador. Establecieron la cronoestratigrafía detallada de las formaciones sedimentarias y volcánicas, determinando dos tipos de facies, una facies marina asociada a las incursiones marinas proveniente desde el océano Pacífico y otra facies continental, coligada al cierre de las cuencas intramontañosas del sur.

Lahuathe (2005), realizó un estudio sobre el Análisis de la deformación tectónica (glaciotectónica) y el levantamiento geológico en Cañar. En este trabajo se retoma la geología de los estudios preliminares, se elabora la cartografía geológica del área, la evolución tectónica y climática y por último se reconocen tres unidades tectónicas, clasificándolas de acuerdo a la estratigrafía y la tectónica del área.

Albán (2009), hizo un estudio geológico y geomorfológico del área inestable en la provincia de Cañar. En su tesis se basa de la geología de trabajos previos, elabora un modelo tectono-estructural; caracteriza las unidades geomorfológicas basadas en las características morfogenéticas, morfométricas y morfodinámicas, y finalmente genera un modelo de elevación digital para estimar los movimientos de las principales zonas inestables.

CAPÍTULO 2

2 GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 MARCO GEODINÁMICO

El Ecuador se ubica sobre un margen convergente activo controlado por la interacción entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica. La placa oceánica Nazca se subducta bajo la placa continental Sudamericana (Gutscher et al., 1999; Alvarado, 2012; Nocquet et al., 2014) a una velocidad aproximada de 55-58 mm/año (Trenkamp et al., 2002).

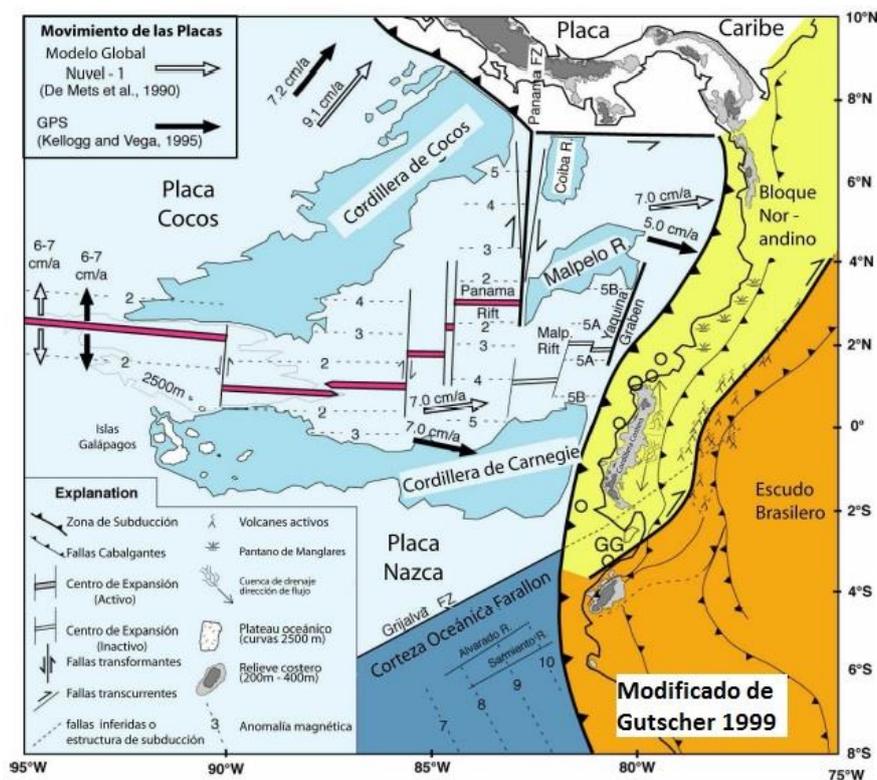


Figura 2.1 Marco geodinámico del Ecuador, se muestra las principales fallas mayores y el movimiento de las placas según los datos GPS y el modelo cinemático mundial NUVEL-1. Subducción de la placa Nazca bajo la Sudamericana (modificado de Gutscher 1999):

Los Andes Ecuatorianos se forman como resultado del engrosamiento vertical de la corteza continental al oeste de la margen de subducción. Están constituidos por diferentes terrenos oceánicos acrecionados durante el Cretácico (Hughes y Pilatasig 2002, Mamberti et al, 2003, Kennan y Pindell, 2009) hasta el Paleoceno (Hughes y Pilatasig 2002; Kennan y Pindell, 2009). Constan de dos cadenas montañosas principales: Cordillera Occidental y Real, paralelas entre sí con dirección NNE-SSW, las cuales están separadas por la Depresión Interandina. Hacia el Este de la Cordillera

Occidental se ubica la Cuenca Oriente, mientras que al Oeste de la Cordillera Occidental se localiza la región Costa (Baldock, 1982, Aspden y Litherland 1992).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La Costa presenta un basamento cretácico tardío, constituido por basaltos de plateau oceánico y rocas volcano sedimentarias. (Hughes and Pilatasig, 2002; Jaillard et al., 2004). Las principales estructuras que controlan la morfología costera siguen la orientación de las cordilleras, NNE-SSW a lo largo de la costa, y NW-SE en el sur (Egüez et al., 2003). Está formada por tres terrenos oceánicos alóctonos que fueron yuxtapuestos al margen continental durante el Cretácico Superior y el Eoceno Medio (Feininger & Bristow, 1980).

La Cordillera Occidental consiste de un arco volcánico compuesto por terrenos oceánicos acrecionados al margen Sudamericano (Hughes & Pilatasig, 2002, Vallejo et al., 2009) durante el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano. El basamento se compone de rocas ultramáficas y máficas del Cretácico Superior con afinidades de plateau oceánico, similares a las rocas del basamento de la Costa ecuatoriana y del Plateau Oceánico Caribe – colombiano, por lo que se sugiere un mismo origen (Vallejo et al., 2009).

El Valle Interandino está definido como una depresión topográfica entre las Cordilleras Real y Occidental; hacia el Sur, disecta a la Cordillera Occidental en dirección al Golfo de Guayaquil (Winkler et al., 2005). El basamento del Valle no está claramente definido hasta la actualidad, autores como Feininger & Seguin, 1983, Aspden et al., 1992, proponen un basamento similar de la Cordillera Real; Egüez & Aspden, 1993 señalan un basamento composición similar al de las Cordilleras Real y Occidental, formando una cuña de acreción producida por el desmembramiento de parte la Cordillera Real en el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. Los límites estructurales corresponden a fallas reactivadas durante antiguos procesos acrecionarios a lo largo del margen continental ecuatoriano (Winkler et al., 2005). Se piensa que el Valle correspondería a una estructura mayor tipo *restraining bend*, a partir de la cual se acomodaría el desplazamiento hacia el NE del Bloque Norandino (Winkler et al., 2005, Ferrari & Tibaldi, 1992).

La Cordillera Real consiste de rocas metamórficas orientadas en dirección NNE – SSW de edades paleozoicas hasta cretácicas, acrecionadas al margen continental desde el Mesozoico, está limitada al Oeste Falla Calacalí-Pallatanga y hacia el Este por la Falla Peltetec (Aspden et al. 1992). Existen dos períodos de acreción durante su evolución,

el primero conocido como “Moromoro – Tres Lagunas” data del Triásico y el segundo “Peltetec” del Cretácico Inferior (Litherland et al., 1994). Se reconocen cuatro divisiones litotectónicas o terrenos (Alao, Loja, Salado, Zamora), caracterizadas por secuencias de rocas metamórficas, con edades que oscilan entre el Precámbrico al Mesozoico (Pratt & Duque, 2005, Litherland & Aspden 1992). Separados estructuralmente por un sistema de fallas regionales (Litherland & Aspden 1992).

La Cuenca Oriente es una cuenca de tipo trasarco. En la morfología de la cuenca se diferencian importantes rasgos morfológicos, como el Levantamiento Napo al NW, la Cordillera de Cutucú al SW y el Mega Cono Aluvial del Pastaza, actualmente desarrollado hacia la cuenca de Marañón del Perú (Baby et al., 2004). Los esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Superior, provocaron la emersión de la Cordillera Real y la formación de la Cuenca Oriente. La deformación y actual configuración resulta de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift triásico, dichas fallas orientadas en dirección N – S o NNE – SSW, limitan tres importantes corredores petrolíferos (Baby et al., 2004).

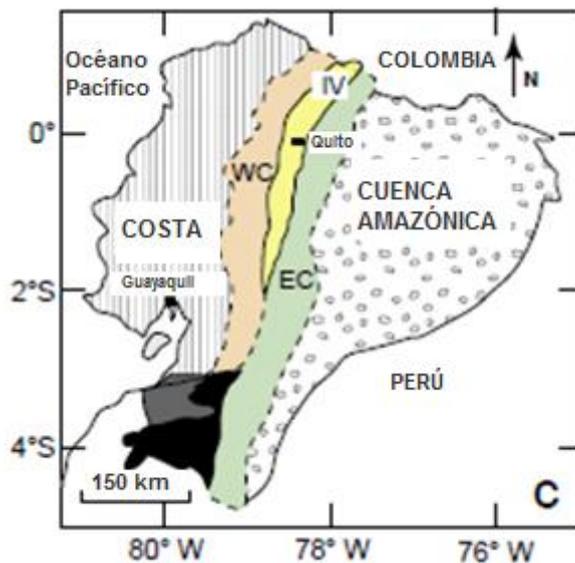


Figura 2.2 Mapa esquemático de las zonas geomorfológicas y geológicas del Ecuador continental. WC: Cordillera Occidental, EC: Cordillera Real, IV: Valle Interandino (Modificado de Aspden et al., 1992)

El Bloque Norandino (BNA) constituye una microplaca resultante de la convergencia oblicua a lo largo del margen norandino. Representa un *sliver* que queda atrapado entre la trinchera y parte estable de la placa de América del Sur (cratón guyanés), esta microplaca se "escaparía" siguiendo un sistema transpresional NE - SW (Pennington, 1981, Egbue et al., 2010). El escape lateral del Bloque se considera activo desde Cretácico tardío a lo largo de varias zonas de sutura (Pennington, 1981, Kellogg y Vega,

1995; Hughes y Pilatasig, 2002; Trenkamp et al, 2002., Egbue et al., 2010). Una consecuencia del escape del BNA sería la apertura del golfo de Guayaquil durante el Mio – Plioceno (Benítez, 1995; Deniaud, 2000).

Durante el Oligoceno la convergencia de las placas tectónicas ocasionó la extensión E – W, provocando una actividad volcánica ignimbrítica (Dunkley & Gaibor, 1997) y la formación de una serie de cuencas intramontañosas en la zona austral del Ecuador, entre las que figura la Cuenca de Cuenca (Steinmann, 1997) y el levantamiento andino (Spikings et al., 2001).

2.3 GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE CUENCA

La cuenca de Cuenca está ubicada en los Andes meridionales del Ecuador y ha sido estudiada en sus inicios por Wolf 1892, Sheppard 1934, Erazo 1957 y Bristow 1973, posteriormente otras investigaciones fueron llevadas a cabo, como las de Noblet et al., 1988, Dunkley & Gaibor 1997, Steinmann 1999 y Hungerbühler et al, 2002, en estos trabajos se realiza una actualización del estudio, además de proponer un modelo evolutivo de la cuenca.

La cuenca de Cuenca se extiende desde Cañar al norte hasta Cuenca al sur, presenta una forma alargada en dirección NNE-SSW y un área aproximada a los 3000 km² (Hungerbühler, 2002). La evolución geodinámica de la cuenca ocurrió paralelamente con las cuencas sedimentarias Loja, Girón, Nabón, Malacatos – Vilcabamba y Catamayo – Gonzanamá (Steinmann et al, 1999; Hungerbühler et al., 2002).

2.3.1 Estratigrafía

La cuenca sedimentaria de Cuenca presenta un basamento volcánico oligocénico sobreyacido por rocas miocénicas de origen sedimentario y continental (Steinmann, 1999; Hungerbühler et al, 2002) y depósitos de cobertura de edad cuaternaria (Hungerbühler et al., 2002).

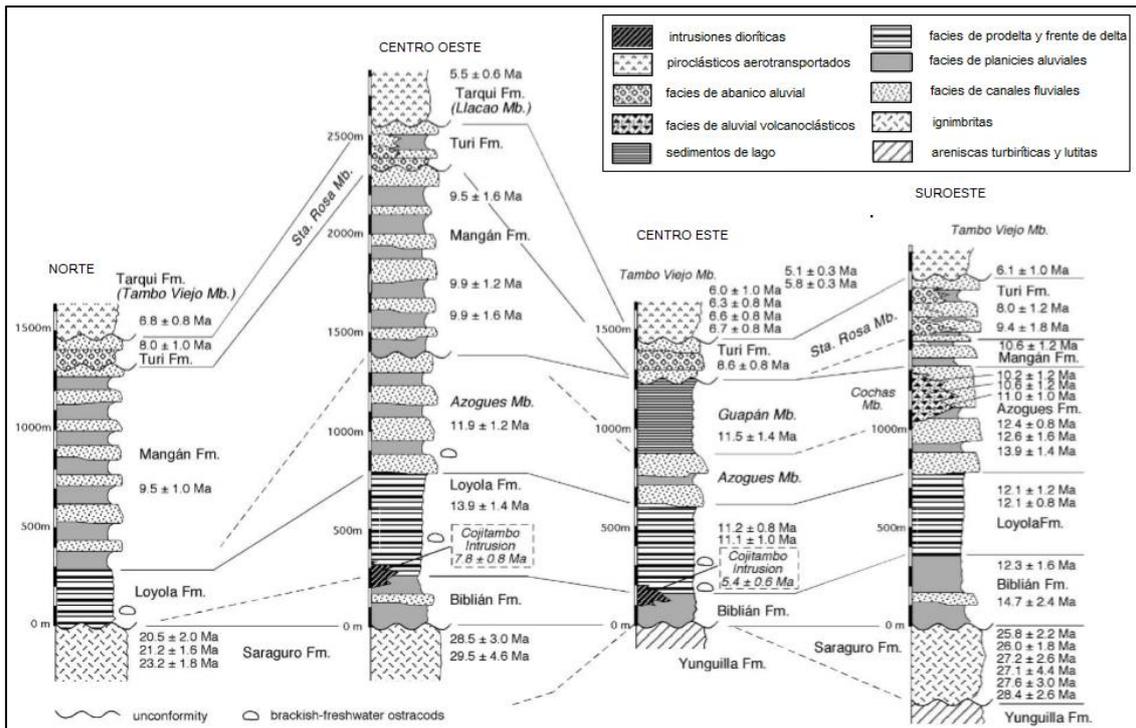


Figura 2.3 Columna estratigráfica en distintas secciones de la Cuenca de Cuenca desde el Mioceno Medio al Tardío. Dataciones en círculo. (Hungerbühler et al., 2002, modificado).

Hungerbühler establece cuatro secciones geográficas dentro de la cuenca (figura 2.3), correlacionadas de acuerdo a las litologías del área. El presente estudio se enfoca en la parte norte de la cuenca donde las secuencias son parcialmente preservadas.

2.3.2 Basamento

El basamento corresponde a la combinación de los basamentos de las Cordilleras Occidental y Real (Egüez & Aspden, 1993); hacia el lado Oeste afloran las rocas volcánicas oligocénicas del Grupo Saraguro (Dunkley y Gaibor, 1997) y hacia el Este, las rocas metamórficas de los Terrenos Guamote y Alao (Aspden y Litherland, 1988; Lahuathe, 2005).

TERRENO GUAMOTE

El Terreno Guamote aflora en el flanco Oeste de la Cordillera Real, en las localidades de Guamote, Riobamba, Azogues, Ambuquí, Patate y hacia el río Yanayacu. (Litherland et al., 1994).

Está constituido por las Unidades: Punín, Cebadas, Guasuntos (Aspden et al., 1992), interpretadas como una secuencia sedimentaria de origen continental depositada en ambiente marino compuesta por filitas y pizarras de bajo grado de metamorfismo, lutitas,

cuarcitas; en algunas ocasiones presenta cuarzo azul, producto de la erosión del Granito Tres Lagunas (Aspden & Litherland, 1992).

La edad es edad incierta, se asume una edad del Jurásico Superior de acuerdo a la disposición de las litologías, subyace a la formación Yunguilla del Maastrichtiano (Aspden et al., 1992). Los límites propuestos son: hacia el Este la Falla Peltetec y hacia el Oeste la Falla Ingapirca (Aspden et al., 1988; Litherland et al., 1994).

TERRENO ALAO

Aflora hacia el valle Alao, un segmento de 200 km es expuesto entre los poblados de Pillaro y Sigsig, otras franjas pueden verse en Saraguro y Quilanga. El Terreno se encuentra dividido en cuatro unidades litológicas: la Formación Peltetec (complejo ofiolítico), la Unidad Maguazo (turbiditas de antearco), y la Formación Alao – Paute (rocas verdes andesíticas, esquistos verdes, tobas y sedimentos) (Aspden et al., 1988; Litherland et al., 1994).

El Terreno Alao está limitado por el Frente Baños hacia el Este y la Falla Peltetec al Oeste, considerado como una faja o cinturón alargado, constituido por rocas metavolcánicas y metasedimentarias de origen marino (Litherland et al., 1994).

La edad por el método de K /Ar es de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma, se interpreta que la edad está relacionada a los ajustes del evento de Peltetec en el Jurásico Superior (Litherland et al., 1994).

GRUPO SARAGURO (OLIGOCENO – MIOCENO INFERIOR)

Es la formación volcánica más extendida al Sur del Ecuador, sobreyace series más viejas como la Formación Yunguilla, los Terrenos Alao – Paute y las rocas volcánicas de la Formación Pallatanga (Hungerbühler., 2002). Se estima un espesor entre los 500 m y 2000 m (Hungerbühler et al., 2002).

El Grupo consiste de una secuencia de rocas volcánicas de composición intermedia a ácida de tipo calco – alcalino. En la parte inferior prevalecen tobas dacíticas y andesíticas, y flujos de lava; la parte superior contiene ignimbritas riolíticas de gran extensión, existe una variación entre el tamaño de grano en las brechas ignimbríticas y las rocas sub volcánicas, esto refleja la cercanía a los centros de erupción (Hungerbühler et al., 2002).

De acuerdo a las edades obtenidas con las trazas de fisión de zircón, se asigna una edad de 29.4 ± 2.6 y 20.5 ± 2.0 Ma (Steinmann et al., 1997), ~ 35 Ma (Lavenu et al.,

1992), es decir del Oligoceno hasta el Mioceno Inferior. La base de la formación no ha sido estudiada, por lo que la edad exacta y espesor son aún inciertos.

El Grupo Saraguro incluye once subunidades litológicas (Fm. Ocaña, U. Chulo, U. Filo Cajas, U. Tomebamba, Fm. Chanlud, Fm. Río Blanco, Fm. Cerro Cauca, Fm. Soldados, Fm. Plancharumi, Fm. Jubones y U. Puñay) (Dunkley y Gaibor, 1997), las cuales no han sido reconocidas formalmente. Se considera a la formación Cerro Cauca, como la más importante dentro de esta división.

2.3.3 Estructuras

Las principales estructuras geológicas descritas hasta la actualidad se ubican al Este de la zona de estudio. Iniciando por la parte más oriental, la primera estructura es la Falla Peltetec, considerada como el límite estructural entre los terrenos Guamote y Alao (Litherland et al., 1994). De acuerdo al mapa geológico de DGMM (1975), esta falla fue nombrada como Falla Huayrapungu.

A continuación, la Falla de San Antonio de rumbo NE – SW y buzamiento al Oeste (Litherland et al., 1994) es considerada como el límite estructural entre la unidad Maguazo al Este y la formación Yunguilla al Oeste, según Lahuathe esta falla podría ser interpretada como la prolongación de la Falla Santa Ana – Tual (Steinmann 1997) que provoca el cabalgamiento de la formación Yunguilla sobre la formación Quingeo.

La Falla de Ingapirca de dirección NE – SW, sería el límite estructural occidental del Terreno Guamote (Litherland et al., 1994), según Steinmann (1997) afecta a los volcánicos de Tarqui al Norte y hacia el Sur afecta a los sedimentos miocénicos de la cuenca de Cuenca.

2.3.4 Modelo de Evolución de la Cuenca de Cuenca según D. Hungerbühler

El régimen tectono-sedimentario estuvo controlado por dos etapas: Pacífico Costera e Intramontaña, estas fases determinarían dos distintos ambientes tectónicos de extensión y compresión.

Durante la etapa Pacífico Costera de 15 a 9.5 Ma, se dio un desplazamiento hacia el NE del Bloque Norandino a lo largo de la Falla Calacalí – Pallatanga, como resultado de este mecanismo, la subsidencia extensional se produjo el ingreso desde el Oeste hacia el Este de mares someros (bahías de Cuenca y Loja). La sedimentación se extendió en un área mayor a las actuales cuencas, se depositaron las formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán con una tasa de sedimentación promedio de 0.4 mm/año. Las

estructuras se activaron en extensión regional provocando fallamiento normal hasta la depositación de la Formación Mangán.

La etapa Intramontaña comenzó de 9.5 a 9 Ma debido al cambio del ambiente de extensional a compresional en sentido E-W. La sedimentación fue restringida a las cuencas más pequeñas con una fuente proveniente del Oeste en respuesta al crecimiento de la Cordillera Occidental (formación Turi). Al inicio existió un mayor levantamiento con una tasa de 1.6 mm/año, seguido por un período de alta erosión de 9 a 8 Ma con tasa de erosión de 1.4 mm/año. Las mismas estructuras actuaron en compresión provocando fallamiento inverso.

Desde los 8 Ma al presente ocurre la Etapa Intramontaña, entre los 8 – 6.5 Ma. Se deposita la formación Turi con tasas de sedimentación de 0.2 mm/año, seguido por una etapa de erosión de 6.5 mm/año con tasas de erosión de 0.2 mm/año, posteriormente se deposita la Fm. Tarqui, de 6 - 5 Ma, la tasa de sedimentación es de 0.3 mm/año y de 5-3 Ma de 0.7mm/año. Desde 3 Ma hasta la actualidad ocurre una etapa de erosión de 0.56 mm/año.

Los eventos de mayor levantamiento ocurrieron al Sur del Ecuador hace 18 Ma, 9.6 Ma y posiblemente de 3 Ma al reciente. Estas fases son asociadas con períodos de deformación compresional y asociados con la erosión y el enfriamiento.

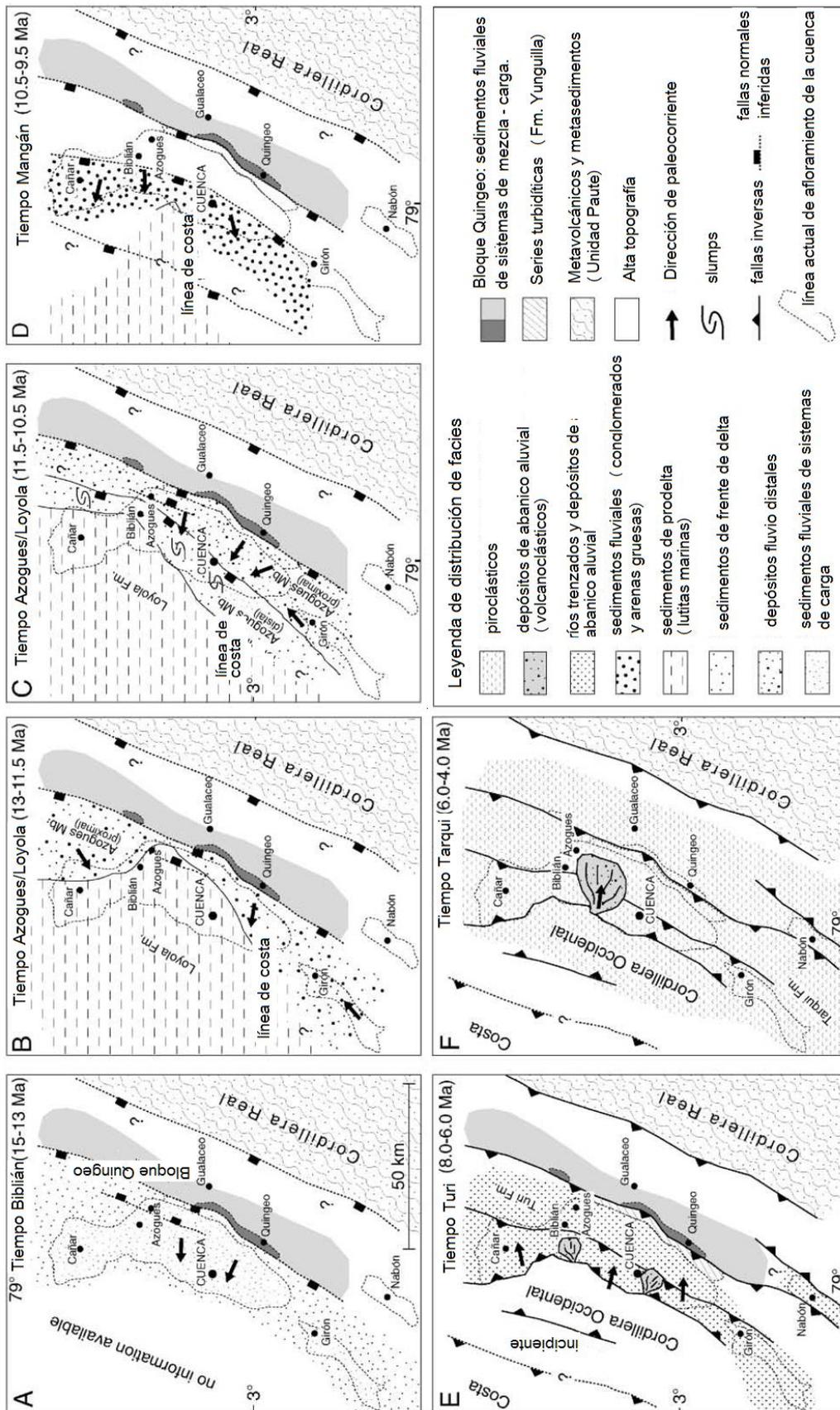


Figura 2.4 Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca de Cuenca derivada de la distribución de facies durante el Mioceno medio al tardío. (Hungerbühler et al., 2002, modificado).

2.4 GEOLOGÍA DE LA DEPRESIÓN TAMBO, TRABAJOS PRELIMINARES

Como se ha mencionado anteriormente, varios estudios han sido efectuados en el sector.

Eraza M., 1955 - 1957, realizó un estudio de los deslizamientos de suelo en el Austro y posteriormente el análisis de la estructura de la cuenca de Cuenca.

Explica que el volcanismo en la región puede ser dividido en dos etapas: volcanismo terciario y el post – glacial. El primer volcanismo estaría caracterizado por la actividad intrusiva en todo el Terciario e principios del Cuaternario y el segundo, por actividad una efusiva, en el Cuaternario, este último período inicia efusiones basálticas, seguido de andesitas y luego culminaría con erupciones explosivas; los materiales de la Formación Turi tendrían esta fuente.

Se señala que en la región existen varios centros volcánicos: Cañar, Octavio Cordero Palacios, Sigsig, San Fernando y Azogues. Dentro de este criterio, Eraza explica que los depósitos de Cañar son de origen piroclástico, acumulados con abundante ceniza y sobre un complejo sedimentario (Formación Turi). En conjunto, Turi, los piroclásticos de Llaaco, los depósitos glaciares y las terrazas fluviales pertenecen al Cuaternario.

A la actividad glacial, le asigna una edad pleistocénica, distribuida exclusivamente hacia el sur de la cuenca de Cuenca; indicios de morrenas, rocas aborregadas, estrías y lagunas, serían algunas de las características típicas de la zona. Los perfiles de los valles son recubiertos de till y ríos meándricos en la parte alta.

Dentro de su estudio de deslizamientos, asigna al área como la zona de inestabilidad Cañar. El medio se compone esencialmente por piroclásticos modernos sobre rocas sedimentarias. Los deslizamientos en este sector serían provocados por el deshielo del cerro Buerán (noreste) y la erosión del sistema fluvial, la acumulación de las aguas infiltradas induciría a los deslizamientos secundarios.

INECEL 1983, como parte de los estudios de centrales hidroeléctricas de mediana capacidad, realizó un estudio de Prefactibilidad en las aguas del río Cañar. Dentro del área se asume que existe una serie de rocas que datan desde el Cretácico hasta el Holoceno. Las rocas más antiguas corresponderían a lavas andesíticas de la Formación Piñón, sobre estas se depositan la Fm. Mangán, seguido de la Fm. Turi de edad Pleistocénica y finalmente la Fm. Tarqui. Sobreyaciendo a esta secuencia se encuentran los depósitos glaciares (mayor extensión en el área), terrazas aluviales y deslizamientos.

La glaciación se dio después de la depositación de Turi y de la actividad tectónica que la levantó diferencialmente. Tras un evento tensional inició el volcanismo Tarqui, mientras que las glaciaciones continuaron y avanzaron hasta los valles y cubrieron las secuencias anteriores. Los esfuerzos tensionales producen los actuales deslizamientos.

Existen fallas longitudinales en el área, tienen un rumbo NW – SE con fuerte buzamiento hacia el Noroeste y mecanismo tensional, ponen en contacto a las formaciones Celica (Gr. Saraguro) y Turi; las fallas transversales tienen una orientación NE – SW, como la falla del río San Antonio, catalogada como falla normal.

Steinmann y Hungerbühler en sus publicaciones (1997, 2000, 2002) estudiaron la litoestratigrafía y evolución de las cuencas intramontañosas del sur del Ecuador. Dentro del área, caracterizaron y dataron las formaciones: Saraguro (Oligoceno), Mangán (Mioceno Tardío) y Turi (Mioceno Tardío).

El modelo de evolución de la región plantea un basamento conformado por la Unidad hacia la base, seguido de la Formación Yunguilla, sobre estas se habrían depositado los volcánicos del Grupo Saraguro, sobreyaciendo a estas formaciones se desarrollaron dos facies, una marina expresada por las areniscas conglomeráticas de Mangán, a continuación, una facies continental (Fm. Turi) y el volcanismo Pliocénico de Tarqui.

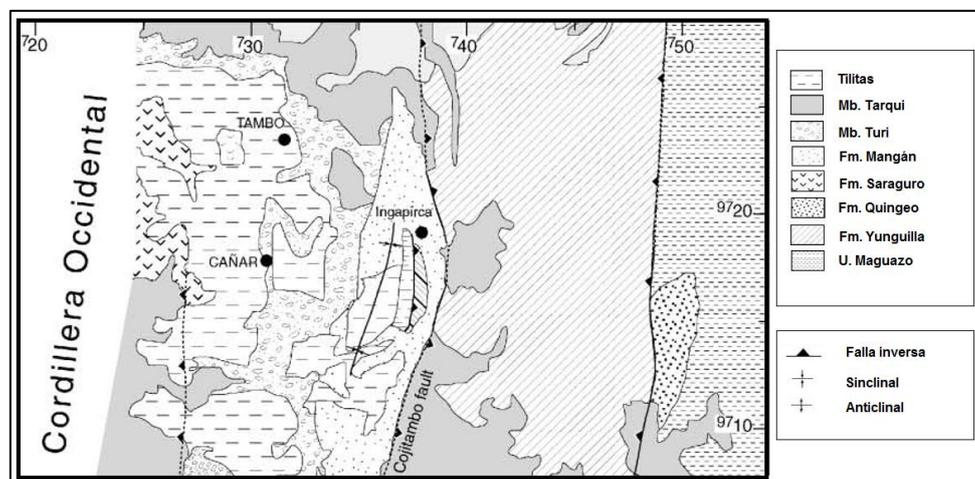


Figura 2.5 Mapa geológico propuesto por Hungerbühler et al., 2002 (Modificado)

Lahuathe, 2005, desarrolló una investigación acerca de la caracterización de los sedimentos del Cretácico Tardío entre el área de Ingapirca y Pindilig, al Este de la actual zona de estudio.

Determinó que la formación Yunguilla está compuesta por tres secuencias: Huayrapungu (más antigua), Condorama y San José, basándose en un modelo de olas y depósitos de mar profundo, iniciando con la progradación de sedimentos finos de la

zona del Offshore (secuencia Huayrapungu) hasta la zona de transición al Off-Shore superior (desarrollo de turbiditas, secuencia Condorama), seguido del cambio gradual a icnofaunas desde sectores costeros hasta distales sugiriendo una depositación de la zona de transición del offshore hacia la zona del *shoreface* inferior (secuencia San José).

Las rocas metamórficas jurásicas y cretácicas superiores presentan distintos períodos de deformación y constituyen el basamento. Dentro de la formación Yunguilla existe evidencia de las fases de plegamientos, la primera en dirección NE – SW y NW – SE en secuencias inferiores y en la secuencia superior la deformación es menor con dirección NNE – SSW y N – S.

Albán L., 2009, realizó un estudio geológico – geomorfológico del área inestable entre 2°30' S y 2°35' S. Reconoce un sistema de lineamientos paralelos F1, F2 y F3 perpendiculares a la Falla Tambo. F1 correspondería a una falla normal que afecta al Miembro Turi y Cerro Caucay, F2 y F3, serían fallas de gravedad. La falla Tambo registra un mecanismo inverso con componente dextral con rumbo NW – SE y buzamiento SE, deformando al Miembro Turi y a los depósitos fluvio-glaciares; las evidencias de esta falla se atribuyen a la estructura de facetas triangulares y los cambios abruptos en la pendiente. El sistema de fallas habría estado activo durante el Mioceno Tardío - Plioceno.

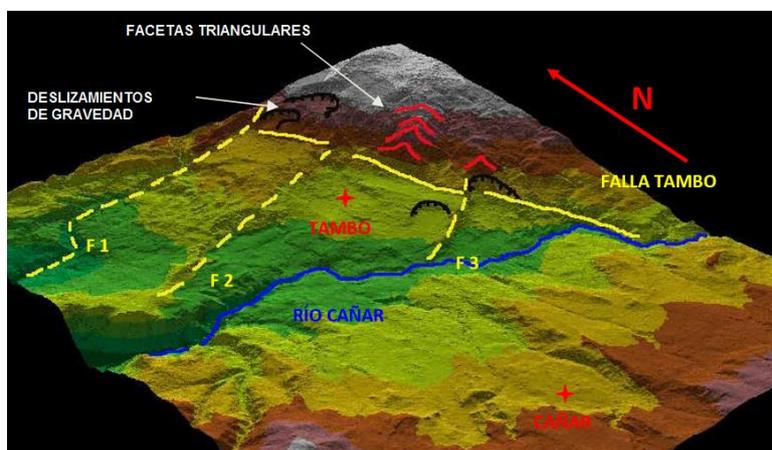


Figura 2.6 Modelo estructural del área del Tambo propuesto por Albán L., 2009 (modificado).

El modelo explica que en la zona inicialmente existió un volcanismo, caracterizado por el Grupo Saraguro durante el Oligoceno, sobre el cual se depositaron los conglomerados y areniscas de los miembros Turi y Cañar en el Mioceno. Posteriormente inició una etapa de tectonismo en el Mioceno Tardío – Plioceno, la génesis y actividad de la falla Tambo provocó inestabilidad en el escarpe de la falla y por la acción de la gravedad ocurrió el

deslizamiento más antiguo, distribuyendo de esta forma una serie de depósitos coluviales hacia el lado occidental de la estructura; los siguientes deslizamientos no serían simultáneos como señalarían los desniveles topográficos de la zona, interpretados como las fallas de gravedad F1, F2 y F3.

La glaciación ocurrió durante el Holoceno, llegando hasta los 2800 m.s.n.m., formando sub planicies. Finalmente, la deglaciación dio inicio a los procesos fluviales, creando la red de drenaje actual.

CAPÍTULO 3

3 LITOESTRATIGRAFÍA

El levantamiento geológico fue realizado conjuntamente con el estudio geotécnico mediante salidas de campo durante los meses de septiembre de 2016 a mayo de 2017. El trabajo de campo se basó en la descripción de afloramientos, muestras de mano, láminas delgadas y en el análisis fotogeológico. Los puntos de ubicación geográfica utilizados siguen el sistema de proyección Geográfica Universal Transversal Mercator (UTM, WGS 84).

La zona de estudio presenta un basamento metamórfico que aflora únicamente hacia el Este. La estratigrafía general está conformada por rocas piroclásticas en la base (tobas, ignimbritas, brechas tobáceas y tobas líticas), rocas sedimentarias (secuencias de conglomeráticas, areniscas y limolitas), cubiertas por depósitos cuaternarios (coluviales y aluviales).

3.1 BASAMENTO

El basamento corresponde a la Unidad Punín del Jurásico y la Formación Yunguilla del Cretácico ambas sobreyacidas por las rocas volcánicas del Grupo Saraguro – Cerro Cauca, sedimentos y volcano-sedimentos Mio-Pliocénicos y depósitos Cuaternarios.

3.1.1 Unidad Punín

La Unidad Punín comprende intercalaciones de cuarcitas, filitas y pizarras de grano grueso, subredondeadas a angulares, y clastos de cuarzo ahumado. Forma parte del Terreno Guamote junto a las Unidades Cebadas y Guasuntos, ambas son consideradas como una secuencia marina del Jurásico Temprano hasta el Cretácico Temprano (Litherland et al., 1994).

Aflora en los poblados de Punín y Guamote (Litherland et al., 1994), en la parte centro norte de la cuenca de Cuenca, en una franja de aproximada de 4 km de ancho, que se acuña hacia el Sur y desaparece en el sector de Molobog Grande (Lahuathe, 2005; Bourgois et al., 2006). No ocurre el área de estudio.

Hacia el Oeste la Unidad Punín está limitada por la Falla de Ingapirca, Litherland et al., 1994 proponen que dicha falla es el límite estructural occidental del Terreno Guamote. Al Este, la Unidad está limitada por la Falla de Huayrapungo (Lahuathe, 2005).

3.1.2 Formación Yunguilla (Cretácico Tardío)

La Formación Yunguilla es interpretada como una secuencia de abanico turbidítico marino de al menos 2000 metros de espesor, ubicado en el margen oriental de la Cordillera Occidental (Thalman, 1946; Toro, 2005). Los sedimentos de la formación provendrían de la erosión de un arco magmático parcialmente disecado y en menor medida del levantamiento de las rocas del basamento de la Cordillera Real (Toro, 2005).

Las litologías corresponden a intercalaciones de limonitas masivas gris oscuras con areniscas de grano fino a grueso y areniscas cuarzo feldespáticas fino granulares con limolitas y lutitas fisiles (Lahuathe, 2005).

Está limitada hacia el Oeste por la Unidad Punín y al Este por los metamórficos de la Unidad Alao (Lahuathe, 2005). No aflora en la zona de estudio.

La fauna foraminífera indica una edad maastrichtiana (Faucher y Savoyat, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977).

3.1.3 Grupo Saraguro – Cerro Caucaj (Oligoceno)

Dunkley & Gaibor (1997), subdividen al Grupo en 11 formaciones, diferenciadas según las características litológicas. Para esta sección de la cuenca, el área comprendería la Formación Cerro Caucaj. Aflora hacia la parte occidental del área de estudio, en los Cerros Caucaj, donde toma su nombre, Ovejería, Chuquiragua, la Loma Burán, entre otros, desarrollando relieves abruptos y escarpados.

La Formación está constituida por rocas piroclásticas: tobas, tobas líticas y brechas de granulometría variada e ignimbritas. La composición es de tipo dacítica (predominante) a riolítica. El estudio de láminas delgadas exhibe texturas vitroclásticas, con alto contenido en plagioclasa, normalmente alterada, anfíboles, cuarzo, feldespatos y líticos de origen volcánico de diferentes tamaños (Anexo 9.1).

En el margen izquierdo del río Cañar (UTM: 722168 E, 9720300 S), las rocas presentan formas columnares diaclasadas con rumbos SE y NW, con buzamientos al SW y SE, respectivamente. No se observan milonitas, como plantea Lahuathe (2005). El diaclasamiento es menor hacia el margen derecho, sin embargo, conserva la misma posición estructural.



Fotografía 3.1 Formación Cerro Cauca, laderas escarpadas, diaclasamientos (Cerro Ovejería, UTM: 722168 E, 9720300 S)

La roca está normalmente alterada debido a su exposición cerca de la superficie, es sobreyacida en su mayoría por depósitos recientes, como los coluviales de Tambo, La Posta, Tunaspamba y Quilluag, esto hacia las zonas más occidentales. Hacia el oriente, las formaciones Mangán, Turi, Tarqui y los depósitos superficiales (de menor potencia) descansan inconformemente sobre esta formación.

Se desconoce la base o contacto inferior de la formación, pero se estima para esta sección que el espesor puede llegar aproximadamente a los 1300 m (Cerro Ovejería).

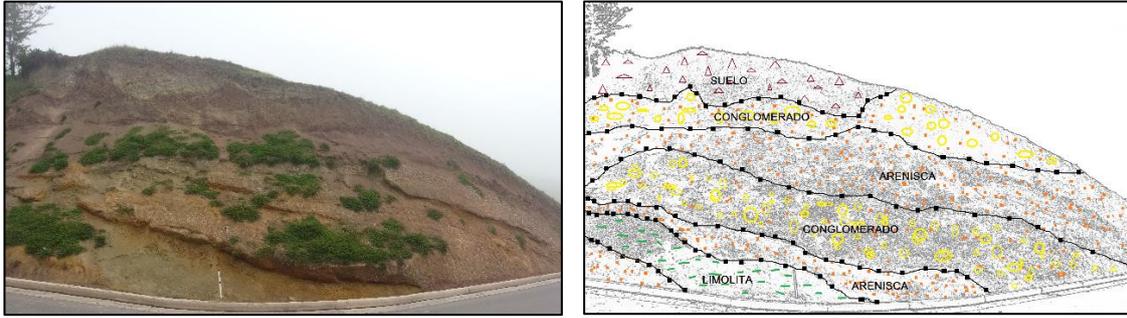
La edad obtenida por datación es $30.2 \pm 1.1\text{Ma}$ y $27.0 \pm 1.0\text{ Ma}$ (K/Ar) (Lavenu et al., 1992), correspondiente al Oligoceno.

3.2 FORMACIONES SEDIMENTARIAS Y VOLCANOSEDIMENTARIAS

3.2.1 Formación Mangán (Mioceno Tardío)

Steinmann et al. (1999) interpreta a la formación Mangán como parte de un ambiente fluvial, dominado por una planicie deltaica. Aflora hacia los poblados de Sisid e Ingapirca (UTM: 735507 E, 9718987 S), con rumbos hacia el NW y buzamiento SW.

Se identificó una secuencia granocreciente de limolitas de tonalidades rojizas, amarillas y verdosas hacia la base, intercaladas con areniscas de grano medio a grueso de color café rojizo y conglomerados de granulometría fina a media con importante contenido de cuarzo lechoso, clastos volcánicos y menor aporte de metamórficos (filitas y cuarcitas) hacia el techo.



Fotografía 3.2 Formación Mangán, secuencia entre conglomerados, areniscas y limolitas (Autopista Ingapirca – Tambo (UTM: 735507 E, 9718987 S). Fotografía en sentido NW-SE

Los conglomerados pueden aparecer formando lentes dentro de las areniscas. En las areniscas se observaron estructuras de nódulos, además de vetilleos de calcita.

La formación Mangán ocurre en la zona oriental del área de estudio, en contacto discordante a la Formación Turi. Lahuathe (2005) reporta estructuras en pliegues hacia el sur de la zona de estudio.

Se desconoce el contacto basal de la formación. Hungerbühler (2002) plantea que el contacto se encontraría en discordancia angular hacia el centro de la cuenca, con la Formación Loyola.

El espesor estimado varía entre 1000 m y 1200 m (Hungerbühler et al., 2002) para el centro de la cuenca. Steinmann et al. (1999) determinan una edad de 9.9 ± 1.2 Ma correspondiente al Mioceno Tardío.

3.2.2 Formación Turi (Mioceno Tardío)

La formación Turi, de origen continental, es interpretada como la secuencia sedimentaria más joven de la cuenca de Cuenca, proveniente del levantamiento de la Cordillera Occidental, debido a la inversión tectónica de un mecanismo extensivo a uno compresivo en dirección E – W (Steinmann, 1997; Hungerbühler et al., 2002).

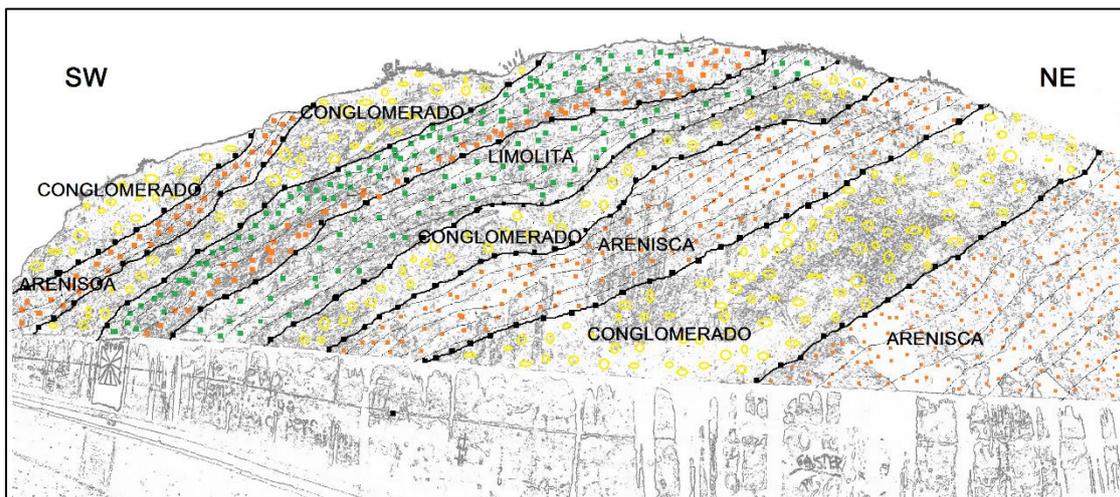
Se compone de dos Miembros: Mb. Santa Rosa y Mb. Turi (Steinmann, 1997; Hungerbühler et al., 2002).

3.2.2.1 Miembro Turi (Mioceno Tardío)

El Miembro Turi consta de una secuencia granocreciente de areniscas, limolitas, lutitas y conglomerados, asociado con un sistema fluvial. Aflora en la vía Tambo – Ingapirca (UTM: 732055 E, 9721239 S), y en los sectores de Jacopata (UTM: 732352 E, 9722913 S) y Solepungu (UTM: 729128 E, 9725180 S).

Las areniscas y las limolitas presentan tonalidades grises, verdosas y amarillentas, algunas veces esta laminadas entre sí con lutitas, formando paquetes superiores a los 20 m de espesor.

Los conglomerados registran formas subredondeadas con mala distribución granulométrica. La matriz es grano soportada (~ 70%) de color gris, compuesta por líticos de origen volcánico (predominio de andesitas, dacitas y tobas), sedimentario (lutitas, limolitas), metamórfico (cuarcitas, filitas) y clastos de cuarzo lechoso. Algunos clastos están fracturados y otros pueden indicar imbricación hacia el suroeste (UTM: 732346 E, 9722966 S).



Fotografía 3.3 Formación Turi, secuencia de conglomerados, areniscas y limolitas (Vía Ingapirca – Tambo (UTM: 732055 E, 9721239 S))

El Miembro Turi se sobrepone en discordancia angular (Hungerbühler, 2002) a la Formación Mangán; con rumbos en dirección NW y buzamientos hacia el SW. El buzamiento es mayor hacia las zonas orientales.

Se estima un espesor de 800 m. Hungerbühler et al. (2002) establecen una edad en el Mioceno Tardío por ZFT.

3.3 Formación Tarqui (?) (Mioceno Tardío – Plioceno)

La Formación Tarqui es la formación volcánica miocénica más extendida al sur del Ecuador. Steinmann et al. (1997) dividen a la formación en tres miembros: Tarqui, Llacao y Tambo Viejo.

Lahuathe (2005) y Verdezoto (2006) incluyen en esta clasificación a los volcánicos Culebrillas, Loma Burgay, Philzum y a los intrusivos de Molobog y Dudaloma, sin embargo, no se tienen estudios concretos que comprueben este hecho.

La formación comprende rocas piroclásticas: tobas, brechas, flujos piroclásticos e ignimbritas de colores amarillos claros, rojizos y violáceos, estos últimos, producto de la alteración de las arcillas (Bristow, 1973). Descansa en inconformidad sobre las formaciones sedimentarias (Hungerbühler, 2002).

La edad estimada es 6.2 ± 0.8 hasta 5.1 ± 0.6 Ma (Mioceno Tardío al Plioceno Temprano (Steinmann, 1997).

3.3.1 Volcánicos Culebrillas

Consiste de tobas alteradas de composición andesítica a riolítica. Las tobas son líticas de grano grueso y mineralógicamente constan de plagioclasas, anfíboles, cuarzo y líticos volcánicos; otros cristales son de piroxeno, feldespato y biotita.

Aflora en la laguna Culebrillas (UTM: 737414 E, 9731597 S), Loma Shunín (UTM: 732575 E, 9723649 S), Sisid y Jatunloma (UTM: 734298 E, 9719461 S), en este último sector pueden observarse capas deformadas en forma de pliegues. El estudio de láminas delgadas de esta sección exhibe fracturamientos y orientaciones preferenciales en los cristales.



Fotografía 3.4 Volcánicos de Culebrillas deformados por plegamientos, rumbo NW, buzamiento NE.
Sector de Sisid (UTM: 734298 E, 9719461 S)

En Culebrillas se observan típicos rasgos morfológicos de la erosión glacial: valles en U, estructuras en espolones, depósitos alargados hacia la dirección suroeste y estructuras tipo mesetas hacia la cima. Hacia el sector de Ingapirca los volcánicos forman cuestas estructurales junto a la Formación Turi.



Fotografía 3.5 Laguna de Culebrillas, valle en U (UTM: 737414 E, 9731597 S).

3.4 Depósitos de Cobertura

Los depósitos son materiales poligenéticos, provenientes de la erosión, del retrabajamiento de morrenas superiores y de la actividad fluvial. El tipo de litología, los parámetros geotécnicos y los procesos geológicos a los que se exponen estos depósitos contribuyen a la formación de los fenómenos de remoción de masa.

3.4.1 Depósitos Glaciares (Pleistoceno – Holoceno)

Los glaciares son agentes erosivos que acumulan, transportan y depositan grandes cargas de sedimentos en forma de tilles, morrenas y derrubios glaciares (Tarbuck, 2013) a alturas generalmente superiores a 3200 m.s.n.m. (Clapperton & Vera, 1986). Estos depósitos afloran en Culebrillas (UTM: 737637 E, 9731379 S y Ñaupán.

Las máximas glaciaciones a nivel mundial se produjeron entre 0.55 y 0.02 Ma (Pleistoceno – Holoceno) (Clapperton & Vera, 1986); por lo que se estiman estas edades para los depósitos glaciares de Culebrillas.



Fotografía 3.6 Depósitos glaciares, Culebrillas (UTM: 737637 E, 9731379 S). Clastos angulosos dentro de una matriz arcillosa.

Los depósitos presentan una matriz soportada (60%) arcillo arenosa de colores claros. Los clastos son de origen piroclástico (tobas líticas) en su mayoría y algunos sedimentarios con formas angulosas y brillo mate.

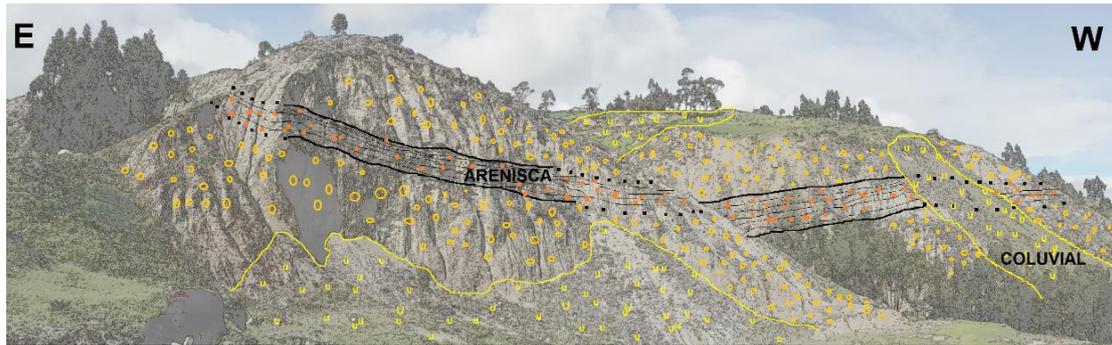
3.4.2 Miembro Cañar

Aflora en la Loma Jatoloma, vía Panamericana, (UTM: 730898 E, 9719369 S) y en el sector de Sigsihuaycu.

Lahuathe (2005) incorpora al Miembro Cañar dentro la Formación Turi, asignándole un ambiente y edad miocénica. En el presente estudio se reinterpreta a estos materiales como depósitos de un cono de aluvial, producido por el levantamiento del pliegue de Jabaspamba – Ingapirca y la actividad fluvial del área.

El depósito está compuesto por una secuencia de depósitos coluviales y areniscas gris verdosas a grises de grano fino a medio. Las capas de areniscas están compactadas, dentro de estas se observan finas laminaciones con limolitas. El espesor de las capas difícilmente sobrepasa los 2 m de espesor.





Fotografía 3.7 Depósitos de cono aluvial, secuencia de conglomerados y areniscas (Vía Panamericana (UTM: 730898 E, 9719369 S). En puntos negros se infiere la continuidad de la capa.

Los coluviales presentan una matriz soportada (70%) tipo areno arcillosa de color gris verdoso, conformada por clastos subangulosos con sorteo pobre, bajo grado de consolidación y erosión en cárcavas. La mayoría de clastos son origen volcánico (dacitas finogranulares de tonalidades oscuras y tobas), otros son de fuente metamórfica (filitas grises y cuarcitas redondeadas) y sedimentaria (areniscas, limolitas, limolitas silicificadas, cherts y cuarzo). Los clastos metamórficos denotan una fuente proveniente de formaciones orientales.

El contacto con el Miembro Turi es discordante, las capas presentan rumbo NW y buzamientos relativamente bajos en dirección SW. La edad estimada pertenecería al Holoceno.

3.4.3 Depósitos Aluviales Y Terrazas

Los depósitos aluviales y terrazas son sedimentos jóvenes poco o nada consolidados, relacionados con la actividad fluvial en el Holoceno. Están distribuidos a lo largo de la cuenca, principalmente hacia las riberas del río Cañar y sus afluentes.

Los depósitos varían en granulometría de acuerdo a la composición litológica, la dinámica de la corriente y la distancia de la fuente. No cubren grandes extensiones.



Fotografía 2.5 Aluviales. En la primera imagen se muestra la disposición en el río Cañar, la segunda imagen presenta dos niveles de aluviales cerca de la confluencia entre los ríos Cañar y Silante (UTM: 727968 E, 9721248 S; 734992 E, 9719124 S).

Los líticos son poligenéticos: andesitas, dacitas, tobas, brechas, tobas lítica e ignimbritas, lutitas, conglomerados, limolitas, areniscas, cuarzo, filitas y cuarcitas. El espesor de es variable, sin embargo, estos no son potentes.

3.4.4 Depósitos Coluviales

Los coluviales se forman por la actividad erosiva y por los fenómenos gravitatorios. Estos depósitos están asociados generalmente a movimientos de masas. Se depositan en la base de las laderas y pueden ser transportados desde pocos metros hasta algunos kilómetros (Suárez, 1998).



Fotografía 3.8 Coluviales. Deslizamiento Tambo (726688 E, 9721253 N)

Los coluviales no están estratificados y presentan distribución irregular. Los clastos son subredondeados y heterométricos, provienen de rocas volcánicas y piroclásticas, poco aporte sedimentario y metamórfico, en una matriz areno arcillosa, pobremente consolidada.

Al Oeste existe un salto en la secuencia estratigráfica, los coluviales mantean al Grupo Saraguro, mientras que hacia el Este el contacto con las formaciones sedimentarias es discordante

Los materiales fueron depositados dentro de un ambiente glaciar, no se han encontrado características estructurales como superficies estriadas, estratificación, harina de roca, entre otros. Sin embargo, existe similitud litológica con los sedimentos de la laguna Culebrillas de origen glaciar. Se piensa que parte de los depósitos que rellenan la subcuenca de Cañar provienen del retrabajamiento de dichos sedimentos glaciares y de la erosión de formaciones litológicas lindantes. Adicionalmente se ha encontrado una fracción de clastos redondeados que incluyen cuarzo, actualmente estos reposan sobre las laderas empinadas, denotando también una fuente o medio fluvial retrabajado.

En el presente estudio se diferencian 4 deslizamientos principales y otros menores o secundarios asociados. Los deslizamientos se producen sobre los depósitos coluviales y el Miembro Cañar.

CAPÍTULO 4

4 GEOTECNIA

La mecánica de suelos analiza las propiedades y el comportamiento de los suelos; se incluye el estudio de la seguridad, durabilidad y estabilidad en taludes, laderas e infraestructura en general (Bowles, 1980).

4.1 MUESTREO

El muestreo consistió de la obtención de una porción del material representativo del área de Tambo y parcialmente del área de Cañar. Se obtuvieron dos tipos de muestras: alteradas e inalteradas, según la Norma ASTM D420-69. La toma de muestras alteradas consistió de la selección de aproximadamente 1kg de material disgregado representativo de cada estación; en las muestras inalteradas, en cambio, se obtuvieron cubos de suelo (30x30x30 cm) en condiciones naturales sin disturbar, con la finalidad de conservar la estructura y la humedad natural.

Los suelos ensayados pertenecen a los depósitos holocénicos que rellenan el área de inestabilidad Tambo y el pie de Cañar. La recolección de muestras fue llevada a cabo entre los días 28 – 31 de octubre y 1 – 4 de noviembre del 2016. En total se colectaron 74 muestras de suelo alteradas entre 1.50 – 2.50m de profundidad para el ensayo de clasificación S.U.C.S. (Sistema Unificado de clasificación de Suelos), que incluyen granulometría, límites de Atterberg y contenido de humedad; 7 muestras inalteradas para análisis de resistencia al corte.

Para la clasificación S.U.C.S., se estableció una red de muestreo tipo cuadrangular a cada 250 m en el deslizamiento Tambo y 500 m en el área de Tambo como se muestra en la figura 4.1.

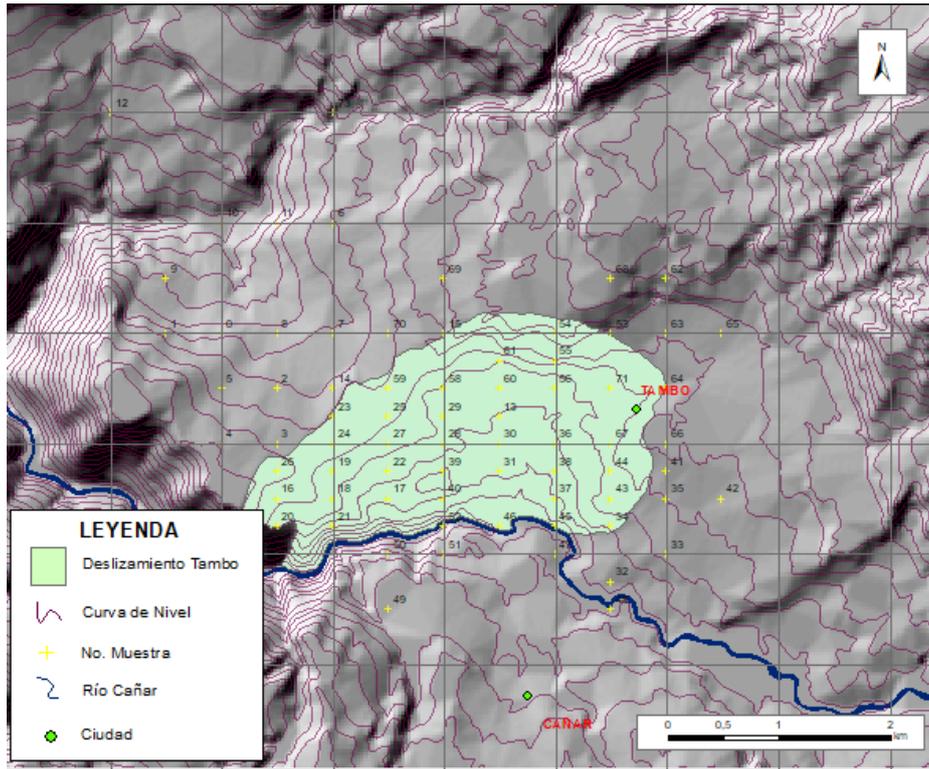


Figura 4.1 Red de muestreo en rejilla para clasificación S.U.C.S. (Muestras TBG)

En el estudio de las propiedades de resistencia al corte, no se siguió ninguna red en específico, la toma de muestras fue limitada al deslizamiento Tambo, donde se recolectaron en total 7 muestras, distribuidas hacia la base, pie y corona del fenómeno.

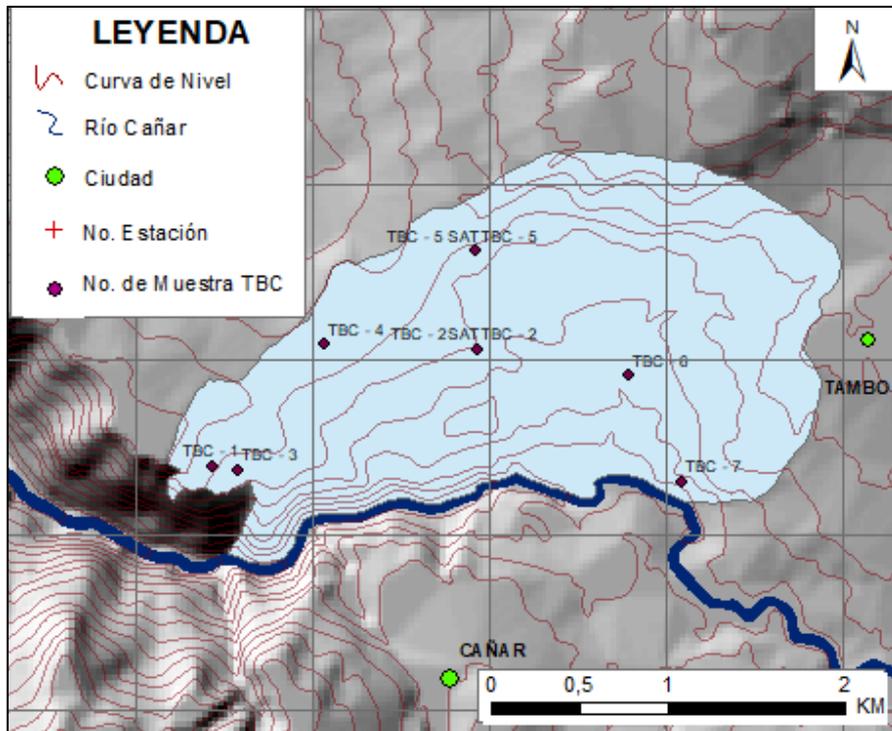


Figura 4.2 Ubicación de las muestras de corte directo (TBC)

Las muestras fueron trasladadas desde el cantón Tambo hacia el Laboratorio de Mecánica de Rocas y Suelos de la Escuela Politécnica Nacional en Quito, donde, se realizaron las distintas pruebas. El detalle de cada uno de los ensayos y sus resultados se discute más adelante.

La información obtenida en esta sección, junto a la revisión bibliográfica, el estudio geológico y las observaciones de campo, sirvieron para elaborar los distintos mapas y del documento final.

4.2 ESTUDIO GEOMECÁNICO DE LOS SUELOS EN EL ÁREA TAMBO

4.2.1 Clasificación por el Sistema Unificado de clasificación de Suelos (S.U.C.S.)

En geotecnia e ingeniería civil, se conoce al suelo como cualquier material no consolidado, compuesto de distintas partículas sólidas con gas y líquidos incluidos. Independientemente de la naturaleza, la clasificación más común en ingeniería se basa en el tamaño de las partículas sólidas (Bowles, 1980; Das, 2001).

El estudio granulométrico descarta la grava y los materiales más gruesos, de manera que los elementos más finos son divididos en arena, limo y arcilla (Bowles, 1980; Sowers, 1994). La dimensión de las partículas depende de las características petrográficas del material de origen y la intensidad de los procesos hipergénicos sufridos; la duración del transporte y la intensidad energética los irá disminuyendo en tamaño y desgastando de forma progresiva (Sowers, 1994; Mingarro, 1982).

El propósito del análisis granulométrico radica en establecer el tamaño de las partículas que constituyen el suelo. La clasificación del mismo requiere de un sistema de referencia, dentro de los más utilizados se encuentran: Sistema Unificado de clasificación de Suelos (Sistema S.U.C.S.) y American Association of State Highway and Transportation Officials (Sistema A.A.S.H.T.O.) (Bowles, 1980; Das, 2001; González, 2002).

La metodología utilizada para este estudio se basa en la clasificación S.U.C.S., cuya obtención además de la granulometría, requiere de los límites de Atterberg y el contenido de humedad.

4.2.1.1 Granulometría

El análisis granulométrico se llevó a cabo de acuerdo a las Normativas ASTM 421 – 85 Y ASTDM D422 – 63. Los resultados se presentan en la sección Anexos III. A continuación, en la fotografía 4.1 se muestra la metodología básica utilizada.



Fotografía 4.1 a) Tamices # 4, 10, 20, 40 y 200, b) muestra alterada, c) lavado de la muestra para separar los finos inferiores al tamiz #200, d) tamizado, e) secado de las muestras, f) toma de datos con la muestra seca.

El tamizado se realizó por medio de los tamices # 4, 10, 20, 40 y 200. La muestra alterada fue lavada y posteriormente secada por 24 horas; con la muestra seca se realizó el tamizado, las fracciones de suelo atrapadas en los tamices fueron pesadas y registradas como se muestra en la tabla 4.2.

GRANULOMETRÍA						
					PESO INICIAL:	353.48 g
TAMIZ	ABERTURA	PESO	PORCENTAJE	PORCENTAJE	PORCENTAJE	
No.	TAMIZ (mm)	RETENIDO (gr)	RETENIDO (%)	ACUMULADO (%)	PASANTE (%)	
4	4.750	3.13	0.9	0.9	99.1	
10	2.000	11.27	3.4	4.4	95.6	
20	0.850	30.10	9.1	13.5	86.5	
40	0.425	40.84	12.3	25.8	74.2	
200	0.075	95.47	28.9	54.7	45.3	
PASA 200		149.96	45.3	100.0	0.0	
	TOTAL	330.77				

Tabla 4.1 Porcentajes de suelo retenido, acumulado y porcentaje. Muestra TBG – 46.

A continuación, se realizó la curva granulométrica basada en el porcentaje pasante vs. la abertura del tamiz (figura 4.6). El detalle de los resultados del estudio granulométrico se muestra en la sección Anexos III de este trabajo.

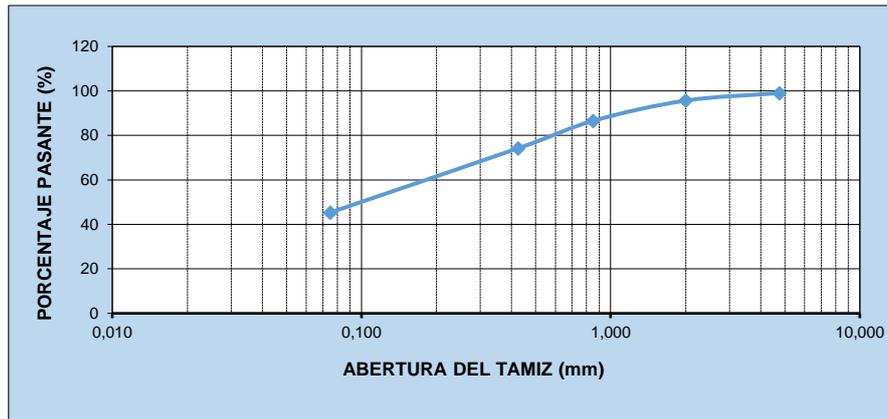


Figura 4.3 Curva de distribución granulométrica. Muestra TBG – 46.

Para la clasificación granulométrica, el sistema S.U.C.S. divide al suelo en dos grupos: suelos granulares (aquellos que son retenidos en la malla #200) y suelos finos (más del 50% de los suelos pasan la malla #200) (Bowles, 1980; Sowers, 1994; Das, 2001). La determinación de los porcentajes de suelos finos en arenas y gravas sin uso del hidrómetro requirió del uso de la Carta de Plasticidad de Casagrande. En el caso del material fino se utilizó el suelo tamizado pasante por el tamiz #40 para obtener los Límites de Atterberg. Cuando el LL (límite líquido) es menor de 50% se considera un limo, si es mayor a 50% es una arcilla.

4.2.1.2 Límites de Atterberg

Un suelo fino puede presentar 4 estados de consistencia, determinados por el contenido de agua: sólido, semi sólido, plástico y líquido; los puntos de transición se conocen como límites de contracción, límite plástico y límite líquido; el rango comprendido entre los dos últimos se conoce como índice de plasticidad (IP), dado por la expresión de Lambe (Bowles, 1980).

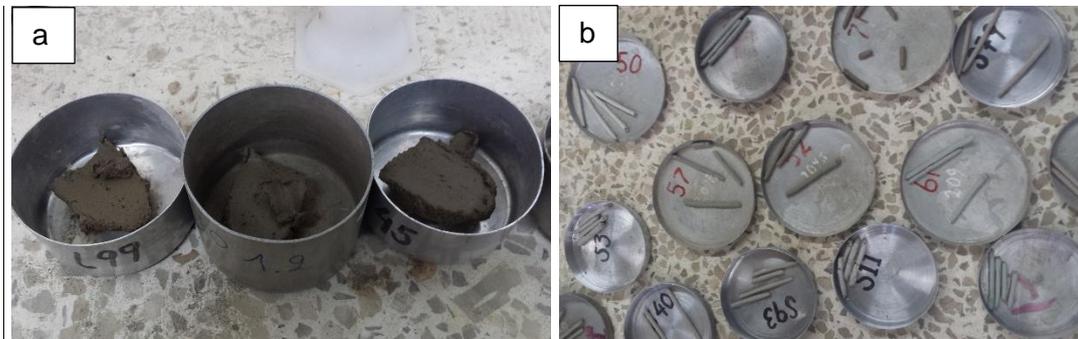
$$IP (\%) = LL - LP \quad (1)$$

Los límites de Atterberg se definen por la humedad que produce una consistencia determinada; el límite líquido (LL) es la humedad que tiene el suelo al ser amasado con 25 golpes con la cuchara de Casagrande hasta que el surco abierto previamente consiga cerrarse. El límite plástico (LP) es la humedad que presenta el suelo cuando empieza a fracturarse, tras amasar con la mano cilindros de 3 cm de diámetro y 10 cm de longitud (Bowles, 1980; Sowers, 1994).



Fotografía 4.2 Ensayo de Límites de Atterberg. a) Índice líquido, b) Índice plástico.

Para determinar humedad, en ambos estudios se pesan las muestras, en el ensayo de plasticidad cuando se da la rotura del cilindro y en la prueba de límite líquido cuando las paredes del surco entran en contacto (fotografía 4.3). Las muestras son llevadas al horno por 48 horas y posteriormente pesadas.



Fotografía 4.3 Muestras en el ensayos de Límites de Atterberg. a) Índice líquido, se selecciona el área por donde ocurrió el cierre del surco. b) Plasticidad, cilindros fracturados al alcanzar los 3 mm de diámetro.

Como se explica anteriormente, una vez determinado el índice de plasticidad (IP), el límite líquido (LL) y el límite plástico (LP), se pueden determinar las subdivisiones de los suelos según la clasificación S.U.C.S., para esto los valores de IP y LL se grafican en la Carta de Plasticidad de Casagrande como se observa en la gráfica siguiente.

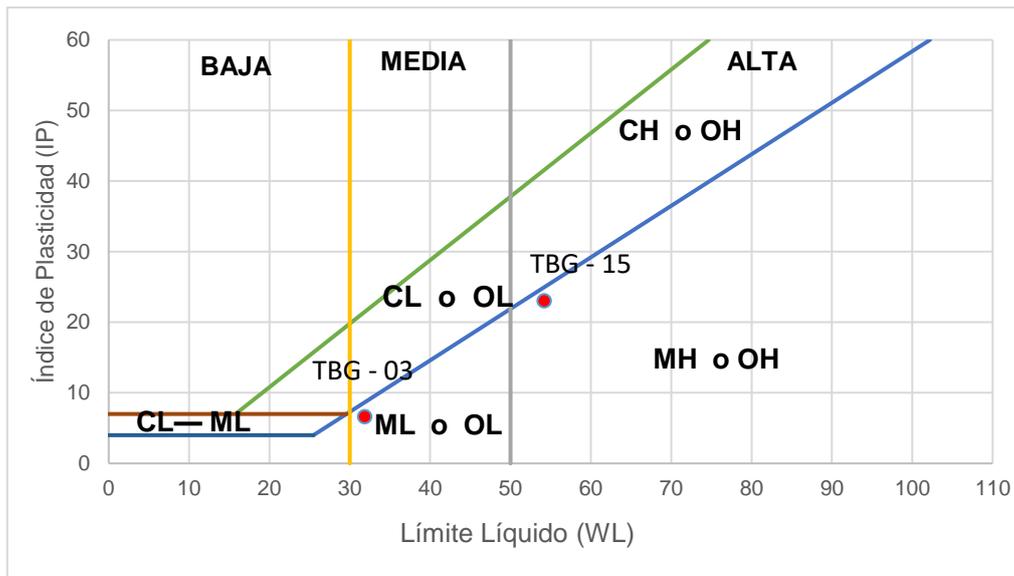


Figura 4.4 Carta de Plasticidad de Casagrande. Muestras TBG – 03 y TBG – 15.

4.2.2 Resistencia de los Suelos al Corte, Ensayo de Corte Directo

La resistencia al corte es la fuerza que se opone al resbalamiento del suelo sobre sí mismo (Suárez, 1998). Un material falla cuando el esfuerzo cortante en una dirección iguala la resistencia al cortante en la misma dirección, esto depende de la cohesión y la fricción interna (c y Φ), dadas por la ecuación de Mohr-Coulomb (Suárez, 1998; Das, 2001; González, 2002).

$$\tau = c + \sigma_n \tan (\Phi) \quad (2)$$

Donde, τ es el esfuerzo cortante o resistencia al cortante tangencial, c es la cohesión del suelo, σ_n es el esfuerzo normal sobre un plano crítico, $\tan (\Phi)$ es el coeficiente de fricción y Φ es el ángulo de fricción interna del suelo. La cohesión (c), es una medida de cementación o adherencia entre las partículas de suelo. El ángulo de fricción interna o coeficiente de rozamiento (Φ), resulta de la fricción mecánica directa entre granos (Suárez, 1998).

La obtención de los parámetros c y Φ requiere de al menos dos puntos que representan la resistencia del suelo bajo determinada carga normal o tensión vertical y la deformación (Bowles, 1980). Estos pueden determinarse por ensayos de laboratorio como es el caso de los ensayos de corte directo y pruebas triaxiales (Das, 2001; González 2004).

Los procedimientos y tratamientos de muestras fueron llevados a cabo de acuerdo a la Norma ASTM D1557 – 12a. Los resultados se presentan en la sección Anexos III.

El ensayo de corte directo se realizó en 7 muestras inalteradas, correspondientes a los depósitos de cobertura del deslizamiento Tambo. Para la ejecución del ensayo se tallaron tres cilindros. Estos fueron sometidos a distintas cargas que simulan las condiciones del terreno. El esfuerzo normal fue aplicado externamente por una carga vertical, normalmente a tres estados: 0.5, 1 y 2 kg/cm²; mientras que en el esfuerzo de corte fue simulado por una carga horizontal.



Fotografía 4.4 a) Instrumentación utilizada en el ensayo de corte directo, b) – d) preparación de la muestra, e) toma de datos, f) muestra fallada.

De la aplicación de esfuerzos se registró el esfuerzo cortante y la deformación horizontal, en base a estos parámetros se obtuvieron gráficas que posteriormente servirían para el cálculo de la cohesión y el ángulo de fricción interna.

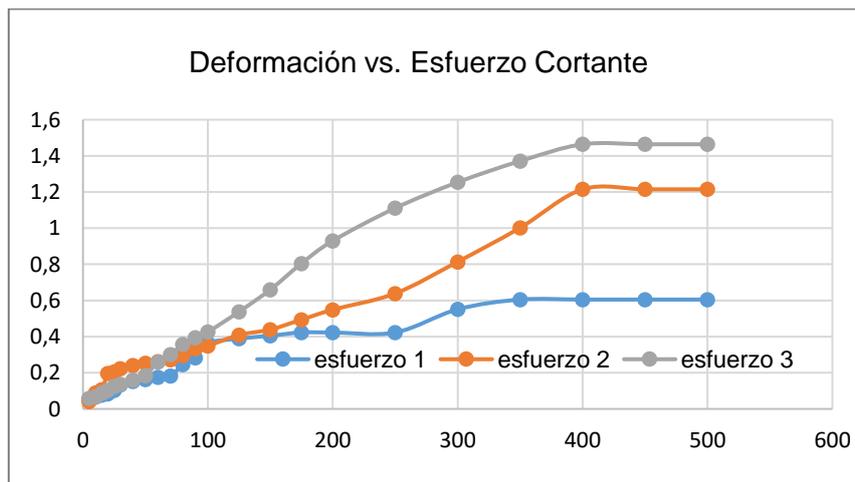


Figura 4.5 Muestra TBC - 02. Deformación vs esfuerzo cortante.

A continuación, mediante la gráfica Esfuerzo Normal vs. Esfuerzo Tangencial (figura 4.8) se obtiene una línea, de la cual se determinaron los parámetros de cohesión y ángulo

de fricción, para esto se correlacionó el criterio de Mohr – Coulomb (3), anteriormente descrito y la ecuación de la recta (4).

$$\tau = c + \sigma_n \tan (\phi) \quad (3)$$

$$y = mx + b \quad (4)$$

De estas ecuaciones se concluye que la pendiente de la recta equivaldría a la tangente del ángulo de fricción interna (5) y que el valor independiente b correspondería a la cohesión.

$$\phi = \tan^{-1} (\tau/\sigma) \quad (5)$$

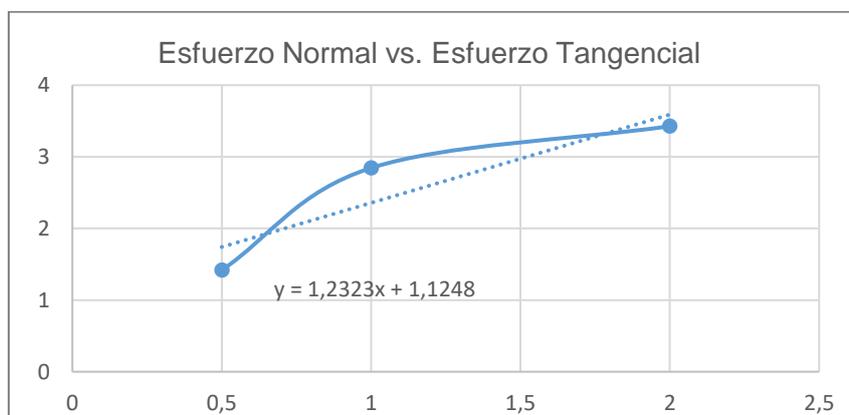


Figura 4.6 Muestra TBC - 02. Gráfico de esfuerzo normal vs esfuerzo tangencial.

El criterio puede ser reducido a $\tau = \sigma_n \tan (\phi)$ en el caso de arenas, para este estudio se despreció este hecho, puesto que suelos en el sector son preferencialmente de tipo SM - SC, CL y CH.

4.3 ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO

Para establecer cada uno de los parámetros utilizados en la definición de las unidades geotécnicas, se realizó la interpolación de la información obtenida, por con el software ArcGis 10.3, usando la herramienta geoestadística *Kriging*. La base de datos se creó con los resultados de laboratorio (Anexo IV), la recopilación bibliográfica y las observaciones de campo.

Las interpolaciones realizadas por esta metodología fueron: clasificación S.U.C.S., cohesión, ángulo de fricción interna y el mapa de susceptibilidad.

El análisis por *Kriging* inició con la evaluación previa de las variables a interpolar a partir de una base de datos generada. En el histograma dentro de la opción *Geostatistical Analyst*, se seleccionó la capa a evaluar, el número de barras y la transformación

logarítmica para establecer una diferencia menor entre la mediana y la media (figura 4.9), esto permite tener una mayor exactitud en la interpolación.

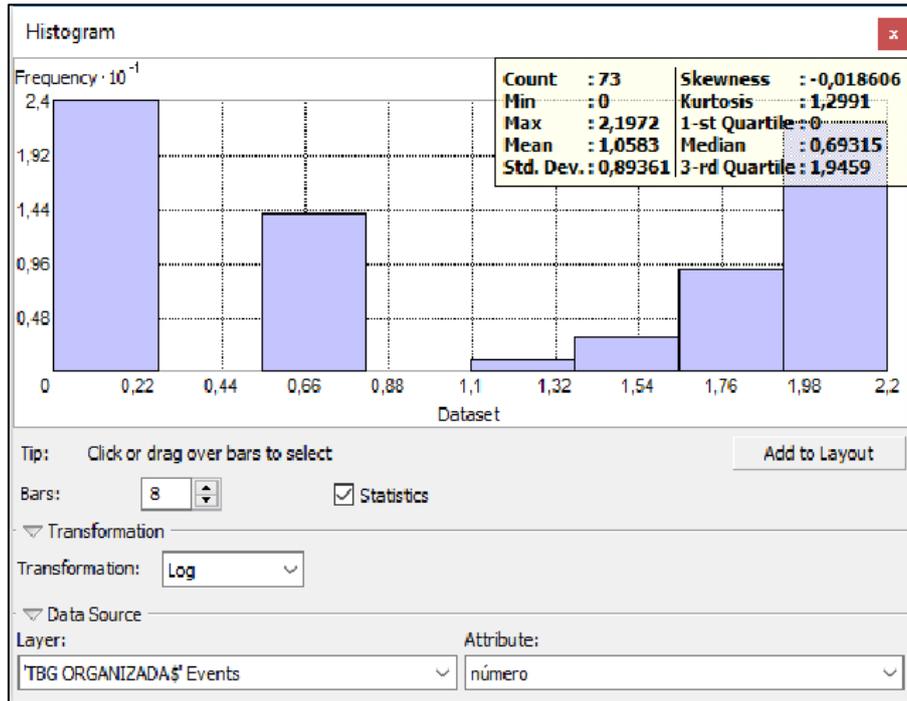


Figura 4.7 Análisis de Histograma en Geostatistical Analyst

Continuando con la evaluación, se realizó el análisis de tendencia en *Trend Analysis* para determinar la naturaleza de la gráfica de la base de datos (figura 4.4). En todos los casos se observa que las gráficas son de tipo exponencial.

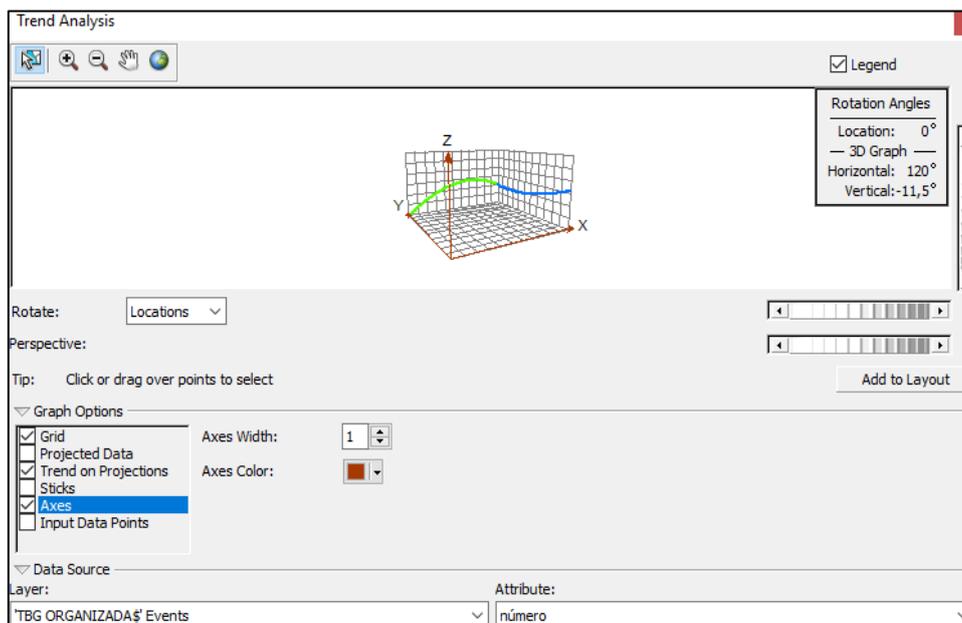


Figura 4.8 Análisis de la gráfica de tendencia en Geostatistical Analyst

Finalizado el análisis de variables se procedió a interpolar los valores en la opción *Geostatistical Wizard*. En el modelado trabajamos con el kriging ordinario y predicción, al ser los más usados. Como se menciona antes, la transformación es logarítmica y las gráficas son de tipo exponencial; en el caso de la anisotropía esta es verdadera (*true*), dado que las figuras no son circulares.

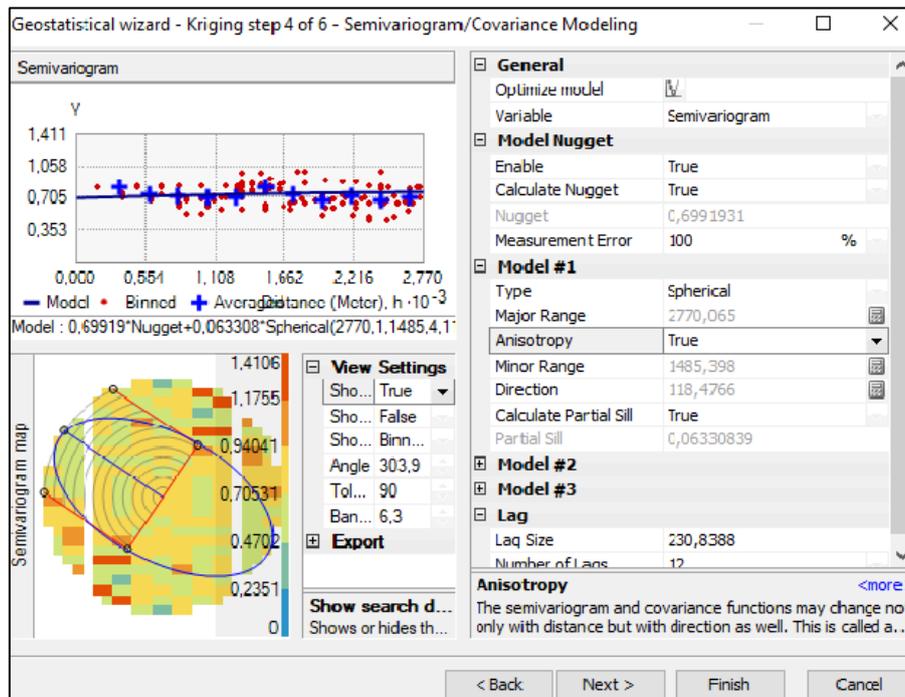


Figura 4.9 Kriging. Semivariograma y modelo de covarianza.

Una vez realizado el análisis se exporta la capa interpolada, con la cual se puede visualizar el mapa de error y el mapa de predicción por kriging. En la figura 4.13 se presenta la interpolación y mapa de clasificación S.U.C.S. para el área de Tambo.

4.4 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Las pruebas y resultados de los ensayos efectuados constan en la sección Anexos III del presente estudio.

Granulometría

En el área de estudio, 33 de 74 muestras registraron granulometrías inferiores al tamiz No. 200. La distribución de finos indica el predominio de los suelos tipo CL (13.51%) (arcillas, arcillas limosas y arcillas arenosas finas de mediana plasticidad) y CH (12.16%) ((arcillas de alta plasticidad con poco de finos), también existen suelos tipo ML (6.76%) (limos, arenas finas con componentes arcillosos de mediana plasticidad).

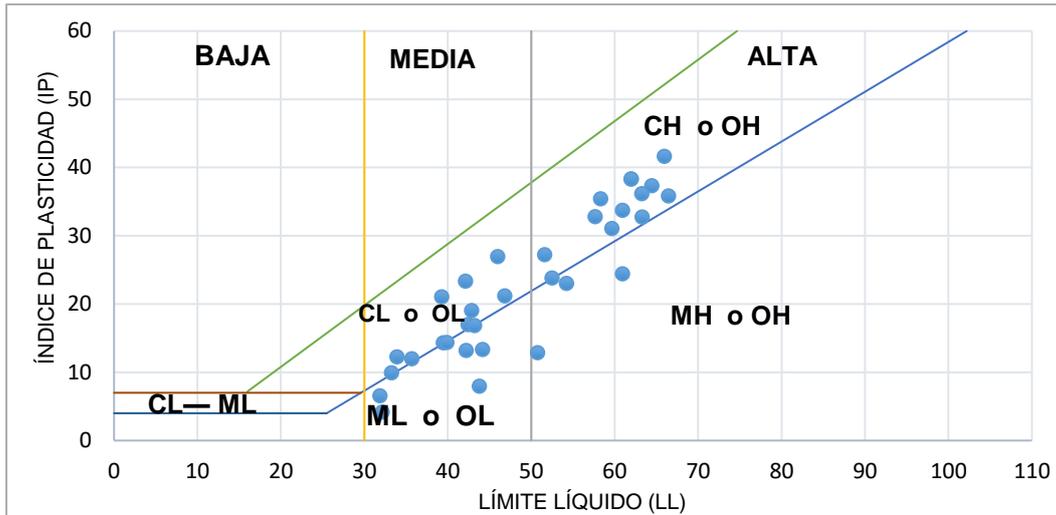


Figura 4.10 Carta de plasticidad para la clasificación de suelos finos de Casagrande.

En el caso de los suelos gruesos, 41 muestras (55.41%) fueron definidas en este rango. La definición de los subgrupos fue determinada con la Carta de Plasticidad, con los parámetros Índice de Plasticidad (IP) y el Límite Líquido (LL). A diferencia de los suelos finos, los suelos gruesos presentan plasticidad media y el subgrupo indica una concentración similar entre los componentes limosos y arcillosos, por lo que los suelos dominantes son tipo SM y SC.

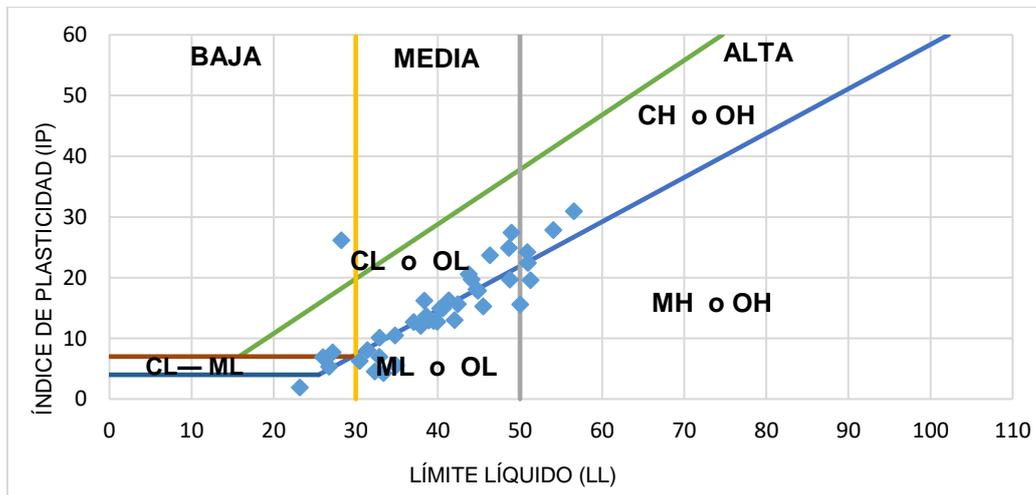


Figura 4.11 Carta de plasticidad para la clasificación de subgrupos en suelos gruesos de Casagrande.

Tras la clasificación granulométrica por S.U.C.S. fueron establecidos los tipos de suelos para los puntos en la red de muestreo planteada (Figura 4.1). Para las secciones sin

información y la elaboración del mapa de clasificación de suelos (Anexo V) se utilizaron métodos estadísticos de interpolación como se explica en el apartado 4.3.

En la distribución de materiales se observa claramente que esta es ordenada. Los suelos más finos (tipo CL, CL – ML y ML) se ubican hacia el extremo suroriental de la área Tambo (Figura 4.12), seguidos de los suelos SC, SM – SC y SM. Las zonas inestables se presentan en todos los tipos de suelos, no obstante la tendencia señala a los suelos SC y ML.

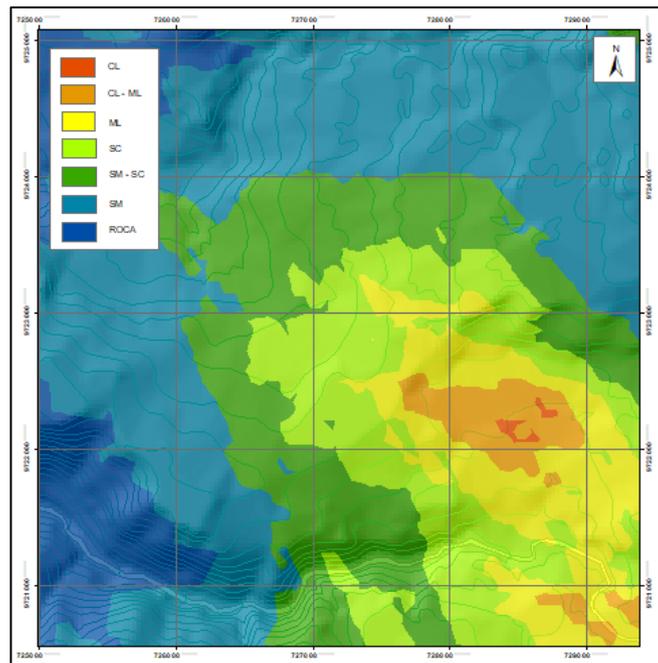


Figura 4.12 Mapa de clasificación S.U.C.S.

Límites de Atterberg

En total 72 muestras fueron estudiadas con el ensayo de límites de Atterberg, en estas se determinó que el suelo tiene un importante componente de finos. En promedio, el valor del límite plástico es 25.70 %, en el límite líquido es 44.1 %, y la humedad natural es 6.71 %.

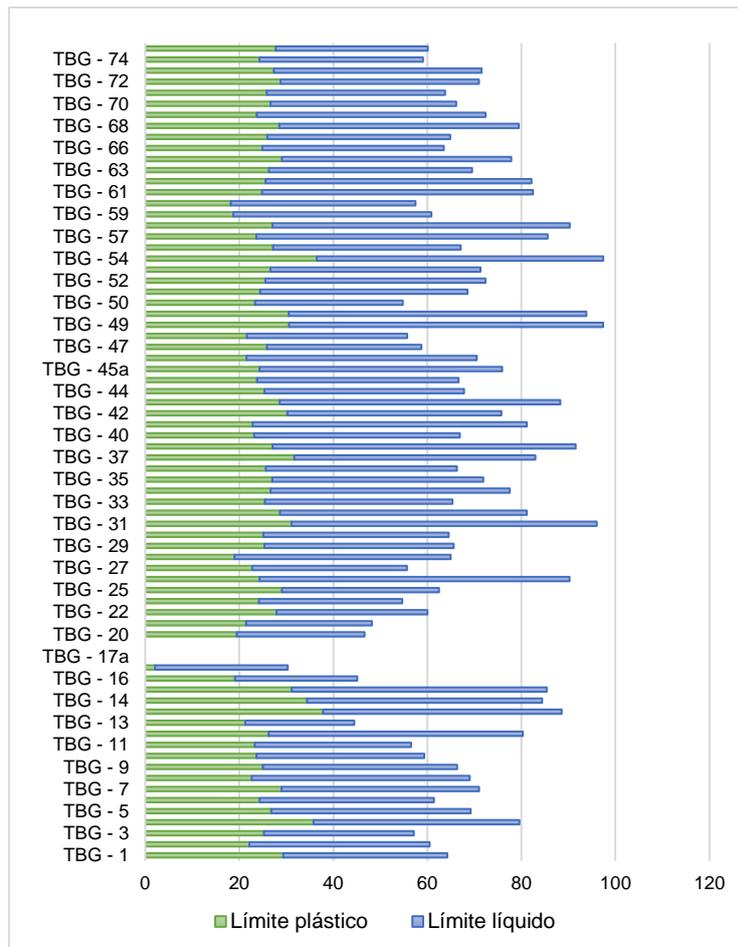


Figura 4.13 Límite líquido y plástico en las muestras ensayadas. Se observa la tendencia de los valores. Los espacios en blanco representan las muestras no cohesivas.

La clasificación granulométrica y la determinación de los límites de Atterberg demuestran que los suelos son cohesivos.

La dinámica de los depósitos de cobertura dependerá además de los parámetros esenciales del Índice Líquido (IL). IL establece el comportamiento del suelo bajo los criterios: frágil, plástico, o líquido. Si $IL < 0$, el suelo se comporta como un sólido frágil. Si $0 < IL < 1$, el suelo tendrá un comportamiento plástico. Si $IL > 1$, el suelo será como un líquido viscoso (Suarez, 1998).

$$IL = (W_n - LP) / (LL - LP) \quad (6)$$

Donde, W_n es el contenido de agua en el suelo.

Al aplicar la ecuación (6) y los valores promedios de LL, LP y W_n , el Índice Líquido equivale a -1.05. Si trabajáramos con la humedad máxima (16.84%), LL y LP promedios, este cambia a -0.49, mientras que si se utiliza la mínima humedad (2.39%) el valor es -1.29. Comparando los tres resultados, el valor de IL es menor que cero, es decir que bajo estas condiciones el suelo se comporta como un sólido frágil.

Sin embargo, los valores cambian drásticamente cuando se incrementa el contenido de agua, si $IL > 1$, entonces la humedad debe ser superior a LL, es decir que se requiere de una humedad mayor a 44.1% para que el medio se comporte como un líquido viscoso. Para el caso de que el medio se comporte como un plástico, el valor de humedad debe estar entre el rango de 25,70% - 44.1%.

Corte Directo

En la Tabla 4.2 se presentan los resultados obtenidos de los siete ensayos de corte directo realizados sobre los depósitos coluviales del deslizamiento Tambo. Los valores de cohesión y ángulo de fricción no registran tendencia asociada a los tipos de suelos, por lo que no se considera a estos parámetros como la causa directa de los movimientos de masas.

Adicionalmente, en las muestras TBC – 2 y TBC – 5 las condiciones fueron modificadas, se incrementó el porcentaje de humedad; los valores varían, la cohesión disminuye y el ángulo de fricción se incrementa.

MUESTRA	UTM E	UTM S	PROF. (m)	HUMEDAD (%)	COHESIÓN kg/cm ²	ϕ (°)	SUELO
TBC - 1	726432	9721392	8.00	33.52	0.67	36.67	SC
TBC - 2	727928	9722056	2.50	18.33	1.13	21.03	CL
TBC - 3	726571	9721368	3.50	31.62	1.55	33.69	SC
TBC - 4	727063	9722087	1.00	25.97	1.42	27.78	SM
TBC - 5	727926	9722617	2.00	23.17	1.41	27.76	CL
TBC - 6	728791	9721904	2.00	27.72	1.17	16.12	CH
TBC - 7	729087	9721301	1.50	26.18	1.68	35.08	CL
TBC - 2SAT	727928	9722056	2.50	30.80	1.02	26.56	CL
TBC - 5 SAT	727926	9722617	2.00	27.83	1.02	45.47	CL

Tabla 4.2 Resumen de ensayos de corte directo.

Los ensayos se limitan a granulometrías inferiores a tamaños de grava. Sin embargo, la zona está caracterizada por clastos de distintas dimensiones, algunos incluso alcanzan las decenas de centímetros. Es importante considerar este hecho, pues estos pueden modificar los parámetros geotécnicos; un ejemplo claro se tuvo durante la ejecución de las pruebas de corte, donde, estos al encontrarse dentro de la matriz facilitaban la fractura de los cilindros, asimismo, servían de apoyo, incrementando la resistencia a la falla.

Densidad de Sólidos

El ensayo de densidad de sólidos se aplicó sobre las mismas muestras utilizadas en análisis granulométrico de los suelos, de estas se seleccionaron las más representativas de acuerdo a la ubicación y la clasificación S.U.C.S. En la Tabla 4.3 se presenta el resumen de los resultados obtenidos.

MUESTRA	UTM E	UTM S	SUCS	DENSIDAD
TBG - 18	727000,00	9721750,00	SP	2,526
TBG - 25	727000,00	9722000,00	SM	2,402
TBG - 30	728000,00	9722250,00	CL - CM	2,408
TBG - 38	729000,00	9721500,00	CH	2,445
TBG - 46	729000,00	9721250,00	SC	2,553
TBG - 59	728000,00	9722500,00	CL	2,512

Tabla 4.3 Resultados del ensayo de Gravedad de Sólidos.

Partiendo de los ensayos de laboratorio y las observaciones de campo, se considera al área de Tambo desfavorable para la construcción de obras civiles dado que los suelos presentan plasticidad alta a media (expansivos), por lo que son de fácil desecación y pueden almacenar importantes cantidades de agua; los materiales son colapsables, residuales, blandos o sueltos, licuefactibles y principalmente son susceptibles a sufrir deslizamientos y otros movimientos en masa.

4.5 UNIDADES GEOTÉCNICAS

Las litologías y la edad de los depósitos y formaciones rocosas condicionan el comportamiento de los materiales. El actual estudio ha prescindido de la categorización en rocas, sin embargo, estas constan en la tipificación. Para la clasificación geotécnica se realizó una parcelación a escala 1: 25000 del área de Tambo de acuerdo a las características litológicas y la investigación geotécnica. Los datos y resultados obtenidos en este estudio junto con la información preliminar han permitido establecer las unidades geotécnicas basadas en las características geomecánicas y litológicas propias.

Los suelos presentan una relativa homogeneidad litológica, por lo que esta no es suficiente para la delimitación cartográfica. La división de las sub unidades geotécnicas se centró principalmente en la distribución granulométrica y el grado de plasticidad.

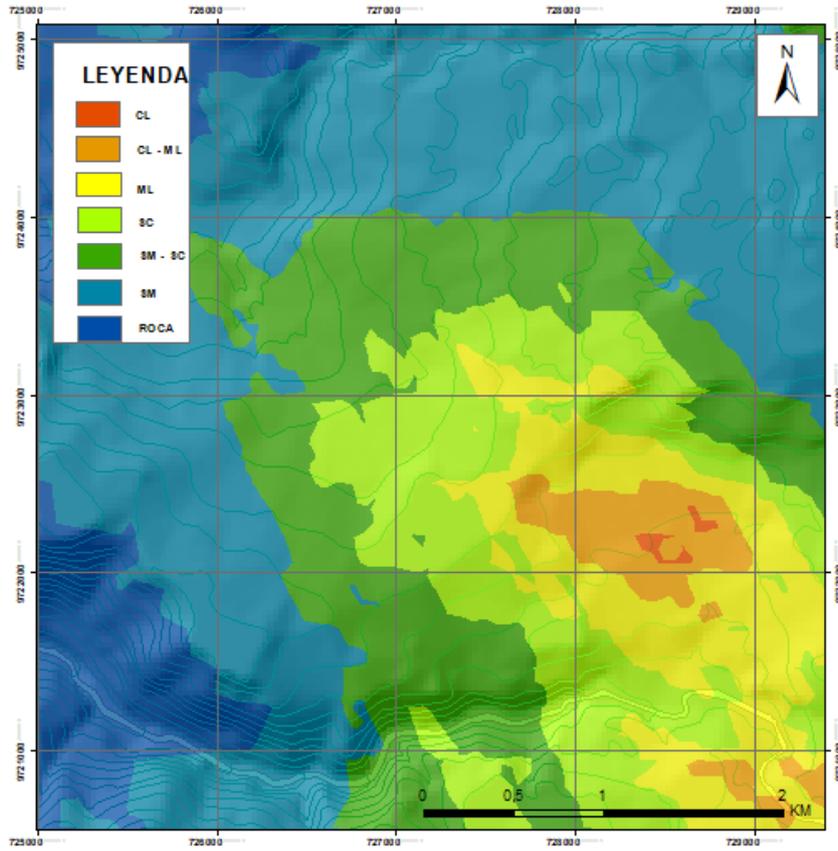


Figura 4.14 Mapa de clasificación S.U.C.S

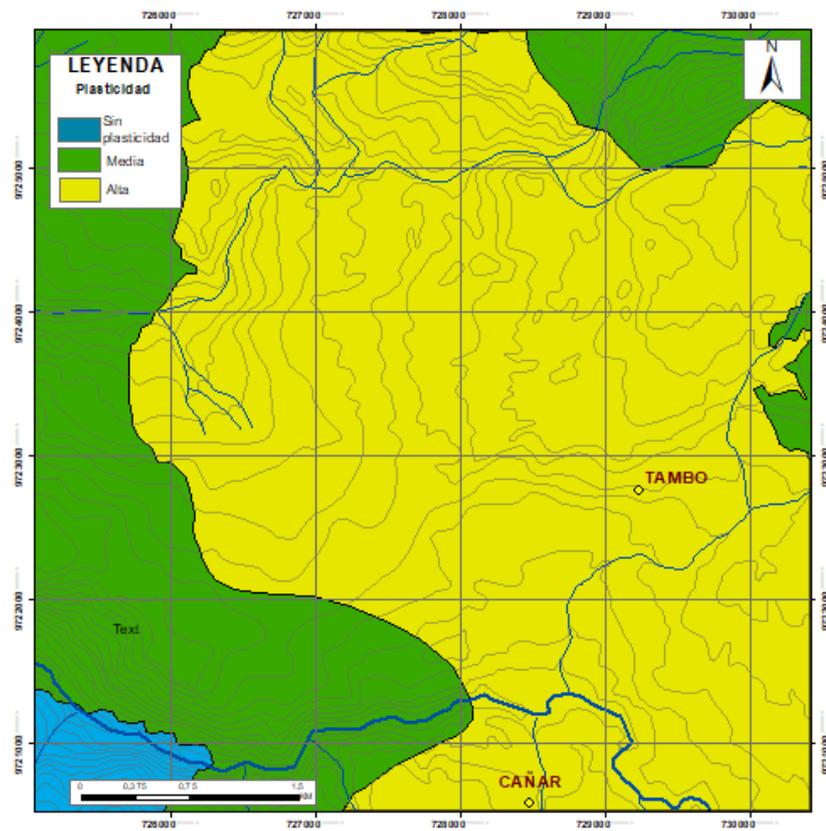


Figura 4.15 Mapa de plasticidad

En el área se diferencian 3 unidades geotécnicas y 3 sub unidades, descritas a continuación:

4.5.1 Unidad I: Macizos Cerro Cauca

Corresponde al Grupo Saraguro – Miembro Cauca. Aflora hacia el occidente y noroccidente de la zona de estudio. No se tiene información específica de la unidad, pero se conoce que presentan diaclasamientos hacia el margen izquierdo del río Cañar. No están muy alteradas e incluso se puede observar silicificación.



Fotografía 4.5 Unidad I, macizos Cerro Cauca (UTM: 723008 E, 9720308 S)

Desarrollan relieves abruptos con inestabilidades puntuales como desprendimientos y volcamientos. Están recubiertas superficialmente por depósitos recientes.

4.5.2 Unidad II: Conglomerados Turi

Conformada por la formación sedimentaria Turi, presentan disposición subhorizontal hacia el noroccidente y con buzamiento hacia el NW hacia nororiente de la zona de estudio. La Formación está constituida por una secuencia estratificada de areniscas, conglomerados y limos.

Entre los problemas geotécnicos más comunes se puede considerar a la alteración y erosión superficial que a nivel local puede ser importante, además del posible asentamiento por la heterogeneidad litológica e intercalación entre niveles de materiales plásticos.



Fotografía 4.6 Unidad II, Sedimentos Turi (UTM: 722919 E, 9724843 S)

4.5.3 Unidad III: Coluviales

La unidad es de edad Cuaternaria y se sedimenta de forma discordante sobre un sustrato Oligocénico. Los coluviales presentan un grado de consolidación variable, normalmente blanda, con clastos sub - redondeados. Son materiales porosos y compresibles con evidentes signos inestabilidad cuando la pendiente supera el equilibrio, asentamientos, colapsos, fenómenos de expansividad y desecación.

Para efectuar la zonificación de los suelos en la zona de Tambo, se utilizó el mapa de pendientes y la base de datos de los ensayos de laboratorio, el estudio se complementó con el análisis geoestadístico. En la siguiente tabla se resumen las características geomecánicas e intervalos de incidencia para cada tipo de suelo.

S.U.C.S.	% Inclinación de la pendiente	Ángulo de fricción interna (°)	Cohesión (kg/cm ²)	Plasticidad
SM	5 – 40	16 – 19	0.8 – 1.18	Alta
		34 – 37		Media
SM – SC	5 – 30	16 – 19	0.8 – 1.3	Alta
		29 – 34		Media
SC	5 – 30	16 – 19	1.17 – 1.55	Alta
		26 – 31		
ML	10 – 50	19 – 29	1.17 – 1.55	Alta
CL – ML	10 – 30	19 – 24	1.17 – 1.68	Alta
CL	10 – 30	19 – 24	1.37 – 1.68	Alta

Tabla 4.4 Resumen de características geomecánicas del área de estudio.

4.5.4 Unidad III-1: Suelos SM, SM – SC

La sub unidad III -1 está constituida, según el sistema de clasificación S.U.C.S. por suelos SM y SM – SC. Es la subunidad de mayor extensión y aflora principalmente hacia los bordes del deslizamiento Tambo. Está en contacto con las unidades I, II y III-2. Es posible observar dentro de la unidad arenas bien clasificadas, en ciertos casos alternadas con capas de conglomerados (clastos subredondeados de dacitas, cuarzo y rocas tobáceas) y el mismo coluvial.

Desarrolla pendientes poco abruptas, en promedio de 5° a 30°, no obstante, existen pendientes superiores a 40° cerca de los contactos con las unidades rocosas y hacia los valles formados por los ríos del área. El ángulo de fricción interna está comprendido entre 16°-19° y 34°-37°, hacia el occidente y oriente de la zona, respectivamente. La cohesión es baja, típica de granulometrías gruesas, 0.8 – 1.18 kg/cm². La plasticidad es media a alta conforme más elementos arcillosos contiene la matriz.

4.5.5 Unidad III-2: Suelos SC

Esta unidad se encuentra compuesta por suelos tipo SC de alta plasticidad con ocasionales intercalaciones de sub horizontales de arena y conglomerados (clastos subredondeados dacitas, cuarzo y rocas tobáceas). Se estima en conjunto una consistencia moderada a firme, aunque esta puede ser blanda, producto de la humedad por encima del límite líquido. Está en contacto con las unidades III-1, III-3 y I.

La pendiente en promedio oscila entre 10° y 30°. La cohesión es de 1.17 a 1.55 kg/cm² y el ángulo fricción interna varía entre 16°-19° y 26° – 31°, los valores más bajos obtenidos se interpretan como roturas prematuras, debidas al alto porcentaje detrítico, en consecuencia, no se consideran representativos.

4.5.6 Unidad III-3: Suelos ML, ML – CL, CL

Está compuesto por suelos de naturaleza fundamentalmente arcillosa y limosa, plasticidad alta. Algunos sectores están relacionados con la intensa alteración superficial.

Los parámetros geotécnicos no son buenos, disminuyen a medida que los materiales están menos consolidados. La pendiente varía entre 10 a 50°, el ángulo de fricción es de 19° - 29°, mientras que la cohesión registra valores de 1.17 hasta 1.68 kg/cm².

En las unidades geotécnicas III-2 y III-3 se concentran los deslizamientos activos, desprendimientos y flujos en condiciones de saturación. La zona de inestabilidad de Tambo se desarrolla sobre los coluviales de la unidad III.

CAPÍTULO 5

5 FENÓMENOS DE REMOCIÓN DE MASAS

Los fenómenos de remoción de masas configuran entre las amenazas geológicas más destructivas en el planeta. Un claro ejemplo de su impacto es el caso del macro deslizamiento de La Josefina en 1993 (Zevallos O., 1996), cuya incidencia removió un volumen total de 20 millones de metros cúbicos de tierra y rocas, causando grandes pérdidas en la economía del país.

Se desconoce la evaluación total en pérdidas causadas por los movimientos de masas en la zona de inestabilidad Tambo, sin embargo, ha quedado plasmadas distintas características, producto del dinamismo, como el deterioro de la vía Panamericana, el colapso de infraestructuras y el visible daño en los terrenos. El panorama ofrecido para el desarrollo de las obras civiles no es el más promisorio puesto que no existen estudios geotécnicos – geomecánicos específicos dedicados a esta zona.

5.1 MARCO CONCEPTUAL

A lo largo de la evolución de la Tierra, los procesos geológicos y climáticos han modificado la configuración de la superficie terrestre. Los relieves adoptan pendientes cercanas al equilibrio; cuando un área no está bajo este parámetro se la considera una zona inestable (González, 2002).

5.1.1 Coluviales

Son depósitos o materiales sueltos producidos por los desprendimientos de suelo y roca, la acción de la gravedad, hielo – deshielo y principalmente del agua (Suárez, 1998; González, 2002). El tamaño de los clastos varía desde arcilla hasta bloques métricos de roca. Los coluviales delinean en la topografía estructuras aborregadas u onduladas que afectan a las obras civiles.



Fotografía 5.1 Efecto de los coluviales. Reptación y daños a infraestructura. Tunaspamba 1 (izquierda) y Tambo, sector de Picopalta (derecha).

5.1.2 Clasificación de Fenómenos de Remoción de Masas (FMR) en el Área de Tambo

Los movimientos en masa son procesos gravitatorios, donde, la masa del terreno se desplaza hacia una cota inferior de la original cuando las fuerzas estabilizadoras son superadas por las desestabilizadoras. Por lo general los movimientos dependen del grado de saturación del terreno, la velocidad del desplazamiento, la profundidad de la masa desplazada, el grado de inclinación y la pendiente del terreno (Suárez, 1998).

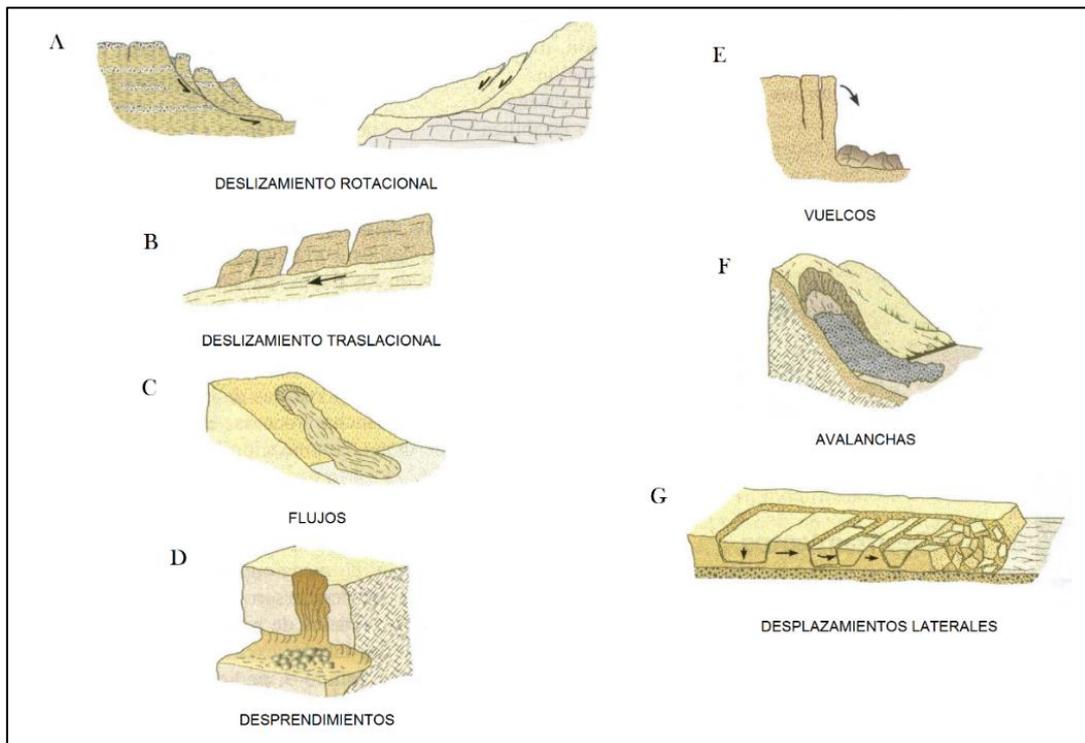


Figura 5.1 Clasificación general de los fenómenos de remoción de masas en suelos según Varnes (1978) (Modificado de González, 2002)

Para la clasificación de los fenómenos de remoción de masas, el presente estudio se apoya en publicaciones anteriores (Varnes, 1958; Varnes, 1978; Ayala et al., 1987; Corominas & García Yagüe, 1997; Suárez, 1998), en el mecanismo de rotura y propagación de los movimientos bajo criterios morfológicos. Varnes (1958, 1978) propuso originalmente la tipificación de los principales movimientos (figura 5.1).

5.1.2.1 Deslizamientos

Los deslizamientos son desplazamientos descendentes de variable velocidad sobre una o varias superficies de falla, a partir de cierta pendiente. Pueden ser progresivos, dependiendo de que si la superficie de ruptura está o no bien definida (Varnes, 1978).

Deslizamiento rotacional

Los deslizamientos rotacionales tienen forma cóncava similar a golpe de cuchara (figura 5.1 a). Presenta depresiones combinadas con otros tipos de movimiento, como la estructura de bloques en forma de escalones (fotografía 5.2). Se producen sobre suelos relativamente homogéneos y cohesivos como las arcillas.



Fotografía 5.2 Deslizamiento rotacional. Área del deslizamiento La Posta.

En la zona es común diferenciar estos deslizamientos, de hecho, la mayoría se clasifican dentro de este tipo. Varios deslizamientos se desarrollan hacia los bordes y zonas de mayor pendiente para posteriormente unirse al deslizamiento principal, otorgándoles características de movimientos complejos. Cada fenómeno registra propiedades y mecanismos de desplazamientos propios.

El inventario de deslizamientos se presenta en la sección de Anexos II.

Deslizamiento traslacional

Se producen cuando la masa se desplaza a lo largo de una superficie de falla plana u levemente ondulada (Varnes, 1978) (figura 5.1 b). En general, son más superficiales que los rotacionales y el movimiento ocurre con frecuencia a lo largo de discontinuidades como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto roca – suelo (Cruden y Varnes, 1996). En la zona estos se originan sobre medios heterogéneos por el contacto entre las formaciones rocosas y los depósitos cuaternarios.



Fotografía 5.3 Deslizamiento traslacional por el contacto suelo – roca, hacia la cabecera se desarrollan deslizamientos rotacionales (UTM: 724960 E, 9720444 S)

5.1.2.2 Reptación

Es un movimiento extremadamente lento, casi imperceptible, exceptuando largos períodos de tiempo. No presenta superficies de cizalla definidas, son rasgos precedentes a la rotura de la ladera (Suárez, 1998). La estructura típica de estos procesos son la estructura de guirnaldas herbáceas paralelas a las curvas de nivel (Corominas, 1989).



Fotografía 5.4 Reptación. Estructura de guirnaldas en la vegetación, apertura de grietas. Área inestable La Posta

Este fenómeno es indicativo del movimiento del terreno, las estructuras de guirnaldas son observables preferencialmente hacia el pie de los deslizamientos y pocas veces dentro del cuerpo. En varios casos la apertura de grietas se da a lo largo de dichas estructuras. Otro rasgo característico de la reptación en la zona está asociado a la deformación en el crecimiento de la vegetación.

5.1.2.3 Desprendimientos y caídas

Son procesos extremadamente rápidos, corresponden a movimientos de porciones de roca en forma de bloques aislados o masivos, siempre y cuando gran parte de su trayectoria sea descrita por caída libre. Tras entrar en contacto con la topografía, se producirán saltos, rebotes y rodaduras (Varnes, 1978; Suárez 1998).



Fotografía 5.5 Desprendimiento de materiales en el deslizamiento Tambo. Caída de bloques heterométricos.

Los desprendimientos no son comunes en el área, estos están limitados a zonas con bloques métricos y bajo grado de consolidación.

5.1.2.4 Flujos

Son un tipo de desplazamiento de comportamiento semejante al de un fluido, suelen considerarse como fenómenos secundarios (GEMMA, 2007). Se desplazan a favor de la gravedad de forma continua a distintas velocidades según sus trayectorias (Suárez, 1998).



Fotografía 5.6 Flujos menores, pie del deslizamiento Tambo.

Los materiales susceptibles a este tipo de movimientos suelen ser suelos sueltos o blandos con proporciones significativas de limos y arcillas, además de estar saturados y presentar alto grado de inclinación en la pendiente.

5.1.2.5 Volcamiento (*Topple*)

Se denomina al movimiento de rotación, de uno o varios bloques de roca o suelo, alrededor de un punto en su parte inferior (figura 5.1 e). Ocurre por la acción de la gravedad, por empujes de las unidades adyacentes o por la presión de fluidos en grietas (Varnes, 1978).



Fotografía 5.7 Volcamiento por dirección en el diaclasamiento. Formación Cerro Cauca, al noroccidente de la zona de estudio.

El fenómeno de volcamiento es común hacia las formaciones rocosas volcánicas, como la formación Cerro Cauca, cuyo diaclasamiento favorece la caída de los materiales. Existen suelos fracturados de estructura columnar que también presentan este efecto, sin embargo, esto son muy locales.

5.1.2.6 Movimientos complejos

Implican uno o más tipos de los movimientos. Se manifiestan por diferentes secciones de masa movilizadas o por las distintas etapas del desarrollo (Varnes, 1978).



Fotografía 5.8 Movimiento complejo. El fenómeno presenta distintos tipos de movimientos en diferentes sectores.

En la zona los movimientos complejos se forman por la unión de varios deslizamientos rotacionales y traslacionales. Los suelos después de desplazarse pierden resistencia al corte, se vuelven más blandos y susceptibles a flujos y desprendimientos. Es común ver que una masa comienza a moverse con un determinado tipo de rotura y posteriormente evoluciona a otro tipo de desplazamiento.

5.2 INVENTARIO DE FENÓMENOS DE REMOCIÓN EN MASA

El inventario de movimientos de masas es una herramienta que realiza un estudio más detallado de uno o varios eventos ocurridos en un determinado sector, reuniendo aspectos básicos de tipo geológico, geotécnico, geomorfológico.

El formato utilizado en esta sección (Anexo V), está basado y modificado del “Grupo de Estándares para Movimientos en Masa” (GEMMA), se agrupan aspectos particulares, como: localización geográfica, actividad del movimiento, litologías, tipo de movimiento, humedad, granulometría, deformaciones y causas, entre otros.

La recopilación de información se realizó mediante la revisión de trabajos preliminares, mapas geológicos, documentos de investigación, fotografías aéreas a escala 1:60000 y la base topográfica con las cartas 1: 50 000 (Cañar, San Francisco de Gualleturo, Suscal y Juncal) del Instituto Geográfico Militar. Posteriormente, la información fue validada en el campo y completada con la investigación de laboratorio de los suelos.

5.2.1 Deslizamientos

Entre las coordenadas 2° 37' S a 2° 50' S uno de los terrenos inestables en el austro ecuatoriano, identificado como la zona de inestabilidad Tambo – Cañar. Tiene un área

aproximada de 30 km². Los materiales provienen del retrabajamiento de los depósitos glaciares de sectores más orientales.

El deslizamiento Tambo, se denomina a la sección activa del área Tambo (figura 5.2). Se extiende en los poblados de Ana María, Cachi, Picopalta y Saraspamba, con un área aproximada de 5,7 km² que constituye el 11,5%. Está compuesto por varios deslizamientos rotacionales conectados entre sí. Dentro del fenómeno se reconocen otros movimientos secundarios como deslizamientos rotacionales y traslacionales, reptación, desprendimiento de materiales y flujos menores. Hacia el este se ubica el deslizamiento Tunaspamba (figura 5.2), también de rotura lenta y progresiva. Se piensa que este último es más joven dado que presenta escarpes menos desarrollados.

Adicionalmente se determinaron dos importantes sectores de inestabilidad (figura 5.2): La Posta, y Quilluag, localizados en la zona inestable Cañar, todos de naturaleza compleja.

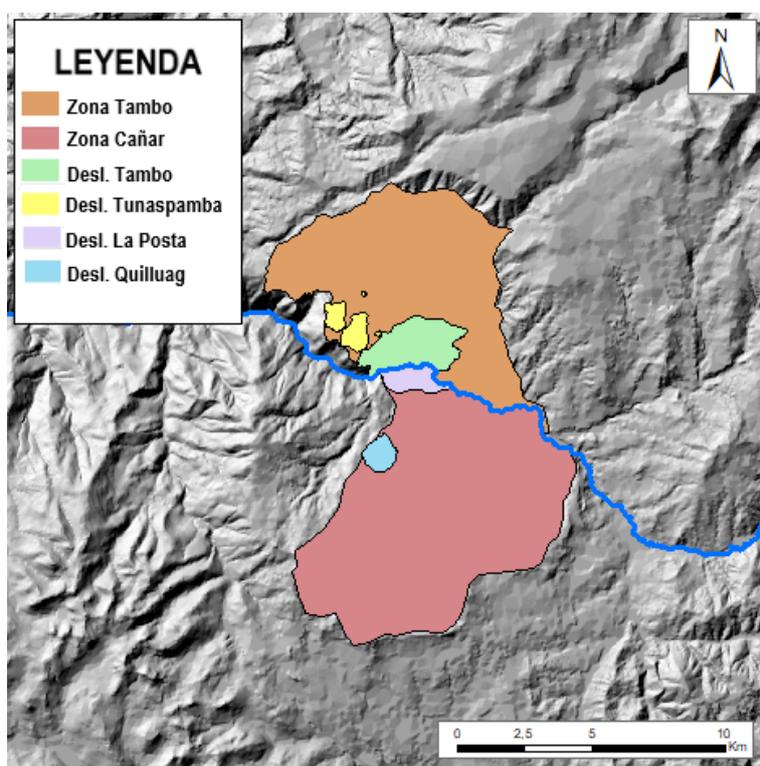


Figura 5.2 Área de Inestabilidad Tambo – Cañar y principales deslizamientos, separados por el río Cañar en dirección E - W.

5.2.1.1 Deslizamiento Tambo

Es el fenómeno más grande en la zona de estudio, está ubicado en el cantón Tambo, en los poblados de Cachi, Picopalta, Ana María, hacia el margen derecho del Río Cañar, abarca un área aproximada de 5.7 km². Se desarrolla exclusivamente sobre los

depósitos coluviales que sobreyacen al Grupo Saraguro. El origen de los depósitos es glacial, asociado a un cono de depositación formado por derrubios glaciares provenientes desde el NE. Se estima una edad holocénica para los procesos.



Fotografía 5.9 Deslizamiento Tambo (UTM: 723275 E, 9715974 S)

El escarpe principal mide aproximadamente 4 km. La configuración general denota forma cóncava, con buzamiento y movimiento hacia el SE; el pie del deslizamiento presenta terrenos bastante distorsionados (fenómenos de reptación), y zonas altamente fracturadas.

Dentro del deslizamiento Tambo se registra un total de 8 deslizamientos activos menores (figura 5.3), varios de estos presentan escarpes alineados en la dirección NE – SW. Se incluye flujos de lodos, desprendimientos de materiales, reptación y otros deslizamientos rotacionales y traslacionales secundarios. Los mecanismos de formación de estos fenómenos contribuyen a la propagación y extensión del macro evento.

La cobertura de los deslizamientos menores en promedio es de 0,1 km², no obstante, el de mayor importancia e incidencia tiene un área aproximada de 1, 5 km².

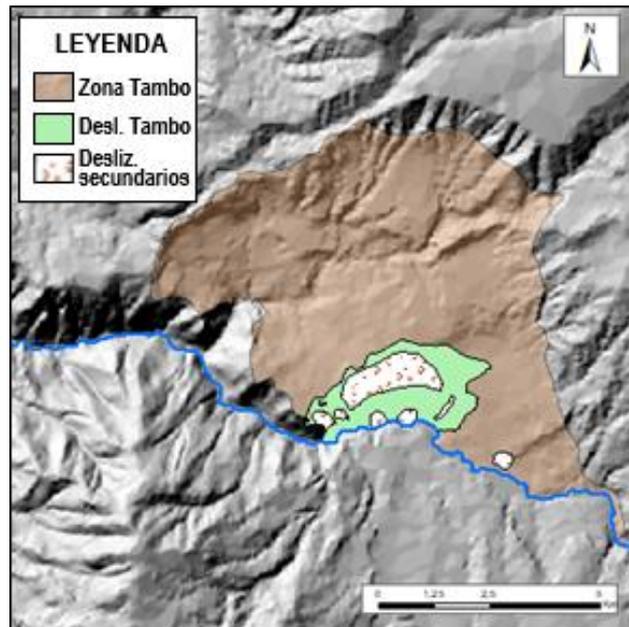


Figura 5.3 Zona de inestabilidad Tambo y deslizamiento Tambo.

Los clastos son de origen volcánico: tobas líticas, brechas, dacitas, andesita, además de cuarzo lechoso. Se identificaron líticos metamórficos (filitas grises y cuarcitas). Presentan forma subredondeada, con sorteo pobre dentro de una matriz soportada de color amarillento tamaño arena arcillosa a arcillo limosa. A nivel local se identifican secuencias estratificadas menores con lentes de conglomerados y arena. Otros sectores registran zonas de alteración hidrotermal y alta concentración de arcillas (coloración verde agua y rojiza).



Fotografía 5.10 Deslizamiento Tambo. En amarillo se muestra el escarpe principal y en naranja los escarpes secundarios.

La inclinación de la pendiente en varía entre 10° a 25° , en promedio 15° ; las pendientes con inclinación superior a 40° se dan hacia los escarpes cerca de los márgenes del río

Cañar. El espesor es no es constante, pero se estima que este alcanzaría un máximo de 150 m.

5.2.1.2 Deslizamientos Tunaspamba

Está ubicado en el poblado Tunaspamba al W del deslizamiento Tambo (figura 5.4). Tiene un área aproximada de 1,5 km², correspondiente al 3% de la zona de estudio. Los depósitos probablemente habrían sido depositados por los procesos glaciares y gravitacionales desde el SW. Se estima una edad holocénica.

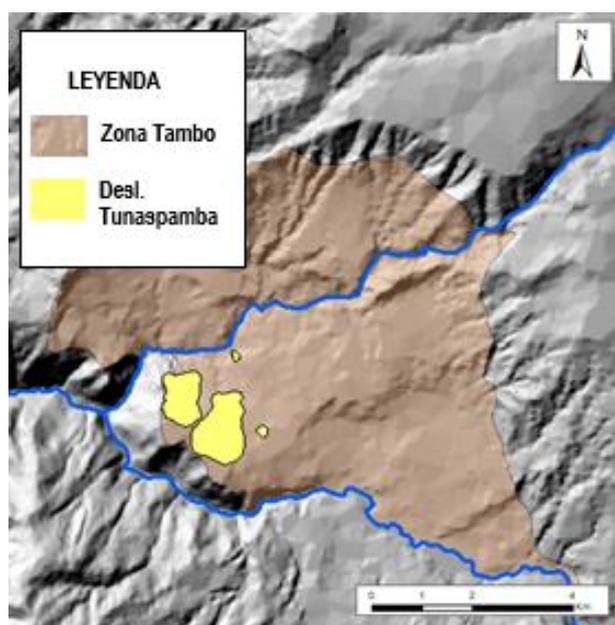


Figura 5.4 Deslizamientos de Tunaspamba.

La zona comprende tres deslizamientos rotacionales, el área promedio de los deslizamientos mayores es 0.8 km². Los deslizamientos secundarios no están bien desarrollados, pero se observan estructuras de reptación.

Según el estilo de propagación de los deslizamientos mayores del sector, se piensa que estos obedecerán el mismo mecanismo de formación del deslizamiento Tambo, es decir, estos continuaran propagándose lateralmente y eventualmente se conectarán entre sí.



Fotografía 5.11 Deslizamiento Tunaspamba (UTM: 727364 E, 9724104 S)

La inclinación de la pendiente en varía entre 5° a 30°, en promedio 15°; pendientes con inclinación superior a 40° se dan hacia los márgenes del río San Antonio y hacia los escarpes.

Al igual que en el deslizamiento Tambo, los clastos son tobas, brechas, dacitas (mayor aporte) y cuarzo lechoso, este último es más escaso. Son de forma subredondeada de sorteo promedio, en una matriz soportada de color amarillento de tamaño areno arcillosa a areno limosa.

5.2.1.3 Deslizamiento La Posta

Está localizado en el margen izquierdo del río Cañar en los poblados de La Posta y Cuchucún en la zona de inestabilidad Cañar. Tiene un área aproximada de 1 km², comprende tres deslizamientos de tipo rotacional (figura 5). Se identifican otros movimientos secundarios como deslizamientos traslacionales, rotacionales y reptación.

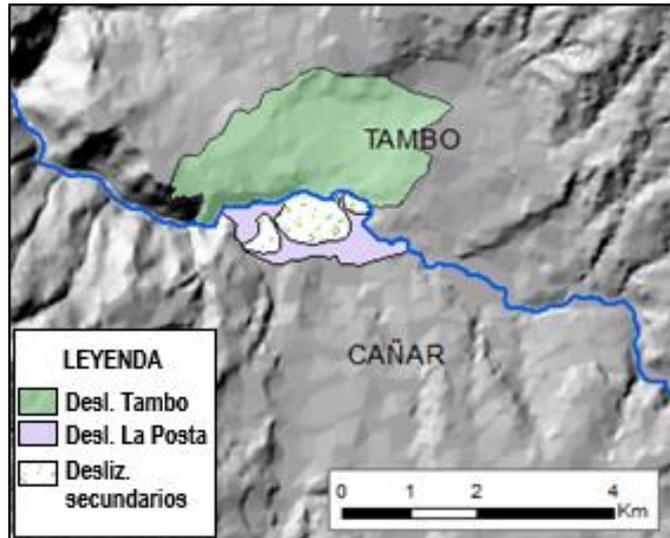


Figura 5.5 Deslizamientos en el área de La Posta.

Los depósitos coluviales descansan sobre la Formación Cerro Cauca, contiene clastos con mal sorteo granulométrico de origen volcánico: tobas, dacitas y conglomerados (bloques métricos) en una matriz de tipo areno arcillosa.

El escarpe principal mide aproximadamente de 1 km, en general tiene forma cóncava, con buzamiento y movimiento en dirección NE; el pie del deslizamiento presenta terrenos bastante distorsionados con estrías abiertas sin relleno y zonas altamente fracturadas. De acuerdo con el estudio geofísico realizado al pie del deslizamiento, las fracturas pueden superar los 40 m de profundidad.

Se considera al evento como coetáneo a la formación del deslizamiento Tambo, asociado a procesos glaciares procedentes del Sur y un bajo aporte desde el NE. El espesor varía en promedio entre 10 y 30 m.



Fotografía 5.12 Pie del deslizamiento La Posta (Pos 3) (UTM: 728344 E, 9721584 S)

La inclinación de la pendiente en varía entre 15° a 40°, en el sector es común ver pendientes con inclinaciones superiores a 40°, estas se encuentran en los escarpes de los deslizamientos y hacia los afloramientos de roca, donde pueden sobrepasar fácilmente los 60°.

5.2.1.4 Deslizamiento Quilluag

Corresponde a un deslizamiento rotacional. Se encuentra en la zona de inestabilidad Cañar, a aproximadamente 1,5 km hacia el Oeste de la ciudad de Cañar. Tiene una extensión aproximada de 0.9 km², con pendientes entre 15° y 40°.

Registran la misma configuración estructural de los deslizamientos Tambo y La Posta, con múltiples escarpes alineados en dirección N – S que se extienden hacia los flancos. Desarrollan estructuras de reptación.

La base del deslizamiento está formada por brechas volcánicas de tonalidad rojo oscuro, pertenecientes al Grupo Saraguro, subyaciendo a areniscas y limonitas, de coloración rojizo a gris verdosa del Mb Santa Rosa (Lahuathe, 2005).

5.2.2 Otros Fenómenos de Remoción de Masas

Como se menciona anteriormente, existen varios movimientos de masa secundarios, muchos son locales y de poca extensión, por lo que no es posible mapearlos.

Los movimientos por reptación tienden a ubicarse hacia los pies de los deslizamientos principales, creando superficies distorsionadas y estructuras de guirnalda herbáceas. Por efecto de la tensión suelen formar grietas.

Los flujos se distribuyen hacia el cuerpo de los deslizamientos en zonas saturadas o con pendientes altas; flujos de mayor extensión son observables hacia el extremo nororiental de la zona de estudio y en las quebradas de los ríos San Antonio y Cañar.

Por lo regular los factores desencadenantes que producen los movimientos tipo flujo y reptación en el área están vinculados a períodos húmedos, factores antrópicos como la excavación o cortes que modifican la topografía original y al inadecuado de sistema de drenaje

La caída de rocas y volcamientos se limita a zonas escarpadas, relacionadas con la formación volcánica Cerro Cauca al SW del área de estudio. Los desprendimientos se limitan hacia las zonas escarpadas dentro de los deslizamientos, con alto contenido clástico.

En la sección Anexos II se presenta un resumen del inventario de los principales deslizamientos y movimientos en masa asociados.

5.2.3 Causas del Movimiento en los deslizamientos

Los movimientos de ladera ocurren a causa de los factores condicionantes (contribuyen a la inestabilidad de una ladera o talud) y los factores detonantes (causa directa del movimiento) (Suárez, 1998).

En base a los fundamentos teóricos y al respectivo trabajo de campo, se plantean los siguientes factores:

5.2.3.1 Factores Condicionantes

Generalmente los factores geológicos, hidrogeológicos y geotécnicos son considerados condicionantes. Estos determinan las propiedades resistentes y el comportamiento de las laderas (González, 2002). No son intervenidos por la actividad antrópica.

- **Litologías**

El área de inestabilidad Tambo – Cañar se caracteriza por depósitos cuaternarios y rocas volcánicas, sin embargo, los deslizamientos se limitan a los coluviales.

Las litologías son suelos granulares transportados en una matriz soportada con importante contenido de arcilla, permeabilidad media a baja, distinto grado de competencia, baja compactación y mal sorteo granulométrico; estas características reducen la resistencia al corte.



Fotografía 5.13 Materiales sensibles y colapsables. Coluviales (UTM:727305 E, 9721949 S)

- **Material meteorizado**

La meteorización es un proceso que actúa en el modelado de la corteza, suceden sobre suelos expuestos a la intemperie (González, 2002). Puede ser considerada como factor condicionante y desencadenante (Suarez, 1998). Este proceso se puede constatar observando la coloración del medio.



Fotografía 5.14 Meteorización de los materiales

- **Agrietamientos y formación de cárcavas**

Además del eminente agrietamiento producido por el cambio en la humedad del medio, se identifican estructuras de cárcavas o surcos, esto señala que los suelos son poco permeables y de bajo drenaje. Ambos factores son indicadores de debilitamiento en la estructura del material.



Fotografía 5.15 a) Agrietamiento en los suelos (deslizamiento Tam – 1), b) formación de cárcavas (eskarpe principal del deslizamiento Tambo).

- **Estructuras**

Las estructuras definen los parámetros geométricos, entre ellos, la altura, la inclinación, la orientación de las pendientes y unidades litológicas (González, 2002). El trabajo sobre suelos es relativamente complicado y más aún en el caso de coluviales, dado que no existen estructuras meramente definidas.

Entre las estructuras más importantes localizadas en la zona de estudio, se tienen a las formas columnares, típicas de suelos tipo limosos y la estratificación de formaciones remanentes.



Fotografía 5.16 Estructuras. a) Suelos con estructuras columnares (sector de deslizamiento Tun – 1), b) Estratificación (deslizamiento Tam – 1)

- **Propiedades geomecánicas.**

La resistencia de los materiales depende de su origen, la historia geológica y la disposición de discontinuidades (González, 2002). La zona consta de suelos residuales que al combinarse con agua generan deformaciones favorables para que ocurran los movimientos de masa.

Los resultados del estudio granulométrico determinaron que el medio tiene importantes componentes arcillosos, los límites de Atterberg muestran que el suelo tiene alta y mediana plasticidad, capaz de aumentar de volumen con facilidad.

Los ensayos de corte directo señalan que, en condiciones secas, el suelo bien puede ser tratado como una roca blanda, no obstante, la presencia de agua baja considerablemente su resistencia al corte. Este parámetro se discutirá más adelante.



Fotografía 5.17 Suelo tipo limo arcilloso, alteración a arcillas (Cuerpo del deslizamiento Tam – 4)

- **Ausencia de vegetación**

La vegetación cumple un importante rol en el mejoramiento propiedades resistentes, las raíces, preferiblemente arbóreas, reducen la cantidad de agua que existe y permiten sostener en suelo en profundidad. La ausencia de vegetación promueve la caída del material superficial, además de ser un indicador de la dinámica del terreno.



Fotografía 5.18 Ausencia de vegetación (Deslizamiento Tam – 1).

5.2.3.2 Factores Detonantes

Estos factores desencadenan los fenómenos de remoción de masas. Se incluye a la actividad antrópica.

- **Precipitaciones**

El agua en el terreno se infiltra entre los espacios vacíos, como poros y fracturas, produciendo el aumento en el peso de la masa, el cambio de los estados tensionales y el aceleramiento en la erosión ya que modifica la mineralogía y las propiedades geomecánicas (Suárez, 1998).

La precipitación es un factor muy importante dentro de este estudio. Se conoce que la actividad gravitatoria se incrementa durante las estaciones invernales. A este factor se asocian principalmente los flujos.



Fotografía 5.19 Flujo ocasionado por el incremento de humedad.

- **Excavaciones y sobrecargas**

Es un factor antrópico muy frecuente. En el sector se observa que las laderas han sido socavadas por la creación de caminos y por supuesto por la construcción de viviendas, esto ha provocado la pérdida de la resistencia del suelo y el incremento de la carga dinámica, es decir que ha sido modificado el estado tensional de los terrenos, produciendo desequilibrio.



Fotografía 5.20 Vía Panamericana, excavación y carga hacia la corona del deslizamiento principal.

- **Irrigación y deficiente sistema de drenaje**

En la provincia de Cañar, una de las principales actividades de sustento económico son los trabajos agrícolas y ganaderos, estas son llevadas a cabo mediante labores de riego y represamiento de aguas. La mayoría de estos sistemas no están técnicamente planificados, favorecen a los movimientos (especialmente a los flujos) debido a la saturación y erosión de las laderas.



Fotografía 5.21 Mal manejo de aguas, lagunas artificiales sin protección para infiltraciones.

- **Actividad sísmica**

Los eventos sísmicos se distribuyen a lo largo del territorio continental ecuatoriano. Cuando se produce el fracturamiento de la roca en una zona de falla, la energía liberada en todas las direcciones puede favorecer los fenómenos de remoción de masas (Keefer, 1984; Suárez, 1998).

Magnitud	Tipo de movimiento
4	Caída de rocas, deslizamientos de roca, distorsión de masas de suelo.
4.5	Deslizamientos menores de traslación y rotación.
5	Flujos de suelo, esparcimientos laterales.
6	Avalanchas de roca.
6.5	Avalanchas de suelo

Tabla 5.1 Posibilidad de movimientos en masa causados por sismos (Keefer, 1984, modificado)

En el área, el inventario sísmico (figura 5.6) muestra que la incidencia de sismos es muy baja, las magnitudes oscilan entre 3.5 y 5 en la escala de Richter. Según Keefer 1984 (tabla 5.1), la actividad sísmica del sector puede estar relacionada a caídas de rocas, distorsión de masas y deslizamientos de traslación y rotación menores.

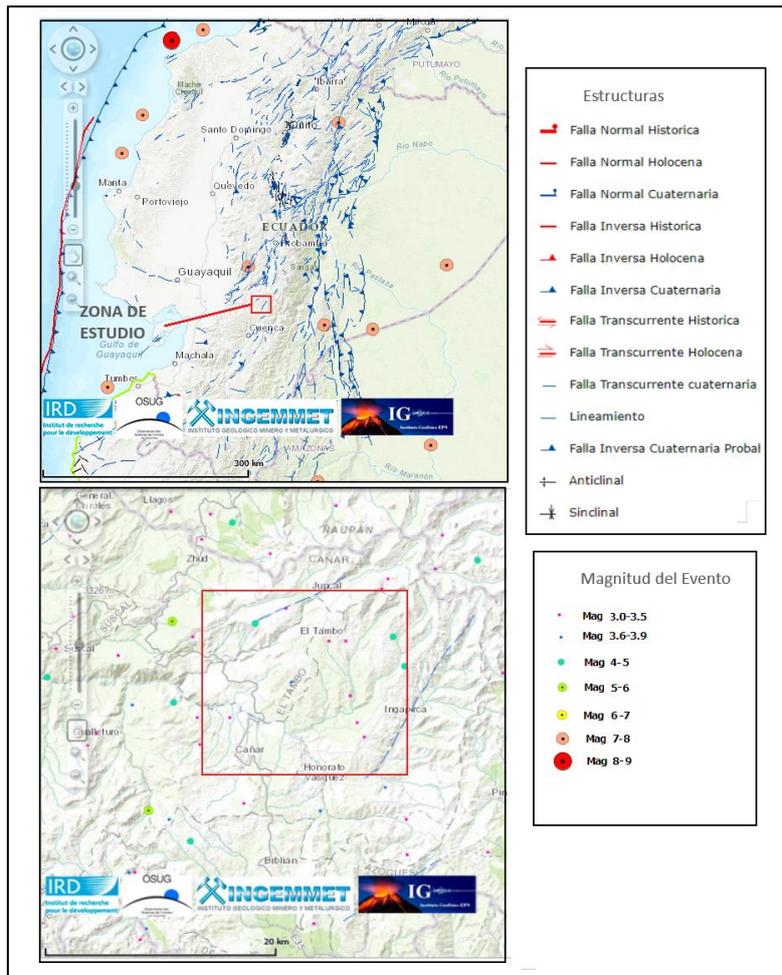


Figura 5.6 Actividad sísmica (Neotectonic Open Database, PMA-GCA)

5.3 CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA ACTIVA TAMBO

El registro de la actividad, etapas de fallamiento, desarrollo y velocidades, constan dentro de los aspectos más importantes al momento de abordar la caracterización e inventario de los deslizamientos.

5.3.1 Velocidad de Movimiento

La velocidad del movimiento influye en el poder destructivo de un deslizamiento. Albán (2009) realizó un análisis de espesores y superficies de erosión, estableció que la velocidad de movimiento para las áreas de inestabilidad Tambo y Cañar oscila entre 1.1 ± 0.4 m/año y 0.4 ± 0.2 m/año en el caso del deslizamiento de Quilluag.

El cálculo de la velocidad se realizó a partir de las mediciones registradas por un extensómetro artesanal, que consistió de dos estacas ubicadas a cada lado de una grieta de extensión secundaria, como se muestra en las siguientes fotografías.



Fotografía 5.22 Estación de medición. a) Estación 3 (deslizamiento Tam – 1, instalación), b) Estación 4 (deslizamiento Tam – 3, medición)

Se instalaron 5 estaciones, 4 sobre el deslizamiento Tambo y 1 sobre el deslizamiento Tunaspamba (figura 5.7). La instalación de los elementos se llevó a cabo desde el mes de noviembre 2016 hasta septiembre 2017. En la tabla 5.3, se resumen los resultados.

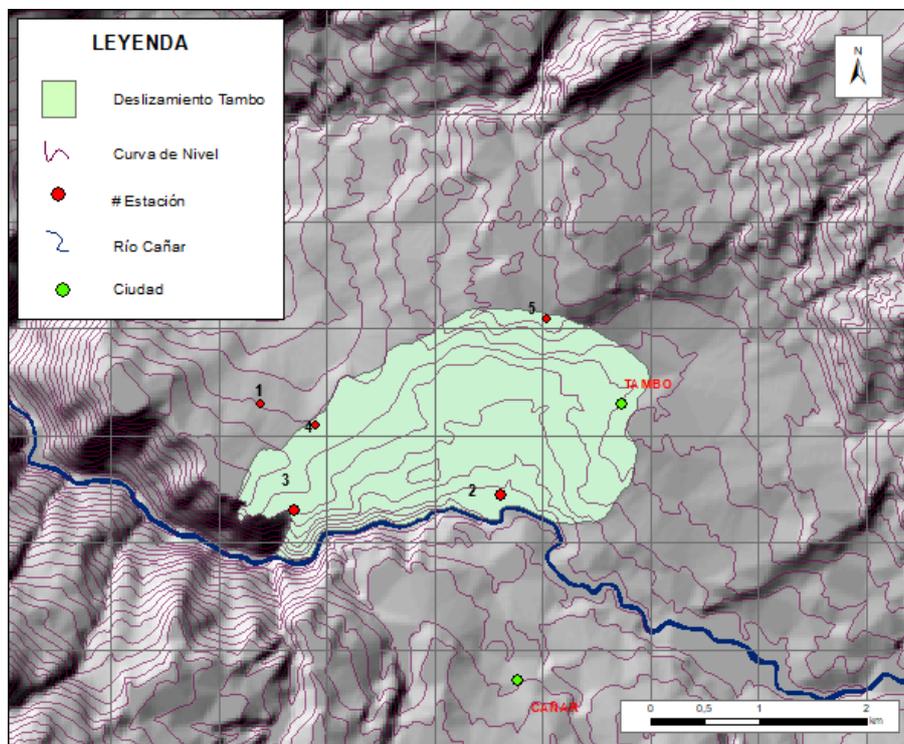


Figura 5.7 Ubicación de las estaciones de medición (en rojo), la línea entrecortada muestra el deslizamiento Tambo.

La distancia (d) quedó determinada por el estiramiento de la banda elástica ($D_f - D_o$), el tiempo (t) tras la instalación del equipo fue de 10 meses; con estos datos se calculó la velocidad (v) por la fórmula del movimiento rectilíneo ($v = d/t$). Los resultados obtenidos se compararon con la tabla de clasificación de FRM según la velocidad de Cruden y Varnes (1996).

CLASE	DEFINICIÓN	VELOCIDAD (mm/s)	DESPLAZAMIENTO	PODER DESTRUCTIVO
7	Extremadamente rápido	5×10^3	> 5 m/s	Catástrofe de violencia mayor, edificios destruidos por el impacto o el material desplazado, muchas muertes. Escape improbable.
6	Muy rápido	$5 \times 10^3 - 5 \times 10^1$	5 m/s – 3 m/min	Algunas pérdidas de vidas, velocidad demasiado alta para permitir todas a todas las personas escapar.
5	Rápido	$5 \times 10^1 - 5 \times 10^{-1}$	3m/min – 1.8 m/h	Escape posible; estructuras, propiedades y equipos destruidos.
4	Moderado	$5 \times 10^{-1} - 5 \times 10^{-3}$	1.8 m/h – 13 m/mes	Algunas estructuras temporales y poco sensitivas pueden mantenerse temporalmente.
3	Lento	$5 \times 10^{-3} - 5 \times 10^{-5}$	13 m/mes – 1.6 m/ año	Construcciones remediales pueden llevarse a cabo durante el movimiento. Algunas estructuras insensitivas pueden conservarse con mantenimiento frecuente.
2	Muy lento	$5 \times 10^{-5} - 5 \times 10^{-7}$	1.6 m/año – 16 mm/año	Algunas estructuras permanentes no son dañadas por el movimiento.
1	Extremadamente lento	$< 5 \times 10^{-7}$	< 16mm/año	Imperceptible sin instrumentos; construcción posible, pero debe tenerse precauciones.

Tabla 5.2 Clasificación de los fenómenos de remoción de masas de acuerdo a la velocidad de movimiento (Suárez, 1998; modificado de Cruden y Varnes, 1996).

EST.	UBICACIÓN	UTM E	UTM S	Do (cm)	Df (cm)	VELOCIDAD	DEFINICIÓN
1	Dz. Tunaspamba 1	726456	9722274	54.4	56.4	24 mm/año	Muy lento
2	Dz. Tambo 6	728449	9721427	134.2	141.5	87.6 mm/año	Muy lento
3	Dz. Tambo 1	726608	9721254	67.9	63.4	54 mm/ año	Muy lento (*)
4	Dz. Tambo 3	727063	9722078	60.5	478.6	5.02 m/año	Lento (**)
5	Dz. Tambo 4	728931	9723103	118	123.3	63.6 mm/año	Muy lento

Tabla 5.3 Medidas obtenidas en las estaciones. Do y Df son las distancia inicial y final de las dos estacas, respectivamente.

De acuerdo a los resultados, el deslizamiento Tambo puede ser catalogado como “Muy Lento”, según la clasificación de Cruden y Varnes (1996), sin embargo, hay dos aspectos importantes a notar.

Primero*, en la estación 4, se obtuvo una velocidad de 5.02 m/año, superior al resto de estaciones, no obstante, no se considera que dicha medición corresponda a un cambio paulatino, más bien a un movimiento abrupto, asociado a la acción de los extensos períodos de lluvia, por saturación del suelo. Otro punto importante**, es el valor registrado en la estación 3, en este punto existe una reducción en la medida; según Suárez (1998), esta es solo una característica propia de los deslizamientos de cinemática múltiple o compleja.

5.3.2 Estado de Actividad

El estado de actividad de un movimiento puede ser dividido en varios tipos: activo, suspendido e inactivo; las actividades humanas, el clima y por supuesto los procesos geológicos pueden reactivar los movimientos al modificar las condiciones de las laderas (González, 2002).

Otras clasificaciones anexan estados como: abandonado, relicto y estabilizado (Suárez, 1998). Un resumen del estado de actividad se describe en la tabla 5.4.

5.3.3 Etapas de Fallamiento

Desde el punto de vista espacio – temporal, existen diferentes etapas en el desarrollo de la inestabilidad. Un movimiento puede estar más o menos avanzado, esto dependerá del grado de actividad, el estilo de ruptura, el volumen masa movilizada y los daños producidos (Chacón, 1996a; González, 2002). De acuerdo con las condiciones presentes en una ladera, se han determinado cinco etapas de desarrollo:

1. Etapa de deterioro o preparatoria.
2. Inicio del movimiento
3. Desarrollo
4. Avanzado
5. Etapa post-fallamiento o agotamiento

A continuación, se resume las fases de desarrollo de los movimientos de ladera presentes en el área, mayor detalle puede encontrarse en la sección de anexos.

DESGLIZAM.	FASE	DESARROLLO	ACTIVIDAD	DAÑOS PRODUCIDOS
Tambo 1	Avanzado	Desarrollo del escarpe principal y otros secundarios. El material desprendido avanza hacia el Sur. Serie de hundimientos, cambios bruscos en la topografía.	Activo. Velocidad muy lenta. Puede permanecer inactivo por un tiempo y reactivarse en ciertas secciones.	El progreso del escarpe principal se extiende ladera arriba y hacia los flancos. La masa deslizada está en proceso de deformación y su avance afecta a los cultivos y obras de riego aledañas. Inhabitable.
Tambo 2	Avanzado	Escarpe principal menos desarrollado. Movimiento de materiales hacia el Sur. Grietas abiertas hasta un metro, rellenas con material tipo areno arcilloso.	Activo. Velocidad muy lenta. Desarrollan escarpes secundarios.	El escarpe principal está propagándose. Se presume que eventualmente se conectaría con el deslizamiento Tambo 1. Daños a cultivos. Inhabitable.
Tambo 3	Desarrollo	Escarpe principal en proceso de formación . Apertura de las grietas de tensión hacia la cabecera y los flancos, abombamientos en el cuerpo y señales de reptación hacia el pie del evento..	Activo. Velocidad muy lenta. La estación 4, denota movimientos abruptos, acentuados en la temporada invernal.	Daños al sistema de drenaje y cultivos. Inhabitable.

Tambo 4	Avanzado	Deslizamiento más grande. Avance del escarpe principal y otros secundarios. Desprendimiento de bloques y pequeños flujos asociados a zonas con acumulaciones de agua.	Activo. Velocidad muy lenta. Propagación lateral, especialmente hacia el flanco occidental y la corona del deslizamiento. Grietas abiertas hasta 2 m.	Daño en infraestructura, casas (2) y cultivos destruidos. El avance hacia la corona es progresivo, riesgo de afectación a la vía Panamericana. Inhabitable. Sobrecarga y sobre excavación.
Tambo 5	Avanzado	. Desarrollo del escarpe principal y otros deslizamientos secundarios y flujos de tierra menores. Grietas de tracción profundas sin relleno. Está en contacto con la roca. Pie de ladera distorsionado por reptación.	Activo. Velocidad muy lenta. Grietas profundas superiores a 5 m hacia el pie del deslizamiento.	Daños a pequeñas construcciones y sembríos. Inhabitable.
Tambo 6	Avanzado	Paralelo al deslizamiento Tambo 5. El avance es menos pronunciado, escarpe principal no muy bien desarrollado.	Activo. Velocidad muy lenta. Fracturas y terrenos distorsionados por la reptación hacia el pie de la ladera.	El avance se da hacia el pie, el material es continuamente erosionado por la actividad fluvial del río Cañar. Inhabitable. Sobre excavación por obtención de recursos pétreos.

Tambo 7	Desarrollo	Vía Panamericana. Escarpe principal no muy bien definido. Terrenos distorsionados por abombamientos.	Activo. Se asume velocidad muy lenta.	Puede afectar eventualmente a las estructuras o sembríos aledaños. Se observa medidas de contención, muros de contención hacia el pie.
Tambo 8	Inicio del movimiento	Ubicado hacia el flanco oriental de la zona activa. Escarpe poco desarrollado con grietas poco abiertas hacia la corona, terreno distorsionado.	Reactivado. Se asume una velocidad muy lenta.	Daños a sembríos
Tunaspamba 1	Avanzado	Escarpe principal definido, los flancos del deslizamiento presentan grietas de tracción hacia los flancos y cuerpo. Podría conectarse con el deslizamiento Tunaspamba 2.	Activo. Deslizamiento muy lento. Superficies abombadas y grietas abiertas (30cm).	Daños a infraestructura (3 casas) y sembríos.
Tunaspamba 2	Avanzado	Despliegue del escarpe. Serie de hundimientos y agrietamientos.	Activo. Velocidad muy lenta. Avance progresivo hacia los flancos.	Daños a sembríos.

Tunaspamba 3		Escarpe no definido. Estructuras de abombamiento y pie del talud distorsionado por la reptación.	Activo. Se asume una velocidad muy lenta.	Daño a cultivos.
La Posta	Avanzado	Conformado por múltiples deslizamientos (3 principales). Escarpe principal no bien definido, escarpes secundarios desarrollados conectados. Fracturamiento hacia la base. Presencia de deslizamientos rotacionales por el contacto entre la roca y el suelo, desprendimientos de material.	Activo. Velocidad muy lenta. Superficies abombadas y avistamiento de grietas de tracción sin relleno.	El avance de los escarpes se da hacia la corona (poblado de Cuchucún). Daños en sembríos, vías, pequeñas construcciones y sistemas de riego. Sobre excavación por obtención de recursos pétreos.

Tabla 5.4 Resumen de las fases, desarrollo, actividad y daños producidos por los deslizamiento presente en el área de Tambo y sectores lindantes.

5.4 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A FENÓMENOS DE REMOCIÓN DE MASAS EN EL ÁREA TAMBO

La susceptibilidad es la probabilidad de que se produzca un deslizamiento (Lee, 2014). La metodología utilizada está adaptada a la propuesta por Dotor (2004). En esta se describe un procedimiento semi cuantitativo en función a variables o factores condicionantes (pendientes, geología, vegetación, red hidrográfica y precipitación).

Cada variable presenta un grado de importancia (%) (tabla 5.5), este es determinado a partir del análisis en función de la información disponible, las observaciones de campo y los resultados de laboratorio. Las variables con mayor incidencia de fenómenos de remoción de masas presentan los porcentajes más altos y viceversa. En la selección de variables, se incluyó en el método a las propiedades geomecánicas y se modificó al parámetro de contenido de agua.

En el actual estudio se considera al tipo de litología y a las características geotécnicas como las variables de mayor importancia, dado que los movimientos de masa se limitan a determinadas condiciones litológicas y geomecánicas.

Variable	Importancia (%)
Pendiente	10
Litología	30
Propiedades geomecánicas	30
Cobertura Vegetal	10
Contenido de agua	20
Total	100%

Tabla 5.5 Variables utilizadas para el análisis de susceptibilidad e importancia (Dotor 2004, modificado).

Para la zonificación de la susceptibilidad se estableció en la zona una red en forma de rejilla con espaciamentos de 500m. En cada punto se realizó la ponderación de las cinco variables relacionadas con el grado de ocurrencia de los movimientos en masa de forma semi cuantitativa, como se explica a continuación.

Ponderación de la variable pendiente

El análisis se basó en la relación entre los movimientos en masa y el grado de inclinación de la pendiente. El mapa de pendientes se generó a partir de la base del Modelo de Elevación Digital 30 m del Instituto Geofísico de la EPN y el Sistema de Información Geográfica (SIG).

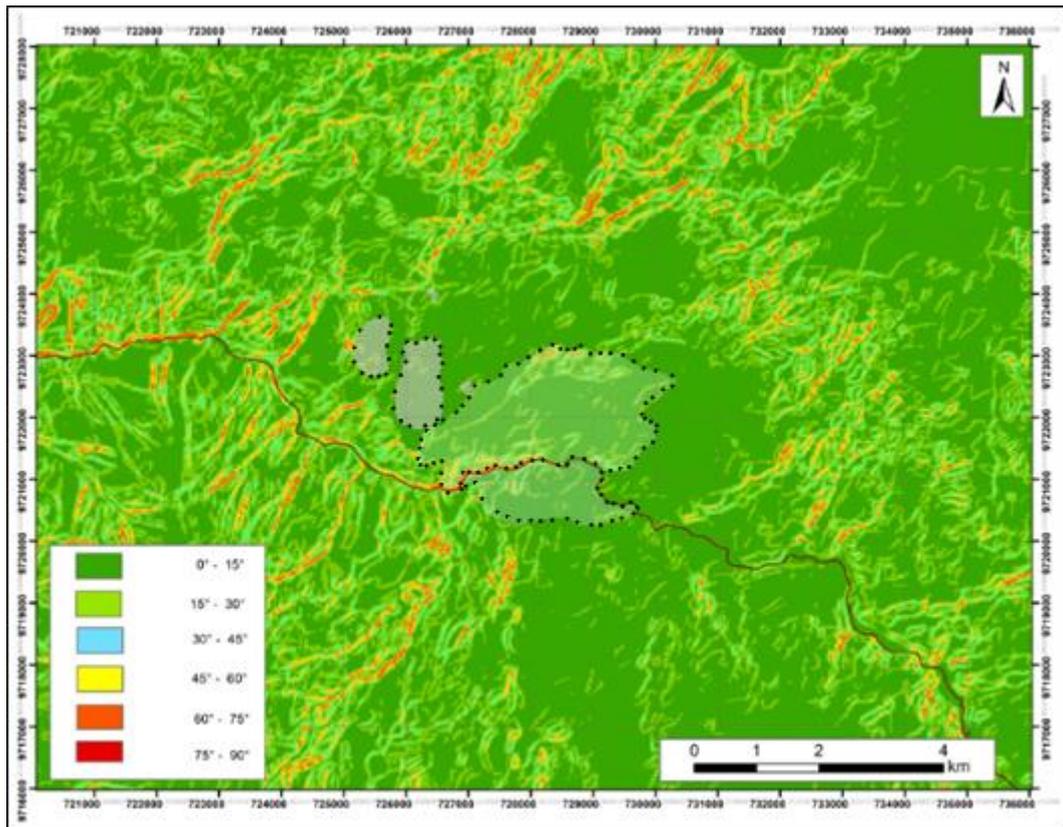


Figura 5.8 Comparación entre la pendientes y las zonas de incidencia de los deslizamientos (secciones sombreadas)

Para la ponderación se dividió en 5 rangos de pendientes, según la frecuencia de ocurrencia de los FMR. De acuerdo al grado de importancia (tabla 5.5) esta variable corresponde al 10%, por lo que se asigna 10 puntos.

Los deslizamientos se distribuyen hacia zonas con pendientes de inclinación comprendida entre 10°- 40°, los flujos y derrumbes se producen a pendientes generalmente mayores a 40°. Los valores mayores se distribuyen hacia las pendientes con inclinación más alta.

Rango de la pendiente	Valor ponderado
0 -15	2
15-30	4
30-45	6
45-60	8
> 60-75	10

Tabla 5.6 Valor ponderado en suelos para la variable pendientes.

Ponderación de la variable Litologías

La valoración de este factor es semi cuantitativa, basada en la ocurrencia de movimientos en masa y las unidades litológicas. La información fue recopilada a partir del mapeo geológico del sector.

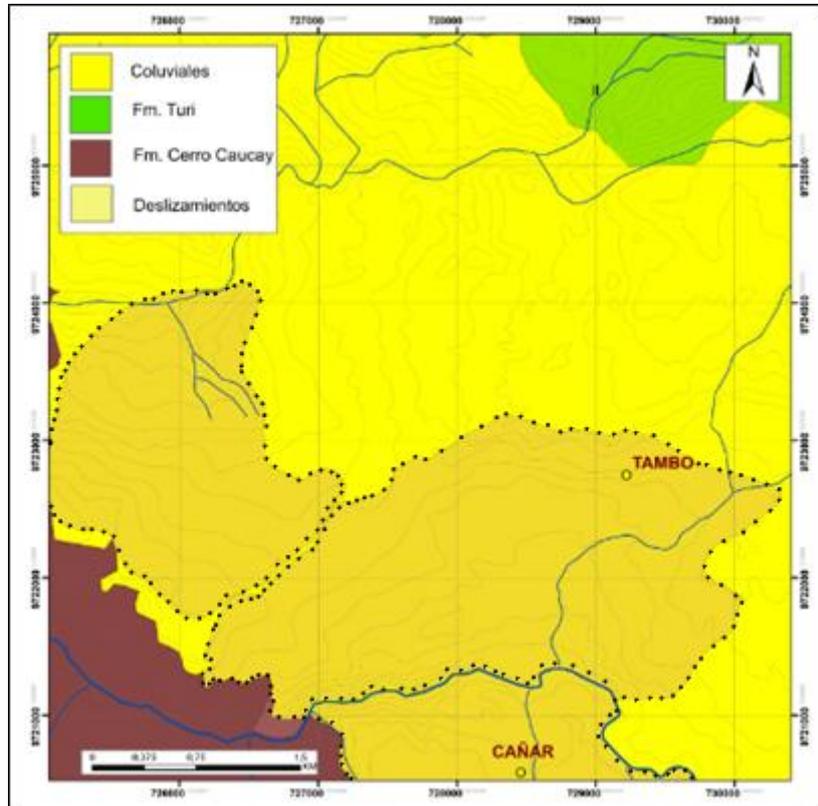


Figura 5.9 Mapa de unidades litológicas. Las zonas sombreadas representan los deslizamientos.

Se diferencian tres unidades litológicas: Fm. Cerro Caucaj, Fm. Turi (conglomerados) y Coluviales (tabla 5.7). Como se observa en la imagen anterior la incidencia de los deslizamientos se limita a los depósitos coluviales, por lo cual la ponderación asignada para estos materiales es la más alta, correspondiente a 30 puntos, de acuerdo al grado de importancia (tabla 5.5).

Litología	Valor ponderado
Fm. Cerro Caucaj	10
Fm. Turi	20
Coluviales	30

Tabla 5.7 Valor ponderado para las litologías.

Ponderación de la variable propiedades geomecánicas

La metodología de Dotor (2004), no considera a las propiedades geomecánicas como una variable en el análisis de la susceptibilidad, no obstante, este es un importante factor condicionante en la formación de movimientos de masas.

Para la valoración de este factor se consideró inicialmente la zonificación geotécnica, obtenida de los estudios de laboratorio y las observaciones del área.

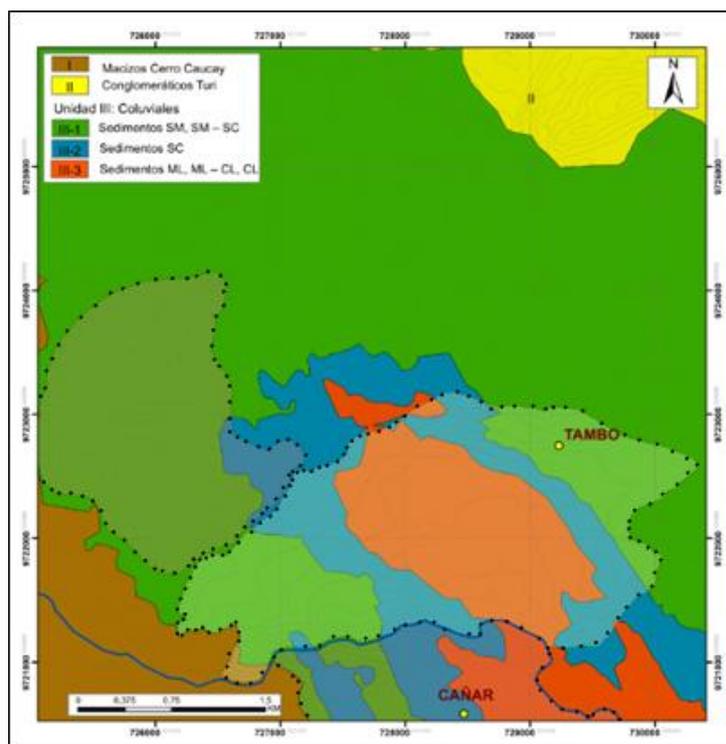


Figura 5.10 Relación entre unidades geotécnicas y ocurrencia de deslizamientos en el área de Tambo (sectores sombreados).

Se determinaron tres unidades geotécnicas (I, II y III), y tres sub unidades (III-1, III-2 y III-3). La incidencia de los movimientos en masa se limita a la Unidad III – la Sub unidad III-3 (ML, ML-CL, CL). Se designó a esta sub unidad los valores más altos sobre 30 puntos, correspondiente al grado de importancia (tabla 5.5)

Unidad geotécnica	Valor ponderado
Macizos Cerro Caucaay	6
Conglomerados Turi	12
Suelos: SM, SM - SC	18
Suelos SC	24
Suelos: ML, ML-CL, CL	30

Tabla 5.8 Valor ponderado para las unidades geotécnicas.

Ponderación de la variable vegetación

Para el análisis de la vegetación se consideró la existencia o no de cobertura vegetal. Los sectores sin vegetación suelen ser más susceptibles a los movimientos de masa. No se dispone de mapa de cobertura vegetal actualizado, lo cual la categorización se basó en las observaciones de campo.

Cobertura vegetal	Valor ponderado
Con cobertura	5
Sin cobertura	10

Tabla 5.9 Valor ponderado para la cobertura vegetal.

Ponderación de la variable Red de Drenaje y Contenido de Agua.

La ponderación se realizó mediante el uso la red hidrográfica del sector (Base de datos del Instituto Geográfico Militar (IGM), Cartografía del Ecuador). Los valores más altos corresponden a los sectores más cercanos o sobre los que cruza la red hídrica.

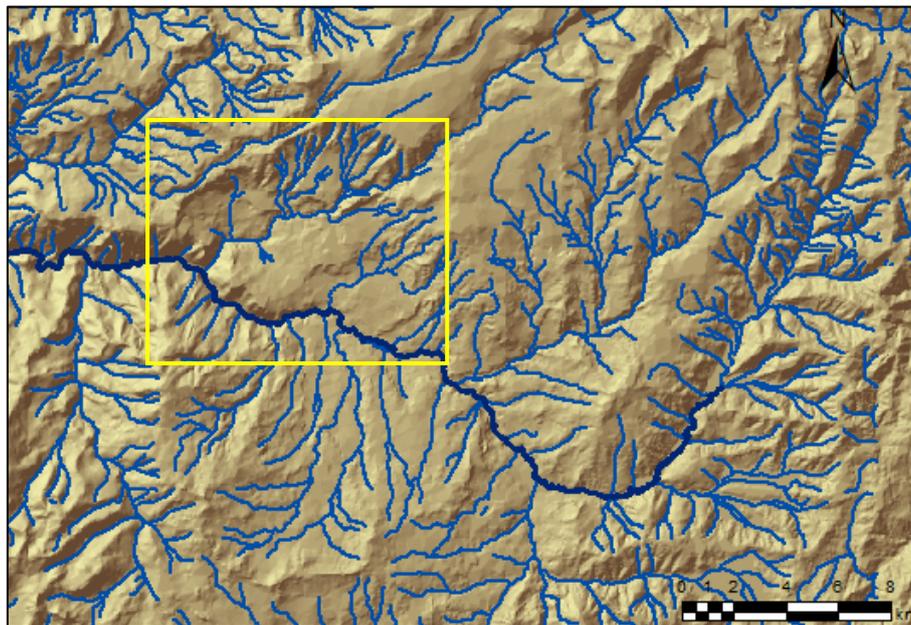


Figura 5.11 Red de drenaje

La metodología de Dotor (2004), propone que designe el valor más alto según la cercanía de un cuerpo hídrico. En este trabajo se integró el criterio de consistencia de suelo (tabla 5.10). La consistencia es la resistencia del suelo a la deformación o ruptura después de aplicar determinada presión, varía según el estado de humedad del suelo (Ibáñez, 2010).

El grado de importancia para el contenido de agua es del 20%, por lo que se asigna a la variable el valor máximo 20 puntos, pertenecientes a terrenos mojados y saturados. La ocurrencia menor se da sobre terrenos secos y duros.

Condición		Descripción	Valor ponderado
Seco (Ausencia de agua)	Muy duro	Los agregados se rompen difícilmente y resisten a la presión.	2
	Duro	Los agregados se rompen con dificultad entre ambos dedos y resisten moderadamente a la presión.	
Seco (Ausencia de agua)	Ligeramente duro	Ausencia de agua. Se requiere de una ligera presión para romper el material.	4
	Blando	Los agregados se rompen fácilmente entre los dedos. Asociados a estructuras granulares	
	Suelto	Los agregados carecen de estructura. Ausencia de cohesión.	
Húmedo	Muy firme	El material se delezna bajo fuerte presión.	6
	Firme	Se requiere de una moderada presión para romper los agregados.	
Húmedo	Friable	Se necesita ligera presión entre el pulgar y el índice para romper los agregados.	8
	Suelto	Sin coherencia.	
Mojado	No plástico	Al enrollar el material no se puede formar un cordón.	10
	Ligeramente plástico	Al enrollar el material entre las manos se forman pequeños cordones (<1cm).	
Mojado	Plástico	Se puede formar cordones largos (>1cm).	12
	Muy plástico	Se forma muy fácilmente un cordón.	
Mojado	No adherente	No existe adhesión natural del suelo a los dedos.	14
Mojado	Adherente	Al aplicar la presión en material se adhiere a los dedos y tiende a estirarse un poco antes de partirse antes de separarse.	16
Mojado	Muy adherente	Bajo presión el material se adhiere fuertemente a ambos dedos. Se observa estiramiento.	18
Saturado		Agua libre presente.	20

Tabla 5.10 Valor ponderado para el contenido de agua, basado en el criterio de consistencia en suelos (Ibáñez, 2010).

Con el análisis de las variables (pendiente, litología, propiedades geomecánicas, contenido de agua y cobertura vegetal) se suman los valores ponderados en cada punto de la red fijada anteriormente. La sumatoria máxima es 100 y la mínima 25. Se estableció 5 intervalos para la susceptibilidad (tabla 5.11).

Susceptibilidad a FMR	Intervalo
Muy Baja	25-40
Baja	40-55
Media	55-70
Alta	70-85
Muy Alta	85-100

Tabla 5.11 Valores ponderados para la susceptibilidad a fenómenos de remoción de masas para el área de Tambo

En la elaboración del mapa de susceptibilidad se utilizó la interpolación con la herramienta geoestadística Kriging de ArcGis, basado en los intervalos que se presentan en la tabla 5.11.

CAPÍTULO 6

6 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La cuenca Cañar ha evolucionado a lo largo del tiempo de acuerdo a distintos procesos geológicos y tectónicos. En el sector es eminente la presencia de una gran zona de erosión, denominada “Área de inestabilidad Tambo – Cañar”, donde se desarrollan varios fenómenos de remoción de masas, como el deslizamiento Tambo, que es el punto central del presente estudio.

La interpretación morfoestructural de la zona se realizó mediante el uso de fotografías pancromáticas 1:60 000 del Proyecto Carta Nacional – IGM, el modelo de digital de elevación (DEM) de 30 m de la EPN – IG, imágenes satelitales de Google Earth © (Image © 2017 – Digital Globe) y las observaciones de campo.

6.1 GEOMORFOLOGÍA

La morfología del sector es controlada por la tectónica, sin embargo, parte del modelamiento se debe al tipo de rocas existentes.

El río Cañar nace en las estribaciones de la Cordillera Real, describe un típico valle fluvial en forma de V, intersecado por valles secundarios. Drena sus aguas hacia el Oeste en concordancia con la pendiente regional en sentido E – W. La red de drenaje de la región es dendrítica, varios ríos tributarios convergen entre sí hasta formar el río principal que posteriormente desemboca en el Océano Pacífico con el nombre de río Guayas. Hacia las cabeceras la red es densa, sugiriendo mayor escorrentía superficial.

La depresión de la subcuenca está compuesta por depósitos coluviales, estos forman relieves bajos y suaves pendientes. Los relieves moderados ocurren generalmente hacia las formaciones sedimentarias y algunos depósitos coluviales próximos al drenaje local. Los relieves relativamente fuertes y escarpados se desarrollan hacia el sur y suroccidente, como en el Cerro Cauca y hacia los márgenes del río Cañar, donde las laderas presentan paredes casi verticales.

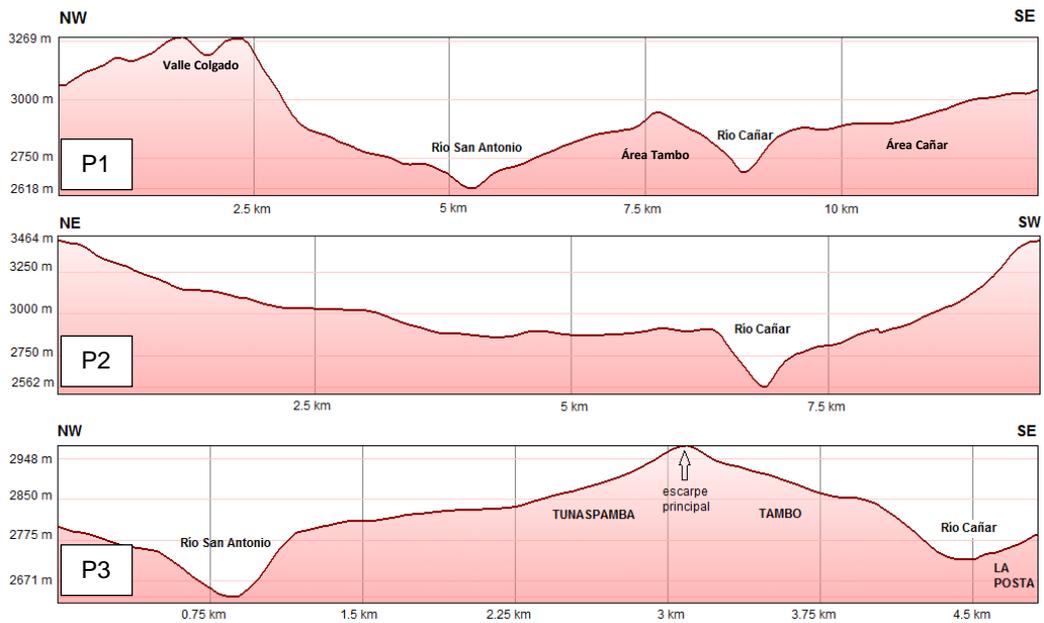


Figura 6.1 Perfiles esquemáticos de la zona de estudio. Las superficies de erosión desarrollan pendientes más suaves comprendidas entre 4° y 12°. El grado de incisión del río Cañar es menor hacia el E.

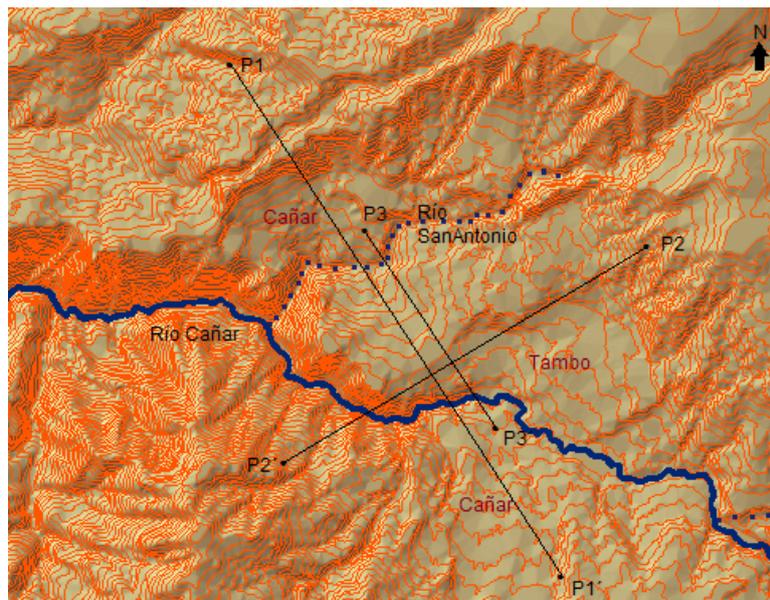


Figura 6.2 Vista de planta de los perfiles esquemáticos

Se destacan tres dominios geomorfológicos particulares, basados en las características litológicas: el primero es de origen volcánico; el segundo está representado por superficies erosivas y de acumulación, derivadas de procesos fluviales y gravitatorios; y el tercero es volcánico – sedimentario.

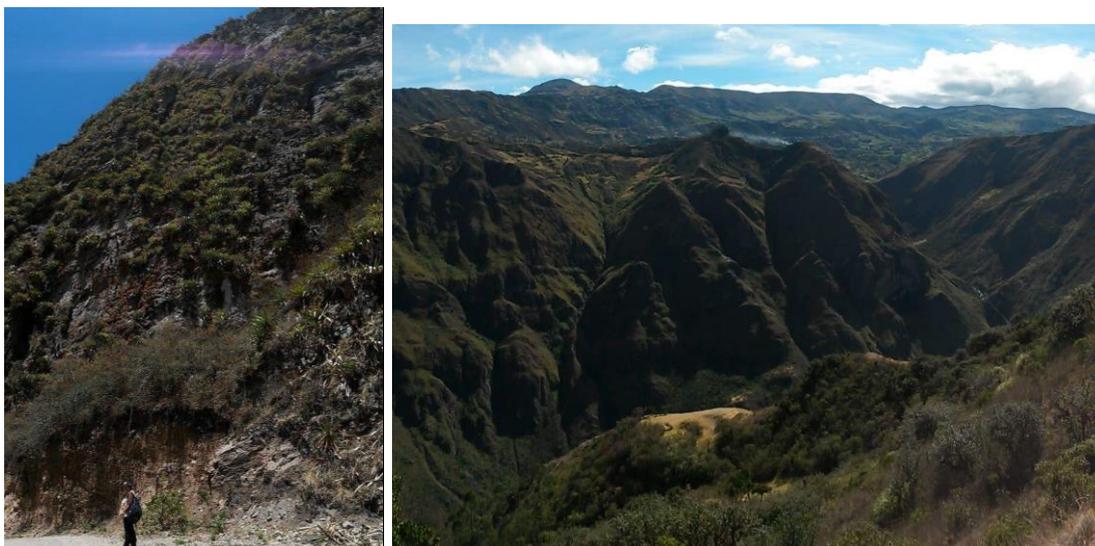


Figura 6.3 Dominios geomorfológicos (Google, Images 2017, Airbus)

6.1.1 Dominio Volcánico

El dominio volcánico (figura 6.4) es definido desde el río Cañar hasta el límite occidental del área de estudio. La geomorfología está controlada por los volcánicos del Grupo Saraguro, los cuales forman laderas con pendientes abruptas y valles secundarios.

La red de drenaje tiene una dirección hacia el norte que desemboca en el río Cañar, esta es de tipo dendrítico y subparalelo, característico de rocas ígneas homogéneas y resistentes. Existe un control estructural, como bloques basculados hacia el N y diaclasamientos, ejercidos por la falla normal Río Cañar en la dirección E – W.



Fotografía 6.1 Morfología del dominio volcánico. Pendientes escarpadas.

En la zona la topografía es alta, las elevaciones principales son el Cerro Cauca (3800 m.s.n.m), Cerro Ovejera (3600 m.s.n.m) y la Loma Burán (3000 m.s.n.m), todos conformados por rocas ígneas resistentes a los procesos erosivos.

Las pendientes oscilan entre 30 – 45 grados hacia el oeste, en los márgenes del río Cañar varía entre 45 y 75 grados en promedio y al oriente decrece dramáticamente debido a la depositación de los materiales cuaternarios (figura 6.2, P2).

6.1.2 Dominio de Depósitos Cuaternarios

El dominio está determinado desde el margen derecho del río Cañar, en Loma Burán hasta el inicio de las cuestas estructurales al nororiente en el sector Jabaspamba – Ingapirca (figura 6.4), dichas estructuras anteriormente fueron catalogadas por Lahuathe (2005) y Albán (2009) como facetas triangulares asociadas a la Falla Tambo.

En el área se diferencian dos zonas de erosión, Tambo y Cañar, separadas por el río Cañar (figura 6.2, P1 y P3). En estas se desarrollan cuatro deslizamientos principales: Tambo, Tunaspamba, La Posta y Quilluag. Tambo es similar litológicamente Cañar, no obstante, presenta una mayor erosión y potencia de sedimentos. Las litologías que componen el dominio son depósitos cuaternarios dispuestos en forma discordante sobre las formaciones preexistentes.

El contraste en el relieve es bajo y alto; las mayores pendientes se registran cerca de los escarpes de los deslizamientos y en los contactos roca – sedimento, sin embargo, la topografía predominante es baja (4° – 12°).

La red de drenaje no está bien definida como en los otros dos dominios, debido a la heterogeneidad y al bajo grado de compactación de los depósitos.

Dentro del área se han encontrado además de los coluviales, pequeñas secuencias estratificadas de conglomerados y areniscas (UTM:727305 E, 9721949 S; 726335 E, 9722109 N). Dentro de la matriz de los depósitos existen clastos de cuarzo redondeado y arenisca laminada.



Fotografía 6.2 Depósito aluvial. Intercalaciones de conglomerados y arenisca, cubiertos por el coluvial (UTM:727305 E, 9721949 S), clasto estratificado (UTM: 726076 E, 971967 S)

Las terrazas y los depósitos fluviales recientes, no están bien desarrollados, debido al poder erosivo del río, el constante aporte de materiales y los trabajos de excavación para extracción de materiales pétreos. Terrazas menores pueden ser vistas cerca de los ríos tributarios, hacia el Sur (las quebradas Lirincay y Churutuhuaycu).

En el área existe un importante cambio en el grado de incisión del río Cañar (UTM: 728218 E; 9721327 S), este se incrementa abruptamente hacia el Oeste. Otra característica importante, es el depósito de cono, observable en la vía Panamericana y en el sector de Sigsihuaycu, producto del levantamiento del anticlinal Jabaspamba – Ingapirca.

6.1.3 Dominio Sedimentario – Volcánico

El sector está ubicado al oriente y nororiente (figura 6.4), desde el flanco occidental de las lomas Shunín y Sembrasan hasta el borde oriental del área de estudio. Las litologías son rocas piroclásticas y sedimentarias, manteadas por depósitos holocénicos.

La red de drenaje es de tipo dendrítico, corre en sentido S y desemboca en el río Cañar. Las pendientes son moderadamente altas en relación al dominio volcánico, en promedio estas varían entre 20 y 45 grados.

En el dominio hay varios rasgos morfoestructurales, al noroccidente en Buyzhun se observa el valle colgado de Buyzhun, que constituye el límite norte del dominio cuaternario y de la zona de inestabilidad Tambo, las cuestas estructurales y el pliegue de Jabaspamba – Ingapirca. Al norte, fuera del área de estudio, en el sector de Culebrillas se diferencian mesas estructurales, producto de la actividad glacial de la época.



Fotografía 6.3 Dominio sedimentario – volcánico. Vista de las cuestas estructurales en la Loma Shunín, atrás el pliegue de Jabaspamba – Ingapirca (NW – SE).

6.2 ESTRUCTURAS

La evidencia litológica y morfoestructural permiten definir una zona de depresión topográfica correspondiente con el Dominio de Depósitos Cuaternarios el cual se caracteriza por poseer ciertos niveles de planicies separadas por escalones escarpados cuya mayor depresión coincide con el sector entre Cachi y El Rosario. Los dominios adyacentes constituyen altos estructurales limitados tanto por estructuras de fallas regionales como locales.

6.2.1 Estructuras Regionales

Las estructuras regionales corresponden a fallas inversas con direcciones NNE – SSW y NE – SW, afloran hacia el oriente de la zona de estudio. Dichas fallas pudieron ser inicialmente normales y tras la inversión tectónica ocurrida durante el Mioceno Tardío, habrían sido transformadas a fallas inversas (Steinmann y Hungerbühler, 1996; Hungerbühler et al., 2002). Las estructuras no atraviesan la zona de estudio, por lo que no se hace énfasis en estas.

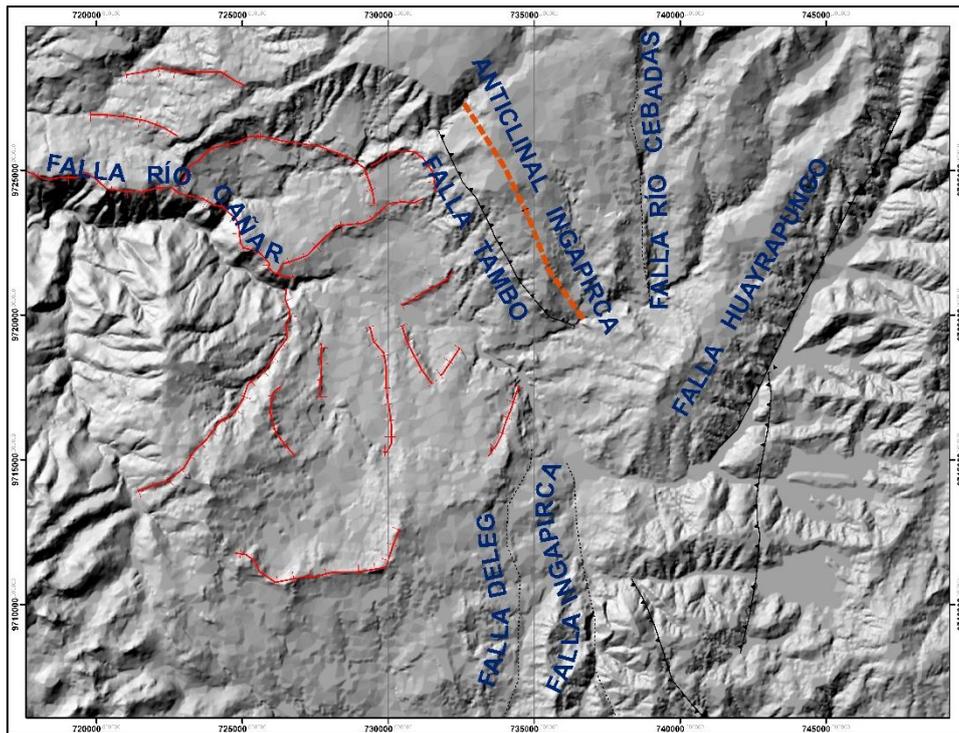


Figura 6.4 Fallas regionales

La Falla inversa de Ingapirca (figura 6.4), identificada por Litherland et al., 1994, es considerada como el límite estructural occidental del Terreno Guamote. Pone en contacto a las formaciones sedimentarias miocénicas con las rocas metamórficas del Jurásico – Cretácico (Formación Punín).

Las fallas inversas de Huayrapungo y Río Cebadas tienen una dirección NE – SW, según Lahuathe (2005), estas formarían lentes tectónicas del sector oriental. La Falla de Huayrapungo limita a la Formación cretácica Yunguilla y la Unidad jurásica Punín.

6.2.2 Estructuras Locales

El análisis morfoestructural permitió diferenciar dos lineamientos en las direcciones NE – SW, NW – SE y E – W, relacionados con la evolución tectónica de la zona. Se determinaron dos fallas importantes: Falla Río San Antonio, Río Cañar y Tambo.

En el lado oeste, la Falla normal Río San Antonio tiene dirección NE – SW y buzamiento SW (figura 6.6). Anteriormente fue llamada “F1” por Albán (2009); dicha falla afecta a los volcánicos Tarqui y a la Formación Turi hacia el nororiente, se asigna una edad pliocénica. Las capas sedimentarias de la Formación Turi hacia el NW presentan bajos buzamientos, denotando la inclinación de la pendiente cuando estas fueron depositadas.

Evidencia de esta falla puede considerarse al valle colgado de Buyzhun (UTM: 723486 E, 9726080 S) y el lineamiento NE – SW a lo largo del río San Antonio y la Loma de Sembrasan. El seguimiento no es claro, la mayor parte está cubierta por depósitos cuaternarios.

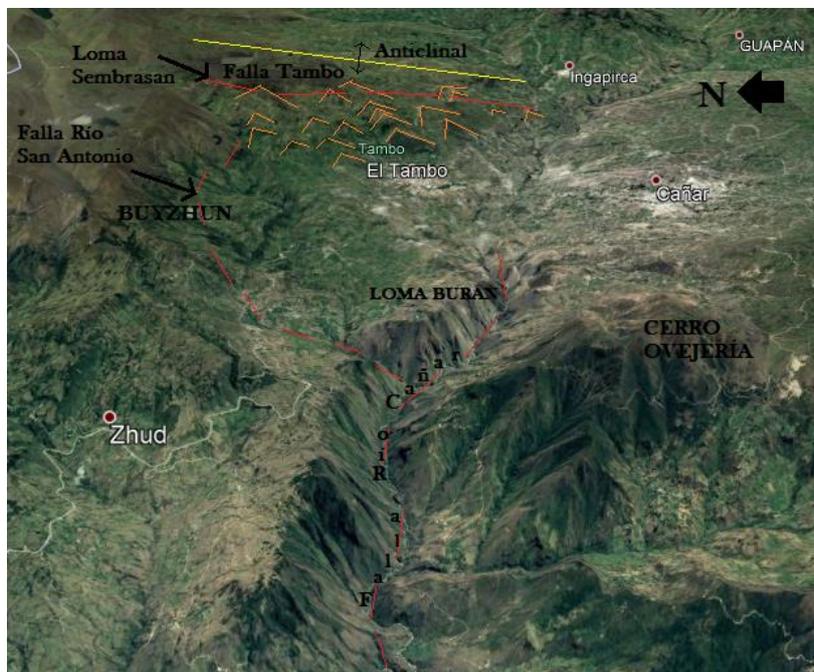


Figura 6.5 Esquema de las fallas Río San Antonio y Río Cañar (Google, Images 2017, Airbus)

La “Falla Río Cañar” (figura 6.5) es de tipo normal, puede ser vista desde Shayarrumi, Yanalpa, en el Cerro Ovejera y la Loma Burán, al suroccidente. La falla presenta rumbo E – W y buzamiento NE, alineada con el curso del río Cañar. Provoca el efecto de capas basculadas hacia el NW (hacia el margen izquierdo del Río Cañar), diaclasamientos y facetas triangulares. El escarpe es visible en el río Cañar, presenta una fuerte asimetría en ambas laderas. Se estima una edad oligo – miocénica, asociada a las estructuras E – W del sur del Ecuador.

La “Falla Tambo” (figura 6.5) es inversa con rumbo NW – SE, buzamiento al NE, asociada a la superficie de despegue del pliegue de arrastre de Jabaspamba – Ingapirca. Se estima una edad pliocénica.

6.2.3 Otras Estructuras

Un pliegue anticlinal se identificó al noroccidente de la ciudad de Tambo, desde el poblado de Jabaspamba hasta Ingapirca. Lahuathe (2005) designa a este pliegue como el “Anticlinal de Ingapirca” de eje NNW – SSW. En el presente estudio se reinterpreta al

pliegue como asimétrico de despegue con un eje orientado en dirección NW – SE, asociado a la inversión tectónica durante el Mioceno Tardío.

Al levantamiento del pliegue están relacionados aspectos morfológicos como cuestras estructurales de rumbo N40°W y buzamiento SW, y parte de los depósitos cuaternarios (figura 6.6).

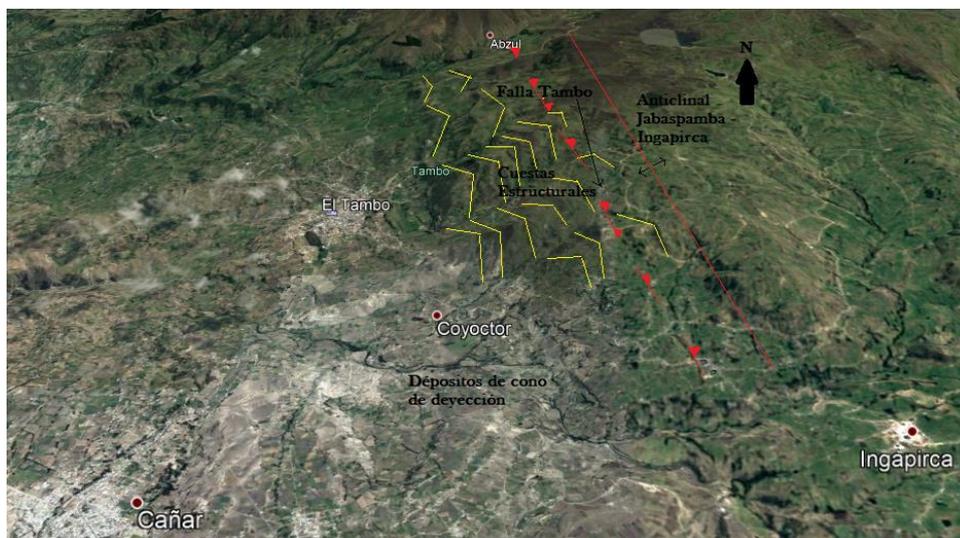


Figura 6.6 Cuestras estructurales (en color amarillo), se muestra el eje del anticlinal en rojo (Google, Images 2017, Airbus)

La actividad tectónica produjo subsidencia hacia la subcuenca, esta se manifiesta a través de escarpes que posiblemente están asociados a fallas ciegas en profundidad.

Los escarpes se encuentran ubicados hacia la depresión de la subcuenca, muchos de ellos están alineados en la dirección NE – SW y están relacionados con las fallas de la zona y la subsidencia de la sub cuenca (figura 6.9). Desarrollan relieves con pendientes que superan los 40° de inclinación, el resto de superficie son de baja inclinación (figura 6.7).

El escarpe principal del deslizamiento activo Tambo está constituido por varios escarpes secundarios de dirección NE – SW con grietas laterales sin relleno (NW – SE y NE – SW) que avanzan hacia el Norte (Anexo 9.5), es el límite oriental de la zona de Tunaspamba. Está ubicado hacia el centro de la zona de estudio, a una altura promedio de 2900 m.s.n.m. y un largo de 4 km con un eje de movimiento hacia el SW. La pendiente promedio es de 24°, teniendo en consideración que alcanza pendientes de 60°. Posee un sistema de drenaje muy poco desarrollado y de densidad baja.

La zona de inestabilidad de Tunaspamba presenta un desarrollo menor al del Tambo, está conformado por dos deslizamientos principales y otros secundarios, los cuales debido a su cercanía y mecanismos de avances se piensa que podrían conjugarse

eventualmente, al igual que en el deslizamiento aledaño de Tambo (figura 6.8). El escarpe principal de área no está definido sin embargo por el alineamiento de los fenómenos del sector, este tendría una dirección NW – SE con un eje de movimiento hacia el NW. La pendiente general es en promedio 12°, aunque puede ser superior a los 30°.

Entre los escarpes principales existen zonas con relieves bajos a moderados (figura 6.7). Son sectores que, a pesar de contar con bajas inclinaciones, presentan procesos de erosión intensa, caracterizadas por fenómenos de reptación y flujos, los cuales se acentúan en temporadas de altas precipitaciones. Estos procesos pueden estar asociados en parte a las características litológicas - geomecánicas de los materiales y a cambios bruscos en la morfología.



Figura 6.7 Relación entre escarpes y zonas planas en la depresión Tambo

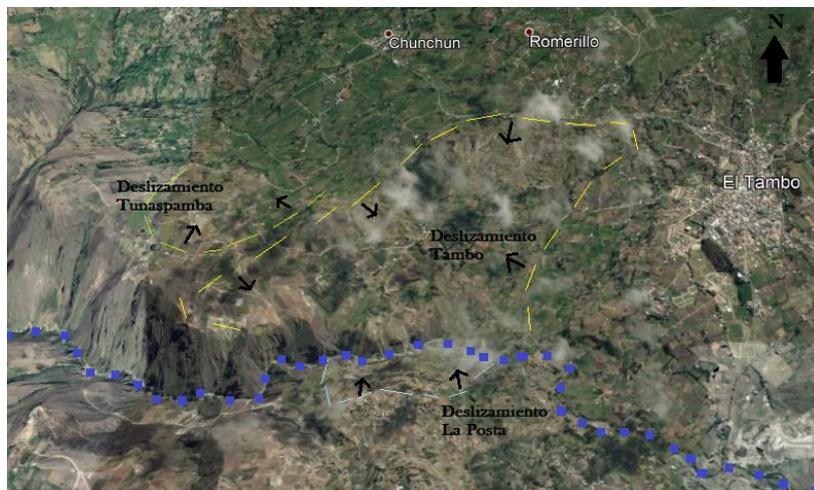


Figura 6.8 Escarpes de los deslizamientos actuales con la dirección del movimiento (Google, Images 2017, Airbus)

Otros escarpes son los originados por los deslizamientos La Posta y Quilluag, estos están menos desarrollados, sin embargo, son complejos. Presentan grietas E – W y SW – NE que se propagan lateralmente.

Antiguos escarpes se mantienen bien conservados en la zona, formando una serie de lineamientos dentro de esta sección de la subcuenca (figura 6.8). Hacia el margen

derecho del río Cañar estos conservan una dirección NE – SW. Al margen izquierdo presentan NNW – SSE.

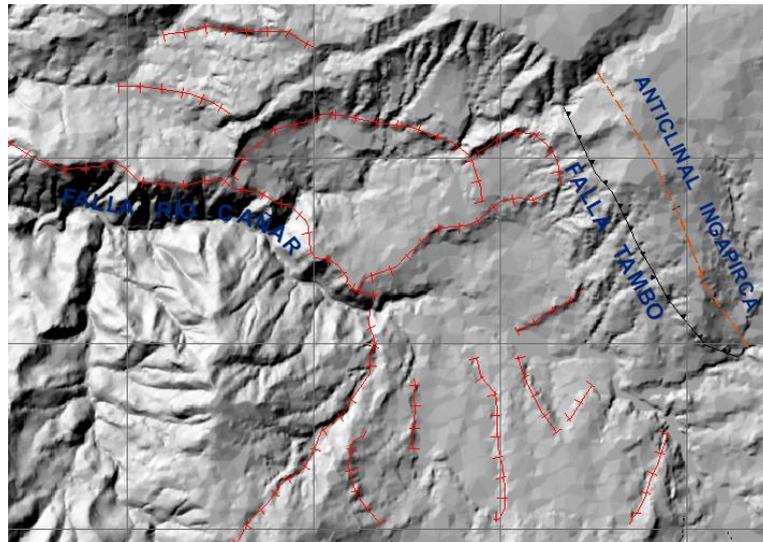


Figura 6.9 Lineamientos secundarios.

Las zonas con menor inclinación en la pendiente coinciden con el dominio cuaternario, estas no registran incisión fluvial o esta ínfima a diferencia de los relieves aledaños, donde están desarrollando redes hidrográficas tipo dendríticas.

CAPÍTULO 7

7 INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los fenómenos de remoción en masa forman parte tanto de los procesos de denudación y erosión más eficientes como de los procesos geológicos más destructivos del planeta, sin embargo, la mayor parte de trabajos realizados en Ecuador están enfocados hacia el análisis y la gestión de riesgos, dejando de lado el aspecto técnico y científico. La caracterización de un movimiento en masa también implica identificar y analizar las condiciones geomorfológicas, geotécnicas y geológicas del medio en el que se desarrolla.

El área Tambo – Cañar forma parte de una serie de zonas inestables en el austro ecuatoriano. Fue reconocida inicialmente por Erazo (1965), quien la restringe al cantón Cañar, más tarde Albán (2009) incluye a Tambo y la limita a 2°30' S y 2°35' S.

El área de Tambo pertenece a la extensión Norte de la cuenca de Cuenca. Gran parte de los estudios realizados previamente son de escala regional. Sheppard (1934), Erazo (1957), Erazo (1965), Bristow (1973), iniciaron las primeras investigaciones y desarrollaron modelos geológicos basados en descripciones litoestratigráficas de la cuenca de Cuenca. Más tarde, Noblet (1988), Noblet & Marocco (1989), Lavenu (1992), Steinmann y Hungerbühler (1996), Hungerbühler (1997), Steinmann (1997) y Hungerbühler et al., (2002), complementan los estudios integrando además de la litoestratigrafía, datos estructurales y dataciones paleontológicas, de manera que reinterpretan los modelos existentes hacia otros más estructurados. El modelo geológico evolutivo de la zona se basa en estas investigaciones.

La reactivación de la zona de la Falla Calacalí – Pallatanga en el Mioceno, provocó el desplazamiento dextral de los terrenos de origen oceánico de la Cordillera Occidental con respecto al continente Sudamericano, dando lugar a la formación de cuencas pull apart en la región de antearco, las que se conectaron con las cuencas intramontañosas del sur, mediante incursiones marinas desde el oeste (Hungerbühler et al., 2002).

El período extensivo en el austro ecuatoriano inició en el Mioceno Temprano, varias fallas normales en dirección N – S y NNW – SSE se originaron durante la subsidencia de la cuenca. Bajo este régimen de transición se depositó la formación sedimentaria Mangán. Hacia el oeste de la cuenca se produjo una variación en la depositación debido al incremento de la subsidencia durante el tiempo de la formación Mangán (Hungerbühler et al., 2002).

Se sugiere una inversión tectónica entre 9,5 y 8 Ma es sugerida para explicar el inicio de las secuencias intermontañas, basado en el desarrollo de una disconformidad angular entre las secuencias costeras e intermontañas, en el aporte detrítico de la Cordillera Occidental a la formación Turi y relleno de las cuencas (Hungerbühler et al., 2002).

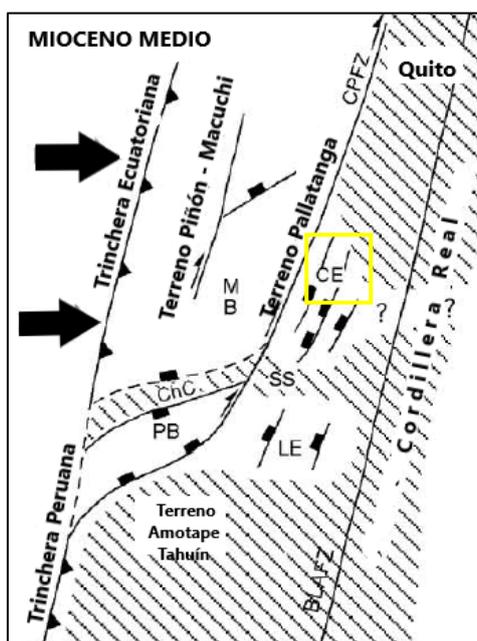


Figura 7.1 Reconstrucción estructural esquemática del período extensivo durante el Mioceno Medio (Hungerbühler et al., 2002). Abreviaciones: BLAFZ (Zona de Falla Baños – Las Aradas), ChC (Alto de Chongón y Colonche), CE (Bahía de Cuenca), CPFZ (Zona de Falla Calacalí – Pallatanga), MB (Cuenca Manabí), LE (Bahía de Loja), SS (Alto Santa Rosa Saraguro, PB (Cuenca Progreso)

La inversión tectónica ocurrió en el Mioceno Tardío, provocando que las fallas normales cambiaran a fallas inversas (Hungerbühler et al., 2002). Esta fase se relaciona con el cierre de la cuenca de Cuenca y la depositación de la formación Turi (Steinmann, 1997; Hungerbühler et al, 2002).

A aproximadamente 10 Ma el período compresivo fue establecido, coincidente con la exhumación de la Cordillera Real (Spikings et al., 2001). Las series del relleno sedimentario fueron deformadas, creando una subcuenca menor hacia el oeste, donde se tuvo un importante aporte de sedimentos de la Cordillera Occidental (depositación de la Formación Turi) (Hungerbühler et al., 2002; Verdezoto, 2006). El plegamiento dio lugar a altos topográficos como el anticlinal de Ingapirca (Lahuathe, 2005). Conforme avanzó la fase compresiva las estructuras regionales fueron reactivadas e invertidas a fallas inversas, con posible componente de rumbo (Hungerbühler et al., 2002; Verdezoto, 2006).

Hacia el oriente de la cuenca, la compresión formó el Anticlinal de Jabaspamba – Ingapirca (NW – SE), un pliegue de arrastre, cuyo movimiento promovió el cabalgamiento sobre la Falla de Ingapirca al oriente. Lahuathe (2005) explica que existen estructuras de corrimiento inducidas por la existencia de fallas inversas.

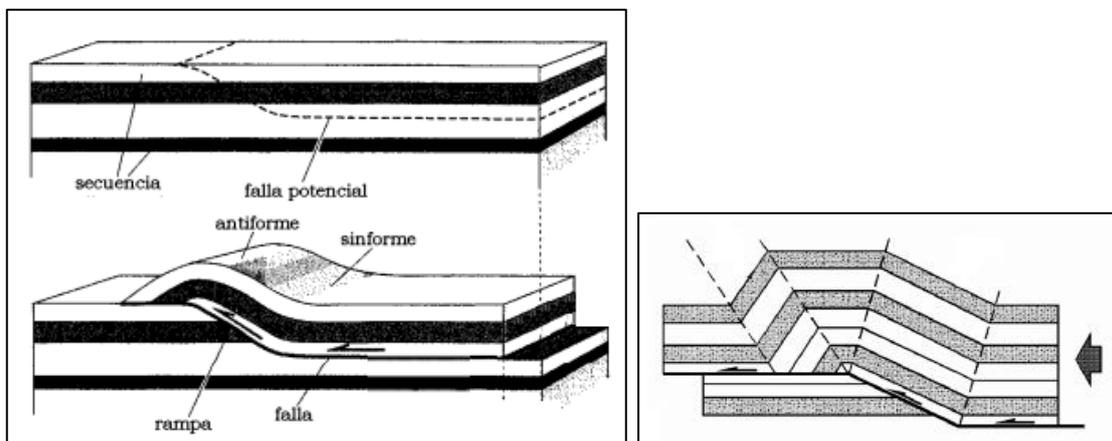


Figura 7.2 Elementos geométricos del cabalgamiento, formación de antiformal en fallas inversas (Powell, 1992). Estructura de un anticlinal por cambio en el manto de una falla inversa (Niemeyer, 1999).

Un pliegue anticlinal asimétrico asociarse a estructuras secundarias dependiendo de la competencia de los materiales y los mecanismos de esfuerzo. Cuando las litologías son frágiles es común la formación de cuestas estructurales (figura 7.3) (Peña, 1997). En la zona, el levantamiento del Anticlinal de Ingapirca ocasionó una serie de bloques basculados, la erosión del relieve y la acumulación de depósitos de pie de monte.

A los 8 Ma, la intensa actividad volcánica es representada por la Formación Tarqui, la cual cubrió discordantemente las series de relleno de la cuenca, dando fin a la etapa de deformación compresiva (Hungerbühler et al., 2002; Verdezoto, 2006).

En estudios anteriores se describe a la Falla Tambo (NW – SE) como una falla inversa con componente dextral, basándose en las “facetas triangulares” y en el cambio brusco del relieve. En el presente trabajo “las facetas triangulares” son reinterpretadas como cuestas estructurales recortadas como facetas por la incisión fluvial (figura 7.3). La falla estaría asociada más bien al levantamiento de un anticlinal asimétrico y las cuestas estructurales corresponderían al flanco más empinado.



Figura 7.3 Estructuras en cuesta producidas por el levantamiento de un anticlinal. Cuestas estructurales en Jabaspamba – Ingapirca. Erosión de las aristas y zonas de relleno entre las estructuras.

La tectónica del sector oriental creó la Falla Río San Antonio, la cual, junto a la Falla Río Cañar habrían funcionado como superficies de despegue del bloque comprendido entre ambas estructuras (figura 7.4).

Albán (2009) señala que existe un sistema de lineamientos subparalelos (NE – SW), interpretados como las fallas F1, F2 y F3. El lineamiento F1 corresponde a una falla normal que afecta a los volcánicos de Saraguro, a los sedimentos Turi y a los volcánicos recientes, mientras que F2 y F3 son interpretadas como fallas de gravedad. Se reconoce en este trabajo a la Falla F1 bajo el nombre de la Falla Normal Río San Antonio de edad Pliocénica, contemporánea a la formación del Anticlinal de Jabaspamba – Ingapirca. Se reinterpreta a F2 como el escarpe principal del deslizamiento Tambo y a F3 como el rasgo morfológico dejado por un deslizamiento antiguo, ambos asociados a fallas normales ciegas.

Hacia el occidente de la subcuenca, los depósitos cuaternarios cubren la topografía y las estructuras preexistentes. En este trabajo se propone un modelo de fallas normales tipo lístricas en el bloque techo en respuesta a los procesos extensivos de la zona (figura 7.4 a, b). En el área, a los pies del deslizamiento Tambo y La Posta un estudio geofísico local muestra que las rocas están altamente fracturadas (figura 7.4).

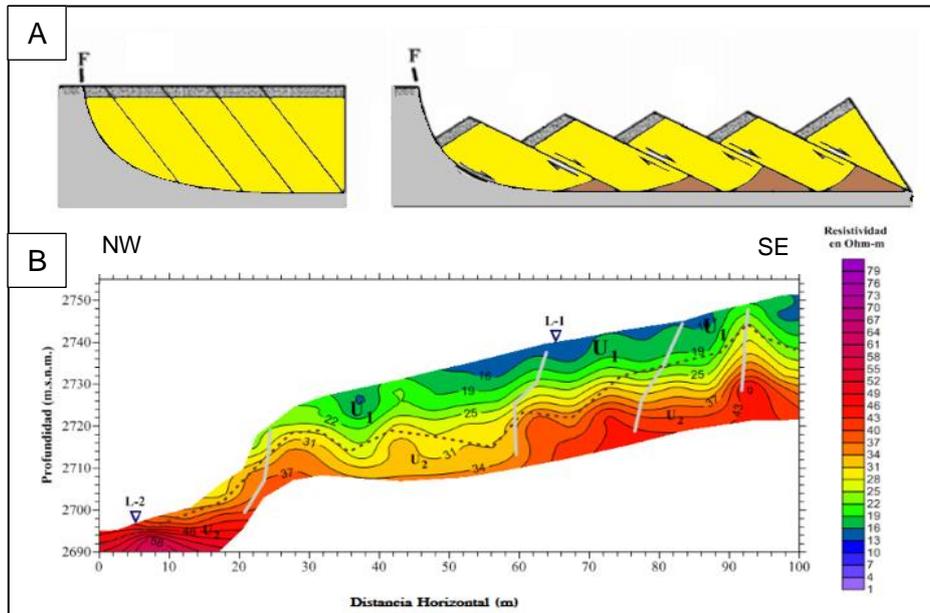


Figura 7.4 a) Modelo de fallas lístricas en el bloque colgante (Niemeyer, 1999). b) Tomografía eléctrica, en el margen izquierdo del río Cañar, deslizamiento La Posta. Se observa un fuerte fracturamiento de las rocas en profundidad. Las bajas resistividades denotan rocas altamente fracturadas.

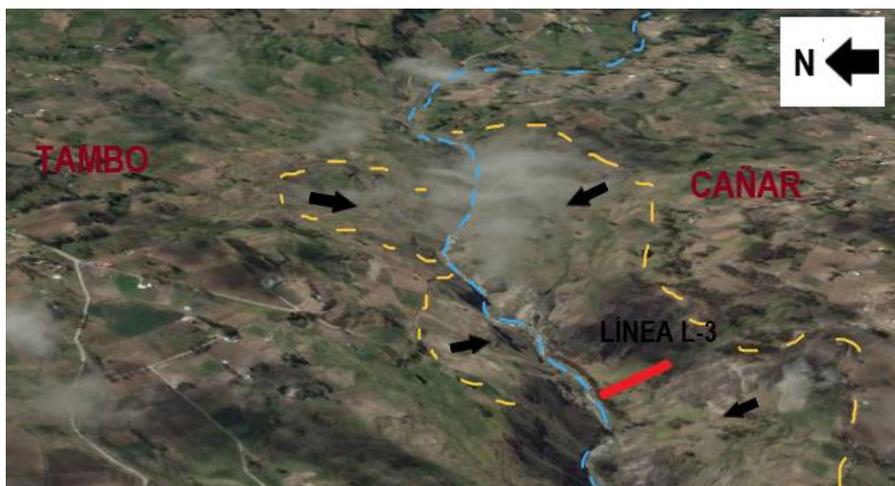


Figura 7.5 Ubicación de la línea sísmica L3 (UTM: 727739 E, 9721129 N; 727753 E, 9721035)

En los depósitos cuaternarios se observa alteración por fluidos hidrotermales (arcillas de tonalidades rojizas y verdosas – celestes) y una zona silicificada (UTM: 727878 E;

9722415 S), esto posiblemente se asociaría al ascenso de los fluidos a través las fracturas y fallas existentes en el subsuelo.

En la clasificación de la Formación Turi, Lahuathe (2005) incluye un tercer miembro al que denomina “Miembro Cañar” y le asigna una edad y ambiente de formación similar a Turi. El depósito está conformado por una serie de depósitos tipo avalancha con pequeñas intercalaciones de arenisca, característicos por su color gris verdoso y su forma alargada. En este trabajo se lo interpreta como un abanico aluvial formado por la acumulación de materiales provenientes de la incisión fluvial en respuesta al levantamiento del Anticlinal de Ingapirca. Se estima una edad Holocénica.

La actividad glacial se desarrolló durante el Pleistoceno al Holoceno, el material fue transportado a través de lenguas glaciares desde el NE. Según Lahuathe (2005) y Albán (2009), las morrenas habrían descendido a través de los valles fluviales hasta cubrir las secuencias anteriores.

Una morrena tiende a formar capas estratificadas, desarrolla secuencias; hacia la base se depositan los clastos más grandes y angulosos junto a la harina de falla (producto del fuerte cizallamiento por el paso de morrena), a continuación, existen intercalaciones de material provocados por las avalanchas y derrubios producidos por la sobre acumulación, gravedad y la pendiente (figura 7.6 a) (Tarbuck, 2013). Sin embargo, en la subcuenca no se han identificado claramente dichas estructuras de estratificación asociadas a estos depósitos, algunas podrían limitarse a sectores más orientales y australes.

La distribución en la zona es caótica (figura 7.6 b), producida por varios tipos de depósitos que incluyen las morrenas, antiguos aluviales y coluviales que posteriormente fueron removidos, deslizados y transformados en derrubios para ser redepositados en la depresión Tambo. Los clastos subredondeados y escasos bloques subangulares, no obstante, a nivel de la matriz, la granulometría presenta otra tendencia, como se explica más adelante con la investigación geotécnica.

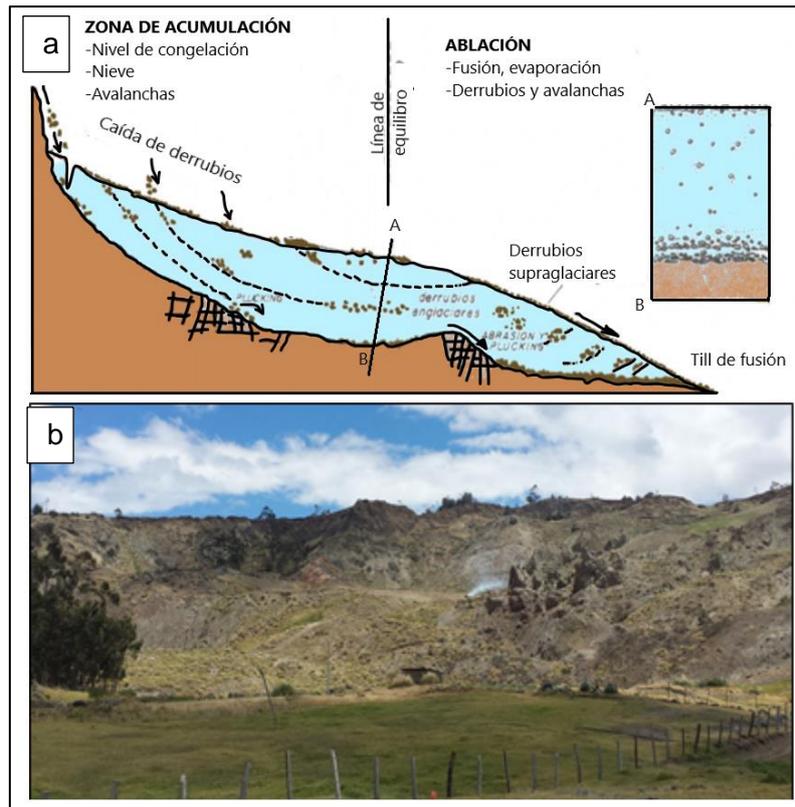


Figura 7.6 Mecanismo y configuración interna una morrena. Depósitos de relleno de la cuenca, nótese los bloques angulosos dentro de una matriz más fina.

El material aluvial acumulado que conforma el dominio cuaternario del área de estudio, como el observado en el escarpe del deslizamiento Tambo, se interpreta pertenece al depósito de un sistema fluvial anterior, bloqueado posiblemente durante el arribo masivo de materiales cuaternarios. La red de drenaje actual ha sido formada por procesos fluviales asociados a la deglaciación.

En el área de Tambo se desarrollan varios deslizamientos de naturaleza compleja. Los deslizamientos Tambo, La Posta y Quilluag fueron mapeados inicialmente por Lahuathe (2005), más tarde Albán (2009) clasifica a los deslizamientos como depósitos de origen fluvio – glaciar y glaciar e incluye en su interpretación al flujo Cañar y discrimina al deslizamiento La Posta. Ambos autores coinciden en que las causas del deslizamiento Tambo se deben a la acción de la Falla de Tambo ubicada más hacia el Este. En este estudio, la presencia de los movimientos de masas se debe a varios elementos, pero principalmente a la subsidencia de la cuenca Cañar y a las estructuras ligadas a este mecanismo.

7.1 MODELO DE EVOLUCIÓN

La integración de los resultados de la cartografía geológica, litoestratigrafía, geotecnia y geología estructural han permitido configurar un modelo de evolución para la zona de Tambo durante el Cenozoico.

A nivel regional, la colisión y acreción de terrenos alóctonos contra el margen Sudamericano durante el Cretácico Tardío al Paleógeno (Feininger et al., 1980), ha dado lugar a la reorganización de la placa Pacífico, la deformación del borde occidental de la placa Sudamericana y el inicio de la subducción y el volcanismo derivado.

Durante el Oligoceno al Mioceno Inferior en los Andes meridionales del Ecuador se produjo una intensa actividad volcánica ignimbrítica a partir de centros volcánicos contiguos (Hall & Beate, 1981) representando el Grupo Saraguro (Lebrat et al., 1987; Lavenu & Noblet, 1989; Steinmann y Hungerbühler, 1996). Lahuathe (2005) plantea que en este período se formó la Falla Río Cañar como parte de un sistema de fallas escalonadas de bajo ángulo de buzamiento hacia el N, como se observa en la figura 7.7, asociada a la ruptura de la Placa Farallón a finales del Oligoceno y el escape del Proto Bloque Norandino hacia el Norte. Varios estudios describen sobre la apertura del Golfo de Guayaquil y el movimiento del Bloque Norandino (Pedoja et al., 2006; Alvarado, 2012; Nocquet et al, 2014), en estos se discute acerca de la formación de fallas de dirección E – W hacia el sur de Ecuador y norte de Perú.



Figura 7.7 Estructuras asociadas al movimiento del Bloque Norandino (BNA) (en rojo). En color naranja se representa a la falla Río Cañar de dirección E – W.

La formación de la subcuenca Cañar fue contemporánea al de las cuencas intramontañas australes del Ecuador, durante el Mioceno Temprano al Tardío en dos fases (Steinmann y Hungerbühler, 1996; Hungerbühler et al., 2002). La Fase Costera dio inicio a la formación de las cuencas de 15 – 9.5 Ma. El desplazamiento del Terreno Macuchi a lo largo de la Falla Pallatanga – Calacalí, provocó la subsidencia de las cuencas antearco y el colapso extensional en el Arco Interandino, en consecuencia, el mar ingresó hacia las cuencas de Cuenca y Loja, bajo un régimen extensivo E-W y sistemas deltaicos influenciados por olas y mareas (Hungerbühler et al., 2002). Se produjo subsidencia a lo largo de la cuenca de Cuenca, controlada por un sistema de fallas normales en dirección N – S y NNW – SSE (Ben – Avraham et al., 1992, Hungerbühler et al., 2002).

Las formaciones sedimentarias miocénicas Loyola y Mangán (figura 7.2) presentes en la sección norte de la cuenca de Cuenca están a ambientes de prodelta y planicie de delta, respectivamente (Hungerbühler et al., 2002). No obstante, en la zona se ha encontrado únicamente la parte superior de la formación Mangán, caracterizada por secuencias de areniscas tobáceas y conglomerados compuestos por clastos redondeados de rocas volcánicas, metamórficas y cuarzo. No existen registros fósiles como se reporta al sur. Estas litologías marcan el fin de la facies costera en las cuencas intramontañas del Sur.

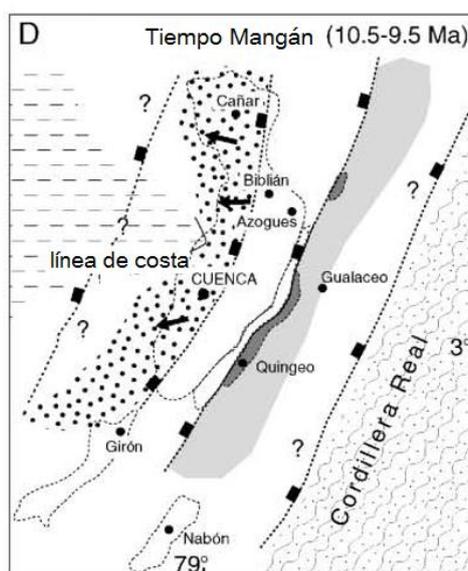


Figura 7.8 Modelo de deposición de la Formación Mangán (superficie punteada en color negro) (Hungerbühler et al., 2002).

El depósito de la Formación Mangán sobre los volcánicos del Grupo Saraguro ocurrió en contacto discordante, esta está asociada al inicio de la inversión tectónica que produjo el cierre de las cuencas australes durante el Mioceno Tardío, los sedimentos

provendrían más bien de sistemas fluviales y procesos erosivos producidos por el levantamiento de la Cordillera Occidental.

Lahuathe (2005) menciona que hacia el sur del poblado de Ingapirca existen registros fósiles, ricos fauna marina, por lo que se estima que la Fase Costera se habría desarrollado hacia esa zona.

La Fase Intramontana empezó en 9.5 Ma con la inversión tectónica en dirección E – W, debido a procesos compresivos. La formación Turi fue depositada en un ambiente continental, siendo la fuente principal el aporte clástico de la Cordillera Occidental (Hungerbühler et al., 1997). En este sistema se depositó la secuencia estratificada de areniscas y conglomerados de la Formación Turi de forma discordante sobre la formación Mangán en el Mioceno Tardío.

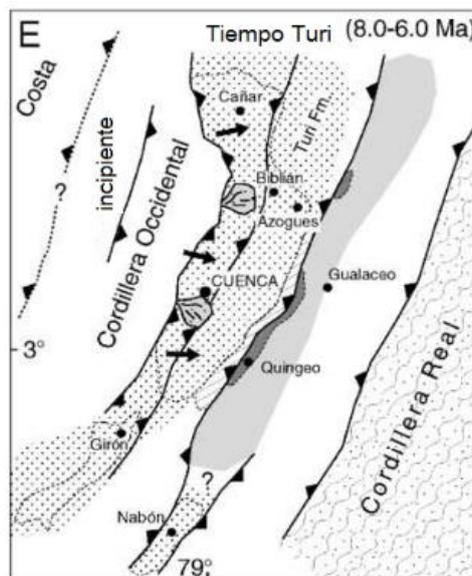


Figura 7.9 Modelo de deposición de la Formación Turi (Hungerbühler et al., 2002).

Actualmente la formación Turi no aflora en todo el sector debido a los procesos erosivos y el manteamiento de depósitos más jóvenes, sin embargo, pueden observarse secuencias estratificadas de entre 2 – 6 metros con buzamientos hacia el NW.

Durante el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano, la secuencia sedimentaria de la cuenca fue cubierta discordantemente por la Formación Volcánica Tarqui hacia los bordes de la cuenca (Bristow, 1973; Hungerbühler et al., 2002). En el área de estudio, la formación Tarqui está deformada, como se observa en el poblado de Sisid (UTM: 734298 E, 9719461 S). En el estudio de láminas delgadas se determinó que algunos minerales como las plagioclasas y cuarzo presentan extinción ondulatoria, denotando deformación.

El régimen compresivo en el Mioceno tardío causó que las fallas normales cambiaran a un fallamiento inverso (fallas Ingapirca y Huayrapungo). Inició la formación del Anticlinal de Jabaspamba – Ingapirca como un pliegue de arrastre a lo largo de la Falla Tambo y la acumulación de depósitos de pie de monte, producto del levantamiento del anticlinal. El plegamiento ocasionó el cambio en el buzamiento de las capas y finalmente debido a la fragilidad de las rocas, estas se fracturaron, creando cuevas estructurales al NE de la zona. Hacia el SW se formó Falla Río San Antonio y otras fallas subparalelas.

Durante el Pleistoceno – Holoceno hubo intenso período glacial a nivel regional (Clapperton & Vera, 1986) que recubrió a los volcánicos de la Formación Tarqui al sur. En el estudio fotogeológico se identifican estructuras típicas de procesos glaciales cerca de Huayrapungo hasta el sector de Culebrillas. Los rasgos más evidentes dejados por el paso de los glaciares son: circos, aristas, lagunas represadas y estructuras en mesas sobre los volcánicos más jóvenes. Al igual que Lahuathe (2005) en este trabajo se interpreta que los depósitos provienen desde el NE. En los depósitos cuaternarios existen clastos sedimentarios y metamórficos. De acuerdo a las litologías orientales corresponderían a las formaciones Punín y Yunguilla.

Los derrubios no mantearon la zona de depresión conservando la estructura y las características de una morrena, como plantean en estudios anteriores, sino más bien estos fueron retrabajados como derrubios glaciares debido a la sobrecarga y el incremento en la pendiente por el levantamiento del anticlinal.

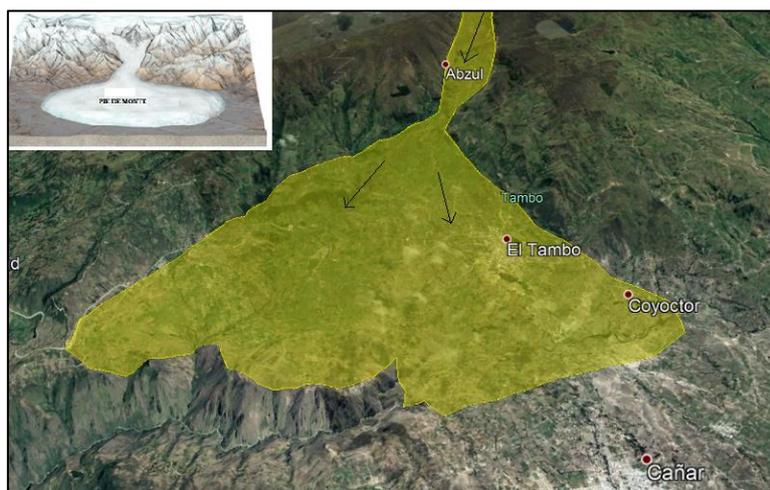


Figura 7.10 Depósito tipo pie de monte formado por los derrubios glaciares.

El depósito de los derrubios fue continuo, erosionando la morfología y las formaciones más antiguas del área de Tambo. Para el área de Cañar, se piensa que parte de estos depósitos llegaron hasta la zona, sin embargo, estos no constituyen la única fuente de

los materiales de relleno. En el estudio fotogeológico se determinaron hacia el sur, estructuras en forma de circos, lagunas y aristas, morrenas. Posiblemente la fuente principal procede desde el sur de Cañar.

Jachens y Holzer (1982) proponen varios modelos de los factores que inducen a la formación de zonas de subsidencia, entre los que figura la existencia de irregularidades en el lecho rocoso, producidas por cambios en la pendiente (figura 7.11 a) y la deformación por extensión (figura 7.11 b).

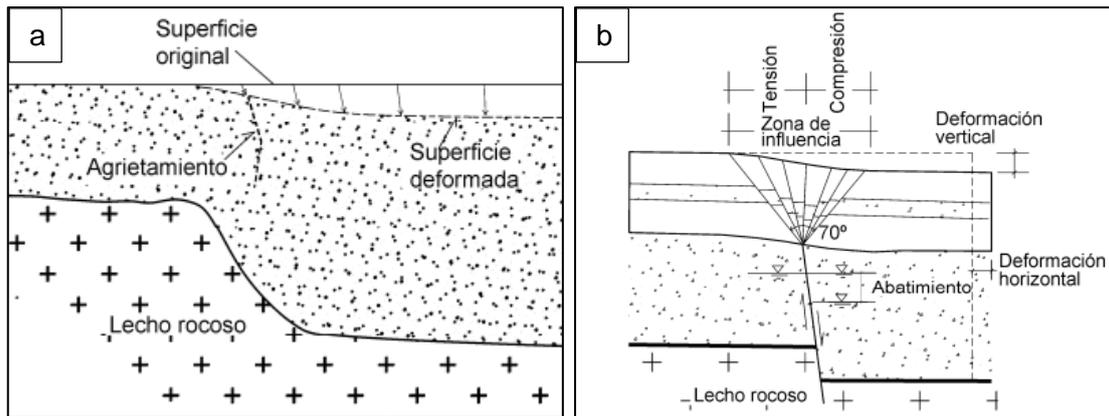


Figura 7.11 a) Mecanismo de generación de fallamientos (Jachens y Holzer (1982). b) Fallamiento (Raisbeck y Pedler (1985). Modificado de Pacheco, 2007.

El coluvial se depositó en el sector sobre una topografía dominada por esfuerzos extensivos (figura 7.4), como se muestra en la figura 7.11 b, la actividad tectónica de fallas normales en la zona ocasionó el agrietamiento, la deformación del subsuelo y finalmente una serie de hundimientos, estos son evidenciados por la formación de múltiples deslizamientos y terrazas (figura 7.12).

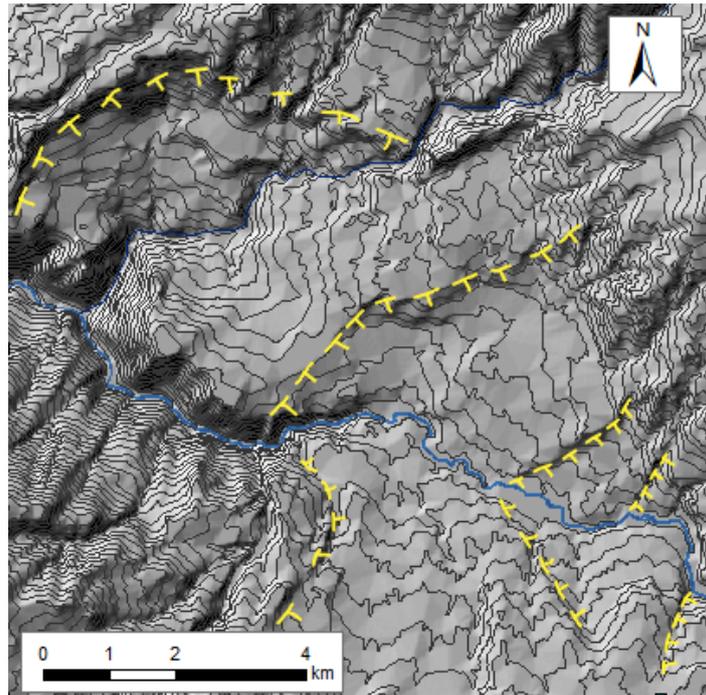


Figura 7.12 Escarpes y terrazas tectónicas alineadas.

El reajuste de las litologías subyacentes causado por la deformación tectónica, la acumulación de esfuerzo en la zona, y la disolución de los materiales a profundidad por el ascenso de fluidos hidrotermales, han provocado la subsidencia en la cuenca, provocando que la zona Tambo – Cañar sea inestable y se mantenga en continua actividad tectónica.

CAPÍTULO 8

8 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1 CONCLUSIONES

De la recopilación de datos preliminares, análisis de los afloramientos, muestras de mano y descripción de láminas delgadas, se logró determinar el tipo de litologías que conforman el área. La zona está constituida por formaciones que datan desde el Oligoceno hasta Holoceno. El basamento corresponde a rocas tobáceas oligo – miocénicas del Grupo Saraguro, este es sobreyacido por las formaciones sedimentarias Mangán y Turi. Tras un período de actividad volcánica se depositó la Formación Tarqui. A finales del Pleistoceno, la actividad glaciár se desarrolló hacia las zonas más altas y durante el Holoceno los depósitos retrabajados rellenaron la subcuenca.

En la sección Norte de la cuenca de Cuenca, no aflora la secuencia completa de la Cuenca de Cuenca. La Formación Mangán, es la única formación existente de la Fase Costera Pacífico, sin embargo, esta se encuentra limitada a estratificaciones de arenisca gruesa y conglomerados, sin fósiles, se trata del techo de la formación.

Los depósitos cuaternarios que mantean el área de Tambo presentan retrabajamiento provocado por la actividad denudativa y por la acción de los sistemas fluviales de baja energía. La ausencia de estratificación, clastos de forma sub – angulosa, superficies pulidas, harina de roca y rocas estriadas, serían el indicativo de que la actividad glaciár no se dio en este sector.

En la depresión de área de Tambo se han encontrado varios lineamientos dejados los escarpes de los antiguos deslizamientos, el más importante es la Falla Río San Antonio (NE – SW) y el escarpe principal del actual deslizamiento Tambo. Al nororiente se desarrolla el Anticlinal de Jabaspamba (NW – SE), un pliegue de arrastre asociado a la inversión tectónica a finales del Mioceno.

Se han diferenciado varias zonas de inestabilidad, dentro de las cuales se desarrollan varios deslizamientos, la mayoría de tipo complejo – rotacional de dinámica y comportamiento independiente, se incluye al deslizamiento Tambo. El deslizamiento Tambo se extiende a lo largo de la zona en dirección NE – SW, está conformado por varios deslizamientos secundarios.

El agrietamiento y la formación de nuevos deslizamientos en el área de Tambo responde a distintos factores. El factor principal es la subsidencia, sin embargo, existen otros

parámetros que influyen en los movimientos de masas como el tipo de litología, el grado de consolidación, el comportamiento geomecánico y el contenido de agua.

Otros factores que aumentan el esfuerzo cortante son las lluvias intensas y prolongadas, erosión, socavamiento – sobrecarga hacia la corona y el pie del talud y el pésimo sistema de drenaje.

La pendiente es sin duda uno de los factores que condicionan los movimientos en masa, sin embargo, en el caso de los deslizamientos, este parámetro tiene poca incidencia dado que estos se desarrollan preferencialmente hacia sectores con bajo ángulo de inclinación de la pendiente.

El estudio geomecánico dividió a la zona en tres unidades geotécnicas. La Unidad I, corresponde a las rocas volcánicas del Grupo Saraguro; Unidad II, está conformada a las rocas sedimentarias de la Formación Turi; y la Unidad III son los depósitos cuaternarios. La Unidad III se dividió en tres subunidades de acuerdo a las características geomecánicas como la granulometría, cohesión y plasticidad: UIII-1 (SM, SM – SC), UIII-2 (SC) y UIII-3 (ML, ML – CL, CL).

En base a la zonificación geotécnica se determinó que las unidades con mayor susceptibilidad a movimientos en masa son UIII-2 y UIII-3, UIII-1 presenta susceptibilidad moderada.

Más deslizamientos continúan creándose en toda el área de inestabilidad, modificando constantemente los relieves. Se considera que las futuras obras civiles como cimentaciones y excavaciones, no son factibles, puesto que representarían una mayor inversión económica de las mismas.

8.2 RECOMENDACIONES

Realizar estudios futuros para una mejor discriminación de los volcánicos del área, considerados en este trabajo del Oligoceno – Mioceno Temprano y Plioceno. Asimismo, se recomienda realizar un estudio geofísico con el objetivo de obtener una mejor configuración del subsuelo.

Para el área de Cañar se deben intensificar los estudios, en el estudio fotogeológico se determinaron lineamientos importantes, similares a los encontrados en la zona de Tambo. La actividad glaciar está muy bien marcada a través de los rasgos estructurales típicos como las morrenas, esto confirmaría que otra fuente de sedimentos para la subcuenca son los glaciares del SW.

De acuerdo a la comparación de los antiguos mapas inventarios y el actual, es notorio el cambio en los relieves a lo largo del tiempo. Es importante investigar aspectos y llevar un registro de las magnitudes de los deslizamientos, la profundidad de los planos de la inestabilidad, la actividad, velocidades, tasas de erosión, ubicación de los niveles freáticos, etc. El uso de estudios geofísicos podría colaborar con la ejecución de esta actividad.

Los estudios geomecánicos fueron efectuados con las condiciones climáticas de la fecha de su recolección (verano). Como se observan en los resultados de los ensayos varios de los suelos presentan propiedades de una roca de buena compactación, en campo estas incluso desarrollan pendientes sub verticales sin riesgo de colapso, sin embargo, al ser saturados las propiedades cambian dramáticamente, produciéndose flujos de lodos y por supuesto los deslizamientos. Es importante analizar y desarrollar más pruebas sobre los coluviones en estado saturado.

El comportamiento de las grietas es importante en los deslizamientos, pues estas a menudo adquieren una cinemática errática, es decir, varias de estas estructuras en lugar de abrirse, tienden a cerrarse por efecto de la aceleración. Se debe realizar un análisis más amplio del sistema de agrietamiento, registrando el desarrollo de las fracturas en períodos mensuales, al menos en las zonas pobladas. Evitar cubrirlas.

Las estaciones invernales junto al bajo control de los sistemas de riego aceleran los movimientos de masas, se recomienda efectuar mejor los sistemas de drenaje. Asimismo, evitar las labores de modificación del terreno (rellenos, excavaciones, asentamientos).

Es importante el monitoreo de las zonas de inestabilidad, principalmente hacia aquellas zonas donde se han producido los deslizamientos, pues estas son susceptibles a continuar su movimiento.

BIBLIOGRAFÍA

ALVARADO, A. (2012). Néotectonique et cinématique de la déformation continentale en Equateur. PhD Thesis, Université de Grenoble, 260 pp.

ALBÁN, L. (2009). Estudio geológico – geomorfológico del área inestable entre 2°30´ S y 2° 35´, provincia del Cañar. Proyecto de Titulación, EPN.

ASPDEN, J.A., HARRISON, S.H., & RUNDLE, C.C., (1992). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 6, 77–96.

ASPDEN, J.A., LITHERLAND, M. (1992a). The geology and Mesozoic collisional / accretionary history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, pp. 187 – 204.

ASPDEN, J.A., LITHERLAND, M. (1992b). Terrane – boundary reactivation: A control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, pp. 71 – 76.

ASPDEN, J.A., LITHERLAND, M., SALAZAR, E. (1988). Una interpretación Preliminar de la Historia Colisional del Centro y Sur del Ecuador y Posibles Controles para la Geología Mesozoica y de Mineralizaciones Polimetálicas. *Politécnica (Quito)*, 13 (3). Monografía de Geología No. 5, pp. 49 – 75.

AYALA, F., (1987). “Introducción a los riesgos geológicos” *Riesgos Geológicos; I.G.M.E. Madrid*. Vol. 1, 3-21.

BABY, P., RIVADENEIRA, M., BARRAGÁN, R. (2004). La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo. *Travaux de l’Institut Francais d’Estudes Andines*, 144).

BALDOCK J.W., (1982). Geología del Ecuador, boletín de explicación del mapa geológico de la república del Ecuador escala 1:1000000. DGMM, Quito, Equater, 66p.

BEN – AVRAHAM, Z., ZOBACK, M. D. (1992). Transform – normal extension and asymmetric basins: An alternative to pull – apart models. *Geology*, 20, pp. 423 – 426.

BENÍTEZ, S., 1995. Evolution géodynamique de la province côtière sud- équatorienne au Crétacé supérieur et Tertiaire. *Géologie Alpine* 71, 3–163.

BOURGOIS, J., LAHUATHE, J., VACA, W., VERDEZOTO, P., CORNEJO, R. (2006). Mapa Geológico del Ecuador, Hoja Cañar, escala 1: 50000; Quito, Instituto Geográfico Militar (IMG), Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos (MRNE), Dirección Nacional de Geología (DINAGE), Institut de Recherche et Développement (IRD).

- BOWLES J. (1980). Manual de Laboratorio de suelos en Ingeniería Civil. Bogotá – Colombia. Editorial McGRAW – Hill Latinoamericana, S.A.
- BRISTOW, C.R. (1973). Guide to the Geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. Ecuadorian Geological and Geophysical Society, Quito, 54 pp.
- BRISTOW, C.R., HOFFSTETTER R. (1977). Lexique Stratigraphique International (2nd ed.): Amérique Latine. Fascicule 5a, Ecuador: Paris Centre National de la Recherche Scientifique, 410 p.
- BULL, W. (2007). Tectonic Geomorphology of Mountains. Blackwell Publishing.
- CHACÓN, J., IRIGARAY, C., HAMDOUNI, R., FERNÁNDEZ, T. (1996a). Consideraciones sobre los riesgos derivados de los movimientos del terreno, su variada naturaleza y las dificultades de evaluación. Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio; Riesgos Naturales, Ordenación del Territorio y Medio Ambiente. Granada. Vol. I, 407-418.
- CLAPPERTON, C.M., VERA, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walter Sauer. Journal of Quaternary Research 1(1), 45 - 46.
- COROMINAS, J. (1989). Estabilidad de taludes y laderas naturales. Monografía 3. Sociedad Española de Geomorfología. 248 pp.
- COROMINAS, J., & García Yagüe, A., (1997) Terminología de los movimientos de ladera. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Vol. IV, 1051-1072. Granada.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996). Landslides types and Processes: investigation and mitigation; Turner, A.K. & Schuster, R.L. (eds.). National Academic Press. Washington D.C. 673 pp. pp. 35-76.
- DALY, M.C., 1989. Correlations between Nazca – Farallón plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. Tectonics 8, 769–790.
- DAS, B.M. (2001). Fundamentos de Ingeniería Geotécnica. México, Thomson Learning.
- DENIAUD, Y., 2000. Enregistrements sédimentaire et structurale de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène: étude des bassins d'avant – arc et bilans de masse. Géologie Alpine Mémoire H.S. 32, 157 pp.

DOTOR, E., 2004. Análisis de Susceptibilidad y Peligrosidad de Deslizamientos de Laderas. Programa UNIGIS de Postgrado y Máster Internacional, Universidad de Gerona.

DUNKLEY, P., GAIBOR, A., 1997a. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2800X and 3800XS. CODIGEM British Geological Survey, Quito, Ecuador, 76 pp.

EGBUE, O., KELLOGG, J. (2010). Pleistocene and to Present North Andean "escape". *Tectonophysics* 489 (2010) 248 – 257.

EGÜEZ, A., ALVARADO, A., YEPEZ, H., MACHETTE, M., COSTA, C., DART, R., BRADLEY, L. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. Open-File Report 03-289.

EGÜEZ, A., ASPDEN, J. A. (1993). The Mesozoic – Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes, in *Andean Geodynamics, Symposium International: Oxford, United Kingdom*. OSTROM / Universté d'Oxford, pp. 215 – 218.

ERAZO, M., (1957). Apuntes sobre la Geología y el Valle de Cuenca. *Anales de la Universidad de Cuenca*, Tomo XIII, 157 – 197.

ERAZO, M., (1965). Estudios de los deslizamientos de suelos en el Austro. *Anales de la Universidad de Cuenca*, Tomo XXI, 25 – 46.

FAUCHER, B. & SAVOYAT, E. (1973) – Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. XV, Fasc. 1 – 2: 115 – 142.

FEININGER, T., AND BRISTOW, R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69, pp. 849-874.

FEININGER, T., AND SEGUIN, M. K. (1983). Simple Bouguer gravitu anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, V11, pp. 40 – 44.

FERNÁNDEZ, D. (2003). Procesos de remoción en masa y erosión fluvial en la quebrada del río Los Sosa, provincia de Tucumán. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 58.

FERRARI, L., TIBALDI, A., 1992. Recent and active tectonics of the northeastern Ecuadorian Andes. *Journal of Geodynamics* 15 (1/2), 39-58.

GEMMA (2007). Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la Evaluación de Amenazas. Canadá: PMA; GCA.

- GONZÁLEZ, I., (2002). Ingeniería Geológica. Madrid. Pearson Educación S.A.
- GUTSCHER M.A., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S., COLLOT J.Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255-270 pp.
- HALL, M., BEATE, B. (1991). El volcanismo Plio – Cuaternario en los Andes del Ecuador. *Estudios de Geografía, Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito*, 4, 5 – 17.
- HUGHES, R.A., AND PILATASIG, L.F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: *Tectonophysics*, v. 345, p. 29–48, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00205-0.
- HUNGERBÜHLER, D. (1997). Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00 – 4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 182 pp.
- HUNGERBÜHLER, D., STEINMANN, M., WINKLER, W., SEWARD, D., EGÜEZ, A., PETERSON, D., HELG, U., HAMMER, C. (2002), Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador, *Earth Sci. Rev.*, 57, 75 –124.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (IGM) (1968). Mapa Topográfico del Ecuador, 1: 50 000, hoja Juncal, Instituto Geográfico Militar. Quito – Ecuador.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (IGM) (1968). Mapa Topográfico del Ecuador, 1: 50 000, hoja Suscal, Instituto Geográfico Militar. Quito – Ecuador.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (IGM) (1968). Mapa Topográfico del Ecuador, 1: 50 000, hoja San Francisco de Gualleturo, Instituto Geográfico Militar. Quito – Ecuador.
- INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR (IGM) (1990). Mapa Topográfico del Ecuador, 1: 50 000, hoja Cañar, Instituto Geográfico Militar. Quito – Ecuador.
- JACHENS C. R., HOLZER L. T. (1982). Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona: *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 998-1012.
- JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., SUÁREZ, J., TORO, J., IZA, D., LUGO., W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous – Paleogene deposits of Cordillera Occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17, pp 49 – 58.
- KEEFER D.K. (1984). Landslides caused by Earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95, pp. 406-421.

- KELLOGG, J. N., VEGA, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica and the Colombian Andes: Constraints from Global Positions System (GPS) geodetic studies and gravity, *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in the southern Central America*. *Pub. Geol. Soc. Am.*, 295, 75 – 90.
- KENNAN L., PINDELL J., (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. *Geological Society of London, Special Publication*. 58pp.
- LAHUATHE, J., (2005). Levantamiento geológico y análisis de la deformación tectónica entre las latitudes: 2° 28' S y 2° 37' S, provincia de Cañar, Proyecto de Titulación, EPN.
- LAVENU, A., NOBLET, C., BONHOMME, G., EGUÍEZ, A., DUGAS, F., VIVIER, G. (1992). New K– Ar age dates of Neogene to Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences* 5, 309– 320.
- LEBRAT, M., MEGARD, F., DUPUY, C., DOSTAL, J. (1987). Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Geological Society of America Bulletin* 99, 569–578.
- LEE, E., (2014). *Landslide Risk Assessment*. London. ICE Publishing.
- LITHERLAND, M., ASPDEN, J., & JEMIELITA, R.A., (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Nottingham, British Geological Survey, Overseas Memoir, No.11, 147p.
- MAMBERTI, M., LAPIERRE, H., BOSCH, D., ETHIEN, R., JAILLARD, E., HERNANDEZ, J., & POLVE, M., (2003). Accreted fragments of the Late Cretaceous Caribbean-Colombian plateau in Ecuador: *Lithos*, v. 66, p. 173–199, doi: 10.1016/S0024-4937(02)00218-9.
- MINGARRO, F., (1982). *Petrología Exógena I. Hipergénesis y sedimentogénesis alóctona*. Madrid – España. Editorial Rueda.
- NIEMEYER, H. (1999). *Apuntes de geología estructural. Primera Parte “Estructuras Frágiles”*. Antofagasta. 142 p.
- NOCQUET, J.M., et al. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience* 7, pp. 287–291.
- NOBLET, C. & MAROCCO, R., (1989). Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike–slip basin: the Miocene Cuenca basin of South Ecuador. *International Symposium*

on Intermontane Basins: Geology and Resources Chiang Mai, Thailand, 30 January–2 February, pp. 282–294.

NOBLET, C. LAVENU, A., SCHENEIDER, F. (1988). Etude géodynamique d'un basin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur: l'exemple du basin de Cuenca. *Géodynamique* 3, 117 – 138. PhD, Institute of Geology, ETH Zürich, 176 pp.

PACHECO, J. (2007). Modelo de subsidencia del Valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales. PhD Tesis, Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, México. 238 pp.

STEINMANN, M. (1997). The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 176 pp.

PEÑA, J. (1997). Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada. Logroño – España. Geoforma Ediciones.

PEDOJA, K., ORTHLIEB, L., DUMONT, J., LAMOTHE, M., GHALEB, B., AUCLAIR., LABROUSSE B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology* 228, 73 – 91.

PENNINTON, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.*, 86, 10753 – 10770.

POWELL, D. (1992) Interpretation of Geological Structures through Maps; Longman Scientific and Technical, 176 pp.

PRATT, W.T., DUQUE, P., PONCE, M., (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 399, 251 – 278.

RAISBECK D., PEDLER I. V. (1985). Settlement prediction and monitoring in an area of regional subsidence: In International Conference on Soil Mechanics Foundation Engineering, 11o Proceedings: San Francisco, Soil Mechanics and Foundation Engineering, p. 2231-2234.

SHEPPARD, G. (1934). Geology of the interandine basin of Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine*, 71, 356 – 370.

SOWERS, G., (1994). Introducción a la Mecánica de Suelos y Cimentaciones. México D.F. Editorial Limusa S.A.

SPIKINGS, R.A., WINKLER, W., SEWARD, D., HANDLER, R. (2001). Along – strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett*, 186, 57 – 73.

STEINMANN, M. (1997). The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 176 pp.

STEINMANN, M. & HUNGERBUEHLER, D. (1996): Geología de cuencas sedimentarias (Mioceno, Sur del Ecuador), curso internacional, Cuenca-Ecuador, ETH Zürich, 28 p.

STEINMANN, M., HUNGERBÜHLER, D., SEWARD, D., WINKLER, W., (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* 307, 255–276.

SUÁREZ J., (1998). Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Bucaramanga – Colombia. Publicaciones UIS.

TARBUCK E., LUTGENS F. (2013). Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física. Madrid – España. Pearson Educación.

THALMANN, H.E. (1946). Micropaleontology of Miocene Progreso Formation, southwestern Ecuador. *Bulletin Geological Society of America* 57, 1236.

TORO J., JAILLARD E. (2005). Provenance of the Upper Cretaceous to upper Eocene clastic sediments of the Western Cordillera of Ecuador: Geodynamic implications, *Tectonophysics* 399, pp 279 – 292.

TRENKAMP R., KELLOGG J.N., FREYMUELLER J.T., MORA P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South America Earth Sciences*, 15, 157-171.

VALLEJO, C., WINKLER, W., SPIKINGS, R., LUZIEUX, L., HELLER, F., & BUSSY F., (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America Memoir* 204, pp 197 - 216.

VARNES, D., (1978). Slope movements types and processes. *Landsides analysis and control*, 9-33.

VARNES D., (1984). *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Paris: UNESCO.

VERDEZOTO A. (2006). Levantamiento geológico del sector comprendido entre las latitudes 2° 37' S y 2° 50' S, Provincias de Cañar y Azuay, con especial enfoque sobre las secuencias miocénicas, Proyecto de Titulación, EPN.

VILLACORTA, S., FIDEL, L., ZAVALA, B. (2012). Mapa de Susceptibilidad por Movimientos en Masa de Perú. Revista de la Asociación Geológica Argentina, pp 393 – 399.

WINKLER, W., VILLAGÓMEZ, D., SPIKINGS, R., ABEGGLEN, P., TOBLER, ST., EGÜEZ, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter – Andean depression in Ecuador. Journal of South American Earth Sciences 19, pp 5-19.

WOLF, T. (1892). Geografía y Geología del Ecuador. Leipzig, Brockhaus, 671p.

ZEVALLOS, O., (1996) Sin plazo para la esperanza: reporte sobre el desastre de La Josefina, Ecuador, 1993. Quito – Ecuador. Escuela Politécnica Nacional.

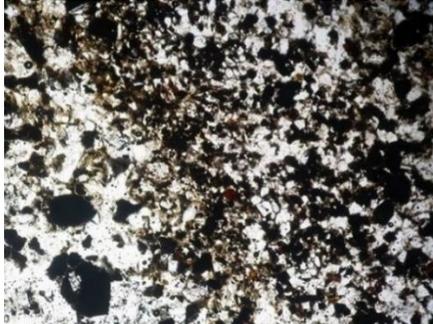
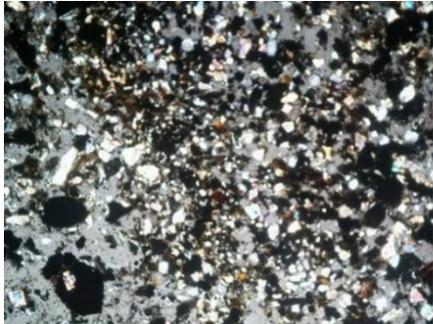
Páginas Web

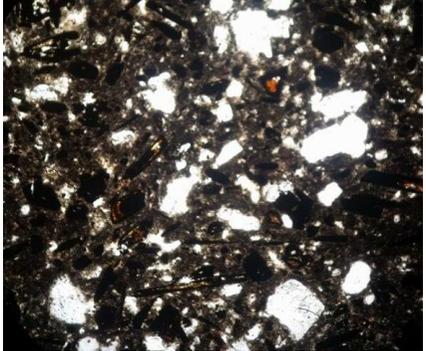
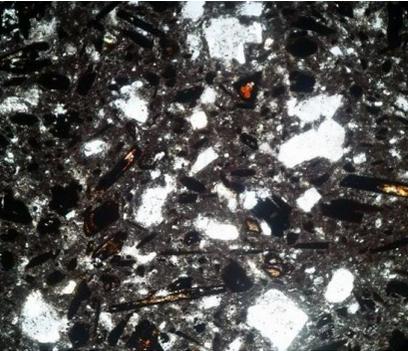
Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un SIG, en la cuenca vertiente al embalse de rules, Granada.

- Análisis de la susceptibilidad a los movimientos de ladera mediante un SIG en la Cuenca Vertiente al Embalse de Rule, Granada. 3. Movimientos de ladera. Tomado de la página Web: http://www.ugr.es/~ren03366/DEA/TEMAS/memoria/3_MOVIMIENTOS.pdf
- GOOGLE, 2017. Imágenes Landsat. Image © CNES/Airbus. Google Earth.
- IBÁÑEZ, S., MORENO, H. (2010). La consistencia del suelo. Universitat Politècnica de València ResearchGate. Tomado de la página Web: https://www.researchgate.net/publication/50839530_La_consistencia_del_suelo
- PMA-GCA. NeoTec. Neotectonic Open Database. Tomado de la página Web: <http://neotec-opendata.com/>

9 ANEXOS

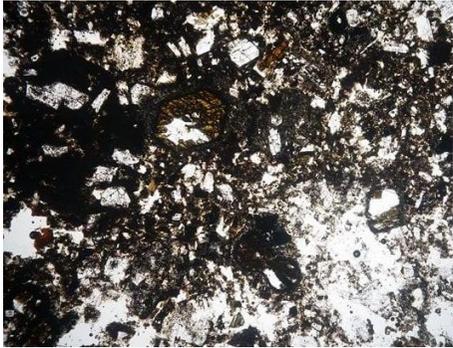
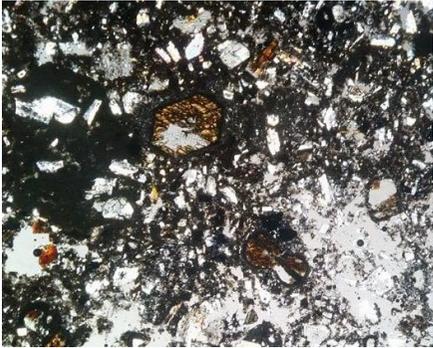
9.1 ANEXO I. DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

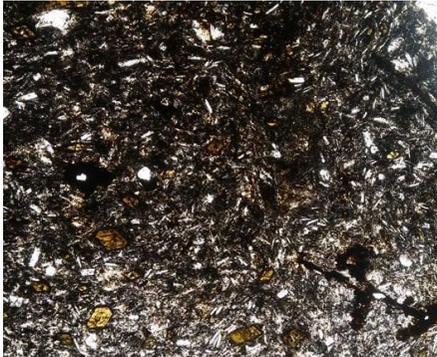
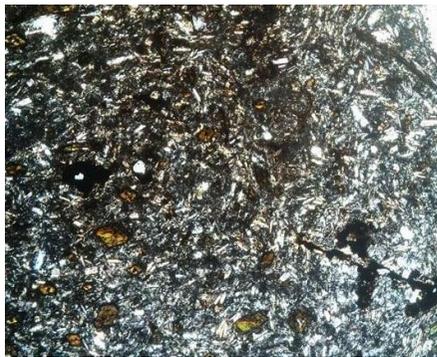
No. Muestra	TB – 01	UTM	730978 E – 9719561 S	Nombre	Arenisca
Textura	Psamítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (25%)	Algunos cristales fracturados, colores de interferencia de I orden, algunos de tonalidad anómala por la alteración. Formas sub-euhedrales, cristales maclados y relieve bajo.				
Anfíbol (15%)	Cristales prismáticos alargados y fracturados, relieve moderado, pleocroísmo verdoso. Colores de interferencia de II orden.				
Piroxeno (15%)	Cristales cortos de formas subhedrales. Relieve moderado. Distribuidos en la matriz.				
Cuarzo (10%)	Cristales cortos anhedrales. Bajo relieve y colores de interferencia de primer orden.				
Opacos (5%)	Minerales de color negro y rojizos. Óxidos.				
Matriz (30%)	Formada de líticos de plagioclasa, anfíbol, cuarzo, opacos y minerales arcillosos.		Sin nicoles	Con nicoles.	
Observaciones	Estructuras de laminación. Cuarzo y opacos subredondeados.				

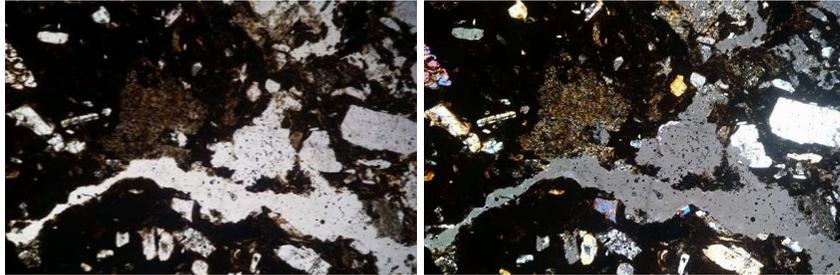
No. Muestra	TB – 02	UTM	736857 E – 9731652 S	Nombre	Toba
Textura	Psefítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (15%)	Cristales sub – euhedrales alterados, maclados y algunos zonados. Bajo relieve.				
Anfíboles (10%)	Cristales prismáticos alargados con pleocroísmo verdoso, colores de interferencia de segundo orden, relieve moderado				
Cuarzo (10%)	Cristales anhedrales, de bajo relieve. Uniaxial.				
Feldespato (7%)	Incoloros, maclados y alterados, forma sub – euhedrales.				
Biotita (5%)	Cristales prismáticos alargados en forma de astillas con pleocroísmo marrón. Relieve alto.				
Opacos (3%)	Minerales oscuros de color negro y marrón.				
Matriz (50%)	Compuesta por minerales arcillosos, plagioclasa, cristales alargados inferiores a		Sin nicoles	Con nicoles.	

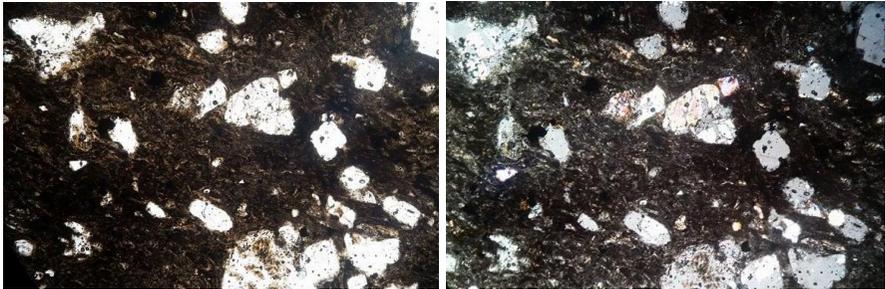
	0.5 mm. Vidrio (50%), distribuido como material cementante. Color gris oscuro.	
Observaciones	Muestra oxidada y alterada. La plagioclasa y los anfíboles (hornblendas) se encuentra como fenocristales (10%) con tamaños entre 1 – 8 mm.	

No. Muestra	TB – 03	UTM	732020 E – 9722909 S	Nombre	Toba lítica
Textura	Psamítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (15%)	Cristales maclados, cuyo tamaño oscila entre 0.5 – 1 mm. Alterados a arcillas.				
Anfíboles (10%)	Cristales alterados, alargados de formas prismáticas. Verdosos.				
Líticos (15%)	Formas sub redondeadas, alterados. Se diferencia principalmente plagioclasas y opacos.				
Opacos (2%)	Minerales oscuros. Accesorios.				
Matriz (58%)	Microcristalina conformada por vidrio (30%) de color gris oscuro, isotrópico; cristales de plagioclasa y anfíboles.				
Observaciones	Toba fina con líticos. La alteración afecta principalmente a la matriz.				

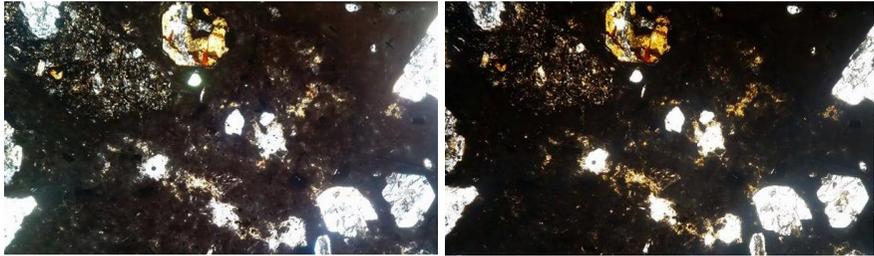
No. Muestra	TB – 04	UTM	723678 E – 9725748 S	Nombre	Toba lítica
Textura	Psamítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (30%)	Fenocristales (1 – 5 mm). Maclados y algunos zonados. Cristales prismáticos alargados. Alterados.				
Anfíboles (10%)	Relieve moderado. Cristales prismáticos con pleocroísmo verdoso, fracturados y rellenos por la matriz. Alterados.				
Piroxeno (5%)	Cristales euhedrales con alto relieve.				
Opacos (5%)	Minerales de color negro y marrón oscuro. Óxidos.				
Líticos (10%)	Líticos alterados, conformados principalmente por plagioclasa y piroxeno. Oxidados. Tamaño entre 1 – 8 mm.				
Matriz (40%)	Microcristalina. Predominio de cristales de plagioclasa, minerales arcillosos y vidrio.				
			Sin nicoles	Con nicoles.	

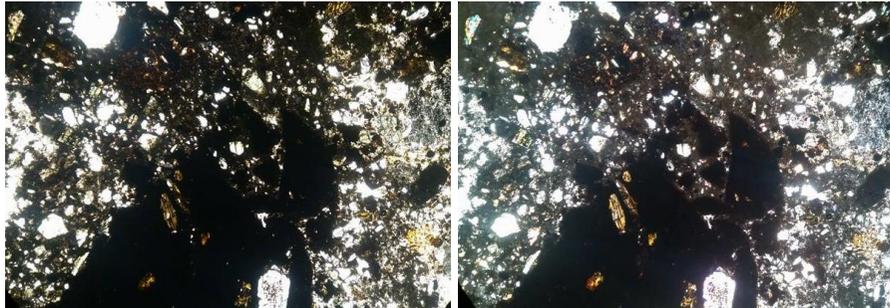
No. Muestra	TB – 05	UTM	734298 E – 9719461 S	Nombre	Toba
Textura	Psefítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Anfíboles (15%)	Fenocristales (1 – 8 mm). Cristales prismáticos de verde pleocroísmo.				
Plagioclasa (10%)	El tamaño varía entre 0.5 – 3 mm. Algunos cristales maclados, zonados e incluidos por óxidos, con alteración a arcilla.				
Piroxeno (3%)	Incoloros, con colores de interferencia de III orden. Alto relieve. Cristales anhedrales de 1 – 2 mm.				
Cuarzo (5%)	Incoloros. Formas subhedrales. Algunos cristales fracturados.				
Opacos (2%)	En forma de pequeñas inclusiones y como mineral accesorio.				
Matriz (65%)	Predominio de plagioclasa Microcristalina (35%), hornblenda, minerales arcillosos, opacos y vidrio (10%).				
			Sin nicoles	Con nicoles.	

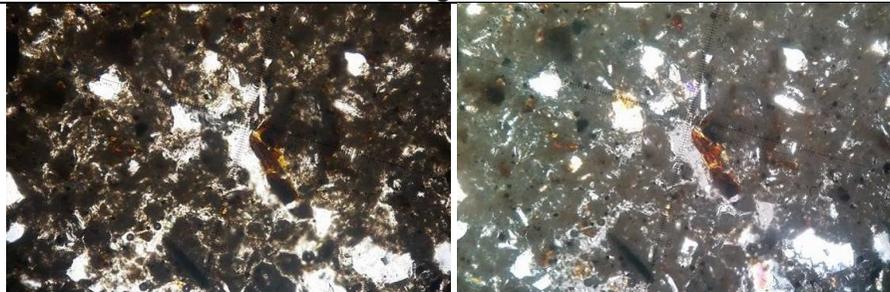
No. Muestra	TB – 06	UTM	726281 E – 9721241 S	Nombre	Toba
Textura	Psefítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (25%)	Fenocristales (0.5 – 7 mm). Cristales prismáticos y subhedrales, algunos fracturados y maclados.				
Feldespato (10%)	Macla característica, cristales sub – euhedrales de bajo relieve. (0.5 – 2 mm).				
Cuarzo (15%)	Cristales anhedrales de bajo relieve. Figura uniáxica positiva.				
Piroxeno (5%)	Alto relieve, forma subhedral. Colores de interferencia amarillentos – parduzcos.				
Anfíboles (5%)	Cristales prismáticos alargados y en forma de astillas. Alterados con pleocroísmo verde – marrón claro.				
Opacos (3%)	Minerales oscuros, forma anhedral disponibles en la matriz y como inclusiones.				
Líticos (7%)	Líticos bastante alterados a arcillas. Se diferencia plagioclasa y piroxenos.				
Matriz (30%)	Compuesta de minerales arcillosos y vidrio.				

No. Muestra	TB – 07	UTM	735908 E – 9718980 S	Nombre	Toba lítica
Textura	Psefítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (25%)	Colores de interferencia anómalos por la alteración. Cristales subhedrales de tamaños (0.5 – 3 mm). Maclados.				
Cuarzo (15%)	Incoloro. Formas anhedrales, relieve bajo.				
Opacos (5%)	Minerales accesorios y como inclusiones.				
Anfíboles (5%)	Cristales marrones, con coronas de reacción hacia los bordes que asientan dando la apariencia de relieve muy alto. Formas subhedrales.				
Líticos (10%)	Forma alargada, color marrón oscuro. Cristales de plagioclasa alterados.				

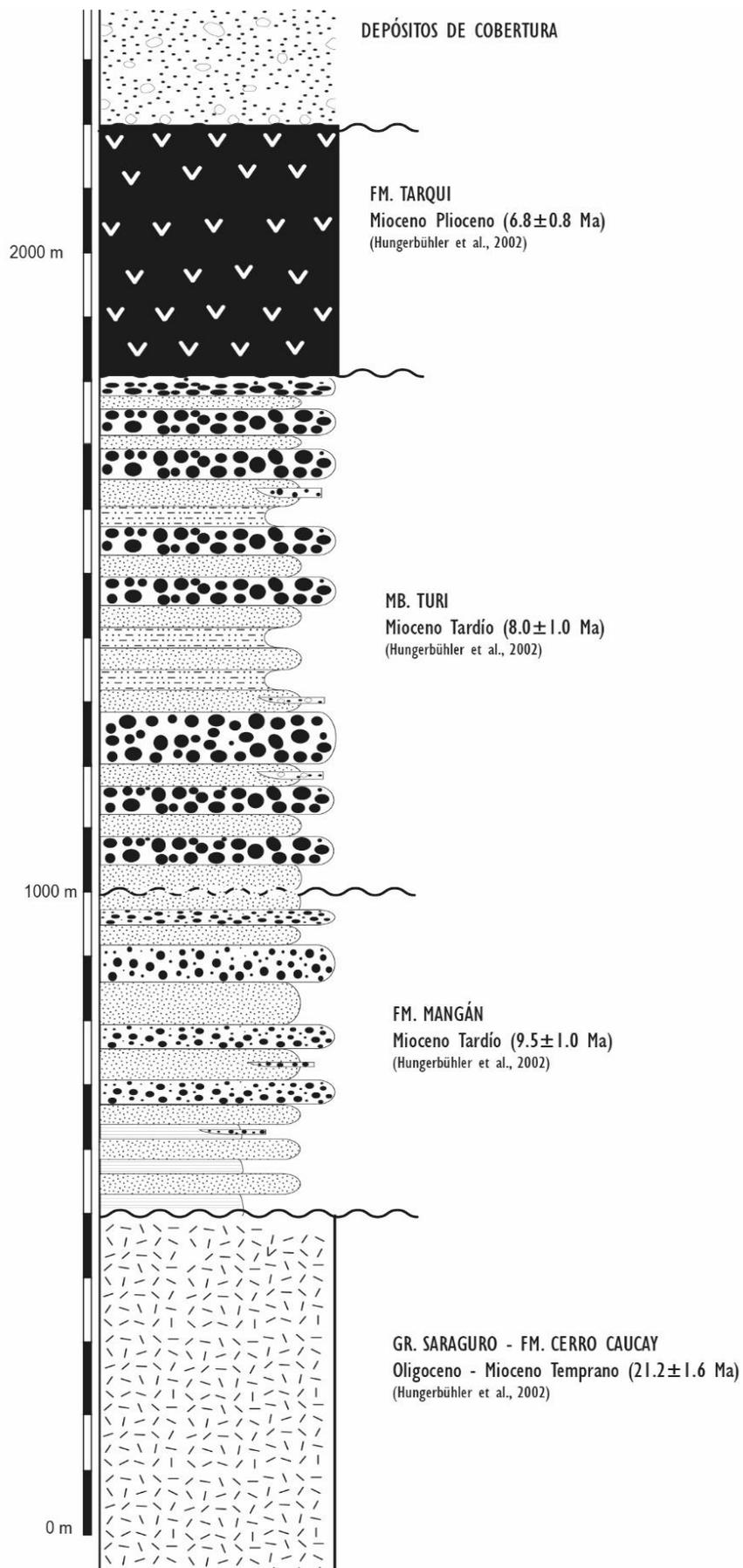
Matriz (50%)	Microcristalina, compuesta principalmente por cristales de plagioclasa (15%), cuarzo, minerales arcillosos y vidrio (15%).	
Observaciones	Minerales de la matriz están parcialmente orientadas.	

No. Muestra	TB – 08	UTM	722124 E – 9721303 S	Nombre	Toba lítica
Textura	Psamítica				
Minerales	Propiedades		Fotografías		
Plagioclasa (10%)	Cristales de forma prismática y subhedral. Alterados con aspecto terroso. Maclados y colores de interferencia anómalos. (0.5 -4mm)				
Cuarzo (10%)	Incoloros de bajo relieve. Cristales anhedrales (0.5 – 2 mm).				
Feldespato (5%)	Maclados, cristales subhedrales cortos de 0.5 – 2 mm.				
Opacos (3%)	Minerales de color negro y rojizo.				
Anfíboles (7%)	Leve pleocroísmo verdoso y marrón oscuro, alterados, relieve moderado.				
Líticos (25%)	Líticos alterados de 2 – 4 mm. Cristales de plagioclasa y hornblenda. Hornblenda alterada con bordes de reacción.				
Matriz (30%)	Aspecto terroso de color café verdoso. Vidrio (10%), isotrópico. Alto contenido en hornblenda.				
			Sin nicoles	Con nicoles.	

No. Muestra	TB – 09	UTM	721424 E – 9719692 S	Nombre	Toba lítica
Textura	Psefítica				
Minerales	Propiedades	Fotografías			
Plagioclasa (15%)	Fenocristales (1 – 7 mm), colores de interferencia de primer orden, algunos maclados. Incluidos por óxidos.				
Cuarzo (10%)	Cristales incoloros, bajo relieve. Forma anhedral.				
Piroxeno (10%)	Cristales cortos, subhedrales de alto relieve. Algunos fracturados (0.5 – 1 mm).				
Opacos (3%)	Minerales oscuros.				
Anfíboles (2%)	Cristales prismáticos alargados, alterados con pleocroísmo verdoso.				
Feldespato (2%)	Colores de interferencia de primer orden, macla en forma de red. Bajo relieve.				
Líticos (20%)	Minerales alterados, con matriz marrón a verdosa.				
Matriz (68%)	Tiene plagioclasas y máficos. Opacos como accesorios. Vidrio (30%).				
Observaciones	Toba cristalina con líticos subredondeados de color gris.				

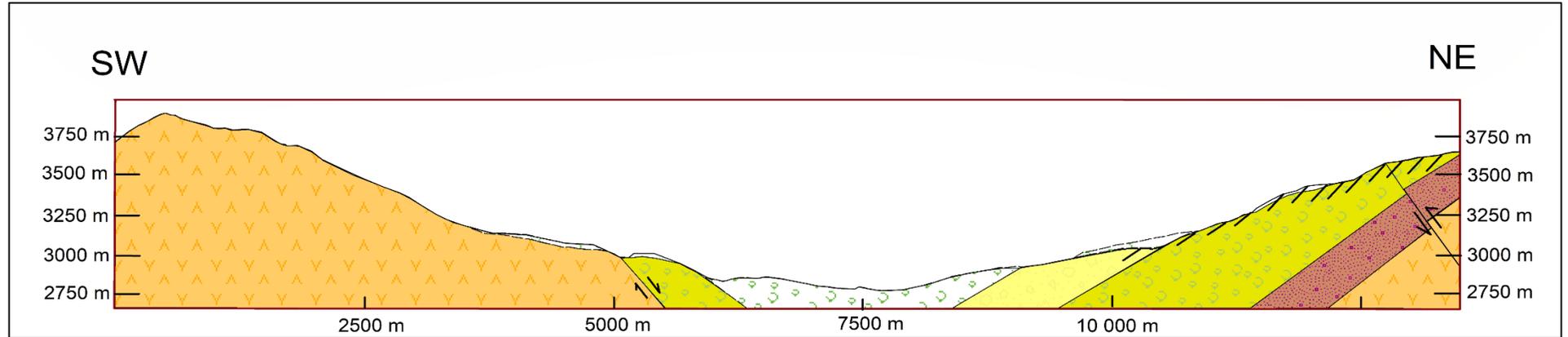
No. Muestra	TB – 10	UTM	732026 E – 9721217 S	Nombre	Toba fina
Textura	Psamítica				
Minerales	Propiedades	Fotografías			
Plagioclasa (20%)	Algunos cristales maclados y zonados. Tamaño entre 0.5 – 1 mm. Forma subhedral				
Cuarzo (10%)	Forma anhedral, cristales cortos con figura Uniaxial positiva.				
Anfíboles (5%)	Cristales de color verde a marrón claro de 0.5 – 3 mm, con forma prismática, exfoliados. Coronas de reacción.				
Opacos (2%)	Minerales accesorios. Finos (menor a 0.5 mm)				
Piroxenos (3%)	Color verde, cristales corto con alto relieve.				
Matriz (60%)	Contiene cristales de plagioclasa, anfíboles y opacos, principalmente. Vidrio (10%), aspecto terroso y de coloración verdosa.				

9.2 ANEXO II. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

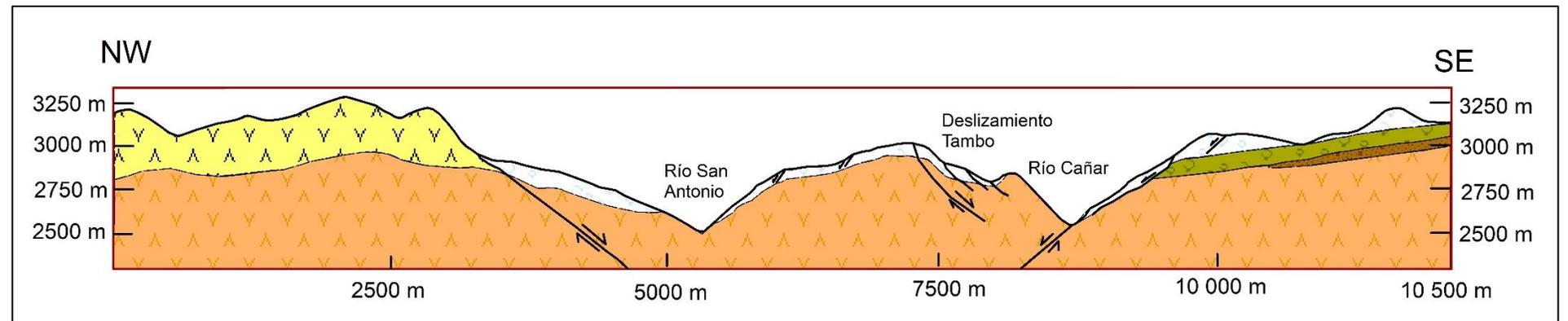


9.3 ANEXO III. PERFIL GEOLÓGICO

PERFIL A – A´



PERFIL B – B´



9.4 ANEXO IV. ENSAYOS GEOMECÁNICOS

9.5 ANEXO V. INVENTARIO DE DESLIZAMIENTOS

9.6 ANEXO VI. MAPAS