

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

**DEFINICIÓN PRELIMINAR DEL MODELO GEOLÓGICO-
GEOTÉCNICO DEL DESLIZAMIENTO SAN ANTONIO DE
PASCUA, SIQUIRRES LIMÓN**

GEOLOGO
CALDERÓN QUIRÓS MICHAEL

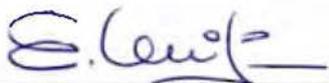
ENERO, 2015

Universidad de Costa Rica
Facultad de Ciencias
Escuela Centroamericana de Geología

Definición preliminar del modelo geológico-geotécnico del deslizamiento
San Antonio de Pascua, Siquirres Limón, Costa Rica

Memoria sometida y aceptada por la Comisión del Programa de Estudios de Licenciatura en Geología y el Comité Evaluador de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología.

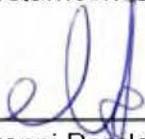
Comité Evaluador



M.Sc. Eduardo Avilés Madrigal
Instituto Costarricense de Electricidad
Director



M.Sc. Elena Badilla Coto
Escuela Centroamericana de Geología
Co-Directora



M.Sc. Giovanni Peraldo Huertas
Escuela Centroamericana de Geología
Co- Director



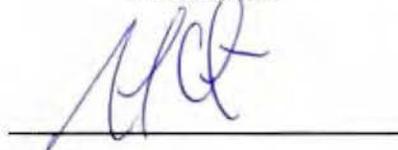
Lic. Luis Alonso González Corrales
Escuela Centroamericana de Geología
Lector



Dr. Javier Trejos Zelaya

Decano, de la Facultad de Ciencias

Postulante



Geol. Michael Calderón Quirós

DERECHOS DE PROPIEDAD INTELECTUAL

Yo Michael Calderón Quirós, Cedula de Identidad No. 303860385, conocedor de las sanciones legales con que la Ley Penal de la Republica de Costa Rica castiga el falso testimonio.

DECLARO bajo la fe de juramento lo siguiente: que soy estudiante de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica y como requisito de graduación debo defender mi Tesis para optar por el grado académico de Licenciatura en Geología, la cual versa sobre el tema: DEFINICIÓN PRELIMINAR DEL MODELO GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO DEL DESLIZAMIENTO SAN ANTONIO DE PASCUA, SIQUIRRES LIMÓN, COSTA RICA. Por lo que manifiesto que la misma ha sido elaborada siguiendo las disposiciones exigidas por la Universidad.

Además declaro solemnemente que dicha Tesis es fruto de mi esfuerzo e investigación en su totalidad, que en ella no han participado personas ajenas a mi Director, Co-directores y Lector, instituciones ni organizaciones extrañas y que los documentos utilizados están respectivamente citados. ES TODO.

Firma en la ciudad de San José a las 15 horas del día 30 de enero del 2015.

Geol. Michael Calderón Quirós

DEDICATORIA

A Dios, la Virgen, mi esposa, hijo, padres, hermanos y hermanas.

*“Sumo, glorioso Dios,
ilumina las tinieblas de mi corazón;
dame fe recta,
esperanza cierta
y caridad perfecta,
sentido y conocimiento, Señor,
para que cumpla
tu santo y verdadero mandamiento.”*

San Francisco de Asís

AGRADECIMIENTOS

Al personal de Ingeniería Geológica del proyecto Hidroeléctrico Reventazón y del Centro de Servicio de Diseño del Instituto Costarricense de Electricidad. A los geólogos Jorge Salazar, Kenneth Pérez, Edwin Zamora, Armando Ayala, Marta Chávez, Luis Obando y Asdrúbal Vargas, el ingeniero Fabián Arquín, a los colegas Guillermo Alvarado y Lolita Campos y al siempre colaborador don Rolando Porras (Primo).

A la comunidad de San Antonio de Pascua, quienes estuvieron con la mayor disposición de colaborar.

Y como principal agradecimiento al Comité de Tesis por la guía y consejos para este documento.

ÍNDICE

ÍNDICE	6
ÍNDICE DE FIGURAS	9
ÍNDICE GRÁFICOS	10
ÍNDICE DE CUADROS	11
1 INTRODUCCIÓN	12
1.1 Justificación del estudio.....	12
1.2 Objetivos	13
1.2.1 Objetivo General.....	13
1.2.2 Objetivos Específicos	13
1.3 Ubicación.....	13
1.4 Limitantes	14
1.5 Aspectos generales sobre el poblado de San Antonio de Pascua	15
1.5.1 Población.....	15
1.5.2 Uso de la tierra y recursos naturales	16
1.5.3 Precipitación	18
1.5.4 Vialidad y transporte	19
1.5.5 Educación.....	20
1.6 Antecedentes.....	20
1.7 Metodología.....	21
1.7.1 Ensayos de caracterización física:.....	22
Distribución granulométrica:.....	22
Los Límites de Atterberg.....	22
1.7.2 Ensayos de caracterización mecánica.....	23
1.7.2.2 Ensayo de corte directo (ASTM-D3080)	23
1.7.3 Ensayo de caracterización hidráulica.....	24
1.7.3.1 Permeámetro de Guelph.....	24
1.7.4 Índices Geomecánicos	25
Índice Rock Quality Design (RQD):.....	25
Índice Q de Barton:.....	25
2 MARCO GEOLÓGICO	27

2.1	Geología Regional	27
2.1.1	Formación Tuis.....	27
2.1.2	Formación Senosri.....	27
2.1.3	Formación Fila de Cal.....	28
2.1.4	Formación Punta Pelada	28
2.1.5	Formación Uscari	28
2.1.6	Formación Río Banano.....	29
2.1.7	Formación Alcalina Guayacán	30
2.1.8	Formación Suretka	31
2.1.9	Formación Doán	31
2.1.10	Formación Limón.....	32
2.1.11	Depósitos no litificados del Cuaternario	32
2.2	Geología estructural regional.....	34
2.2.1	Estructuras locales	36
2.3	Geología local.....	39
2.3.1	Formación Río Banano.....	41
2.3.2	Formación Doán	44
2.3.3	Unidad Depósitos Volcánicos Inconsolidados.....	45
2.3.4	Unidad Coluvios	46
2.3.5	Unidad Depósitos Aluviales	47
2.4	Interpretación de sondeos geofísicos.....	47
3	ANÁLISIS GEOMORFOLOGICO Y GEODINAMICA EXTERNA.....	54
3.1	Consideraciones hidrológicas	54
3.2	Pendientes	56
3.3	Unidades geomorfológicas	58
3.3.1	Formas de origen denudacional (D).....	60
3.3.2	Formas de origen fluvial (F)	64
3.4	Procesos de remoción en masa.....	66
3.4.1	Deslizamientos históricos	66
3.4.2	Inventario de deslizamientos actuales	70
3.5	Caracterización geológica de los deslizamientos	72
3.6	Factores condicionantes y desencadenantes	75
3.6.1	Precipitaciones.	75

3.6.2	Actividad sísmica	77
4	MODELO GEOLÓGICO	82
5	MODELO GEOTÉCNICO	83
5.1	Caracterización de Unidades Geotécnicas	90
5.1.1	Unidad Geotécnica 1 (UG1).....	90
5.1.2	Unidad Geotécnica 2 (UG2).....	98
5.2	Correlación de Velocidad de onda primaria (V_p), Índice Q y Resistencia a la compresión simple	106
5.3	Síntesis de Caracterización	107
6	MODELO DE DESLIZAMIENTO PROPUESTO.....	108
6.1	Aplicación del Método de Reflectometría en el Dominio de Tiempo en deslizamientos.	108
6.1.1	Aspectos teóricos y metodológicos para la aplicación del método	108
6.1.2	Ventajas del método.	110
6.1.3	Desventajas.....	111
6.1.4	Ejemplo Caso de aplicación:.....	112
6.2	Aplicación del Método TDR en San Antonio de Pascua.....	113
6.3	Resultados del TDR en San Antonio de Pascua.....	115
6.4	Modelo de deslizamiento en San Antonio de Pascua	115
7	CONCLUSIONES	118
8	RECOMENDACIONES.....	120
9	REFERENCIAS	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación general del área de San Antonio de Pascua, Siquirres. Tomado y modificado de Hoja Topográfica Bonilla IGN.	14
Figura 1.2 Mapa de Uso de Tierra, San Antonio de Pascua y alrededores.....	17
Figura 2.1. Columna estratigráfica cuenca Limón Sur.	33
Figura 2.2. Marco neotectónico del sur de Centro América mostrando los límites de la microplaca de Panamá con las otras placas tectónicas. CDCCR, CDSP, CDNP y CDEP son respectivamente los cinturones deformados del centro de Costa Rica y del sur, norte y este de Panamá.....	36
Figura 2.3. Compendio de fallas regional.....	38
Figura 2.4. Silla de falla asociada a la falla Lomas en San Antonio.	39
Figura 2.5. Mapa geológico del área de estudio.	40
Figura 2.6. A: Areniscas finas gris. B: Corona de deslizamiento en areniscas gris.....	41
Figura 2.7. Superficies estriadas en testigos de perforación.	42
Figura 2.8. Facies de calizas bioclásticas arcillificadas.	43
Figura 2.9. Intercalaciones de areniscas y calcarenitas en río Blanco.	44
Figura 2.10. Brechas volcánicas con clastos sub angulosos con fracturas rellenas de arcillas rojizas.....	45
Figura 2.11. Depósito coluvial al pie del cerro Roca Vista hacia el Oeste.....	47
Figura 2.12. Mapa de ensayos geofísicos para las campañas 2004 y 2013.....	48
Figura 2.13. Perfiles geofísicos campaña 2004 Vista en 3D.....	50
Figura 2.14. Perfil geoelectrico P1.....	51
Figura 2.15 Perfil Sísmico P1.....	52
Figura 2.16. Perfiles Sísmicos 1 y 2. Vista 3D.....	53
Figura 3.1 Microcuenca del río Blanco y Pascua definida para el área de estudio.....	55
Figura 3.2. Mapa de pendientes San Antonio de Pascua y alrededores.....	58
Figura 3.3. Mapa geomorfológico de San Antonio de Pascua y alrededores.....	59
Figura 3.4. Deslizamiento en lutitas, al norte del pueblo de San Antonio.....	61
Figura 3.5. Antiguas coronas de deslizamiento.....	61
Figura 3.6. Corona de deslizamiento actual sobre margen izquierda hacia el río Blanco..	62
Figura 3.7. Laguna formada en pequeñas cuencas.	62
Figura 3.8. Zona pantanosa.....	63
Figura 3.9. Flanco sur-suroeste del cerro Roca (vista aérea).....	64
Figura 3.10. Barra longitudinal sobre el río Reventazón. (Vista aérea).....	65
Figura 3.11. Mapa de deslizamientos año 1960.	67
Figura 3.12. Mapa de deslizamientos año 1998.	68
Figura 3.13. Mapa de deslizamientos año 2005.	69
Figura 3.14. Mapa de deslizamientos, San Antonio de Pascua y Alrededores.....	70
Figura 3.15. Vista en tres dimensiones de las coronas de deslizamientos.....	71
Figura 3.16. Diagrama de tipos de deslizamientos: a) deslizamiento rotacional, b) deslizamiento traslacional y c) deslizamiento rotacional múltiple.....	72
Figura 3.17. Materiales aluviales y coluviales sobre areniscas.	73

Figura 3.18. Deslizamiento rotacional en lutitas.....	74
Figura 3.19. Desplazamientos verticales (coronas).....	74
Figura 3.20. Ubicación del sistema de fallas Navarro (en azul) y el sistema de fallas Pacuare (en rojo).....	78
Figura 3.21. Relación entre el Índice de Relieve Relativo y la Distancia epicentral promedio, para cada cobertura de áreas destruidas por deslizamientos.....	79
Figura 3.22. Ubicación de sismos desde 1756 hasta el 2013, que han causado daños en Costa Rica.	80
Figura 3.23. Relación entre las distancias epicentrales máximas hasta los deslizamientos más distantes y las magnitudes respectivas.....	81
Figura 5.1 Ubicación de ensayos geotécnicos en San Antonio y alrededores.....	84
Figura 5.2. Perfil Geológico-Geotécnico 1 y 2.....	86
Figura 5.3. Perfil Geológico-Geotécnico 3 y 4.....	87
Figura 5.4. Perfil Geológico-Geotécnico 5.....	88
Figura 5.5. Perfil Geológico-Geotécnico 6, 7 y 8.....	89
Figura 5.6. Clasificación de muestras según Carta Casagrande.	90
Figura 5.7. Gráficos de porcentaje de RQD vrs profundidad para las perforaciones P.H.R 61 Emb, P.H.R 66 Emb y P.H.R 118 Emb	95
Figura 5.8. Parte de los núcleos de perforación P.H.R 118 Emb	95
Figura 5.9. Resultados de ensayo de corte directo en muestra de la UG2	102
Figura 5.10. Correlación V_p , Índice Q y Resistencia a la Compresión Simple.....	106
Figura 6.1. Esquema del equipo utilizado para el método TDR.	109
Figura 6.2. Deformación por tensión y cortante mostrada según la gráfica generada por el TDR.	110
Figura 6.3. Perfil sísmico y ubicación de TDR instalado.....	112
Figura 6.4. Registro TDR.	113
Figura 6.5. Medición de TDR en perforación PHR 118 Emb.	114
Figura 6. Perfil esquemático del tipo de deslizamiento característico en San Antonio de Pascua.	116

ÍNDICE GRÁFICOS

Gráfico 1.1 Población y Vivienda en San Antonio de Pascua.....	16
Gráfico 1.2. Precipitación de lluvia en estaciones del PHR.....	18

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1.1 Rangos de Clasificación del Índice Q para macizos rocosos.....	26
Cuadro 2.1. Modelo geoelectrico de tres capas para el poblado de San Antonio.....	49
Cuadro 2.2. Modelo geoelectrico de 5 capas	51
Cuadro 3.1. Clases de pendientes (Modificada de van Zuidan 1986).....	57
Cuadro 5.1. Granulometría y Límite Líquido e Índice de Plasticidad para UG1.....	91
Cuadro 5.2. Resultados de peso unitario para los materiales de la UG1 ensayados en el cauce del Río Blanco.....	92
Cuadro 5.3. Valores de compresión simple para los materiales ensayados de la UG1 en el cauce del Río Blanco.....	93
Cuadro 5.4. Angulo de fricción residual según Kanji (1998) calculado a partir del Índice de Plasticidad para UG1	94
Cuadro 5.5. Clasificación del macizo rocoso con respecto al porcentaje RQD	96
Cuadro 5.6. Valores medidos y calculados en los ensayos de permeabilidad en UG1	97
Cuadro 5.7. Granulométrica y Límite Líquido e Índice de Plasticidad para UG2.....	98
Cuadro 5.8. Valores de peso unitario para la UG2 ensayados en el cauce del Río Blanco y perforación P.H.R 118 Emb.....	99
Cuadro 5.9. Valores de compresión simple para la UG2 ensayados en los núcleos de la perforación P.H.R 118 Emb.....	100
Cuadro 5.10. Resultados de ensayo de corte directo para la UG2.....	101
Cuadro 5.11. Angulo de fricción residual según Kanji (1998) calculado a partir del Índice de Plasticidad para UG2	104
Cuadro 5.12. Valores medidos y calculados en los ensayos de permeabilidad mediante el permeámetro Guelph en UG2	105
Cuadro 5.13. Cuadro resumen de características promedio de las Unidades Geotécnicas UG1 y UG2.....	107

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Justificación del estudio

En la mayoría de los sitios del país donde se han desarrollado diversos procesos de remoción en masa, éstos han afectado el desarrollo ambiental, socio-económico y hasta cultural del área afectada. Comúnmente esta afectación es de repercusiones negativas, produciendo una reducción del crecimiento económico e incluso provocando abandono de los sitios por parte de los pobladores.

El deslizamiento de San Antonio de Pascua, es uno de los lugares en donde los efectos generados por los procesos de remoción en masa son claramente evidentes, tanto en el desarrollo socio-económico así como en la disminución de la población con respecto a años anteriores, según los datos de vivienda reportados por el Proyecto Hidroeléctrico Reventazón (PHR),(ICE, 2009). Además, otro factor que influyó en el poblado de San Antonio fue la eliminación del servicio de ferrocarril al Atlántico, que funcionó como principal fuente de desarrollo económico del pueblo de San Antonio en los años anteriores.

El conocimiento y modelado de los diferentes procesos de remoción en masa, que afectan actualmente a la comunidad de San Antonio de Pascua, son el propósito de la presente investigación, donde se defina la geología local y se determinen las diferentes unidades geomecánicas que afectan y/o influyen en la dinámica del deslizamiento.

Este deslizamiento ha sido objeto parcial de investigaciones cercanas al área de estudio, donde se han realizado evaluaciones de susceptibilidad al deslizamiento y la posible afectación a comunidades o al oleoducto de la Refinería Costarricense de Petróleo (RECOPE).

Por lo tanto, con la información, el conocimiento y modelo generado por esta investigación, se pueda utilizar como base análisis de estabilidad de laderas y planificación de uso del suelo el sitio.

Adicionalmente el Instituto Costarricense de Electricidad está construyendo el Proyecto Hidroeléctrico Reventazón, donde el futuro nivel de agua del embalse de este proyecto estará en contacto con parte de las laderas sur del poblado de San Antonio. Así pues esta condición a futuro del nivel a 265 msnm del embalse deberá estudiarse detalladamente en trabajos posteriores.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Definir y modelar las características geológicas y geotécnicas de los procesos de remoción de masa que actúan en el deslizamiento San Antonio de Pascua.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Modelar el tipo de deslizamiento según la clasificación y características geológicas para conocer el proceso de remoción en masa que actualmente impera en el área de estudio
- Realizar la caracterización geotécnica de los materiales que conforman el deslizamiento, con el fin de conocer las propiedades físicas, mecánicas e hidráulicas de estos materiales.
- Generar el estudio base para el análisis de estabilidad de las laderas que conforman los deslizamientos en San Antonio para conocer las posibilidades de falla ante condiciones secas, lluviosas y/o con diferentes presiones de poro entre otros.

1.3 Ubicación

El deslizamiento San Antonio se encuentra ubicado geográficamente en la comunidad de San Antonio de Pascua, en el distrito La Alegría, en el cantón de Siquirres, entre las coordenadas CRTM05 Este: 540905 - 543570 Norte 1109176 – 1111900 (Coordenadas Lambert 575000 – 579000 E/ 224000 – 227000 N) de la hoja topográfica Bonilla 1:50000 del Instituto Geográfico Nacional – IGN.(Figura 1.1).

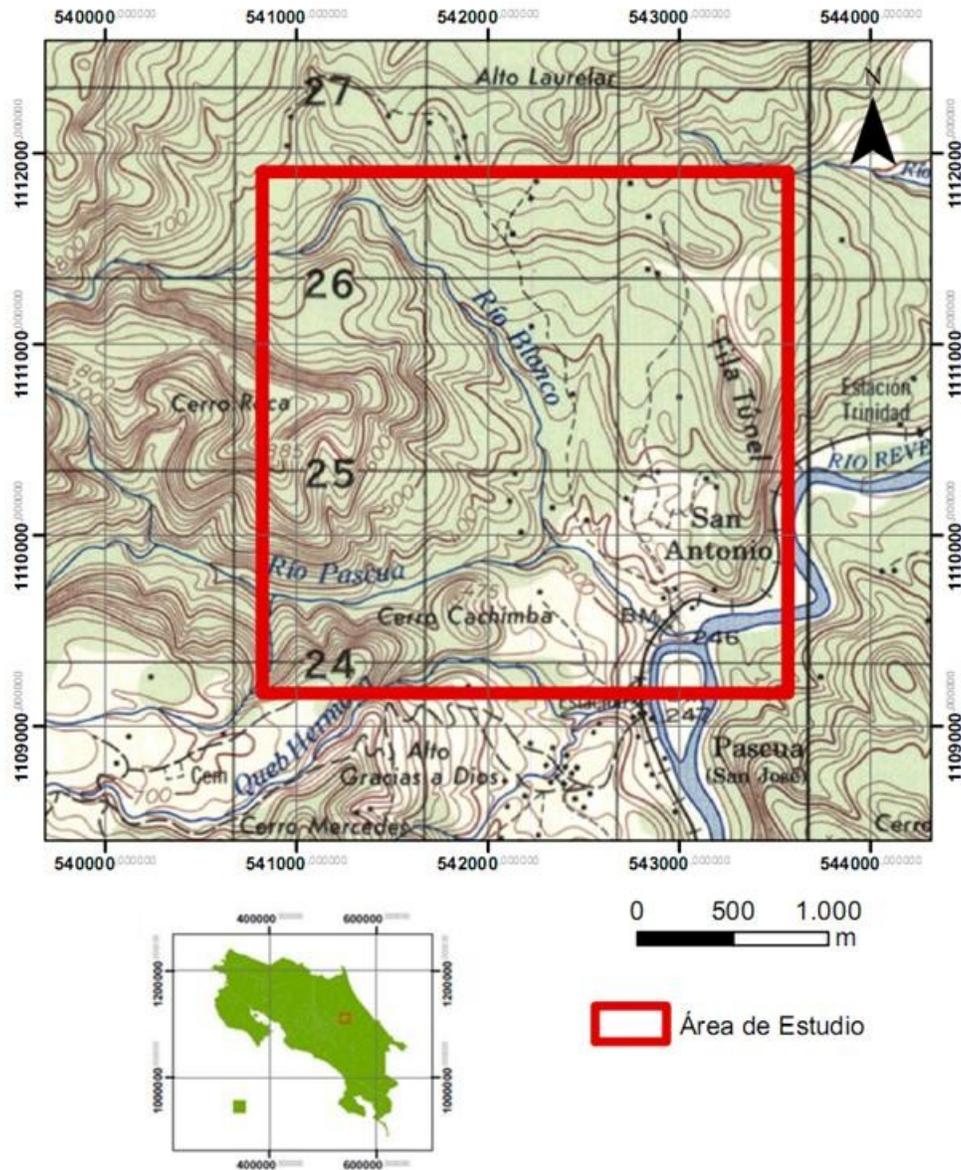


Figura 1.1 Ubicación general del área de San Antonio de Pasqua, Siquirres. Tomado y modificado de Hoja Topográfica Bonilla IGN.

1.4 Limitantes

El área de trabajo en esta investigación está dentro de un área aún más extensa e inestable por la afectación de deslizamientos y definida anteriormente por Peraldo *et al.*, (2012) donde además del pueblo de San Antonio incluye mas área hacia el norte de San Antonio y hacia el noreste del cerro Roca con respecto al área de esta investigación.

Así pues, el área definida para esta investigación es menor que la señalada por Peraldo *et al.*, (2012) debido a la ubicación y la cantidad limitada de los ensayos disponibles para la caracterización geológica y geotécnica; la escasa cantidad de afloramientos geológicos en el área y lo difícil de obtener los permisos de propietarios de fincas para los accesos a las mismas se delimitó un área de estudio menor que cubre un área de aproximadamente 7,5 kilómetros cuadrados. Siendo esta área de estudio menor en comparación con todo el área visiblemente afectada por deslizamientos.

1.5 Aspectos generales sobre el poblado de San Antonio de Pascua

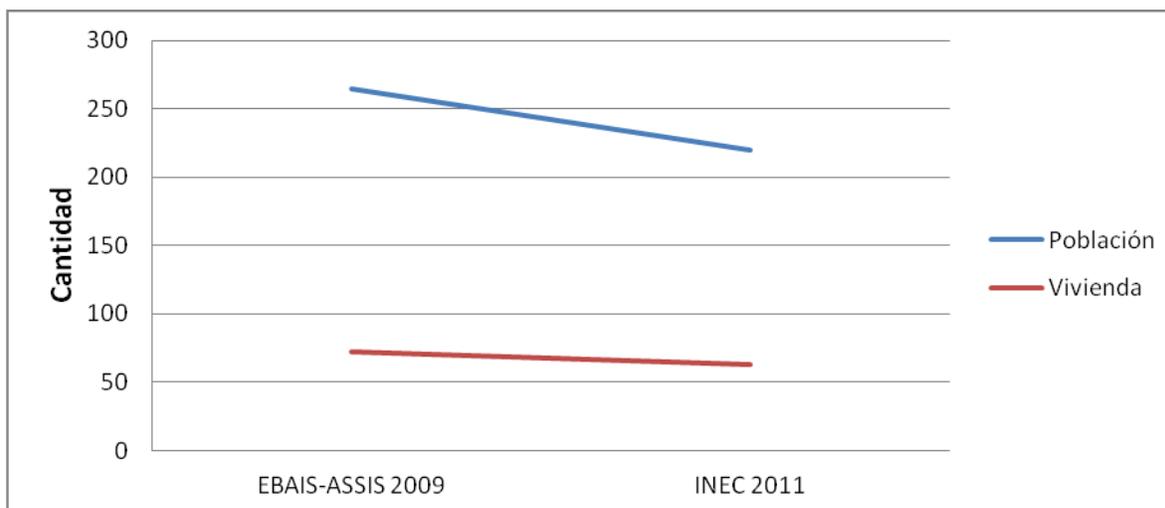
1.5.1 Población

La población de la comunidad de San Antonio de Pascua, administrativamente pertenece a La Alegría, distrito sexto del cantón de Siquirres y declarado como tal en 1997 (INEC, 2008).

De acuerdo con los datos otorgados por parte del Análisis de Situación Integral (ASIS) de los Equipos Básicos de Atención Integral de Salud (EBAIS) de La Alegría para el 2009, la cantidad de población para la comunidad de San Antonio de Pascua era de 265 habitantes y una cantidad de 72 viviendas.

En el 2011 según datos del censo realizado por el Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC), la población era de 220 habitantes distribuidos en un total de 63 viviendas (Grafico 1.1)

Gráfico 1.1 Población y Vivienda en San Antonio de Pascua



Fuente: Elaboración propia a partir de datos de Equipos Básicos de Atención Integral en SALUD, La Alegría 2009 y Siquirres 2010 e Instituto Nacional de Estadística y Censos (2011).

A pesar de los efectos adversos de los deslizamientos que ocurren en el poblado de San Antonio, la disminución en la cantidad de habitantes de esta zona se presume está más asociada a la eliminación del servicio de ferrocarril, falta de empleo, y al escaso desarrollo agropecuario que impiden el arraigo de los habitantes.

1.5.2 Uso de la tierra y recursos naturales

El uso de la tierra es principalmente de carácter agropecuario a pequeña escala y de autoconsumo. La tenencia de la tierra es de tipo parcela principalmente.

Según fotografías aéreas (ICE, 2009) en el poblado de San Antonio de Pascua y alrededores (Figura 1.2), la cobertura boscosa alcanzaba un 36 % aproximadamente del total del área de estudio y el uso de suelo dedicado a pastos con vegetación arbórea ocasional comprendía aproximadamente un 62 % del área total de estudio. Mientras que el restante 2 % de área corresponde con uso residencial, agrícola y lagunas.

Actualmente, según ICE (2009) ha surgido una nueva opción de actividad económica, la cual consiste en la fabricación y comercialización de queso, donde la compra de leche se realiza a los mismos pobladores del sitio.

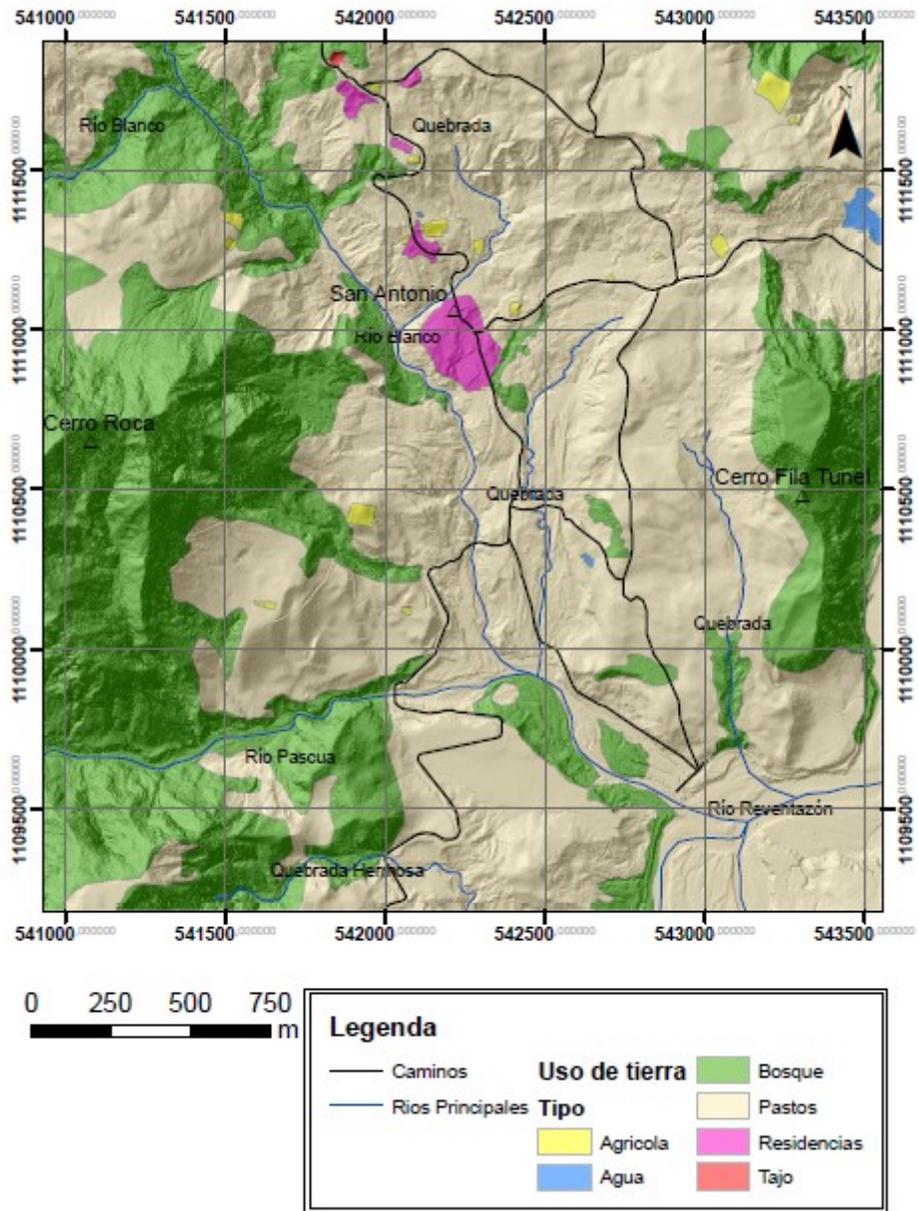


Figura 1.2 Mapa de Uso de Tierra, San Antonio de Pasqua y alrededores

1.5.3 Precipitación

El Instituto Meteorológico Nacional (IMN) tiene una estación cercana al poblado de Siquirres, propiamente en finca el Carmen (desde 1972), mientras que el Proyecto Hidroeléctrico Reventazón (PHR) tiene ubicadas cerca del poblado de San Antonio tres estaciones meteorológicas (Tabla 1). De las estaciones del PHR, la estación Bonilla Arriba ha registrado precipitación desde el año 1999, la estación Alto Rubio la más cercana al poblado de San Antonio ha registrado desde el 2009 y finalmente la estación Bonilla Abajo reporta datos de precipitación desde el año 2010.

Tabla 1. Ubicación de estaciones meteorológicas (Coordenadas CRTM05)

Estación	Red	Norte	Este	Altura (msnm)
159 Finca el Carmen	IMN	1126068,5	558436,2	18
Bonilla Arriba	PHR	1108274,9	534958,7	1448
Bonilla Abajo	PHR	1106642,5	542733,2	368
Alto Rubio	PHR	1113503,4	544179,7	517

Según se observa en el Gráfico 1.2, la precipitación anual promedio en milímetros de lluvia para el área cercana al poblado de San Antonio, varía desde los 2481 mm registrados en el 2013 hasta los 7192 mm registrados en el año 2002 en la estación Bonilla Arriba, la cual está relativamente cercana al poblado de San Antonio pero con una diferencia de altura promedio cercana a los 750 m.

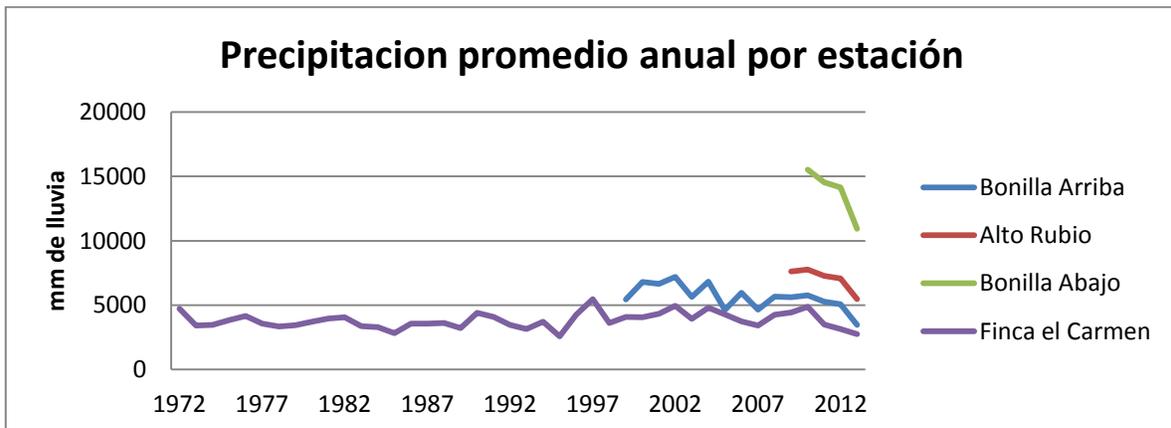


Gráfico 1.2. Precipitación de lluvia en estaciones del PHR.

Los picos de lluvias en el poblado de San Antonio, generalmente coinciden con el aumento y desarrollo de deslizamientos: “conforme más llueva, más se ven los deslizamientos (E. Brenes, com. pers., 2014)”, también “en los periodos donde llueve duro e intenso por varios días, es cuando se ven más grietas de deslizamientos en los potreros y en la calle principalmente (J. Ballester, com. pers., 2014).

La estación del IMN muestra datos de menor cantidad de lluvia por año, pero igualmente muestra una correlación con las estaciones PHR que, a pesar de estar a más de 20 km de distancia de San Antonio, se observan los aumentos y disminución de cantidad de lluvias para los mismos años y con una ligera tendencia a la disminución de lluvias desde 1972 a la fecha.

Adicionalmente, se observa una tendencia un poco más marcada en todas las estaciones desde el año 2010 a la disminución de las precipitaciones para el área cercana al poblado de San Antonio y Siquirres.

1.5.4 Vialidad y transporte

La única ruta de transporte la constituye la ruta nacional No. 415, la cual une el cantón de Turrialba con el Cantón de Siquirres en la provincia de Limón. Esta ruta se encuentra en buen estado con asfalto. Cabe mencionar que esta ruta se ve afectada no solo por los deslizamientos ocurridos en el área de San Antonio y que son acentuados en los periodos de invierno, sino además por otros deslizamientos que afectan poblados cercanos por donde pasa esta ruta.

Esta ruta comunica además pueblos como Cimarrones, Pascua, Alegría y Herediana en dirección Turrialba hacia Siquirres.

Anteriormente a 1995, la ruta del ferrocarril al Atlántico era el principal medio de transporte y de comunicación de esta zona.

1.5.5 Educación

Según INEC (2011), el cantón de Siquirres cuenta con un 96,5 % de alfabetismo de un total de habitantes de 46 059. La comunidad de San Antonio de Pascua, solo cuenta con un centro educativo de primaria.

El centro educativo de secundaria más próximo a la comunidad de San Antonio se encuentra en el poblado de La Alegría.

1.6 Antecedentes

El área de estudio ha sido poco estudiada a excepción de Peraldo *et al.*, (2012) quienes describen ésta área como un deslizamiento complejo e indican que la coincidencia de factores influyentes tales como las condiciones físicas y mecánicas de las rocas, pendientes del terreno, tipo de suelos, historia de movimientos en masa, insuficiente vegetación, precipitaciones máximas, sismicidad, disposición espacial de rocas y vibraciones artificiales inducidas, sumadas a la actividad antrópica representada preferiblemente en el uso inadecuado de la tierra y actividades no planificadas y desadaptadas al medio, contribuyen al desarrollo de nuevos procesos de inestabilidad de laderas (flujos de escombros, erosión concentrada, reptación, entre otras) con serias repercusiones en la infraestructura física y socioeconómica.

Otros estudios como los realizados por Segura *et al.*, (2011) y Barahona *et al.*, (2013) realizan análisis de susceptibilidad de deslizamientos en el sector entre las localidades de Siquirres y Turrialba, específicamente para un corredor de 10 km de ancho sobre la ruta del poliducto de RECOPE y para el distrito de Tres Equis, respectivamente.

En ninguno de estos estudios recientes es analizada el área específicamente de San Antonio, pero ambos estudios comparten las mismas características geológicas y estructurales del área de estudio.

1.7 Metodología

Para la presente investigación, la metodología fue dividida en dos fases principales: la primera fase que se desarrolló en campo, donde se recopiló información base como lo es la geología local, descripción geomorfológica local, levantamiento de estructuras geológicas, valoración y clasificación de los distintos tipos de deslizamientos presentes, cartografiado de grietas presentes en campo y toma de muestras para ensayos geotécnicos, entre otros.

La segunda fase fue el desarrollo de mapas, perfiles y el modelos geológico – geotécnico de la zona, con base en la información recopilada en campo, información bibliográfica y los ensayos geotécnicos de laboratorio.

Los ensayos geotécnicos realizados se orientaron en la determinación de las propiedades físicas, mecánicas e hidráulicas de los suelos y rocas del sitio de investigación y fueron los siguientes:

1.7.1 Ensayos de caracterización física:

1.7.1.1 Ensayo para determinar la curva granulométrica (ASTM-D422).

Distribución granulométrica: se realizó el análisis utilizando la vía seca, para la cual se tomó una muestra representativa de los suelos cercanos al poblado de San Antonio, las cuales se secaron y se disgregaron en seco; posteriormente a las muestras se les hizo pasar por un conjunto de tamices agitándolos simultáneamente. Luego del proceso de tamizaje, se pesó lo retenido en cada tamiz; y conociendo el peso inicial de la muestra, se determinó el porcentaje de material que paso por cada tamiz.

1.7.1.2 Ensayo para determinar los límites líquido y plástico (límites de Atterberg) (ASTM-D418)

Los Límites de Atterberg se determinaron para 14 muestras de suelo donde:

El límite plástico (W_p): es el contenido de humedad en donde el comportamiento del suelo cambia del estado semi sólido al estado plástico.

El límite líquido (W_L): es el que separa el estado plástico del estado semi líquido de los suelos

El Índice de plasticidad (I_p): es la diferencia entre el límite líquido y el límite plástico y representa el rango de contenido de agua en el cual el suelo se comporta plásticamente.

$$I_p = W_L - W_p$$

El límite líquido y el índice de plasticidad determinan por medio de la carta de plasticidad la clasificación de los suelos en donde:

La carta de plasticidad de Casagrande utiliza los límites de Atterberg para clasificar los suelos en las siguientes clases: ML son limos inorgánicos y arenas muy finas, polvo de roca, arenas finas limosas o arcillosas con ligera plasticidad, CL: son arcillas inorgánicas de plasticidad baja a media, arcillas con grava, arcillas arenosas y arcillas limosas, OL: son limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad, MH: son limos

inorgánicos, suelos limosos o arenosos finos micáceos o con diatomeas, suelos limosos, CH: son arcillas inorgánicas de plasticidad elevada, arcillas grasas y OH: son arcillas orgánicas de plasticidad media alta.

1.7.1.3 Ensayo para determinar el Peso unitario (ISRM SUGGESTED METHODS):

El peso unitario o volumétrico determinado por medio de este ensayo depende de los componentes de la roca, y se define como el peso de sólidos por unidad de volumen total de la muestra. En general, se considera el mismo valor para el peso unitario y para la densidad total.

1.7.2 Ensayos de caracterización mecánica

1.7.2.1 Ensayo de compresión simple (ASTM-D2166)

La resistencia a la compresión simple o resistencia uniaxial es el máximo esfuerzo que soporta la roca intacta o suelo sometidos a compresión uniaxial, determinada sobre una probeta cilíndrica sin confinar en el laboratorio y viene dada por:

$$\sigma_c = \frac{F_c}{A} = \frac{\text{Fuerza compresiva aplicada}}{\text{Área de aplicación}}$$

Las rocas fallan a lo largo de superficies de ruptura que se generan al superarse su resistencia pico. Así, de una forma indirecta los ensayos de compresión son un indicador de la resistencia al corte de las rocas.

1.7.2.2 Ensayo de corte directo (ASTM-D3080)

Por medio de este ensayo se determina la resistencia al corte pico y residual de una muestra de suelo en función de los esfuerzos normales aplicados sobre el plano de corte.

También se puede utilizar para determinar la resistencia al corte de una discontinuidad con relleno de suelo como es el caso de A partir de los datos de esfuerzo y desplazamientos producidos se obtienen los parámetros de resistencia al corte correspondiente al modelo de Mohr Coulomb: cohesión (c) y ángulo de fricción (ϕ) de la discontinuidad.

1.7.3 Ensayo de caracterización hidráulica

1.7.3.1 Permeámetro de Guelph.

Por medio de los ensayos realizados con el permeámetro de Guelph en el poblado de San Antonio se determinó el coeficiente de permeabilidad y la tasa de infiltración con el método de cálculo propuesto por Reynolds y Elrick (1985); en las cuales determina la infiltración considerando un régimen estacionario.

El permeámetro o infiltrómetro de Guelph es un instrumento que consta de dos tubos concéntricos de diferentes diámetros. Uno actúa como depósito de agua, y el otro de menores dimensiones que se pone en contacto con el suelo, lleva acoplado un sistema que permite mantener una carga hidráulica constante.

El método para determinar la permeabilidad consta de los siguientes pasos: (Manual de Usuario 1003-100 Guelph Permeameter)

- Se perfora un orificio en el suelo de unos 15 cm de profundidad.
- Se llena el depósito de agua y se cierra para crear el vacío.
- Se introduce el cilindro de menor diámetro en el orificio del suelo.
- Se abre el émbolo de la parte superior y se realizan lecturas del flujo para dos cargas hidráulicas constantes, de 5 y 10 cm.

Debido a que en las pruebas de permeabilidad realizadas se debió utilizar la combinación de los reservorios de agua, se realizó el cálculo del coeficiente de permeabilidad K_{Guelph} mediante el método sugerido por el Manual de Operación del Permeámetro Guelph 1003-100 de Rickly Hydrological Co. la cual se expresa como:

- Para carga de 5 cm: $K_{\text{guelph}} = (0,0054)(x)(R)$
- Para carga de 10 cm: $K_{\text{guelph}} = (0,0041)(x)(R)$

Donde x es la constante del permeámetro cuando se utiliza la combinación de reservorios y es igual a 35,22 cm² y donde R es el cambio del nivel de agua por unidad de tiempo: $\Delta h/\Delta t$ (cm/s).

Adicionalmente se determinaron dos índices geomecánicos con base en la información disponible de los suelos y rocas del poblado de San Antonio con el objetivo de caracterizarlos con mayor detalle.

1.7.4 Índices Geomecánicos

Índice Rock Quality Design (RQD): el Índice RQD representa la relación entre la suma de las longitudes de los fragmentos de testigo mayores de 10 cm y la longitud total del tramo considerado según:

$$RQD = \frac{\sum \text{longitud de los trozos de testigo} > 10 \text{ cm}}{\text{longitud total}} \times 100$$

Índice Q de Barton: es una clasificación que asigna a la roca un valor numérico, tanto mayor sea el valor Q obtenido, así mejor será la calidad geomecánica de la roca. Los valores para esta clasificación oscilan entre 0,001 a 1000, y los rangos asignados a cada clasificación del macizo rocoso se muestran en el Cuadro 1.1 (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Cuadro 1.1 Rangos de Clasificación del Índice Q para macizos rocosos. (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Valor Q	Clasificación del macizo
0,001-0,01	Roca excepcionalmente mala
0,01-0,1	Roca extremadamente mala
0,1-1,0	Roca muy mala
1,0-4,0	Roca mala
4,0-10	Roca media
10-40	Roca buena
40-100	Roca muy buena
100-400	Roca extremadamente buena
400-1000	Roca excepcionalmente buena

Arladi (2005) indica que el valor Q se puede obtener utilizando la expresión exponencial propuesta por Barton (2007), a partir de la velocidad de onda V_p para rocas superficiales.

$$Q = 10^{\left[\frac{V_p - 3500}{1000}\right]}$$

Donde Q = Índice de Barton y V_p = velocidad de la onda p (m/s).

2 MARCO GEOLÓGICO

2.1 Geología Regional

El área de estudio se ubica dentro de la cuenca Limón Sur, la cual corresponde a la cuenca trasarco de Costa Rica y que inició su sedimentación tras la instauración del arco de islas en el Cretácico Terminal. Se caracteriza por poseer un registro del proceso de formación de la Placa del Caribe que culmina con el cierre de la conexión entre el Pacífico y el mar Caribe con una edad alrededor de los 3,5 millones de años (Denyer *et al.*, 2003).

Las distintas litologías que comprenden la cuenca Limón Sur pertenecen a rocas sedimentarias de ambientes de depositación marino somero y de transición continental, además de rocas ígneas tanto intrusivas como extrusivas.

La cuenca de Limón Sur incluye las siguientes formaciones geológicas (Figura 2.1).

2.1.1 Formación Tuis

Corresponde con brechas y conglomerados, intercalados con algunos estratos de areniscas y lutitas expuestas en la margen derecha del río Pacuare y en los alrededores del poblado de Tuis. Constituye la base de la secuencia estratigráfica que aflora en el área de estudio, asignándose una edad Paleoceno – Eoceno; sobreyacen a la Formación Changuinola, no aflorante en territorio costarricense (Bottazzi *et al.*, 1994).

El espesor de estas rocas supera los 3000 m en el área de Turrialba (Rivier, 1973).

2.1.2 Formación Senosri

Secuencia de lutitas cargadas de material carbonatado, areniscas y brechas calcáreas, con macroforaminíferos, algas, bivalvos, partes de corales y fragmentos esqueléticos de otros organismos (Rivier, 1973). Estas rocas se depositaron entre el Eoceno Medio y el Mioceno Inferior (Bottazzi *et al.*, 1994), sobreyaciendo a las rocas de la Formación Tuis.

2.1.3 Formación Fila de Cal

Corresponde con lo que se ha denominado Formación Las Ánimas, constituida por calizas formadas por asociaciones de foraminíferos, especialmente Nummulites y algas, quienes fueron los principales constructores de extensas plataformas carbonatadas, durante el Eoceno Medio – Superior, en las cuales, las condiciones ambientales fueron estables, cálidas y oxigenadas (Linkimer & Aguilar, 2000). Fernández (1987) menciona además, la presencia de algas y foraminíferos, la acumulación de corales, hidrozoos y gastrópodos. Presenta un espesor que varía entre 100 y 200 m (Salazar, 1985; Fernández, 1987 y Bottazzi et al., 1994). Cubre parcialmente a los depósitos de la Formación Tuis.

2.1.4 Formación Punta Pelada

Se encuentra conformada por una secuencia de calizas (arrecifales, masivas y bioclásticas) y ocasionales brechas calcáreas, arenitas finas, calcarenitas bioclásticas y conglomerados (Baumgartner *et al.*, 1984 y Aguilar, 1997), que en conjunto poseen un espesor entre 20 y 40 m para la región de Turrialba (Fernández, 1987). La depositación de estas rocas ocurrió sobre la secuencia de la Formación Senosri, en un ámbito que se extiende desde el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior (Aguilar, 1997).

2.1.5 Formación Uscari

Formación definida por Olsson (1922), para describir una secuencia predominantemente de lutita y limonita arcillosa expuesta en la quebrada Uscari en el Valle de Talamanca. Fernández (1987) utiliza esta secuencia para cartografiar sedimentos asociados a las facies transicionales estuario/plataforma.

Es común encontrar comunidades fosilíferas conformadas por bivalvos endobentónicos, gastrópodos, espinas de erizos, ichnofósiles e incluso dientes de tiburón (Aguilar, 1993).

Bottazzi *et al.*, (1994) la define como una secuencia de lutitas calcáreas, oscuras y suaves, y que están expuestas en la mayoría de los afluentes de los ríos Pacuare y Reventazón, dentro de un rango de edad que va del Mioceno Inferior al Mioceno Superior. Sobreyace a la Formación Senosri y presenta un cambio lateral transicional con la Formación Río Banano. Posee un espesor de 1000 m en la región de Turrialba (Fernández, 1987).

2.1.6 Formación Río Banano

Taylor (1975) indica que la Formación Río Banano es “una serie de facies clásticas marinas someras y de arrecifes de coral interdigitadas”.

Malavassi (1985) determina tres miembros perfectamente limitables dentro de esta Formación:

- Miembro inferior: compuesto por limolitas, lutitas y lutitas arenosas de color gris y con fósiles.
- Miembro de enriquecimiento carbonífero: se intercala con areniscas gruesas y conglomerados y posee fósiles en concentraciones anómalas
- Miembro superior: lo caracteriza un aumento en la granulometría, formado por un conglomerado basal y sobreyacido por areniscas con lentes conglomeráticos

Fernández (1987) indica que esta Formación está constituida por una secuencia de areniscas y lutitas, con estratificación decimétrica y gran cantidad de fósiles. También se incluyen estratos de calizas bioclásticas (calcarenitas bioturbadas, con abundante microfauna y bioturbación, interpretada como facies de bahía con sedimentación carbonatada y series de plataforma siliciclástica.

Bottazzi *et al.*, (1994) la describe como una secuencia de areniscas, lutitas y conglomerados estratificados, de composición volcánica, depositados en ambiente marino somero durante el Mioceno Superior – Plioceno. Sobreyace a la Formación Uscari.

Espinoza (2012) litológicamente subdivide esta formación en facies, a saber:

- Facies de areniscas muy finas gris verdosas: están constituidas por areniscas finas a muy finas masivas, altamente meteorizadas, meteorizan a color naranja, presentan fragmentos fósiles retrabajados y la principal composición son por fragmentos de fósiles calcáreos.
- Facies de calizas bioclásticas Carazo-Fila Túnel (anteriormente Miembro Linda Vista): está representada por calizas bioclásticas con un porcentaje bajo de fracción terrígena clástica, presenta fragmentos de macrofósiles con cemento

calcáreo, la fracción terrígena corresponde a clastos de roca volcánica redondeados, meteorizan a colores naranja y presenta arenización. Esta unidad se determina como parte de un arrecife retrabajado de colonias fosilíferas. Esta litología presenta problemas de kartsismo evidente en la disolución y formas del terreno. Presenta un espesor máximo medido de 45 m, se encuentra plegada, fallada e intercalada entre las facies de lutitas y areniscas finas.

- Facies de areniscas medias calcáreas: esta secuencia representa la base de las calizas bioclásticas, presentándose una gradación fina en la parte inferior de esta a areniscas medias calcárea o calcarenitas.
- Facies areniscas fosilíferas: a lo largo del embalse del PHR se determina una serie de areniscas caracterizadas por el alto contenido fosilífero, los fósiles se encuentran en posición vital y compuestos desde erizos ostras, turritelas, gasterópodos, algunas laminaciones con eventos de tempestita y materia orgánica como carbón son característicos.
- Facies de calcarenitas y calizas Tajo Sanabria: estas se distinguen por ser calizas con fragmentos de macrofósiles y detritos de fósiles bentónicos, estas calizas presentan precipitación de carbonatos de calcio en forma de travertinos, además se generan pequeñas cavidades kársticas en los contactos estratigráficos.
- Conglomerados finos de guijas y guijarros, con clastos de carbón y con presencia de microfósiles (ostras y bioclastos)
- Facies de Lutitas y areniscas finas: esta facies marcan la transición hacia la formación Uscari por el aspecto textural.

2.1.7 Formación Alcalina Guayacán

Malavassi (1970) denomina esta unidad como parte del “Vulcanismo Cuaternario Intragraben de Tortuguero” en la región al norte del río Reventazón y su cuenca. Tournon (1984) clasifica las rocas de esta Formación como basanitas y teschenitas. Kussmaul (1987), le dio el nombre de Teschenitas de Guayacán.

Según Cerdas (1991) estas rocas son basaltos negros afaníticos, densos y eventualmente con fenocristales de olivino y generalmente están muy fracturados y presentan rellenos de arcillas amarillas muy plásticas.

Según Linkimer (2003) esta Formación incluye la secuencia de rocas ígneas, que fueron eruptadas a lo largo de posibles fracturas, hace aproximadamente 5 millones de años. Agrupa principalmente un conjunto de 25 coladas de basaltos y a las rocas hipoabisales alcalinas (teschenitas) que intruyen a la secuencia sedimentaria anteriormente depositada (formaciones Tuis, Senosri y Uscari).

Este conjunto de rocas conformó una plataforma emergida de 700 m de espesor, que posteriormente fue cubierta por sedimentos de la parte superior de la Formación Río Banano. Su origen fue interpretado por Cervantes & Soto (1988) como el producto de un volcanismo de fuente mantélica directa con poca diferenciación.

2.1.8 Formación Suretka

Consiste principalmente de conglomerados y brechas, con granos que varían en tamaño desde arcillas hasta cantos de 1 m de diámetro (Taylor, 1975). Cervantes (1989) define la unidad de Conglomerado Suretka para referirse a una secuencia de conglomerados de gran espesor con lentes de lutitas y areniscas pobremente consolidadas, compuesto casi exclusivamente por un 80% de andesitas y un 20% de basaltos, pedernal y rocas intrusivas.

Cubre parcialmente a las formaciones Senosri, Uscari y Río Banano (Bottazzi *et al.*, 1994).

La depositación ocurrió durante el Plioceno – Pleistoceno y está relacionada con un ambiente más continental debido a la erosión de las masas expuestas por el levantamiento de la Cordillera de Talamanca. El espesor total es de 1500 m (Bottazzi *et al.*, 1994).

Espinoza (2012) indica que esta secuencia forma parte de la culminación del proceso de colmatación de la cuenca Limón Sur y el levantamiento de la Cordillera de Talamanca.

2.1.9 Formación Doán

Está compuesta por depósitos volcánicos (piroclásticos y epiclásticos), brechas, conglomerados volcánicos y ocasionales depósitos de tobas, así como coladas de lava y diques subordinados. La fase orogénica, que se inició en el Neogeno, estuvo caracterizada por un sistema tectónico y volcánico complejo, aunado a un levantamiento y

destrucción rápida del arco magmático. Este proceso produjo erosión e inestabilidad, generando lahares y avalanchas volcánicas, un tipo de sedimentación molásica, paralela con una fuerte actividad de eventos de flujos piroclásticos y coladas de lava e intrusiones hipoabisales, que cubren parcialmente las rocas de origen sedimentario previamente depositadas (Alvarado & Pérez, 1999). El espesor de estas rocas es de aproximadamente 500 m en el área de Turrialba y de edad posiblemente Plioceno (Fernández, 1987).

Espinoza (2012) indica que consiste en brechas y conglomerados con gran aporte de materiales volcánicos y que además se encuentran capas de tobas; toda esta secuencia formada a partir de flujos laháricos.

2.1.10 Formación Limón

Consiste en lutitas, areniscas y cuerpos carbonatados de origen arrecifal, interestratificados y aislados. Se asocia lateralmente con conglomerados de la Formación Suretka. Su edad es Plio-Pleistoceno al Reciente (Botazzi, *et al.*, 1994).

2.1.11 Depósitos no litificados del Cuaternario

Poseen una gran distribución a lo largo de los valles de los ríos Reventazón, Pacuare, Turrialba, Pejibaye, Atirro, Tuis y Guayabo, en donde generalmente están constituidos por partículas que varían en un amplio ámbito de granulometría, desde arcillas hasta arenas gruesas y bloques de tamaño métrico. Están relacionados con la actividad neotectónica de las fallas ubicadas en sus vecindades (Linkimer, 2003) y la erosión del sistema montañoso.

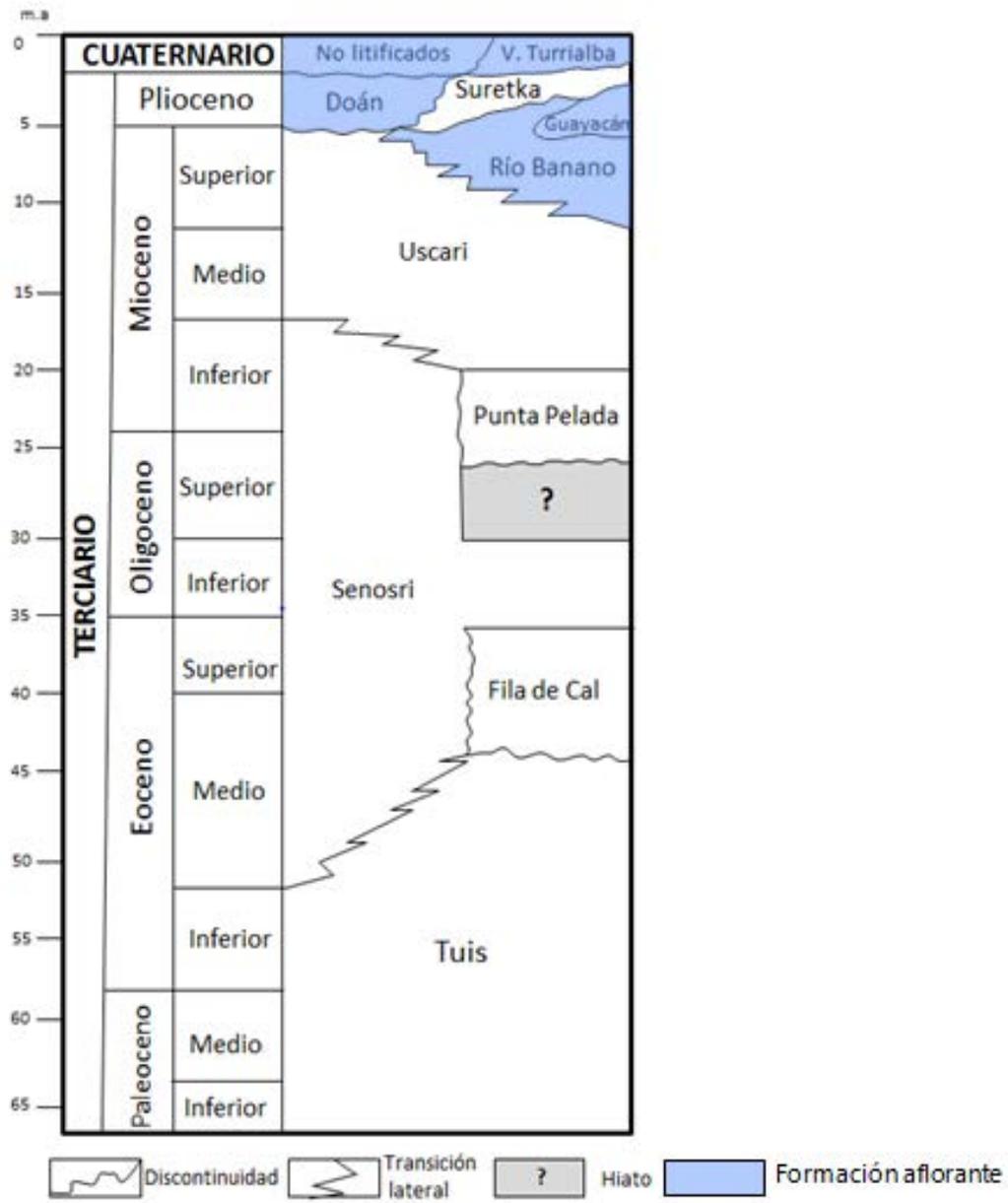


Figura 2.1. Columna estratigráfica cuenca Limón Sur. Tomado y modificado de Linkimer (2003)

2.2 Geología estructural regional

Costa Rica se localiza sobre la placa Caribe y la microplaca de Panamá, bajo las cuales se subduce la placa del Coco a lo largo del margen pacífico del territorio. Al sureste, las placas Nazca y del Coco interactúan a lo largo de una larga falla transformada dextral, denominada Zona de Fractura de Panamá, ZFP. En la parte central del país, existe una zona de deformación de rumbo aproximado este–oeste, que incluye un complejo sistema de fallas activas de diversas geometrías, las cuales definen el límite incipiente oeste de la microplaca de Panamá, denominado Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, CDCCR (Montero, 2001).

En un esquema morfotectónico de arco de islas, la zona de estudio se ubica en la zona trasarco (Figura 2.2), que está constituida por las secuencias sedimentarias terciarias Limón Norte y Limón Sur (Linkimer, 2003).

Según Bottazzi *et al.*, (1994), la cuenca de Limón Sur presenta cinco etapas tectono-sedimentarias:

1. Etapa Cretácico Tardío-Eoceno Medio: caracterizada por un régimen tectónico distensivo típico de la región tras arco.
2. Etapa Eoceno Medio/Tardío-Oligoceno Tardío: formación de altos estructurales a raíz de una etapa tectónica compresiva.
3. Etapa Oligoceno Tardío-Mioceno Tardío: tranquilidad tectónica con inversiones estructurales que indican una subsidencia continua.
4. Etapa Mioceno tardío: se da la emersión de gran parte de la cuenca debido a sobrecorrimientos relacionados con el desarrollo del Cinturón Deformado de Panamá y parcialmente al inicio del levantamiento del intrusivo de Talamanca.
5. Etapa del Plioceno-Reciente: los esfuerzos compresivos continúan provocando fuertes levantamientos y depresiones.

El sector donde se ubica el área de estudio es la cuenca de Limón Sur que tiene un espesor de 7000 m y abarca un ámbito del tiempo geológico que va desde el Campaniano tardío hasta el Plioceno (Astorga *et al.*, 1991; Bottazzi *et al.*, 1994); además posee

condiciones geológicas complejas, debido a la presencia de fallas y pliegues producto de una tectónica activa, que se traduce en complejos sistemas de fallas (ICE, 2009).

En las zonas cercanas al área de estudio se registra la historia geológica que ha experimentado la región del Caribe Sur a partir del Mioceno Superior al Reciente; las unidades sedimentarias cercanas encontradas corresponden con las Formaciones Río Banano y Suretka. Las formaciones volcánicas o subvolcánicas que se encuentran son Doán y depósitos volcánicos recientes. Además, la actividad erosiva-fluvial y aluvial reciente genera depósitos extensos de aluviones y coluvios. Las rocas del Mioceno Superior al Plioceno se encuentran plegadas y muestran una serie de sinclinales y anticlinales que hacen que la secuencia sedimentaria se repita a lo largo del cauce del río Reventazón (ICE, 2009).

Los modelos tectónicos propuestos señalan que el área se localiza cercana al levantamiento montañoso en la parte del Caribe, donde se delimita la parte baja del río Reventazón como parte del Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica, (Figura 2.2) (Espinoza, 2012).

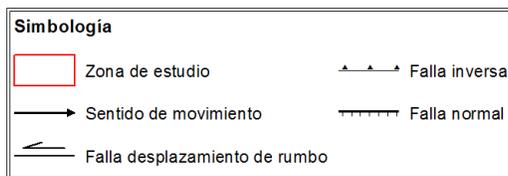
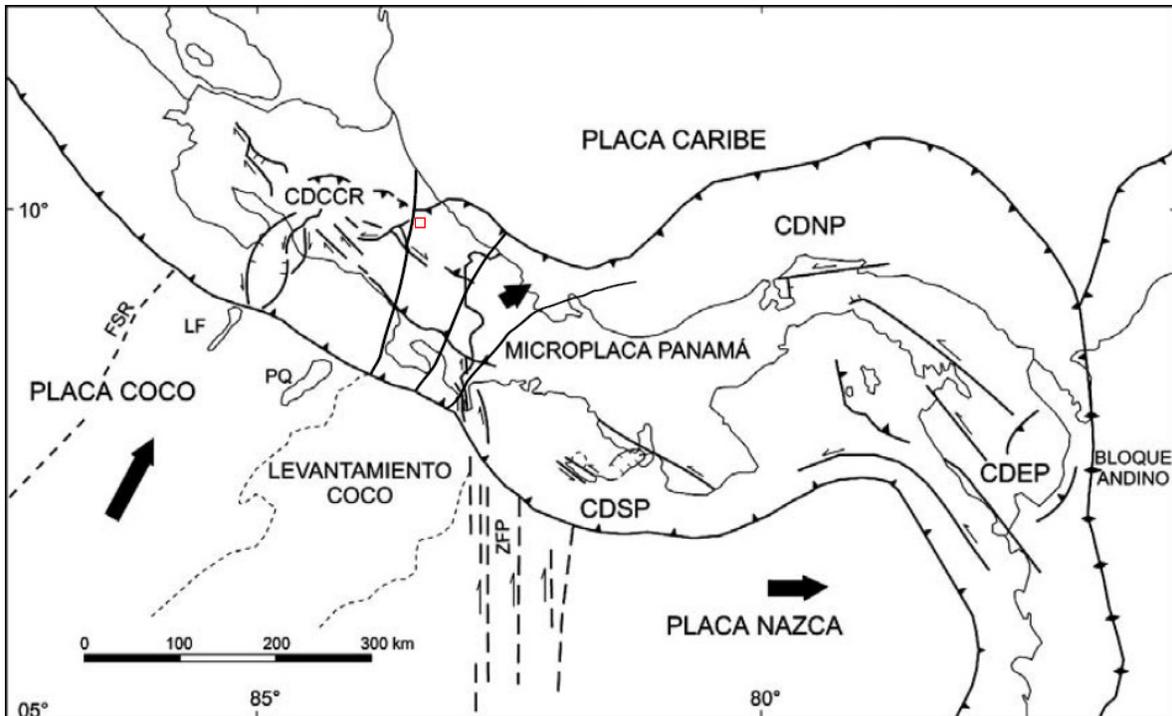


Figura 2.2. Marco neotectónico del sur de Centro América mostrando los límites de la microplaca de Panamá con las otras placas tectónicas. CDCCR, CDSP, CDNP y CDEP son respectivamente los cinturones deformados del centro de Costa Rica y del sur, norte y este de Panamá. Tomado y modificado de Montero (2001).

2.2.1 Estructuras locales

Estructuralmente, la secuencia sedimentaria del poblado de San Antonio posee una dirección de buzamiento generalizado hacia el suroeste con bajos ángulos de inclinación, los cuales no sobrepasan los 20° de inclinación estratigráfica.

Además, ésta secuencia es afectada por fallas importantes como lo son la Falla Río Blanco y por el sistema de falla Lomas.

La falla Río Blanco es evidenciada por alineamientos y por presentar sillas de falla desarrolladas en rocas muy alteradas y depósitos inconsolidados de origen volcánico, por

lo que puede ser un indicio de su actividad no muy antigua (Climent et al., 2005). Alvarado et al. (2012) determinan para esta falla un movimiento de rumbo dextral con una longitud aproximada de 6,3 km y con rumbo N55°W. Además, indica un potencial sísmico de 6 Mw, aunque la considera con muy escasa posibilidad de que ésta falla sea activa.

ICE (2004) y Ayala (2013) realizan una campaña de geofísica (Apartado 2.4), donde asocian las anomalías encontradas paralelas al río Blanco con la falla Río Blanco. Esa anomalía es persistente de manera transversal a lo largo de los perfiles realizados.

El Sistema de Falla Lomas corresponde con un sistema de fallas paralelas de rumbo NE propuesto por Cervantes (2004); posteriormente en ICE (2009) se subdividieron en Falla Lomas I, Falla Lomas II y Falla Lomas III. Climent *et al.*, (2006) llama a la Falla Lomas III como Falla Reventazón, mientras que Cervantes (2004) llama Falla Reventazón a lo que se prefiere llamar acá como Falla Alto Berlín. Sus longitudes en dicho trabajo son de 5 km (Lomas I) y 9 km (Lomas II y III), y poseen un desplazamiento de rumbo sinistral (Cervantes, 2004; ICE, 2009). (Figura 2.3).

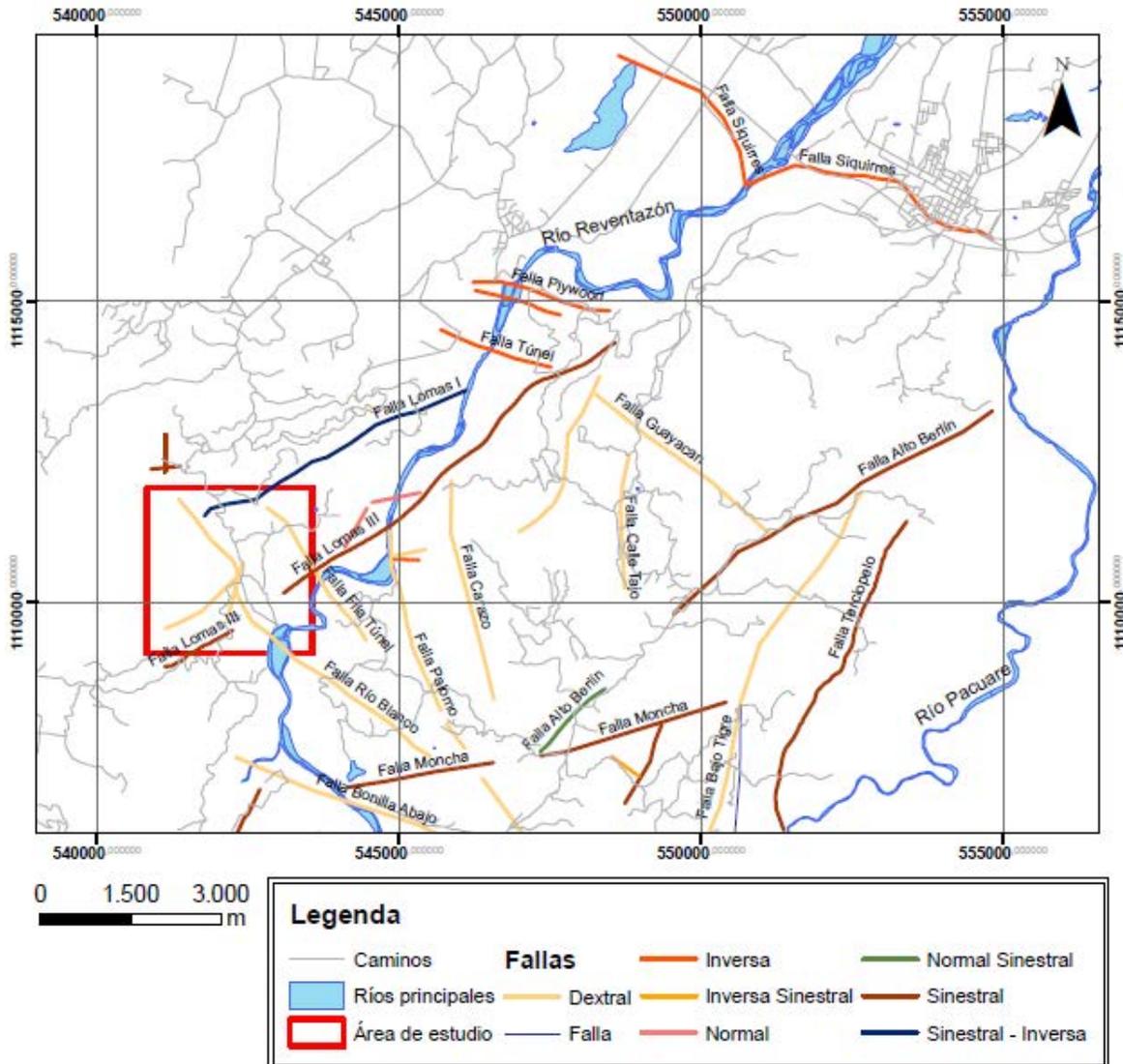


Figura 2.3. Compendio de fallas regional. Tomado de Alvarado *et al.*, 2012.

Localmente se puede observar evidencias tales como sillas de falla (Figura 2.4) y alineamientos morfológicos de la Falla Lomas I al noreste del poblado de San Antonio. Esta falla según Alvarado *et al.*, 2012 posee un potencial sísmico de entre 5.9 y 6.2 Mw.

La falla Fila Túnel con aproximadamente 3 km de longitud se encuentra hacia el noreste del poblado de San Antonio y según Alvarado *et al.*, 2012 esta falla posee la capacidad de generar sismos de 5.6 Mw



Figura 2.4. Silla de falla asociada a la falla Lomas en San Antonio.
Coordenadas E: 541817, N: 1111460.
Fuente: Michael Calderón Q

2.3 Geología local

La estratigrafía local está constituida por rocas sedimentarias de la Formación Río Banano (intercalaciones de areniscas finas a gruesas con lutitas, además de calizas bioclásticas), las cuales afloran principalmente a lo largo de la margen izquierda del cauce del Río Blanco; estas rocas son intruidas por teralitas en forma de diques, localizados al este del pueblo de San Antonio.

La secuencia estratigráfica superior está constituida por rocas de la Formación Doán (brechas) y por las unidades litológicas de lahares y lavas recientes, así como otros productos volcánicos.

Finalmente, la secuencia estratigráfica está parcialmente cubierta por coluvios y depósitos aluviales en el pie de monte y zonas bajas respectivamente (Figura 2.5).

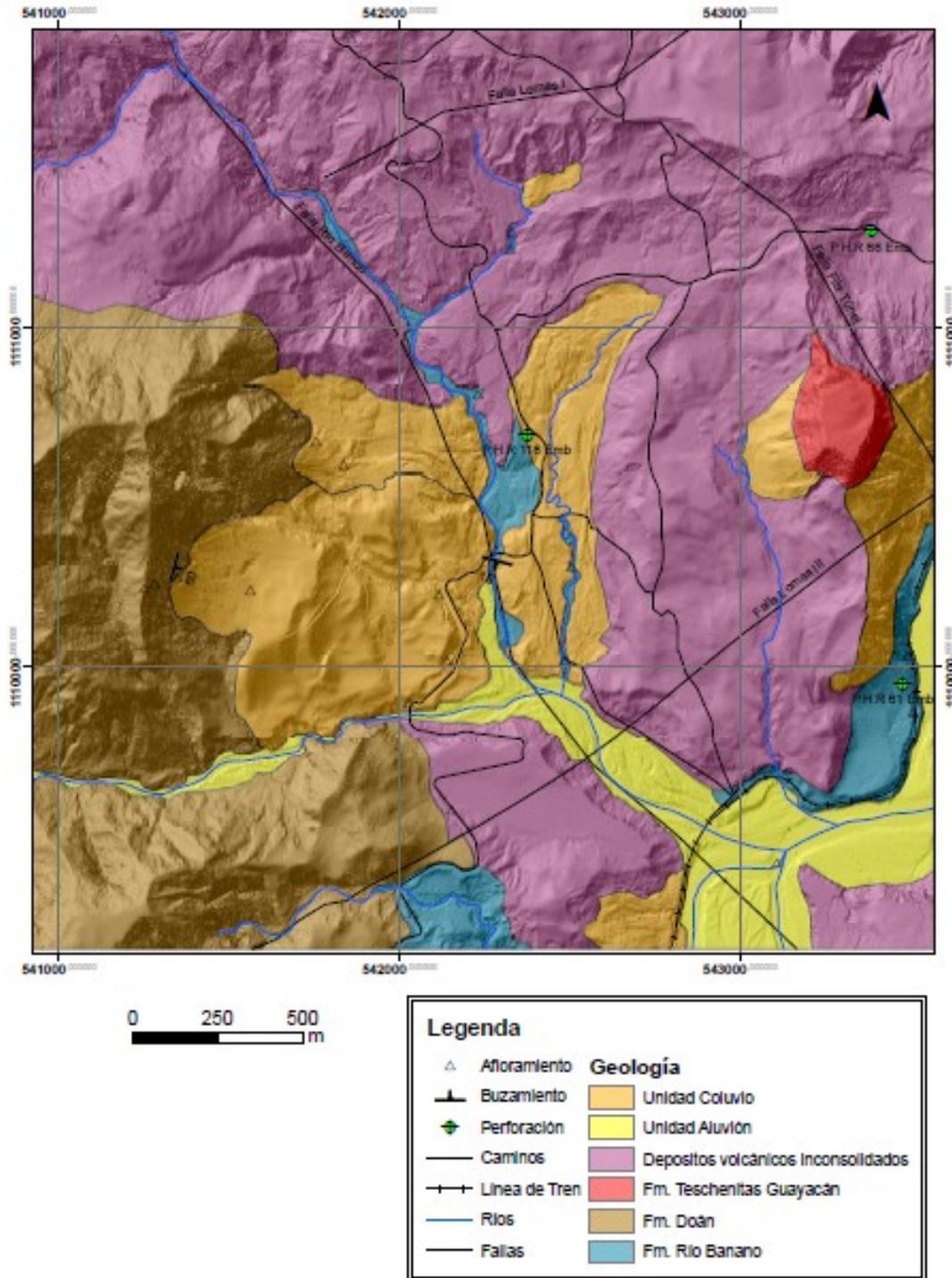


Figura 2.5. Mapa geológico del área de estudio.

Elaboración propia

2.3.1 Formación Río Banano

Esta Formación aflora principalmente a lo largo de la margen derecha del cauce del Río Blanco y continúa aflorando aún después de la confluencia de este río con el Río Pascua (Figura 2.5).

La facie que predominantemente aflora de esta Formación, corresponde con areniscas gris finas friables con muy poco contenido fosilífero (Figura 2.6). Eventualmente es posible observar algunos fragmentos re-trabajados de bivalvos de tamaño milimétrico.

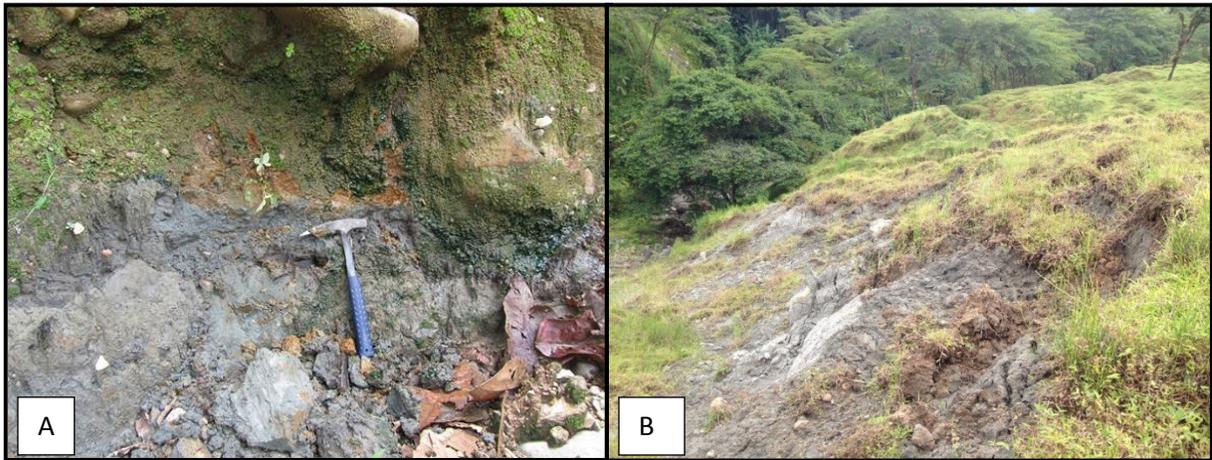


Figura 2.6. A: Areniscas finas gris. B: Corona de deslizamiento en areniscas gris
Coordenadas E: 541047, N: 1111820.
Fuente: Michael Calderón Q

Es posible estimar un espesor aproximado para ésta facie de 120 m, en los cuales existen intercalaciones de areniscas y lutitas grises.

La perforación P.H.R. 118 Emb (Figura 2.5) con una longitud vertical total de 109 metros, realizada por ICE en el 2012, muestra la predominancia de esta facie de areniscas y lutitas grises a lo largo de 101 m de perforación, sobreyacidas por un espesor en el sitio de suelo y material coluvial de aproximadamente 8.5 m.

Es posible observar en los testigos de roca de ésta perforación, superficies o planos de cizalle (Figura 2.7) suaves y pulidas a partir del metraje 40,8 (306,36 msnm) y hasta el metraje 91,4 (255,76 msnm) de profundidad.



Figura 2.7. Superficies estriadas en testigos de perforación.
Fuente: Michael Calderón Q

También en la perforación P.H.R 61 Emb (Figura 2.5), vertical con una longitud total de perforación de 120 m, se puede observar un espesor de suelo y de coluvio de aproximadamente 20,10 m sobre esta facie de areniscas y lutitas gris verdosas.

La segunda facie litológica dentro de esta formación aflorante en el área de estudio es la de calizas bioclásticas (Figura 2.8). Esta facie está representada por calizas bioclásticas, microscópicamente corresponde a una caliza bioclástica, según la clasificación de Folk (1959-1962) variando a una bioesparita pobremente sorteada, posee bajo porcentaje de fracción terrígena clástica, presenta fragmentos de microfósiles con cemento esparítico, y poca a escasa micrita, la fracción terrígena corresponde a clastos de roca volcánica redondeados, meteorizan a colores naranja y presenta arenización (ICE, 2009). Posee un espesor aproximado de 30 m, según la perforación PHR 61 Emb.



Figura 2.8. Facies de calizas bioclásticas arcillificadas.
Coordenadas E: 543498, N: 1110034.
Fuente: Michael Calderón Q

En conjunto con esta facie, también es posible observar una tercera facie aflorante que es constituida por intercalaciones de areniscas calcáreas y lutitas finas (Figura 2.9). Esta secuencia representa la base de la facie de calizas bioclásticas, y se presenta con una gradación fina en la parte inferior de esta a areniscas medias calcáreas o calcarenitas intercaladas.



Figura 2.9. Intercalaciones de areniscas y calcarenitas en río Blanco.
Coordenadas E: 542265, N: 1110289.
Fuente: Michael Calderón Q

La facie de areniscas finas grises verdosas aflorantes en Río Blanco se presentan moderadamente meteorizadas, y con propiedades geomecánicas pobres, debido a su baja cohesión (0,1 – 0,2 MPa) y bajo ángulo de fricción (10°- 25°). Estas facies se encuentran con un buzamiento generalizado 190°/15°, generando superficies onduladas y moderadamente disectadas.

2.3.2 Formación Doán

Está constituida por depósitos laháricos consolidados, con clastos de lava polilíticos sub angulosos que varían de tamaño decimétrico a métrico e incluyen ocasionalmente algunos bloques de lava de considerable extensión dentro de una matriz limo arcillosa (tobácea) (Figura 2.10); además como lo indica ICE (2009) incluyen una serie de rocas sedimentarias de arrastre de la Fm Río Banano. Esta Fm. aflora en la cumbre del cerro Roca.



Figura 2.10. Brechas volcánicas con clastos sub angulosos con fracturas rellenas de arcillas rojizas
Coordenadas E: 541262, N: 1110238.
Fuente: Michael Calderón Q

2.3.3 Unidad Depósitos Volcánicos Inconsolidados.

Conformados por flujos de lahares, brechas volcánicas y algunos bloques de lava probablemente asociados al volcán Turrialba, los cuales afloran principalmente en el sector NE del área de estudio y en algunos de los cortes del camino principal que conduce desde San Antonio hasta Bonilla.

Según ICE (2009) la parte estratigráfica superior de esta unidad comprende lahares con matriz limosa y bloques subangulares de lava hasta de 80 cm de longitud, presentan altos grados de alteración y son las facies de menor resistencia y de fácil erosión, estas unidades sobreyacen discordantemente las unidades inferiores.

2.3.4 Unidad Coluvios

Se localizan principalmente en la margen derecha del Río Blanco, al pie del cerro Roca y están constituidos por materiales principalmente de la Unidad de Depósitos Volcánicos Recientes que incluyen brechas, lahares y lavas, así como materiales de la Fm. Río Banano (Figura 2.11).

Sjöbohm (2005) y Peraldo *et al.*, (2012) describen este coluvio del cerro Roca como producto del deslizamiento en este cerro y como parte de la erosión del mismo, incluso Sjöbohm (2005), menciona que estos materiales han causado “bombas de agua” al bloquear el paso del río Blanco.

Según las campañas de geofísicas realizadas por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) en el 2012, en el área de estudio (Figura 2.5), junto con las observaciones de campo, se pueden indicar coberturas que van desde los pocos centímetros hasta los 20 m de espesor.

No se encontraron a la fecha evidencias de que estos depósitos se encuentren afectados por fallamiento.



Figura 2.11. Depósito coluvial al pie del cerro Roca Vista hacia el Oeste.
Coordenadas E: 541931, N: 1110558.
Fuente: Michael Calderón Q

2.3.5 Unidad Depósitos Aluviales

A lo largo del cauce del río Reventazón, Blanco y Pascua se observan terrazas en ambas márgenes, conformadas por materiales inconsolidados, principalmente bloques, cantos, gravas y arenas.

Con tamaños de bloques de polimícticos que varían desde unos pocos metros cúbicos hasta decenas de metros cúbicos.

2.4 Interpretación de sondeos geofísicos

En el área de estudio, el Instituto Costarricense de Electricidad ha realizado un total de 11 perfiles geofísicos (ICE, 2009) (Figura 2.12) mediante métodos de refracción sísmica y resistividad eléctrica, con una longitud de investigación total de 8,474 km entre ambos métodos.

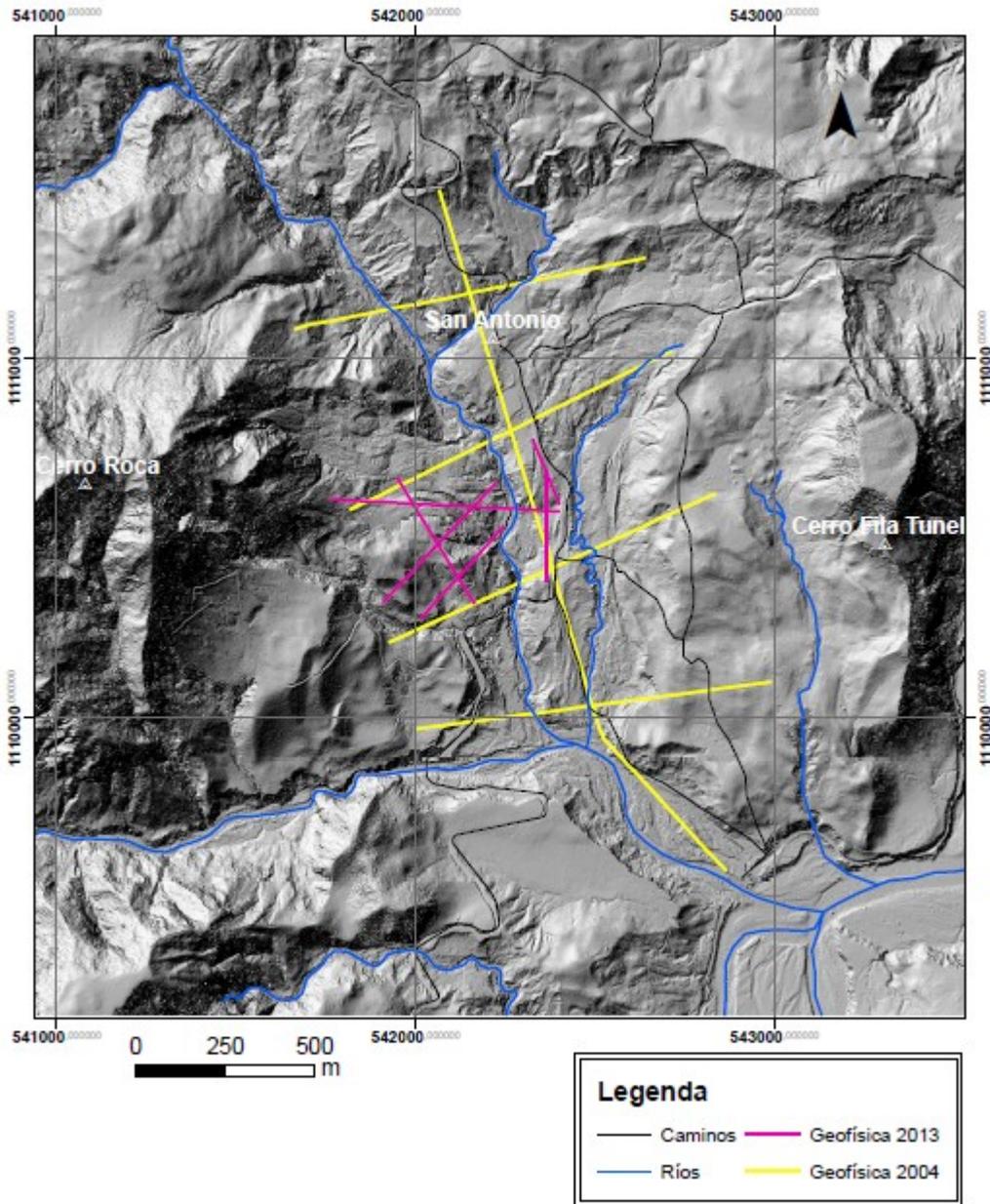


Figura 2.12. Mapa de ensayos geofísicos para las campañas 2004 y 2013.
Elaboración propia

Una primera campaña de estos sondeos fue realizada en el 2004, la cual incluyó cinco perfiles (PR-1, PR-2, PR-3, PR-4 y PR-5) de resistividad eléctrica, la que consiste en instalar a lo largo de un perfil y de manera colineal, una serie de cuatro elementos o electrodos, mediante los cuales se inyecta corriente al terreno en dos de éstos y se mide la diferencia de voltaje generada por dicha corriente. Debido a que la apertura progresiva

de los electrodos de inyección permite profundizar más el flujo de corriente, es posible así obtener resistividades aparentes a distintas profundidades a lo largo del perfil de investigación.

En la Figura 2.13, se observa el arreglo tridimensional de los perfiles de esta campaña de resistividad, donde se observa un modelo de tres capas geo-eléctricas con valores de resistividad y espesores distintos entre sí, el Cuadro 2.1 muestra las características de este modelo.

Cuadro 2.1. Modelo geoelectrico de tres capas para el poblado de San Antonio.

Capa	Resistividad (Ωm)	Espesor (m)	Interpretación geológica
Capa 1	50 - 150	10 - 20	Suelo y material coluvial.
Capa2	> 15	40 - 100	Areniscas y lutitas moderadamente alteradas
Capa 3	20 - 35	50 - 100	Areniscas y lutitas más sanas e incluso a la presencia de los estratos enriquecidos en material calcáreo de la Fm. Río Banano.

Adicionalmente se observa una anomalía geoelectrica presente en todos los perfiles orientados hacia el noreste, la cual es interpretada como la traza de la falla Río Blanco ya que coincide muy bien con las evidencias morfológicas observables en el campo.

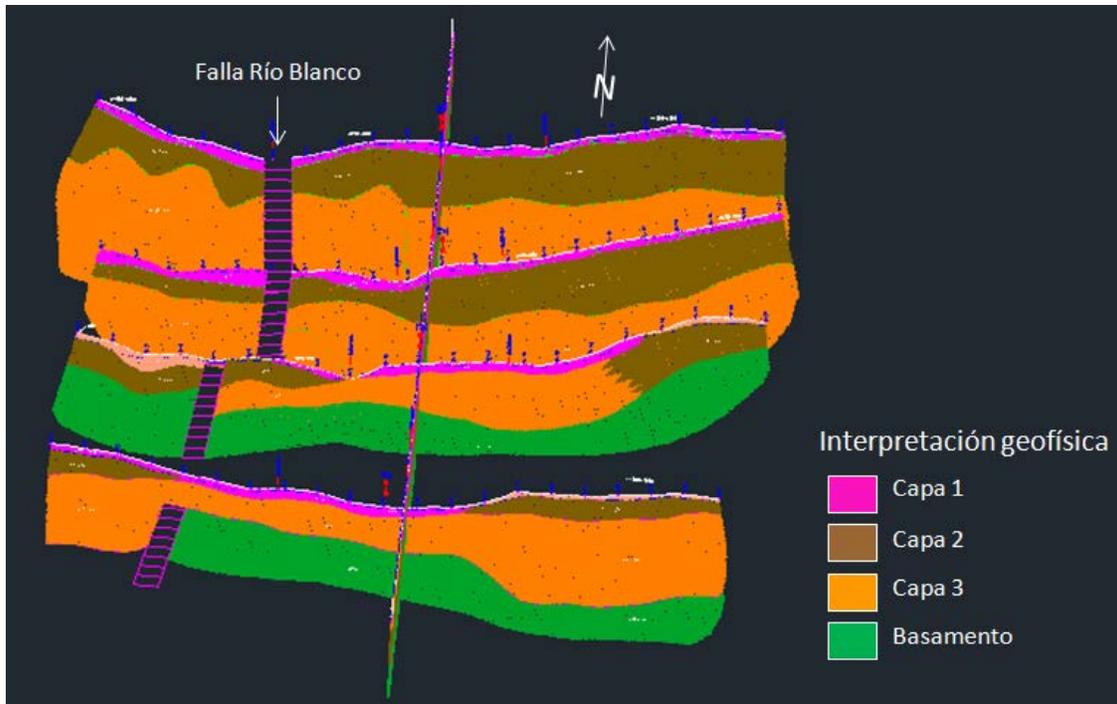
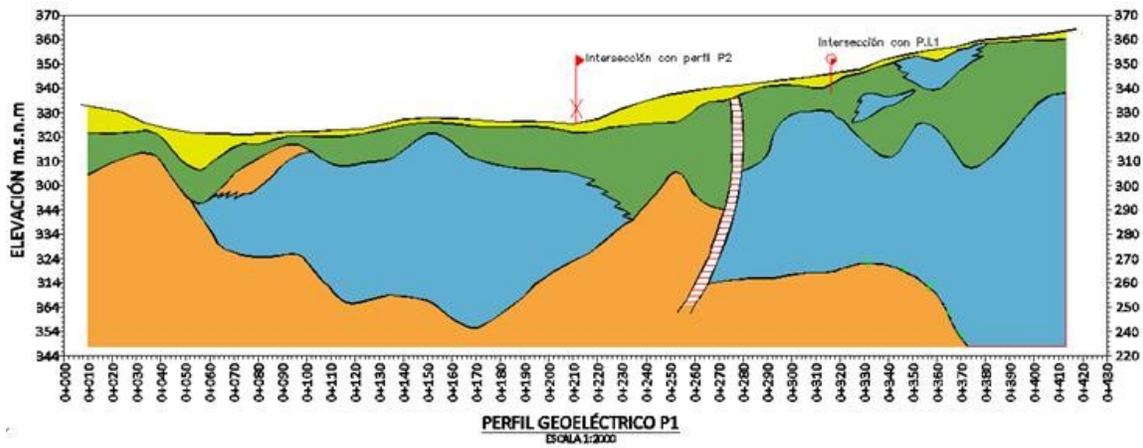


Figura 2.13. Perfiles geofísicos campaña 2004 Vista en 3D
Elaboración propia

La segunda campaña de geofísica fue realizada en el año 2013, e incluyó perfiles de resistividad eléctrica y refracción sísmica.

La resistividad eléctrica evidenció un modelo geoelectrico más detallado de 5 capas (Figura 2.14), el Cuadro 2.2, muestra las características físicas de cada una de estas capas. La capa 3 y 4 posee variaciones laterales de espesor abruptas y según los resultados de esta campaña estas variaciones corresponden más a un posible cambio depositacional que a alguna anomalía geofísica.



LEYENDA LITOLÓGICA Y SIMBOLOGÍA	
	>200 Ωm Suelos y coluvios blocosos.
	8-100 Ωm Coluvios matriz limosa y regolito sedimentario.
	4-9 Ωm Facies lutíticas muy meterizadas.
	8-20 Ωm Facies lutitas y areniscas finas.
	10-50 Ωm Facies de areniscas varias.
	Anomalía geofísica.
	Intersección perpendicular en planta contra perfil indicado.
	Punto de inflexión sobre perfil, indicada en planta.

Figura 2.14. Perfil geoelectrico P1. Tomado de Ayala (2013)

Cuadro 2.2. Modelo geoelectrico de 5 capas

Capa	Resistividad (Ωm)	Espesor (m)
1	< 200	2 - 3
2	8 - 100	~ 20
3	4 - 9	~ 60
4	8 - 20	~ 60
5	10 - 50	No medido

Según esta información geoelectrica se podría indicar que los deslizamientos en el poblado de San Antonio están más asociados a las capas 1 y 2, lo que podría indicar que existen espesores cercanos a los 20 m de materiales deslizablees.

Adicionalmente a los perfiles geoelectricos se realizaron cuatro perfiles de refracción sísmica, con el fin de delimitar los espesores de las capas superficiales de suelos y coluvios de las capas de areniscas y lutitas que constituyen el basamento en el área de estudio.

Este método de refracción sísmica consiste en generar ondas sísmicas desde la superficie por medio de pequeñas detonaciones controladas en puntos determinados a lo largo de cada perfil de investigación. Las ondas generadas son registradas por una serie de sensores o geófonos instalados de manera equidistante a lo largo del perfil, de este modo se pueden determinar los tiempos de arribo para la onda P (onda compresional) en cada geófono y a partir de estas lecturas se construye un gráfico de tiempo-distancia llamado democrónica, la cual posteriormente es interpretada como capas de distintas velocidades de propagación de la onda P.

Las Figura 2.15 y Figura 2.16 muestran los perfiles sísmicos realizados en el área de estudio, de donde se ha creado un modelo sísmico de dos capas; la capa sísmica 1: con velocidades de onda compresional (onda P) entre 0,4 y 1,3 km/s, con un espesor sísmico que varía entre los 2 y los 18 m. esta capa se asocia con suelos y materiales coluviales en el sitio y que se presume es la capa que genera la mayor cantidad de deslizamientos. Este método geofísico no permitió observar las anomalías geoelectricas asociadas a la falla Río Blanco; muy posiblemente debido a la separación de geófonos utilizada en el ensayo ó las características sísmicas a ambos lados de la traza de falla son muy semejantes entre sí.

La capa sísmica 2, posee velocidades de onda que varían entre 1.3 y 1.9 km/s y se asocia con el basamento conocido de las rocas de la Fm Río Banano. Igualmente al método de resistividad eléctrica no fue posible determinar el espesor real de esta capa.

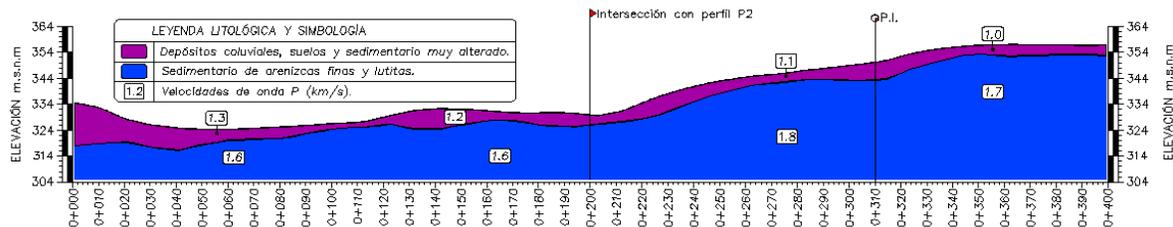


Figura 2.15 Perfil Sísmico P1

Elaboración propia

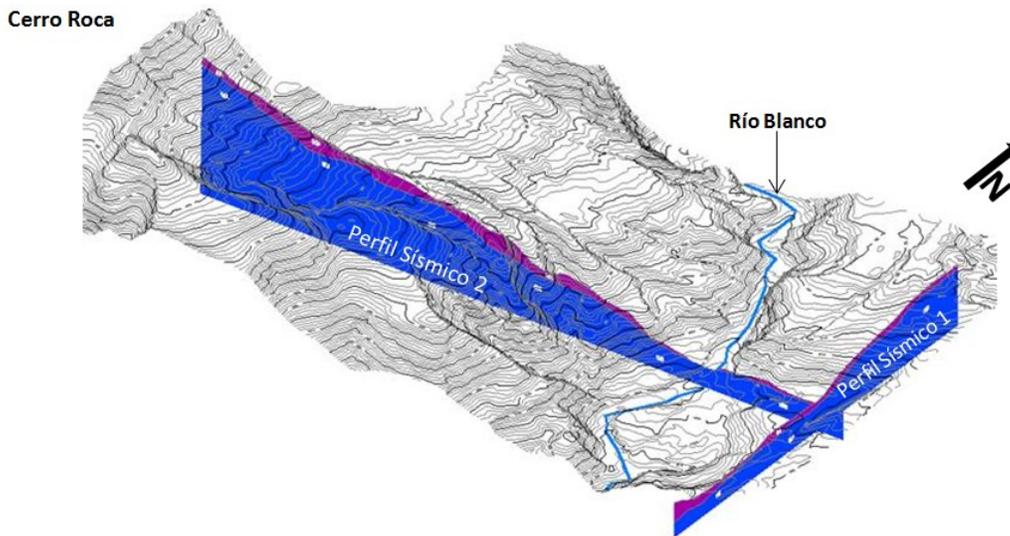


Figura 2.16. Perfiles Sísmicos 1 y 2. Vista 3D
Elaboración propia

En ensayo de refracción sísmica permitió comprobar que en el poblado de San Antonio se puede trabajar con un modelo geológico básico de dos “paquetes” de roca, una base compuesta por la Formación Río Banano y un techo que la sobreyace con materiales heterogéneos y con espesores menores a los 20 m en general.

Este modelo de refracción sísmica no muestra anomalías o zonas de baja velocidad que puedan correlacionarse con las anomalías geoelectricas detectadas en los mismos perfiles, esto posiblemente se deba a variaciones granulométricas laterales que hacen variar la respuesta resistiva de las distintas litologías o también podría ser el reflejo de una zona de falla no muy extensa, sino de algunos pocos metros de espesor.

3 ANALISIS GEOMORFOLOGICO Y GEODINAMICA EXTERNA

En este capítulo se describen los rasgos geomorfológicos que caracterizan la zona de estudio, así como las consideraciones hidrológicas y patrones de drenaje que se presentan en el área.

El análisis de la geodinámica externa, junto con el inventario de deslizamientos, se apoyó en estudios de las fotografías aéreas de los años 1960, 1973, 1992, 1998, 2005 y 2009, imágenes de satélite Google Earth (2012), hoja cartográfica 1:50 000, así como trabajo de campo.

Para la clasificación de las unidades geomorfológicas observadas en campo, se utilizó el método de fotointerpretación y las unidades de mapeo geomorfológico establecidas por van Zuidan (1986) en la interpretación de fotografías aéreas.

3.1 Consideraciones hidrológicas

El área de estudio se ubica dentro de la cuenca del río Reventazón, donde los cauces principales son el río Blanco, río Pascua y la quebrada Hermosa, los cuales drenan hacia el SE en el río Reventazón.

En el sitio se identificó parte de la cuenca de los ríos Blanco y Pascua (Figura 3.1), cuyo rumbo preferencial es hacia el suroeste y abarca una cobertura de 5,1 km² con un patrón de drenaje aproximadamente subdendrítico a rectangular.

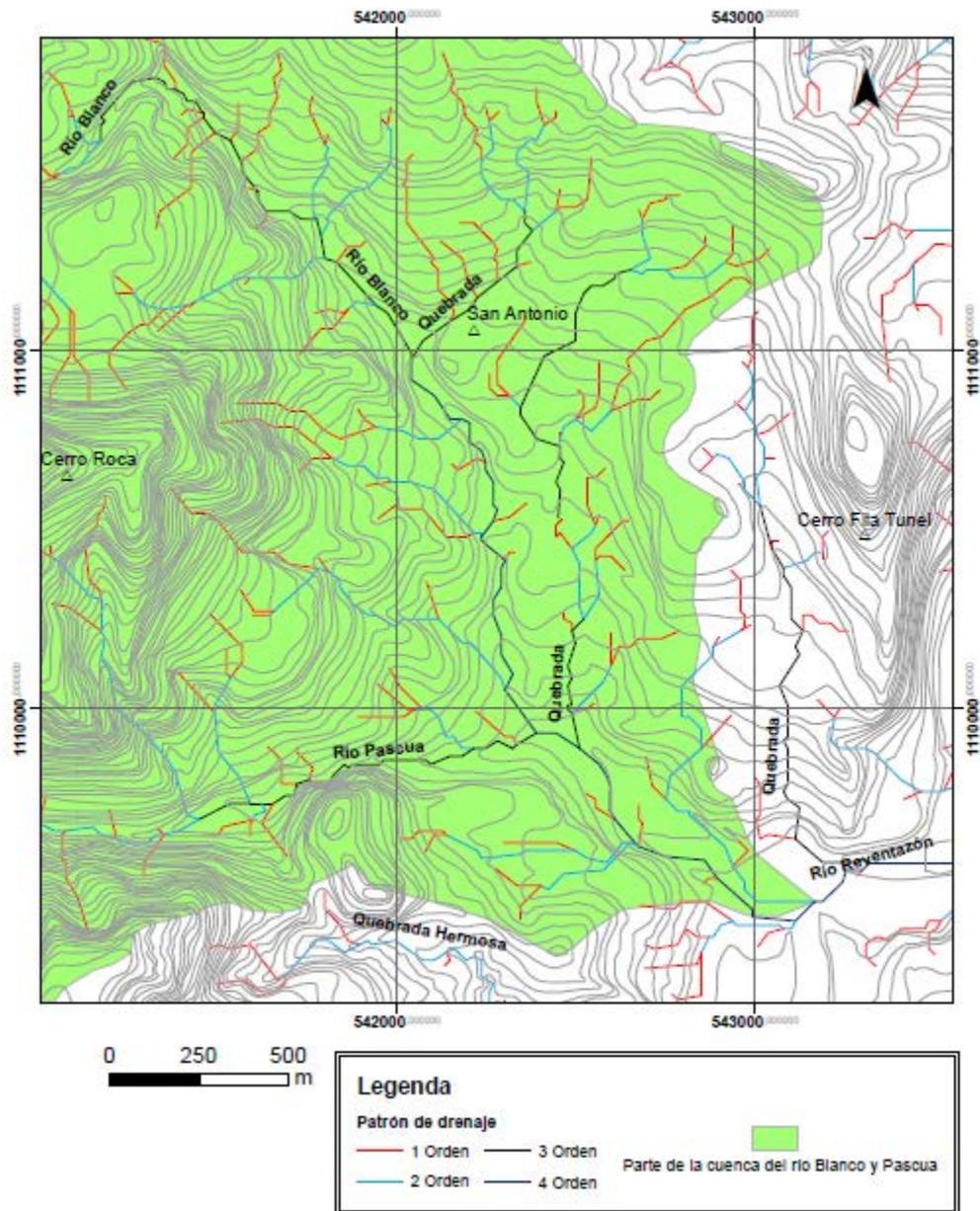
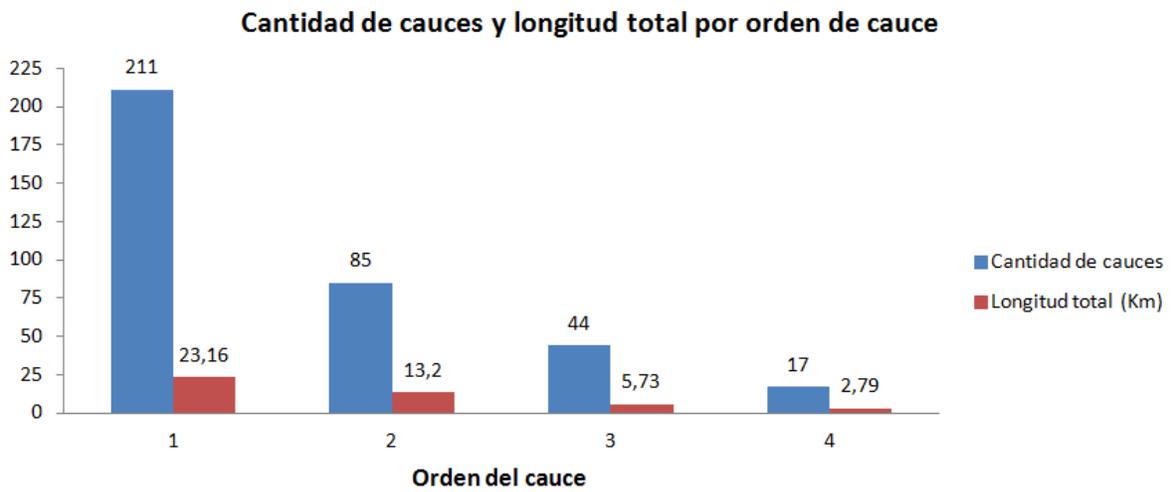


Figura 3.1 Microcuenca del río Blanco y Pasqua definida para el área de estudio
Elaboración propia

Para toda el área de estudio se calculó una longitud total de cauces de 44,9 km para un total de 357 cauces clasificados en ordenes de 1 a 4 (Grafico 1). El área de estudio abarca un área aproximada de 7,5 km², por lo cual se obtiene una densidad de drenaje de 5,98 km/km² y una densidad de cauces de 47,56 cauces/km².

Grafico 1. Cantidad de cauces y longitud de cauces según el orden de cauce



3.2 Pendientes

La caracterización de las clases de pendientes para el área de estudio se realizó según la clasificación propuesta por van Zuidan (1986) (Cuadro 3.1), quien describe las características o condiciones del terreno según el rango de pendiente en grados o porcentaje de inclinación del terreno.

Cuadro 3.1. Clases de pendientes (Modificada de van Zuidan 1986)

Clase de Pendiente		Condiciones del terreno
Grados	Porcentaje	
0-2	2-7	Pendiente muy baja, peligro de erosión
2-8	7-15	Pendiente baja, peligro severo de erosión
8-16	15-30	Pendiente moderada, deslizamientos ocasionales, peligro severo de erosión
16-35	30-70	Pendiente fuerte, procesos denudacionales intensos (deslizamientos), peligro extremo de erosión de suelos
35-55	70-140	Pendiente muy fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales intensos, reforestación posible
55-90	>140	Pendiente extremadamente fuerte, afloramientos rocosos, procesos denudacionales severos (caída de rocas), cobertura vegetal limitada

En la Figura 3.2 se observa el mapa de pendientes para el área de estudio, igualmente según la clasificación modificada de van Zuidan (1986), donde las áreas con pendiente extremadamente fuerte (2,3 % de área) y las áreas con pendiente muy fuerte (18,6 % de área) se ubican principalmente en las zonas altas de los cerros Roca y Fila Túnel, así como en el sector suroeste del cauce del río Pascua.

Las áreas correspondientes a pendientes de fuertes a bajas corresponden al 75,8 % del área de estudio y se ubican principalmente al pie de los cerros Roca y Fila Túnel, donde además se encuentra el poblado de San Antonio de Pascua.

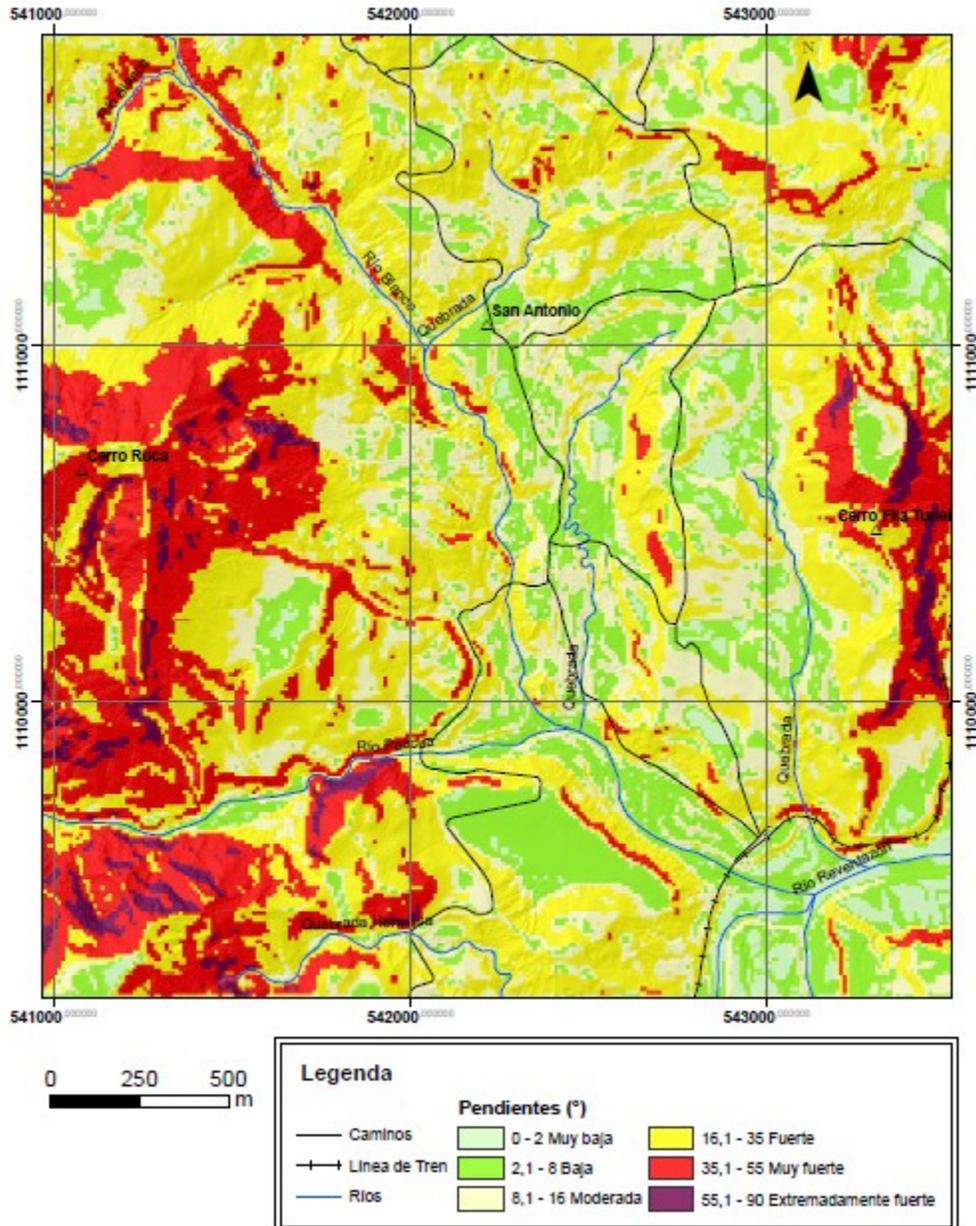


Figura 3.2. Mapa de pendientes San Antonio de Pascua y alrededores
Elaboración propia

3.3 Unidades geomorfológicas

Las unidades geomorfológicas se definieron según las morfogénesis del área de estudio y clasificadas según los criterios de van Zuidan (1986).

En la Figura 3.3 se observa la distribución y clasificación de las formas de origen denudacional, las cuales incluyen los procesos de remoción en masa intensos y las

fueres pendientes; además las formas de origen denudacional-estructural las cuales incluyen las áreas de escarpes y finalmente, las formas de origen fluvial asociadas a los principales cauces como lo son el río Reventazón, Blanco y Pascua.

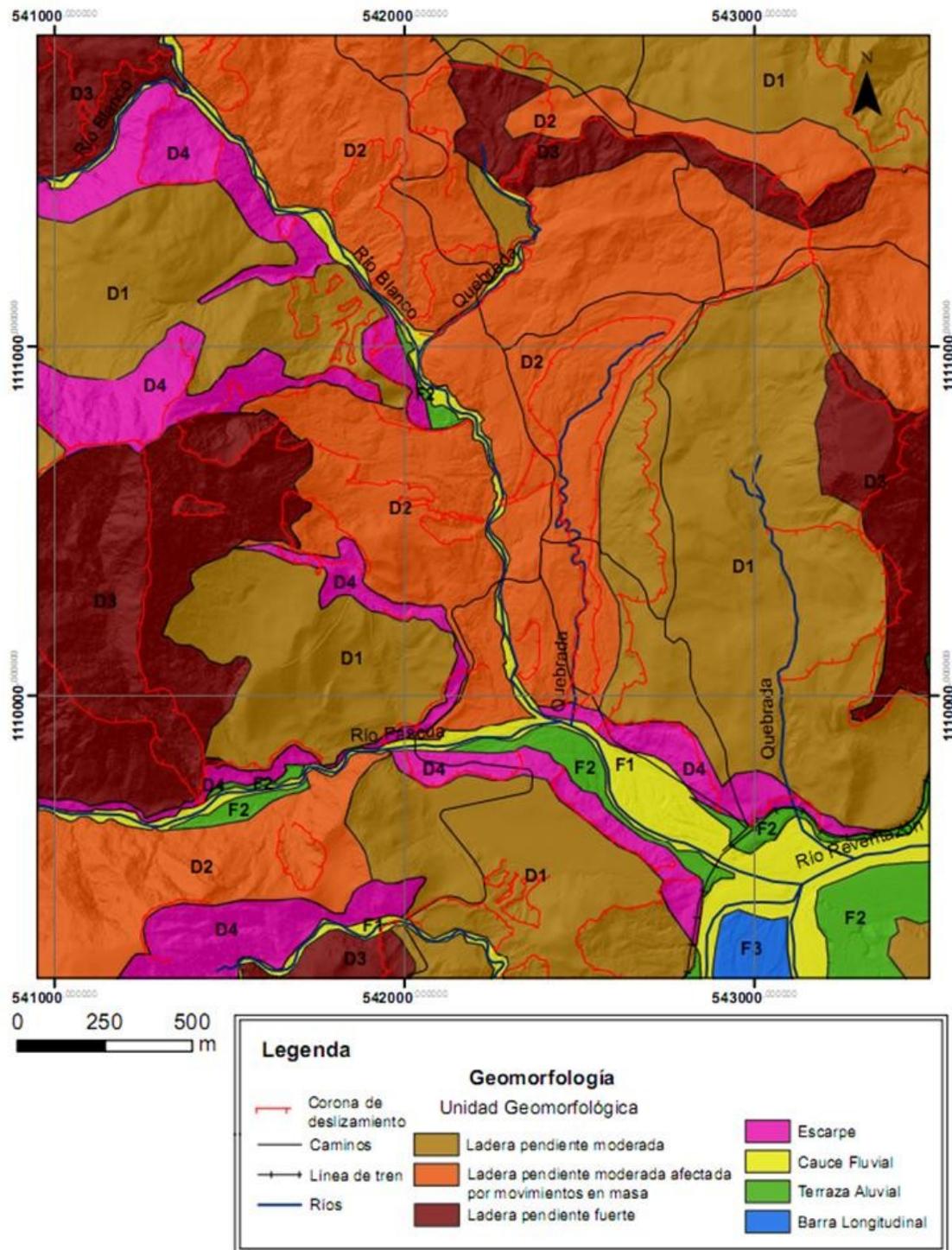


Figura 3.3. Mapa geomorfológico de San Antonio de Pascua y alrededores
Elaboración propia

3.3.1 Formas de origen denudacional (D)

Las formas de origen denudacional, se clasificaron según los rasgos de diferencias topográficas, pendientes de laderas, sistemas erosivos y patrones de drenaje, entre otros. Las unidades denudacionales D1, D2 y D3 se diferencian por el porcentaje de pendiente, tipo de topografía y grado de erosión (van Zuidan, 1986).

3.3.1.1 Laderas denudacionales de pendiente moderada (D1).

Corresponde con topografías ligeramente onduladas, y con una disección escasa; las laderas presentan pendientes menores a los 35°, con divisorias de aguas generalmente lineales y anchas, con valles de río principalmente poco profundos y anchos. Estas laderas se ubican principalmente al pie del cerro Fila Túnel y cerro Roca y en menor cantidad cerca del cauce fluvial del río Reventazón. Esta unidad abarca el 35 % del área de estudio.

3.3.1.2 Laderas denudacionales de pendiente moderada afectadas por movimientos en masa (D2)

Se caracteriza por poseer una topografía moderadamente ondulada y disectada por cauces con mayor intensidad de erosión, con divisorias de aguas en su mayoría lineales y con valles de ríos profundos y estrechos. Estas laderas se ubican principalmente sobre la margen derecha del río Blanco y río Pascua, y abarca un 30,11% del área de estudio. En esta Unidad se ubica el poblado de San Antonio de Pascua.

Esta unidad presenta las mayores evidencias de deslizamientos, tales como grietas, cárcavas y coronas de deslizamientos. (Figura 3.4, Figura 3.5, Figura 3.6).



Figura 3.4. Deslizamiento en lutitas, al norte del pueblo de San Antonio.
Coordenadas Este: 541292 Norte: 1112029
Fuente: Michael Calderón Q



Figura 3.5. Antiguas coronas de deslizamiento.
Coordenadas Este: 542303 Norte: 1110833
Fuente: Michael Calderón Q



Figura 3.6. Corona de deslizamiento actual sobre margen izquierda hacia el río Blanco.
Coordenadas Este: 542147 Norte: 1110828
Fuente: Michael Calderón Q

Además es posible observar zonas pantanosas y pequeñas lagunas formadas por las irregularidades generadas por los mismos deslizamientos; donde se forman pequeñas cuencas de drenaje. (Figura 3.7, Figura 3.8)



Figura 3.7. Laguna formada en pequeñas cuencas.
Coordenadas Este: 541081 Norte: 1111902
Fuente: Michael Calderón Q



Figura 3.8. Zona pantanosa.
Coordenadas Este: 541136 Norte: 1111824
Fuente: Michael Calderón Q

3.3.1.3 Laderas denudacionales de pendiente fuerte (D3)

Se caracteriza por poseer topografías con pendientes de muy fuertes a extremadamente fuertes (mayor a 35°), con divisorias de aguas principalmente lineales y angostas, con cauces con erosión de mayor profundidad y más estrechos que los generados en las unidades D2 y D1; abarca un área aproximada del 16,6% del área total de estudio.

Se ubica principalmente en flanco sur-oeste del cerro Roca (Figura 3.9) y flanco este del cerro Fila Túnel y se encuentra relativamente menos afectada por procesos de remoción en masa comparada con la unidad denudacional D2.

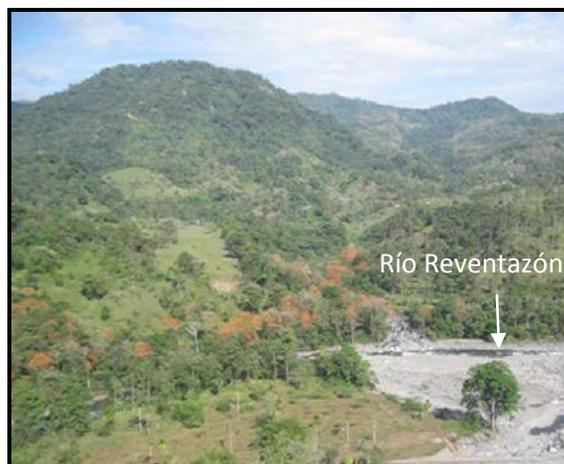


Figura 3.9. Flanco sur-suroeste del cerro Roca (vista aérea).
Fuente: Michael Calderón Q

3.3.1.4 Escarpes denudacionales (D4)

Corresponde a las geo-formas escarpadas producto de antiguos deslizamientos ocurridos en el área de estudio, con pendientes entre los 35° - 55° de inclinación, específicamente las que se ubican a lo largo de la margen derecha de Río Blanco; quizá estén asociadas y/o afectadas por la actividad tectónica de la falla Río Blanco. Estos escarpes denudacionales se caracterizan por tener fuertes pendientes y estar moderadamente disectados, abarcan un 9,4 % del total del área de estudio.

Los escarpes alineados al cauce del río Blanco se extienden aproximadamente 700m de longitud y presentan una diferencia de altura de talud de hasta 97 m con un rumbo preferencial noroeste.

3.3.2 Formas de origen fluvial (F)

Las unidades geomorfológicas de origen fluvial corresponden en total con un 8,7% del área de estudio.

3.1.1.1 Cauce Fluvial (F1)

Es la más representativa, abarca un aproximado de 5 % del área y se ubica principalmente en los cauces de los ríos Blanco, Pascua y Reventazón. Constituido principalmente por gravas, limos y arcillas. Poseen pendientes menores a los 16° en

promedio y anchos de cauce que varían desde los 9 m en los ríos Blanco y Pascua hasta aproximadamente 240 m en el río Reventazón.

3.1.1.2 *Terraza Aluvial (F2)*

Abarca un 2,8% del área de estudio y se ubica principalmente en la confluencia del río Blanco con el Río Reventazón. Presentan pendientes bajas de 2° - 6°, escasamente disectados por los sistemas fluviales. Están principalmente conformadas por materiales inconsolidados como gravas, arenas y arcillas. Con dimensiones que varían desde los 6 me de ancho en la margen izquierda del río Blanco hasta los 235 m aproximadamente en la margen derecha del río Reventazón.

3.1.1.3 *Barra longitudinal (F3)*

Corresponde con un islote ubicado sobre el cauce del río Reventazón (Figura 3.10). Es la unidad de menor extensión de área y con un 0,5% del total del área de estudio. Está conformada principalmente por material aluvial de arrastre del río Reventazón.



Figura 3.10. Barra longitudinal sobre el río Reventazón. (Vista aérea).
Fuente: Michael Calderón Q

3.4 Procesos de remoción en masa

Los procesos de remoción en masa que afectan y controlan las morfologías del área de estudio han permitido crear un inventario y caracterización de los deslizamientos presentes en el poblado de San Antonio de Pascua y alrededores.

3.4.1 Deslizamientos históricos

Peraldo y Rojas (2000) evidencian mediante un catálogo de deslizamientos la existencia de al menos 15 eventos de deslizamientos grandes en el área de estudio (Figura 1.1) para el periodo comprendido entre 1884 y 1960. Según los autores, esta cifra podría ser mayor debido a la deficiencia en los medios de información, de recopilación y de comunicación en los cuales algunos deslizamientos de menor tamaño no hayan sido registrados como tal.

Según este catálogo, estos deslizamientos solo tuvieron afectación a la vía férrea al Caribe y no se detallan posibles afectaciones a viviendas o incluso pérdidas de vidas humanas. Los volúmenes de materiales de estos deslizamientos varían desde los 33 m³ hasta los 4090 m³ aproximadamente. Aunque uno de los deslizamientos ocurridos en el área de estudio el día 24 de diciembre de 1950 es catalogado según su volumen como muy grande, pero lamentablemente no se cuenta con mayor información o cálculo aproximado del volumen de este deslizamiento. Solo se indica que este ocurrió aproximadamente a medio kilómetro de la vía y que ésta fue atravesada por el deslizamiento el cual incluso alcanzó parte del cauce del río Reventazón, se presume que el factor disparador de este evento que pudo haber sido un fuerte periodo de lluvias.

Muchos de los vecinos del poblado de San Antonio, concuerdan que la mayor afectación y desarrollo de deslizamientos ocurren principalmente en el periodo de lluvias: “en los tiempo donde llueve duro e intenso por varios días, es cuando se ven más las grietas de los deslizamientos en los potreros y la grieta que pasa por la calle se hunde mas (J. Ballester, com. pers., 2014)”

Aunque uno de los deslizamientos más visible en el poblado de San Antonio ubicado en el cerro Roca, “no empezó en tiempos de lluvias, empezó con la caída de unas cuantas piedras; ya posteriormente si el agua lo hizo más grande (E. Brenes, com. pers., 2014)”.

Para la identificación de los deslizamientos históricos desde 1960, a la fecha se utilizaron las fotografías aéreas de los años 1960, 1998 y 2005 (Figura 3.11, Figura 3.13 y Figura 3.13), con el fin de identificar los deslizamientos de formación previa a los que actualmente ocurren en el área de estudio.

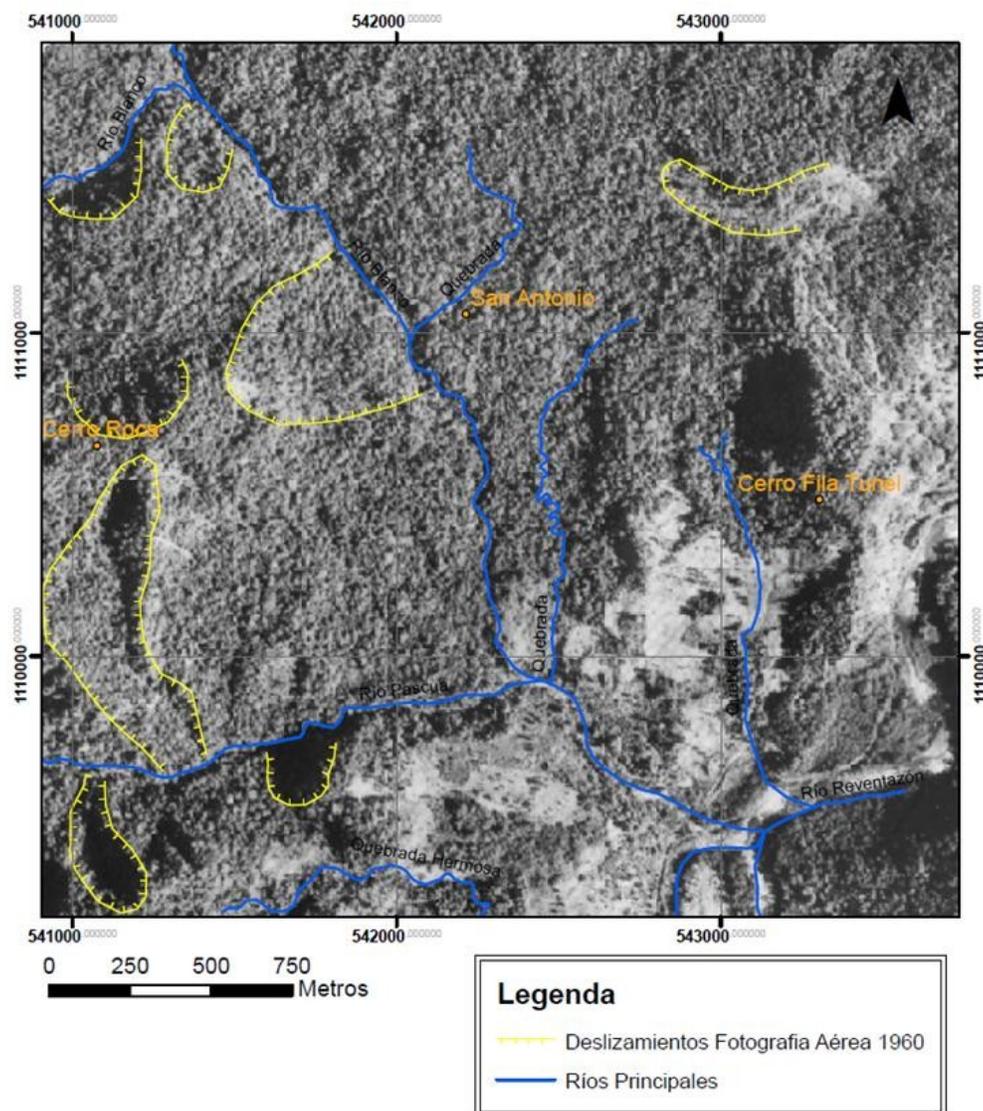


Figura 3.11. Mapa de deslizamientos año 1960.
Elaboración propia

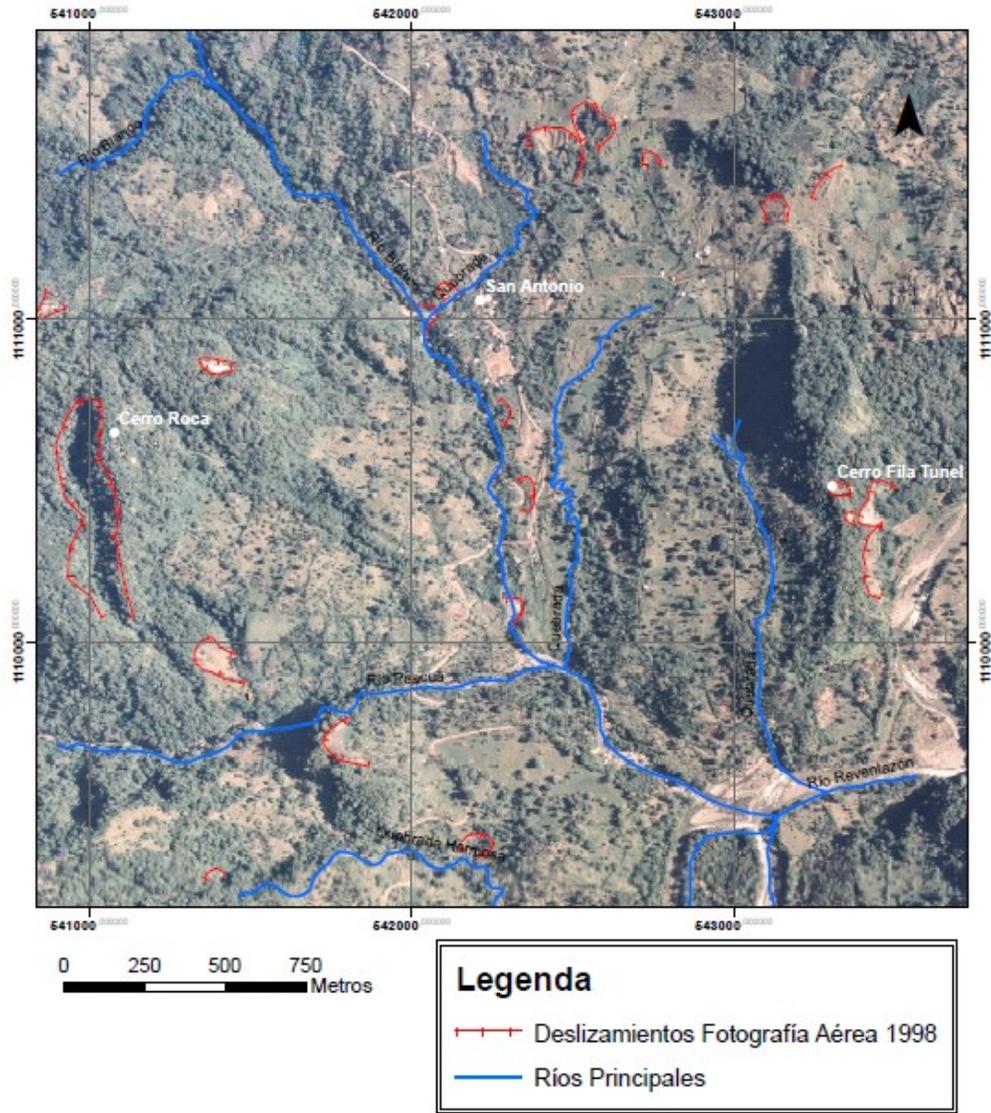


Figura 3.12. Mapa de deslizamientos año 1998.
Elaboración propia

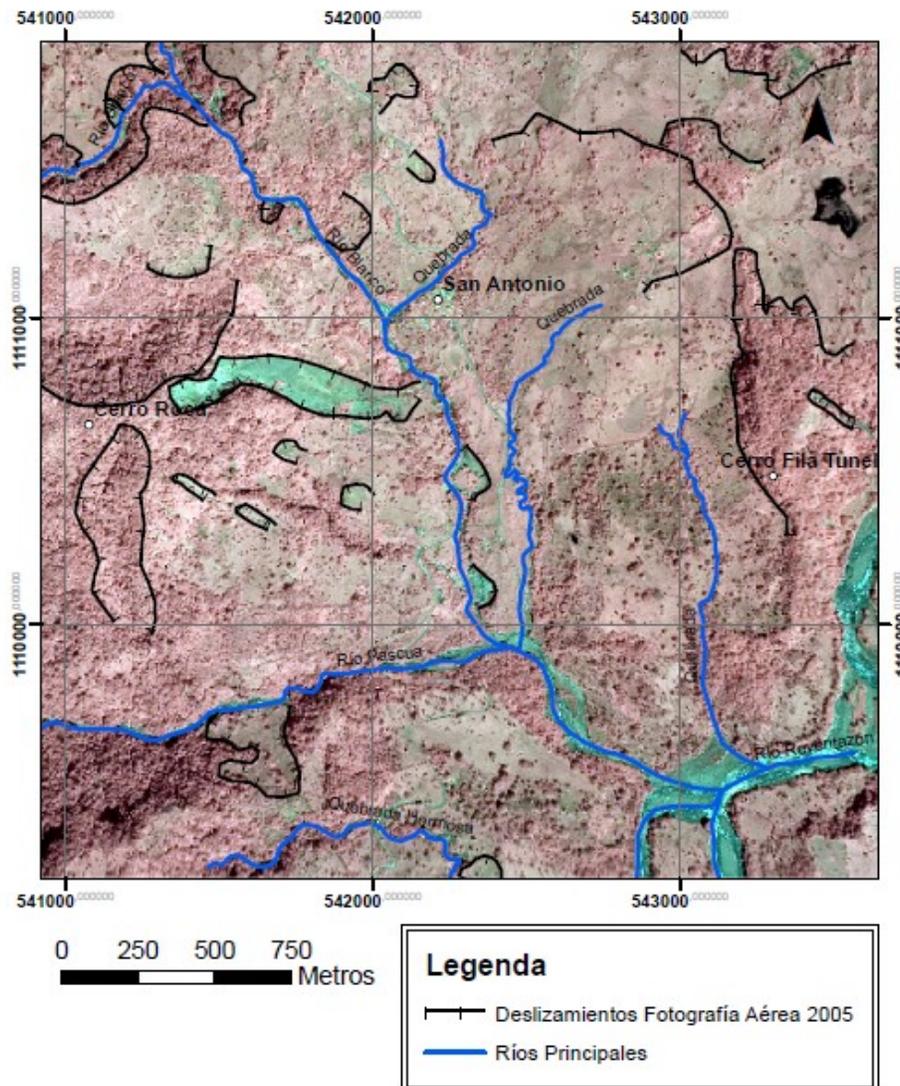


Figura 3.13. Mapa de deslizamientos año 2005.
Elaboración propia

En la Figura 3.11 y Figura 3.13, se observa el levantamiento de deslizamientos fotogeológicos para los años 1960 y 2005 en donde es claramente visible el aumento en cantidad y longitud de las coronas de deslizamiento que se han desarrollado a lo largo de 45 años. Desde 1960 pasó de ocho a veinticuatro deslizamientos en el 2005.

Igualmente para ambos años se observa que el desarrollo de deslizamientos es más generalizado en las laderas del cerro Roca y de menor desarrollo en el cerro Fila Túnel.

3.4.2 Inventario de deslizamientos actuales

Para el área de estudio se determinaron las principales coronas de deslizamientos (Figura 3.14 y Figura 3.15) con su respectiva dirección de movimiento aparente según la orientación de las coronas mediante fotointerpretación y comprobación de campo.

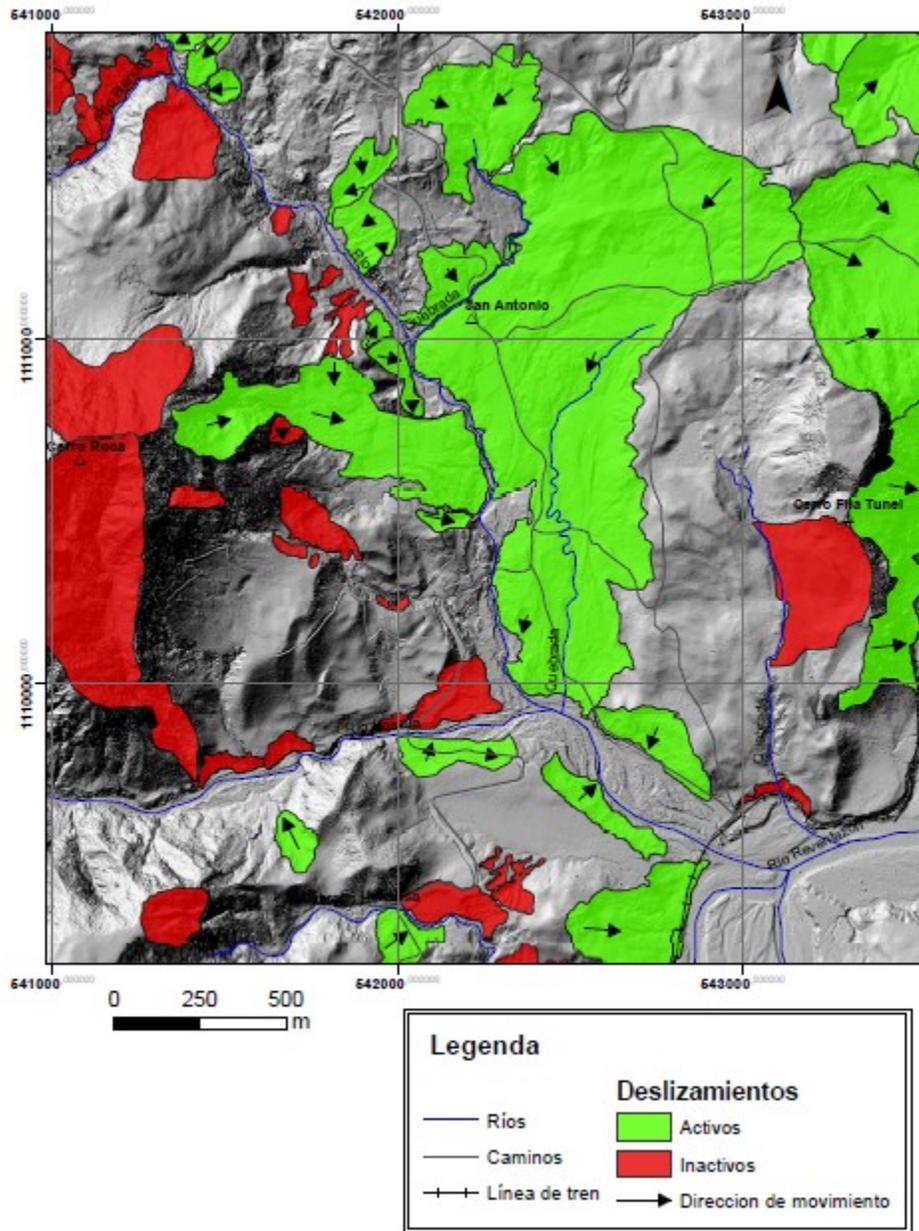


Figura 3.14. Mapa de deslizamientos, San Antonio de Pasqua y Alrededores.
Elaboración propia

La longitud total aproximada de las coronas principales de los deslizamientos es de 36,5 km.

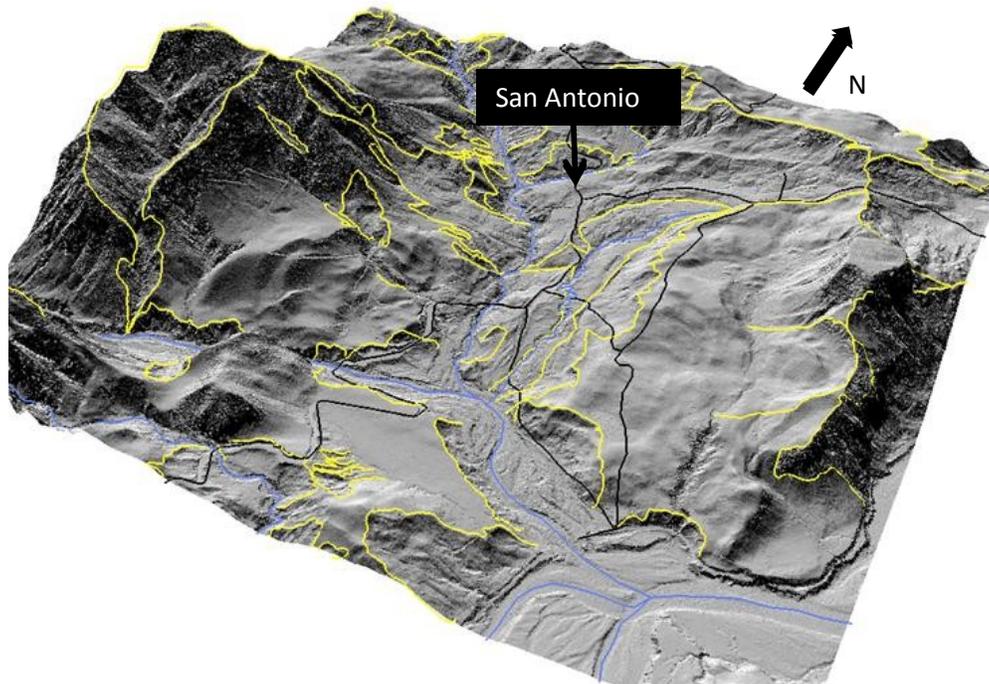


Figura 3.15. Vista en tres dimensiones de las coronas de deslizamientos.
Elaboración propia

Dentro de estos deslizamientos se pudo identificar con la ayuda de las fotografías aéreas del Proyecto Carta del año 2005, más la topografía LIDAR (ICE 2009) cuales de estos deslizamientos tienen una actividad de movimiento visible y cuales aparentemente se encuentran inactivos o en equilibrio de estabilidad.

La Figura 3.14 muestra la ubicación de los deslizamientos activos y los inactivos. Así se tiene que un 78,5% de todos los deslizamientos muestran actividad actual, lo que significa que aproximadamente 286,5 ha de terreno poseen evidencias de movimientos recientes.

Así un 21,5 % de los deslizamientos se observan con inactividad de deslizamiento, lo que equivale a 78,3 ha de terreno que posee evidencias de antiguos deslizamientos ocurridos en el área.

3.5 Caracterización geológica de los deslizamientos

Peraldo *et al.*, (2012) indican que los problemas de deslizamientos en la zona de estudio han afectado el área desde hace aproximadamente más de 30 años y que los procesos de remoción en masa que actualmente afectan al poblado de San Antonio de Pascua son diversos tanto en extensión de área como en volumen de material y afectación principalmente a obras civiles como lo es el camino principal, puentes y algunas viviendas principalmente.

La zona de deslizamientos del poblado de San Antonio, es descrita por Rojas *et al.*, (2012) con base en las morfologías observadas en campo, como el resultado de un complejo proceso de remoción en masa, al que denominó como “remoción compleja” y caracterizada por procesos de deslizamientos en los cuales existen afectaciones de unos sobre otros.

Según la actual investigación el tipo de deslizamiento predominante para todo el área de estudio es el tipo traslacional (Figura 3.16) y en menor cantidad los deslizamientos de tipo rotacional y rotacional múltiple

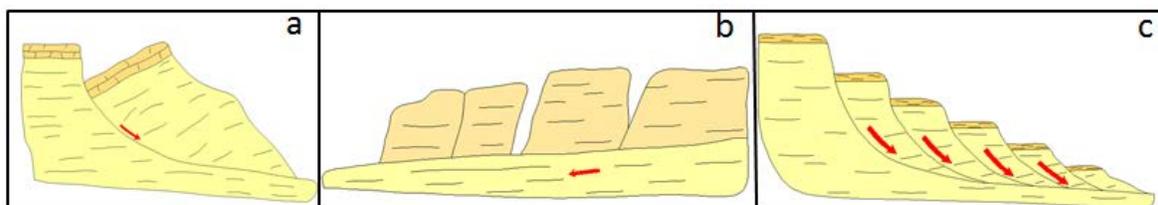


Figura 3.16. Diagrama de tipos de deslizamientos: a) deslizamiento rotacional, b) deslizamiento traslacional y c) deslizamiento rotacional múltiple. Tomado y modificado de Gonzalez de Vallejo *et al.*, (2002).

Es posible que de manera local existan movimientos que involucren ambos tipos de deslizamientos, pero igualmente poseen una expresión de tipo traslacional. En campo se observa que el plano principal de deslizamiento de la gran mayoría de deslizamientos se

encuentra en el contacto de los materiales coluviales y/o los depósitos volcánicos recientes con las lutitas y areniscas de la Fm Río Banano.

Otro tipo de movimiento que podría darse en la zona de estudio son los deslizamientos laterales, aunque para que éstos ocurran el material deslizado debe ser de bloques rocosos o masas de suelo muy coherente y cementado como lo indica González de Vallejo *et al.*, (2002). Varnes (1978) indica que estos son característicos de procesos de licuefacción en suelos muy arcillosos, aunque Hutchinson (1988) considera este tipo de deslizamiento como una variante de los deslizamientos traslacionales. Por tanto existe la probabilidad que este fenómeno ocurra en el poblado de San Antonio.

Los deslizamientos en el poblado de San Antonio de Pascua de mayor extensión y volumen deslizado son producto de la erosión y las características geomecánicas de las lutitas y areniscas que se encuentran en los principales cauces como el Río Blanco. Esta erosión a su vez causa inestabilidades en la parte superior, que se evidencia con desplazamientos verticales en el terreno que van desde menos de 1 m hasta 10 m de longitud aproximadamente; los cuales son fácilmente identificables en campo. (Figura 3.17, Figura 3.18, Figura 3.19).



Figura 3.17. Materiales aluviales y coluviales sobre areniscas.

Coordenadas Este: 542294 Norte: 1110351

Fuente: Michael Calderón Q



Figura 3.18. Deslizamiento rotacional en lutitas.
Coordenadas Este: 542210 Norte: 1110762
Fuente: Michael Calderón Q



Figura 3.19. Desplazamientos verticales (coronas).
Coordenadas Este: 541868 Norte: 1111749
Fuente: Michael Calderón Q

3.6 Factores condicionantes y desencadenantes

Se establecen como factores condicionantes la constitución litológica del área, conformada por depósitos de lutitas y areniscas de la Fm. Río Banano, así como los suelos residuales de deslizamientos antiguos y el contacto litológico entre ambos tipos de depósitos.

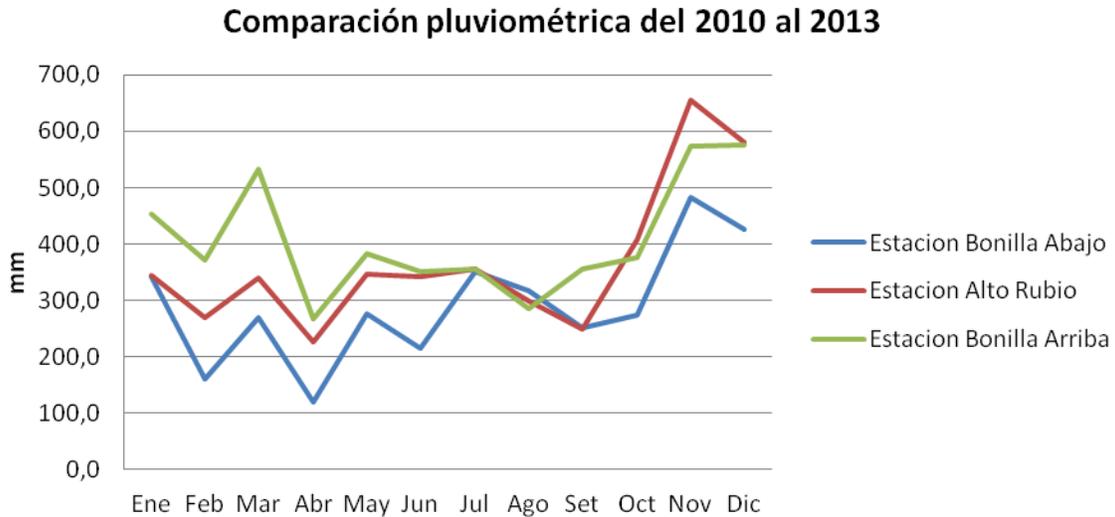
Entre los factores desencadenantes se consideró el efecto de las precipitaciones y la actividad sísmica.

3.6.1 Precipitaciones.

Los datos de todas las estaciones cercanas al sitio de estudio han sido analizados desde el año 2010 hasta el 2013, debido a que no todas las estaciones iniciaron la recolección de datos en la misma fecha.

El Grafico 2, muestra la correlación que existe de la cantidad de lluvia mensual promedio medida en mm de agua en las tres estaciones utilizadas en esta investigación. La estación Bonilla Arriba muestra una precipitación ligeramente mayor en el área, muy posiblemente debido a que se existe una diferencia de altitud de más de 1000 m de altura con respecto a las otras dos estaciones.

Grafico 2. Precipitación mensual promedio del 2010 al 2013 en estaciones cercanas al área.



Las precipitaciones intensas y extendidas por varios días, en el área de estudio, son quizá el factor más importante en la generación de deslizamientos tanto en nuevos deslizamientos como en la reactivación de otros.

Algunos vecinos de la zona han manifestado que existe una correlación directa entre las lluvias intensas con la presencia de nuevas grietas en los potreros y en camino principal. Indican además que los deslizamientos durante los periodos de lluvia se desarrollan en extensión con mayor facilidad y en menor cantidad de tiempo.

Las intensidades de lluvias para periodos cortos no son muy altas, mientras que para periodos largos las intensidades son mucho más altas; esto obedece generalmente a la presencia de temporales causados en algunas ocasiones por centros de baja presión originados en el mar Caribe.

Las lluvias con valores máximos para 24 horas tienen relevancia durante los meses de diciembre a marzo en el poblado de San Antonio, donde como lo menciona Arroyo *et al*, (2008), es la época de mayor riesgo ante eventos de inundaciones, deslizamientos y avalanchas de lodo debido a que para periodos de retorno de 2 a 5 años se registran datos de 50 a 200 mm de lluvia en el cantón de Siquirres.

Por lo mencionado anteriormente, puede afirmarse cualitativamente que las lluvias son el elemento disparador más importante de los movimientos en la zona en estudio. Lamentablemente no se cuenta con un registro de fechas donde se produjeron los deslizamientos más significativos en el poblado de San Antonio para poder correlacionar estos eventos con la cantidad de lluvia registrada para esa misma fecha. Así hubiese sido posible crear una correlación de cantidad de lluvia acumulada durante 24 horas con la generación de deslizamientos.

3.6.2 Actividad sísmica

La actividad sísmica es el otro factor desencadenante que ha podido influir en la rapidez de formación de los deslizamientos inventariados en el área de estudio. Linkimer (2003) ubica el área de estudio comprendida entre el sistema Navarro que consiste de una serie de fallas de rumbo NE, que se extienden desde la cabecera del río Navarro, al norte del Empalme (fuera del área de estudio) hasta el río Bonilla, al norte de Lajas; y el sistema Pacuare que está constituido por una serie de fallas y lineamientos de rumbo predominante norte-sur y noroeste, que se localizan en los alrededores del río Pacuare, entre la población de Bajo Pacuare y la ciudad de Siquirres.(Figura 3.20)

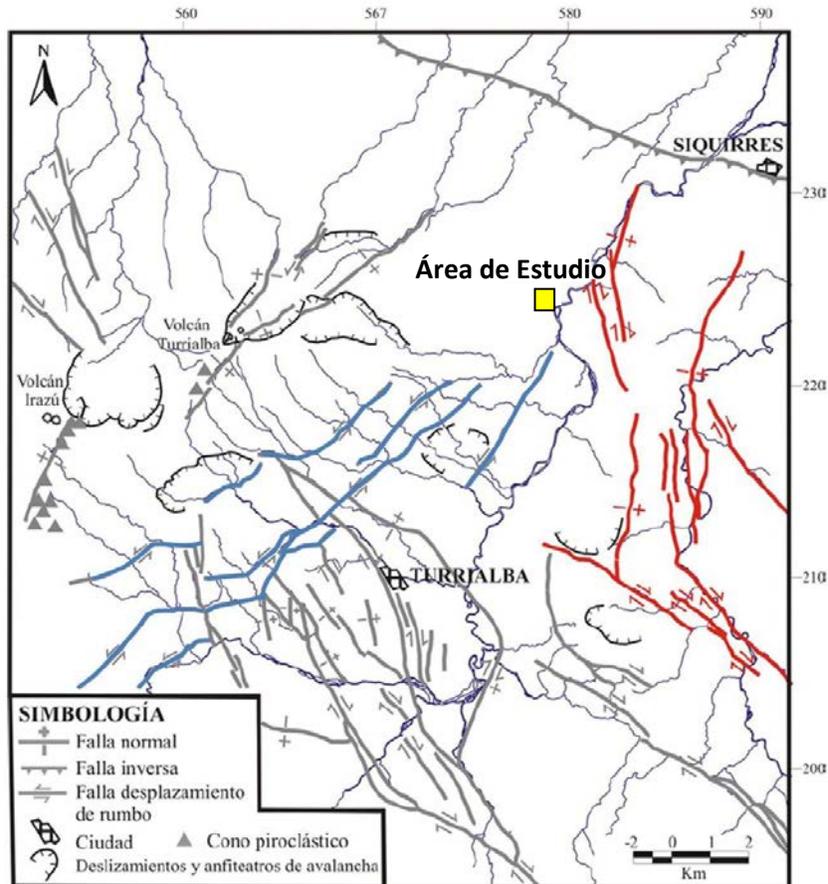


Figura 3.20. Ubicación del sistema de fallas Navarro (en azul) y el sistema de fallas Pacuare (en rojo). Tomado y modificado de Linkimer 2003

Linkimer (2003) indica que el sistema de fallas Navarro y Pacuare, podrían generar sismos con magnitudes máximas que van desde 5,3 Mw hasta 6,8 Mw.

Mora & Mora (1994), proponen que un sismo puede generar deslizamientos en un área de hasta 2000 km², como lo ocurrido con el terremoto de Limón en 1991. Igualmente, indican que la probabilidad de que un sismo sea el disparador en la generación de deslizamientos, depende de factores como el Índice de Relieve Relativo, la distancia epicentral, la Magnitud (Ms) y la Intensidad Mercalli Modificada.

Para el área de estudio del poblado de San Antonio se ha determinado un Índice de Relieve Relativo como máximo de 540 m/km², lo cual según la Figura 3.21, la distancia epicentral mínima que podría generar deslizamientos en al menos un 60% en el área de estudio sería aproximadamente a 10 km lineales.

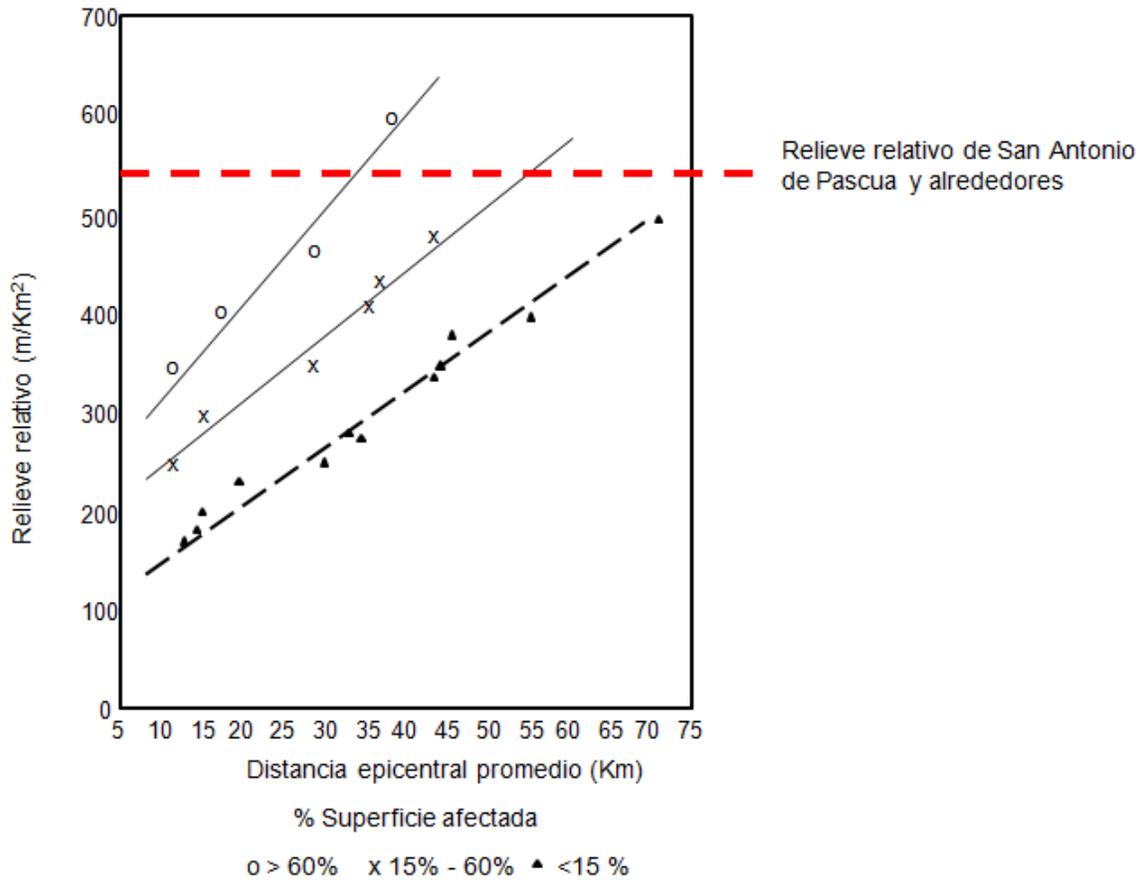


Figura 3.21. Relación entre el Índice de Relieve Relativo y la Distancia epicentral promedio, para cada cobertura de áreas destruidas por deslizamientos. Tomado y modificado de Mora & Mora 1994

Además se puede observar que existe la probabilidad que un sismo con una distancia epicentral de hasta 70 km, puede causar deslizamientos en más de un 15% del área de estudio.

Así mismo Mora & Mora (1994), proponen una relación entre la distancia epicentral y la magnitud del sismo (M_s) para mostrar la probabilidad de afectación de área por la ocurrencia de deslizamientos en regiones secas y regiones húmedas. La Figura 3.22, muestra la ubicación de sismos que han causado daños en Costa Rica desde 1976 hasta el 2013, donde se incluye un radio de 10 km y de 100 km a partir del área de estudio. Y además se observa que el área de estudio ha estado a menos de 70 km de tres sismos con magnitudes superiores a 7,51 M_s .

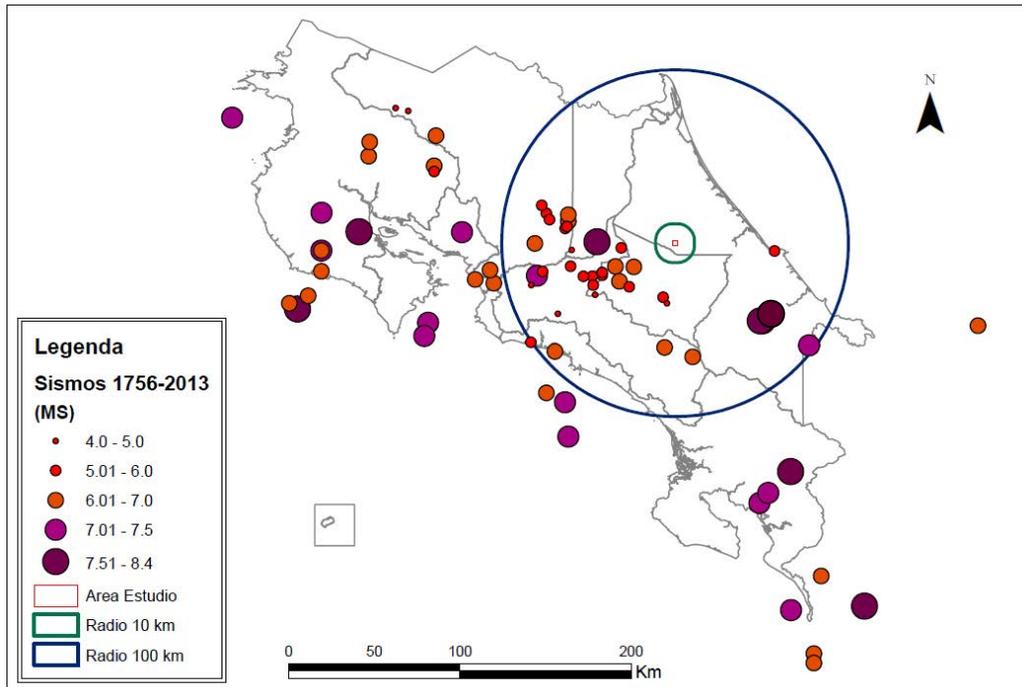


Figura 3.22. Ubicación de sismos desde 1756 hasta el 2013, que han causado daños en Costa Rica. Datos tomados de Boschini *et al.*, 2013.
Elaboración propia

La Figura 3.23 muestra un modelo que según Mora y Mora (1994) considera las distancias epicentrales máximas a las que se desarrollan los deslizamientos, de acuerdo a la magnitud del sismo y las condiciones de pluviosidad local.

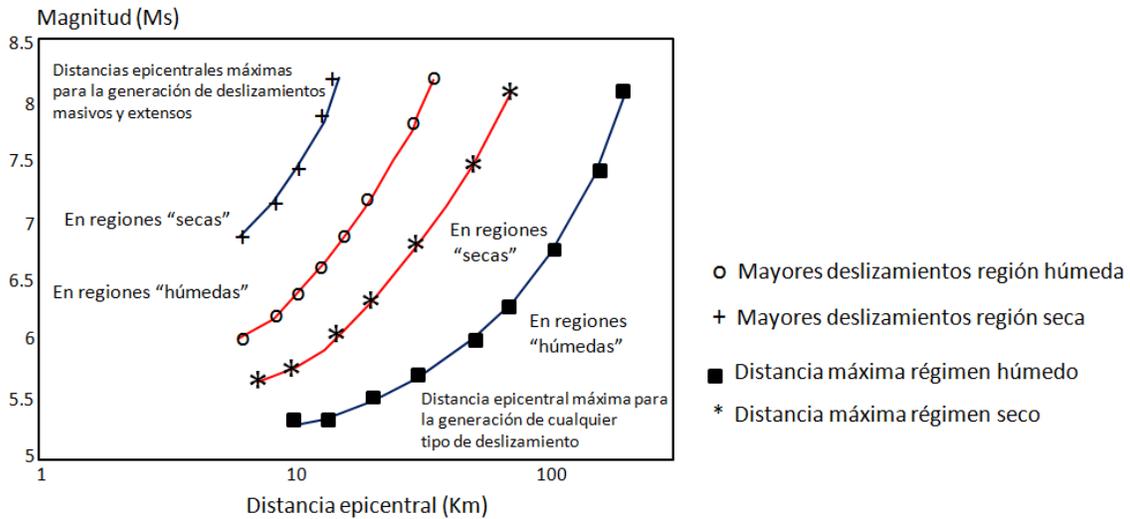


Figura 3.23. Relación entre las distancias epicentrales máximas hasta los deslizamientos más distantes y las magnitudes respectivas. Tomado de Mora y Mora (1994)

Si se considera el área de estudio como una región húmeda, se podría indicar entonces que sismos mayores a los 6,0 Ms y a una distancia epicentral mínima de 8 km, serían causantes de la formación de deslizamientos en el área de estudio. Incluso se puede indicar que aunque las condiciones sean de poca o escasas lluvias, sismos mayores a los 6,8 Ms, poseen el mismo potencial de formación de deslizamientos.

También, se podría indicar que teóricamente si solo se considera la formación de cualquier tipo de deslizamiento en condiciones de región húmeda; sismos con magnitudes mayores a los 5,2 Ms y con distancias epicentrales mínimas de 10 km al área de estudio poseen las condiciones para la formación de deslizamientos en el sitio.

Por ende en área de estudio es posible la generación de deslizamientos con sismos ubicados incluso a más de 100 km de distancia, siempre y cuando su magnitud sea mayor a los 7 Ms.

4 MODELO GEOLÓGICO

Peraldo *et al.* (2012) definen que el poblado de San Antonio es un conjunto de laderas que geomorfológicamente son el resultado de complejos procesos de remoción en masa, a los cuales denominaron “remoción compleja”, caracterizada por procesos de deslizamientos que afectan a otros deslizamientos anteriormente desarrollados, donde es posible identificar diferentes escarpes de erosión, colinas diseminadas, agrietamientos y cárcavas por erosión concentrada, bloques basculados y áreas cenagosas.

El área está geológicamente conformada por facies de lutitas y areniscas de origen sedimentario, pertenecientes a la Formación Río Banano, las cuales se caracterizan por ser deleznales y fácilmente erodables, y que a su vez están sobreyacidas principalmente por depósitos volcánicos inconsolidados.

Estas facies sedimentarias y depósitos son hidrogeológicamente diferentes, como se verá en el siguiente Capítulo, los materiales sedimentarios pueden ser considerados de baja permeabilidad, en comparación con los depósitos volcánicos inconsolidados, lo que genera un contraste de permeabilidades entre las capas que conforman el modelo geológico del poblado de San Antonio.

Estructuralmente el buzamiento de la estratificación es hacia el suroeste con una inclinación menor a los 20°, y afectada por varios sistemas de fallas como falla río Blanco y el conjunto de fallas Lomas, (Figura 2.5) las cuales junto con la litología han alterado las condiciones morfológicas del poblado de San Antonio y generado la inestabilidad de los depósitos recientes en el área de estudio denominado por Peraldo *et al.*, (2012) como una morfología caótica y compleja.

Por lo cual, a partir de la investigación geológica de campo, las perforaciones y sondeos geofísicos se muestra que el área de estudio es una zona inestable, con superficies de ruptura muchas veces difícil de identificar y mucho más difícil aún el poder correlacionarlas entre perforaciones.

Según los datos piezométricos durante la perforación P.H.R 118 Emb y lo observado en campo, se podría indicar un nivel freático en el contacto litológico de la Formación Río Banano con todos los depósitos que la sobreyacen. Este nivel eventualmente podría

incrementarse o no durante los periodos de lluvia, sin embargo la medición constante de estos niveles, aún no se ha realizado.

Así pues este nivel puede variar entre los 8 y 15 m de profundidad dependiendo del espesor de los depósitos.

5 MODELO GEOTÉCNICO

Para la caracterización geomecánica de los suelos y rocas aflorantes en el área de estudio se efectuaron ensayos (Figura 5.1) que permiten describir las características físicas, hidráulicas y mecánicas que influyen en el modelado de los deslizamientos que afectan actualmente el poblado de San Antonio de Pascua.

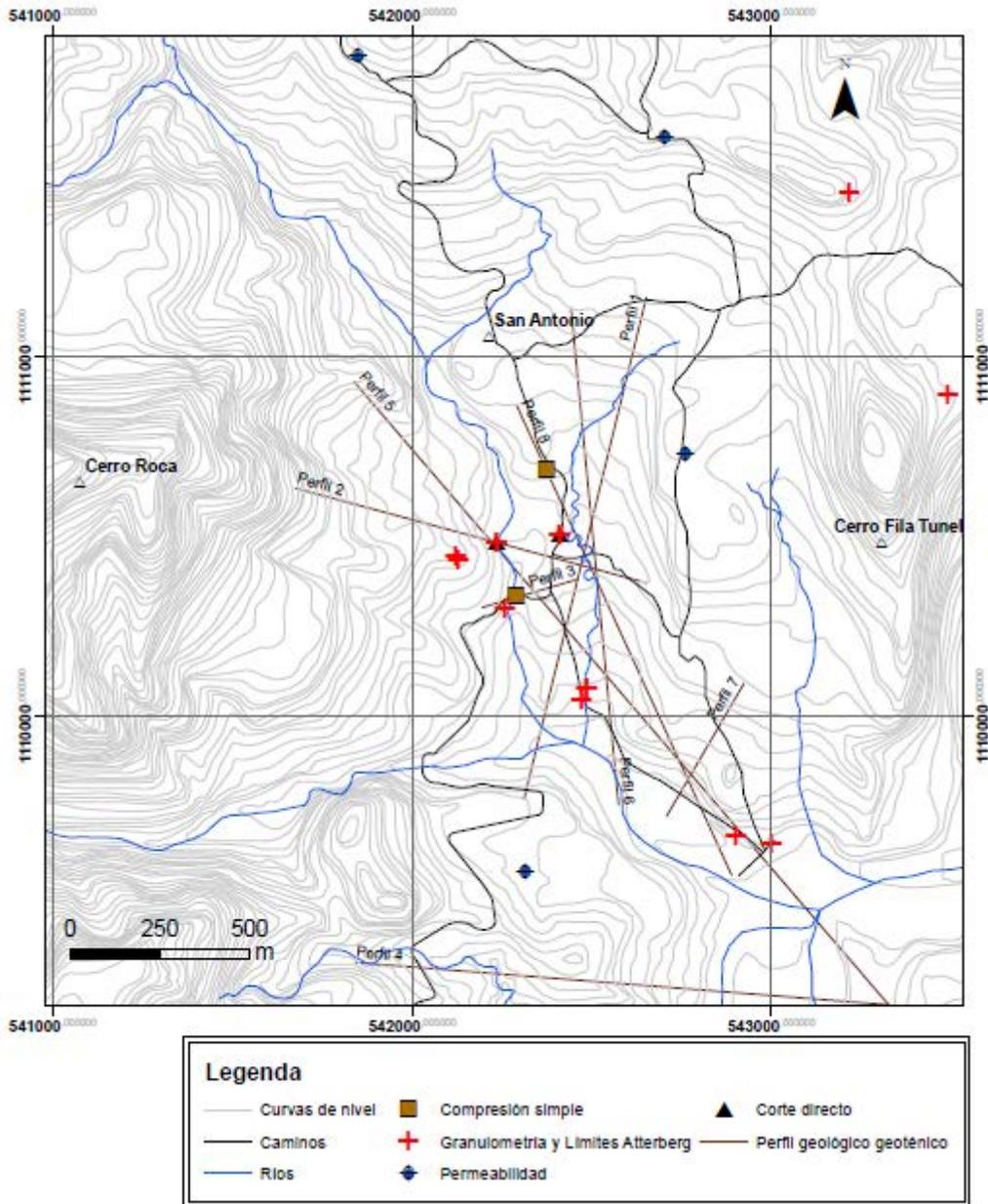


Figura 5.1 Ubicación de ensayos geotécnicos en San Antonio y alrededores.

Fuente: Michael Calderón

Para realizar el modelo geotécnico conceptual del área de estudio y del deslizamiento, se efectuaron ocho perfiles geológico – geotécnicos (Figura 5.1, Figura 5.2, Figura 5.3, Figura 5.4, Figura 5.5) en donde se definieron dos unidades geotécnicas denominadas como Unidad Geotécnica 1 (UG1) y Unidad Geotécnica 2 (UG2), las cuales se diferenciaron según las características litológicas y por las propiedades físicas y mecánicas de las rocas que conforman cada una de las unidades.

La UG1 se asocia principalmente con los materiales que conforman la unidad geológica Depósitos Volcánicos Inconsolidados que incluye flujos de lahares, brechas volcánicas y algunas coladas de lava muy fracturadas, también, esta UG1 incluye la unidad geológica denominada como Coluvios, la que a su vez está conformada de manera heterogénea por bloques de brechas y lavas inmersos en una matriz fina de limos y arcillas. El espesor de esta unidad en el área de estudio puede alcanzar hasta los 25 m.

La UG2, corresponde con la secuencia sedimentaria de areniscas y lutitas que conforman el basamento de la zona de estudio; caracterizadas por ser rocas blandas, su facilidad de meteorización y su baja permeabilidad en comparación con la UG1.

Los afloramientos de esta unidad se caracterizan por tener un aspecto masivo, donde la principal discontinuidad y en las que se podrían generar planos profundos de deslizamiento, es la estratificación de areniscas y lutitas intercaladas. Estos afloramientos se caracterizan de forma general por que la estratificación es de continuidad baja, cerrada y sin rellenos, que de una manera cualitativa pueden ser clasificados según Bieniawski (1979) como macizos de calidad Media.

Estas discontinuidades deberán ser modeladas, para que posteriormente se pueda evaluar mediante análisis de equilibrio límite su papel como planos de debilidad en la inestabilidad de la zona.

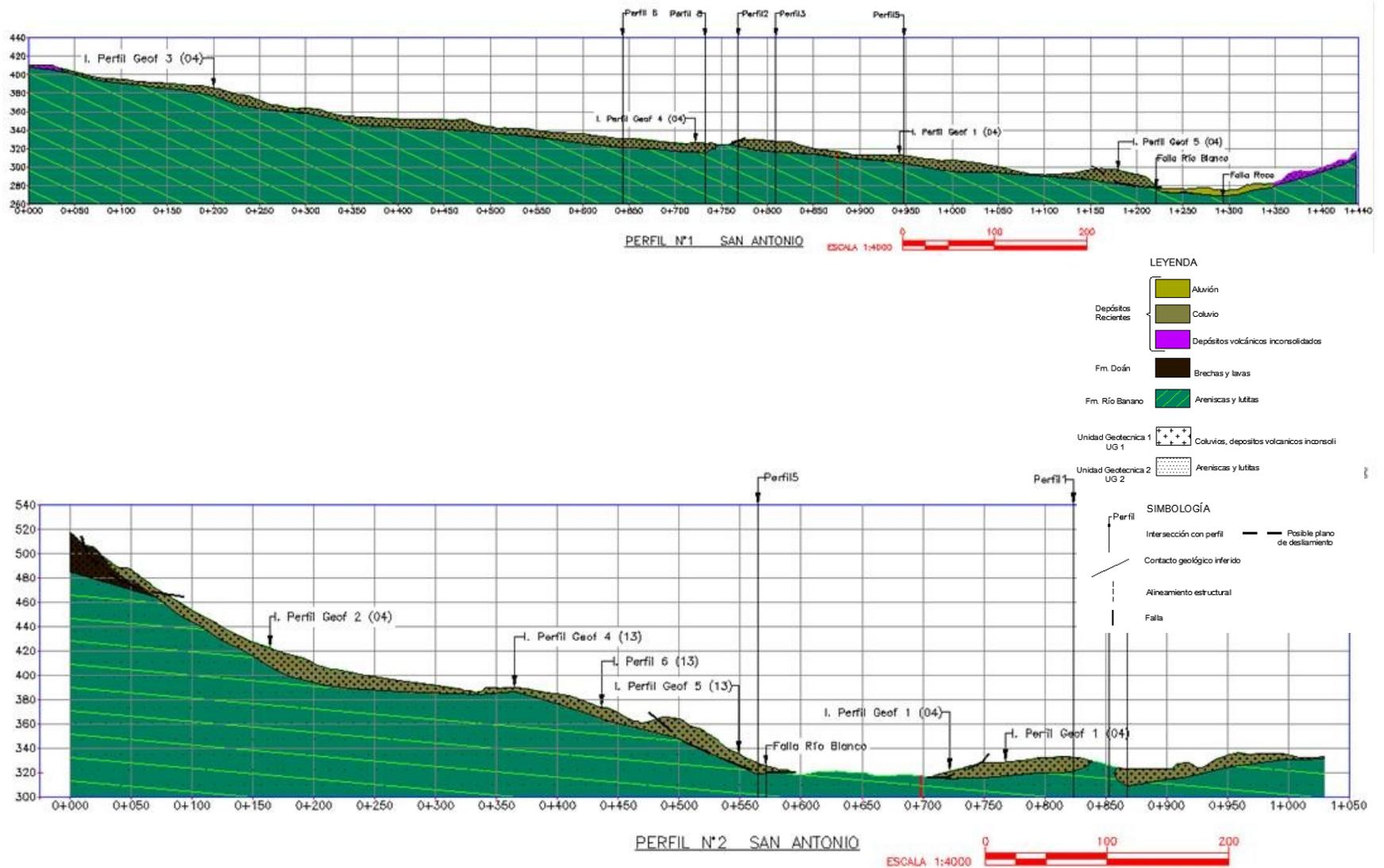


Figura 5.2. Perfil Geológico-Geotécnico 1 y 2

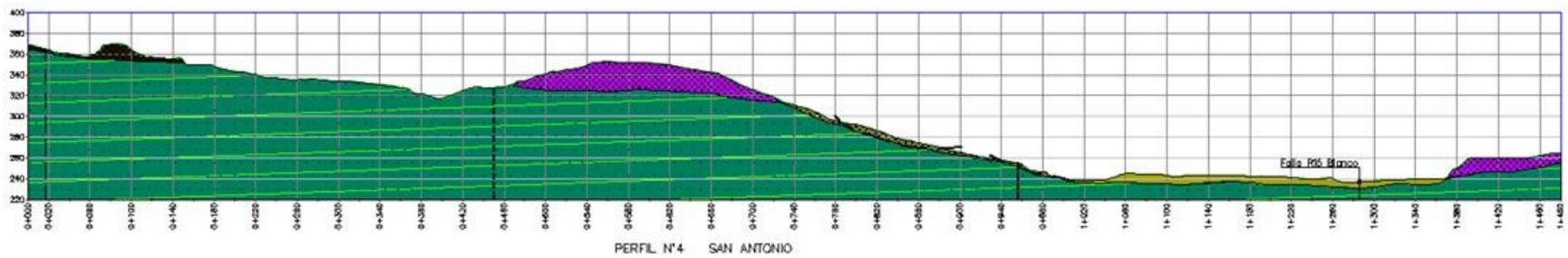
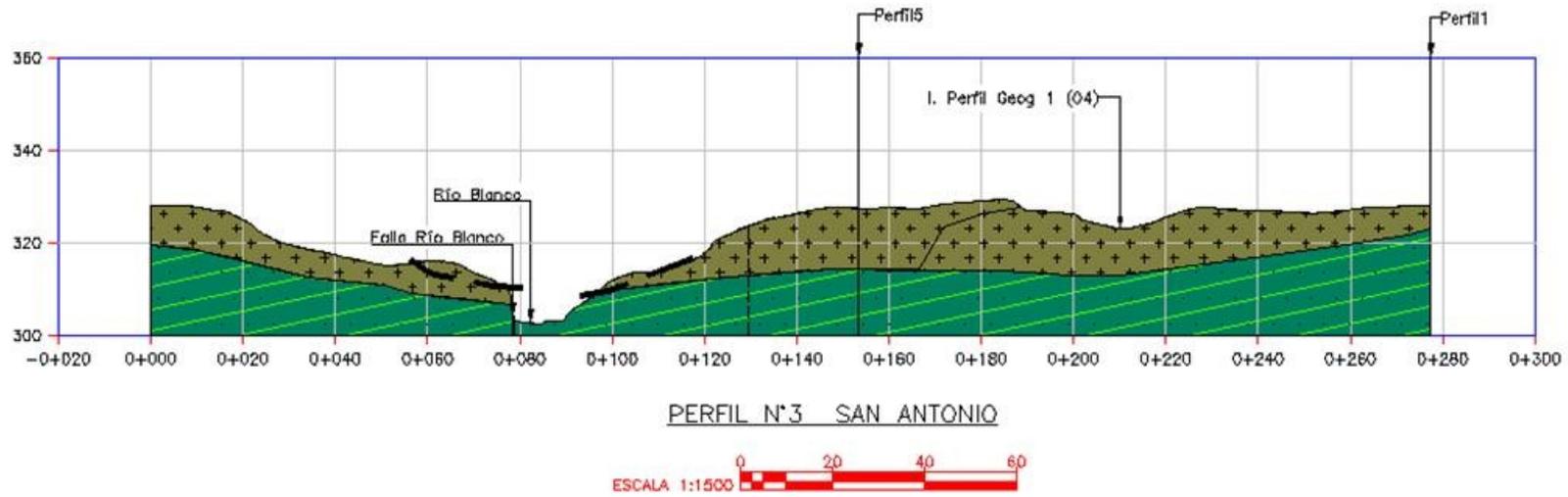


Figura 5.3. Perfil Geológico-Geotécnico 3 y 4

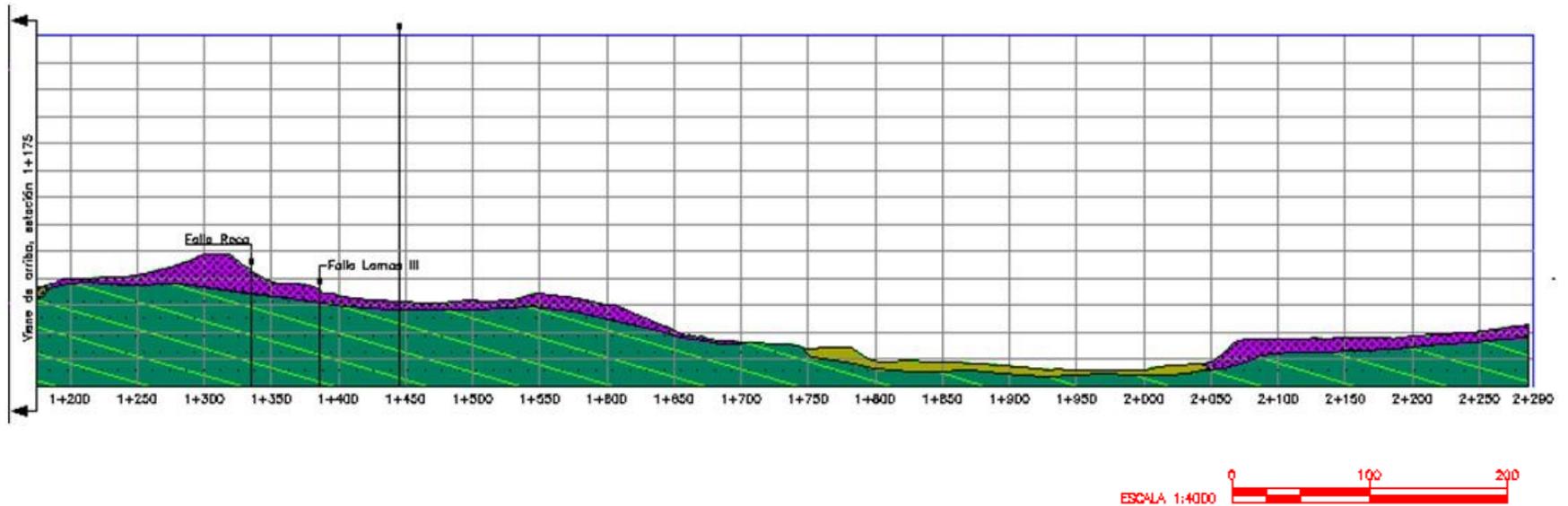
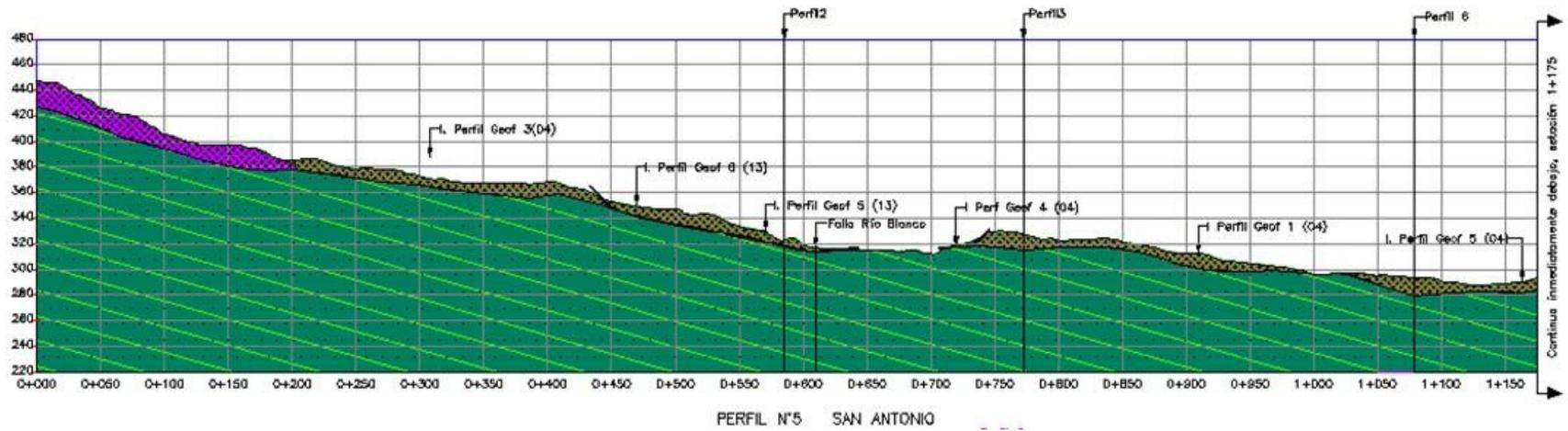


Figura 5.4. Perfil Geológico-Geotécnico 5

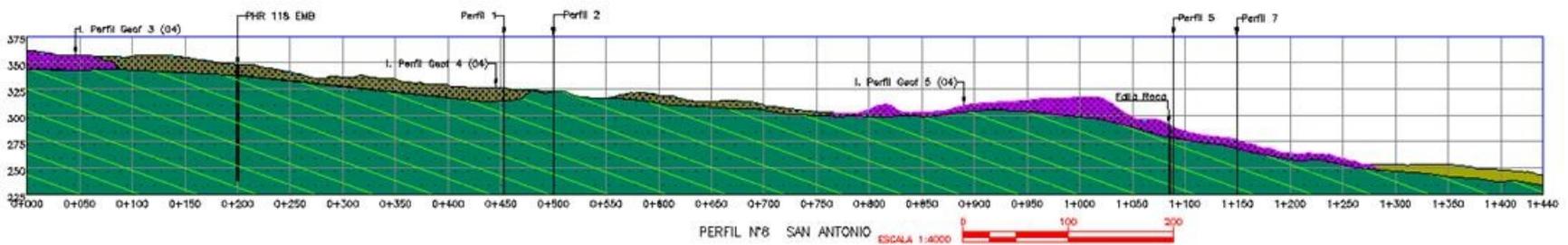
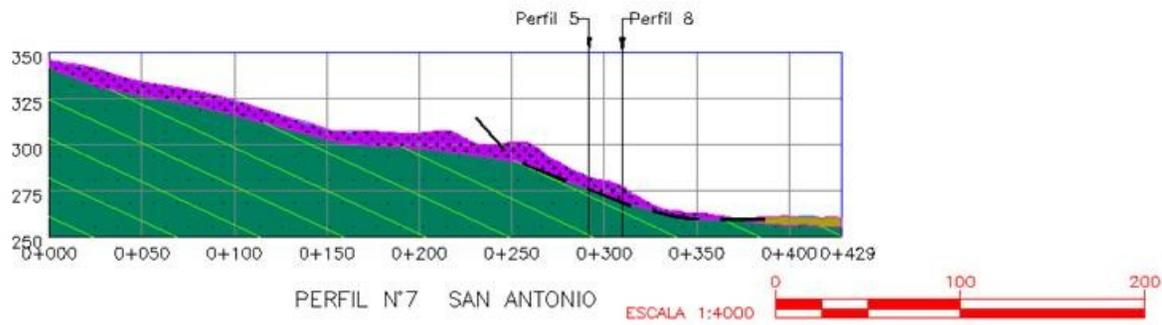
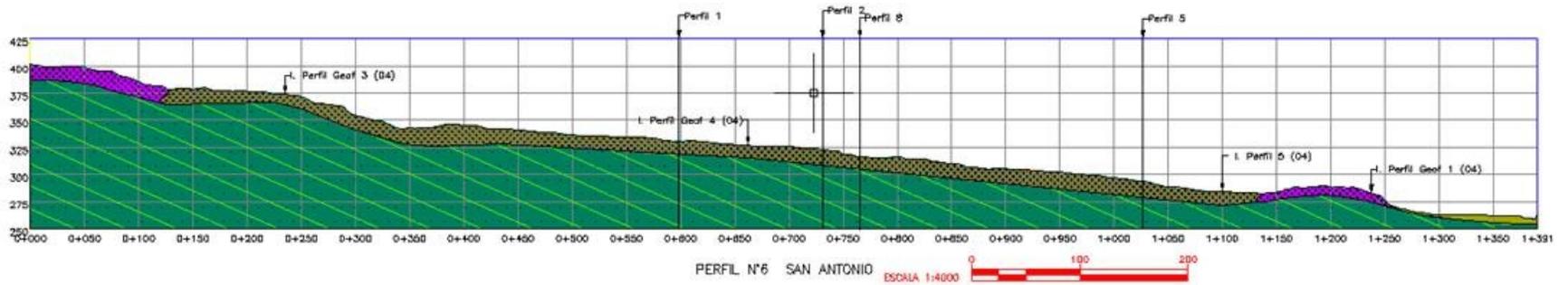


Figura 5.5. Perfil Geológico-Geotécnico 6, 7 y 8

5.1 Caracterización de Unidades Geotécnicas

Para realizar el modelo geotécnico del área donde ocurren los deslizamientos en el poblado de San Antonio se efectuaron ensayos físicos, mecánicos e hidráulicos con el fin de determinar las características de los suelos y rocas del área.

5.1.1 Unidad Geotécnica 1 (UG1)

5.1.1.1 Granulometría y Límites Atterberg

La UG1 se caracteriza está compuesta por materiales heterogéneos, no compactados y en disposición caótica. Los resultados de la clasificación de las catorce muestras recolectadas tanto para la UG1 y UG2 se muestran en la Figura 5.6, donde se observan dos poblaciones de datos bien definidas: una con valores de índices de plasticidad menores a 10 y otra población con índices de plasticidad mayores a 30 asociadas a la UG1.

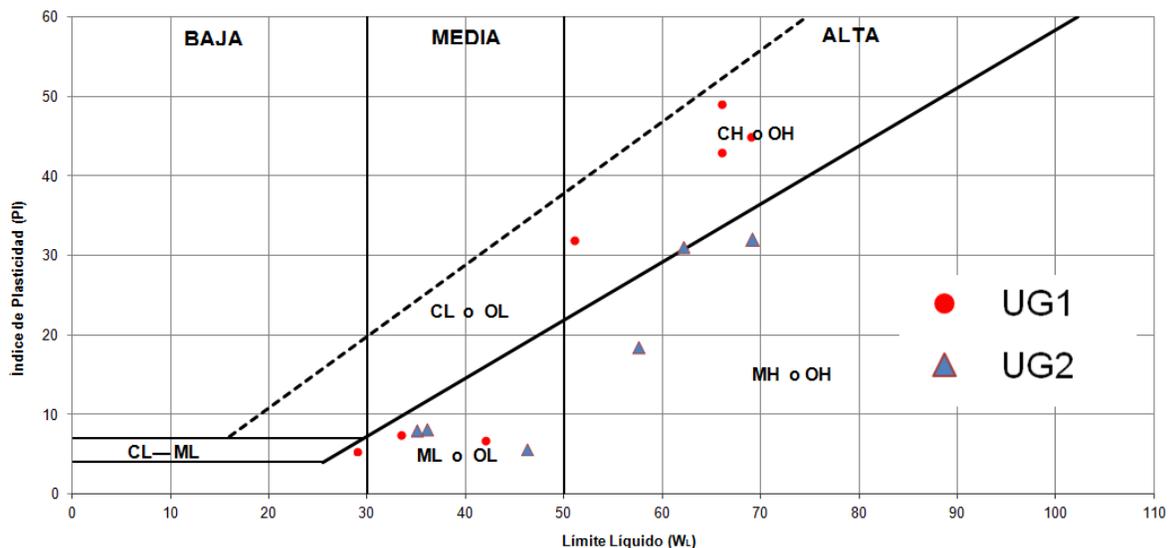


Figura 5.6. Clasificación de muestras según Carta Casagrande.
Elaboración propia

Para la UG1, en las muestras recolectadas, los contenidos de grava y bloques fueron nulos por lo que los resultados mostrados en la Figura 5.6 son representativos de la fracción de arenas y suelos finos de cada muestra.

El Cuadro 5.1 muestra la clasificación según la curva granulométrica para cada muestra tomada en esta unidad.

Cuadro 5.1. Granulometría y Límite Líquido e Índice de Plasticidad para UG1

CLASIFICACIÓN	NOMBRE DE GRUPO	COORDENADAS		Fracción pasante Malla 200 (%)	LL	IP
		N	E			
CH	Arcilla Densa con Arena	1110484	542235	75	51	32
CH	Arcilla Densa Arenosa	1110484	542235	68	66	49
CH	Arcilla Densa con Arena	1110506	542409	82	66	43
CH	Arcilla Densa con Arena	1110506	542409	84	69	45
CL-ML	Arcilla Limosa	1111454	543216		42	7
SC-SM	Arena Arcillo limosa	1110446	542120	14	29	5
SC	Arena Arcillosa	1110431	542128	37	33	7

Es posible caracterizar la UG1 principalmente como arcillas con arenas o arenas arcillosas (CH) y en menor proporción arenas gruesas (SC y SM).

Las muestras con Límites Líquidos mayores a 50 en la UG1 son clasificados como de alta compresibilidad, por lo que pueden presentar cambios volumétricos grandes ante cambios en el contenido de agua.

5.1.1.2 Peso unitario o densidad total

El peso unitario de esta UG1 fue ensayado solamente un sitio cercano al cauce del Río Blanco en el poblado de San Antonio. (Cuadro 5.2)

Cuadro 5.2. Resultados de peso unitario para los materiales de la UG1 ensayados en el cauce del Río Blanco

Procedencia	Norte (m)	Este (m)	Elevación	Densidad Total (kg/m ³)	Densidad Total (kN/m ³)
Cauce Río Blanco	1110331	542289	330	1897	18,6

Se puede indicar entonces un peso unitario total para la UG1 que puede estar cercano 18 kN/m³, el cual es menor que el de la UG2 debido posiblemente a ser materiales coluviales e inconsolidados.

5.1.1.3 Resistencia a la compresión uniaxial o simple (UCS)

En dos sitios del área de estudio (Figura 5.1), se tomaron 21 muestras para ensayos de compresión simple de las cuales seis muestras corresponden a la UG1. Los valores cercanos a 21 MPa deben ser descartados puesto debido a las características litológicas heterogéneas de esta unidad son valores correspondientes a bloques de roca dentro de la matriz; por lo tanto se puede indicar que para esta unidad las resistencias características varían principalmente desde 8,3 MPa hasta 3,3 MPa. (Cuadro 5.3). La naturaleza heterogénea de los suelos tipo coluvio hace que se presente una gran dispersión de los resultados del ensayo.

Cuadro 5.3. Valores de compresión simple para los materiales ensayados de la UG1 en el cauce del Río Blanco.

Ubicación	Norte (m)	Este (m)	Elevación (msnm)	UCS (MPa)
Cauce Río Blanco	1110331	542289	328	21,24*
			328	21,07*
			330	5,45
			330	6,95
			330	8,30
			330	3,33

*Valores correspondientes a bloques dentro de la matriz.

5.1.1.4 Resistencia al corte

Para la determinación de la resistencia al corte de los depósitos que conforman la UG1, se tomó como referencia a Kanji (1998) donde propone una relación entre los límites de Atterberg y los ángulos de fricción residuales de suelos drenados donde:

$$\varphi = \frac{46.6}{IP^{0.446}}$$

φ = ángulo de fricción residual e IP es el índice de plasticidad

Esta relación es aplicable en este caso debido a que como se mencionó anteriormente, el contenido de grava y bloques de esta unidad no es relevante, por ende se puede indicar que la fracción fina es representativa de la resistencia de toda la unidad.

El Cuadro 5.4 muestra los resultados de los ángulos de fricción residual para los materiales que componen la UG1, donde se puede indicar como valor promedio 14° como valor característico para esta unidad.

Cuadro 5.4. Angulo de fricción residual según Kanji (1998) calculado a partir del Índice de Plasticidad para UG1

CLASIFICACIÓN	NOMBRE DE GRUPO	LL	IP	ϕ
CH	Arcilla Densa con Arena	51	32	9,93
CH	Arcilla Densa Arenosa	66	49	8,21
CH	Arcilla Densa con Arena	66	43	8,71
CH	Arcilla Densa con Arena	69	45	8,53
CL-ML	Arcilla Limosa	42	7	19,82
SC-SM	Arena Arcillo limosa	29	5	21,97
SC	Arena Arcillosa	33	7	19,09

Arquín (2014), realiza ensayos geotécnicos en materiales muy semejantes a los que componen la UG1 y además en un área cercana al poblado de San Antonio y determina que a estos materiales se les puede asignar valores de cohesión de 10 a 25 KPa y ángulos de fricción pico de entre 20° y 30°.

5.1.1.5 Índice Rock Quality Design (RQD)

A partir de las tres perforaciones con recuperación de núcleo P.H.R 118 Emb, PHR 66 Emb y P.H.R 61 Emb que se encuentran en el área de estudio (Figura 2.5) se calculó el Índice RQD para cada una y por tramos en profundidad de perforación (Figura 5.7).

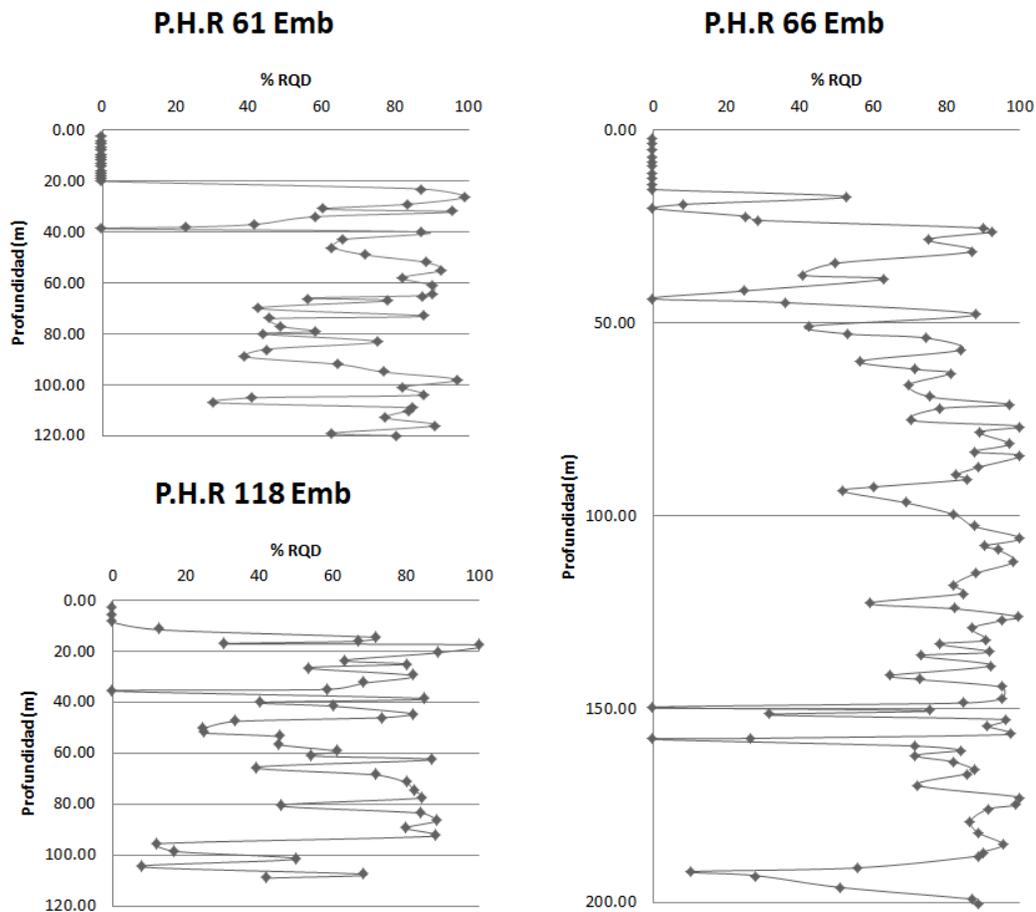


Figura 5.7. Gráficos de porcentaje de RQD vs profundidad para las perforaciones P.H.R 61 Emb, P.H.R 66 Emb y P.H.R 118 Emb
Elaboración propia

La UG1 no posee RQD es decir ningún núcleo de perforación fue mayor a los 10 cm de longitud. La Figura 5.8 muestra parte de la caja de núcleos de la perforación P.H.R 118 Emb donde se observa lo fracturado del material que compone la UG1.



Figura 5.8. Parte de los núcleos de perforación P.H.R 118 Emb
Elaboración propia

5.1.1.6 Índice Q de Barton

El Índice Q es utilizado para la caracterización de las unidades geotécnicas debido a que se cuenta con datos de Rock Quality Designation (RQD) en las tres perforaciones realizadas en el área de estudio. La clasificación de “Rock Mass Rating” (RMR) y la clasificación “Geological Strength Index” (GSI) requieren de afloramientos donde sea posible realizar un levantamiento de discontinuidades en el macizo rocoso y por las características de los afloramientos en el área de estudio los cuales son de estructura tipo masivos, no fue posible utilizar este tipo de clasificaciones geomecánicas.

Según Gonzalez de Vallejo *et al.*, (2002) es posible relacionar el valor del porcentaje de RQD con la calidad del macizo rocoso, como se observa en el Cuadro 5.5.

Cuadro 5.5. Clasificación del macizo rocoso con respecto al porcentaje RQD

% RQD	Calidad del macizo rocoso
<25	Muy mala
25 - 50	Mala
50 - 75	Media
75 - 90	Buena
90 - 100	Muy buena

Para la UG1, según la Figura 5.7 y el Cuadro 5.5 se puede indicar que la recuperación fue nula, por ende la clasificación de macizo rocoso para esta unidad es Muy mala. Esta clasificación está acorde con lo heterogéneo y fracturado del material que conforma la UG1.

Por lo tanto se obtiene, según los datos de la refracción sísmica realizada en el área; que los valores de velocidad de onda V_p asociados a la capa de suelos y coluvios (UG1) oscilan entre los 400 m/s y hasta los 1000 m/s, mientras que el basamento asociado a la secuencia de lutitas y areniscas grises (UG2) los valores de velocidad de onda V_p varían entre los 1300 m/s y los 1900 m/s. Así pues la UG1 posee un valor de Q que varía desde 0,0007 hasta 0,003 y la UG2 se caracteriza con valores de Q que varían entre 0,006 y 0,03

Según estos valores de Q y mediante la clasificación del Cuadro 5.5 se puede indicar que el macizo rocoso de ésta área de estudio lo constituyen rocas excepcionalmente malas. Esto muy posiblemente debido a que son suelos de poco espesor, suelos coluviales y rocas sedimentarias con características de dureza bajas

5.1.1.7 Tasa de infiltración y coeficiente de permeabilidad

Las pruebas se realizaron en sitios fuera de las áreas que presentan deslizamientos y/o suelos residuales producto de antiguos deslizamientos tanto para la UG1 como la UG2, con el fin de determinar las características hidráulicas *in situ* de los materiales ensayados.

En el Cuadro 5.6 se presentan los resultados de los ensayos de permeabilidad que se realizaron en la zona de estudio para la UG1. Todos los ensayos se han determinado en régimen permanente, alcanzado después de unos pocos minutos desde el inicio del ensayo.

Cuadro 5.6. Valores medidos y calculados en los ensayos de permeabilidad en UG1

	Coordenadas	Profundidad (cm)	Carga Hidráulica	R (cm/s)	K_{guelp} (cm/s)	K_{guelp} (m/d)
Ensayo 1	E:542314 N:1109567	10	H5	0,009	0,00176	1,52
		80	H10	0,002	0,00027	0,23
Ensayo 2	E:542760 N:1110728	10	H5	0,02	0,0033	2,85
		80	H10	0,02	0,029	25,06
Ensayo 3	E:541849 N:1111834	10	H5	0,0016	0,0003	0,26

Las permeabilidades en el área de estudio, según el Cuadro 5.6, son diferenciadas donde los valores de la UG1 varían desde 0,23 m/d hasta 25 m/d, dependiendo principalmente si se trata de los materiales coluviales o de los materiales de los depósitos volcánicos inconsolidados, los cuales tienen a ser menos impermeables que los anteriores.

Según González de Vallejo *et al.*, (2002), los suelos clasificados como CH, SC y SM, en esta unidad poseen valores de permeabilidad que pueden variar desde 0,001 a 0,0001

cm/s, lo cual concuerda con la mayoría de los resultados de permeabilidad obtenidos en esta unidad.

La excepción corresponde muy posiblemente a un suelo con un nivel de mayor contenido de grava que pudo provocar permeabilidades en el rango de los 0,01 cm/s, lo cual concuerda con la heterogeneidad de los materiales que componen esta unidad y en donde se puede comprobar que existen zonas de permeabilidad preferencial en pocos centímetros de diferencia.

5.1.2 Unidad Geotécnica 2 (UG2)

5.1.2.1 Granulometría y Límites Atterberg

Granulométricamente según el Cuadro 5.7 está caracterizada por ser principalmente limos (MH, ML). Esta caracterización concuerda con la litología de la UG2 la cual es compuesta por lutitas y areniscas de apariencia limosa-arcillosa. Además se caracteriza por tener plasticidades principalmente menores a 30 (Figura 5.6).

Cuadro 5.7. Granulométrica y Límite Líquido e Índice de Plasticidad para UG2

CLASIFICACIÓN	NOMBRE DE GRUPO	COORDENADAS		FINOS %	LL	IP
		N	E			
CL-ML	Arcilla Limosa con Arena	1110895	543489		46	6
MH	Limo Arenoso Elástico	1110074	542486		58	19
MH	Limo Elástico	1110074	542486		143	52
SC	Arena Arcillosa	1110299	542257		36	8
ML	Limo Arenoso	1110046	542471	59	35	8
MH	Limo Elástico con Grava	1109643	542999		69	32
MH	Limo Elástico con Arena	1109667	542899		62	31

Cabe mencionar que las rocas que componen esta unidad, son rocas blandas y por ende si se pueden disgregar, pueden ser sometidas a ensayos aplicables a suelos.

5.1.2.2 Peso unitario

Los resultados que muestra el Cuadro 5.8, indica que para la secuencia de areniscas y lutitas (UG2) aflorantes en ésta área el peso unitario densidad promedio es de 20,8 kN/m³.

Cuadro 5.8. Valores de peso unitario para la UG2 ensayados en el cauce del Río Blanco y perforación P.H.R 118 Emb.

Procedencia	Norte (m)	Este (m)	Elevación	Densidad (kg/m ³)	Densidad Total (kN/m ³)
Cauce Río Blanco	1110331	542289	328	2354	23,1
			328	2303	22,6
			330	2045	20,1
			330	2061	20,2
			330	2066	20,3
Perforación PHR 118Emb	1110682.24	542374.04	324,9	2119,76	20,8
			320,3	2064,97	20,3
			316,9	2057,93	20,2
			333,4	1983,05	19,4
			306,4	2087,67	20,5
			293,0	2267,83	22,2
			278,4	2132,41	20,9
			271,2	2090,08	20,5
			155,2	2071,64	20,3
			266,4	2115,11	20,7
			259,4	2057,82	20,2
			258,7	2200,55	21,6
			257,2	1997,94	19,6
			254,8	2417,74	23,7
242,2	2212,58	21,7			

El valor del peso unitario promedio de ésta secuencia es ligeramente menor a los valores teóricos; los cuales varían entre 23 y 26 kN/m³ para las areniscas y entre 22 y 26 kN/m³ para las lutitas, muy posiblemente debido a alteraciones físicas producto de la meteorización.

5.1.2.3 Resistencia a la compresión uniaxial o simple (UCS)

Los valores de resistencia para la UG2 se determinaron en quince muestras obtenidas en los núcleos de la perforación P.H.R 118 Emb (Cuadro 5.9) y distribuyen en una curva logarítmica, donde el promedio logarítmico de estos valores es de 1,42 MPa; así se puede indicar que las muestras presentan un valor 4,2 MPa como valor más típico de todas las muestras analizadas en esta unidad.

Cuadro 5.9. Valores de compresión simple para la UG2 ensayados en los núcleos de la perforación P.H.R 118 Emb

Ubicación	Norte (m)	Este (m)	Elevación (msnm)	UCS (MPa)
Perforación 118Emb PHR	1110682.24	542374.04	324,9	2,27
			320,3	2,83
			316,9	2,18
			333,4	2,72
			306,4	6,23
			293,0	8,75
			278,4	4,87
			271,2	4,80
			155,2	3,11
			266,4	4,93
			259,4	3,74
			258,2	1,70
			257,2	9,20
			254,8	13,85
			242,2	3,21

Esta unidad puede llegar ser de menor resistencia a la compresión simple en comparación con la UG1, en la cual los valores varían desde 3,3 MPa hasta los 8,3 MPa donde los materiales heterogéneos tienen mayor contenido ígneo y esto puede darle esta característica de mejor resistencia a la compresión simple.

Según Bieniawski (1973) los valores de resistencia para las muestras de la UG2 son clasificadas como rocas de Muy Baja resistencia. La ISRM (1981) clasifica estas resistencias de Muy Blanda a Blanda.

Esta clasificación concuerda muy bien con las propiedades visibles de las facies de la Formación Río Banano, las cuales son fácilmente fracturables y disgregables.

5.1.2.4 Resistencia al corte

En el área de estudio se tomaron dos muestras para ensayo de corte directo en laboratorio (Figura 5.1), para caracterizar las areniscas y lutitas de la UG2. El Cuadro 5.10 muestra que una de las muestras arrojó los siguientes parámetros de resistencia al corte pico una cohesión de 28 KPa y un ángulo de fricción de 7,24°. Otra de las muestra arrojó una cohesión nula y un ángulo de fricción de 41,77°. Además se determinó el ángulo de fricción residual para una de las muestras el cual es de 24,07°.

Cuadro 5.10. Resultados de ensayo de corte directo para la UG2

COORDENADAS			RESISTENCIA PICO		RESISTENCIA RESIDUAL	
N	E	Elevación (msnm)	Cohesión (kPa)	Fricción ϕ	Cohesión (kPa)	Fricción ϕ
1110506	542409	339	28,40	7,24	-	-
1110484	542235	343	0,00	41,77	-	24,07

La diferencia tan grande en los valores pico de los ángulos de fricción de esta unidad pueden deberse a un tamaño mayor del grano en la muestra ensayada, así como un incremento del contenido calcáreo. Estos valores deben ser afinados con una mayor cantidad de ensayos para comprobar ésta posibilidad. La Figura 5.9 muestra las curvas obtenidas en el ensayo de la muestra en la que se obtuvo una resistencia pico de 41,77°.

Esfuerzo Normal (KPa) = 100

Resistencia pico = 89

Resistencia residual = 44



Esfuerzo Normal (KPa) = 200

Resistencia pico = 169

Resistencia residual = 86



Esfuerzo Normal (KPa) = 400

Resistencia pico = 350

Resistencia residual = 180



Cohesión 0,0 KPa

Resistencia pico 41,7°

Resistencia residual 24°

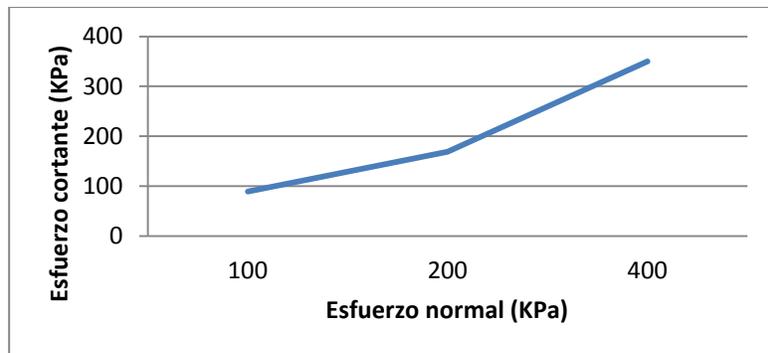


Figura 5.9. Resultados de ensayo de corte directo en muestra de la UG2
Elaboración propia

La resistencia residual de esta misma muestra, se obtuvo al graficar igual que la resistencia pico, la deformación horizontal de la muestra pero luego de alcanzar su máxima resistencia; es decir ya fallada, con respecto al esfuerzo normal o cortante a 100, 200 y 400 KPa. Cabe mencionar que por el método del ensayo, la resistencia residual podría llegar a ser aún más baja, debido a que no se alcanzaron los niveles de deformación necesarios.

Estos valores de resistencia pico tanto de cohesión como ángulos de fricción del macizo rocoso son bastante bajos y concuerdan con las características de rocas blandas de la Fm. Río Banano, donde se observa su facilidad de deslizamiento sobre planos de interestratificación. Los valores de resistencia y cohesión de los planos de estratificación no fueron obtenidos en las muestras ensayadas

Kanji (1998) propone una relación entre los límites de Atterberg y los ángulos de fricción residuales de suelos drenados donde:

$$\varphi = \frac{46.6}{IP^{0.446}}$$

φ = ángulo de fricción residual e IP es el índice de plasticidad

Por tanto se tomaron los datos de los índices plásticos, para calcular el ángulo de fricción residual de los materiales según este método. En este caso se utilizará estos datos debido a que no se cuenta con el valor de IP de una muestra tomada en el sitio de ensayo de corte directo.

El Cuadro 5.11 muestra el valor del ángulo de fricción residual calculado a partir del Índice de Plasticidad para la UG2; los valores de ángulo de fricción residual varían desde 7.99° hasta los 21.61°. Este conjunto de valores de ángulo de fricción se ajusta a una distribución normal, por lo cual estadísticamente el valor más representativo para este conjunto de datos es un ángulo de fricción residual de 13,8°.

Cuadro 5.11. Angulo de fricción residual según Kanji (1998) calculado a partir del Índice de Plasticidad para UG2

CLASIFICACIÓN	NOMBRE DE GRUPO	LL	IP	ϕ
CL-ML	Arcilla Limosa con Arena	46	6	21,61
MH	Limo Arenoso Elástico	58	19	12,68
MH	Limo Elástico	143	52	7,99
SC	Arena Arcillosa	36	8	18,23
ML	Limo Arenoso	35	8	18,43
MH	Limo Elástico con Grava	69	32	9,93
MH	Limo Elástico con Arena	62	31	10,06

Las areniscas y lutitas que conforman la Unidad Geotécnica 2, también han sido caracterizadas por Arquín (2014) en un sitio muy cercano al poblado de San Antonio donde les ha asignado valores de cohesión de entre 30 -50 KPa y ángulos de fricción pico entre los 25 y 35°.

Finalmente se puede indicar que las areniscas y lutitas de la Fm. Río Banano posee un valor de cohesión de aproximadamente 30 KPa y hasta 41,7° como valor del ángulo de fricción pico, y debido a los escasos datos y el rango tan amplio que presentan los ensayos de fricción realizados en el área de estudio es posible indicar que los ángulos determinados por Arquín (2014) son válidos para el poblado de San Antonio por lo que, los ángulos de fricción pico de la UG2 pueden estar en el rango de los 25° a los 35°

Debido a la cantidad de deslizamientos que presenta el poblado de San Antonio es posible considerar para futuros análisis de estabilidad los valores de fricción residual como lo más indicado para estos; tomando así valores cercanos a los 15° como ángulo de fricción residual para las areniscas y lutitas de la UG2.

Este valor de ángulo de fricción residual puede corroborarse realizando análisis retrospectivos de equilibrio límite para laderas que han fallado en la zona. Esto es, variando el ángulo de fricción y observando con cual valor de ángulo los factores de seguridad obtenidos por análisis de equilibrio límite se acercan a 1. Sin embargo, esta tarea está fuera del alcance de este estudio.

5.1.2.5 Índice Rock Quality Design (RQD)

La UG2 posee un RQD intermedio que varía desde el 25% al 75%, lo que puede estar asociado a las compactaciones y cementaciones de las areniscas y lutitas calcáreas de la Formación Río Banano que brindan núcleos de perforación más continuos que los de la UG1.

5.1.2.6 Índice Q de Barton

La UG2 según la Figura 5.7 y el Cuadro 5.5 es clasificada de calidad Mala a Media debido a al RQD de los núcleos de perforación en esta unidad. Esto concuerda con lo observado en campo donde las lutitas y areniscas presentan presenta características friables y deleznales.

Por tanto, se puede indicar que el basamento geológico del poblado de San Antonio posee características geomecánicas pobres que favorecen la inestabilidad de las masas.

5.1.2.7 Tasa de infiltración y coeficiente de permeabilidad

El Cuadro 5.12 muestra que la UG2, se puede considerar como una unidad con características de muy baja permeabilidad a impermeable y con un coeficiente de permeabilidad que varía con valores de 10^{-5} hasta 10^{-9} m/d, esto debido a las observaciones de campo, donde se observa que la mayoría de los deslizamientos ocurren en el plano de contacto entre los coluvios y depósitos volcánicos inconsolidados sobre las lutitas y areniscas de la Formación Río Banano.

Cuadro 5.12. Valores medidos y calculados en los ensayos de permeabilidad mediante el permeámetro Guelph en UG2

Coordenadas	Profundidad (cm)	Carga Hidráulica	R (cm/s)	K_{guelph} (cm/s)	K_{guelph} (m/d)
E:542702 N:1111610	10	H5	0,0043	0,0008	0,69

Para esta unidad; solo en la perforación P.H.R 61 Emb se realizaron dos ensayos tipo Lugeon en los tramos de 46 a 49 m y de 49 a 55 metros de profundidad, donde los resultados son 3,1 y 1,5 unidades de Lugeon respectivamente. Según González de Vallejo *et al.*, (2002) estos valores son típicos de materiales muy impermeables.

5.2 Correlación de Velocidad de onda primaria (V_p), Índice Q y Resistencia a la compresión simple

Barton (2007) propone una correlación entre los valores de velocidad de onda P, el Índice Q y la resistencia a la Compresión Simple (Figura 5.10), en la cual se observa la interacción de estos valores y como puede ser utilizado como referencia para obtener alguno de estos tres valores conociendo al menos dos de estos valores.

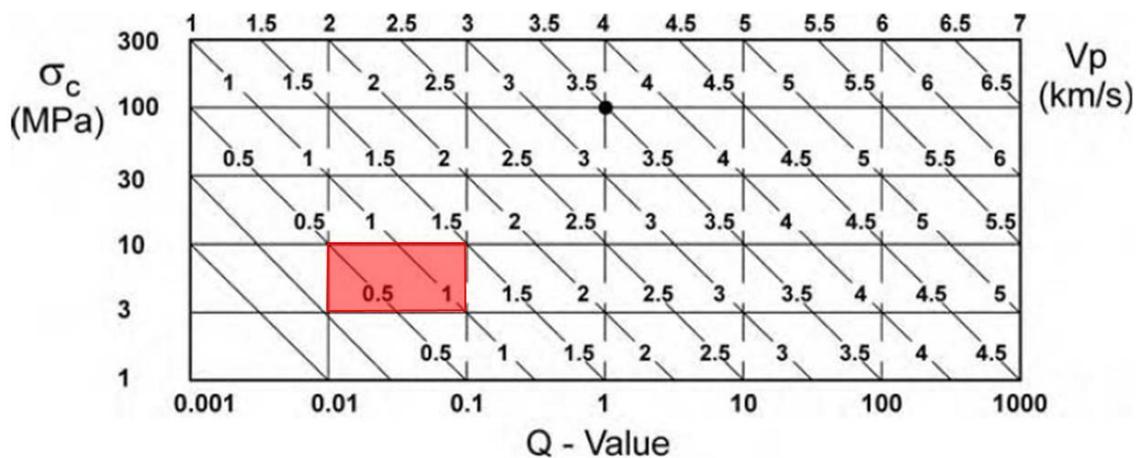


Figura 5.10. Correlación V_p , Índice Q y Resistencia a la Compresión Simple. Tomado de Barton 2007

En esta investigación, lo que se persigue con esta correlación es confirmar la relación de los valores obtenidos en los diferentes muestreos y ensayos que se han realizado con lo propuesto por Barton (2007) y así tener una validación de los anteriores resultados.

Así pues, con los valores obtenidos de velocidad de onda (V_p) que varían para la secuencia de areniscas y lutitas entre 1.3 y 1.9 km/s, con una resistencia a la compresión simple en promedio de 5.2 MPa y valores de Q de hasta 0.04; la correlación de la Figura

5.10 es totalmente satisfactoria. Por ende se puede indicar que existe una buena confianza en los datos de los ensayos realizados y que además el sitio se comporta con características de acuerdo a lo esperado.

5.3 Síntesis de Caracterización

Las características físicas, hidráulicas y mecánicas promedio de la Unidad Geomecánica 1 (UG1) y la Unidad Geomecánica 2 (UG2) se resumen en el Cuadro 5.13 .

Cuadro 5.13. Cuadro resumen de características promedio de las Unidades Geotécnicas UG1 y UG2

	Unidad Geotécnica	
	UG1	UG2
Clasificación SUCS	CH	MH - ML
LL	63	63
IP	43	28
Peso específico	15 - 18 kN/m ³	22 - 26 kN/m ³
Permeabilidad	1,5 m/d	0,69 m/d
Resistencia a la compresión	3,3 - 8,3 MPa	4,2 Mpa
Cohesión	10 – 25 KPa	30 -50 KPa
Ángulo fricción pico	20 - 30	25 - 35
Valor Q	0,0007 -0,003	0,006 - 0,03
RQD	< 25	25 - 75

6 MODELO DE DESLIZAMIENTO PROPUESTO

6.1 Aplicación del Método de Reflectometría en el Dominio de Tiempo en deslizamientos.

Cuando se presentan signos de inestabilidad en taludes como grietas o abultamientos, o cuando se requiere controlar el comportamiento de éstos, se recurre a la instrumentación o auscultación de un talud. El objetivo de tales prácticas es obtener información sobre el comportamiento del talud y las características del movimiento como velocidad, localización de superficies de falla, presiones de agua, establecer condiciones iniciales, verificar el modelo de deslizamientos y establecer relaciones entre lluvias, sismos y/o acciones antrópicas en el comportamiento del talud.

6.1.1 Aspectos teóricos y metodológicos para la aplicación del método

El método de Reflectometría en el Dominio de Tiempo (TDR) es una tecnología con aplicaciones en el campo de la geotecnia para el monitoreo de deslizamientos.

La tecnología TDR se basa en las mediciones de las reflexiones en el voltaje, a partir de un pulso eléctrico que viaja a través de un cable coaxial. Un dispositivo de ensayo de cable, en este caso un reflectómetro tipo TDR, es el encargado de proporcionar una lectura del coeficiente de reflexión a los largo de todo el cable.

Cuando una sonda; en este caso el cable coaxial, es instalado dentro de una perforación, los valores de coeficiente de reflexión son significativamente afectados por las deformaciones en cortante y tensión causadas por el movimiento de la masa de suelo o de roca, proporcionando de esta manera un método rápido y efectivo para la determinación de superficies de falla a profundidad. Figura 6.1. Estas deformaciones pueden ocurrir en un rango variable de tiempo; el cual puede ser desde días hasta meses para desarrollar alguna variación en el cable.

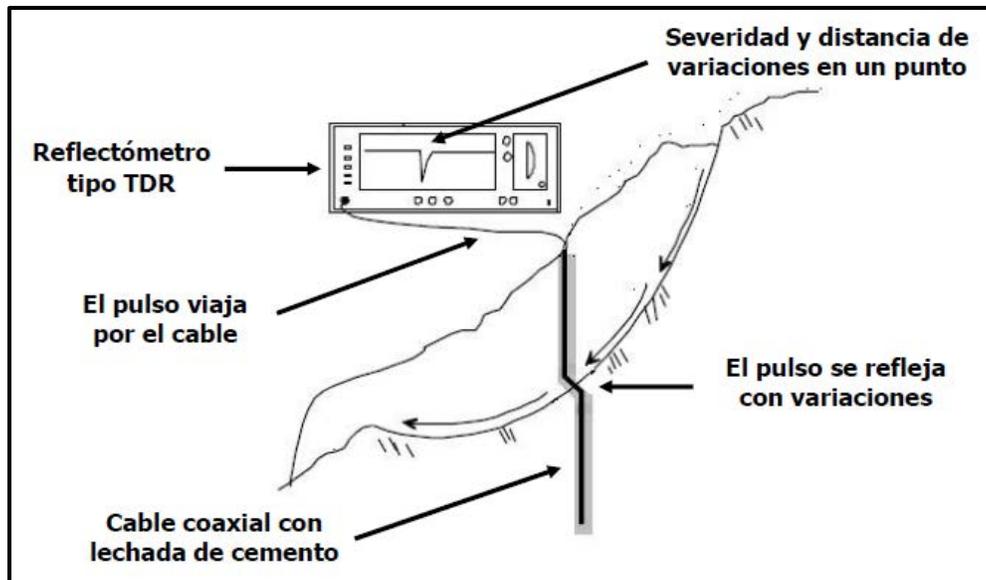


Figura 6.1. Esquema del equipo utilizado para el método TDR. Tomado de Kane (2000).

Las deformaciones son detectadas por el reflectómetro como un cambio en la impedancia en un punto determinado, asociándolo a un valor de coeficiente de reflexión.

Cualquiera que sea el cambio en la impedancia eléctrica del cable coaxial debido a daños en el cable o la entrada de agua, se ve reflejado en un cambio en la señal. Picos localizados en el registro obtenido de coeficiente de reflexión indican la presencia de una deformación del cable coaxial y por ende la ubicación de una superficie de falla. En la Figura 6.2 se presentan los efectos en la deformación del cable capaces de ser detectados por el TDR.

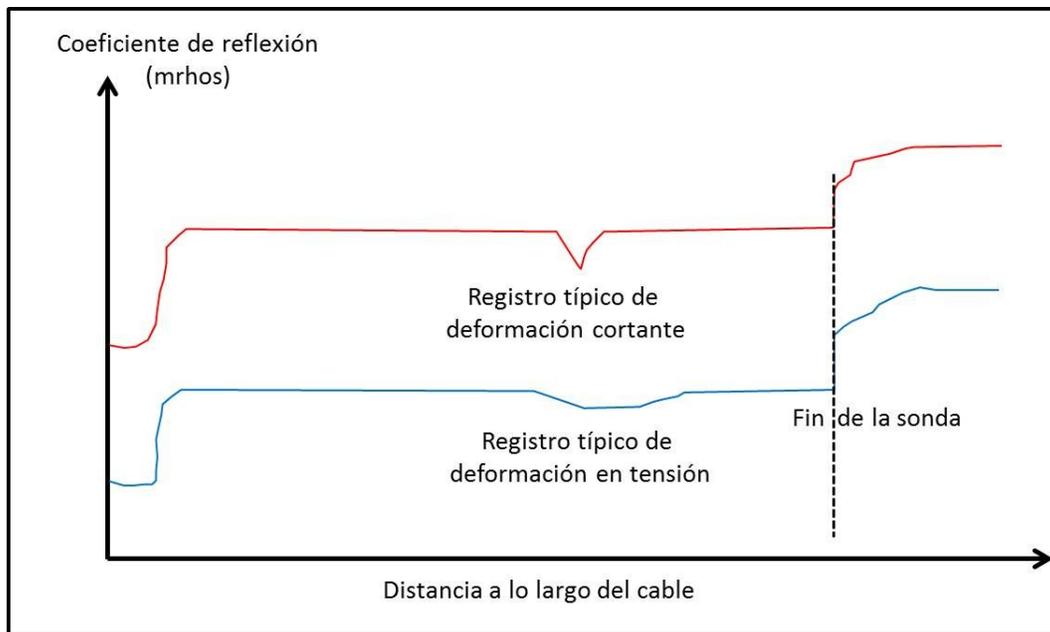


Figura 6.2. Deformación por tensión y cortante mostrada según la gráfica generada por el TDR.

Según Fallas (2011) algunas de las ventajas y desventajas en la aplicación de este método son:

6.1.2 Ventajas del método.

- El costo del método es significativamente menor con respecto al empleo del inclinómetro.
- La lectura rápida de las sondas de cable coaxial, significa un ahorro en horas del personal técnico en la toma de las mediciones, reduciendo ampliamente los costos de operación.
- No requiere de personal especializado para la toma de registros.
- Los movimientos en las laderas pueden ser determinados de inmediato durante la recolección de datos en el sitio, sin tener que esperar hasta que los datos sean procesados en el ordenador.
- El método TDR se puede controlar de forma remota mediante el empleo de un datalogger y algún sistema de comunicación, lo que permite tener registros en tiempo real en zonas de difícil acceso mediante el uso de teléfono celular o cableado.

- Con el método TDR se pueden llevar a cabo la programación de alarmas cuando los registros son tomados de forma remota. De esta manera, cuando se sobrepasa un umbral de coeficiente de reflexión previamente asociado a una situación de riesgo, este puede enviar una alarma que active protocolos de emergencia determinados.
- La sonda TDR puede proporcionar información inclusive ante la presencia de deformaciones importantes en el cable, antes de que se registre la falla del mismo, caso contrario ocurre con la carcasa del inclinómetro; ya que, ante cierta magnitud de deformaciones la sonda, el explorador de lectura del inclinómetro no puede pasar a través de la carcasa deformada.

6.1.3 Desventajas

- El método TDR no puede ser utilizado para la medición de la inclinación. El cable coaxial debe ser dañado por cortante, tensión o una combinación de ambas, para que se detecte algún cambio en el registro TDR del cable. Es por esta razón que el método TDR solo es aplicable en el caso en donde se produzca una zona de cortante y no para la medición de la inclinación.
- El cable coaxial debe ser deformado antes, para que el movimiento pueda ser localizado. Una simple curvatura del cable, sin perjuicio en el estado paralelo de los conductores del cable coaxial, no indica la presencia de ningún movimiento.
- En los casos donde la deformación del suelo se produce en una cierta profundidad finita, que no es mayor a varios centímetros de espesor, el método TDR no es una tecnología apropiada para la sustitución de los otros métodos para estos casos.
- El método TDR no puede determinar la cantidad real de deformación ocurrida a profundidad.
- El método TDR solo es capaz de determinar la ubicación de las superficies de falla. Este método no puede proporcionar la dirección del movimiento a partir de un registro TDR.
- Si el agua se infiltra en un cable, esta va a cambiar las propiedades eléctricas del cable y puede crear registros TDR que sean difíciles de interpretar.

6.1.4 Ejemplo Caso de aplicación:

Fallas (2011), detalla un caso de aplicación de esta metodología utilizada en un deslizamiento tipo traslacional, con un plano de falla no muy profundo, del orden de 20 m y asociado a un paleosuelo o contacto con un material más débil (Figura 6.3) y caracterizado por grietas en tensión en la parte superior del área inestable.

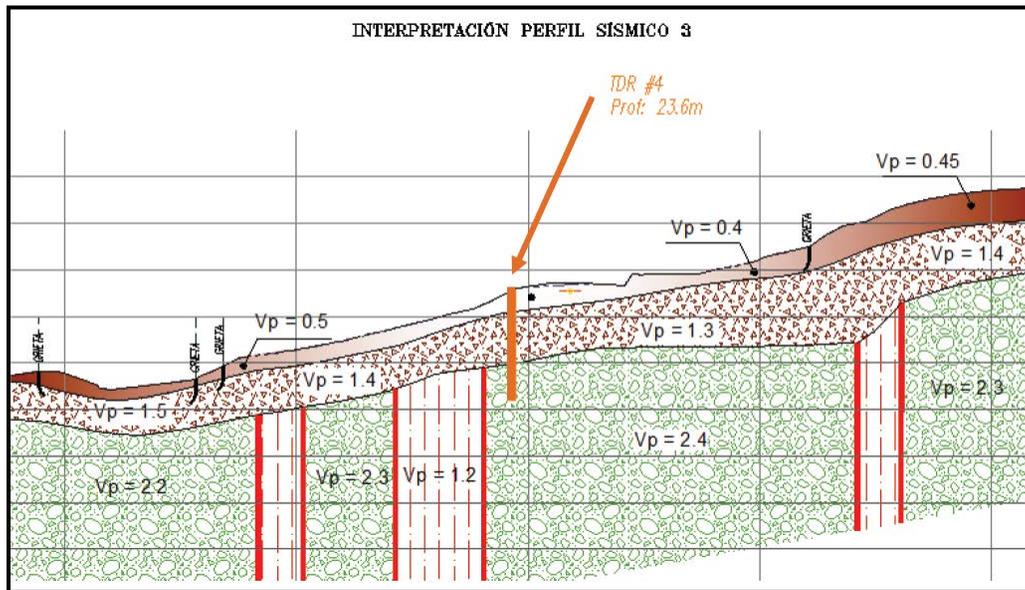


Figura 6.3. Perfil sísmico y ubicación de TDR instalado. Tomado de Fallas (2011).

Según los resultados expuestos por Fallas (2011), la Figura 6.4 muestra la superficie de falla a los 17 m aproximadamente, lo que concuerda idealmente con el modelo geofísico presentado en la Figura 6.3. De igual manera se observa una superficie de falla más superficial cercana a los 7 m de profundidad, la cual se asocia con movimientos de las capas más superficiales del suelo en el sitio.

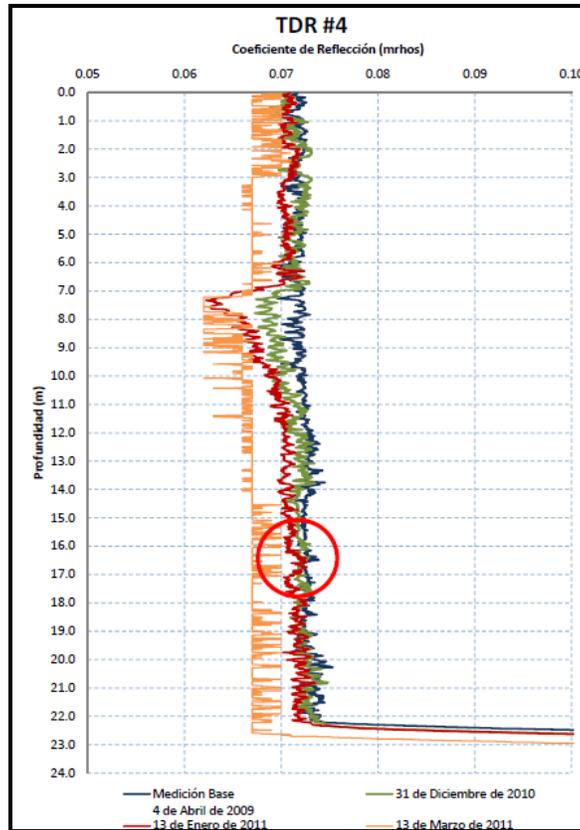


Figura 6.4. Registro TDR. Tomado de Fallas (2011).

En este caso de aplicación se instalaron en total nueve sondas TDR, distribuidas en el proyecto investigado, donde los resultados de las mediciones fueron satisfactorios por la calidad de datos obtenidos.

6.2 Aplicación del Método TDR en San Antonio de Pascua

En la perforación P.H.R 118 Emb, (Figura 2.5) se ubica uno de estos equipos de medición, en donde se ha monitoreado el comportamiento del terreno desde febrero del 2013. Las mediciones del reflectómetro indican que este sector se encuentra en el ámbito de deformación por tensión y no por tipo cortante.

La muestra que el rango de deformación por tensión que ocurre en la perforación P.H.R 118 Emb inicia aproximadamente a los 25 m de profundidad y se extiende hasta aproximadamente los 55 m de profundidad.

Este rango de profundidades corresponde con las zonas de menor porcentaje de valores RQD y en donde se observan superficies pulidas en los testigos de la perforación P.H.R 118 Emb. (Figura 2.7 y Cuadro 5.5).

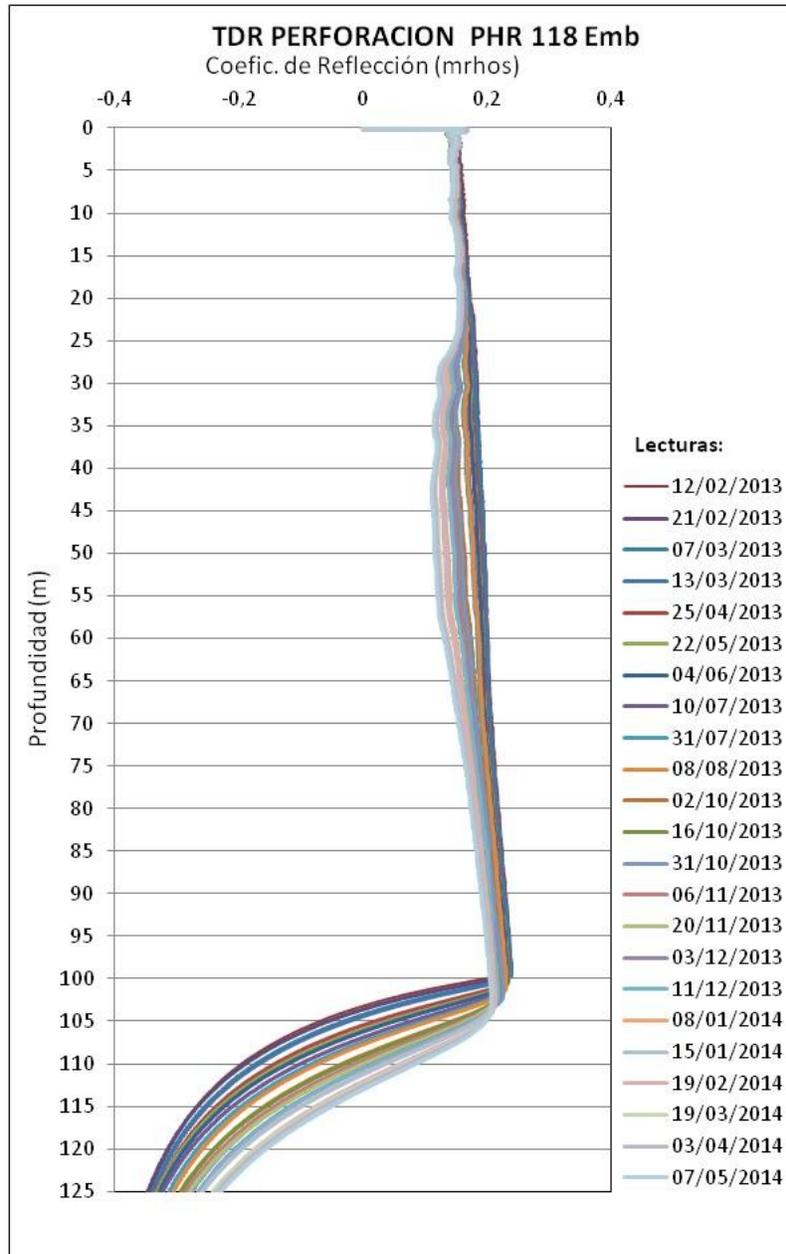


Figura 6.5. Medición de TDR en perforación PHR 118 Emb.

(Coordenadas N: 1110682, E: 542374)

Nota: El comportamiento de la curva posterior a los 100 m de profundidad es debido a que en esa profundidad el cable coaxial instalado termina.

6.3 Resultados del TDR en San Antonio de Pascua

La curva mostrada en la Figura 6.5, indica que a partir del metro 25 de profundidad (322 msnm) existe la evidencia de un empuje o movimiento del cable coaxial (sonda) donde se acentúa aproximadamente a los 30 m de profundidad dentro de las areniscas y lutitas de la Formación Río Banano; lo cual está provocando que la curva del coeficiente de reflexión del TDR se muestre un ámbito de comportamiento tipo tensional.

Los testigos de roca de la perforación P.H.R 118 Emb, muestran superficies de falla visibles desde el metro 40,8 (306 msnm) hasta el metro 48,8 (298 msnm), por lo cual es de esperar que se desarrolle en algún momento una deformación del tipo cortante entre estas profundidades según lo observado en los testigos de perforación. Cabe mencionar que también es posible observar superficies de falla incluso hasta en los metrajes 87,4 (259 msnm) y 91,4 (256 msnm). Estas superficies tan profundas podrían considerarse como fallas estratigráficas donde por movimientos tectónicos existan fricciones entre las alternancias de areniscas y lutitas.

Lamentablemente los datos aportados a la fecha por el TDR no concuerdan con el tipo de deslizamiento observado en campo, es decir en la Figura 6.5 debería de haber una deformación del cable coaxial entre los 8 y 10 m de profundidad, que es justamente donde está el cambio litológico entre los Depósitos Volcánicos inconsolidados y la areniscas y lutitas de la Formación Río Banano.

Ante esta información aportada por el TDR es evidente la necesidad de contar con más dispositivos de este tipo que puedan evidenciar la existencia de algún plano de deslizamiento en profundidad o que por el contrario, el TDR instalado presenta algún tipo de mal funcionamiento en el cable y eso genera el comportamiento actual de los datos.

6.4 Modelo de deslizamiento en San Antonio de Pascua

Según las observaciones geomorfológicas en campo, la descripción litológica y la caracterización geomecánica de las rocas aflorantes en el poblado de San Antonio y la información que actualmente indica el TDR, se puede decir que el tipo de deslizamiento

principal es el tipo traslacional, donde las rocas sedimentarias de baja permeabilidad funcionan como el principal plano de deslizamiento de los materiales que las sobreyacen.

La Figura muestra de manera esquemática el tipo de deslizamiento principal que afecta a toda la comunidad de San Antonio de Pascua y que provoca la formación de grietas tanto en potreros como en la vía principal que comunica este pueblo con sectores como La Alegría y el poblado de Pascua.

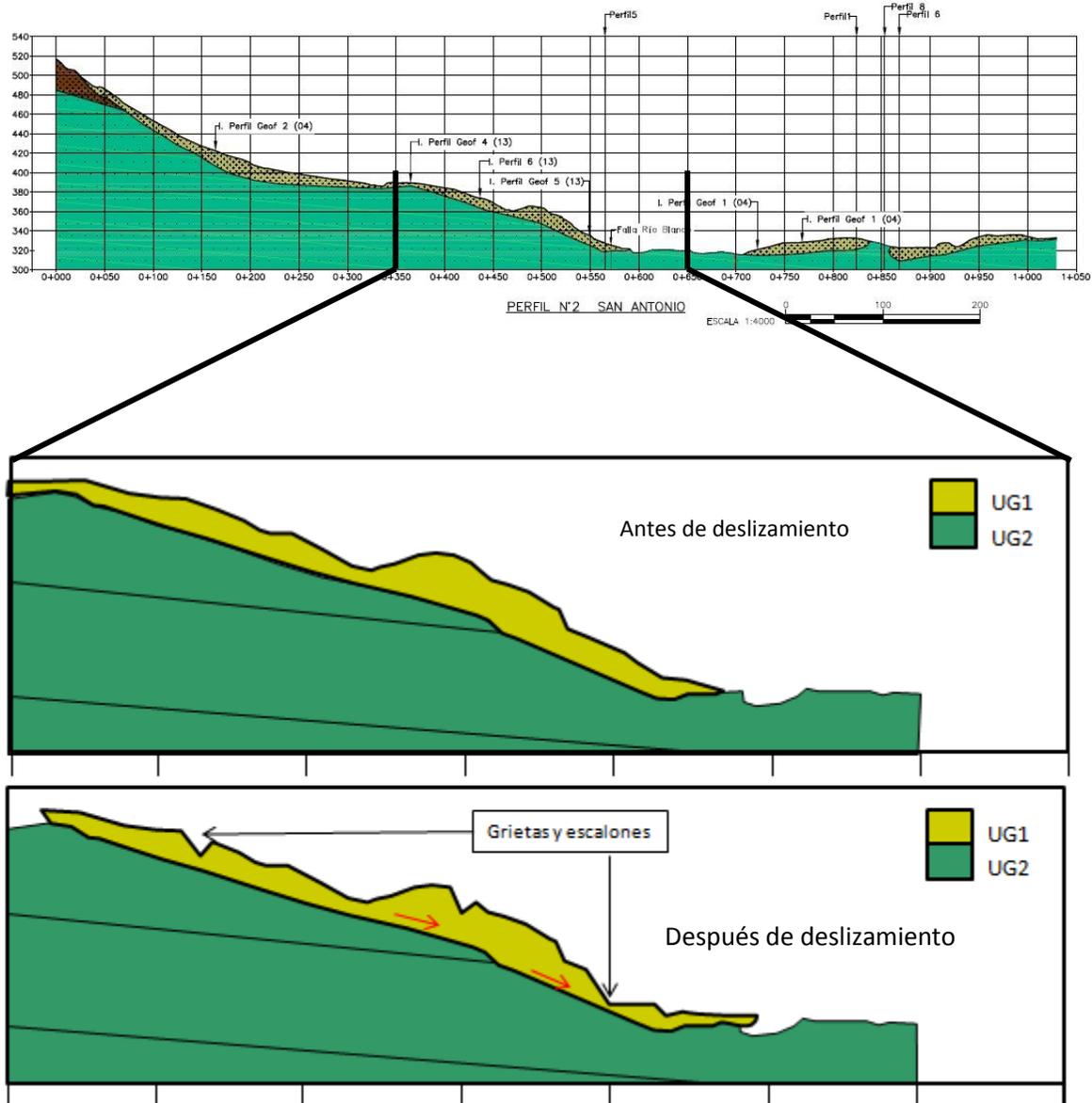


Figura 6. Perfil esquemático del tipo de deslizamiento característico en San Antonio de Pascua.

Elaboración propia

Algunos deslizamientos poseen características morfológicas de tipo rotacionales, donde se observa que el bloque deslizado tiene una ligera basculación en dirección contraria del movimiento, por lo que este tipo de deslizamientos aunque en mucha menor proporción, también son parte de los problemas de inestabilidad que posee en poblado de San Antonio.

Estos deslizamientos son observados principalmente en las áreas donde los espesores de la UG1 son en promedio mayores a los 10 m y el contacto con la UG2 no es tan influyente para el movimiento.

Los deslizamientos tipo laterales específicamente en el poblado de San Antonio no son tan claros o evidentes como lo son los deslizamientos traslacionales, la característica principal de este tipo de deslizamiento de ladera es la baja pendiente con la que se produce y esto es debido a la baja consistencia que muestran las arcillas remoldeadas bajo un espesor amplio. En el caso propiamente de San Antonio las pendientes no son tan bajas, y en donde se producen los deslizamientos con mayor frecuencia las pendientes varían entre los 16 y 35°. Sin embargo hasta no realizar más perforaciones con recuperación de núcleo para determinar la deformabilidad de las areniscas y lutitas, este tipo de deslizamiento no se puede descartar totalmente.

7 CONCLUSIONES

El poblado de San Antonio se asienta sobre depósitos sedimentarios marinos de la Formación Río Banano de edad Mioceno Superior – Plioceno, sobreyacidos discordantemente por depósitos volcánicos del Plioceno correspondientes a la Formación Doán y por depósitos volcánicos inconsolidados del cuaternario

Se determinó que la Formación Río Banano (incompetente) provoca el desplazamiento del resto de las formaciones que la sobreyacen y que este efecto corresponde con la condición de formación de los diferentes deslizamientos identificados en el área de estudio

La secuencia estratigráfica del área de estudio, incide directamente en los tipos de deslizamientos observados en el campo, los cuales son principalmente traslacionales, rotacionales e incluso algunos de los deslizamientos poseen características de ambos tipos de deslizamientos, Peraldo et al. (2012) llama a estos procesos donde se combinan diferentes tipos de deslizamientos como procesos de “remoción compleja”.

Según la caracterización de los patrones de drenaje se identificó la micro cuenca que abarca el cauce del río Blanco y el río Pascua los cuales drenan hacia el colector principal que es el río Reventazón. El patrón de drenaje predominante es subdendrítico a regular con control estructural.

Por medio de los criterios establecidos por van Zuidan (1986), en el área de estudio se establecieron las siguientes dos unidades geomorfológicas: unidad denudacional y unidad fluvial. Las formas de origen denudacional se caracteriza por lomas amplias y con diferentes niveles de erosión. En la unidad fluvial predominan los cauces fluviales y las terrazas aluviales, siendo éstas las de mayor extensión en el río Reventazón.

Se determinó una longitud de coronas de deslizamiento para toda el área en casi los 37 km, de las cuales aproximadamente el 78% son coronas activas donde se evidencia movimiento de deslizamientos recientes.

El mecanismo principal de generación de deslizamientos lo constituye el desplazamiento de los materiales sobrepuestos en las areniscas y lutitas de la Formación Río Banano, los

cuales producen las evidencias de campo tan marcadas como lo son las grietas en terreno, escarpes métricos y zonas de acumulación de agua (lagunas, suamos).

Los deslizamientos son principalmente clasificados de tipo traslación y en menor proporción tipo rotacional, aunque existen algunos deslizamientos en los cuales es difícil de clasificar si es traslacional o rotacional puesto que poseen evidencias de ambos tipos.

El principal factor desencadenante en la generación de deslizamientos lo constituyen los periodos de lluvias intensas por más de uno o dos días consecutivos. Los pobladores de San Antonio así lo afirman y concuerdan que en estos periodos de lluvias es donde la carretera principal es la que más se ve afectada por la reactivación de grietas y desplazamientos verticales que pueden alcanzar hasta 1 m de diferencia de elevación. El segundo factor que propicia la generación y/o reactivación de los deslizamientos lo constituyen los sismos, los cuales también han provocado que se intensifiquen los efectos de los deslizamientos actuales.

El llenado del futuro embalse del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón podría incidir directamente en la activación o generación de mayor cantidad de deslizamientos en el poblado de San Antonio, debido a un nuevo nivel de agua sobre el río Reventazón y a los cambios de nivel de agua de este embalse.

Los deslizamientos en el poblado de San Antonio se identificaron geomecánicamente en un modelo de dos unidades geotécnicas. La Unidad Geotécnica 1 compuesta por los materiales que constituyen la Formación Doán y la Unidad de Depósitos Volcánicos Inconsolidados y la Unidad Geotécnica 2, constituida en su totalidad por las areniscas y lutitas pertenecientes a la Formación Río Banano. Ambas unidades geotécnicas se diferencian entre sí en sus propiedades físicas, mecánicas y en sus propiedades hidráulicas.

La Unidad Geotécnica 1 posee valores de cohesión promedio en el orden de los 10 a 25 KPa con ángulos de fricción pico que pueden variar entre los 20° y 30°, con permeabilidades de hasta 1,5 m/día. La Unidad Geotécnica 2 posee valores de cohesión que varían desde los 30 hasta los 50 KPa, con ángulos de fricción pico de entre 25° y 35°, con permeabilidades promedio de 0,69 m/día.

La geofísica realizada indicó que la UG1 posee valores de velocidad de onda compresional que varían entre 0,4 y 1,3 km/s, mientras que para la UG2 los valores de velocidad de onda son mayores y varían entre 1,3 y 1,9 km/s.

La instrumentación del Método de Reflectometría en el Dominio de Tiempo ubicada en la perforación P.H.R 118 Emb, indica a la fecha un estado de tensión a partir de los 25 m de profundidad. Esto puede indicar que existe localmente una superficie de falla dentro de la UG2, por lo cual es necesario contar con mayor monitoreo para comprobar o descartar esta posibilidad.

8 RECOMENDACIONES

- Presentar los resultados de esta investigación a la comunidad de San Antonio, la Municipalidad de Siquirres y la Comisión Nacional de Emergencias
- Es conveniente realizar reuniones con la comunidad donde se aborde el tema de los deslizamientos, sus causas, evolución y medidas correctivas para un adecuado desarrollo de la población entorno a las condiciones naturales del poblado de San Antonio.
- Es recomendable fomentar políticas de ordenamiento territorial, en las que la Municipalidad de Siquirres incluya los resultados de esta investigación para la reducción y mitigación de daños generados por las condiciones de inestabilidad en los terrenos del poblado de San Antonio.
- Incentivar la participación comunitaria mediante el monitoreo de las aéreas actualmente activas así como de las nuevas áreas que puedan presentar agrietamientos.
- Es recomendable que los principales deslizamientos y grietas en el campo, sean monitoreados cuantitativamente tanto en desplazamiento como en la velocidad en que lo hacen, con el fin de poder alertar situaciones de riesgo.

- Es recomendable que el Instituto Meteorológico Nacional instale una estación meteorológica en el poblado de San Antonio con el fin de contar con los datos exactos de la cantidad de lluvia que se registra en el sitio o implementar pluviómetros caseros que luego permitan relacionar las precipitaciones in situ contra los movimientos del terreno.
- Caracterizar con ensayos geotécnicos de corte directo in situ los valores de cohesión y fricción de los suelos y rocas que conforman la unidad geomecánica 1, ya que es en esta unidad donde mayoritariamente se generan los deslizamientos
- Realizar ensayos geotécnicos especializados en algunos tramos de los testigos de perforaciones en el sitio con el fin de poder identificar y caracterizar zonas de menor calidad geomecánica que puedan influir en la formación de superficies de falla a profundidad.
- Medir la capacidad de expansión de las lutitas y areniscas de la Formación Rio Banano, con el fin de determinar si en contacto con el agua, son capaces de cambiar volumétricamente y ser un factor desencadenante para la generación de deslizamientos.
- Es necesario realizar estudios de equilibrio límite para las laderas del poblado de San Antonio, con el fin de conocer, con los parámetros dados en esta investigación cual es el factor de seguridad de las laderas en las condiciones actuales. Y determinar de manera probabilística la existencia de superficies de falla en profundidad.
- Instalar más instrumentación tipo TDR con el fin de comprobar o descartar una posible superficie de falla profunda dentro de la UG2.
- Modelar cualitativamente la posibilidad de una superficie de falla profunda en la UG2 con el fin de calcular el potencial de inestabilidad que tendría esta superficie de falla.

- Instalar una red de monitoreo de los desplazamientos de las laderas debido al futuro llenado del embalse del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón, donde se incluya la revisión de niveles piezométricos.

- El Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) debe continuar el estudio al corto tiempo para conocer el efecto del embalse sobre la estabilidad de la masa involucrada , a fin de que el Proyecto Hidroeléctrico Reventazón no se vea perjudicado ni las propiedades de vecinos al proyecto

9 REFERENCIAS

- AGUILAR, T., 1993: Paleoecología del Alto Guayacán, Formación Uscari Mioceno, Provincia de Limón, Costa Rica. -Rev. Geol. de América Central, 16: 51-60.
- AGUILAR, A. T., 1997: Parches arrecifales de Jesús María (Oligoceno–Mioceno Inferior): una de las primeras comunidades del actual Caribe de Costa Rica. –61 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de M.Sc.].
- ALVARADO, G. E. & PÉREZ, W., 1999: The Doán Formation (Plioceno) of Costa Rica: an overview on its description, origin, lateral equivalents, and further implications on the closing of the Central America seaway. –Sixth international congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP–355. San José: 150–167.
- ALVARADO, G., ARAYA, M., CALDERÓN, M. & BARQUERO, R., 2012: Fallamiento en la zona de incidencia del P.H. Reventazón: Un insumo hacia los estudios de detalle sismo tectónicos y de potencial de deslizamientos co-sísmicos. Informe Interno ICE, págs 24.
- ARLANDI, R. M., 2005: Geofísica Aplicada a la Obra Civil: Métodos Geoeléctrico y Sísmica de Refracción, Casos Practicos.-68 págs. GEOCONSULT Ingenieros Consultores S.A., Madrid.
- ARROYO, L., HERNANDEZ, G. & ARRIETA, O., 2008: Plan Regulador del Cantón de Siquirres. Síntesis del Diagnóstico Físico Ambiental Del Cantón De Siquirres. Universidad Nacional de Costa Rica. 112 págs
- ARQUÍN, F. 2014: Evaluación geotécnica de la estabilidad del sitio Crestas. Inf. Interno PySA, C.S. Diseño, 55 págs.
- ASTORGA, A., FERNÁNDEZ, J. A., BARBOZA, G., CAMPOS, L., OBANDO, J., AGUILAR, A. & OBANDO, L. G., 1991: Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. –Rev. Geol. Amér. Central, 13: 25–59.

- AYALA, A. 2013: Estudio geofísico del deslizamiento San Antonio, sector Río Blanco. Informe Interno ICE, págs 14.
- BARAHONA, D., MENDEZ, J. & SJOBOHM, L. 2013: Análisis de la susceptibilidad a deslizamientos en el distrito de tres equis: una base para la gestión del riesgo y ordenamiento territorial, Turrialba, Costa Rica – 240 págs. Univ. De Costa Rica, San José, [Tesis Lic.].
- BARTON, N., 2007: Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy.-729 págs. Ed. Taylor & Francis Group, Londres.
- BOTTAZZI, G., FERNÁNDEZ, J. A. & BARBOZA, G., 1994: Sedimentología e historia tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur. –Profil 7: 351–391.
- CERDAS, A., 1991: Análisis de estabilidad de laderas en la margen derecha del río Pacuare, proyecto hidroeléctrico Siquirres, provincia de Limón, Costa Rica. – 120 págs. Univ. De Costa Rica, San José, [Tesis Lic.].
- CERVANTES, J. F., 1989: Base geológica para los análisis geotécnicos del proyecto hidroeléctrico Siquirres, provincia de Limón, Costa Rica –105 págs. Univ. de Costa Rica, San José, [Tesis de Lic.].
- CERVANTES, J. F. & SOTO, G. J., 1988: Sedimentación y volcanismo tras-arco Plio-Cuaternarios en el área de Siquirres. –Ciencia y Tecnología, 12 (1–2): 19–26.
- CERVANTES, F., 2004. Revisión de la Geología Regional del P.H. Reventazón. Inf. Interno PySA, C.S. Diseño, ii + 46 p.
- CLIMENT, Á., BARQUERO, R. & ALVARADO, G.E., 2005. P.H. Reventazón: Estudio Sismológico y de amenaza sísmica para la etapa de factibilidad. Informe Interno ICE, págs. 46.

- DENYER, P., MONTERO, W. & ALVARADO, G.E., 2003: Atlas tectónico de Costa Rica.– Editorial de la Universidad de Costa Rica, 81 págs.
- DUNN, I., ANDERSON, L. & KIEFER, F., 1980: Fundamentals of geotechnical analysis. – Edit. John Wiley & Sons, USA
- ESPINOZA, J., 2012: Estudio de estanqueidad del embalse del Proyecto Hidroeléctrico Reventazón Instituto Costarricense de Electricidad. –102 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- FALLAS, F., 2011: Aplicación del Método de Reflectometría en el Dominio de Tiempo para el Análisis y Monitoreo de la Estabilidad de Taludes. – 201 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- FERNÁNDEZ, J. A., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique 1:50 000, IGNCR, 3445I. –205 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L, FERRER, M., ORTUÑO L., & OTEO, C., 2002: Ingeniería Geológica.-744 págs. Pearson Edición, Madrid.
- ICE, 2009. P.H. Reventazón. Informe de Factibilidad. Volumen I. Texto. Inf. Interno ICE (sin numeración corrida). Vol. II. Laminas. Anexo 2. Estudios Geofísicos.
- KANE, W. F. (2000). Monitoring Slope Movement with Time Domain Reflectometry. Monitoring Slope Movement with Time Domain Reflectometry. Washington.
- KUSSMAUL, S., 1987: Petrología de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica. –Rev. Geol. Amér. Central, 7: 83–111.
- LINKIMER, L. & AGUILAR, T., 2000: Estratigrafía Sedimentaria. - En: Denyer, P. Kussmaul, S. (eds): Geología de Costa Rica. 515 págs. Ed. Tecnológica de Costa Rica. Cartago.

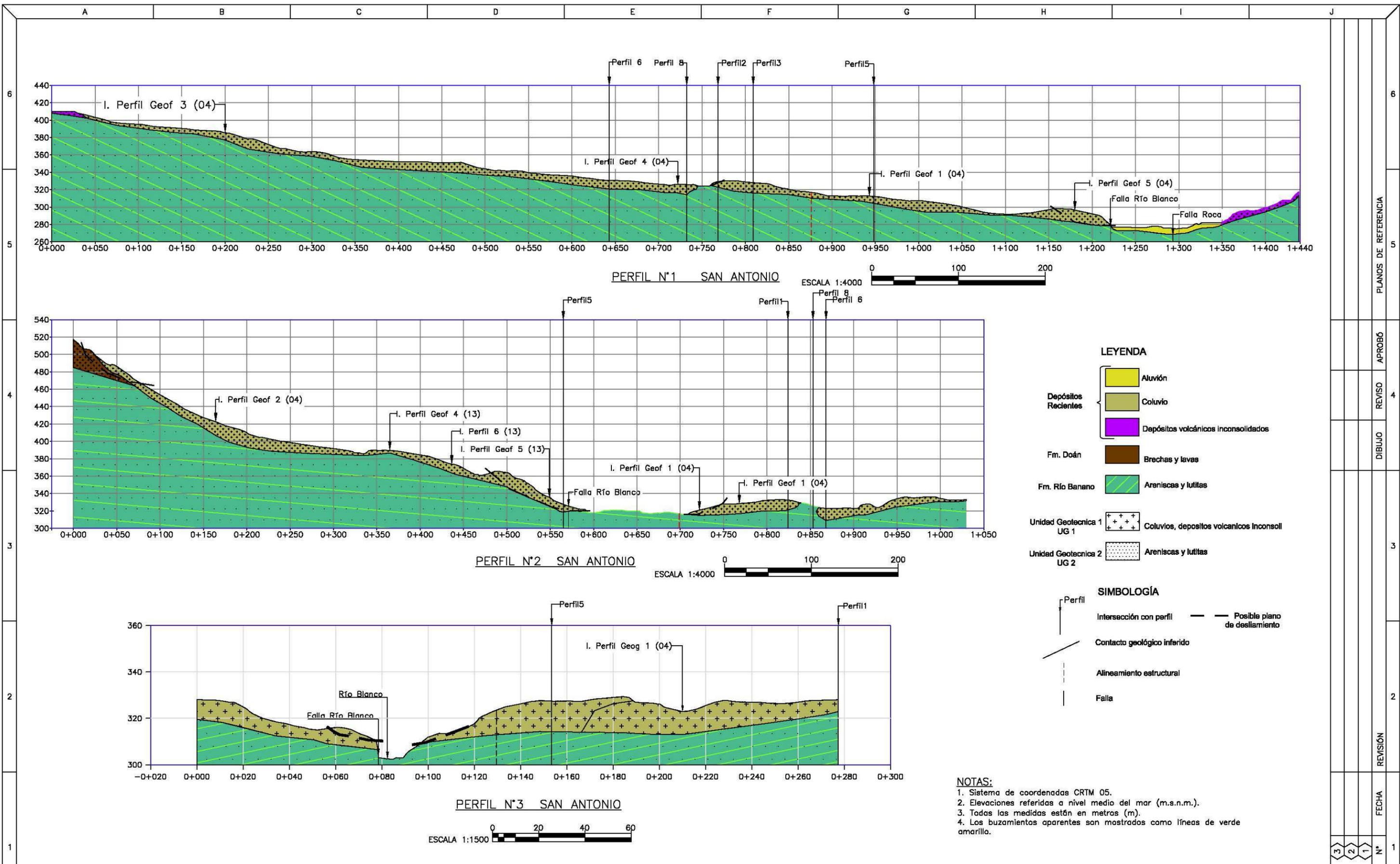
- MALAVASSI, L., (1970): Estudio geológico regional de la zona Atlántico norte de Costa Rica. En Informes Técnicos y Notas Geológicas: 15 págs.
- MALAVASSI, L., (1985): Geología general del área sur de Baja Talamanca en relación con los depósitos de carbón. - 87 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].
- MONTERO, W., 2001: Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. –Rev. Geol. Amér. Central, 24: 29–56.
- OLSSON, A.A., 1922: The Miocene of Northern Costa Rica part. 1-2. Bull. Amer. Paleont. 9 (39): 179 – 460, Vol. 1-32. Ithaca.
- PERALDO, G., & ROJAS, E., 1998: La deslizable historia del ferrocarril al Caribe de Costa Rica. – Anuario de Estudios Centroamericanos, UCR. 24(1-2): 97-28.
- PERALDO, G., & ROJAS, E., 2000: Guía para investigadores. Catálogo de deslizamientos históricos para Costa Rica periodo 1772-1960. En Revista Informe Semestral, 36: 123-171.
- PERALDO, G., BADILLA, E., CAMACHO, J., MORERA, M., CHÁVEZ, I., VALVERDE, W. & SÁNCHEZ, D., 2012: Deslizamientos complejos que afectan a la población de San Antonio de Pascua, Siquirres, Costa Rica. Rev. Letras Verdes: 4-26, Vol 11.
- REYNOLDS, W.D. & ELRICK, D.E. (1985). The constant head well permeameter: effect of unsaturated flow. Soil Science, 139: 172-180.
- RIVIER, F., 1973: Contribución estratigráfica sobre la geología de la cuenca de Limón, zona de Turrialba, Costa Rica. –Publicaciones geológicas del ICAITI, 4: 149–159.
- SALAZAR, A., 1985: Estudio de factibilidad para el aprovechamiento de la cantera de Azul de Turrialba, Cartago, Costa Rica. –132 págs. Univ. de Costa Rica, San José [Tesis de Lic.].

SEGURA, G.; BADILLA, E. & OBANDO, L. 2011: Susceptibilidad al deslizamiento en el corredor Siquirres – Turrialba. En Revista Geológica de América Central N.º 45: 101-121.

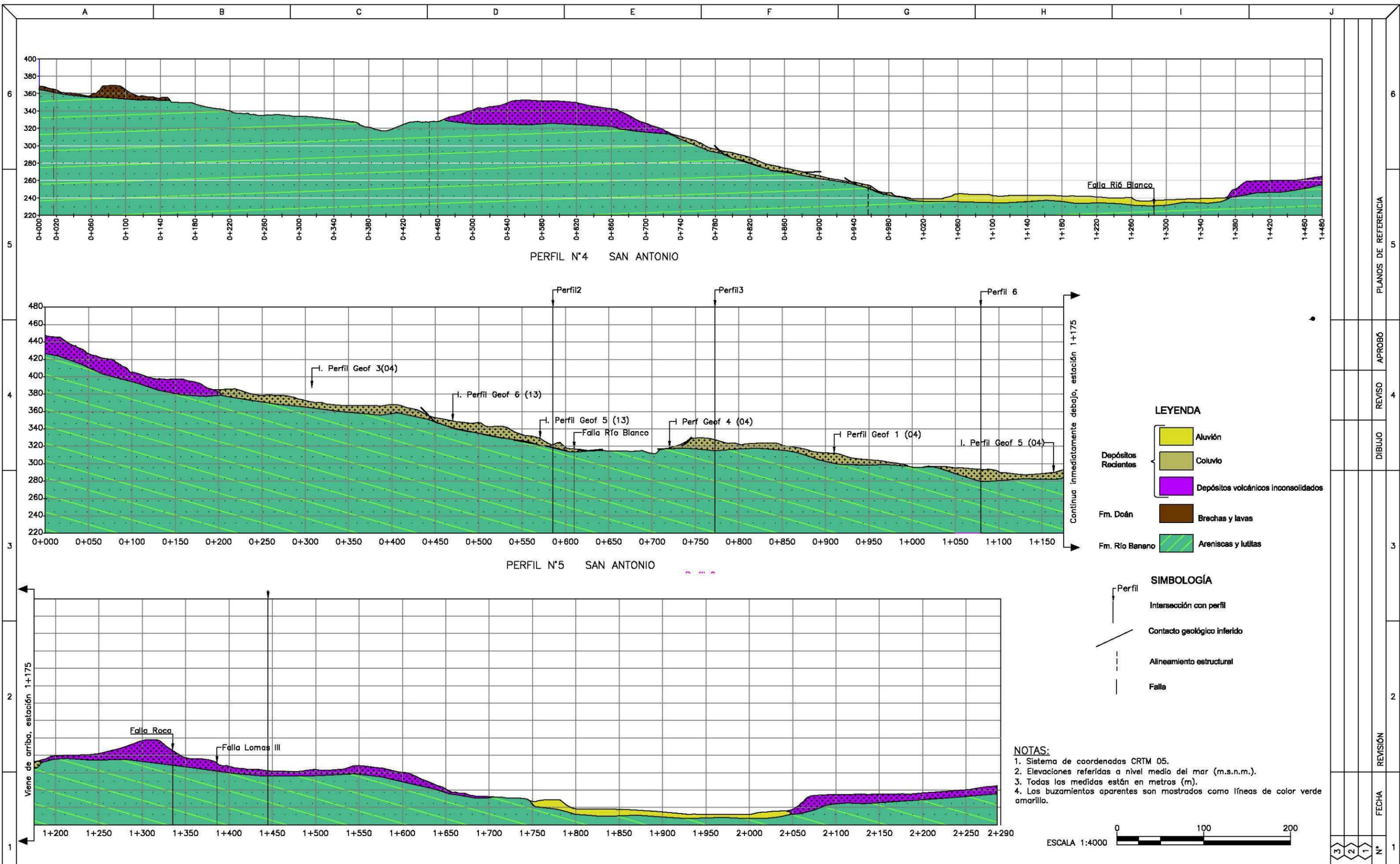
TAYLOR, G. D., 1975: The geology of the Limón area of Costa Rica. –119 págs. Univ. de Louisiana [Tesis de Ph.D.].

TOURNON, J., 1984: Magmatismes du Mesozoique a L'actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux andesites.335 págs. Univ. Pierre et Marie Cu [Tesis de Ph.D.].

Perfiles Geológicos

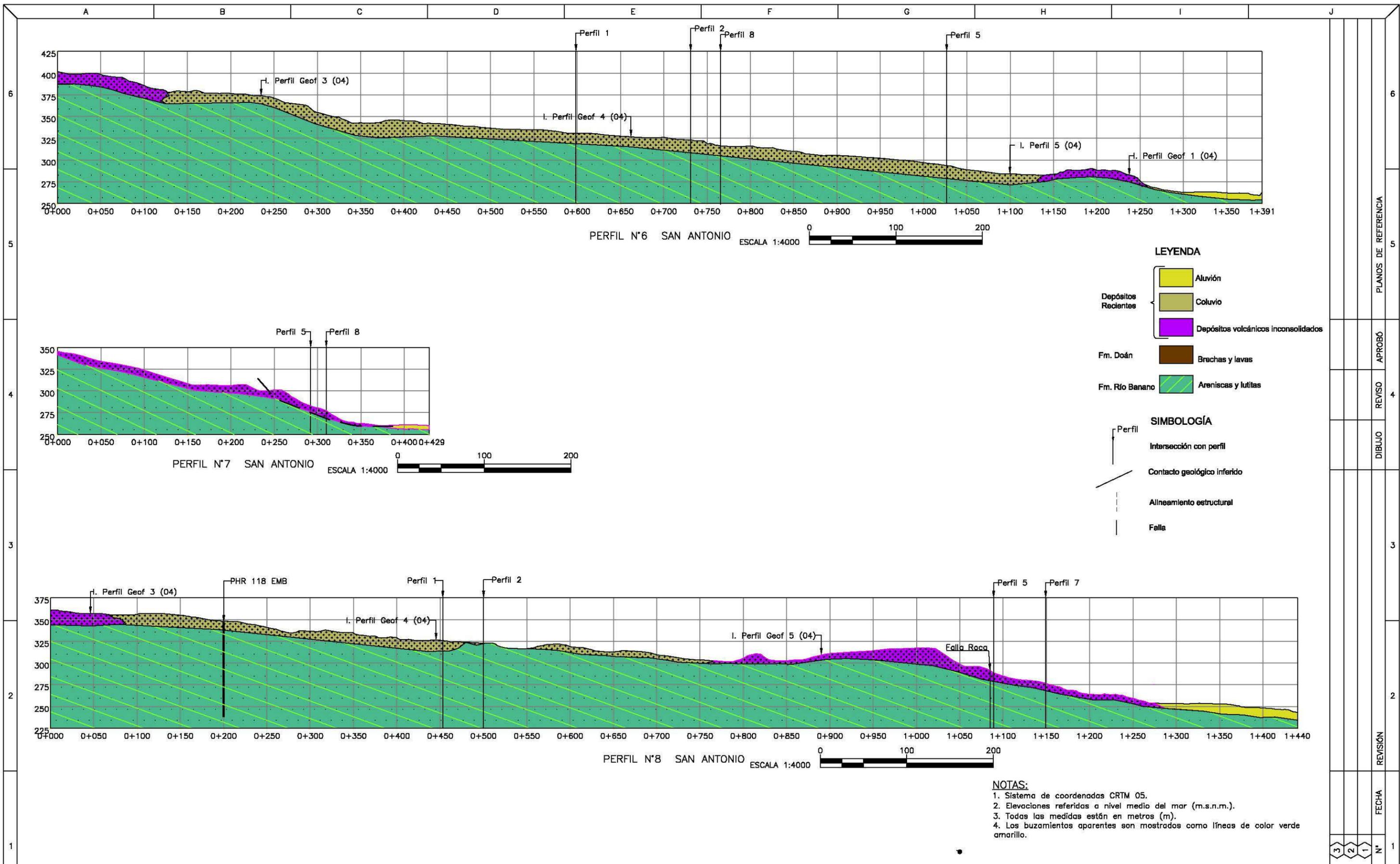


6	PLANOS DE REFERENCIA
5	
4	APROBÓ
4	REVISÓ
3	DIBUJO
3	
2	REVISIÓN
1	FECHA
1	N°



UNIVERSIDAD DE COSTA RICA FACULTAD DE CIENCIAS ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGIA	TESIS DE LICENCIATURA	SAN ANTONIO DE PASCUA SECCIONES GEOLÓGICAS PERFILES 4 Y 5	DISEÑO: Geól. Michael Calderón Quirós	FECHA: 30/01/2015	LAMINA N°
			DIBUJO: Geól. Michael Calderón Quirós		2
			REVISO: MSc. Elena Badilla y Msc. Geovany Peraldo		3
			APROBÓ: MSc. Eduardo Aviles		

6	PLANS DE REFERENCIA
5	
4	APROBÓ
4	REVISO
3	DIBUJO
3	
2	REVISIÓN
1	FECHA
1	N°



6	PLANDOS DE REFERENCIA
5	APROBÓ
4	REVISÓ
3	DIBUJO
2	REVISIÓN
1	FECHA