



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**“CARACTERIZACIÓN VOLCANOLÓGICA, GEOTÉCNICA Y ESTRUCTURAL
DE LAS IGNIMBRITAS DEL GRUPO SARAGURO EN EL SECTOR DE SANTA
ISABEL-PUCARÁ”**

PROYECTO DE GRADO

Previo a la obtención del título de:

INGENIERO EN GEOLOGÍA

Presentado por:

HARRY STEVEN AVILEZ MORAN

MILTON ALEJANDRO FLOR JIMÉNEZ

GUAYAQUIL-ECUADOR

2017

DEDICATORIA

A Dios, a mi familia en especial a mis padres Nancy y Harry por su gran apoyo incondicional en mi preparación académica. A mis hermanas Ambar y Gianella. A mi novia por la comprensión brindada durante todo este tiempo. A mis profesores de preparación, en especial a Maurizio por su paciencia y motivación en el desarrollo del proyecto.

Harry Steven Avilez Moran

DEDICATORIA

A Dios y a la Virgen María por cada una de sus bendiciones. A mis abuelitos: Cástola y Ángel , a mis Padres: Milton y Teresa, a mi hermano Santiago por su apoyo incondicional durante esta etapa de preparación académica. A mis tíos: Angel, Milton, Nelson y Marisol. Al PhD. Maurizio Mulas por sus conocimientos y consejos compartidos. De manera muy especial a mi esposa y al ser maravilloso que viene en camino, gracias por cada gesto de amor y por la inmensa paciencia durante este largo proceso. Les amo

Milton Alejandro Flor Jiménez

AGRADECIMIENTO

A Dios por sus bendiciones y sabiduría brindada durante esta etapa de nuestras vidas. A nuestros padres y hermanos(as) por el apoyo constante e incondicional en cada una de las metas propuestas.

A los docentes: Ing. Galo Montenegro, PhD. Eddy Sanclemente, MsC. Davide Besenzon, Ing. Erwin Larreta, Ing. Daniel Falquez, MsC. Nancy Zamba y en especial al PhD. Maurizio Mulas por su paciencia y cualidades pedagógicas para compartir sus conocimientos. A los profesionales: Ing. Nelson Jiménez, PhD. Jean-Luc-Le Pennec y a nuestros compañeros: Michelle, Israel y William.

Harry Steven Avilez Moran

Milton Alejandro Flor Jiménez

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

**Ing. Edison Navarrete Cuest
PRESIDENTE DEL TRIBUNAL**

**MsC. Jorge Alberto Coronel Quevedo
DIRECTOR DE MATERIA INTEGRADORA**

**Ing. Galo Montenegro Santos
MIEMBRO EVALUADOR**

**PhD. Maurizio Mulas
TUTOR DE PROYECTO**

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de esta Tesis de Grado, nos corresponde exclusivamente; y el patrimonio intelectual de la misma, a la Escuela Superior Politécnica del Litoral”

(Reglamento de Exámenes y Títulos Profesionales de la
ESPOL)

Harry Steven Avilez Moran

Milton Alejandro Flor Jiménez

RESUMEN

El presente estudio detalla la caracterización volcánica, geotécnica y estructural de las ignimbritas del Grupo Saraguro en el sector de Santa Isabel-Pucará. La investigación permitió determinar la secuencia estratigráfica completa y caracterizar estructural, volcánica y geotécnicamente estos productos ignimbríticos.

Partiendo del análisis bibliográfico, se estableció la metodología para desarrollar las actividades en campo, laboratorio y oficina, y de esta manera se verificó la información disponible del sector. El estudio de campo se realizó mediante la descripción de 63 secciones distribuidas en el área de estudio, de las cuales se describen 34 secciones más importantes.

Las descripciones y correlaciones establecidas mediante cortes geológicos de la zona, mostraron variaciones en las litofacies de los depósitos analizados, lo que permitió definir la estratigrafía detallada del sector y la ubicación de la Caldera que se denominó Pucará.

INDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADENCIMIENTO.....	IV
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN.....	V
DECLARACIÓN EXPRESA.....	VI
RESUMEN.....	VII
ÍNDICE GENERAL.....	VIII
ABREVIATURAS.....	XVI
SIMBOLOGÍA.....	XVII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XVIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XXV
CAPÍTULO 1.....	35
INTRODUCCIÓN	35
1.1 Ubicación del área de estudio	34
1.2 Antecedentes	35
1.3 Planteamiento del problema.....	37

1.4 Justificación.....	38
1.5 Hipótesis.....	38
1.6 Objetivos	40
1.6.1 Objetivo General	40
1.6.2 Objetivos Específicos	40
CAPÍTULO 2.....	35
MARCO TEÓRICO	35
2.1 Ignimbritas.....	43
2.1.1 Rasgos y génesis	43
2.1.2 Génesis de las corriente piroclásticas de densidad.....	44
2.1.3 Naturaleza de las corrientes de densidad piroclástica.	46
2.1.4 Cinética de los flujos piroclásticos.....	52
2.1.4.1 Temperatura y presión granular dispersa.....	55
2.1.4.2 Segregación en flujo granular.....	56
2.1.4.3 Fluidización	59
2.1.4.4 Segregación por fluidización.	61
2.1.4.5 Flotabilidad de los clastos.	63
2.1.5 Concentración y reología de las corrientes piroclásticas.....	63
2.1.6 Deflación	65
2.1.7 Proceso de soldadura	65
2.1.7.1 Factores que afectan el grado de soldadura	68
2.1.7.2 Efectos por el Agua	70
2.1.7.3 Mecanismos de Soldadura	70

2.1.7.4	Intensidad de soldadura	72
2.1.8	Reomorfismo	73
2.1.9	Clasificación de la Ignimbrita.....	75
2.1.10	Indicadores cinemáticos.....	77
2.2	Caracterización del macizo rocoso.....	79
2.2.1.	Rasgos, clasificaciones y principales técnicas de caracterización .	79
CAPÍTULO 3	52
GEOLOGÍA	52
3.1	Cinemática de Ecuador	84
3.1.1	Historia Tectono-Sedimentaria.....	87
3.2	Tectonismo Regional.....	92
3.3	Geología Estructural.....	97
3.3.1	Sistema de Fallas: Girón	100
3.3.2	Sistema de Fallas: Bulubulu	102
3.3.3	Sistema de Fallas: Jubones	102
3.3.4	Cinturón Ganarín.....	103
3.4	Marco Geológico	104
3.4.1	Estratigrafía	107
3.4.1.1	Rocas Metamórficas (M) (Jurásico).....	107
3.4.1.2	Unidad Pallatanga (Jurásico?-Cretácico Temprano).....	108
3.4.1.3	Unidad Yunguilla (Cretácico).....	108

3.4.1.4	Unidad Sacapalca (Paleoceno – Eoceno).....	109
3.4.1.5	Grupo Saraguro (Oligoceno – Mioceno).....	110
3.4.1.6	Formación Las Trancas (Oligoceno)	110
3.4.1.7	Formación La Fortuna (Mioceno)	111
3.4.1.8	Formación Jubones (Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano) 111	
3.4.1.9	Formación Santa Isabel (Mioceno Temprano – Mioceno Tardío) 112	
3.4.1.10	Formación Burrohuaycu (Mioceno Medio – Mioceno Tardío) 113	
3.4.1.11	Formación Uchucay (Mioceno Tardío)	114
3.4.1.12	Formación Turi (Mioceno Tardío)	115
3.4.1.13	Formación Turupamba (Mioceno)	116
3.4.1.14	Formación Tarqui (Mioceno Tardío)	116
3.4.1.15	Depósitos Cuaternarios.....	117
3.4.1.16	Rocas Intrusivas.....	118
CAPÍTULO 4.....		108
METODOLOGÍA.....		108
4.1	Trabajo de campo	120
4.1.1	Levantamiento geológico	120
4.1.2	Estratigrafía de las unidades volcánicas	121
4.1.3	Cartografía geológica.....	122
4.1.4	Estaciones geomecánicas.....	122
4.1.4.1	Características de la matriz rocosa	124
4.1.4.2	Características de las Discontinuidades.....	128
4.1.5	Clasificaciones geomecánicas	131
4.1.5.1	Calificador del macizo rocoso ("Rock Mass Rating"- RMR). 131	

4.1.5.2	Calificador de talud ("Slope Mass Rating" - SMR).....	137
4.2	Trabajo de laboratorio	141
4.2.1	Láminas petrográficas: preparación y análisis	141
4.2.1.1	Moda mineral mediante el análisis de imagen.....	146
4.2.2	Ensayo de compresión uniaxial: preparación y análisis	148
4.2.3	Preparación de las muestras para la obtención de difractogramas 151	
4.3	Trabajo de oficina.....	152
4.3.1	Análisis y digitalización de los datos: mapas.....	152
4.3.2	Análisis de material fotográfico y reconocimiento de los lineamientos estructural.....	153
4.3.3	Difratogramas.....	154
CAPÍTULO 5		155
DATOS		155
5.1	Secciones de campo	156
5.2	Estratigrafía y correlación.....	161
5.2.1	Sección 1	161
5.2.2	Sección 2	164
5.2.3	Sección 3	167
5.2.4	Sección 4	170
5.2.5	Sección 6	173
5.2.6	Sección 24	176
5.2.7	Sección 22	179

5.2.8	Sección 61	182
5.2.9	Sección 19	184
5.2.10	Sección 62	188
5.2.11	Sección 17	190
5.2.12	Sección 18	194
5.2.13	Sección 30	197
5.2.14	Sección 32	199
5.2.15	Sección 33	201
5.2.16	Sección 34	203
5.2.17	Sección 35	205
5.2.18	Sección 16	207
5.2.19	Sección 15	209
5.2.20	Sección 14	211
5.2.21	Sección 36	215
5.2.22	Sección 37	217
5.2.23	Sección 13	219
5.2.24	Sección 38	222
5.2.25	Sección 8	224
5.2.26	Sección 12	227
5.2.27	Sección 9	229
5.2.28	Sección 11	231
5.2.29	Sección 10	233
5.2.30	Sección 45	235
5.2.31	Sección 46	237
5.2.32	Sección 55	239
5.2.33	Sección 58	241
5.2.34	Sección 60	243
5.3	Difractometría	245

5.3.1	Muestra AH-12-04-17	245
5.3.2	Muestra SF1	246
5.3.3	Muestra AH-02	247
5.4	Caracterización geotécnica	249
5.4.1	Estaciones geomecánicas.....	249
CAPITULO 6.....		256
ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE DATOS.....		256
6.1	Estratigrafía del sector	257
6.1.1	Correlación 1 (C1).....	258
6.1.2	Correlación 2 (C2).....	259
6.1.3	Correlación (C3).....	260
6.1.4	Correlación 4 (C4).....	261
6.1.5	Correlación 5 (C5).....	262
6.1.6	Correlación 6 (C6).....	263
6.2	Fotografías satelitales	264
6.3	Volumen del material piroclástico expulsado e indtroducción de la caldera Pucará.....	265
6.4	Geotecnia.....	267
6.5	Discusión.....	271

CAPÍTULO 7..... 276

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... 276

ANEXOS

BIBLIOGRAFÍA

ABREVIATURAS

CDP	Corriente Piroclásticas de Densidad
ZTF	Zircon Fission Track
Fm.	Formación
NEE	Norest e del este
SSO	Sur del suroeste
SWW	Suroeste del oeste
RMR	Rock Mass Rating
SMR	Slope Mass Rating
RQD	Rock Quality Designation
NS	No Soldada
PS	Pobrementemente soldada
MS	Moderadamente soldada
DS	Densamente soldada
LAVA	Lava
UTM	Universal Transverse Mercator
WGS84	World Geodetic System 84
Ma	Millones de años
VEI	Índice de explosivida volcánica
FCP	Falla Calacalí - Pallatanga

SIMBOLOGÍA

°C	Grados centígrados
g/cm ³	Gramos/centímetros cúbicos
U	Uranio
Qtz	Cuarzo
Plg	Plagioclasa
Fld	Feldespato
Fldt	Feldespatoides
Bt	Biotita
Dp	Diopsido
An	Anortita
Zr	Zircon
Vrg	Virgilita
En	Enstatita
Cbt	Cristobalita
KN	Kilonewton
r/a	Relación de aspecto.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación de la zona de estudio Fuente: Avilez H., Flor A., 2017....	34
Figura 2.1 Génesis de las corrientes piroclásticas de densidad. (A) Colapso de un pulso simple de la columna eruptiva, (B) Explosión lateral, (C) Colapso parcial de la columna eruptiva, (D) Colapso del domo, (E) Colapso total de la columna eruptiva (F) Deslizamiento post-deposicional de una ignimbrita Fuente: Branney y Kokelaar, 2002 mod.....	46
Figura 2.2 Partes principales de una CDP. (A) Estructura idealizada (Simpson 1997). (B) Cabeza colgante resultante del ascenso de material menos denso. (C) La parte menos densa se expande por la ingesta de aire	47
Figura 2.3 Perfiles de velocidad para corrientes de densidad. Los niveles superiores (menos densas), se desplazan detrás de las partes bajas (más densas), como resultado de la resistencia ejercida por el aire.	48
Figura 2.4 Perfiles de velocidad para corrientes de densidad. Los niveles superiores se mueven rápidamente hacia la parte basal de la corriente, ejerciendo tracción.....	49
Figura 2.5 Segregación de material dentro de una corriente de densidad.....	50
Figura 2.6 Segregación vertical dentro de corrientes polidispersas turbulentas	53

Figura 2.7 Segregación por irregularidades en la superficie de los granos. (A) Los clastos de mayor tamaño de pumitas son atrapados fácilmente cuando su superficie es irregular, lo contrario sucede en (C). (B) Los pequeños clastos de pumitas sin importar su irregularidad, lo contrario sucede en (C). (C) Los pequeños clastos de pumitas sin importar su irregularidad en la superficie, son atrapados en los espacios vacíos dejados por los clastos de mayor tamaño....	54
Figura 2.8 Segregación inversa en un depósito ignimbrítico. (A) Flujo de CDP estable. (B) Corriente de densidad inestable.	58
Figura 2.9 Tipos de fluidización.....	60
Figura 2.10 Tipos de depósitos desarrollados experimentalmente en muestras de ignimbritas, sometidas a diversos estados de fluidización.	62
Figura 2.11 Modelos de emplazamiento de depósitos ignimbríticos (A) Grain dispersión del material, laminar. (B) Corriente de densidad sostenida, se expande y desarrolla una estratificación gradual basado en la densidad del material.	64
Figura 2.12 Esquema de la deposición de piroclastos calientes, aglutinación y cizallamiento dúctil dentro de una zona de cizalla subhorizontal en crecimiento, sobre la base de una corriente de densidad piroclástica de flujo granular.....	75
Figura 2.13 Diagrama mostrando las cinco principales categorías, definidas en base a la variación ‘continua’ de propiedades físicas.	77

Figura 2.14 Efecto generado sobre los clastos por la aerodinámica del flujo. (A) Interacción del flujo sobre un clasto angular. (B) interacción entre el flujo y un clasto subredondeado.....	78
Figura 3.1 Esquema tectónico de placa actual del noroeste de América del Sur (después de Baldock 1982, Litherland y otros, 1994) con las tasas actuales de convergencia y de dispersión. Fuente: Hungerbühler, D., 1997.	85
Figura 3.2 Sección transversal (A) y fotografía (B) a lo largo de la pendiente de la Quebrada Burrohuaycu en la zona sur de Santa Isabel. La ubicación de la sección se indica en La Fm. Burrohuaycu fue depositada de forma discordante sobre el bloque fallado de la Fm volcánica Santa Isabel, en un medio graben con una falla normal principal con tendencia inferida de SW-NE, al SE. Fuente: Hungerbühler (1997) y Helg (1997).	89
Figura 3.3 Dos secciones transversales en el área de Santa Isabel. Tener en cuenta que las secciones (A y B) se intersecan entre sí y las ubicaciones se dan en el mapa geológico (C). Fuente: Hungerbühler D., 1997; Pratt y otros, 1997a, b; Hammer, 1998.	91
Figura 3.4 Reconstrucción palinspática del S del Ecuador, durante el Mioceno Medio - Tardío. (A) Desplazamiento lateral del terreno Piñón - Macuchi. (B) Ingresiones marinas en las bahías de Cuenca y Loja.....	97
Figura 3.5 Mapa de la estructura general de la zona de estudio.....	100

Figura 3.6 Mapa geológico Pratt y otros, 1997. Dataciones establecidas por Hungerbülher D., 1997.....	107
Figura 4.1 Mapa con las secciones realizadas en la zona de estudio.....	121
Figura 4.2 Propiedades de las discontinuidades.....	130
Figura 4.3 Esquema de los pasos a seguir para la obtención de una lámina delgada a partir de una muestra de mano.....	142
Figura 4.4 Equipo mecánico empleado para el corte y desbaste de la muestra.	143
Figura 4.5 Equipo mecánico empleado para la etapa final del desbaste de la sección delgada.	144
Figura 4.6 Proceso de identificación de los componentes..	147
Figura 4.7 Cuantificación del porcentaje de los componentes de las muestras.	147
Figura 5.1 Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas. Secciones principales de la zona de estudio.	160
Figura 5.2 Mapa de ubicación de la sección 1.	161
Figura 5.3 Ubicación de la sección 2.	164
Figura 5.4 Mapa de ubicación de la sección 3.	167
Figura 5.5 Mapa de ubicación de la sección 4.	170
Figura 5.6 Mapa de ubicación de la sección 6.	173

Figura 5.7 Mapa de ubicación de la sección 24.	176
Figura 5.8 Mapa de ubicación de la sección 22.	179
Figura 5.9 Mapa de ubicación de la sección 61.	182
Figura 5.10 Mapa de ubicación de la sección 19.	184
Figura 5.11 Mapa de ubicación de la sección 62.	188
Figura 5.12 Mapa de ubicación de la sección 17.	190
Figura 5.13 Mapa de ubicación de la sección 18.	194
Figura 5.14 Mapa de ubicación de la sección 30.	197
Figura 5.15 Mapa de ubicación de la sección 32.	199
Figura 5.16 Mapa de ubicación de la sección 32.	201
Figura 5.17 Mapa de ubicación de la sección 34.	203
Figura 5.18 Mapa de ubicación de la sección 35.	205
Figura 5.19 Mapa de ubicación de la sección 16.	207
Figura 5.20 Mapa de ubicación de la sección 15.	209
Figura 5.21 Mapa de ubicación de la sección 14.	211
Figura 5.22 Mapa de ubicación de la sección 36.	215
Figura 5.23 Mapa de ubicación de la sección 37.	217
Figura 5.24 Fotografía con la secuencia estratigráfica interpretada de la sección 37.	218
Figura 5.25 Mapa de ubicación de la sección 13.	219

Figura 5.26 Mapa de ubicación de la sección 38.	222
Figura 5.27 Mapa de ubicación de la sección 8.	224
Figura 5.28 Mapa de ubicación de la sección 12.	227
Figura 5.29 Mapa de ubicación de la sección 9.	229
Figura 5.30 Mapa de ubicación de la sección 11.	231
Figura 5.31 Mapa de ubicación de la sección 10.	233
Figura 5.32 Mapa de ubicación de la sección 45.	235
Figura 5.33 Mapa de ubicación de la sección 46.	237
Figura 5.34 Depresión subcircular en dirección SW desde la sección 46.	238
Figura 5.35 Mapa de ubicación de la sección 55.	239
Figura 5.36 Rasgos geomorfológicos característicos de una CDP.	240
Figura 5.37 Mapa de ubicación de la sección 58.	241
Figura 5.38 Mapa de ubicación de la sección 60.	243
Figura 5.39 Difractograma interpretado de la muestra AH-12-04-17.	245
Figura 5.40 Difractograma interpretado de la muestra SF1.	246
Figura 5.41 Difractograma interpretado de la muestra AH-02.	247
Figura 5.42 Talud de la estación geomecánica 1.	249
Figura 5.43 Talud. Estación Geomecánica 2.	252
Figura 6.1 Cortes geológicos en la zona de estudio.	257
Figura 6.2 Correlación 1 (C1). Secciones 1, 6, 22, 24 y 62.	258

Figura 6.3 Correlación 2 (C2). Secciones 17, 33, 14, 13.	259
Figura 6.4 Correlación 3 (C3). Secciones: 8, 11 y 10.....	260
Figura 6.5 Correlación 4 (C4). Secciones 10, 11, 13 y 36.....	261
Figura 6.6 Correlación 5 (C5). Secciones: 45, 10 y 13.....	262
Figura 6.7 Correlación 6 (C6). Secciones: 60 y 58.....	263
Figura 6.8 Mapa geológico. Combinación de bandas 7-5-2.....	264
Figura 6.9 Estimación de Volumen para las Unidades J y K.....	265
Figura 6.10 Estimación de Volumen para las Unidades J y K.....	266
Figura 6.11 Análisis de las columnas estratigráficas establecidas por Hungerbülher (izquierda), Pratt y otros (centro), Avilez y Flor (derecha).	273
Figura 6.12 Secciones en desacuerdo con Pratt y otros., 1997.....	275
Figura 7.1 Imagen Satelital de la Caldera Pucará. Dirección del eje principal NNO-SSE	278

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Algunos mecanismos de soporte en corrientes de densidad piroclástica CDP, La mayoría de los clastos están soportados por una combinación de mecanismos.....	51
Tabla II. Calidad del macizo rocoso en función de la estimación del Rock Quality Desingation (RQD).	80
Tabla III. Valoración de un macizo rocoso, en base al Sistema Q.....	81
Tabla IV. Grado de meteorización de la matriz rocosa.....	125
Tabla V. Estimación de la Resistencia a Compresión Simple con el martillo geológico.	127
Tabla VI. Principales tipos de discontinuidades.....	130
Tabla VII. Parámetros básicos para el cálculo del RMR.....	133
Tabla VIII. Clasificación de acuerdo a las condiciones de las discontinuidades.	134
Tabla IX. Relación entre la dirección de las discontinuidades y la excavación.	135
Tabla X. Corrección por la dirección de las discontinuidades.	136
Tabla XI. Calidad de la roca en base al RMR corregido.....	136
Tabla XII. Parámetros F_1 , F_2 Y F_3 del SMR ("Slope Mass Rating").....	139

Tabla XIII. Corrección del F4 del SMR ("Slope Mass Rating").	140
Tabla XIV. Clasificación de taludes SMR ("Slope Mass Rating").	140
Tabla XV. Especificaciones técnicas del equipo empleado para el corte y desbaste de la muestra.	143
Tabla XVI. Especificaciones técnicas del equipo empleado para la etapa final del desbaste.	144
Tabla XVII. Especificaciones técnicas del microscopio empleado para el análisis de lámina delgada.	145
Tabla XVIII. Especificaciones técnicas del equipo empleado para la extracción del núcleo.	148
Tabla XIX. Especificaciones técnicas del taladro eléctrico que emplea la perforadora de núcleo.	149
Tabla XX. Especificaciones técnica de la prensa de compresión digital.	150
Tabla XXI. Bandas en una fotografía satelital Landsat 8.	153
Tabla XXII. Estaciones realizadas en campo con su respectiva ubicación. Coordenadas UTM WGS84-17S.	156
Tabla XXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 1.	162
Tabla XXIV. Descripción meso y microscópica de la Sección 1.	163

Tabla XXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 2.....	165
Tabla XXVI. Descripción meso y microscópica de la Sección 2.....	166
Tabla XXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 3.....	168
Tabla XXVIII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 3.	169
Tabla XXIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 5.....	171
Tabla XXX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 5.	172
Tabla XXXI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 6.....	174
Tabla XXXII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 6.	175
Tabla XXXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 24.....	177
Tabla XXXIV. Descripción mesoscópica de la muestra de la Sección 24.	178
Tabla XXXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 22.....	180

Tabla XXXVI. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 22.	181
Tabla XXXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 61.....	183
Tabla XXXVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 19.....	185
Tabla XXXIX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 19.	186
Tabla XL. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 19.	187
Tabla XLI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 62.....	189
Tabla XLII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 17.....	191
Tabla XLIII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 17.	192
Tabla XLIV. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 17.	193
Tabla XLV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 18.....	195

Tabla XLVI. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 18.	196
Tabla XLVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 30.....	198
Tabla XLVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 32.....	200
Tabla XLIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 33.....	202
Tabla L. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 34.	204
Tabla LI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 35.	206
Tabla LII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 16.	208
Tabla LIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 15.....	210
Tabla LIV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 14.....	212
Tabla LV. Descripción meso y microscópico de la muestra 1 de la Sección 14.	213

Tabla LVI. Descripción meso y microscópico de la muestra 2 de la Sección 14.	214
Tabla LVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 36.....	216
Tabla LVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 13.....	220
Tabla LIX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 13.	221
Tabla LX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 38.....	223
Tabla LXI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 8.	225
Tabla LXII. Descripción mesoscópica de la muestra de la sección 8.	226
Tabla LXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 12.....	228
Tabla LXIV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 9.....	230
Tabla LXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 11.....	232
Tabla LXVI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 10.....	234

Tabla LXXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 45.....	236
Tabla LXXVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 58.....	242
Tabla LXXIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 60.....	244
Tabla LXX. Porcentaje de minerales identificados en la muestra 12-04-17 el difractograma.....	246
Tabla LXXI. Porcentaje de minerales identificados de la muestra SF1 en el difractograma.....	247
Tabla LXXII. Porcentaje de minerales identificados en el difractograma de la muestra AH-02.....	248
Tabla LXXIII. Ficha de la estación geomecánica 1.....	250
Tabla LXXIV. Medidas estructurales de estación geomecánica 1.....	251
Tabla LXXV. Datos de compresión simple tomados en campo.....	252
Tabla LXXVI. Ficha de la estación geomecánica 2.....	253
Tabla LXXVII. Medidas estructurales de la estación geomecánica 1.....	254
Tabla LXXVIII. Datos de compresión simple de la estación geomecánica 2, medidos en campo.....	255
Tabla LXXIX. Datos de compresión simple, obtenidos en laboratorio.....	255

Tabla LXXX. Cuantificación <i>RMRBASICO</i>	267
Tabla LXXXI. Cuantificación del SMR.....	268
Tabla LXXXII. Cuantificación <i>Cuantificación</i> ICO	269
Tabla LXXXIII. Cuantificación (SMR).	270

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio está ubicada en el sur ecuatoriano, en los límites fronterizos entre las provincias de Azuay, El Oro y Loja. Comprende un área de 436 km cuadrados.

Las coordenadas UTM WGS84-17S de los puntos limítrofes son: 1(665905 m E, 9644078 m S), 2(684986 m E, 9644078 m S), 3(684986 m E, 9622407 m S), 4(665904 m E, 9622407 m S).

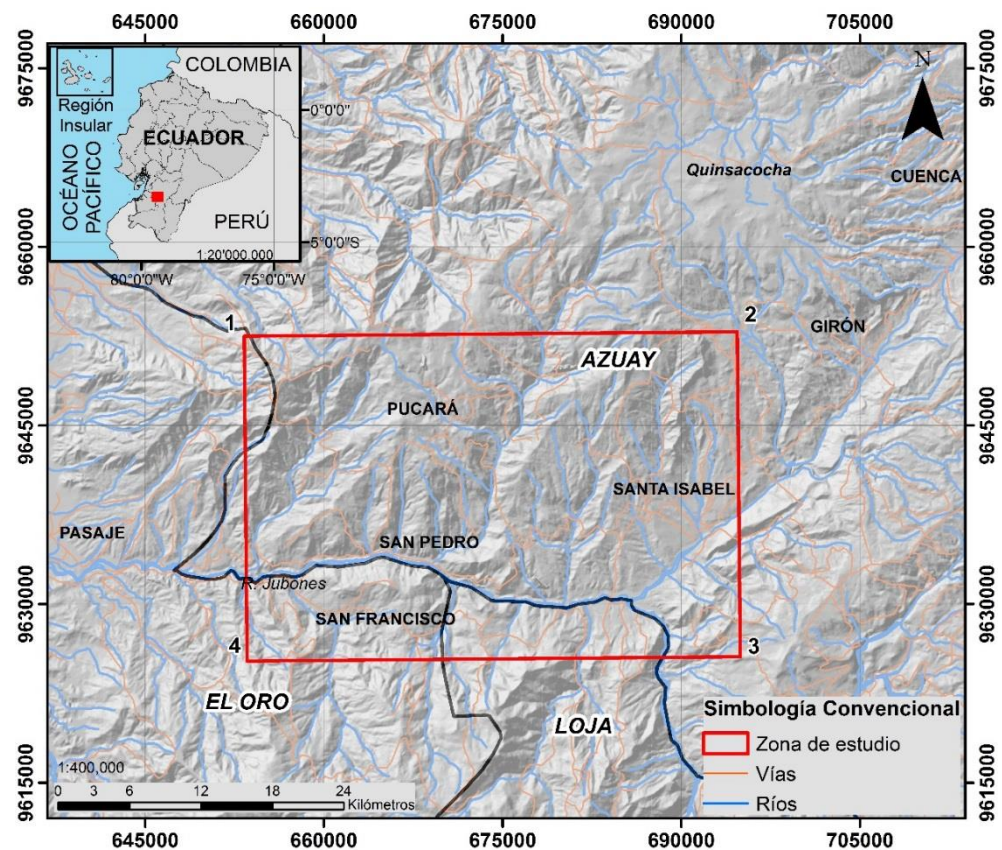


Figura 0.1 Ubicación de la zona de estudio

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017

1.2 Antecedentes

El desarrollo de este proyecto requiere el estudio y entendimiento de los depósitos volcánicos denominados Ignimbritas, y la interpretación de la información recopilada de la zona de estudio. La base bibliográfica para el estudio de las Ignimbritas comienza con los trabajos de Branney y Kokelaar, 1992, 2002; Grunder y Russell, 2004; y Grunder y otros, y otros 2005 y se complementa con otros trabajos hechos en ignimbritas de otros lugares en el mundo.

Hungerbühler (1997), realiza un análisis detallado de la estratigrafía, sedimentología e historia deformacional de las diferentes cuencas Neogénicas en los Andes del sur ecuatoriano (la cuenca de Cuenca fue investigada por Steinmann, 1997). La serie de llenado de cuencas, registran eventos de elevación y deformación, por lo tanto, son buenos representantes para la evolución de los Andes ecuatorianos en el Terciario Tardío. Por otro lado, Steinmann y otros, y otros (1999), muestra la cronoestratigrafía de la serie de cuencas, la cual fue establecida por datación con la metodología de traza de fisión de zircón en un total de 120 capas de tefra, estimando la fechas de los principales eventos tectónicos a través de las secuencias estratigráficas bien conocidas y de las discrepancias intermedias.

Posteriormente, Hungerbühler, y otros 2002, analizan las formaciones volcánicas y sedimentarias terciarias entre 2° S y 4° S, con el fin de desarrollar un modelo geodinámico de la región. Los autores definen a la serie sedimentaria neogénica como discordante sobre formaciones metamórficas, sedimentarias y volcánicas que han sido deformadas y erosionadas. También usan resultados sedimentológicos y estratigráficos para discutir la configuración tectónica de la sedimentación del Neógeno en el dominio del antearco y arco del sistema de subducción ecuatoriano. Finalmente, demuestran que el área del antearco y arco andino del Neógeno en el sur de Ecuador, fue un sitio de variable actividad tectónica, que sería impulsada por la colisión y acoplamiento de la Cordillera de Carnegie con el margen ecuatoriano desde $\approx 15-9$ Ma.

Los documentos de Branney y Kokelaar (2002), Grunder y Russell (2005), Grunder, y otros. (2005) ayudan a comprender los conceptos básicos de los depósitos ignimbríticos. Mientras que la tesis doctoral de Hungerbühler (1997) permite tener información de la cronología de las unidades que conforman el área de estudio y con ello mantener los nombres de las formaciones geológicas.

1.3 Planteamiento del problema

En el sector de Pasaje-Santa Isabel se encuentran secuencias ignimbríticas con espesores variables (Hurgenbuhler, y otros 2002), desde 1 metro hasta 600 metros. Estos depósitos, generados por corrientes piroclásticas de densidad (CDP - Branney y Kokelaar, 2002), son caracterizados por su importante cobertura areal y se encuentran estrechamente relacionados con eventos volcánicos muy intensos que a su vez pueden generar la caldera (Walker y otros, y otros 1980).

Estos depósitos pertenecen al Grupo Saraguro (20-29 Ma) y al Grupo Santa Isabel (18–9 Ma) (Pratt, y otros 1997). La bibliografía actual presenta información vulcanológica poco detallada sobre los rasgos de los depósitos de estos grupos y tampoco sobre la ubicación del centro eruptivo.

Los depósitos muestran litofacies proximales hasta distales, siendo la evidencia de procesos eruptivos que los generaron en diferentes periodos de tiempo (Cas y Wright, 2012).

El diferente grado de soldadura de las ignimbritas, juntamente con la velocidad de enfriamiento del material y el tectonismo, han fracturado los diferentes macizos rocosos generando inestabilidad en ellos. Lo que

vuelve a la zona de estudio vulnerable a sufrir caída de bloques por rotura planar, cuña y volcamiento.

¿Las variaciones en las litofacies de los depósitos piroclásticos presentes en la zona de estudio, permiten establecer la ubicación de la posible fuente eruptiva?

1.4 Justificación

Con esta investigación se busca complementar a detalle la información estratigráfica, petrográfica y estructural del Grupo Saraguro y las Unidades superiores

Determinar el comportamiento geotécnico en los taludes más inestables en la vía Santa Isabel – Girón, lo que permite dar una propuesta de estabilización y con ello evitar la caída de bloques sobre la calzada de la vía.

1.5 Hipótesis

Las variaciones en las litofacies de las diferentes unidades ignimbríticas, permiten reconstruir la probable ubicación de la posible fuente eruptiva que origina los flujos piroclásticos.

En la vía Pasaje-Santa Isabel se encuentran afloramientos de materiales volcánicos, que en bibliografía pertenecen al Grupo Saraguro. En campo

se identifican como unidades ignimbríticas, resultado de la deposición de diferentes corrientes piroclásticas de densidad, que son el resultado de diferentes eventos volcánicos que las generaron. Las variaciones en las litofacies permiten la localización de la posible fuente eruptiva que origina los flujos piroclásticos.

En la zona de estudio existen gran número de taludes elaborados sobre macizos rocosos parcial o totalmente fracturados por discontinuidades. Estas son generadas por el enfriamiento del material o por la actividad tectónica. Por ello una parte de esta investigación busca establecer la calidad de los macizos con mayor inestabilidad y posible medida de sostenimiento.

Por medio de las medidas de sostenimiento, determinada por el estudio de calidad del macizo rocoso en taludes con mayor inestabilidad, la vía Girón - Santa Isabel y el área circundante, gozará de mayor seguridad.

1.6 Objetivos

1.6.1 Objetivo General

Determinar la secuencia estratigráfica completa y caracterizar estructural, vulcanológica y geotécnicamente los productos ignimbríticos en el distrito volcánico de Santa Isabela – Girón para determinar la geometría de esta provincia petrográfica.

1.6.2 Objetivos Específicos

- Estudiar la estratigrafía y la secuencia cronológica de las unidades volcánicas presente en el sector Pucará- Santa Isabel, mediante el estudio de campo en la vía Pasaje – Santa Isabel, para la reconstrucción de la secuencia deposicional.
- Identificar los productos volcánicos, mediante análisis litológico, petrográfico y cristalográfico, para la definición las propiedades de las unidades.
- Analizar de forma crítica los mapas geológico-estructural disponibles en bibliografía, relacionando los datos de espesor medidos en campo, para la determinación de la magnitud, escala VEI de la erupción y las primeras hipótesis sobre los procesos eruptivos que sucedieron en el pasado en zona de estudio.

- Caracterizar los macizos rocosos inestables, empleando métodos geotécnicos, para la generación de una posible solución para estabilizarlo.

CAPÍTULO 2

MARCO TEÓRICO

1.7 Ignimbritas

1.7.1 Rasgos y génesis

Las ignimbritas son depósitos de corriente piroclásticas de densidad (CDP) (Branney y Kokelaar, 2002).

Las corrientes piroclásticas se originan a partir de una erupción volcánica de alta energía, por lo tanto, corresponde al parámetro principal en su análisis. Pueden ser eventos de corta duración (*waxing, waning*), o de un intervalo de tiempo superior (*quasi-stable*) (Branney y Kookelar, 2002)). *Waning* y *waxing* representan respectivamente las fases de aumento de energía de la erupción y la siguiente fase de disminución de la energía eruptiva.

A su vez el contenido del material que conforma este tipo de depósito va acorde a la energía liberada durante los pulsos eruptivos, por ello se debe tener en cuenta la génesis de la corriente (tipo de erupción).

En las corrientes que se inician de erupciones explosivas, la concentración de material disperso por la erupción está en función de: (1) la reología del magma y el flujo de masa; (2) el contenido de volátiles y la tasa de exsolución; (3) el tamaño, la abundancia de grietas y vesículas; (4) tamaño, abundancia y abundancia de líticos.

(Sparks, y otros 1997a; Dingwell, 1998; Navon y Lyakhovsky, 1998; Alidibirov y Dingwell, 2000).

1.7.2 Génesis de las corriente piroclásticas de densidad

La mayoría de corrientes piroclásticas se forman a partir de colapso parcial o total en el sector de la columna eruptiva denominada *gas thrust*. Una vez en superficie el material se desplaza sobre la topografía del sector (Sparks, y otros 1997a). Durante este proceso puede desarrollarse una erupción pliniana o subpliniana también que la erupción se encuentra en una fase de *waning*. En este caso las ignimbritas presentan un alto contenido de pumitas. Inclusive llegan a formar capas de este material, denotando claramente la formación de la pluma eruptiva (Ver figura 2.1a)

La dirección de la erupción, puede variar de vertical a lateral. Ejemplos de este tipo de erupción lateral son la erupción de Bezymianny del 30 de marzo de 1956 (Bogoyavlenskaya, y otros 1985) y la erupción del Monte Santa Elena el 18 de mayo de 1980 (Hoblitt 1986).

Este tipo de erupciones son el resultado de una liberación de gran cantidad de energía, capaz de destruir en gran parte el edificio volcánico (ver figura 2.1b). Estos eventos son de corta duración y

muy inestables (*waxing*), las ignimbritas formadas en este evento son de poco volumen ($<1\text{km}^3$ de volumen). (Papanicolaou y List 1988; Anilkumar y otros, 1993).

En caso de que el material pumítico esté ausente en las ignimbritas en forma de capas, se puede deber a: (1) Una erupción en la cual existe precipitaciones plinianas durante la fuente piroclástica (ver figura 2.1c) (Carey y otros., 1988). (2) “*Low piroclastic fountaning*”, las denominadas erupciones “*Boiling over*” (ver figura 2.1e), donde la mezcla del material expulsado con el aire aumenta bruscamente su densidad, lo que impide la formación de la pluma eruptiva y por ende la formación de pumitas.

Otras tipologías de corriente piroclásticas se generan por colapso del domo de la estructura volcánica. Este proceso conlleva que el material sea fragmentado por la acción de esfuerzos inducidos por gradientes térmicos, ocasionando la formación de un gran número de fallas (Mellors y otros., 1988) (Ver Figura 2.1d). Proceso similar pasa por colapso de depósitos ignimbríticos recién formados y caracterizado por bajo grado de cohesión (Ver Figura 2.1f)

Similarmente, el alto contenido de volátiles en la mesostasis entre los cristales anhidros genera la decrepitación explosiva de bloques de lava microcristalinos (Sparks, 1997).

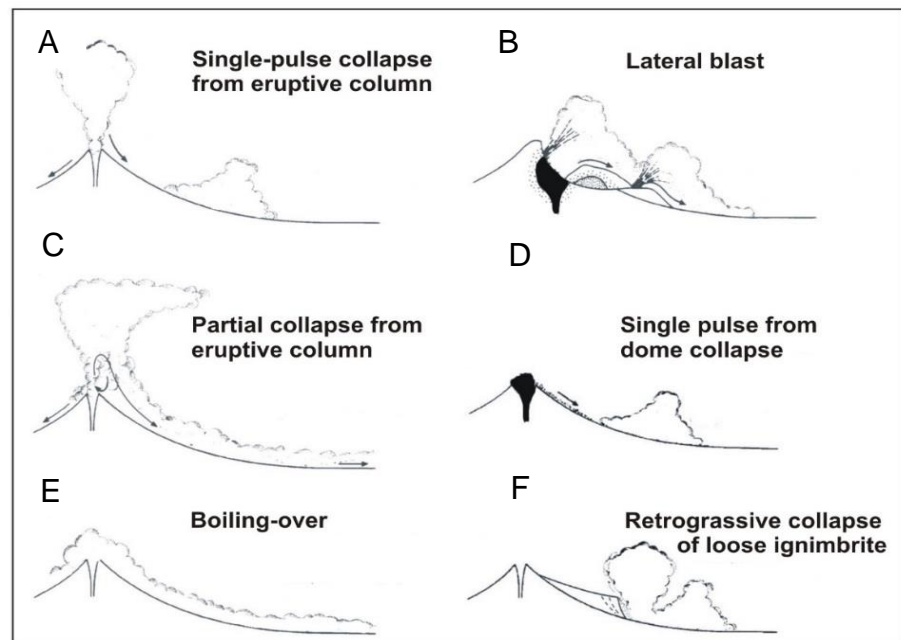


Figura 0.1 Génesis de las corrientes piroclásticas de densidad. (A) Colapso de un pulso simple de la columna eruptiva, (B) Explosión lateral, (C) Colapso parcial de la columna eruptiva, (D) Colapso del domo, (E) Colapso total de la columna eruptiva (F) Deslizamiento post-deposicional de una ignimbrita

Fuente: Branney y Kokelaar, 2002 mod.

1.7.3 Naturaleza de las corrientes de densidad piroclástica.

Una corriente piroclástica generada por un solo pulso eruptivo, puede ser de diferentes formas. Generalmente la parte frontal del

flujo tiene forma de "nariz", seguido de una "cabeza" de mayor espesor y un cuerpo de arrastre largo que termina en una "cola" (ver figura 2.2). (Middleton 1970; Simpson 1997; Kneller y Buckee 2000)

La morfología de la corriente piroclástica se encuentra directamente relacionada con la interacción entre la atmosfera y el flujo, la superficie por la que se desplaza y sobre todo por las propiedades intrínsecas de la corriente (densidad y velocidad).

Todo el material contenido en el flujo viaja con una velocidad descendiente en dirección a la cola. Comúnmente la corriente es deposicional, sin embargo, puede ser erosivo y no deposicional a durante su desplazamiento.

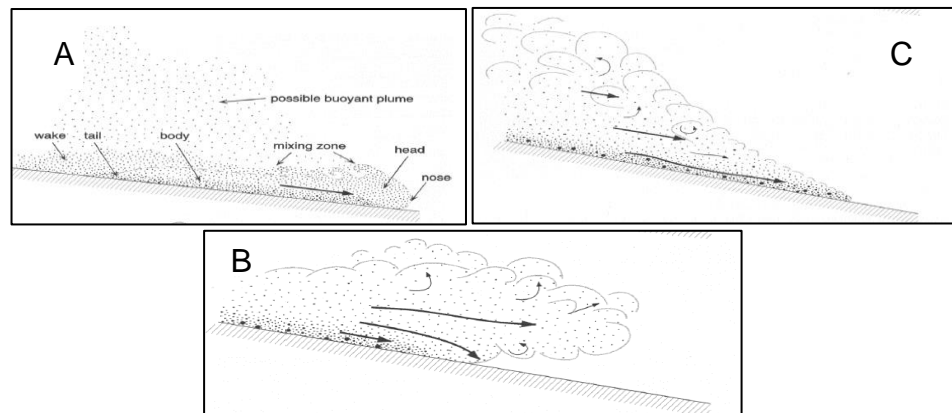


Figura 0.2 Partes principales de una CDP. (A) Estructura idealizada (Simpson 1997). (B) Cabeza colgante resultante del ascenso de material menos denso. (C) La parte menos densa se expande por la ingesta de aire

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

Determinar con exactitud la velocidad, partiendo del estudio del depósito que posee una corriente piroclástica durante su desplazamiento es casi imposible. El trabajo de Roche (2015) presenta modelo del cálculo de la velocidad limitado a casos específicos de flujo piroclástico. La expansión térmica y el 'lofting' disminuyen la velocidad de avance del flujo, la cual varía conforme interactúa con la paleotopografía, depositando el material más grueso en la base. (Huppert y otros, 1986)

El perfil de velocidad de una corriente depende de su forma y por ende de las interacciones antes mencionadas. Si la expansión térmica genera la "cabeza" del flujo, esta parte va a ser superada en velocidad por el material de mayor densidad ubicado en la base de la corriente (ver figura 2.3).

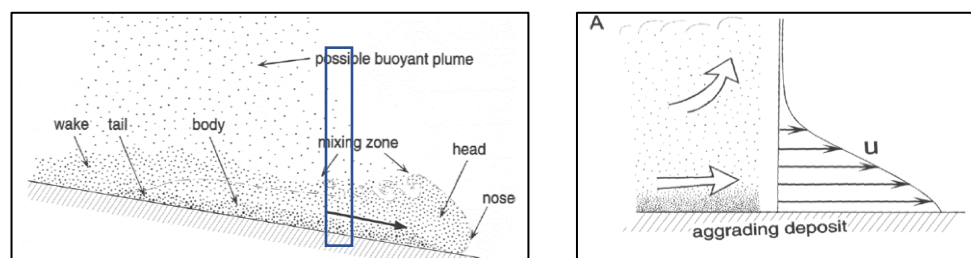


Figura 0.3 Perfiles de velocidad para corrientes de densidad. Los niveles superiores (menos densas), se desplazan detrás de las partes bajas (más densas), como resultado de la resistencia ejercida por el aire.

Fuente: Branney. M, Kokelaar P., 2002.

En caso de que la parte basal sean de baja concentración, ejercen cizallamiento en una fase relativamente lenta (ver figura 2.4).

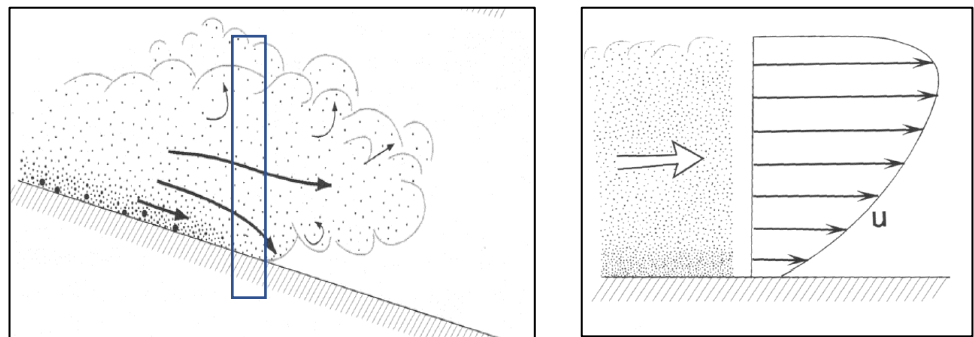


Figura 0.4 Perfiles de velocidad para corrientes de densidad. Los niveles superiores se mueven rápidamente hacia la parte basal de la corriente, ejerciendo tracción.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

Las corrientes piroclásticas generados de ignimbritas han sido modeladas bajo ciertos parámetros: flujo con un contenido variable de flujo de grano "*grainflows*" (Denlinger 1987; Dobran y otros, 1993; Straub 1994), capas semi-fluidizadas (Sparks 1976; Wilson 1980, 1984), suspensiones turbulentas de bajas concentraciones (Valentine 1987) y 'plug flows' (Wright y Walker 1981; Battaglia 1993).

La heterogeneidad presente en las ignimbritas, implican una gama de mecanismos que permiten la suspensión del material durante su transporte. (ver tabla 2.5)

La segregación de los componentes junto con los mecanismos de soporte del material, determinan las litofacies de las ignimbritas. Los niveles de concentración se pueden efectuar dentro de la corriente piroclástica, en el límite del flujo y dentro del depósito de compactación.

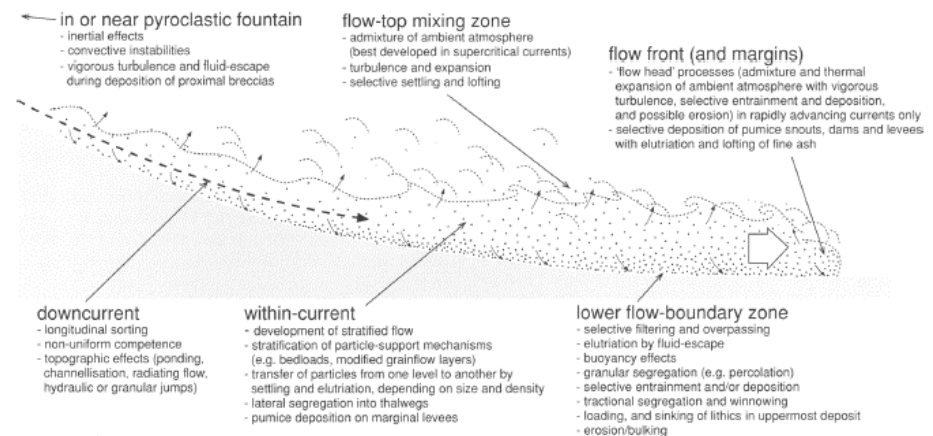


Figura 0.5 Segregación de material dentro de una corriente de densidad.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

Tabla I. Algunos mecanismos de soporte en corrientes de densidad piroclástica CDP, La mayoría de los clastos están soportados por una combinación de mecanismos.

CORRIENTES COMPLETAMENTE DILUIDAS	CORRIENTES “FLUID-BASED”	AGGRADING DEPOSITS
Suspensión por turbulencia del fluido	Suspensión por turbulencia del fluido (importante en los niveles superiores de la corriente)	
Soporte de sustrato intermitente	Soporte de sustrato intermitente (Clastos de orden decimétrico y métrico, saltación y deposición temporal)	
Tracción (rodar o deslizarse a lo largo del sustrato)	Tracción (laminación y/o deslizamiento de clastos grandes a lo largo de la superficie de contacto)	Soporte del sustrato
	Interacción de los granos (en algunos casos solo en niveles inferiores)	Posible conducción por temperatura, generada por la corriente
	Deposición discontinua (en los niveles inferiores)	“Setting” Deposición discontinua (en los depósitos compactos superiores de un sector de deposición caracterizado por escape de fluido)
	Escape de fluidos y elutriación (en clastos pequeños y grandes)	Escape de fluidos y elutriación (en clastos pequeños y grandes)
	Exceso de presión del fluido en los poros (especialmente en las partes más bajas)	Exceso de presión del fluido en los poros
	Flotabilidad del material.	Flotabilidad del material.
		resistencia a fluir (contactos cuasi-estáticos)

Fuente: Branney M., Kokelaar J., 2002.

1.7.4 Cinética de los flujos piroclásticos.

Durante el desplazamiento del flujo piroclástico, el material tiende a segregarse verticalmente, en general la turbulencia suspende completamente a los clastos de menor tamaño y/o baja densidad, incluyendo ceniza.

Los clastos de mayor tamaño y/o alta densidad son transportados en la zona del límite de flujo, suspendidos intermitentemente, generando esfuerzos de tracción con la superficie por la cual se desplaza el flujo piroclástico (ver figura 2.6).

Los esfuerzos de tracción permiten a los clastos disminuir su velocidad y con ello permitir su depositación temporal o permanentemente. Si la corriente posee una alta energía los materiales más densos erosionan el sustrato al seguir desplazándose, suspendidos intermitentemente. (Li y Komar 1992 y sus referencias).

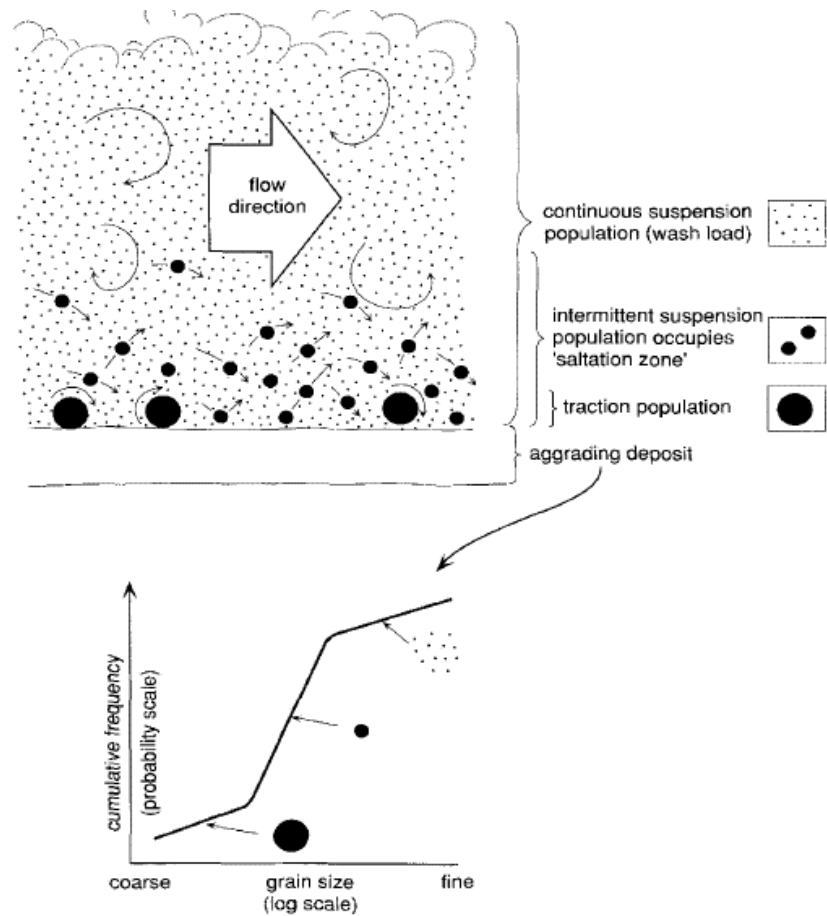


Figura 0.6 Segregación vertical dentro de corrientes polidispersas turbulentas
Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

La saltación del material transportado varía de manera exponencial negativa con respecto a la altura sobre el límite del flujo (Zingg, 1953; Williams, 1964). Este fenómeno se genera debido al rebote del clasto sobre el sustrato y la turbulencia de la corriente piroclástica. (Einstein y Chien, 1955; Chepil, 1961).

Otro tipo de saltación se produce cuando los clastos rebotan (ver figura 2.7) por el impulso generado en cada colisión con los demás clastos debido a la gravedad y se denomina *debris fall* (Nemec 1990)

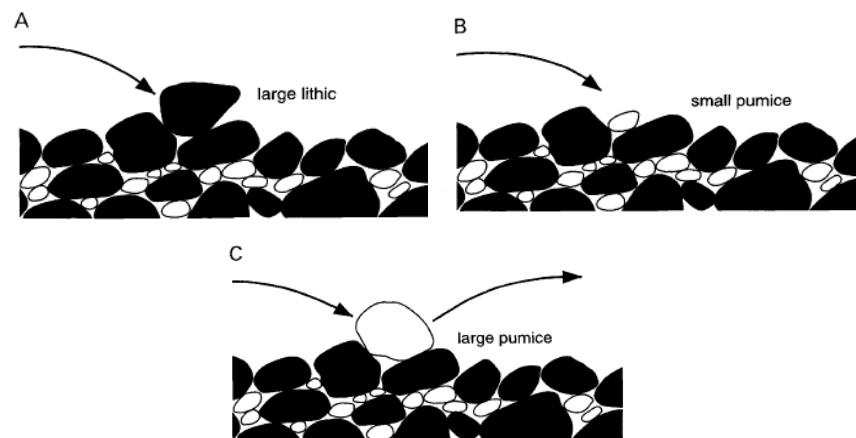


Figura 0.7 Segregación por irregularidades en la superficie de los granos. (A) Los clastos de mayor tamaño de pumitas son atrapados fácilmente cuando su superficie es irregular, lo contrario sucede en (C). (B) Los pequeños clastos de pumitas sin importar su irregularidad, lo contrario sucede en (C). (C) Los pequeños clastos de pumitas sin importar su irregularidad en la superficie, son atrapados en los espacios vacíos dejados por los clastos de mayor tamaño.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

Según (Nemec, 1990), existe la posibilidad de que los clastos de mayor tamaño sean transportados una distancia que supere a la del material más fino (*overpassing*). Este proceso es debido a que: (1) los clastos se proyectan desde el límite del flujo; (2) durante el

'debris fall' el clasto adquiere un mayor impulso y (3) los clastos de mayor tamaño se deslizan sobre los de menor tamaño, restringiendo la suspensión del material fino.

1.7.4.1 Temperatura y presión granular dispersa

Durante el desplazamiento del flujo, los clastos vibran de manera similar al movimiento térmico de las moléculas en la teoría de los gases (Ogawa, 1978; Campbell y Brennen, 1983).

La temperatura granular genera una presión que gobierna la tasa de transferencia de masa y momento. Esta presión es insuficiente para mantener los clastos suspendidos en una zona del flujo. Sin embargo, logran hacerlo mediante cizallamiento (Campbell y Brennen, 1985).

La relación temperatura – presión obliga a las partículas a separarse (Bagnold, 1954), causando dilatación en el flujo. Siendo un mecanismo importante para el soporte de los clastos (Bagnold, 1954; Lowe 1976; Walton 1983).

Las corrientes donde los valores de temperatura granular son relativamente altos, pueden incluir dos tipos de fluido granular:

- Flujos de granos (verdaderos), el fluido intersticial es irrelevante.
- Flujos modificados (Lowe, 1982), ocurren en las partes basales de la corriente piroclástica de densidad estratificadas.

El gas intersticial, al fluir por los conductos, juega un papel muy importante, puesto que modifica el perfil de velocidad y las características de disipación de la energía en flujos desarrollados. (Zhang y Reese 2000 y sus referencias)

1.7.4.2 Segregación en flujo granular

Las segregaciones de las partículas en flujo granular se produce de acuerdo a las características de los clastos (tamaño, densidad y/o forma - Williams, 1976 y Dolgunin y otros, 1998) y puede ser influenciados por

la circulación del fluido intersticial (Möbius y otros, 2001).

Una agradación inversa se genera según Bagnold (1954), en corrientes piroclásticas de densidad dominadas por colisiones granulares. El cizallamiento ocasiona un gradiente de fuerzas dispersivas, dando lugar a que los clastos migren a una zona del flujo donde el cizallamiento es menor.

Sparks (1975) y Druitt y Sparks(1982) atribuyen que la segregación inversa en un depósito ignimbrítico se debe a la interacción de los clastos de mayor tamaño sobre los más finos, siendo el parámetro fundamental la rugosidad. Scott y Bridgewater, (1975) y Savage y Lun(1988), agrega la percolación de los clastos como el parámetro que favorecer la deposición inversa (ver figura 2.8).

Sin embargo, estos modelos de segregación son inadecuados para describir la variabilidad en las direcciones de los clastos. Por ello, Knight y otros, (1993) define como parámetro a los movimientos de

convección dentro del flujo. Möbius y otros, (2001), Forterre y Pouliquen (2001), afirman que los movimientos de convección son generados por la circulación del fluido intersticial.

Savage y Lun (1988), mencionan dos mecanismos de segregación inversa. La primera corresponde a un "tamizado" fluctuante aleatorio, permitiendo que las partículas de menor tamaño se filtren por los espacios vacíos, ocupando los niveles inferiores del depósito. El segundo mecanismo "*termed squeeze expulsion*", mantiene una relación con la presión dispersiva.

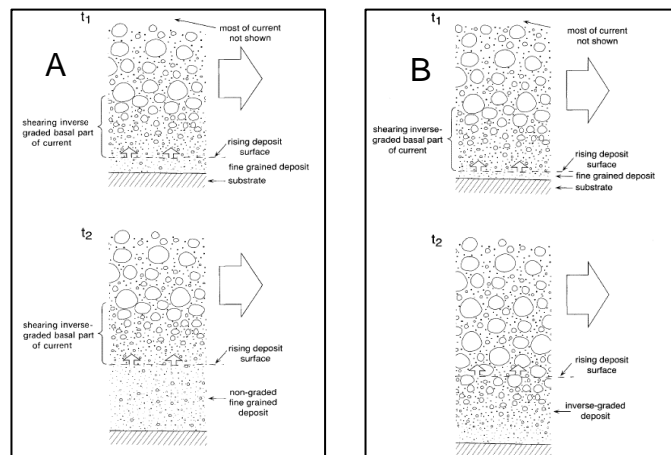


Figura 0.8 Segregación inversa en un depósito ignimbrítico. (A) Flujo de CDP estable. (B) Corriente de densidad inestable.
Fuente: Branney M. y Kokelaar P., 2002.

1.7.4.3 Fluidización

La fluidización es considerada uno de los mecanismos primordiales para el transporte y clasificación de una corriente piroclástica de densidad (McTaggart, 1960; Sparks, 1976, 1978; Wilson, 1980, 1984; Carey, 1991; Francis, 1993). Está relacionada con la viscosidad del flujo y por el contraste de densidad entre los líticos y ese fluido.

La fluidización consiste en la circulación de corrientes de gas de forma ascendente, soportando el material de menor tamaño. Por ello se considera a la corriente piroclástica como un flujo semi-fluidizado. (Sparks, 1976; Wilson 1980). Los líticos de mayor tamaño se suspenden por otros mecanismos.

Experimentalmente (Botterill y Halim, 1978; Ishida y Hatano, 1983), crearon seis tipos de fluidización (ver figura 2.9).

“Flow fluidization”: el gas asciende y soporta las partículas.

“*Bulk self – fluidization*”: el material es suspendido por gas ascendente generado en el frente de la corriente piroclástica. Es más eficaz en una corriente piroclástica con alta concentración.

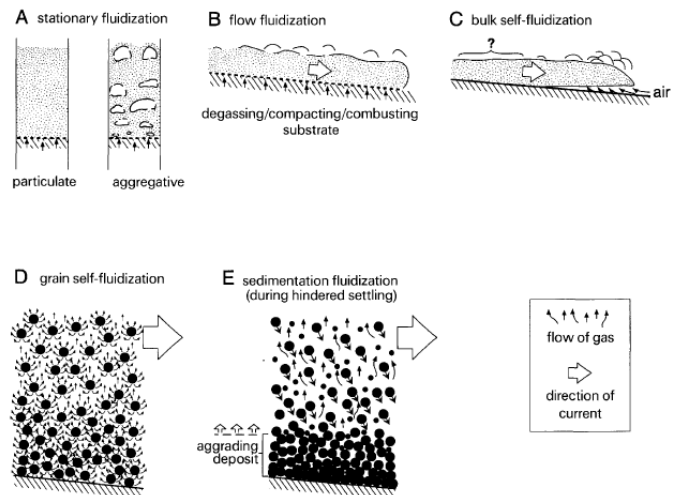


Figura 0.9 Tipos de fluidización.
Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

Grain self-fluidization: el gas resulta de fragmentos de vidrio juveniles calientes y de pumitas (Sparks, 1978), otra fuente se genera cuando la corriente piroclástica se desplaza sobre una capa de hielo o si lo hace sobre una zona con abundancia vegetal, puesto que la madera combustiona y libera gases hacia el tope del flujo.

“*Sedimentation fluidization*”: se genera por la descompresión de los gases ascendentes, permitiendo que el material deje de estar en una zona de suspensión y pasen a depositarse (Druitt y Sparks, 1982).

1.7.4.4 Segregación por fluidización.

La segregación por fluidización puede ser afectada por la humedad. Si los valores de humedad son bajos, los efectos electrostáticos afectan la segregación; en el caso opuesto produce la adhesión de los clastos. (Hoffmann y Romp, 1991).

Se distinguen tres tipos de segregaciones (ver figura 2.10), generadas por fluidización, siendo el parámetro principal el flujo de gas liberado (Wilson, 1980). El tipo 1, es generado por bajos niveles de gas, el entrelazado de las partículas impide la segregación y elutriación. (Wilson, 1980).

El tipo 2 es producido por un moderado flujo de gas, fluidizando completa o de forma parcial la fracción de material fino. Este permite la formación de la cola

gruesa de pumitas y líticos de lapilli, con un nivel de elutriación limitado.

Si el flujo de gas es mayor y se encuentra en un estado de turbulencia, provoca "burbujeo" y canales. Este flujo de gas generan fuerte elutriación de ceniza fina, una segregación eficiente de pumitas y la formación de estructuras en forma de tubo, lentes y capas (tipo 3).

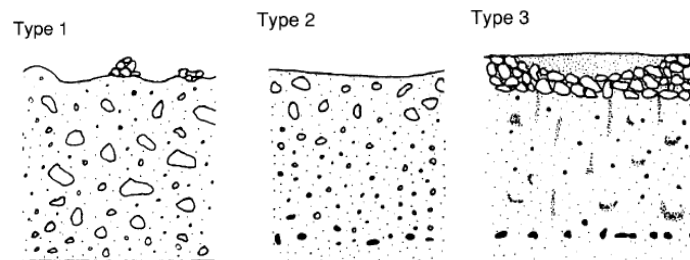


Figura 0.10 Tipos de depósitos desarrollados experimentalmente en muestras de ignimbritas, sometidas a diversos estados de fluidización.

Fuente: Wilson C., 1980.

La tasa de depositación de una corriente piroclástica puede variar por la disminución en la velocidad de los clastos dentro del flujo , por las colisiones entre ellos,

o por interacción con los fluidos internos. (Selim y otros, 1983)

1.7.4.5 Flotabilidad de los clastos.

La velocidad de asentamiento o flotabilidad de un clasto, sumergido en una corriente fluida estacionaria, está en función del contraste de las densidades del clasto y el su entorno respectivamente.

Cuando la concentración de una corriente piroclástica aumenta, las partículas del flujo generan fuerzas de empuje sobre la superficie del clasto, por lo cual su peso efectivo disminuye con relación al flujo.

La flotabilidad puede hacer que los clastos de pumitas asciendan a la parte superior de la corriente piroclástica (Wilson, 1980). Siendo un mecanismo de segregación inversa en los depósitos ignimbríticos (ver figura 2.10).

1.7.5 Concentración y reología de las corrientes piroclásticas

Los depósitos ignimbríticos poseen un alto o bajo contenido de clastos, con valores similares al momento de la erupción. El tamaño de estos clastos en la parte proximal a la fuente es de un orden de

“bloques”, con respecto a los ubicados en la parte distal del depósito (ceniza). (Ver figura 2.11)

La presencia de bloques es la evidencia que la corriente original poseía una resistencia al flujo suficiente para soportar estos bloques durante su transporte (Francis, 1993). Otra explicación refiere que la corriente durante su transporte se comporta como un flujo newtoniano a través del cual los bloques fueron aglutinados gradualmente. Su disposición (altura) en la capa del flujo está en función de la viscosidad, velocidad y distancia de transporte actual. (Freundt y Schmincke, 1986).

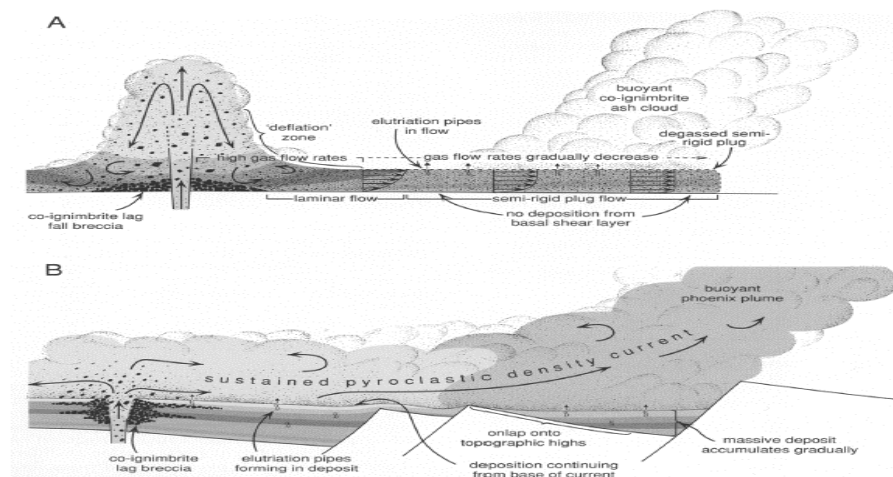


Figura 0.11 Modelos de emplazamiento de depósitos ignimbéricos (A) Grain dispersión del material, laminar. (B) Corriente de densidad sostenida, se expande y desarrolla una estratificación gradual basado en la densidad del material.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

1.7.6 Deflación

Una vez generada la corriente piroclástica por la erupción, el material se desplaza por la paleo-topografía del sector, depositando gradualmente el material durante su interacción. Una vez depositado el flujo, el material comienza a densificarse. Sheridan y Ragan (1975), introdujeron el término deflación para referirse a la pérdida del espesor del material depositado.

A pocos kilómetros de la fuente, generalmente se deposita una ignimbrita masiva, rica en finos con una matriz de lapilli. Son el registro de un flujo laminar o semi-fluidizado de alta concentración por deflación, proveniente de una erupción pliniana. (Walker, 1985)

El alto porcentaje de material fino que conforma el material ignimbrítico proximal, se debe a que el tiempo de residencia a una dispersión en la parte basal de la pluma eruptiva es de sólo decenas de segundos (Wohletz y Valentine 1990). Por ello en la actualidad se cree que la mayoría de corrientes piroclásticas provienen de la parte central del "gas-thrust". (Sparks y otros, 1997).

1.7.7 Proceso de soldadura

En naturaleza las ignimbritas pueden presentarse soldadas y no soldadas (Walker, 1972). En vulcanología, la soldadura se expresa

por las dramáticas variaciones en la textura, estructura y propiedades físicas de los depósitos fragmentales (Smith, 1960a, b; Ross y Smith, 1961; Ragan y Sheridan, 1972; Peterson, 1979; Streck y Grunder, 1995; Quane y Russell, 2004; Mulas, 2013). El proceso de soldadura provoca la densificación de los depósitos volcánicos mediante mecanismos de deformación que incluyen compactación y procesos que ocurren en un flujo viscoso que incluye sinterización (adhesión de fragmentos fundidos) y deformación de clastos vítreos (Smith, 1960b; Guest y Rogers, 1967; Riehle y otros, 1995).

La soldadura está influenciada por la interacción dinámica de diversos factores que rigen los procesos de erupción, emplazamiento y enfriamiento. Los depósitos volcánicos soldados, entre los que se incluyen los aglutinados, están geográficamente y temporalmente expandidos en la Tierra (Cook, 1959) y también se interpretan que también ocurren en otros cuerpos planetarios (por ejemplo, Mars: Crown y Greeley, 1993; y Ío: McEwen y otros, 2000). La soldadura es especialmente frecuente en depósitos de composición peralcalina ($\%Al_2O_3 < \%(Na_2O+K_2O)$). Comúnmente exhiben signos de flujo reomórfico, es decir el movimiento

secundario de las partículas en el depósito (por ejemplo, Schmincke y Swanson, 1967; Wolff y Wright, 1981; Kobberger y Schmincke, 1999, Mulas y otros, 2011). Sumner y otros (2005) considera a la aglutinación y, en particular, la morfología de clastos, inducida por el impacto de composiciones de baja viscosidad.

La mayoría de los estudios de soldadura se han centrado en ignimbritas silíceas. Sin embargo, las características de soldadura se reportan en diversos depósitos, incluyendo flujo piroclástico (Smith, 1960a, b; Boyd, 1961; Mundula y otros, 2013) y depósitos de caída (por ejemplo, Sparks y Wright, 1979; Mulas y otros, 2016), spattered lavas (Por ejemplo, Wolff y Sumner, 2000; Gottsman y Dingwell, 2001), bases y márgenes de los flujos de lava (Naranjo y otros, 1992, Sparks y otros, 1993) y conductos volcánicos (Kano y otros, 1997; Tuffen y otros, 2003).

La soldadura en depósitos piroclásticos resulta de una intersección favorable de: (1) condiciones de emplazamiento del depósito (temperatura eruptiva, altura de columna, temperatura de emplazamiento, tasa de acumulación, espesor, o carga); (2) las propiedades físicas de los materiales, incluyendo la composición y el contenido de agua (que junto con la temperatura están

subsumidas en la viscosidad), temperatura de transición vítrea (T_g), tamaño y forma de las partículas y clasificación; y (3) retroalimentación dinámica durante la soldadura y la compactación que implican cambios en la porosidad y permeabilidad, evolución del vapor y absorción (o reabsorción) del agua, desvitrificación o alteración de la fase de vapor (véase los resúmenes de Smith y 1960a,b; Guest and Rogers, 1967; Riehle y otros, 1995; Sparks y otros, 1999).

1.7.7.1 Factores que afectan el grado de soldadura

La intensidad de soldadura de los depósitos piroclásticos, medida por cambios en la textura, estructura, propiedades físicas, varía típicamente con la posición estratigráfica y lateral (Fisher y Schmincke, 1984). Los cambios absolutos en la intensidad de soldadura pueden ser rastreados convirtiendo las propiedades físicas en los correspondientes valores de deformación (Smith y Bailey, 1966; Ragan y Sheridan, 1972; Sheridan y Ragan, 1976; Peterson, 1979; Sparks y Wright, 1979; Kobberger y Schmincke, 1999).

La deformación que se acumula durante la soldadura progresiva se expresa principalmente como pérdida de porosidad (es decir, reducción de volumen), mediante la compactación mecánica y deformación viscosa de la matriz clástica porosa y partículas vesiculares. Por lo tanto, las propiedades de la masa, tales como la porosidad y la densidad, las relaciones axiales de los clastos y el grado de foliación pueden servir como registros de deformación en comparación con los del depósito en estado no soldado.

La 'llama', es la característica más visible en el campo, las cuales pueden presentar un mayor grado de deformación que la matriz de cenizas (Ragan y Sheridan, 1972), reflejando mayores porosidades iniciales, vesiculación incompleta durante la erupción o, la disminución de la viscosidad por reabsorción de agua atrapada en vesículas (Sparks y otros y otros 1999).

1.7.7.2 Efectos por el Agua

El agua es un factor crítico en la soldadura porque afecta fuertemente a la respuesta viscosa de la masa fundida, así como afecta la abundancia de vesículas y la presión del fluido en los espacios porosos (por ejemplo, Giordano y otros, 2005). El agua se pierde de forma variable del magma durante la erupción y se retiene o se gana de forma variable durante el emplazamiento y el enfriamiento (por ejemplo, Dingwell y otros, 1996; Sparks y otros, 1999; Keating, 2005). Si la permeabilidad es baja, el vapor quedará atrapado y la presión del fluido poroso puede inhibir la soldadura o provocar una explosión.

1.7.7.3 Mecanismos de Soldadura

El proceso de soldadura puede ocurrir por la pre-aglutinación de fragmentos vítreos durante la baja actividad de la fuente (construcción de un cono de salpicaduras o salpicaduras clastogénicas de flujos de lava), agregados de partículas dentro de flujos piroclásticos (Chapin y Lowell, 1979) o durante las

fases post-emplazamiento (Ross y Smith 1961; Wolff y Wright, 1981; Kobberger y Schmincke, 1999) y por la compactación del depósito. Consecuentemente, el proceso de soldadura puede ocurrir gradualmente durante toda la fase deposicional (Branney y Kokelaar, 1992) o después de toda la deposición (Sparks, 1976; Druitt, 1998; Mulas, 2013).

Freundt (1999) propuso dos modelos finales para los procesos de soldadura: soldadura por carga (donde el grado de soldadura depende principalmente del espesor final del depósito, Riehle y otros, 1995) y soldadura por agregación (en el cual la soldadura comienza antes del emplazamiento).

El 'modelo de soldadura de carga' es aplicado principalmente para ignimbritas soldadas moderadamente. En el 'modelo de soldadura por agregación', las partículas piroclásticas calientes pueden rápidamente agregarse y aglutinar dentro de las CPD (Freundt, 1998), debido a que están caracterizadas por la baja viscosidad y también

pueden soldarse instantáneamente sin una carga de deformación (Branney y Kokelaar, 1992; Freundt, 1998; Capaccioni y Cuccoli, 2005; Andrews, 2006).

1.7.7.4 Intensidad de soldadura

La intensidad de soldadura puede comenzar desde una primera etapa de '*soldadura incipiente*', manifestada por la aparición de cohesión entre partículas, pasando a un estado de soldadura intermedia (moderada), para terminar en un estado de soldadura denso (completa), caracterizado por la cohesión completa entre las partículas de la superficie, eliminación del espacio entre poros y, posiblemente, la homogeneización del vidrio (Smith, 1960).

Quane y Russell (2005) dividieron el grado de soldadura en seis clases (I - VI) basándose en las propiedades físicas de las ignimbritas tales como densidad, porosidad, achatamiento de las pumitas, orientación de las partículas, punto de carga y resistencia a la compresión uniaxial.

Streck y Grunder (1995) se basaron la densidad, deformación de clastos (pumita vs. fiammes), la adhesión de clastos, y el color y brillo, para reconocer cinco facies principales de soldadura: *no-soldada*, *incipientemente soldada*, *parcialmente soldada con pumita*, *parcialmente soldada con fiammes*, y *densamente soldada*. Mundula y otros (2009) presentó un esquema de subdivisión del grado de soldadura en tres clases principales con base en la relación de aspecto de la llamas, la fuerza de la alineación fragmentos de vidrio y el estilo de cristalización de la matriz.

1.7.8 Reomorfismo

El reomorfismo es el flujo dúctil de estado caliente de toba soldada, syn y post-emplazamiento (Branney y Kokelaar, 1992), que ocurren a una temperatura por encima a la de transición del vidrio (Giordano y otros, 2005). Es una de las últimas etapas, las cuales caracterizan la formación de las tobas soldadas después de procesos de cámara magmática, erupción, transporte, deposición y soldadura (Andrew, 2006; Andrew y Branney, 2010) y comúnmente ocurre en

ignimbritas de “high-grade” (Sparks, 1973; Branney y Kokelaar, 1992; Wolff y Wright, 1981, Mulas y otros, 2011).

Los procesos reomórficos están influenciados por tres mecanismos principales: 1) la gravedad (cuando la ignimbrita es depositada sobre una pendiente); 2) momento lateral asociado a la agradación piroclástica; 3) cizallamiento (debido al acoplamiento con el ‘over-passing’ de una CPD). El término ‘reomorfismo syn-deposicional (o primario)’, es referido a todas las deformaciones que ocurren durante el paso y emplazamiento de un CPD (Mulas, 2013). Este reomorfismo es el responsable de la formación de estructuras caracterizadas por un componente de cizalla simple, sin alguna evidencia de cizalla pura (e.g. compactación). Por otro lado, el ‘reomorfismo post-emplazamiento (o secundario)’ es relacionado a todos los procesos de removilización de un depósito plástico inmóvil después del paso de una CPD (ver figura 2.12). Este reomorfismo es caracterizado por estructuras de gran escala con deformación consecuente del espesor del depósito entero (o de la mayor parte de él) y puede deformar estructuras preexistentes relacionadas al reomorfismo primario (Pioli y Rosi, 2005; Mulas y otros, 2011; Mundula y otros, 2013).

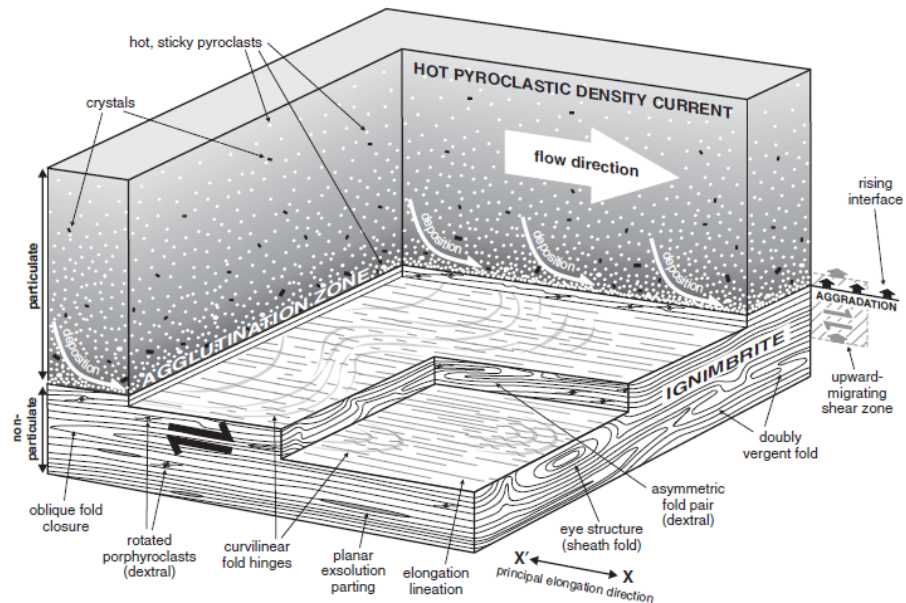


Figura 0.12 Esquema de la deposición de piroclastos calientes, aglutinación y cizallamiento dúctil dentro de una zona de cizalla subhorizontal en crecimiento, sobre la base de una corriente de densidad piroclástica de flujo granular.

Fuente: Andrews G. D. M., Branney M., 2010.

1.7.9 Clasificación de la Ignimbrita

Walker (1983) fue quien introdujo los criterios usados para la clasificación de los depósitos ignimbríticos, y uno de ellos fue la 'aspect ratio' (r/a - relación de aspecto). La "Aspect ratio" de una ignimbrita es definida como la relación entre espesor promedio del diámetro de un círculo con un área igual al depósito. Generalmente

tiene intervalos entre 10^{-5} y 10^{-2} (ignimbritas de 'low-aspect-ratio' y 'high-aspect-ratio', respectivamente), y se pueden tomar como referencia en cuanto a la energía de la corriente.

La Ignimbrita de 'high-aspect-ratio' (IHAR), se produce cuando ocurre la deposición de una CPD altamente concentrada, que es fuertemente controlada por la topografía y con un 'run-out' pequeño. Por el contrario, una Ignimbrita de 'low-aspect-ratio' (ILAR), resulta del paso de una CPD de baja concentración con alta energía, sin ser influenciada por las irregularidades de la topografía.

Sobre la base de la presencia o no de las facies soldadas, Walker (1983) distinguió dos tipos de ignimbritas principales: ignimbritas de 'low-grade' y 'high-grade' (ver figura 2.13). Las ignimbritas low-grade son depósitos piroclásticos los cuales no están soldados en su totalidad, aun con espesores de 50 m. Las ignimbritas high-grade corresponden a depósitos densamente soldados, aun con espesores menores a 5 m (Walker, 1983).

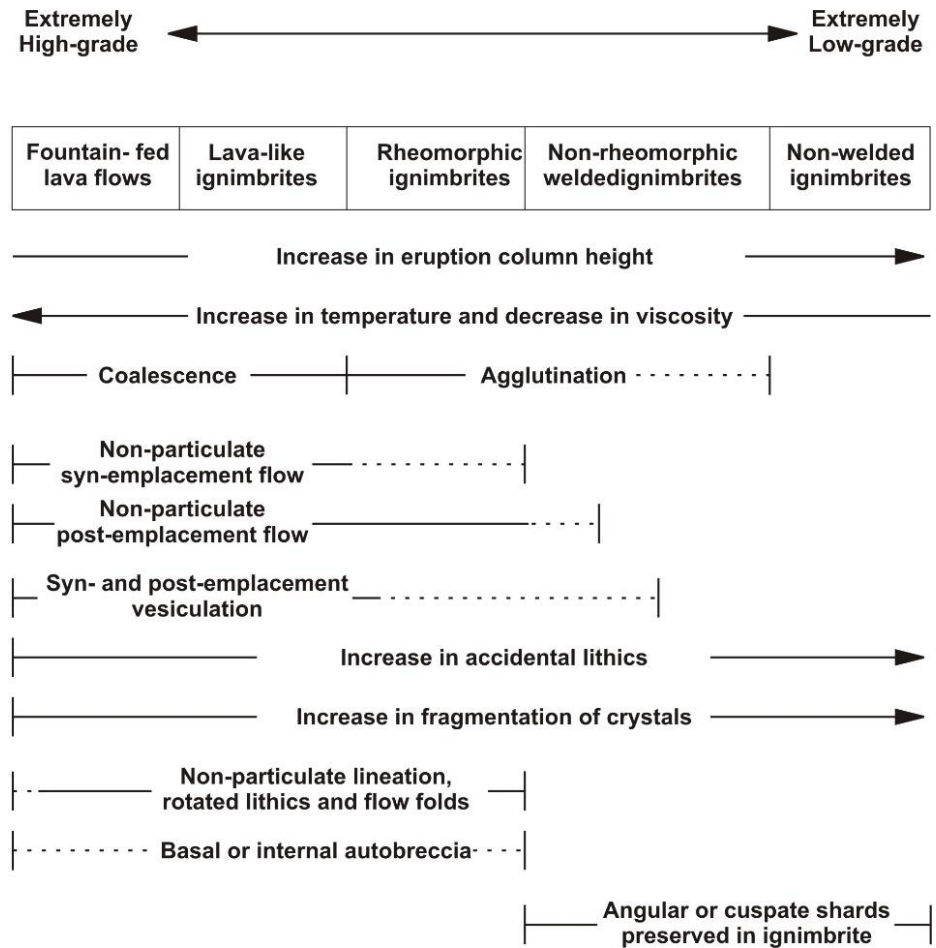


Figura 0.13 Diagrama mostrando las cinco principales categorías, definidas en base a la variación 'continua' de propiedades físicas.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

1.7.10 Indicadores cinemáticos

La turbulencia del fluido actúa como mecanismo de soporte de los clastos, generando rotación en ellos. Si el material es tabular permite identificar la dirección del flujo que lo depositó, si es

redondeado o subredondeado permite identificar el grado de soldadura de la ignimbrita.

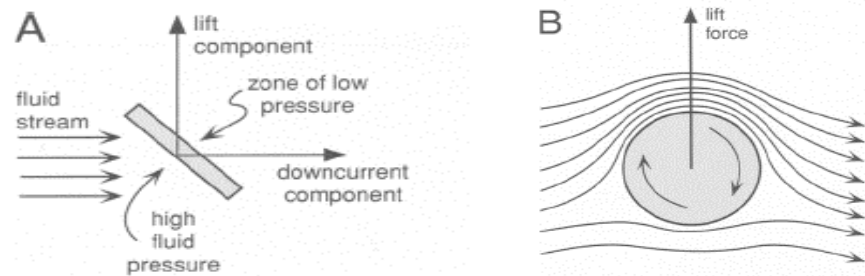


Figura 0.14 Efecto generado sobre los clastos por la aerodinámica del flujo. (A) Interacción del flujo sobre un clasto angular. (B) interacción entre el flujo y un clasto subredondeado.

Fuente: Branney M., Kokelaar P., 2002.

1.8 Caracterización del macizo rocoso

La caracterización del macizo rocoso corresponde a un trabajo de análisis de diferentes parámetros, de acuerdo con métodos, los cuales pretenden cuantificar la calidad del macizo rocoso (Cabrera, 2010).

La cuantificación de cada uno de los parámetros se debe efectuar de manera detallada, mediante observaciones y mediciones registradas en campo, al igual que ensayos en laboratorio (Cabrera, 2010).

2.2.1. Rasgos, clasificaciones y principales técnicas de caracterización

Terzaghi (1946) propuso la primera metodología para caracterizar un macizo rocoso, empleado para la elaboración de túneles. Deere y otros (1967) desarrolló la Designación de la Calidad de la Roca (RQD), a partir de testigos de perforación. (Cabrera, 2010)

El RQD es uno los índices más importantes para la estimación de la calidad de una masa rocosa y se define como el porcentaje de fragmentos mayores a 10 cm, sobre la longitud total del testigo extraído. (Jordá -Bordehore y otros,y otros 2016)

$$RQD (\%) = \frac{\sum \text{Longitud de fragmentos} \geq 10 \text{ cm}}{\text{Longitud total de la perforación}} \times 100$$

Palmstrom (1982), establece el cálculo del RQD para los casos en los cuales se carece de testigos. Esta estimación se basa en el análisis del número de discontinuidades por unidad de volumen. (Cabrera, 2010)

$$RQD = 115 - 3.3 J_v$$

Tabla II. Calidad del macizo rocoso en función de la estimación del Rock Quality Desingation (RQD).

RQD (%)	CALIDAD
< 25	Muy Mala
25 – 50	Mala
50 – 75	Media
75 – 90	Buena
90 – 100	Muy Buena

Fuente: Deere D. U., 1967.

El término J_v , se refiere al índice volumétrico de discontinuidades y puede ser estimado mediante la sumatoria de los inversos de los espaciados medidos de cada una de las familias de discontinuidades (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

$$J_v = \frac{1}{S_1} + \frac{1}{S_2} + \frac{1}{S_3} + \dots$$

Barton y otros, (1974), desarrollo el Sistema Q, también llamado Q de Barton. Basándose en el análisis de un gran número de túneles, esta metodología varía de forma exponencial. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

$$Q = \frac{RQD}{J_n} \cdot \frac{J_r}{J_a} \cdot \frac{J_w}{SRF}$$

J_n : Coeficiente de familias de juntas.

J_r : Coeficiente de rugosidad de las juntas.

J_a : Coeficiente de alteración de las juntas.

J_w : Coeficiente de reducción por agua entre juntas.

SRF: `Stress Reduction Factor`

Tabla III. Valoración de un macizo rocoso, en base al Sistema Q.

INTERVALO	DESCRIPCIÓN O CALIDAD
0,001 – 0,01	Roca excepcionalmente mala
0,01 – 0,1	Roca extremadamente mala
0,1 – 1	Roca muy mala
1 – 4	Roca mala
4 – 10	Roca media
10 – 40	Roca buena
40 – 100	Roca muy buena
100 – 400	Roca extremadamente buena
400 – 1000	Roca excepcionalmente buena

Fuente: Jordá-Bordehore y otros, 2016.

Bieniawski (1976), establece el índice RMR (*“Rock Mass Rating”*) para determinar la calidad del macizo rocoso. Esta metodología será explicada con mayor detalle más adelante. (Cabrera, 2010)

Hoek y otros (1998), propuso el índice geológico de resistencia (GSI), cuantificando la calidad del macizo en base al grado de fracturación, estructuras geológicas, dimensiones de los fragmentos y la alteración de las diferentes juntas. (Cabrera, 2010)

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA

1.9 Cinemática de Ecuador

El marco tectónico del Ecuador cuenta con un mecanismo de subducción de placa oceánica, bajo litosfera continental: la placa Nazca se desplaza en sentido oeste-este colisionando el continente Sur Americano con velocidad de 6-7cm/año (Witt., 2007). Esta interacción impulsa tanto la deformación extensional como la compresión en los Andes y determina la morfología del margen continental. La subducción placa Nazca – placa Sur Americana, ha tenido lugar desde hace aproximadamente 70 Ma. Este movimiento está de alguna manera influenciado por la proximidad de la placa de Cocos, la zona de expansión de las islas Galápagos, y el aporte friccionante, debido a la inmersión de la cordillera submarina “Carneigie” (Fig. 3.1). El Ecuador continental, está dividido en seis unidades geomorfológicas (Fig. 3.1.): Costa (área del antearco), Cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real (Cordillera Oriental), Zona Subandina (faja plegada y corrida) y Oriente (cuenca antepaís retroarco). En el oeste de la Cordillera Occidental, se encuentran estructuras compuestas de volcanes del Cretácico al Terciario y en el este de la Cordillera Real, se encuentra un cinturón deformado polifásico de tendencia aproximadamente de NS, con rocas sedimentarias,

metamórficas y plutónicas del Paleozoico al Mesozoico. El valle interandino se desvanece y la Sierra revela una morfología muy diseccionada.

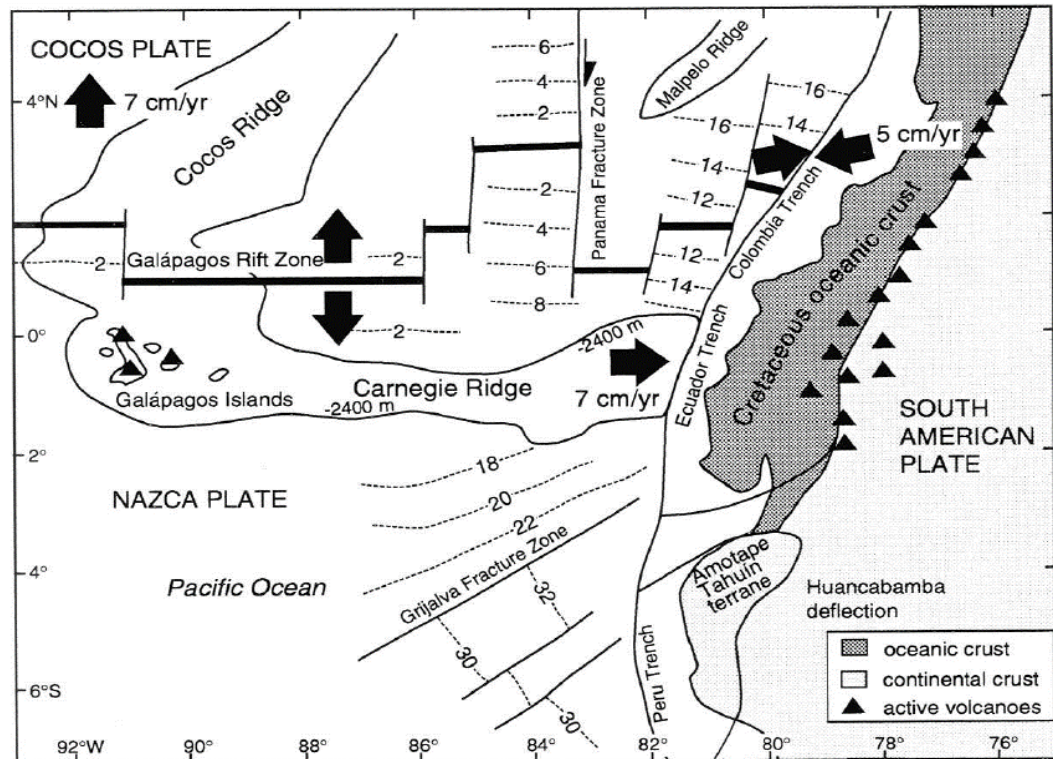


Figura 0.1 Esquema tectónico de placa actual del noroeste de América del Sur (después de Baldock 1982, Litherland y otros, 1994) con las tasas actuales de convergencia y de dispersión.

Fuente: Hungerbühler, D., 1997.

En el sur de Ecuador, durante un período de extensión E-W en el Mioceno Medio, normal a la tendencia del margen activo, se desarrolló una serie de cuencas sedimentarias (Hungerbühler y Steinmann, 1996; Hungerbühler y otros, 1996). Las series de relleno de cuenca son de edad del Mioceno medio a tardío. Se individualizan como cuencas de Girón-Santa Isabel,

Loja, Malacatos-Vilcabamba, Catamayo-Gonzanama y Cuenca (Steinmann, 1997). Las cuencas acumularon sedimentos costeros, estuarinos, lacustres, aluviales y volcanoclásticos. Estas series de relleno de cuencas del Mioceno están expuestas en grandes depresiones morfológicas o como pequeños restos. Los sedimentos se depositaron en discordancia sobre unidades volcánicas de composición ácida intermedia - ácida (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano) y en series de turbiditas más antiguas (Cretácico Superior) en la región norte, y en unidades metamórficas (Jurásico) y volcánicas básicas a ácidas (Paleoceno-Oligoceno) en la región sur (Hungerbühler y Steinmann, 1996).

La serie sedimentaria del Neógeno se encuentra discordante sobre formaciones metamórficas, sedimentarias y volcánicas deformadas y erosionadas. Se depositaron en dos etapas, que están separadas por una discordancia mayor fechada en $\approx 10-9$ Ma.

La primera etapa se desarrolla durante el Mioceno medio y principios del tardío $\approx 15-10$ Ma. Prevalcieron ambientes marinos marginales deltaicos, lagunares, lacustres y fluviales, los cuales agruparemos bajo el encabezado de 'Secuencias Costeras Pacíficas'. Es presumible que estas series sedimentarias, cubrieron una mayor superficie en el sur de Ecuador que su actual ocurrencia en pequeñas depresiones topográficas.

Sugerimos que se depositaron en las vaguadas marinas de Cuenca y Loja. La deposición en un medio marino marginal también es apoyada por la aparición de ostrácodos de agua salobre y otra fauna.

La segunda etapa se evidencia por encima de la discordancia angular regional, las facies costeras están cubiertas por facies fluviales y abanico aluvial continental del Mioceno tardío $\approx 9-5$ Ma., que a su vez están cubiertas por material volcánico principalmente aerotransportado. Representan las 'Secuencias Intermontanas' de las cuencas de Cuenca, Girón-Santa Isabel, Nabón, Loja y Malacatos-Vilcabamba.

Las series del Mioceno de Girón-Santa Isabel, en el norte, la sedimentación es de forma discordante en: la formación volcánica intermedia a ácida de Saraguro del Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano (28-20 Ma); y en la parte inferior de los volcánicos intermedios del Mioceno Inferior al Mioceno Superior de la Formación Santa Isabel (18-8 Ma). La parte superior de esta última unidad volcánica es contemporánea al relleno de la cuenca del Girón-Santa Isabel del Mioceno Medio-Tardío.

1.9.1 Historia Tectono-Sedimentaria

La formación de la serie de cuencas del Mioceno en el sur del Ecuador tiene un estilo de deformación predominante joven compresional (<9 Ma). Pocas de las estructuras extensionales se

conservaron en los sedimentos del Mioceno medio. Por lo tanto, en varios lugares, la geometría de las formaciones sedimentarias, la geometría de las capas locales y la presencia de fallas normales en las formaciones volcánicas subyacentes, indican que la extensión fue un evento anterior a la compresión.

En el área de Santa Isabel, y en particular en la Quebrada Burrohuaycu (sur de Santa Isabel), se puede observar la extensión con orientación NW-SE durante la formación de la cuenca (Fig. 3.2; Hungerbühler, 1997 y Helg, 1997). Bloques hectométricos productos de una falla normal con dirección de buzamiento SE, se muestran en la Fm. Santa Isabel, la cual subyace a la Fm. Burrohuaycu.

Una importante capa de arenisca verde constituye el horizonte de referencia útil en la Fm. Burrohuayacu (Helg, 1997). El espesamiento de la Fm. Burrohuaycu al SE, continúa durante varios kilómetros en la misma dirección (Hammer, 1998). Las formas estructurales 'downlap' y 'onlap' de las capas de la Fm. Burrohuaycu, con los volcánicos inclinados de la Fm. Santa Isabel, señalan un carácter pre y syn-sedimentario. La geometría en forma de cuña sugiere la presencia de una falla normal principal con

dirección de buzamiento \approx NW, y las fallas normales secundarias, forman estructuras antitéticas más superficiales (Hungerbühler, 1997; Helg, 1997; Hammer, 1998). Sin embargo, la falla principal del sistema extensional ya no se conserva, pero fue probablemente rotada e invertida durante la compresión posterior, que era paralela a la extensión anterior en dirección NW-SE. Esto surge de la cartografía regional de las secciones de Huayraloma y de Jubones (Hungerbühler, 1997; Pratt y otros, 1997).

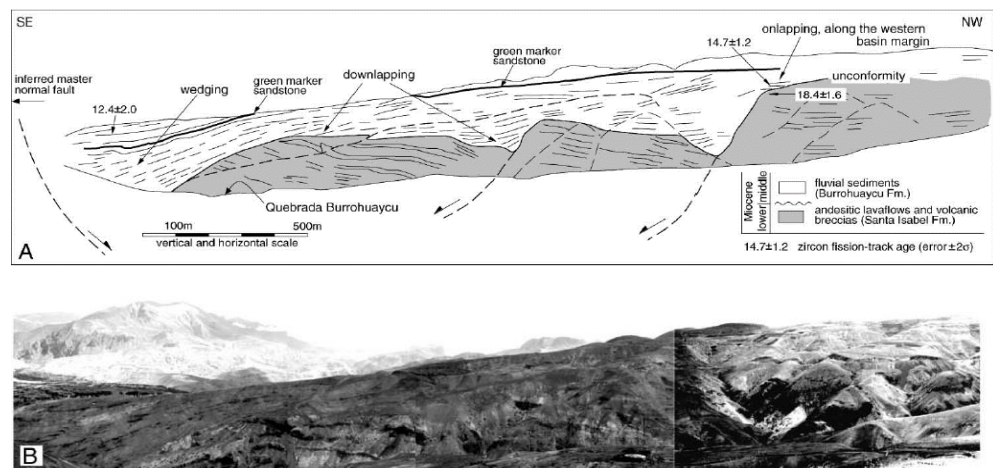


Figura 0.2 Sección transversal (A) y fotografía (B) a lo largo de la pendiente de la Quebrada Burrohuaycu en la zona sur de Santa Isabel. La ubicación de la sección se indica en La Fm.

Burrohuaycu fue depositada de forma discordante sobre el bloque fallado de la Fm volcánica Santa Isabel, en un medio graben con una falla normal principal con tendencia inferida de SW-NE, al SE.

Fuente: Hungerbühler (1997) y Helg (1997).

El escenario post-compresionales sellado de forma discordante por la Fm. Uchucay del Mioceno Superior (Fig. 3.3). El suelo de la cuenca (Fm. Saraguro), cabalga la asimétrica Fm. Burrohuaycu, por medio de una falla de empuje de gran escala, creando un gran sinclinal en el bloque yacente en la parte proximal, y pliegues de baja amplitud en la parte distal (Fig. 3.3A.)

La deformación leve observada en la última parte puede explicar por qué las fallas normales pre- y sin-sedimentarias no fueron invertidas durante la compresión general (Fig. 3.3B).

La Fm. Saraguro es deformada en un ancho de 5 km, formando una faja de pliegues en chevron con tendencia N-S (Fig. 3.3C), indicando que la deformación ocurrió durante el entierro superficial. Edades cronoestratigráficas de fisión-track, demuestran que la deformación compresiva ocurrió en ≈ 10 Ma (Hungerbühler, 1997), tal como lo documenta la edad de la discordante sobreyacente Fm. Uchucay (9.4 ± 1.6), que pertenece a la fase intermontana del desarrollo de la cuenca.

En la sección (A) se puede estimar un acortamiento vertical y horizontal mínimo a lo largo de la falla de empuje de aproximadamente 2 y 4 km. El plegado en 'chevron' de la Fm.

Saraguro en la sección (B) indica un acortamiento general de $\approx 30\%$ en la faja.

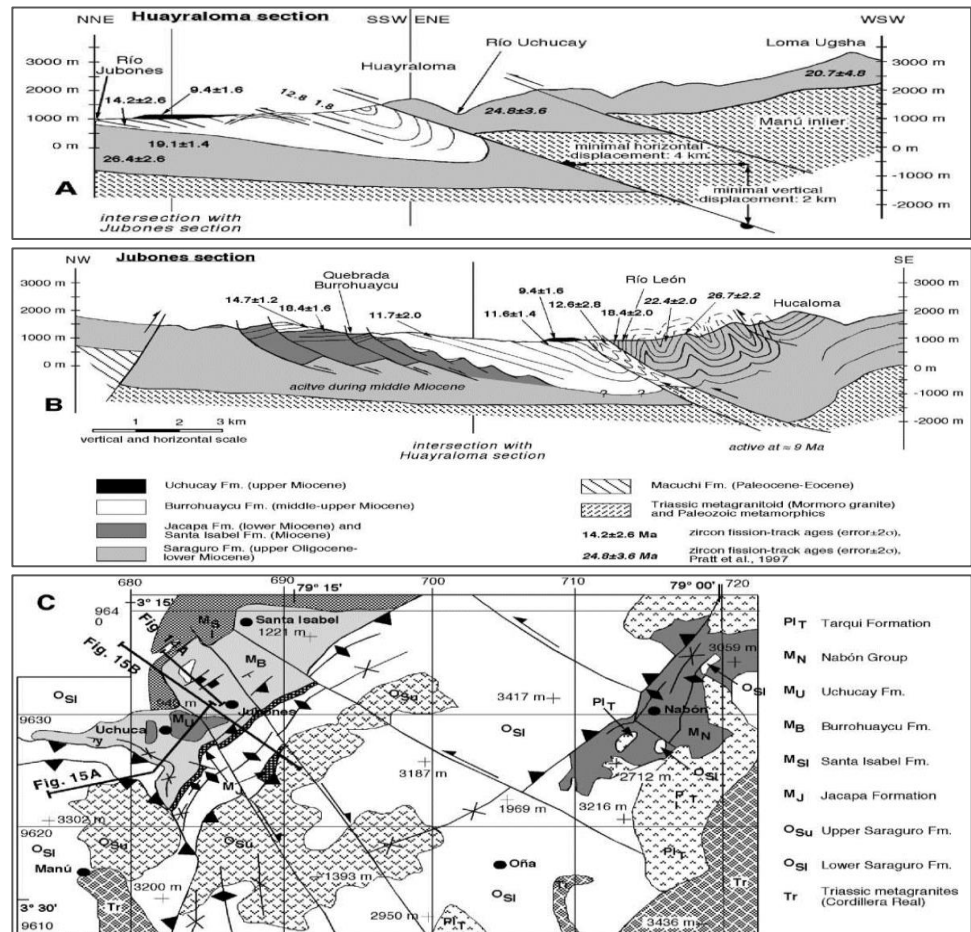


Figura 0.3 Dos secciones transversales en el área de Santa Isabel. Tener en cuenta que las secciones (A y B) se intersectan entre sí y las ubicaciones se dan en el mapa geológico (C).
Fuente: Hungerbühler D., 1997; Pratt y otros, 1997a, b; Hammer, 1998.

1.10 Tectonismo Regional

La historia del Neógeno en el Ecuador, inicia tras la rotura de la Placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos en ≈ 25 Ma. (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987). La región interandina, se puede integrar con el desarrollo del área del antearco en el sur de Ecuador. El desplazamiento tectónico FCP, es la principal división tectónica entre el viejo arco Andino consolidado y los terranes: de arco oceánico y volcánico en las áreas de Cordillera Occidental y Costa.

En el Mioceno (23.03 Ma.), la reactivación de la FCP se ha estimado un desplazamiento lateral de $\approx 100-130$ km entre los terranes Pallatanga y Pinón-Macuchi con respecto al continente sudamericano. La formación de cuencas 'pull-apart' (cuencas de Manabí, Progreso y Jambelí-Tumbez), ocurren durante el Mioceno medio a tardío (13.82-5.33 Ma.). Estas cuencas se desarrollan en el bloque de Pinón-Macuchi (antearco), desplazándose hacia el NNE, así como al sur entre el bloque de Amotape-Tahuin (ver figura Fig. 3.4.).

La correlación geocronológica de cuencas del antearco y cuencas interandinas, sugiere que las facies sedimentarias en la región del antearco, pueden haber representado correlaciones marinas más

profundas y marginales que en la parte interandina. Se puede interpretar que, en las cuencas de antearco del Mioceno medio, los depocentros migraron hacia el este (hacia el continente) y los que estuvieron vinculados con las entradas marinas orientadas hacia el este (bahías interandinas de Cuenca y Loja, 15- 11 Ma; ver figura 3.4B).

La transición del Mioceno Medio-Tardío, coincide con el cambio de la Costa Pacífica al escenario intermontana (\approx 10-9 Ma) en la región interandina. Se caracteriza por: (1) Un hiato y una renovada secuencia 'shallowing-upward' en la cuenca de Manabí; (2) la terminación de la sedimentación y la emergencia en el dominio de la Cuenca de Progreso en el Mioceno tardío; y (3) el establecimiento de un sistema estuarino deltaico en la nueva cuenca en subsidencia Jambelí-Tumbez al sur.

También hay argumentos tectónicos, que sugieren que el desarrollo sedimentario en el antearco estuvo conectado con la región interandina. La extensión con orientación NNE-SSW en el dominio del antearco del Mioceno Medio, impulsada por el desplazamiento lateral del bloque costero a lo largo de la FCP, ha adelgazado la corteza subyacente en el área del antearco. En consecuencia, la región interandina perdió el apoyo de la corteza lateral en el oeste, y puede haber ocurrido un colapso extensional con fallas normales con tendencias NNE-SSW (ver figura 3.4A),

permitiendo las entradas marinas desde el lado Pacífico y la deposición de las secuencias de la Costa Pacífica.

Esto ocurrió en dos dominios individuales al norte y al sur del Alto Santa Rosa-Saraguro, el cual las denominamos como las bahías de Cuenca y Loja (Hungerbühler, 1997; ver figura 3.4B). Posteriormente, la compresión del Mioceno tardío en el antearco (Daly, 1989), pasó probablemente a la región interandina. Las antiguas cuencas marinas de las bahías, fueron invertidas y se establecieron varias cuencas continentales intermontanas. El desplazamiento contemporáneo del antearco a lo largo de la zona de falla Calacali-Pallatanga causó la subsidencia en la cuenca de Jambelí-Tumbez.

Parece que la evolución tectónica y magmática del margen andino está controlada por la compleja interacción de las tasas cambiantes de subducción, oblicuidad y ángulo de subducción, retroceso de subducción y los cambios en las tasas de expansión en el Atlántico Ecuatorial (Aspden y otros, 1987; Daly, 1989; Sébrier y Soler, 1991). La sincronización de estos factores sigue siendo poco comprendida, aunque desde la ruptura de la placa de Farallón en ≈ 25 Ma., la oblicuidad de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana, ha sido relativamente constante, y las tasas de subducción han sido altas (≈ 100 milímetros;

Pardo-Casas y Molnar, 1987). Por lo tanto, la extensión del Mioceno medio en el área interandina, parece haber ocurrido durante las altas tasas de convergencia de las placas, (120 ± 35 mm/año; Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Tradicionalmente, se pensaba que la colisión entre el Carnegie Ridge y el margen Sudamericano se había producido en 1-3 Ma. (ejemplo. Lonsdale, 1987). Pilger (1984) y Daly (1989) sugirieron tentativamente que la subducción de la cordillera Asísmica de Carnegie pudo haber impulsado la compresión en Ecuador desde el Mioceno tardío (≈ 10 Ma.). El reciente reconocimiento de que la Cordillera Carnegie se extiende 400-500 kilómetros tierra adentro desde la trinchera ecuatoriana bajo los Andes ecuatorianos implica que chocó en ≈ 8 Ma. o más temprano con el continente sudamericano (Gutscher et al., 1999). Cálculos de convergencia de placas para el último ≈ 22 Ma. (el tiempo mínimo inicial de referencia para el movimiento hacia el este de la cordillera de Carnegie), fueron llevadas a cabo por Spikings et al. (2001). Utilizando las tasas de convergencia mínimas y máximas, los autores proponen que el Carnegie Ridge colisionó con la trinchera y el antearco ecuatoriano en algún momento entre 15 y 9 Ma. (Spikings et al., 2001). La estimación máxima coincide con el inicio del desplazamiento dextral en dirección NNE del

bloque costero con respecto al Margen Sudamericano, y la formación de las cuencas 'pull-apart' de Manabí y Progreso sobre la región costera (Hungerbühler, 1997). El colapso cortical en la región del arco, puede haber permitido primero, las entradas marinas en las bahías de Loja y Cuenca (escenario de la Costa Pacífica). Por ≈ 9 Ma., la subducción continua y el acoplamiento de la meseta boyante, pueden haber incrementado la compresión manifestada por (1) la emergencia y el shallowing-upward en las cuencas del antearco (Progreso, Manabí) y (2) la compresión, elevación superficial y deposición continental (escenario intermontana) en la recién desarrollada región interandina. El acoplamiento también debería haber mejorado el desplazamiento NNE del bloque costero con rápida subsidencia en la cuenca de Jambelí-Tumbez desde ≈ 11 Ma.

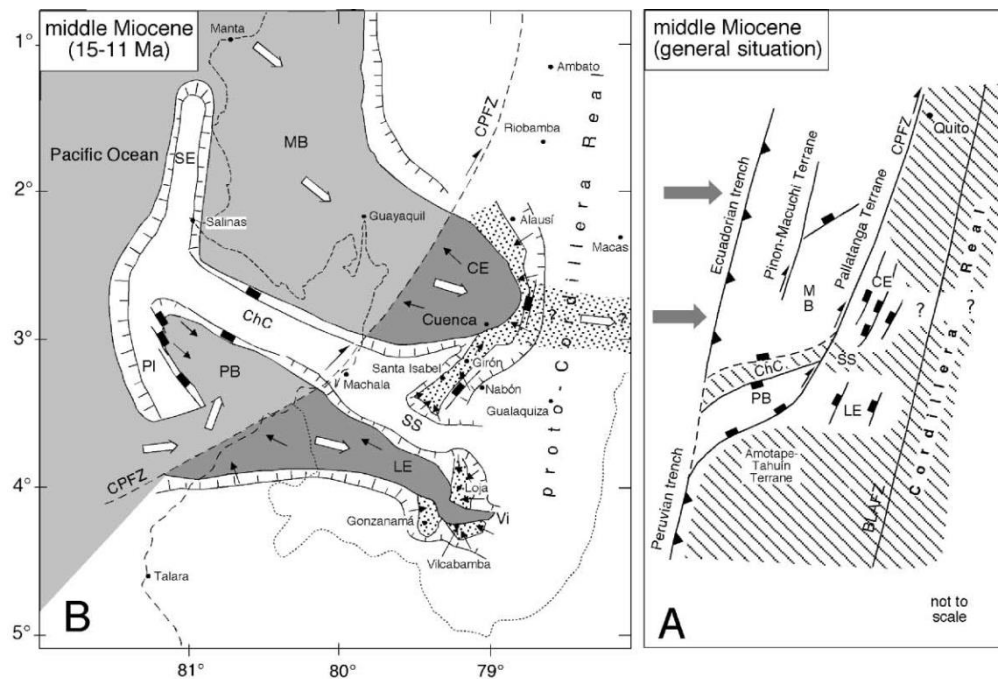


Figura 0.4 Reconstrucción palinspática del S del Ecuador, durante el Mioceno Medio - Tardío. (A) Desplazamiento lateral del terreno Piñón - Macuchi. (B) Ingresiones marinas en las bahías de Cuenca y Loja.

Fuente: Hungerbülher., 1997

1.11 Geología Estructural

Los metasedimientos pre-Cretácicos conforman la parte basal del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden y otros, 1995), al O se encuentran limitados por la Falla Bulubulu (Dunkley y Gaibor, 1997), separando rocas metamórficas al SE de la Unidad Pallatanga al NW. En la parte S no es claro si esta misma estructura se conecta con la falla La Tigrera, o pasa por un cinturón de tobas ácidas que buzan hacia el E del Grupo Saraguro, que van desde Narihuiña (66100 m E, 9653000 m N), Tres Chorreras

(6634, 96503) y Gigantones (6596, 96470), hasta el Sistema de Falla Jubones, unos 8-10 kms al O de Uzhcurrumi (6550, 96350). Las inconformidades entre la Formación Jubones y las unidades más antiguas del Grupo Saraguro indican que los movimientos ocurrieron en el Oligoceno Tardío, hace unos 28-23 Ma., a lo largo de este lineamiento (Pratt y otros, 1997).

La Unidad Pallatanga (Cretácico Medio a Tardío), es geoquímicamente similar a la Formación Piñón (Feininger y Bristow, 1980). Se interpreta que en el Cretácico tardío ocurrió la acreción de una secuencia ofiolítica al margen continental sudamericano, aunque varias evidencias regionales, sugieren una edad del Campaniano para esta acreción. Estas evidencias engloban una modificación de sistemáticas isotópicas esparcidas en las rocas pre-Cretácicas de la Cordillera Real (Baldock, 1982).

Los sedimentos relacionados a la unidad Sacapalca del Paleoceno-Eoceno y las rocas andesíticas de arco volcánico, probablemente se acumularon en una fosa bordeada por fallas localizada entre la Cordillera Real al E y el terreno Amotape-Tahuín (El Oro) al O (Megard, 1989). Algunos datos geoquímicos y petrográficos puntan un arco volcánico calco-alkalino de margen continental, que parte del mismo puede ser

contemporáneo con el arco de islas Macuchi presente a lo largo de la parte occidental de la Cordillera Occidental al N, aproximadamente a $2^{\circ}30'$.

El volcanismo continental, calco-alkalino del Grupo Saraguro comenzó en el Eoceno Tardío, y los productos se depositaron sobre el basamento de rocas metamórficas y las secuencias volcánicas más antiguas de las unidades Sacapalca y Pallatanga. El adelgazamiento del Grupo Saraguro hacia la Cordillera Real implica que fue un área positiva durante la deposición. La Falla Girón tal vez definía el margen oriental de un graben local, permitiendo que se acumulen gruesas secuencias (Pratt y otros, 1997).

Las Fallas sin-deposicionales tales como el Cinturón Gañarín y el Sistema de Fallas Girón, probablemente se desarrollaron sobre las principales fallas en el basamento, restringiendo cuencas terciarias, centros volcánicos e intrusiones subvolcánicas (Pratt y otros, 1997).

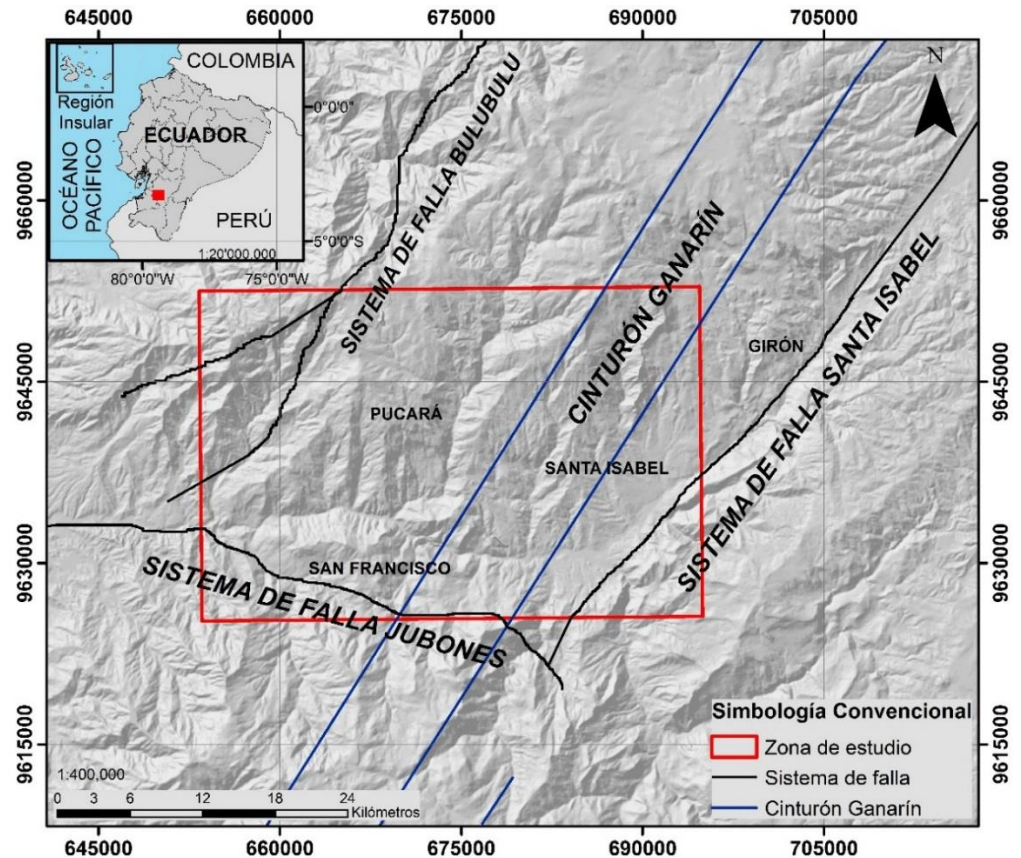


Figura 0.5 Mapa de la estructura general de la zona de estudio.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

1.11.1 Sistema de Fallas: Girón

La falla Girón es relacionada a la reactivación de las fallas que formaron la cuenca Santa Isabel en Neógeno. Hacia el sur, el sistema de fallas Girón se une con el sistema de fallas Jubones con rumbo E-O. Su longitud es de 44.7 km con un rumbo promedio de N42°E. Esta falla es compuesta por dos secciones, la norte y sur. La falla Girón-sur tiene una longitud de 23.7 km con orientación

N37°E y un buzamiento promedio de 80° NW. La falla es de tipo normal dextral. El movimiento cinemático normal es evidenciado por la morfología y estructuras. La falla es principalmente caracterizada por los escarpes pronunciados. Otras características relacionadas con la falla, se incluyen las tres estructuras continuas de facetas triangulares, la forma convexa a los escarpes de la cuenca, la perturbación por los sistemas de drenaje y la presencia de pliegues de arrastre (ver figura 3.4). Estas características corresponden al levantamiento del bloque este de la falla (Eguez y otros, 2003).

La falla, que forma pronunciadas escarpas orientadas hacia el noroeste, tiene zonas de deslizamiento. Otras características jóvenes relacionadas con la falla incluyen tres conjuntos continuos de facetas triangulares, convexidad en los escarpes de la cuenca, sistemas de drenaje perturbados, valles en forma 'wineglass' y pliegues de arrastre (Winter y otros, 1990). Sin embargo, muchas de estas características aparecen relacionadas con las fuerzas gravitacionales y son secundarias a la elevación producida por la falla inversa (Eguez y otros, 2003).

El cabalgamiento relacionado con este sistema de fallas tiene una edad alrededor de 10 Ma (Pratt y otros, 1997). La tasa mínima

estimada de deslizamiento es de 0.5 mm/año, basado en un deslizamiento de 1000 m. desde el Plioceno. (Eguez y otros, 2003).

1.11.2 Sistema de Fallas: Bulubulu

El sistema Bulubulu es el límite tectónico entre los terranes de Pallatanga y Chaucha. Pratt y otros (1997) lo denominó como Lineamiento Chaucha – Río Jerez, en la parte sur. Este límite es cubierto por las rocas del Grupo Saraguro, lo cual complica su localización.

El lineamiento presenta características geológicas que evidencian la existencia del sistema de falla Bulubulu, así como: límite oriental de los afloramientos de la unidad Pallatanga, altos buzamientos de los estratos del Grupo Saraguro debido a la actividad tectónica (Dunkley y Gaibor, 1997), y separación de dominio de las formaciones Jubones y La Fortuna, señalando que la actividad de este 'límite' ha perdurado hasta al menos el Mioceno Temprano (Pratt y otros, 1997).

1.11.3 Sistema de Fallas: Jubones

La falla Jubones ha sido interpretada como una falla de carácter inverso, pero también hay evidencias de un movimiento de transcurrancia sinistral. La falla Jubones es el límite entre el

complejo metamórfico de El Oro y los basaltos de la Unidad Pallatanga. Esta falla tiene una deflexión en la zona de Ushcurrumi, donde se encuentra el contacto entre la Formación Santa Isabel y el basamento metamórfico, que es cubierto por la Formación Saraguro (Pratt y otros, 1997).

1.11.4 Cinturón Ganarín

Este cinturón se extiende desde Quimsacocha hasta Zaruma con una dirección NNE por aproximadamente 80 km con presencia de fallas syndeposicionales. Es el límite de la parte oeste de la cuenca de Cuenca. Este cinturón es controlado por una importante actividad volcánica y también presenta intrusiones a lo largo de toda la región.

En trabajos anteriores se reconocieron tres calderas: Quimsacocha, Jubones y Condorcocha (UTM: 680000 mE / 9658000 mN). A lo largo del cinturón, existen zonas de alteración hidrotermal, alta concentración de intrusiones subvolcánicas de riolita y andesita, depósitos termales de alta sulfuración de la caldera Quimsacocha, sistemas vetiformes de baja sulfuración de Ganarín y Yashipa, la diatrema de Shyri, entre otros (Pratt y otros, 1997).

1.12 Marco Geológico

La Cordillera de Los Andes ecuatorianos presenta diferencias morfotectónicas generadas por los esfuerzos de la actividad geodinámica entre la placa de Nazca y una corteza oceánica acretada a la parte continental del Ecuador (Placa Sudamericana).

Como resultado de la convergencia de estas placas, existen deformaciones geomorfológicas creadas por la dinámica de un gran número de fallas inversas (Steinmann y otros, 1999). Estas fallas están presentes en el cratón Sudamericano y en la parte sedimentaria del oriente ecuatoriano.

El sector Pasaje – Santa Isabel se encuentra conformada por depósitos volcano-sedimentarios que conforman la Cuenca Girón – Santa Isabel. Esta es el resultado de una actividad volcánica desarrollada desde el Eoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano (Hungerbühler y otros, 2002).

Su correlación y cronología ha sido complicada debido a las variaciones laterales y verticales de las facies, juntamente con la casi nula presencia de fósiles (Winkler y otros, 1996). Steinman et al. (1997) y Hungerbühler (1997), determinaron más de 120 edades (Fig. 3.6) y con ellas lograron establecer una cronología coherente. Ellos analizaron zircones presentes en las diferentes capas de tephra que conforman la cuenca.

Las edades por trazas de fisión de las muestras, se encuentran compiladas de acuerdo a Hungerbuhler y otros (2002). En el caso de la presencia de varios componentes de edad en una muestra volcánica, se toma la población de grano más joven para representar el tiempo de formación.

En esta sección se presentan las formaciones volcánicas y sedimentarias, definidas por Pratt y otros, (1997) catalogadas de acuerdo a características tales como la combinación de litología, edad estratigráfica y la región de ocurrencia. Se muestra esta caracterización para un óptimo entendimiento de la estratigrafía y facies existentes en la zona de estudio (Pratt y otros, 1997).

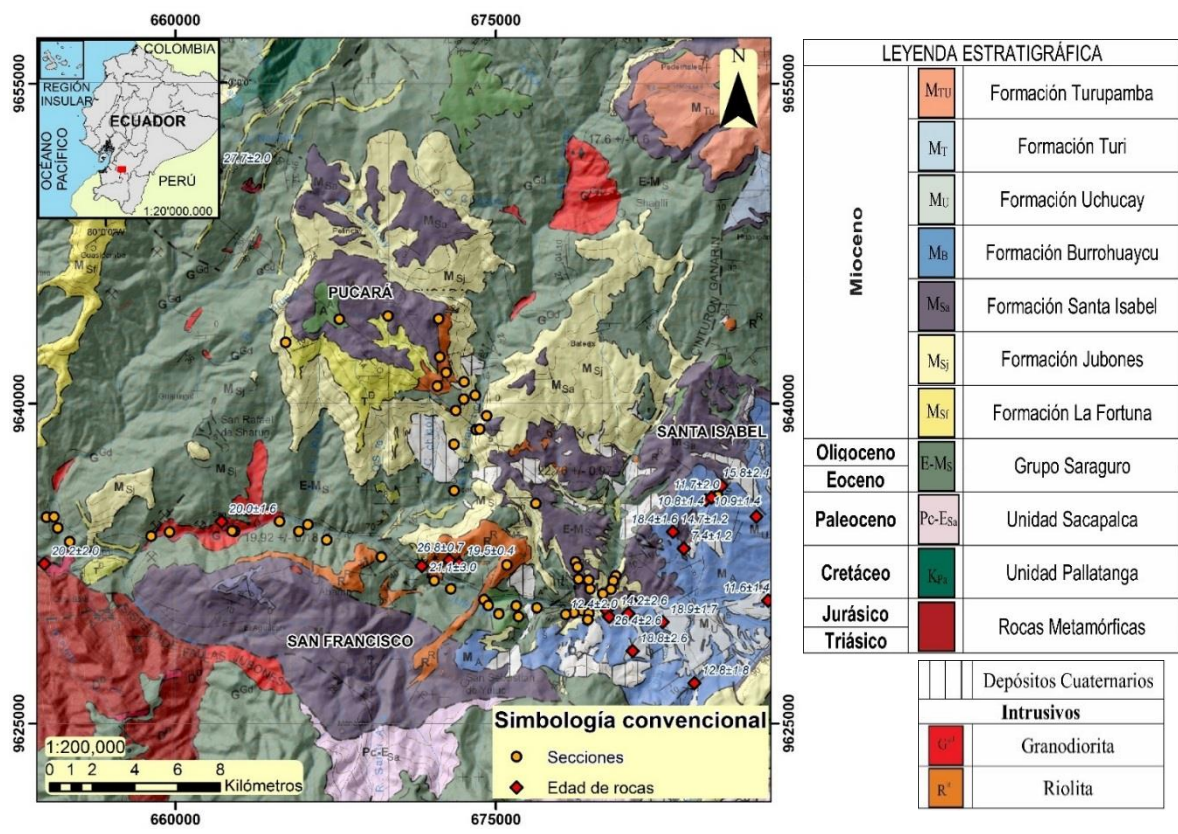


Figura 0.6 Mapa geológico Pratt y otros, 1997. Dataciones establecidas por Humberbülher D., 1997.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

1.12.1 Estratigrafía

1.12.1.1 Rocas Metamórficas (M) (Jurásico)

Corresponden a la parte norte del Complejo Metamórfico El Oro (Aspden y otros, 1995). Superficialmente estas rocas se encuentran cubiertas por materiales volcánicos más recientes. Al NE afloran ventanas erosionales (Manú, San Pablo de Cebadas y en el Río San Luis), generadas por la actividad del Sistema de Fallas Jubones. El grado de metamorfismo va desde muy bajo en rocas metasedimentarias (sub esquistos verdes, pizarras y conglomerados con clivaje), hasta rocas con un grado de metamorfismo superior (gneiss y granitos ricos en granates) en San Pablo de Cebadas y Manú. Existe una profunda declinación en el grado de metamorfismo hacia el Este (673500, 9676000), estratos que contienen biotita y andalucita pasan a turbiditas no metamorfizadas (Pratt y otros., 1997).

1.12.1.2 Unidad Pallatanga (Jurásico?-Cretácico Temprano)

Conformada por basaltos oceánicos (MORB) y hialoclastitas de color azul-verde (McCourt y otros, 1998). Los mejores afloramientos se encuentran alrededor de Bella Rica (644100 mE, 9660000 mN) y Tres Ranchos (644700 mE, 9658800 mN). Alteración hidrotermal pervasiva en las rocas, alto contenido de epidota, clorita, calcita, y pirita diseminada. En el sector del Sistema de Fallas Jubones (641400 mE, 9634200 mN), se data esta unidad sobre una ammonita pobremente preservada. Sugiere una edad (Jurásica?)-Cretácica Temprana para la secuencia (Woods, 1997).

1.12.1.3 Unidad Yunguilla (Cretácico)

Parte de esta secuencia turbidítica afloran al S de Ponce Enríquez en Cumbe, entre Selva Alegre y Manú y en las cercanías de Pasaje. Conformada de areniscas, lutitas y limolitas. La secuencia tiene un espesor de al menos 1.5 km en Cumbe, la datación se

efectuó sobre varias asociaciones fosilíferas y ha sido datada como Campaniana?- Maastrichtiana (Woods, 1997). Mientras que en Ponce Enríquez las turbiditas son de edad Maastrichtiana (Wilkinson, 1997).

1.12.1.4 Unidad Sacapalca (Paleoceno – Eoceno)

Esta unidad en un inicio fue restringida la Graben Catamayo (Kennerley, 1973; DGGM, 1975a), sin embargo su distribución superficial continua hacia el N. Conformada por lavas andesíticas, brechas tobáceas, lutitas lacustres, conglomerados y tobas dacíticas. En el sinclinal Chuquiribamba el espesor de esta unidad es de 3 km, su edad es Paleocena a Eocena temprana (Jaillard y otros, 1996). Probablemente intruida por el Plutón San Lucas (59-51 Ma; Aspden y otros, 1992) y El Tingo (47 ± 2 Ma; 50 ± 3 Ma; Kennerley, 1980). Dataciones basadas en trazas de fisión sobre materiales ubicados en las cercanías de Catacocha arrojan una edad de 66.9 ± 5.8 Ma (Hungerbühle, 1997). Mientras que las andesitas (tope de la unidad), al N de Manú (682800,

9620200), dan una edad de 24.8 ± 1.8 Ma (Oligoceno Tardío).

1.12.1.5 Grupo Saraguro (Oligoceno – Mioceno)

Aflora desde Riobamba hasta el Norte de Saraguro en el Sur. Atraviesa la Cordillera Real con una extensión de 220 km. Posee un espesor variable (500 – 2000) metros. Conformada por rocas vulcanoclásticas. En la base material volcánico ácido y tobas de composición andesítica a dacítica. El tope contiene ignimbritas riolíticas con enfriamiento columnar. Además presenta intercalaciones de sedimentos de ambientes fluvial y lacustre, evidenciando actividad volcánica acuática. La edad de este grupo varía entre 26.4 ± 2.6 y 19.1 ± 1.4 Ma. (Hungerbühler y otros, 2002).

1.12.1.6 Formación Las Trancas (Oligoceno)

La cobertura de esta formación se la puede trazar desde en Las Trancas (658600 mE, 9651600 mN) hacia la planicie costera al S de Ponce Enríquez. Conformada por tobas de lapilli, andesitas y dacitas, conglomerados, areniscas y lutitas rojas. Esquistos,

gneis y moscovita. Hacia el O sobreyace cortando aproximadamente 1.5 km del Grupo Saraguro hasta que subyace directamente a la Unidad Pallatanga.

1.12.1.7 Formación La Fortuna (Mioceno)

Comprende al menos 450 km², sobreyace a estratos más antiguos en discordancia angular, buzando desde La Enramada (659300, 9650400), hasta la planicie costera en Pasaje (632400 mE, 9635400 mN). Su espesor alcanza hasta los 600 metros, los análisis geoquímicos y petrográficos arrojan resultados similares a las tobas de la Fm. Jubones. Sin embargo, la Fm. La Fortuna contiene mayor porcentaje de matriz fina (vitroclastos) y cristales diseminados de biotita, plagioclasa y cuarzo (Pratt y otros, 1997).

1.12.1.8 Formación Jubones (Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano)

Forma parte del grupo Saraguro, se ubica cerca del tope. La localidad tipo se encuentra el Río Minas (680500 mE, 9632000 mN), en la vía Pasaje – Santa Isabel. Superficialmente cubre un área superior a 2700

km², su mayor espesor es de 500 m. Hacia el S se extiende hasta el graben Guanazán (668000 mE, 9616500 mN), en el N en Pimo (684000 mE, 9669000 mN) (Dunkley y Gaibor, 1998). Sobreyace con una fuerte discordancia angular a los estratos más antiguos del Grupo Saraguro (683200 mE, 9661400 mN). Contiene abundantes cristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, fracturamiento columnar y baja foliación de soldadura. Depósito co-ignimbrítico y lag-brecha, aflora en las cercanías de Santa Isabel. La edad de esta formación se data con K/Ar en biotitas del material tobáceo, el resultado es Mioceno Temprano (22.76 ± 0.97 Ma). Por traza de fisión la edad es 23.0 ± 2.2 Ma (Hungerbühler, 1997).

1.12.1.9 Formación Santa Isabel (Mioceno Temprano – Mioceno Tardío)

Hungerbuhler (1997) y Helg (1997), introdujeron el término Fm. Santa Isabel para resolver la complicada relación estratigráfica y sedimentaria en el área de Girón - Santa Isabel. Los principales afloramientos se

encuentran entre las localidades de Santa Isabel y Girón, en una franja norte-sur, paralela a la serie sedimentaria del Mioceno medio del área de Girón - Santa Isabel al este.

Esta formación es similar a las formaciones Saraguro y Jacapa. La Fm. Santa Isabel está en contacto discordante y concordante con la Fm. Burrohuaycu.

La Fm. Santa Isabel se compone de flujos de lava, brechas volcánicas y capas menores de toba. Muestra espesores muy variables de 500-1500 m debido al relleno volcánico en topografía irregular preexistente. Esta formación tiene edades comprendidas entre 18.8 ± 2.2 y 8.0 ± 2.2 Ma (Hungerbuhler, 1997).

1.12.1.10 Formación Burrohuaycu (Mioceno Medio – Mioceno Tardío)

La Fm. Burrohuaycu fue descrita por Hungerbulher (1997) y Helg (1997). Se la observa entre el pueblo de Uchucay y la Quebrada Burrohuaycu. Se dispone de forma suprayacente en contacto discordante con la Fm. Saraguro y en algunas partes con la Fm. Santa

Isabel. Hacia el margen occidental posee pocas decenas de metros de profundidad pero aumenta hacia el sureste hasta llegar aproximadamente a 800m.

En general presenta una coloración rojiza y se divide básicamente en tres litologías. La base está compuesta de material vulcanoclástico, las capas intermedias son de areniscas y hacia el techo presenta conglomerados. Su edad corresponde a (14.7 ± 1.2 y 10.5 ± 1.6 Ma) (Hungerbühler y otros, 2002)

La parte media y superior de esta formación sugieren que la deposición ocurrió en un sistema trenzado del río. La paleo-corriente revela direcciones bimodales (NE y SE), lo que indica que el transporte se produjo principalmente hacia el NE.

1.12.1.11 Formación Uchucay (Mioceno Tardío)

En Santa Isabel sobreyace a la Fm. Burruhuaycu con una discordancia angular bien marcada. Su mayor espesor es de 100 m, conformada por limolitas de color blanco, intercaladas con areniscas y

conglomerados mal clasificados (sus clastos son del Grupo Saraguro). Las facies de los materiales, sugieren una depositación en un ambiente lacustre, con abundante aporte detrítico (Hungerbühler, 1997; Hammer, 1998). La abundante presencia de epidota, granate, muscovita y actinolita en el tope de esta formación, indican aporte de material metamórfico por parte de la Cordillera Real. Los zircones analizados en una capa de tephra reelaborada dan una edad del Mioceno, mientras que la población más joven tiene una edad $9,4 \pm 1,6$ Ma.

1.12.1.12 Formación Turi (Mioceno Tardío)

Aflora en el área comprendida entre Girón y Cuenca. Sobreyace discordantemente a la Fm. Girón con una fuerte discordancia angular, su mayor espesor es de 1000 m en Girón, siendo superior a los afloramientos en el área de Cuenca. Conformada por areniscas tobáceas de grano grueso, conglomerados de clasto soportado, brechas volcánicas de matriz soportada y estratos de tobas. El ambiente depositacional de esta

formación se deduce en sistemas fluviales dominados por abanicos aluviales. En base al tamaño del grano de los materiales, sugieren una porgradación en dirección E y SE. El análisis de traza de fisión sobre zircones contenidos en tephtras, arrojan una edad para esta formación entre 10.5 ± 2.2 y 7.4 ± 1.2 Ma

1.12.1.13 Formación Turupamba (Mioceno)

Aflora al O de San Fernando, esta conformada por tobas de composición riolíticas a dacíticas, bajo porcentaje de lapilli y pómez. Sobreyace a la Fm. Turi y esta a su vez subyace a la Fm. Quinsacocha. Hacia el E la Fm. Turupamba se acuña, ya que las formaciones Turi y Quinsacocha se juntan. La génesis de esta Formación se debe al producto de numerosos eventos de caída de ceniza, intercaladas con depósitos fluviales y lacustres.

1.12.1.14 Formación Tarqui (Mioceno Tardío)

Corresponde a la serie volcánica mejor conservada del Mioceno tardío, contiene varios depósitos volcánicos locales que por sus características y edad

se incluyen como miembros de esta Formación (e.g. Miembros Tarqui, Llacao y Tambo Viejo, Steinmann, 1997 y Hungerbühler, 1997). Superficialmente cubre una gran extensión en la parte S del Ecuador (Pratt y otros, 1997), conformada por material piroclástico de composición internada a acida con alteración a caolín. La Fm. Tarqui se encuentra en discordancia con una variedad de Formaciones volcánica y sedimentaria del Terciario. Su litología incluye brechas volcánicas de composición riolítica y andesítica, tobas de ceniza y aereotransportadas e ignimbritas (Baldock, 1982).

1.12.1.15 Depósitos Cuaternarios

Depósitos fluviales cubren la mayoría de rocas perteneciente al Cretácico - Terciario, en las zonas bajas de la planicie costera. Depósitos de abanicos aluviales se ubican al E de Pasaje cubriendo rocas del Grupo Saraguro. Hacia el N de Manú se identificaron depósitos coluviales (Pratt y otros., 1997).

1.12.1.16 Rocas Intrusivas

Los intrusivos de gabros y microgabros de textura variolítica, forman parte de la Unidad Pallatanga. Las rocas metamórficas de la Unidad Sacaplaca y la parte basal del Grupo Saraguro contienen de forma esparcida: cuarzo dioritas y granodioritas (Tonalita). Ausencia de intrusivos en la parte NE del mapa (Pratt y otro., 2017).

CAPÍTULO 4

2. METODOLOGÍA

2.1 Trabajo de campo

La información en campo se la obtuvo mediante un corte en dirección E-W a través de la vía Pasaje – Santa Isabel, con el cual se cubrió la parte sur de la zona de estudio. La parte norte, este y oeste mediante la ruta Santa Isabel – Pucará – Pasaje

2.1.1 Levantamiento geológico

Esta fase de la investigación se la efectuó mediante el análisis litológico, mineralógico y estructural a escalas macro y mesoscópico de 63 secciones (ver figura 4.1), distribuidas espacialmente en la zona de estudio a través de las rutas Pasaje – Santa Isabel y Santa Isabel – Pucará – Pasaje.

En las secciones analizadas, se obtuvieron datos de rumbo, buzamiento y dirección de buzamiento en cada una de las unidades, al igual que de las estructuras presentes en los afloramientos.

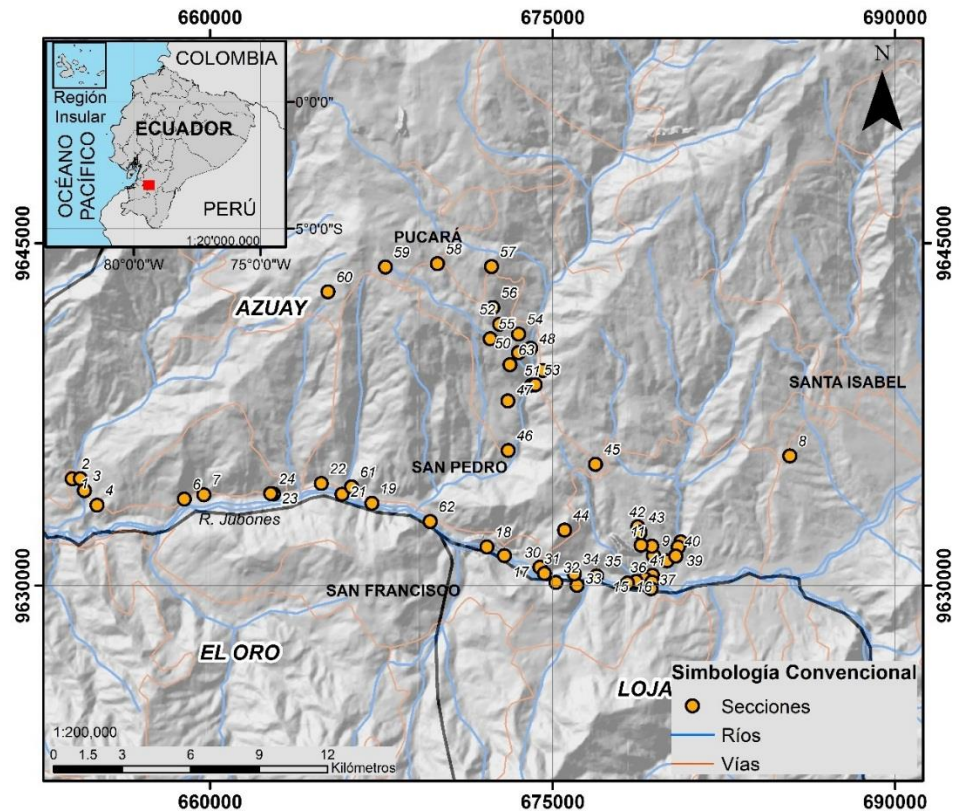


Figura 2.1 Mapa con las secciones realizadas en la zona de estudio.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

2.1.2 Estratigrafía de las unidades volcánicas

La estratigrafía del sector se describe mediante recopilación de columnas estratigráficas en cada una de las estaciones, partiendo del sector oeste del área de estudio.

Las diferentes columnas estratigráficas se correlacionan lateralmente y son vinculadas con los datos bibliográficos establecidos por Pratt y otros, (1997) y Hungerbülher y otros, (2002)

2.1.3 Cartografía geológica

Esta fase se desarrolló mediante el análisis de los mapas geológicos del sector de estudio, establecidos por Pratt y otros, 1997 y Hungerbülher (2002). Además de la información disponible en el Instituto Geográfico Militar (IGM), Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEM) y de fotografías satelitales Landsat 8 obtenidas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

2.1.4 Estaciones geomecánicas

Una estación geomecánica corresponde a un conjunto de características particulares y diferentes en un macizo rocoso, basado en la orientación de las discontinuidades, litología, etc (Jordá-Bordehore y otros, 2016).

Cada uno de los factores que conforman una estación geomecánica se analizan de forma detallada, de esto depende la cuantificación que recibe. Este valor es muy importante puesto que influye en el diseño posterior de estabilización (Jordá-Bordehore y otros, 2016).

Una estación geomecánica generalmente abarca una longitud entre 5 – 10 m del macizo rocoso. Es descrita en campo mediante el uso de estadillos normalizados. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

Los datos que se deben tomar en campo para una adecuada caracterización de un macizo rocoso son los siguientes:

- Orientación de las discontinuidades, al igual que de las excavaciones.
- Profundidad, si es posible, valoración preliminar de los estados tensionales en el entorno.
- Litología.
- Perfil de rugosidad de las discontinuidades.
- Longitud y separación de las juntas.
- Resistencia a compresión de la matriz rocosa, al igual que de las superficies en las discontinuidades.
- Estados de las superficies y el relleno de las discontinuidades.
- Presencia de agua y estimación de los caudales.

A partir de la información levantada en cada una de las estaciones geomecánicas, en la fase de gabinete se eligen los índices geomecánicos a emplear (RMR, SMR, Q, entre otros). Con la finalidad de conocer la calidad del macizo rocoso al igual que las posibles soluciones para su sostenimiento. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

2.1.4.1 Características de la matriz rocosa

La matriz rocosa se define como un material homogéneo y continuo (exento de discontinuidades), isotópico y lineal. Los aspectos que deben ser establecidos en campo son:

- Caracterización geológica: composición mineralógica, forma y granulometría de los minerales, color y dureza.
- Meteorización. Estimado visualmente en campo y definido mediante el ISRM como:

Tabla IV. Grado de meteorización de la matriz rocosa.

TÉRMINO	DESCRIPCIÓN	GRADO
Fresco	No se aprecian signos visibles de meteorización. Algunas decoloraciones en discontinuidades	I
Ligeramente meteorizado	La decoloración indica la meteorización del material rocoso y de las superficies de las discontinuidades. Todo el material rocoso puede estar descolorido por efecto de la meteorización, pudiendo haber zonas débiles externamente.	II
Moderadamente meteorizado	Menos de la mitad del material rocoso está compuesto o desintegrado en suelo. Hay zonas de roca sana o descolorida común en trabado discontinuo o como fragmentos aislados	III
Muy meteorizado	Más de la mitad del material rocoso está descompuesto o desintegrado en suelo. Hay zonas de roca sana o descolorida común en trabado discontinuo o	IV

	como fragmentos aislados	
Completamente meteorizado	Todo el material rocoso está descompuesto, desintegrado y ha dado paso a un suelo. La estructura original del macizo rocoso esta sensiblemente intacta.	V
Suelo residual	Toda la roca se ha convertido en suelo, la estructura y la fábrica del macizo rocoso han desaparecido	VI

Fuente: ISRM, 1978.

A partir del grado IV, el material es considerado por su comportamiento geotécnico como suelo. Además, que estos términos son generales y pueden ser modificados para situaciones específicas (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

Resistencia a compresión simple. Se establece en campo mediante el uso del martillo geológico o con el martillo Schmidt

Tabla V. Estimación de la Resistencia a Compresión Simple con el martillo geológico.

GRADO	DESCRIPCIÓN	IDENTIFICA	VALOR (MPa)
R1	Roca muy débil	Deleznable con el pico del martillo y desconchable con una navaja	1 – 5
R2	Roca débil	Se desconcha con dificultad con navaja. Marcas poco profundas con la punta del martillo	5 – 25
R3	Roca media	No se raya ni se desconcha con la navaja. Las muestras se rompen de un solo golpe fuerte con el martillo	25 – 50
R4	Roca dura	Se necesita más de un golpe con el martillo geológico para romper la muestra	50 – 100
R5	Roca muy dura	Se necesita muchos golpes con el martillo para	100 – 250

		romper la muestra	
R6	Roca extremadamente dura	Solo rompen esquirlas de la muestra con el martillo	>250

Fuente: ISRM, 1978.

2.1.4.2 Características de las Discontinuidades

Las discontinuidades son planos de debilidad del macizo rocoso, a través de la cual el material es discontinuo y con una resistencia a tracción nula o muy baja con respecto a la matriz rocosa (ISRM, 1977)

El comportamiento mecánico del macizo rocoso se encuentra condicionado por la presencia de las discontinuidades. Las mismas que pueden estadísticamente ser agrupadas, basándose en sus medidas estructurales. El grupo de discontinuidades se denominan familias o sets. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

Sin embargo, existen discontinuidades cuyo comportamiento es singular o particular, estadísticamente hablando carecen en similitud con

respecto al resto. (Jordá-Bordegore y otros, 2016).
Generalmente corresponden a fallas geológicas locales.

La caracterización de las discontinuidades se efectúa en campo, las propiedades a detallar son:

- Tipo de discontinuidad.
- Orientación.
- Espaciado y frecuencia.
- Abertura.
- Continuidad o persistencia.
- Rugosidad.
- Relleno.
- Filtraciones o estado de flujo.
- Meteorización.

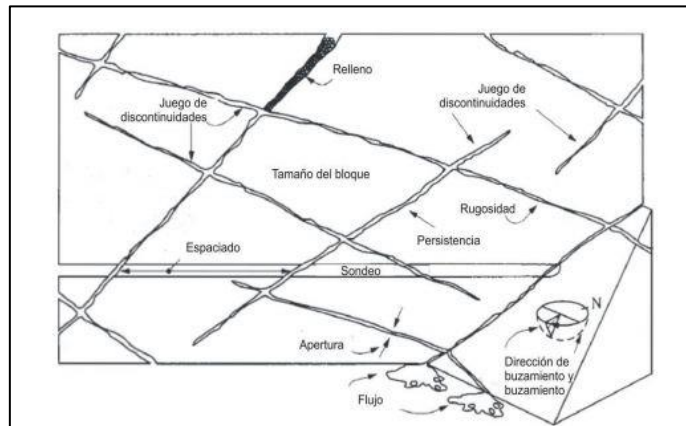


Figura 2.2 Propiedades de las discontinuidades
Fuente: modificada y traducida de Hudson J., 1989.

Tabla VI. Principales tipos de discontinuidades.

DISCONTINUIDAD	SINGULAR	SISTEMÁTICA
Planares	Fallas	Planos de estratificación
		Diaclasa o juntas
	Diques	Microfallas
		Planos de esquistosidad
	Juntas estilolíticas	
	Kink bands y planos axiales	
Lineales	Ejes de pliegues	Intersección de discontinuidades planares
		Lineaciones

Fuente: Jordá-Bordehore y otros, 2016.

2.1.5 Clasificaciones geomecánicas

2.1.5.1 Calificador del macizo rocoso ("Rock Mass Rating"- RMR)

Corresponde a un método mediante el cual se logra determinar la calidad de un macizo rocoso. Establecido por Bieniawski (1976), relaciona varios parámetros de diseño y de sostenimiento. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

La valoración de cada uno de los parámetros permite cuantificar al macizo. Bieniawski (1989) define los parámetros a cuantificar en campo y establece la ecuación para determinar la calidad del macizo rocoso (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

$$RMR_{BÁSICO} = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 + F_5$$

$$RMR_{CORREGIDO} = RMR_{BÁSICO} + F_6$$

F_1 : Resistencia de la roca.

F_2 : Rock Quality Designation (RQD).

F_3 : Separación entre las discontinuidades.

F_4 : Estado de las juntas.

F_5 : Presencia de agua en las discontinuidades.

F_6 : Disposición de las discontinuidades con respecto al mecanismo de excavación

Tabla VII. Parámetros básicos para el cálculo del RMR.

1	Resistencia de la roca sana (MPa)	Carga Puntual	>10	4-10	2-4	1-2	Preferible ver compresión uniaxial		
		Compresión Simple	>250	100-250	50-100	25-50	5-25	1-5	<1
	Valoración (F1)		15	12	7	4	2	1	0
2	RQD (%) Rock Quality Designation		90-100	75-90	50-75	25-50	<0.06		
	Valoración (F2)		20	17	13	8	3		
3	Separación entre diaclasas (m)		>2.00	0.60-2.00	0.20-0.60	0.06-0.20	<0.06		
	Valoración (F3)		20	15	10	8	5		
4	Estado de las de las juntas		Muy rugosas Discontinuidades sin espacios, bordes sanos	Ligeramente rugosas. Aberturas de más de 1 mm, bordes duros	Ligeramente rugosas. Aberturas de más de 1 mm, bordes blandos	Espejos de falla o relleno <5 mm o Separación entre 1-5 mm	Relleno blando superior a 5 mm o Abertura > 5 mm		
	Valoración (F4)		30	25	20	10	0		
5	Presencia de agua en las discontinuidades		Seco	Algo húmedo	Húmedo	Goteando	Fluyendo		
	Valoración (F5)		15	10	7	4	0		

Fuente: Bieniawski Z. T., 1989.

Para determinar las condiciones de las discontinuidades (F4), se analizan los siguientes parámetros:

Tabla VIII. Clasificación de acuerdo a las condiciones de las discontinuidades.

PARÁMETRO	VALORACIÓN				
Longitud	<1 mm	1-3 mm	3-10 mm	10-20 mm	>20 mm
	6	4	2	1	0
Separación (Apertura)	Nada	<0.1 mm	0.1-1.0 mm	1-5 mm	>5 mm
	6	5	4	1	0
Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Suave	Estriada
	6	5	3	1	0
Relleno	Ninguno	Relleno duro		Relleno blando	
		<5 mm	>5 mm	<5 mm	>5 mm
	6	4	2	2	0
Alteración	Inalterado	Ligeramente alterado	Moderadamente alterado	Muy alterado	Descompuesto
	6	5	3	1	0

Fuente: Bieniawski Z. T, 1989.

Los parámetros anteriores permiten la obtención del RMR básico. Para obtener el RMR corregido se debe tener en cuenta la orientación de las discontinuidades y su relación con la excavación. (Jordá-Bordehore y otros, 2016)

Tabla IX. Relación entre la dirección de las discontinuidades y la excavación.

DIRECCIÓN PERPENDICULAR AL EJE DE EXCAVACIÓN				DIRECCIÓN PARALELA AL EJE		Buz. 0°-20° en cualquier dirección
Excavación a favor buzamiento		Excavación contra buzamiento		Buz. 45°-90°	Buz. 20°-45°	
Buz. 45°-90°	Buz. 20°-45°	Buz. 45°-90°	Buz. 20°-45°	Muy Desfavorable	Media	Desfavorable
Muy favorable	Favorable	Media	Desfavorable	Muy Desfavorable	Media	Desfavorable

Fuente: Bieniawski Z. T., 1989.

La cuantificación de la relación entre las direcciones de las discontinuidades y la excavación se la realiza empleando la siguiente tabla:

Tabla X. Corrección por la dirección de las discontinuidades.

DIRECCIÓN DE BUZAMIENTO		Muy favorables	Favorables	Medias	Desfavorables	Muy Desfavorables
Valoración para	Túneles	0	-2	-5	-10	-12
	Cimentaciones	0	-2	-7	-15	-25
	Taludes	0	-5	-25	-50	-60

Fuente: Bieniawski Z. T., 1989.

Posterior a la cuantificación de cada uno de los parámetros, este método establece las siguientes calidades para el macizo rocoso:

Tabla XI. Calidad de la roca en base al RMR corregido.

CLASIFICACIÓN	I	II	III	IV	V
Calidad	Muy Buena	Buena	Media	Mala	Muy Mala
Valoración	100-81	80-61	60-41	40-21	<20

Fuente: Bieniawski Z. T., 1989.

2.1.5.2 Calificador de talud ("Slope Mass Rating" - SMR)

Método desarrollado por Romana (1993) para determinar el nivel de estabilización de taludes elaborados sobre macizos rocosos (Jordá et al., 2016). La cuantificación de este método se efectúa mediante la siguiente ecuación:

$$SMR = RMR_{BÁSICO} + (F_1 \cdot F_2 \cdot F_3) + F_4$$

Donde:

- F_1 . Está relacionado con el paralelismo de las discontinuidades y el buzamiento del talud.

$$F_1 = \frac{16}{25} - \frac{3}{100} \tan^{-1} \left(\frac{1}{10} |A| - 17 \right) \text{ (Tomás et al., 2007)}$$

- F_2 . Corresponde al buzamiento de la junta.

$$F_2 = \frac{9}{16} + \frac{1}{195} \tan^{-1} \left(\frac{17}{100} B - 5 \right) \text{ (Tomás et al., 2007)}$$

- F_3 . Relación entre los buzamientos de las discontinuidades y el talud.

$$F_3 = -30 + \frac{1}{3} \tan^{-1} C \quad (1)$$

(Tomás et al., 2007)

$$F_3 = -13 - \frac{1}{7} \tan^{-1}(C 120) \quad (2)$$

(Tomás et al., 2007)

La ecuación 1 se aplica cuando la rotura se efectúe de forma planar o en cuña, mientras que la 2 cuando corresponda a una rotura por vuelco.

- F_4 . Factor de ajuste, depende del método de excavación del talud.

Tabla XII. Parámetros F_1 , F_2 Y F_3 del SMR ("Slope Mass Rating").

TIPO DE ROTURA			MUY FAVORABLE	FAVORABLE	NORMAL	DESFAVORABLE	MUY DESFAVORABLE
P	A	$ a_j - a_s $	>30°	30° - 20°	20° - 10°	10° - 5°	<5°
T		$ a_j - a_s - 180 $					
W		$ a_i - a_s $					
P/T/W	F_1		0.15	0.40	0.70	0.85	1.00
P	B	$ \beta_j $	<20°	20° - 30°	20° - 10°	10° - 5°	<5°
W		$ \beta_i $					
P/W	F_2		0.15	0.40	0.70	0.85	1.00
T			1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
P	C	$ \beta_j - \beta_s $	>10°	10° - 0°	0°	0 - (-10°)	< (-10°)
W		$ \beta_i - \beta_s $					
T		$ \beta_j - \beta_s $	<110°	110° - 120°	>120°	-	-
P/W/T	F_3		0	-6	-25	-50	-60

Fuente: Jordá et al., 2016.

El factor F_4 , relacionado con el método de excavación del talud se lo cuantifica con la siguiente tabla:

Tabla XIII. Corrección del F4 del SMR ("*Slope Mass Rating*").

MÉTODO DE EXCAVACIÓN	F_4
Talud natural	+15
Precorte	+10
Voladura suave	+8
Voladura normal o excavación mecánica	0
Voladura deficiente	-8

Fuente: Jordá et al., 2016.

Una vez cuantificado cada uno de los parámetros establecidos en el SMR, Romana (1993). Se definen las siguientes calidades de taludes

Tabla XIV. Clasificación de taludes SMR ("*Slope Mass Rating*").

N° Clase	V	IV	III	II	I
SMR	0-20	21-40	41-60	61-80	81-100
Descripción	Muy Mala	Mala	Normal	Buena	Muy Buena
Estabilidad	Completamente Inestable	Inestable	Parcialmente Estable	Estable	Completamente Estable
Roturas	Grandes plano o circular	Planar o grandes cuñas	Planar a lo largo de algunas juntas	Algunas roturas en bloque	Sin roturas
Probabilidad de rotura	0.9	0.6	0.4	0.2	0

Fuente: Jordá et al., 2016.

2.2 Trabajo de laboratorio

2.2.1 Láminas petrográficas: preparación y análisis

La preparación de láminas delgadas es necesaria para conocer la composición y propiedades de la misma. En primer lugar, se requiere un espesor fijo y uniforme de 30 micras (0.03 mm), ya que la determinación de propiedades ópticas como el color natural y birrefringencia se las debe realizar con un espesor conocido. Para lograr el espesor objetivo, se emplean equipos automáticos y semiautomáticos, aunque se recomienda un acabado manual en la etapa final. La obtención del espesor definido es necesario para la calidad de observación de la roca al microscopio. Con una misma lámina delgada se puede realizar estudios de microscopía electrónica de barrido (Dorado, 2015)

A continuación, en la figura 4.3, se muestra el resumen de los pasos para la elaboración de una lámina delgada.

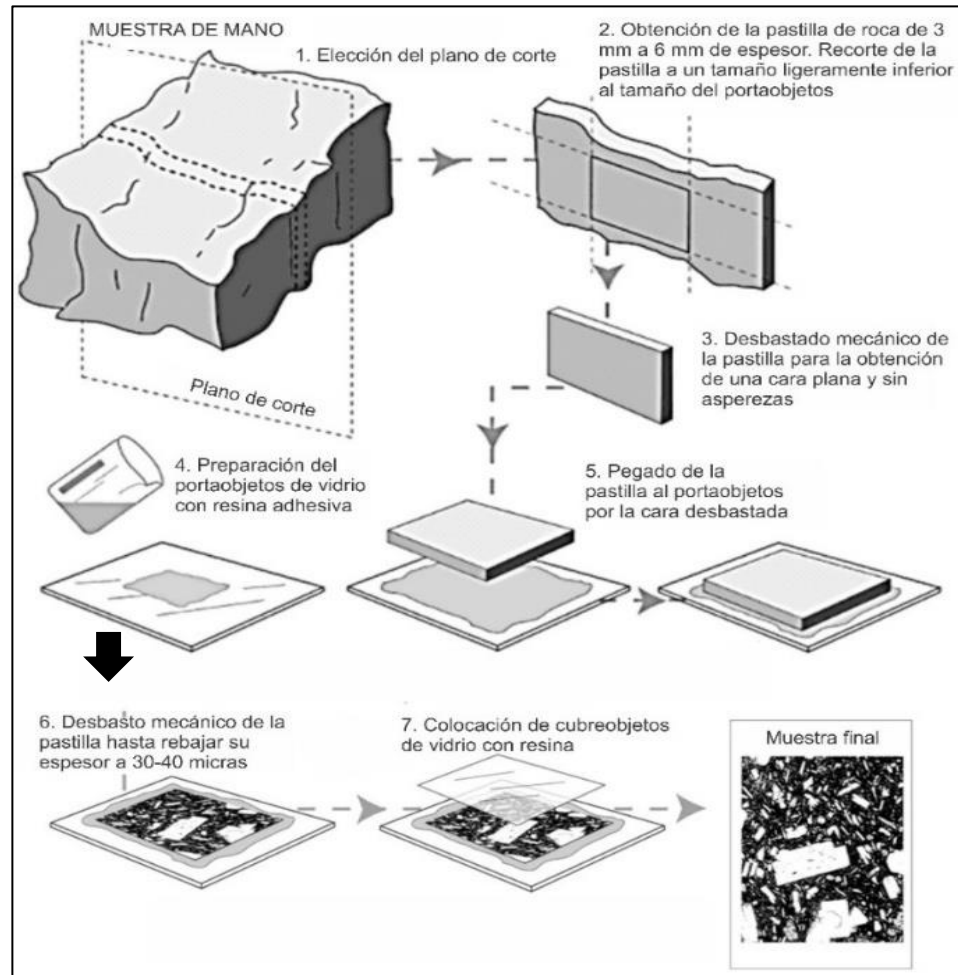


Figura 2.3 Esquema de los pasos a seguir para la obtención de una lámina delgada a partir de una muestra de mano.

Fuente: Dorado, 2015.

Los equipos empleados para el sucesivo proceso de elaboración de una lámina delgada son:



Figura 2.4 Equipo mecánico empleado para el corte y desbaste de la muestra.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XV. Especificaciones técnicas del equipo empleado para el corte y desbaste de la muestra.

ESPECIFICACIONES	METKON
EQUIPO	Geoform
Velocidad del disco de corte (rpm)	1400
Velocidad del disco abrasivo (rpm)	1400
Diámetro del disco de corte (mm)	200 – 250
Diámetro de la copa de abrasión (mm)	175
Recirculación de refrigeración (lt)	42
Potencia de la bomba de vacío (mm Hg)	650
Capacidad del mandril de vacío para la sección de corte (mm Hg)	1
Capacidad del mandril de vacío para la sección de desbaste (mm Hg)	2
Micrómetro digital	Si

Potencia del motor (HP)	550 W
Modelo	Mesa
Iluminación	53x75x42

Fuente: Senay (2014)



Figura 2.5 Equipo mecánico empleado para la etapa final del desbaste de la sección delgada.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XVI. Especificaciones técnicas del equipo empleado para la etapa final del desbaste.

EQUIPO	FORCIMAT	FORCIMAT TS
Aplicación de la fuerza	Individual	Individual
Fuerza, (N)	5 – 60	5 – 60
Velocidad, (rpm)	50 – 150	35
Dirección de rotación	CW / CCW	CW
Monitor	DP	DP
Lubricador de goteo automático	Estándar	Estándar
Dimensiones WxDxH, (cm)	23 x 43 x 25	23 x 43 x 25

Peso, (kgs)	16	16
Potencia del motor, (HP)	100 W	100 W
Suministro de aire	6 Bar	6 Bar

Fuente: Senay (2014).

Tabla XVII. Especificaciones técnicas del microscopio empleado para el análisis de lámina delgada.

Leica DM2500 P	
Porta objetos	5x (M25), centralizable
Objetivos	HI Plan POL
	PL Fluotar POL
	Inmersión de objetivos
Campo de visión útil	25 mm
Cambio	Manual
Luz transmitida	Contraste de polarización
	Ortoscopia
	Conoscopia
	Campo claro
	Fase de contraste
	DIC
	Campo oscuro
Luz incidente	Contraste de polarización
	Campo claro
	Campo oscuro
	DIC
	Fluorescencia
Conoscopia	Cubo de lente Bertrand
Iluminación	12 V 100 W Lámpara halógena
Operación	Manual
Ejes de luz Incidente	Manual
Condesadores	Cambio manual
Control de enfoque	Ajuste de altura manual
	Parada de focos, 2 or 3 caja de cambio

Fuente: Leyca.

2.2.1.1 Moda mineral mediante el análisis de imagen

El análisis de imagen por medio de software libre proporciona datos relevantes sobre la textura de diversos tipos de materiales. Este análisis consiste en cuantificar la superficie ocupada por cada uno de los minerales constituyentes de rocas para obtener la estimación de la moda mineral (ver figura 4.6). Se requiere una imagen clara en la que se pueda distinguir las fases minerales en una escala de grises o de colores, para que el software de análisis de imagen se permita de diferenciar y finalmente obtener un resultado cuantitativo. En la Figura 4.7 se observa el resultado cuantitativo de una lámina petrográfica.

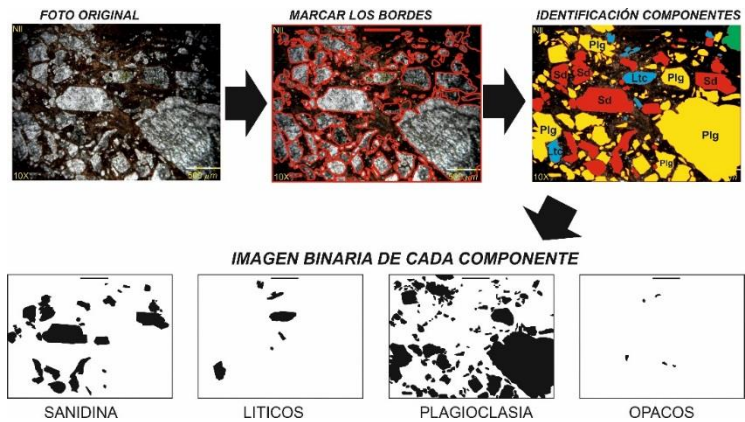


Figura 2.6 Proceso de identificación de los componentes..

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017

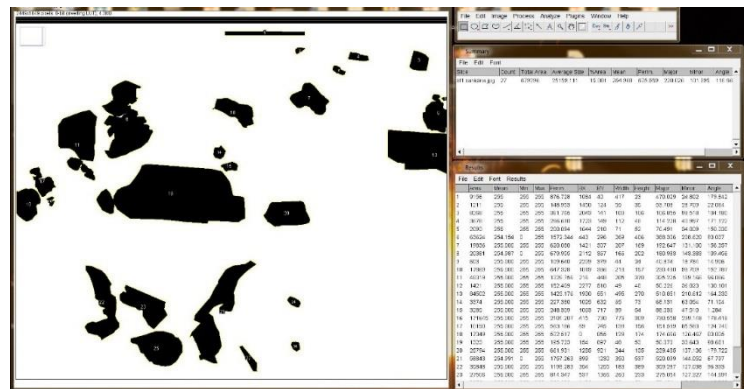


Figura 2.7 Cuantificación del porcentaje de los componentes de las muestras.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

2.2.2 Ensayo de compresión uniaxial: preparación y análisis

La preparación de una muestra empieza con la extracción de un núcleo cuyas dimensiones altura x diámetro son (5,5 x 11) cm respectivamente. La extracción del núcleo se la efectuó con la aplicación del siguiente equipo mecánico:

Tabla XVIII. Especificaciones técnicas del equipo empleado para la extracción del núcleo.

PERFORADORA DE NÚCLEO DE ROCAS	
Marca/Modelo	ELE INTERNATIONAL 70-0095/01
No. Inventario	s/c
Cantidad	1
Año	2015
Norma	na
Proveedor	Importadora SCHILLER Cia Ltda
Fotografía	

Fuente: ELE International., 2014.

Este equipo es utilizado para elaborar núcleos en muestras regulares o irregulares de roca u otros materiales para la preparación final antes de la prueba de resistencia.


La unidad comprende de un tanque recubierto con caucho con drenaje, de una mordaza que asegura a la muestra, taladro con motor eléctrico de 3 velocidades, montaje para conectar la manguera de agua que funciona como refrigerante durante el proceso de extracción de muestra. El motor de 3 velocidades permite al operador seleccionar la velocidad de rotación apropiada que depende del diámetro de la perforación.

Tabla XIX. Especificaciones técnicas del taladro eléctrico que emplea la perforadora de núcleo.

Taladro Eléctrico	110 V, 18 Amperios
Velocidad del Taladro	3 velocidades de rotación 670 rpm, 1140 rpm, 1580 rpm
Capacidad de broca	Hasta 110 mm en superficies de concreto o roca Hasta 160 mm en asfalto
Longitud de broca	Hasta 450 mm
Ancho	470 mm (18.5")
Altura	1016 mm (40")
Peso	50 kgs (110 lbs) excluyendo el motor del taladro

Fuente: ELE International., 2014.

Tabla XX. Especificaciones técnica de la prensa de compresión digital.

PRENSA DE COMPRESIÓN DIGITAL	
Marca / Modelo	ELE INTERNATIONAL 36-3088/01
Fotografía	
No. Inventario	62792
Norma	ASTM C – 39
Rango	5000 a 500000 lbf (22.4 a 2.224 kN)
Precisión	1% desde el 1% al 100% de la capacidad de la máquina.
Pistón	8.75" (222 mm) de diámetro, con recorrido de 2.5" (64 mm) con protección de sobrecarrera.
Bomba	1 HP (0.7 kw) bomba electro-hidráulica
Controles hidráulicos	Válvula de control de flujo con compensación de presión con una palanca de control de 4 posiciones y válvula de flujo ajustable.
Dimensiones	813mm ancho X 533mm profundidad X 1295mm altura
Peso	1700 lbs

Fuente: ELE International., 2014.

2.2.3 Preparación de las muestras para la obtención de difractogramas

La preparación de cada una de las muestras para el su análisis de difracción se hace con las siguientes fases.

1. Primera reducción del tamaño de la muestra (tamaño centimétricos).
2. Reducción del tamaño de la muestra en el molino de bolas. (Tamaño de 53 micrones).
3. El material extraído de la operación anterior debe ser tamizado en un `mesh` 270.
4. Las partículas que pasan el tamiz 270, se colocan en recipientes esterilizados con alcohol y se procede a su pesaje.



Figura . Proceso para la elaboración de muestras previo al análisis de difracción de rayos x.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017

2.3 Trabajo de oficina

2.3.1 Análisis y digitalización de los datos: mapas

Con la información recopilada en bibliografía disponible y campo, se elaboran los diferentes shapefile: litología, estructuras geológicas, dataciones, secciones, muestras extraídas en campo, etc.

2.3.2 Análisis de material fotográfico y reconocimiento de los lineamientos estructural

Esta fase de la investigación se lo efectuó mediante el análisis del Modelo de Elevación Digital (DEM 30x30), ortophotos, fotografías satelitales Landsat 8. Una fotografía satelital Landsat 8, contiene 11 bandas con características específicas.

Tabla XXI. Bandas en una fotografía satelital Landsat 8.

NÚMERO DE BANDA	NOMBRE	μM	RESOLUCIÓN
1	Costera	0.433–0.453	30 m
2	Azul	0.450–0.515	30 m
3	Verde	0.525–0.600	30 m
4	Rojo	0.630–0.680	30 m
5	Infrarrojo cercano (NIR)	0.845–0.885	30 m
6	Infrarrojo (SWIR)	1.560–1.660	30 m
7	Infrarrojo (SWIR)	2.100–2.300	30 m
8	Pancromática	0.500–0.680	15 m
9	`Cirrus`	1.360–1.390	30 m
10	Infrarrojo de onda larga	10.6-11.2	100 m
11	Infrarrojo de onda larga	11.5-12.5	100 m

Fuente: Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

2.3.3 Difractogramas

El análisis de los archivos xrdml se analizaron mediante el software Match.

CAPÍTULO 5

DATOS

3.1 Secciones de campo

Se tomaron en cuenta 63 secciones estratigráficas, de las cuales 34 secciones principales (tabla XXI) se describen con detalle, agrupando los datos de campo más relevantes, para los correspondientes análisis (ver figura 5.1). A continuación, se describen los afloramientos a escala macroscópica, mesoscópica y microscópica.

Tabla XXII. Estaciones realizadas en campo con su respectiva ubicación. Coordenadas UTM WGS84-17S.

Sección	Formaciones geológicas (Pratt et al., 1997; Hungerbühler, 1997)	Formación geológicas	Roca	Unidad	Espesor (m)
1	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-01	Unidad A	9
2	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	U2	Unidad A	2
3	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-01-04-17	Unidad A	10
4	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-02-04-17	Unidad A	5
6	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-04-04-17	Unidad B	15
24	GRANODIORITA (INTRUSIVO)	SARAGURO IND.	AH-03	Unidad C2	20
			AH-02	Unidad C1	5

22	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-26-04-17	Unidad D2	4
				Unidad D1	4
61	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	-	Unidad D1	30
19	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-24-04-17	Unidad D2	14
			AH-25-04-17	Unidad D1	6
62	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	-	Unidad E2	6
				Unidad E1	4
17	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	AH-23-04-17	Unidad J	7
			AH-22-04-17	Unidad F	5
18	RIOLITA (FM. TARQUI)	SARAGURO IND.	AH-23-04-17	Unidad J	30
			AH-28-04-17		
30	SARAGURO IND.	FM. JUBONES	-	Unidad K	40
32	ANDESITA (G. SARAGURO)	FM. JUBONES	-	Unidad K	80
33	ANDESITA (G. SARAGURO)	FM. UCHUCAY	-	Unidad O	15
				Unidad N	15
				Unidad K	30
34	ANDESITA (G. SARAGURO)	COLUVIAL	-	-	6

35	SARAGURO IND.	SARAGURO IND.	-	Unidad J	9
16	SARAGURO IND.	COLUVIAL	-	-	7.2
15	FM. SANTA ISABEL	SARAGURO IND.	AH-20-04-17	Unidad J	5
			AH-21-04-17	Unidad G	4
14	FM. SANTA ISABEL	SARAGURO IND.	AH-19-04-17	Unidad J	1
			AH-18-04-17	Unidad I	3
			AH-17-04-17	Unidad H	2
36	FM. SANTA ISABEL	FM. JUBONES	-	Unidad K	26
				Unidad H	14
37	FM. JUBONES	FM. JUBONES	-	Unidad N	60
				Unidad K	60
				Unidad J	80
13	FM. SANTA ISABEL	FM. JUBONES	AH-14-04-17	Unidad K	20
			AH-15-04-17		
38	FM. JUBONES	FM. JUBONES	-	Unidad K	90
8	G. AYANCAY		-	Unidad N	10

		FM. BURROHU AYCU	AH- 06- 04-17	Unidad L	5
12	FM. JUBONES	FM. JUBONES	-	Unidad K	30
9	FM. JUBONES	FM. JUBONES	-	Unidad K	10
11	FM. JUBONES	FM. SANTA ISABEL	-	Unidad M1	3
				Unidad L	3
10	FM. SANTA ISABEL	FM. SANTA ISABEL	AH- 07- 04-17	Unidad M3	2.8
			AH- 08- 04-17	Unidad M2	0.2
			AH- 09- 04-17	Unidad M1	1
			AH- 10- 04-17	Unidad L	1
			AH- 12- 04-17	Unidad K	5
45	FM. SANTA ISABEL	FM. SANTA ISABEL	-	Unidad M1	6
46	SARAGURO IND.	SARAGUR O IND.	-	Unidad K	600
				Unidad J	
55	RIOLITA	FM. JUBONES	-	Unidad K	300
58	FM. SANTA ISABEL	SARAGUR O IND.	-	Unidad J	4
60	TOBA DACÍTICA	FM. JUBONES	-	Unidad K	4

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

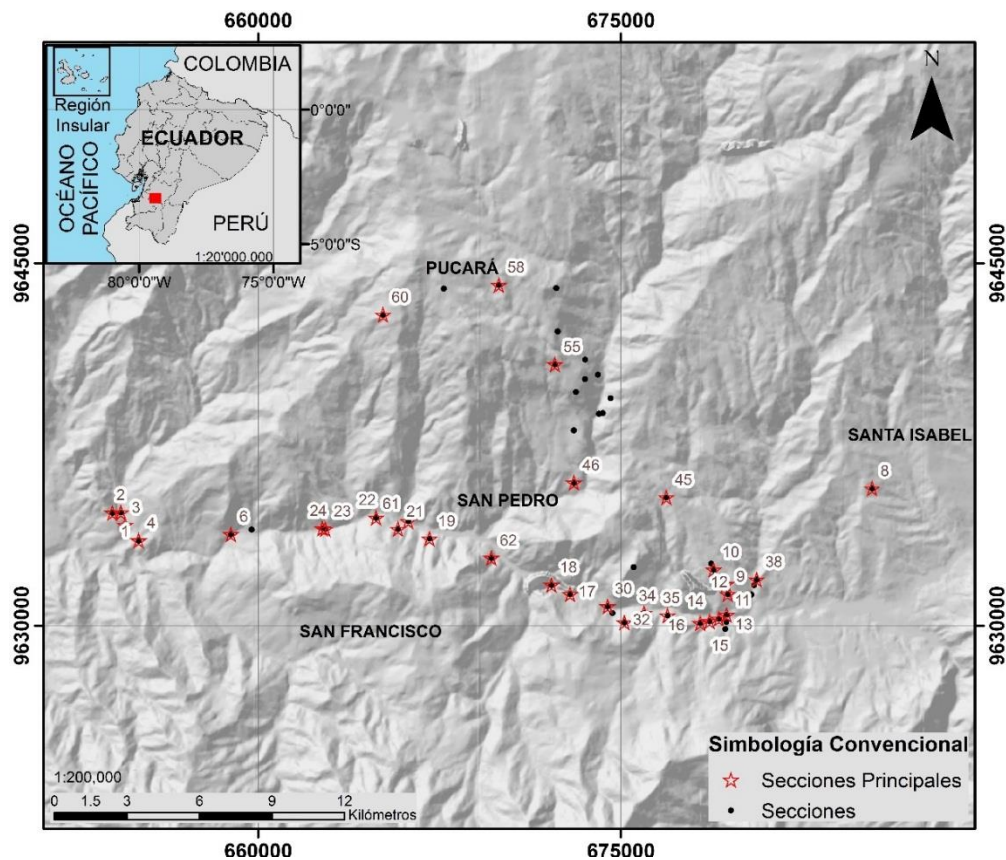


Figura 3.1 Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas. Secciones principales de la zona de estudio.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2 Estratigrafía y correlación

3.2.1 Sección 1

Afloramiento de aproximadamente 9 metros de espesor, ubicado en el sector Unión y Progreso. El material corresponde a una ignimbrita altamente soldada. El macizo se encuentra parcialmente fracturado por cuatro familias de diaclasas ($299^{\circ}/15^{\circ}$; $92^{\circ}/79^{\circ}$; $183^{\circ}/51^{\circ}$; $118^{\circ}/30^{\circ}$). El macizo es vulnerable a caída de bloque por rotura planar y en cuña.

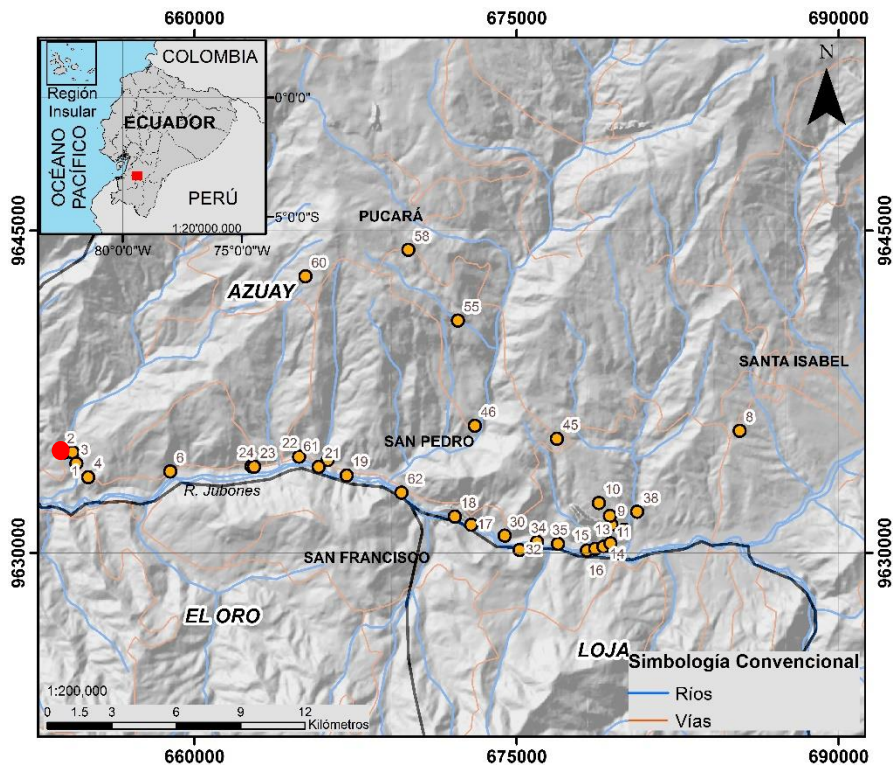

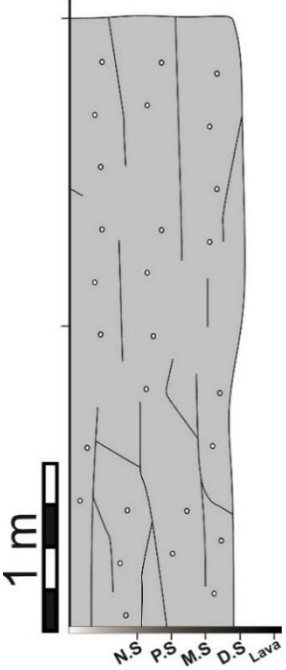


Figura 3.2 Mapa de ubicación de la sección 1.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017

Tabla XXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 1.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN
		<p>El afloramiento presenta una misma litología, rocas de color marrón grisáceo. La parte inferior muestra mayor concentración de fracturas, generando bloques centimétricos, mientras que en la parte superior el porcentaje de discontinuidades disminuye, generando bloques de orden métrico.</p> <p>Unidad A</p> <p><i>Código de muestra: AH-01</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXIV. Descripción meso y microscópica de la Sección 1.

CÓDIGO: AH-01	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 653967 Y= 9634673			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color marrón – grisáceo, masiva de textura fanerítica, sin vesicularidad. Contiene una tipología de líticos centimétricos, holocristalina con cristales subangulares a subredondeados de cuarzo amatista, plagioclasa. Una tipología de llamas con r/a 2:1.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina porfídica con matriz microlítica, con presencia de líticos con leve mineralización de pirita diseminada. Una tipología de mineralización de color azul, probablemente zircón o apatito, y desarrollo de prehnita, en las plagioclasas generado por el ascenso del gas a través de las fracturas.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	F	0.5 - 1	10
	Fld	F	1.	15
	Plg	F	1.5	75
INTERPRETACIÓN				
Andesita - Basáltica				

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.2 Sección 2

Afloramiento de aproximadamente 2 metros de altura, ubicado en el sector Unión y Progreso. El material corresponde a una Ignimbrita altamente soldada. Debido a la circulación constante de agua, las rocas presentan un alto nivel de intemperismo, la zona con menor meteorización se ubica a 100 metros en dirección N323.

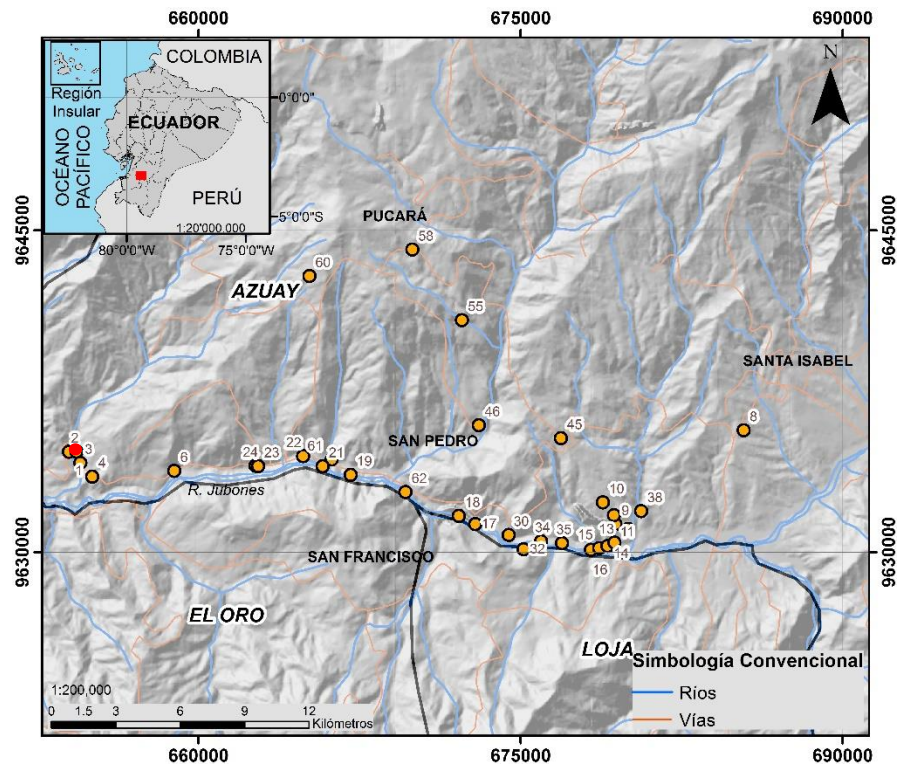

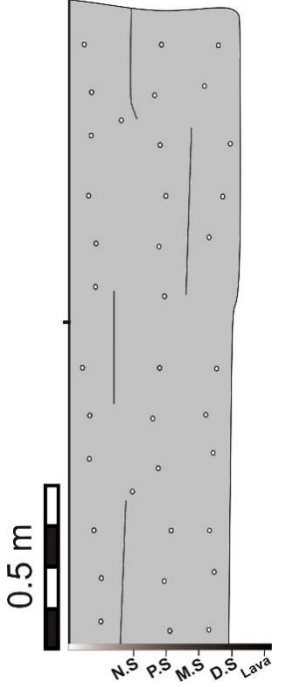


Figura 3.3 Ubicación de la sección 2.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017

Tabla XXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 2.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Alteración física de la roca</p> <p>Unidad A</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXVI. Descripción meso y microscópica de la Sección 2.

CÓDIGO: U2	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 654318 Y= 9634685			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris medio, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Holocristalina, con minerales presentes de plagioclasas y anfíboles en menor porcentaje. Una tipología de llamas de orden centimétrico, con r/a 2:1. Patinas de intemperismo, y se observa fracturas rellenas con un material oscuro.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca de textura afirica, hialocristalina Los principales minerales son cuarzo hipidiomorfo, plagioclasas y sanidina. Presencia de estructuras de flujo piroclástico. Presencia de fragmentos líticos que presenta un halo que separa el lítico de la roca.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	F	1	12
	Fld	F	1	18
	Plg	F	0.5 - 1	72
	INTERPRETACIÓN			
	Andesita - Basáltica			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.3 Sección 3

Afloramiento de aproximadamente 10 metros de altura, ubicado en el sector Gramalote. El material corresponde a una Ignimbrita altamente soldada, parcialmente meteorizadas.

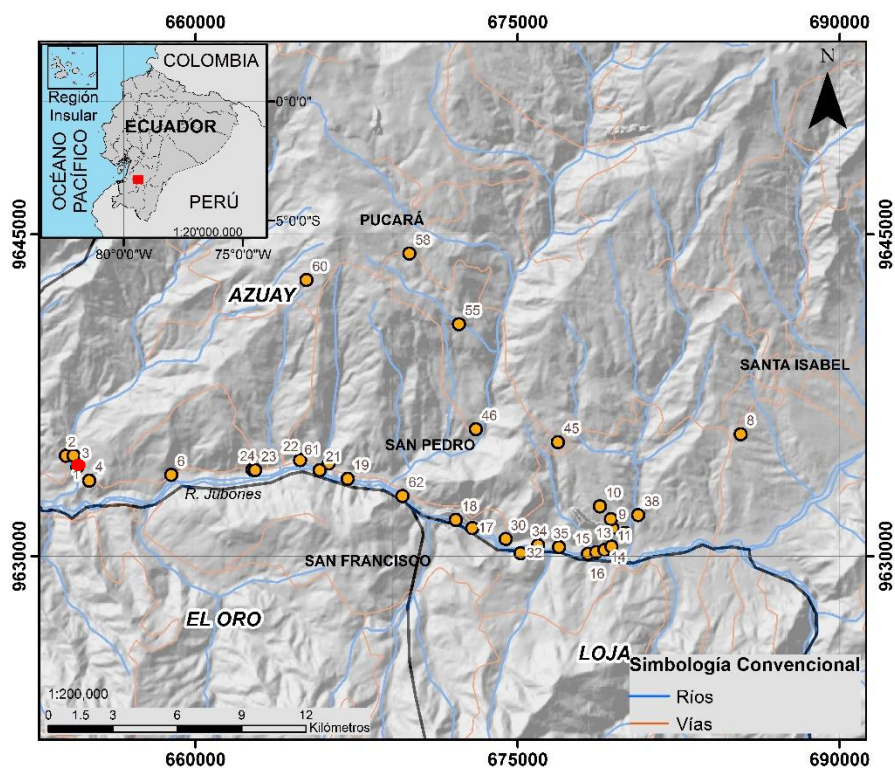

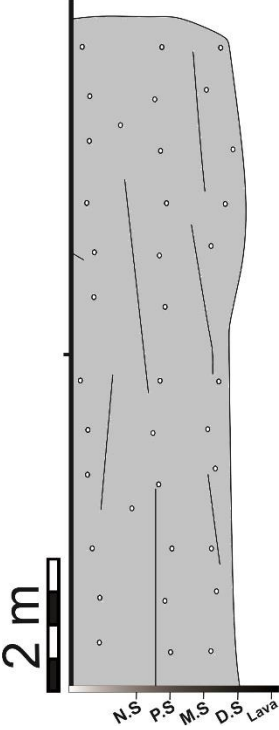


Figura 3.4 Mapa de ubicación de la sección 3.

Fuente: Avilez H., Flor A.

Tabla XXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 3.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph showing a steep, vegetated hillside. A white vertical scale bar on the left side of the image is labeled "10 m". The terrain is covered with green plants and some exposed soil or rock patches.</p>	 <p>A schematic diagram of a stratigraphic column. It is a vertical rectangle with a wavy top edge. The interior is filled with a light gray color and contains several vertical lines and small circles representing rock layers and features. To the left of the column is a vertical scale bar labeled "2 m". At the bottom of the column, there are five labels: "N.S", "P.S", "M.S", "D.S", and "Lava".</p>	<p>de color gris – verde oliva. La parte inferior del afloramiento presenta un bajo nivel de alteración física, mientras que en los dos últimos metros las rocas se entran alteradas de forma física y química. La litología presenta características similares a la Unidad A</p> <p><i>Código de muestra: AH-01-04-2017</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXVIII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 3.

CÓDIGO: AH-01-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 654496 Y= 9634162			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris – verde oliva, masiva de textura fanerítica, sin vesicularidad. Contiene dos tipologías de líticos de coloración blanca, hipocristalina con cristales subangulares de cuarzo, plagioclasa, y sanidina. Tres tipologías de llamas de coloración blanca, marrón y negra, con r/a 2:1. Presenta leve alteración de palagonización.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina porfídica con matriz microlítica, presencia de líticos con leve mineralización de pirita diseminada. Zircón, desarrollo de prehnita, en las plagioclasas generado por el ascenso del gas a través de las fracturas.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	F	1 - 1.5	10
	Fld	F	1	22
	Plg	F	2	68
	INTERPRETACIÓN			
	Andesita – Basáltica.			

Fuente: Avela H., Flor A., 2017.

3.2.4 Sección 4

Afloramiento de aproximadamente 5 metros de espesor, ubicado en el sector Gramalote junto a la vía Pasaje – Santa Isabel. El material corresponde a una ignimbrita altamente soldada. El macizo se encuentra parcialmente fracturado.

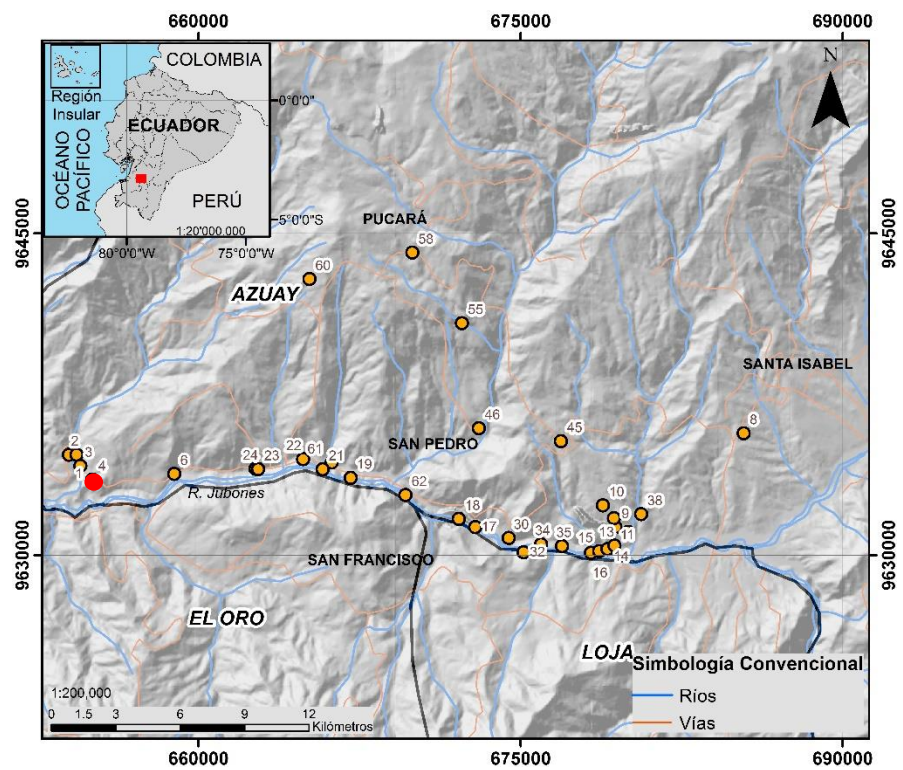

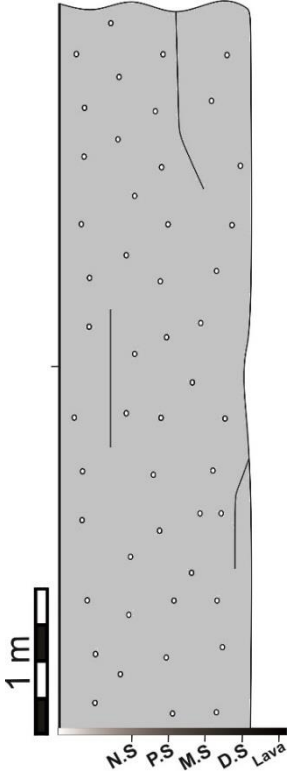


Figura 3.5 Mapa de ubicación de la sección 4.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 5.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Deposito de color amarillo oscuro.</p> <p>La parte inferior del afloramiento está conformado por bloques de orden métrico.</p> <p>Hacia el tope del macizo, el material presenta intemperismo, efecto de la meteorización física y química de las rocas.</p> <p>Unidad A <i>Código de muestra: AH-02-04-2017</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 5.

CÓDIGO: AH-02-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 655051 Y= 9633523			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris medio, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Holocristalina, con minerales presentes de plagioclasas y anfíboles en menor porcentaje. Una tipología de llamas de orden centimétrico, con r/a 2:1. Patinas de intemperismo, y se observa fracturas rellenas con un material oscuro.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca porfídica, hialocristalina con matriz microlítica localmente fluidal. Presencia de una tipología de líticos con mineralización de pirita diseminada y en microvetillas. Cristales hipidiomorfos de cuarzo, parcialmente fracturados. Cristales hipidiomorfos de sanidina y plagioclasas, presentan leve alteración.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	F	1 - 1.5	1
	Fld	F	1	37
	Plg	F	2	62
	INTERPRETACIÓN			
	Andesita - Basáltica			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.5 Sección 6

Afloramiento de aproximadamente 15 metros de espesor, ubicado en el sector Sarayungo junto a la vía Pasaje – Santa Isabel. El material corresponde a un flujo de lava, parcialmente fracturado.

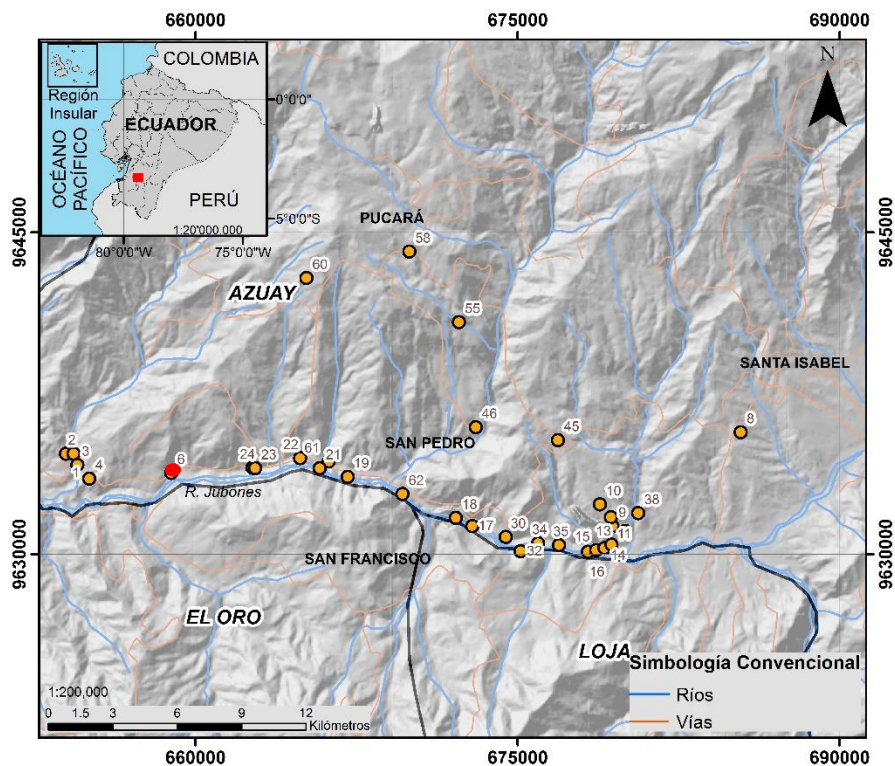
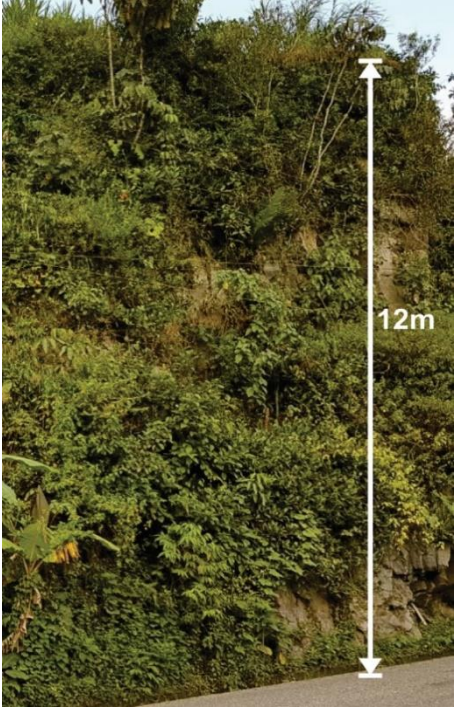
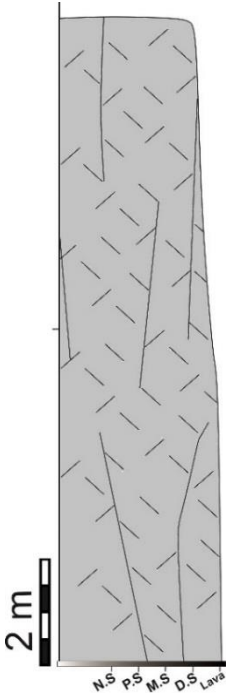


Figura 3.6 Mapa de ubicación de la sección 6.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 6.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>El afloramiento corresponde a un flujo de lava de color gris verde oscuro que se encuentra parcialmente fracturado, generando bloques de orden decimétrico desde la base hasta el tope.</p> <p style="text-align: center;">Unidad B <i>Código de muestra: AH-04-04-2017</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 6.

CÓDIGO: AH-04-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S																			
	X= 655051 Y= 9633523																			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA																			
	<p>Roca de color gris verdoso oscuro, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Tipología de líticos centimétricos de coloración gris oscuro. Holocristalina, cristales subredondeados de cuarzo, minerales de color blanco, plagioclasa y sanidina. Piroxenos y anfiboles en menor proporción. Presencia de mineralización secundaria en forma de vetillas y diseminada.</p>																			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA																			
	<p>Roca hialocristalina porfídica con matriz microlítica. Presenta minerales de cuarzo alitriomorfos, plagioclasas y feldespatos alcalinos hipidiomorfos, minerales secundarios de epidota, diseminados de pirita, entre otros opacos y zircón. Los minerales de plagioclasas presentan epidotización.</p>																			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA																			
	<table border="1"> <thead> <tr> <th data-bbox="673 1207 839 1308">MINERAL</th> <th data-bbox="846 1207 1011 1308">F/M</th> <th data-bbox="1011 1207 1312 1308">TAMAÑO (mm)</th> <th data-bbox="1312 1207 1453 1308">%</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td data-bbox="673 1308 846 1371">Qtz</td> <td data-bbox="846 1308 1011 1371">F</td> <td data-bbox="1011 1308 1312 1371">0.5 - 1</td> <td data-bbox="1312 1308 1453 1371">0</td> </tr> <tr> <td data-bbox="673 1371 846 1434">Fld</td> <td data-bbox="846 1371 1011 1434">F</td> <td data-bbox="1011 1371 1312 1434">1 - 1.5</td> <td data-bbox="1312 1371 1453 1434">65</td> </tr> <tr> <td data-bbox="673 1434 846 1497">Plg</td> <td data-bbox="846 1434 1011 1497">F</td> <td data-bbox="1011 1434 1312 1497">0.5 - 1</td> <td data-bbox="1312 1434 1453 1497">35</td> </tr> </tbody> </table>	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%	Qtz	F	0.5 - 1	0	Fld	F	1 - 1.5	65	Plg	F	0.5 - 1	35			
MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%																	
Qtz	F	0.5 - 1	0																	
Fld	F	1 - 1.5	65																	
Plg	F	0.5 - 1	35																	
	INTERPRETACIÓN																			
	Latita																			

Fuente: Avelz H., Flor A., 2017.

3.2.6 Sección 24

Afloramiento de aproximadamente 25 metros de espesor, ubicado en el sector Santa Isabel junto a la vía Pasaje – Santa Isabel. El material corresponde a una ignimbrita altamente soldada.

Se evidencia una estructura subvertical ($N45^{\circ}/78^{\circ}$) que atraviesa completamente el macizo. El macizo se encuentra parcialmente fracturado, además el material presenta meteorización física y química en las superficies de las discontinuidades.

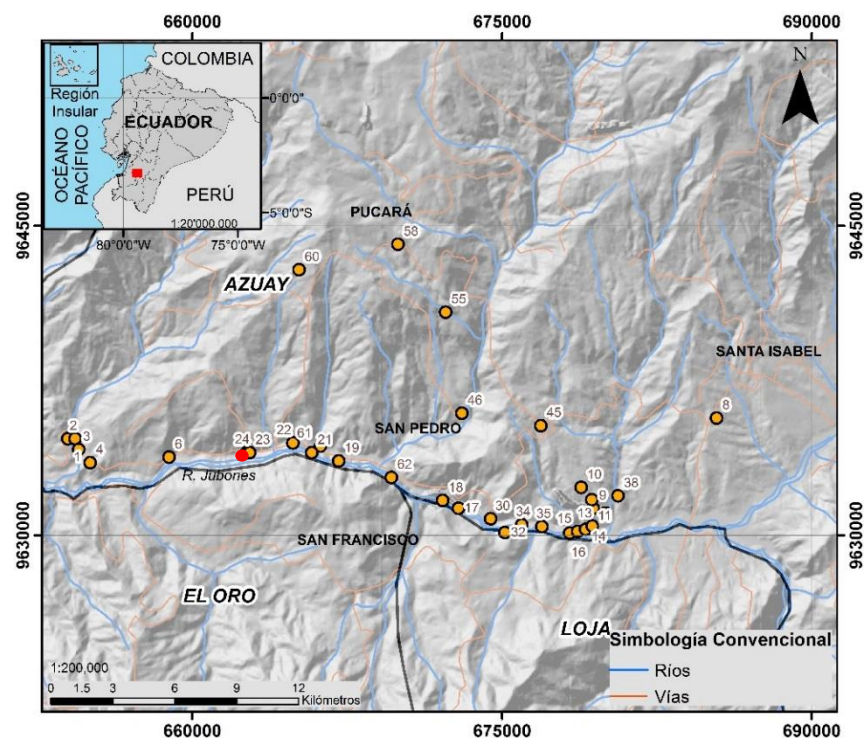

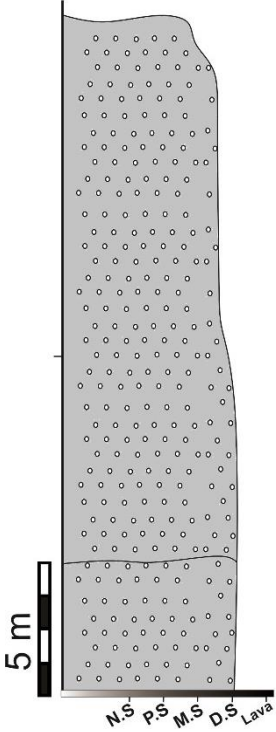


Figura 3.7 Mapa de ubicación de la sección 24.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 24.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Roca de color gris claro de aproximadamente 20 metros de espesor. Unidad C2 <i>Código de muestra: AH-03</i></p> <hr/> <p>Roca de color gris claro de aproximadamente 5 metros de espesor. Unidad C1 <i>Código de muestra: AH-02</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXIV. Descripción mesoscópica de la muestra de la Sección 24.

CÓDIGO: AH – 02	COORDENADAS UTM WGS_84 ZONA 17 S
	X= 662656 Y= 9634025
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA
	<p>Roca de color gris claro, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Se observa cristalización de cuarzo, minerales oscuros, piroxénos y anfíboles. Una tipología de llamas de orden decimétrico, de coloración negra, con r/a 2:1, el cual presenta magnetismo. Se observan patinas de cloritización o epidotización.</p>
CÓDIGO: AH – 03	COORDENADAS UTM WGS_84 ZONA 17 S
	X= 662656 Y= 9634025
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA
	<p>Roca de color gris claro, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Cristalización de cuarzo y contiene minerales oscuros, piroxénos y anfíboles. Una tipología de llamas de orden decimétrico, de coloración negra, con r/a 2:1, el cual presenta magnetismo. Se observan patinas de cloritización o epidotización.</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.7 Sección 22

Afloramiento de aproximadamente 8 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. El material es de color gris claro, se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales 315° y 760° .

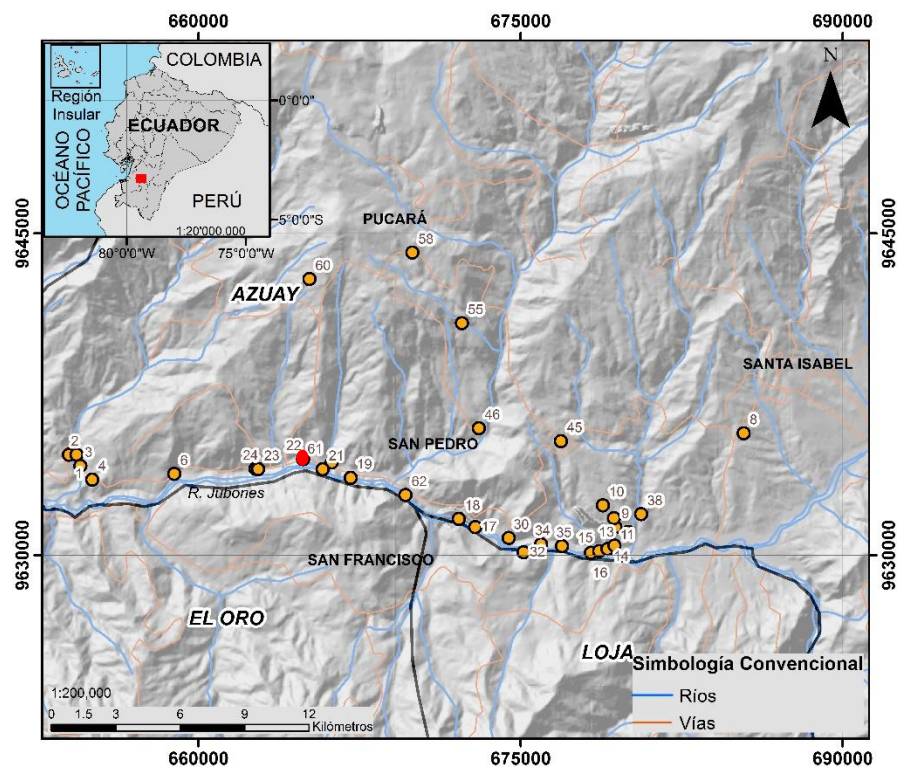

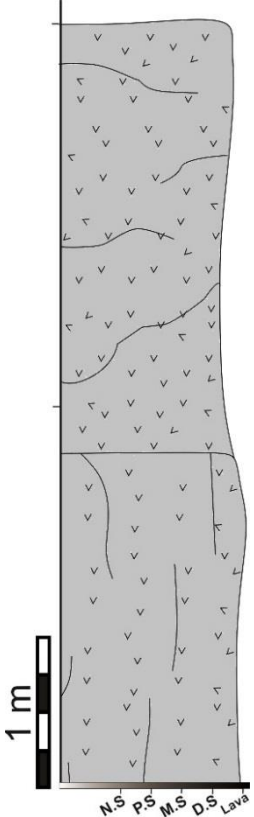


Figura 3.8 Mapa de ubicación de la sección 22.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 22.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph of a rock outcrop. A vertical white arrow on the right side of the rock face indicates a height of 5 meters. A person in a blue shirt and cap stands at the base of the rock for scale. The rock is light-colored and shows some fracturing.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram showing two units. The upper unit is shaded light gray and contains small downward-pointing triangles representing crystals. The lower unit is also shaded light gray and contains small downward-pointing triangles. A vertical scale bar on the left indicates 1 meter. At the bottom of the column, labels are present: N.S, P.S, M.S, D.S, and Lava.</p>	<p>Deposito de color gris claro, se observan cristales de cuarzo, minerales oscuros, piroxénos y anfíboles. Una tipología de llamas de orden decimétrico</p> <p style="text-align: center;">Unidad D2</p> <p style="text-align: center;"><i>Código de muestra: AH-26-04-2017</i></p> <hr/> <p>Roca de color gris claro, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Cristalización de cuarzo y contiene minerales oscuros, piroxénos y anfíboles.</p> <p style="text-align: center;">Unidad D1</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXVI. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 22.

CÓDIGO: AH-26-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 664876 Y= 9634470			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris verde oscuro, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. Compuesta de minerales milimétricos de cuarzo anhedral, plagioclasas subhedrales, piroxénos y anfíboles. Se observa una tipología de llamas de coloración negra, con relación de aspecto 2:1. Presenta alteración por epidotización.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina afírica con textura microlítica. Mineralización de cuarzo alitriomorfos, plagioclasas aciculares y sanidina hipidiomorfos. Alteración en cristales de cuarzo y plagioclasas. Diseminados de pirita.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	F	1 - 1.5	28
	Fld	F	1	15
	Plg	F	2	57
INTERPRETACIÓN				
Dacita				

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.8 Sección 61

Afloramiento de aproximadamente 30 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pucará – Pasaje. Lava de color gris, parcialmente fracturada, en prismas columnares.

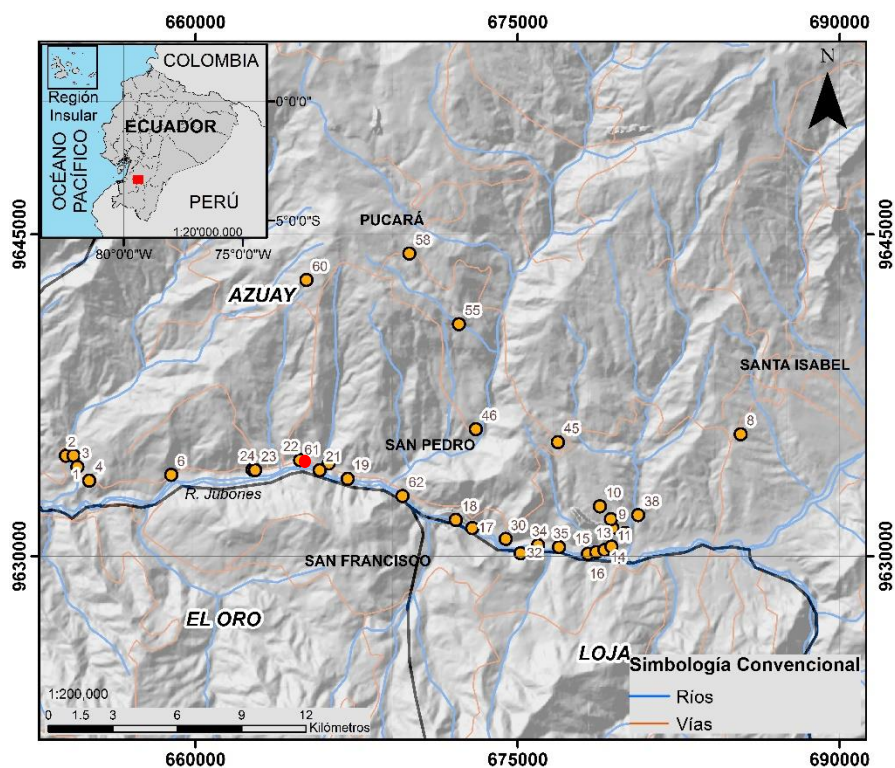
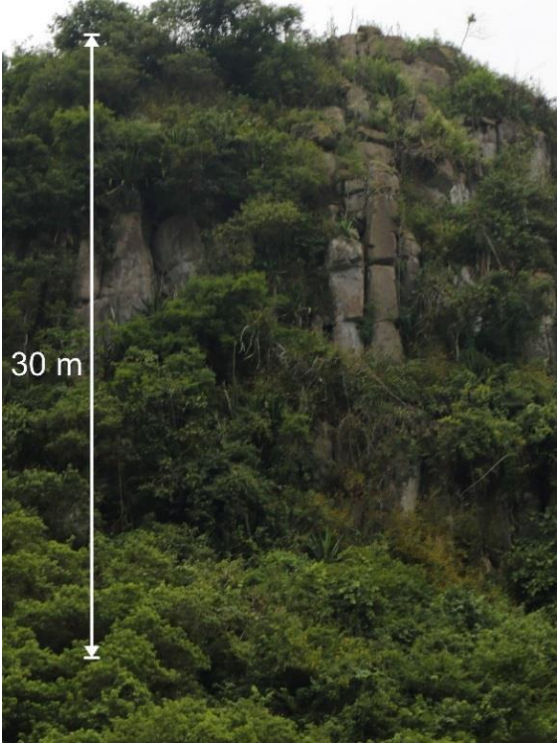
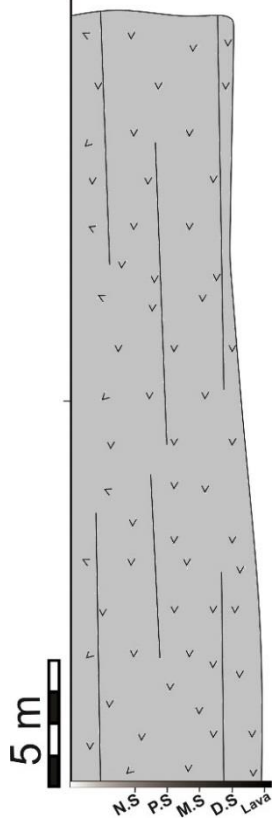


Figura 3.9 Mapa de ubicación de la sección 61.


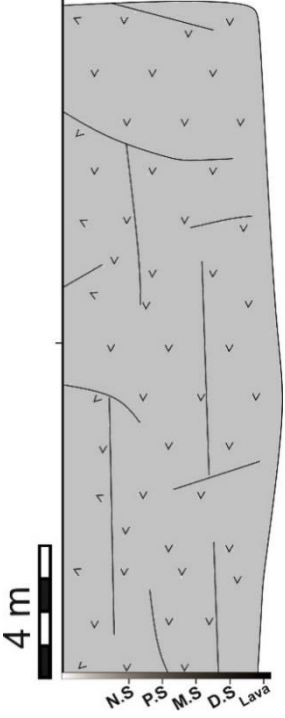
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 61.

FOTOGRAFÍA	COLUMNNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>30 m</p>	 <p>5 m</p> <p>N.S P.S M.S D.S Lava</p>	<p>Material de color gris, fracturamiento columnar. Presencia de alteración física superficial.</p> <p>Unidad D1</p>


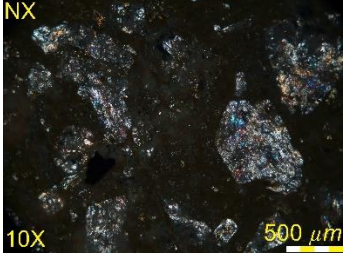
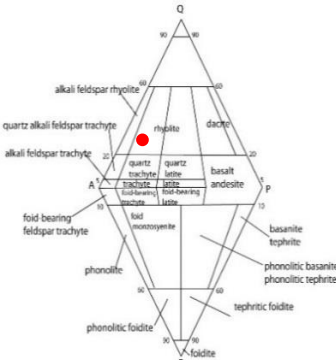
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 19.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris, fracturamiento columnar. Presencia de alteración física.</p> <p><i>Código de muestra: AH-24-04-17</i> Unidad D2</p> <hr/> <p>Material de color gris, fracturamiento columnar. Presencia de alteración física.</p> <p><i>Código de muestra: AH-25-04-17</i> Unidad D1</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XXXIX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 19.

CÓDIGO: AH-24-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 655051 Y= 9633523			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color rosáceo, masiva de textura brechada, sin vesicularidad. Poligmítica, líticos predominantemente de orden centimétrico. Sus componentes son subangulares y tabulares sin una dirección preferencial. Presenta cloritización en ciertos líticos.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina afírica con textura microlítica fluidal. Mineralización de cuarzo hipidiomorfo, fragmentado y alterado, feldespatos alcalinos (sanidina) hipidiomorfo. Presencia de anfíboles (tremolita) y micas (glauconita). Textura esferulita en ciertos cristales de sanidina. Diseminados de piritita.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	2 - 2.5	28
	Fld	F	1	66
	Plg	F	0.5	6
INTERPRETACIÓN				
Riolita				

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XL. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 19.

CÓDIGO: AH-25-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 655051 Y= 9633523			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color rosáceo, masiva de textura brechada, sin vesicularidad. Poligmítica, líticos predominantemente de orden centimétrico. Sus componentes son subangulares y tabulares sin una dirección preferencial. Presenta cloritización en ciertos líticos.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca de textura porfídica, hialocrystalina. Presencia de cristales de cuarzo y plagioclasas hipidiomorfos y feldespatos idiomorfos. Presencia de alteraciones amarillas sobre los cristales de plagioclasas. Presencia de alteración verdosa posiblemente cloritización.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	2 - 2.5	21
	Fld	F	1	9
	Plg	F	1.5	70
INTERPRETACIÓN				
Dacita				

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.10 Sección 62

Afloramiento de aproximadamente 10 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. Ignimbrita moderadamente soldada de color gris claro, presenta meteorización física y química. El macizo se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales 315° y 760° .

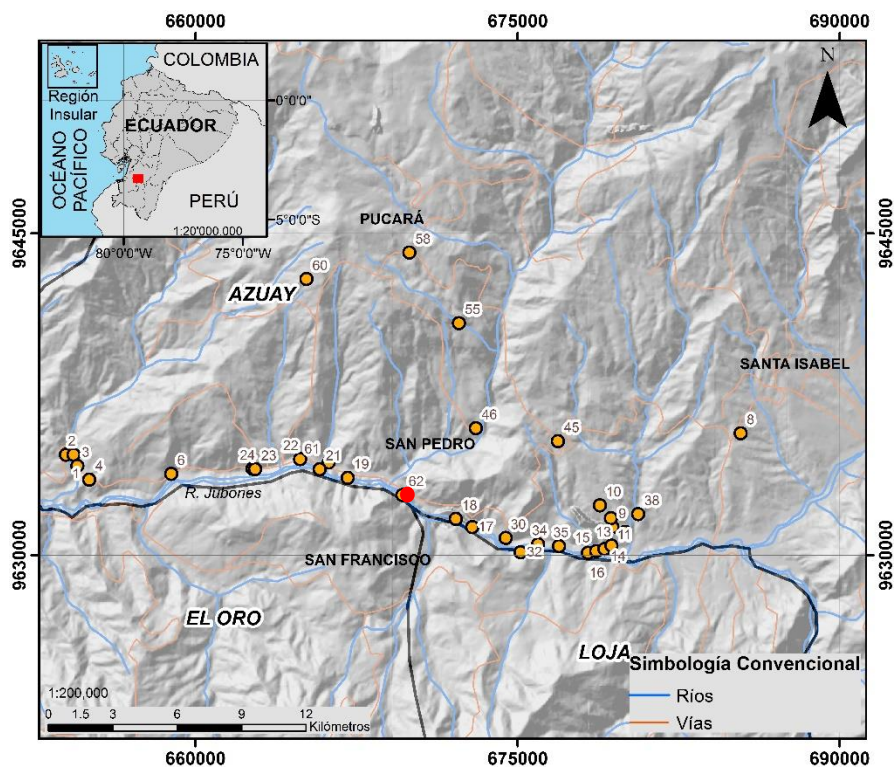
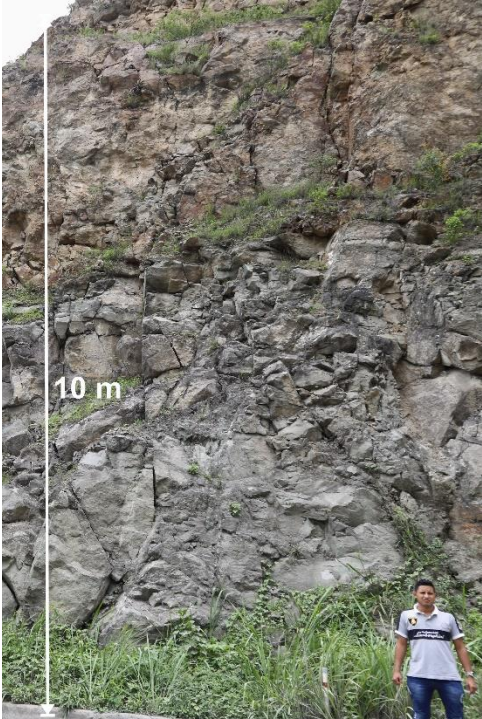
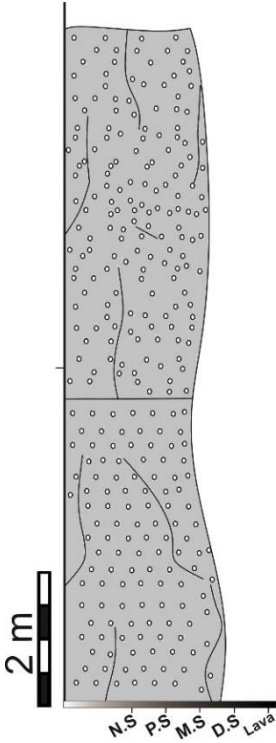


Figura 3.11 Mapa de ubicación de la sección 62.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 62.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph of a rock outcrop showing a stratigraphic column. A vertical white scale bar on the left indicates a height of 10 meters. A person is standing at the base of the outcrop for scale. The rock is dark grey and shows signs of fracturing and weathering.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram showing two units. The upper unit is labeled 'Unidad E2' and the lower unit is labeled 'Unidad E1'. Both units are filled with a pattern of small circles representing ignimbrite. A vertical scale bar on the left indicates a height of 2 meters. At the base of the column, there are labels: N.S, P.S, M.S, D.S, and Lava.</p>	<p>Ignimbrita de color gris, parcialmente fracturada. Meteorización física y química.</p> <p style="text-align: center;">Unidad E2</p> <hr/> <p>Ignimbrita de color gris, parcialmente fracturada. Meteorización física.</p> <p style="text-align: center;">Unidad E1</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.11 Sección 17

Afloramiento de aproximadamente 12 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. Se evidencia el contacto entre dos flujos piroclásticos. El macizo se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades que poseen una dirección preferencial NS.

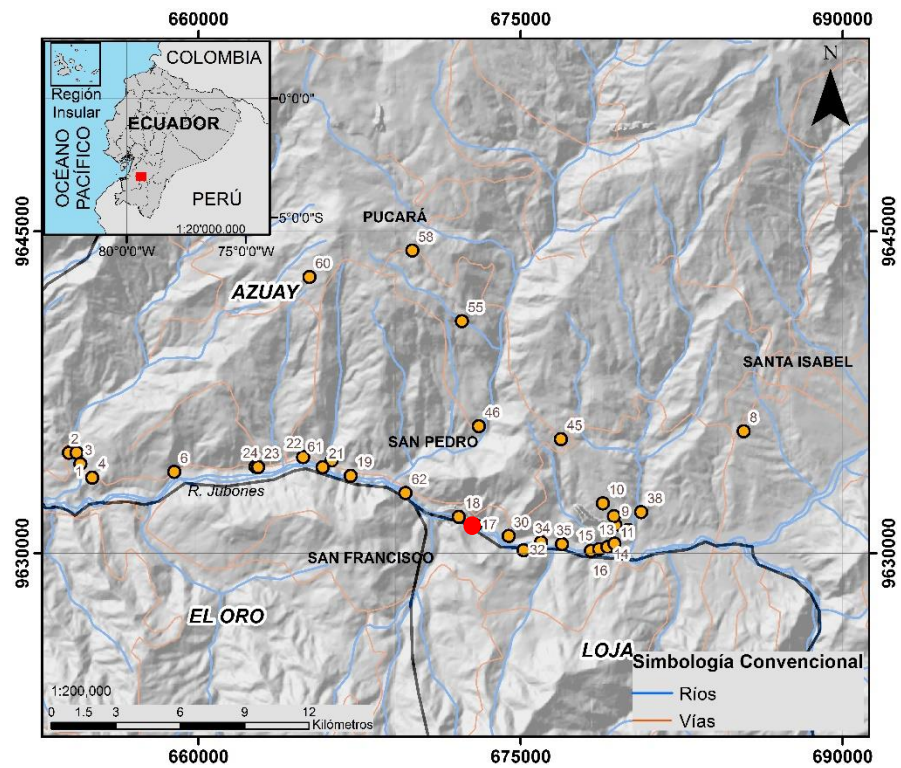
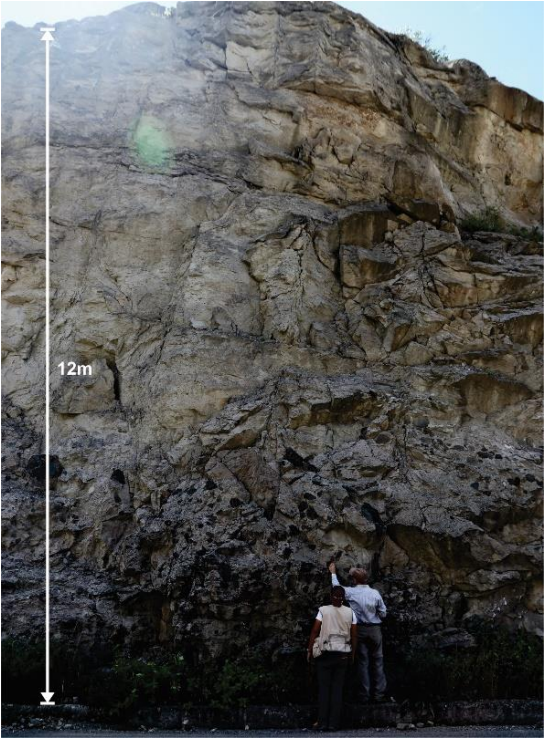
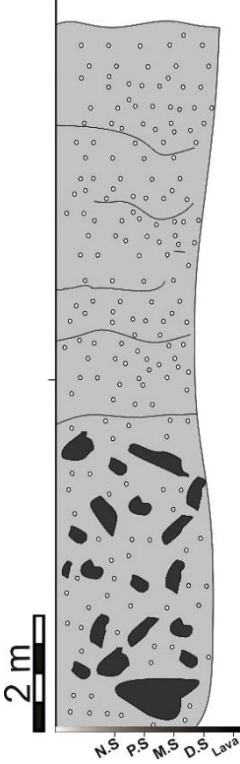


Figura 3.12 Mapa de ubicación de la sección 17.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 17.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph of a rock outcrop showing a vertical section of a cliff face. A white double-headed arrow on the left side indicates a height of 12 meters. At the bottom of the outcrop, two people are standing for scale. The rock is light-colored with some darker, more fractured areas.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram showing two distinct units. The upper unit is light gray with small circles representing pebbles. The lower unit is light gray with larger, dark, angular clasts. A 2m scale bar is shown to the left of the column. Labels at the bottom of the column are N.S, P.S, M.S, D.S, and Lava.</p>	<p>Material de color verdoso de 8 metros de espesor.</p> <p>Unidad J <i>Código de Muestra: AH-23-04-2017</i></p> <hr/> <p>Material de color gris claro, 4 m de espesor. Corresponde a una brecha polimíctica, cuyos clastos son angulares y de orden decimétricos</p> <p>Unidad F. <i>Código de Muestra: AH-22-04-2017</i></p>

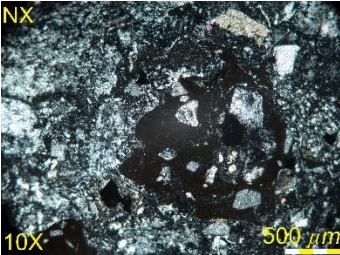
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLIII. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 17.

CÓDIGO: AH-22-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
MUESTRA	X= 672896 Y= 9631308			
	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris verdoso, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad, hipocristalina con cristales subredondeados y subangulares de cuarzo interceptados (3 mm), y piroxenos (2 mm). Leve alteración en ciertos minerales de cuarzo.</p> <p>Roca holocristalina porfírica con matriz máfica. Cristales hipidiomorfos de cuarzo, sanidina y plagioclasas. Los cristales de sanidina se encuentran parcialmente fracturados. Las plagioclasas presentan cloritización.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	0.5	8
	Fld	F	1.5 - 2	78
	Plg	F	2	14
	INTERPRETACIÓN			
	Traquita			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLIV. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 17.

CÓDIGO: AH-23-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris rosáceo, masiva de textura brechada, sin vesicularidad. Poligmítica, líticos milimétricos y centimétricos. Componentes subangulares y tabulares sin una dirección preferencial. Presenta cloritización en lineamientos de ciertos líticos.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina afírica con textura microlítica. Líticos (>2mm) de textura glomeroporfídica. Cuarzo fragmentado hipidiomorfo a alotriomorfo, plagioclasas (anortita, bitownita) y feldespatos alcalinos (sanidina) hipidiomorfos tabulares. Presencia de textura esferulita en cristales de sanidina. Mineralización secundaria de biotita con alteración de clorita.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	1	23
	Fld	F	1	32
	Plg	F	1.5	45
	INTERPRETACIÓN			
	Riolita			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.12 Sección 18

Afloramiento de aproximadamente 30 metros de espesor, ubicado junto a la Santa Isabel - Pucará. El material es de color rosáceo amarillento, resultante de alteración hidrotermal y precipitación de azufre.

Se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales 315° y 760° .

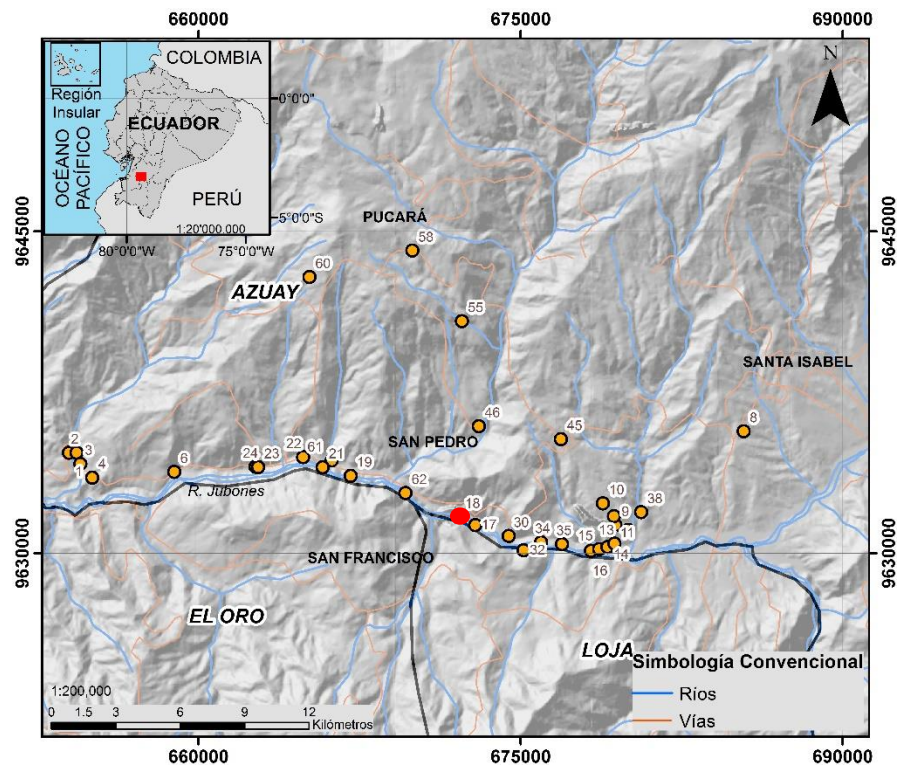
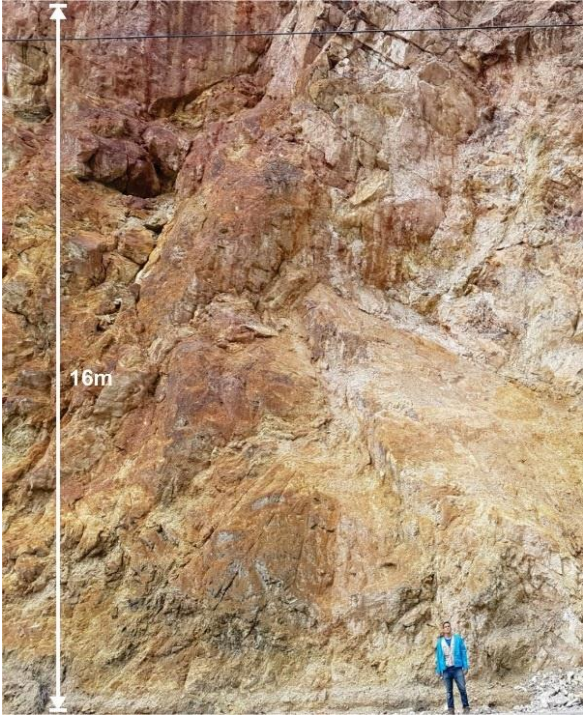
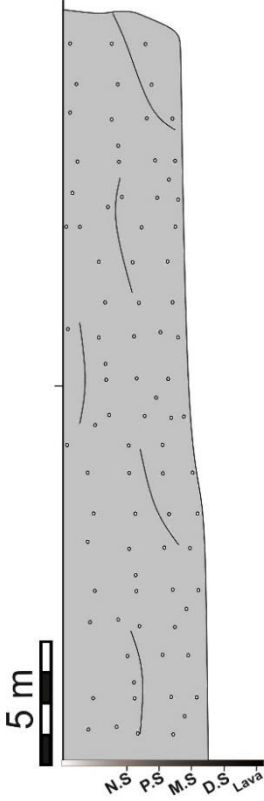


Figura 3.13 Mapa de ubicación de la sección 18.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 18.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph of a rock outcrop showing a reddish-brown to yellowish-tan color. A vertical white arrow on the left indicates a height of 16 meters. A person in a blue jacket is standing at the bottom for scale.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram showing a vertical sequence of rock layers. The column is shaded grey and contains several small circles representing fossils or features. A vertical scale bar on the left indicates 5 meters. At the bottom, labels 'N.S', 'P.S', 'M.S', 'D.S', and 'Lava' are visible.</p>	<p>El afloramiento se encuentra conformado por un solo material de color rosáceo amarillento. Presencia de azufre en el material, debido al paso de fluidos hidrotermales. <i>Código de Muestras: AH-23 AH-28-04-2017</i></p> <p>Unidad J</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLVI. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 18.

CÓDIGO: AH-23	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S X= 672126 Y= 9631689			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color rosáceo, masiva de textura brechada, sin vesicularidad. Poligmítica, líticos predominantemente de orden centimétrico. Sus componentes son subangulares y tabulares sin una dirección preferencial. Presenta cloritización en ciertos líticos.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina afírica con textura microlítica. Líticos (>2mm) de textura glomeroporfídica. Cuarzo fragmentado hipidiomorfo a alotriomorfo, plagioclasas (anortita, bitownita) y feldespatos alcalinos (sanidina) hipidiomorfos tabulares. Presencia de textura esferulita en cristales de sanidina. Mineralización secundaria de biotita con alteración de clorita.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	1	23
	Fld	F	1	32
	Plg	F	1.5	45
	INTERPRETACIÓN			
	Riolita			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.13 Sección 30

Afloramiento de 40 metros de espesor, ubicado junto a la Santa Isabel - Pucará. Ignimbrita de coloración gris claro con presencia de meteorización física. El macizo se encuentra parcialmente fracturado, presenta discontinuidades en dirección NS, el cual genera fracturamiento columnar.

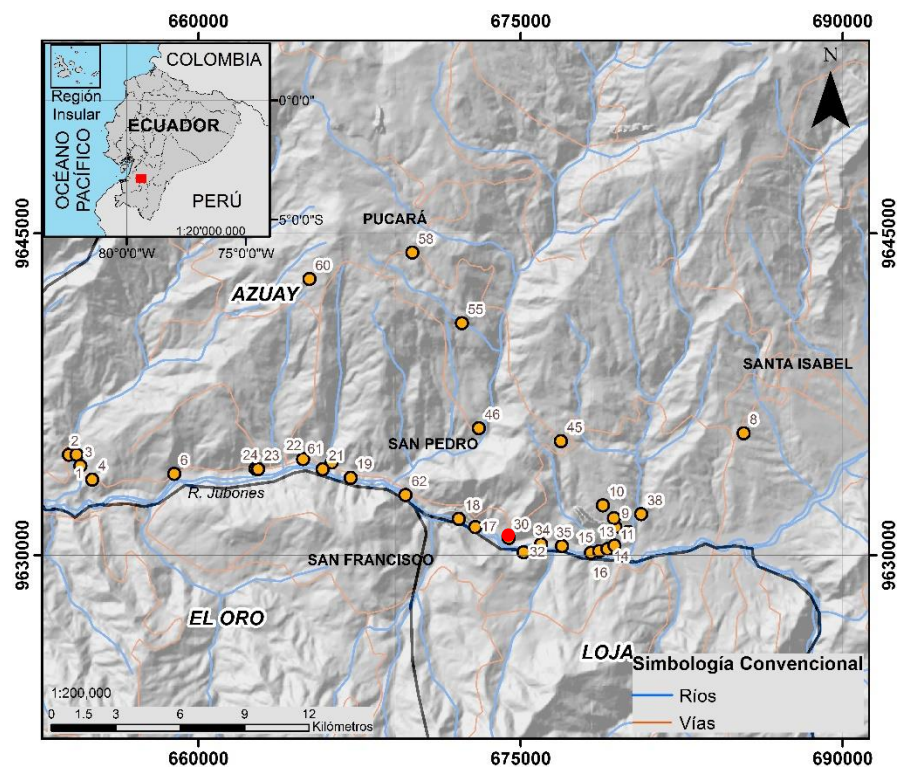
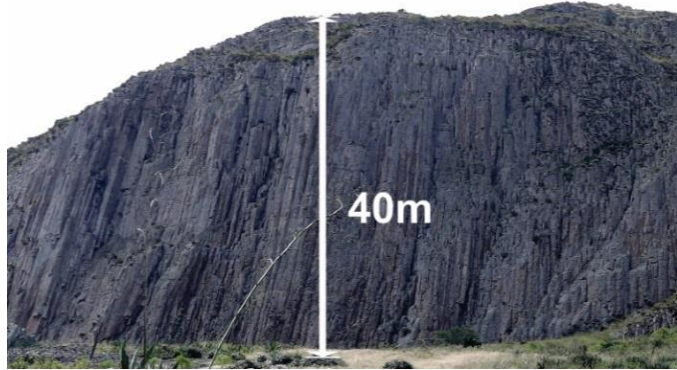
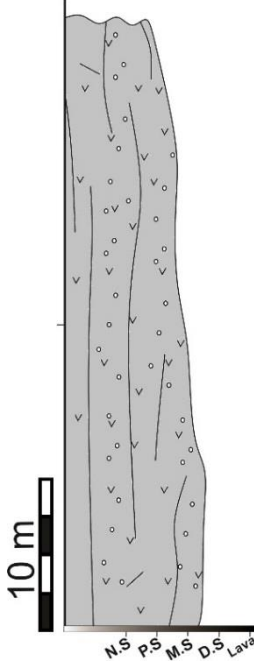


Figura 3.14 Mapa de ubicación de la sección 30.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 30.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris con fracturación columnar. Presenta intemperismo físico.</p> <p>Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.14 Sección 32

Afloramiento de 80 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. Ignimbrita de la Unidad Jubones de coloración gris claro. Presenta niveles altos de intemperismo físico, produciendo masas inconsistentes. Además, se evidencia fracturamiento columnar.

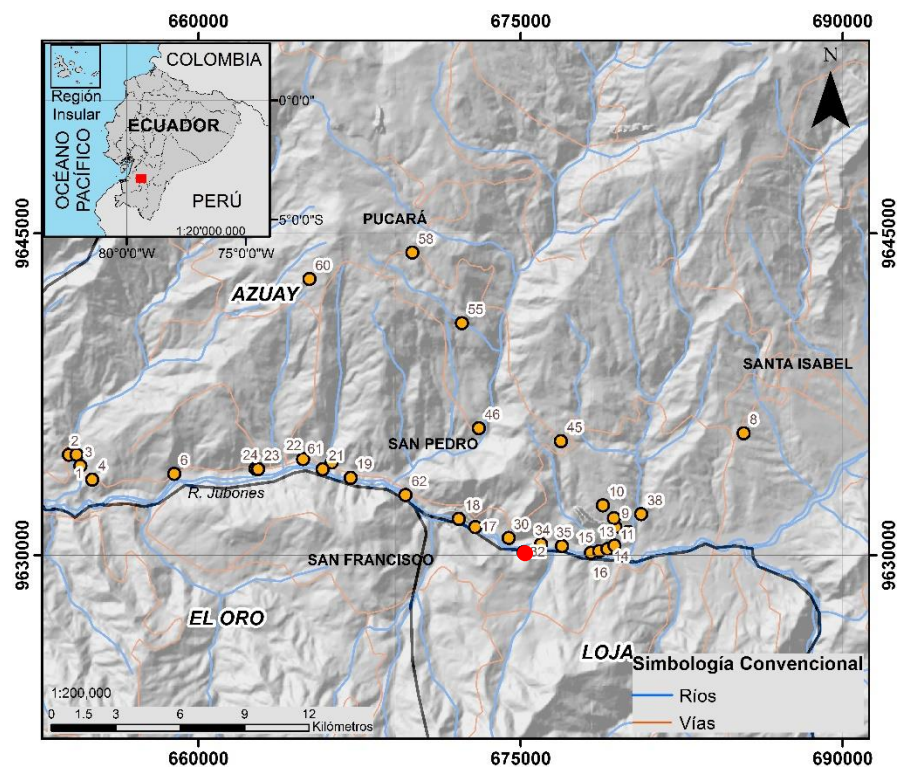

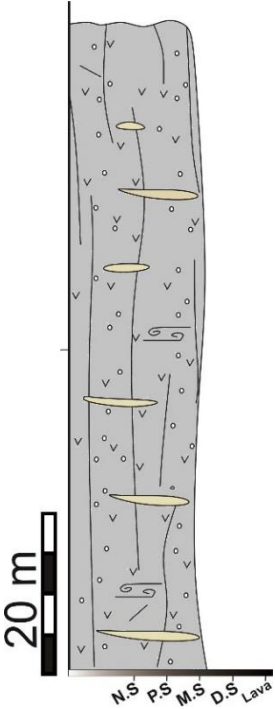


Figura 3.15 Mapa de ubicación de la sección 32.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 32.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris claro. Fracturas columnares en la base, la parte superior se encuentra cubierta por material resultante de la meteorización física.</p> <p>Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.15 Sección 33

Afloramiento de 60 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. El afloramiento muestra a los depósitos sedimentarios de las Unidades O y N en discordancia angular con la Ignimbrita de la Unidad K.

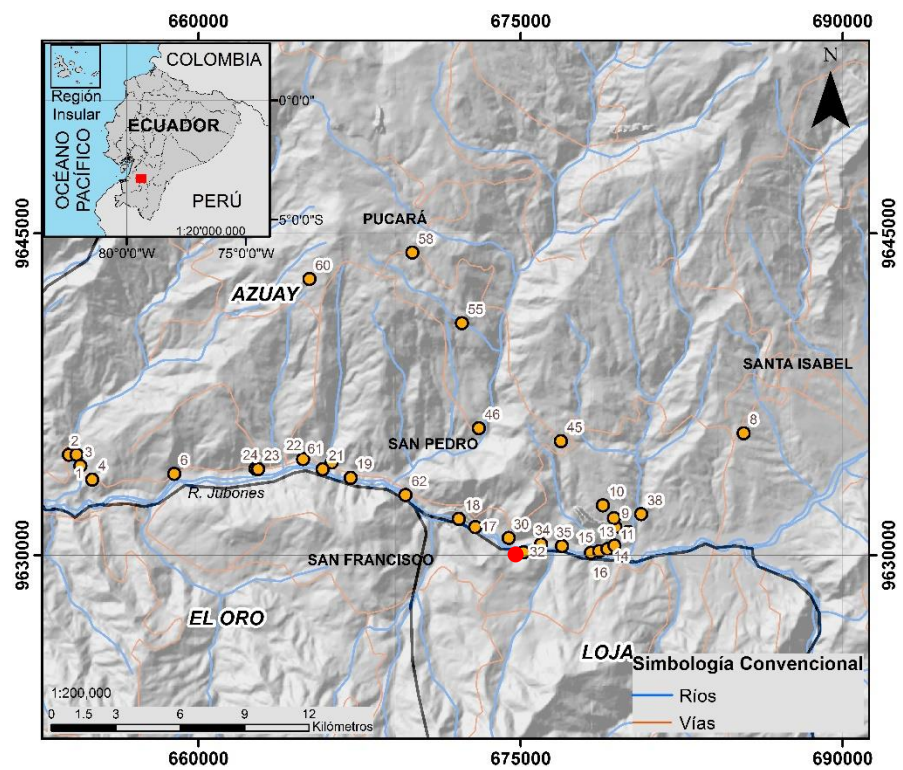
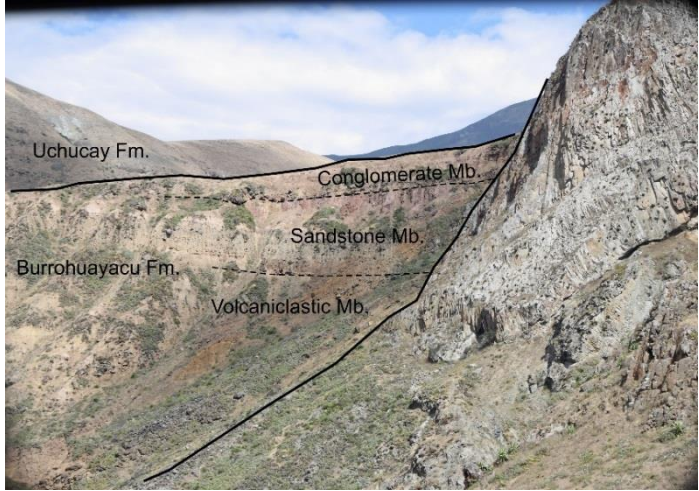
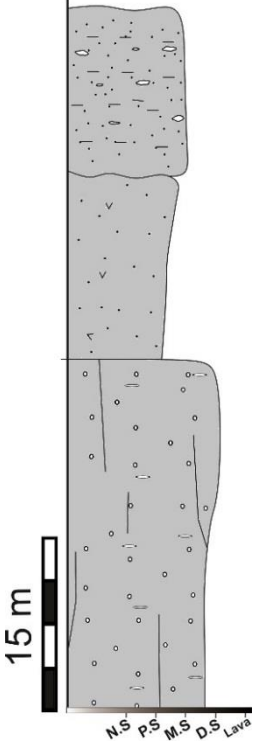


Figura 3.16 Mapa de ubicación de la sección 32.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla XLIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 33.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material conglomerático de color marrón claro. Unidad O</p>
		<p>Material sedimentario de color marrón claro. Conformado por productos volcanoclasticos, areniscas y conglomerados. Unidad N</p>
		<p>Material de color gris rosáceo, de aproximadamente 30 de altura. Alto nivel de meteorización. Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.16 Sección 34

Afloramiento de 6 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. Depósito coluvial de color marrón, conformado por clastos subangulares y subredondeados de orden centimétricos.

La zona muestra el contacto erosivo entre dos procesos deposicionales, generados por el movimiento de masas.

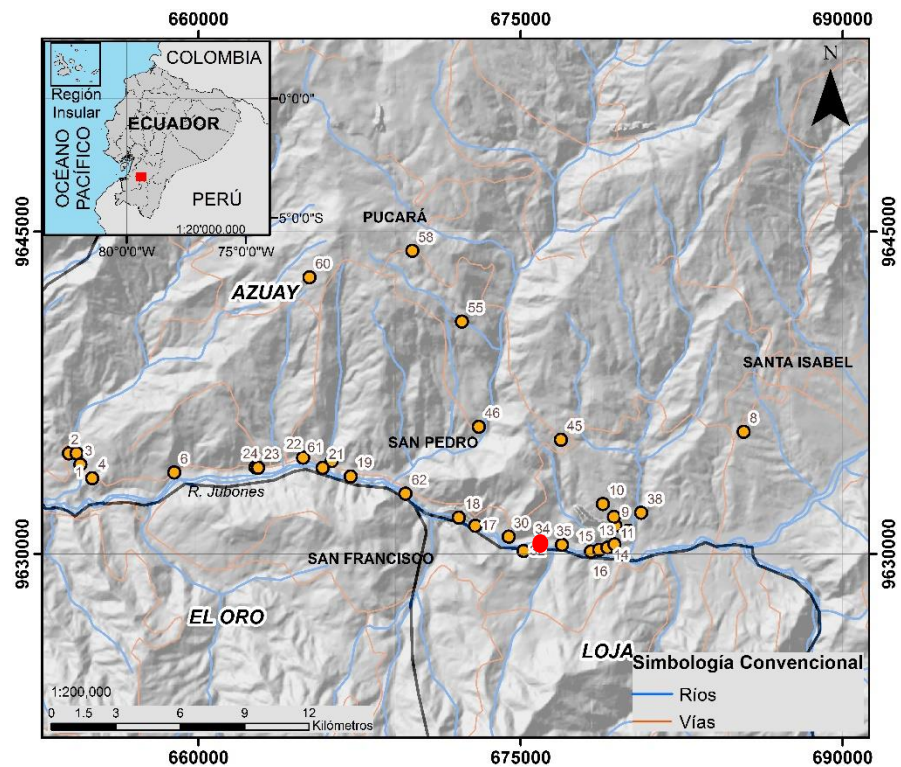
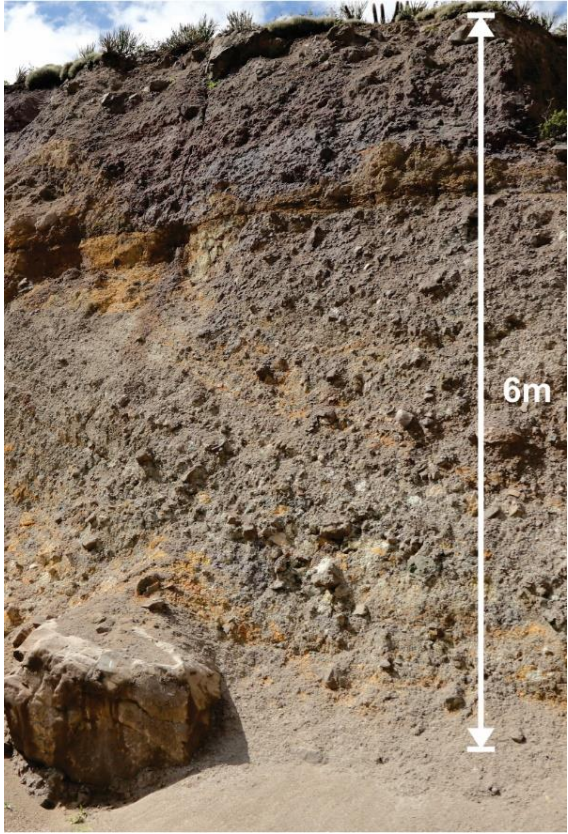
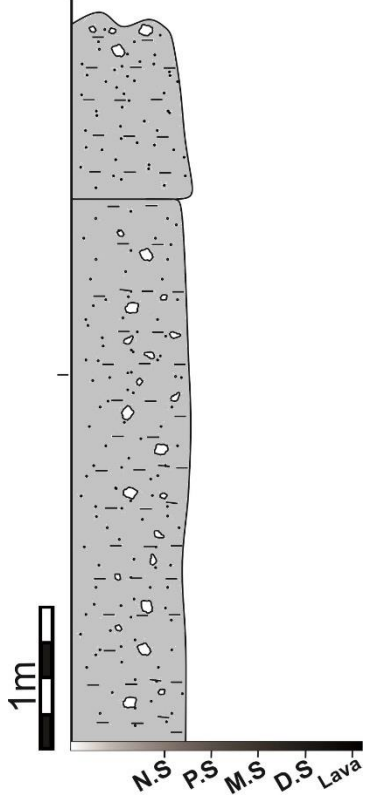


Figura 3.17 Mapa de ubicación de la sección 34.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla L. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 34.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material coluvial, de color marrón. Clastos polimícticos. Alto nivel de alteración física y química</p> <p>Material coluvial, de color marrón claro. Clastos policmícticos centimétricos</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.17 Sección 35

Afloramiento de 9 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje – Santa Isabel. El material es de color marrón claro, se encuentra parcialmente fracturado. Presencia de sílice amorfa de 4 – 5 cm de espesor, rellenando las fracturas subvertivales, las cuales intruyen la de roca del macizo (1 m de ancho).

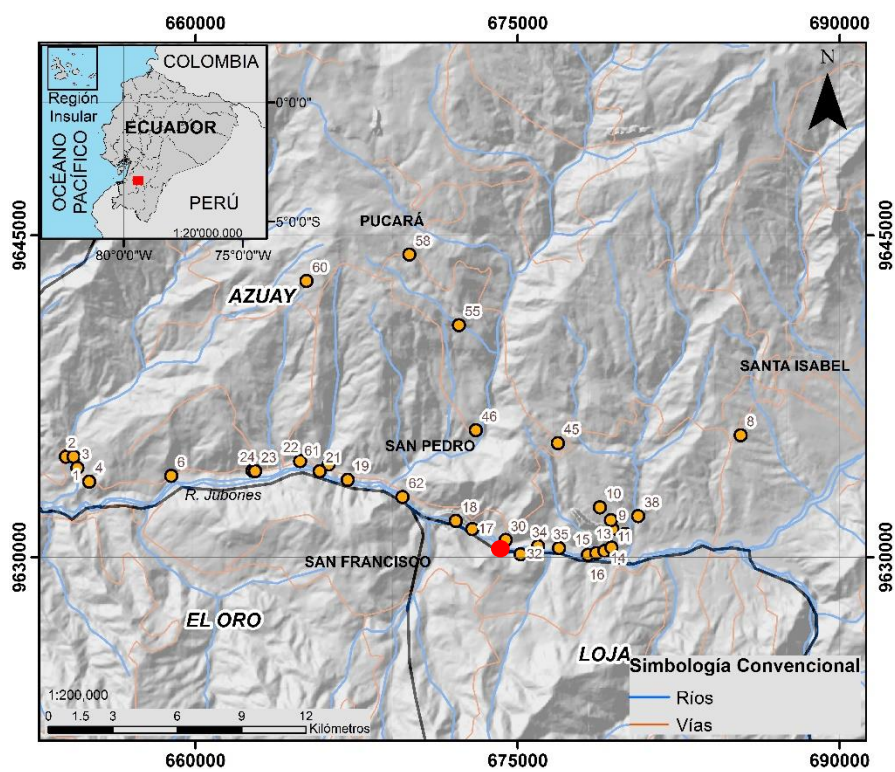

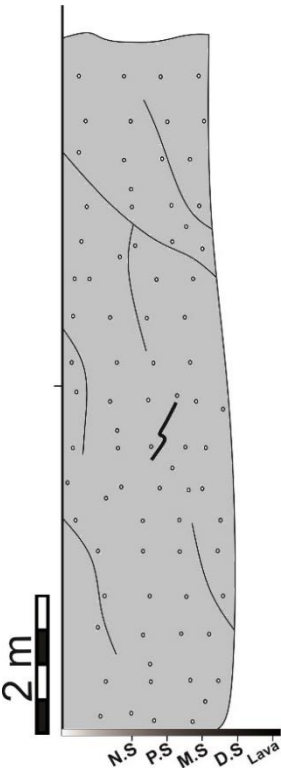


Figura 3.18 Mapa de ubicación de la sección 35.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 35.

FOTOGRAFÍA	COLUMNNA	DESCRIPCIÓN COLUMNNA
 <p>A photograph of a vertical rock outcrop. A white double-headed arrow on the right side indicates a height of 9 meters. A person is standing at the base of the outcrop for scale. The rock face shows various textures and colors, including brown and grey tones.</p>	 <p>A schematic stratigraphic column diagram. It shows a vertical column with a wavy top and a jagged bottom. The column is filled with a grey stippled pattern. Several thin, curved lines represent fractures or discontinuities. A vertical scale bar on the left is labeled '2 m'. At the bottom, there are labels: 'N.S', 'P.S', 'M.S', 'D.S', and 'Lava'.</p>	<p>Material volcánico de color marrón claro, parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales con dirección N-S. Presencia de intrusión de sílice amorfo mediante fracturas.</p> <p>Unidad J</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.18 Sección 16

Afloramiento de 7 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. Material coluvial de color marrón oscuro, presenta meteorización física y química. Conformado por clastos subredondeados de orden centimétrico.

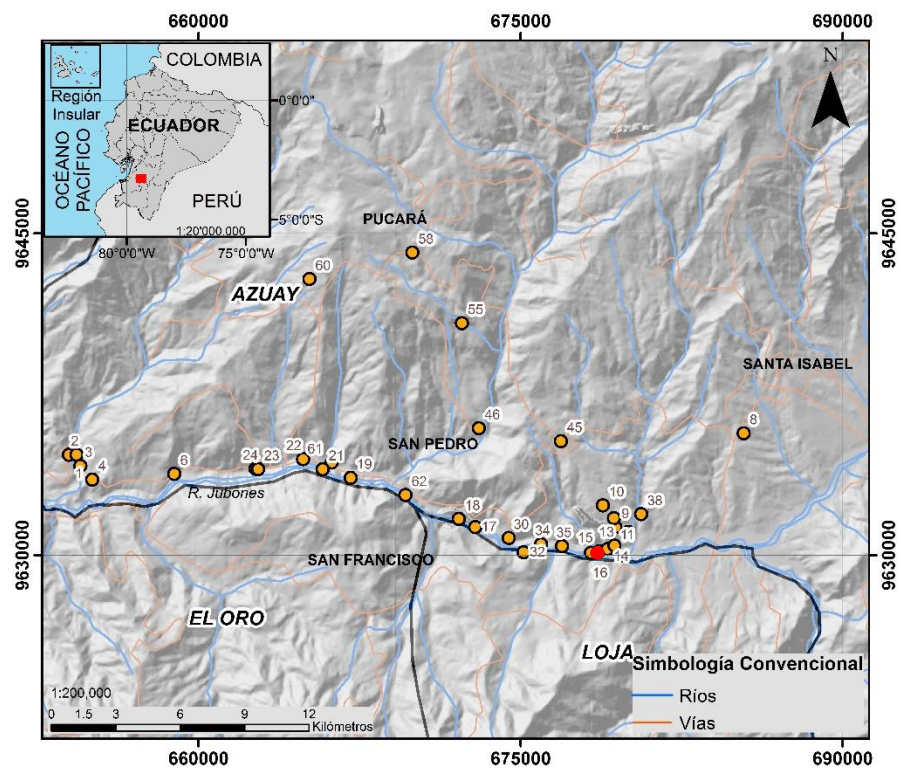
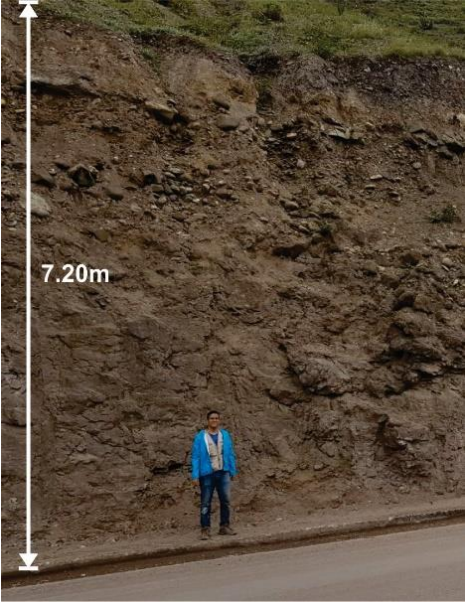
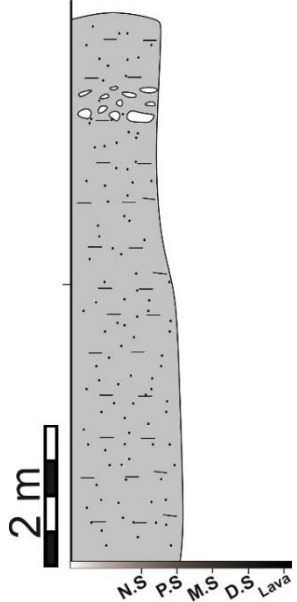


Figura 3.19 Mapa de ubicación de la sección 16.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 16.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph showing a vertical soil profile. A white double-headed arrow on the left indicates a height of 7.20m. A person in a blue jacket stands at the base of the profile for scale. The soil is dark brown and contains numerous small clasts.</p>	 <p>A schematic diagram of the stratigraphic column. It is a vertical grey bar with a 2m scale bar on the left. The bar contains small black dots and horizontal dashes representing clasts. At the bottom, there are labels: N.S, P.S, M.S, D.S, and Lava.</p>	<p>Depósito coluvial de color marrón oscuro, conformado por clastos de orden centimétrico a decimétrico.</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.19 Sección 15

Afloramiento de 9 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. En la base se evidencia material coluvial subyaciendo en dirección (135°/12°) a la Unidad G, el contacto se lo identifica por medio de material con un bajo nivel de metamorfismo térmico (vitrofiro). (Branney y Kokelaar, 1992).

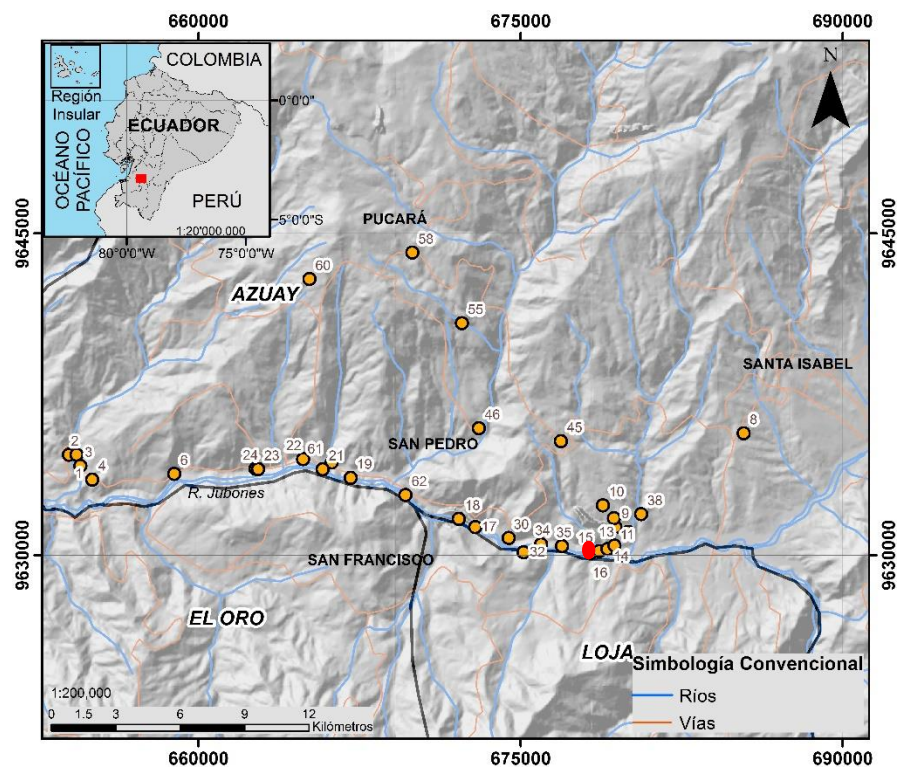

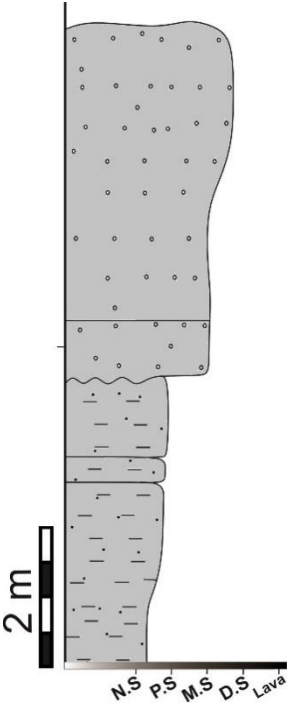


Figura 3.20 Mapa de ubicación de la sección 15.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 15.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris claro, presenta un alto nivel de meteorización física y química. Unidad J</p> <hr/> <p>Vitrofiro de color negro, 60 cm de espesor.</p> <hr/> <p>Material color amarillento, altamente meteorizado. Alternancia con material de color rojizo. Unidad G</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.20 Sección 14

Afloramiento de aproximadamente 6 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. En la base se observa un material de color gris rosáceo subyaciendo en contacto erosivo ($156^{\circ}/16^{\circ}$), con un material de color púrpura grisáceo. La secuencia estratigráfica hacia el techo termina con la Unidad G con un contacto erosivo ($125^{\circ}/25^{\circ}$).

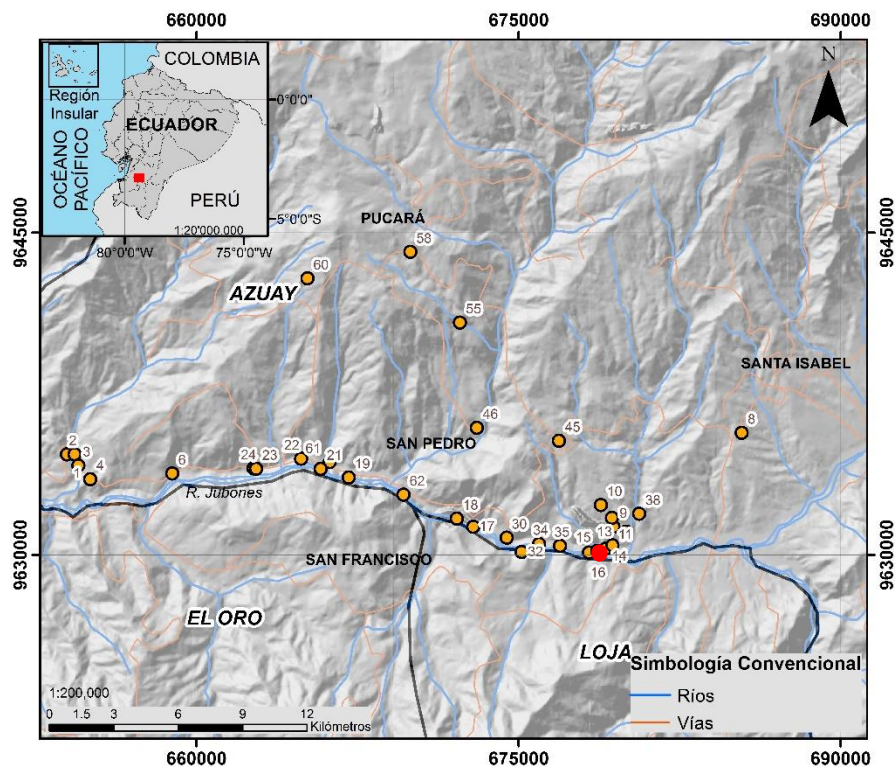

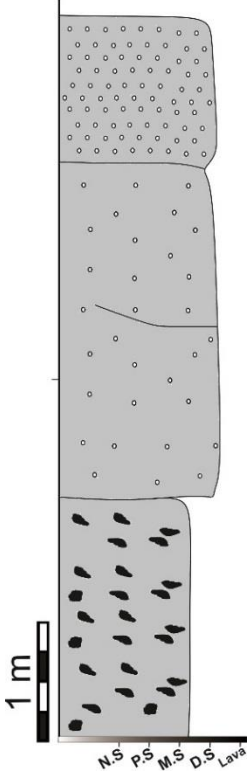


Figura 3.21 Mapa de ubicación de la sección 14.

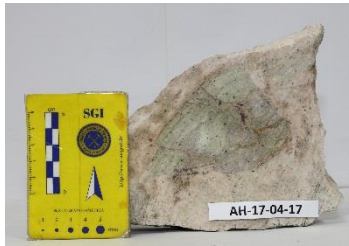
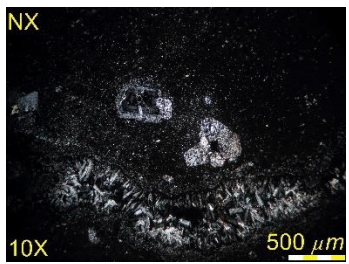
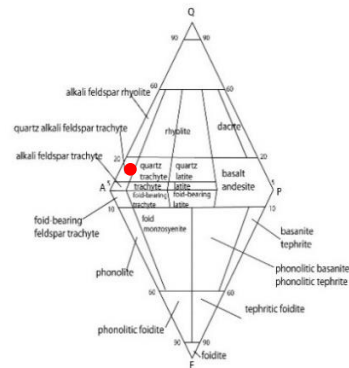
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LIV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 14.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris rosáceo (Unidad J) de aproximadamente 1,5 metros de espesor. <i>Muestra: AH-19-04-2017</i></p> <p>Material de color púrpura grisáceo, de 1,5 metros de potencia. Unidad I <i>Código de Muestra: AH- 18-04-2017</i></p> <p>Material de color gris rosáceo de aproximadamente 3 metros de espesor. Líticos centimétricos a decimétricos Unidad H <i>Código de Muestra: AH-17-04-2017</i></p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LV. Descripción meso y microscópico de la muestra 1 de la Sección 14.

CÓDIGO: AH-17-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 679052 Y= 9630286			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris rosáceo, masiva de textura afanítica, sin vesicularidad. La muestra contiene una tipología de lítico de orden centimétrico de coloración morado, no presenta cristalización y tiene minerales de color blanco, cuarzo, biotita y anfíboles en menor proporción. La muestra presenta minerales de biotita alterados a clorita.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca hialocristalina afírica con textura microlítica. textura litofisis. Cuarzo fragmentado hipidiomorfo a alotriomorfo, plagioclasas (anortita, bitownita) y feldespatos alcalinos (sanidina) hipidiomorfos tabulares. Presencia de textura esferulita en cristales de sanidina. Mineralización secundaria de biotita con alteración de clorita.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	0.5	6
	Fld	F	1 – 5	90
	Plg	F	1.5 – 2	4
	INTERPRETACIÓN			
	Traquita feldespato-alcalina			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LVI. Descripción meso y microscópico de la muestra 2 de la Sección 14.

CÓDIGO: AH-18-04-17	COORDENADAS UTM WGS_84 ZONA 17 S
	X= 679052 Y= 9630286
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA
	<p>Roca de color púrpura grisáceo, masiva de textura fanerítica, sin vesicularidad. Contiene una tipología de lítico centimétricos de coloración rojiza. Hipocristalina con cristales subangulares y tabulares de coloración blanca, plagioclasa, cuarzo y sanidina. Biotita y piroxenos en menor proporción. Leve alteración en los minerales de biotita en patinas de iridiscencia y cloritización</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.21 Sección 36

Afloramiento de aproximadamente 40 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. Se identifica el contacto entre las unidades H y K respectivamente. El sitio de análisis se ubica en dirección SE de la Sección 14.

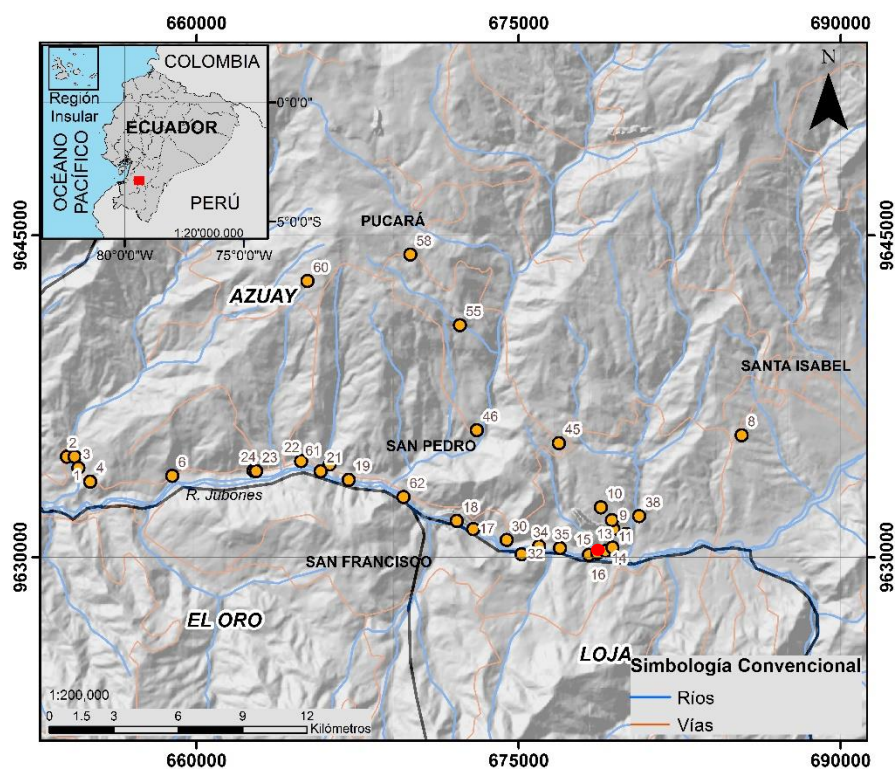

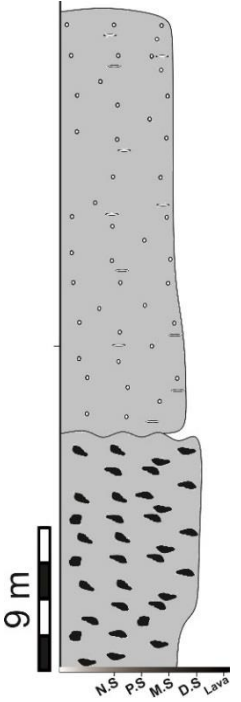


Figura 3.22 Mapa de ubicación de la sección 36.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 36.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>Jubones Fm.</p>		<p>Material de color gris rosáceo. Alto nivel de meteorización física. Unidad K</p> <hr/> <p>Material de color marrón claro. Alto nivel de alteración física y química. Unidad H</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.22 Sección 37

Afloramiento de aproximadamente 200 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. La secuencia estratigráfica muestra en la parte basal a la Unidad H. en dirección hacia el techo se dispone la Unidad J, en contacto con la Unidad K, subyaciendo a la Unidad J. Finalmente en el techo se ubica la Unidad N.

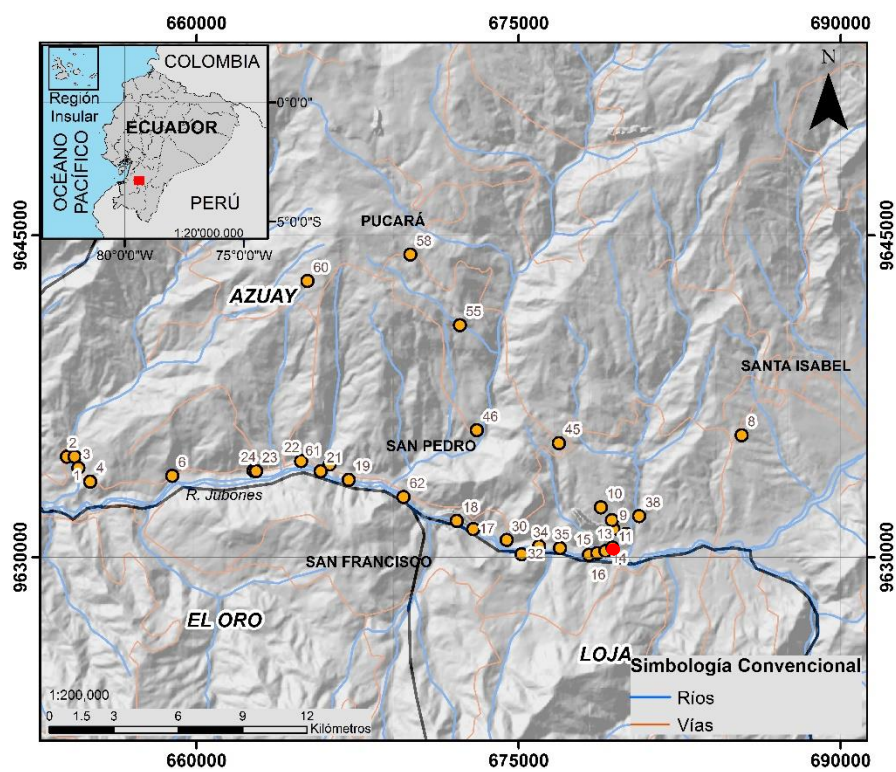


Figura 3.23 Mapa de ubicación de la sección 37.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.



Figura 3.24 Fotografía con la secuencia estratigráfica interpretada de la sección 37.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.23 Sección 13

Afloramiento de aproximadamente 20 metros de espesor, ubicado junto a vía Pasaje - Santa Isabel (Gasolinera Petrocomercial). En la base del depósito se observa un material de color negro (vitrofiro), en contacto erosivo con la Unidad G.

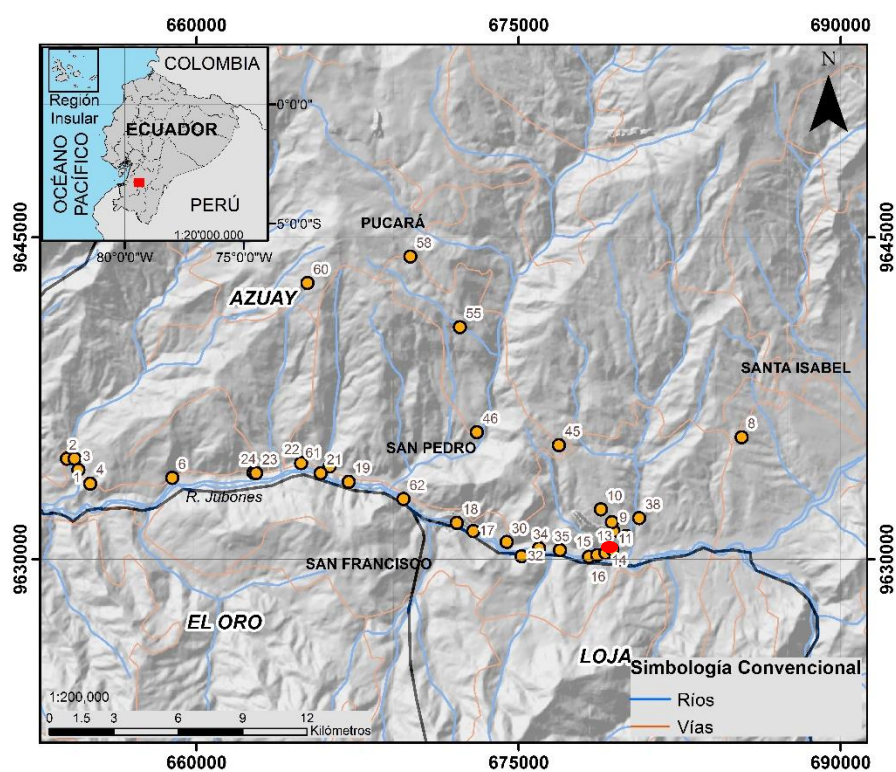

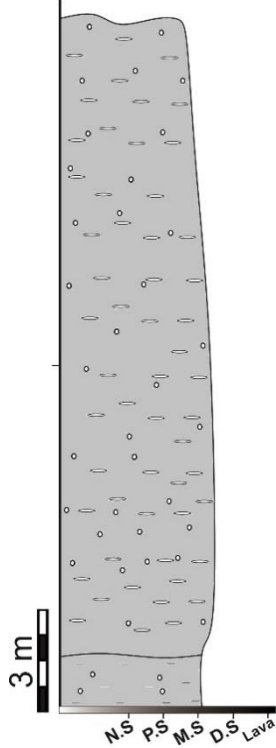


Figura 3.25 Mapa de ubicación de la sección 13.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 13.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris rosáceo. Presencia de llamas de orden centimétrico con r/a 2:1. Intemperismo físico. Unidad K <i>Código de Muestra: AH - 12- 04 - 17</i></p> <hr/> <p>Material de color rojizo (paleosuelo con metamorfismo térmico en la base). Hacia el techo de la capa, material de color negro (vitrofiro) Intemperismo químico. Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LIX. Descripción meso y microscópico de la muestra de la Sección 13.

CÓDIGO: AH-12-04-17	COORD. UTM WGS_84 ZONA 17 S			
	X= 678837 Y= 9632320			
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA			
	<p>Roca de color gris rosáceo, masiva de textura fanerítica, sin vesicularidad. Dos tipologías de líticos de coloración rojiza y gris respectivamente, centimétricos, hipocristalina con cristales subredondeados de cuarzo amatista, minerales de color blanco plagioclasa, cuarzo y sanidina, abundante biotita y piroxenos en menor proporción. Dos tipologías de llamas de coloración blanca y rojiza de forma alargada, con r/a 4:1.</p>			
SECCIÓN DELGADA	DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA			
	<p>Roca porfírica, hialocristalina, matriz criptocristalina. Cristales de cuarzo hipidiomorfos prismático fracturado. Cristales de sanidina y plagioclasas hipidiomorfa. Cristal de sodalita, al igual que una tipología de llamas. Biotitas cloritizadas.</p>			
DIAGRAMA STRECKEISEN	COMPOSICIÓN MINERALÓGICA			
	MINERAL	F/M	TAMAÑO (mm)	%
	Qtz	M	1.5	58
	Fld	F	1 – 5	20
	Plg	F	1.5 – 2	22
	INTERPRETACIÓN			
	Riolíta			

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.24 Sección 38

Afloramiento de aproximadamente 90 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. En la base se observa fracturamiento columnar, la parte superior se encuentra cubierta por material deleznable resultado del alto nivel de meteorización física.

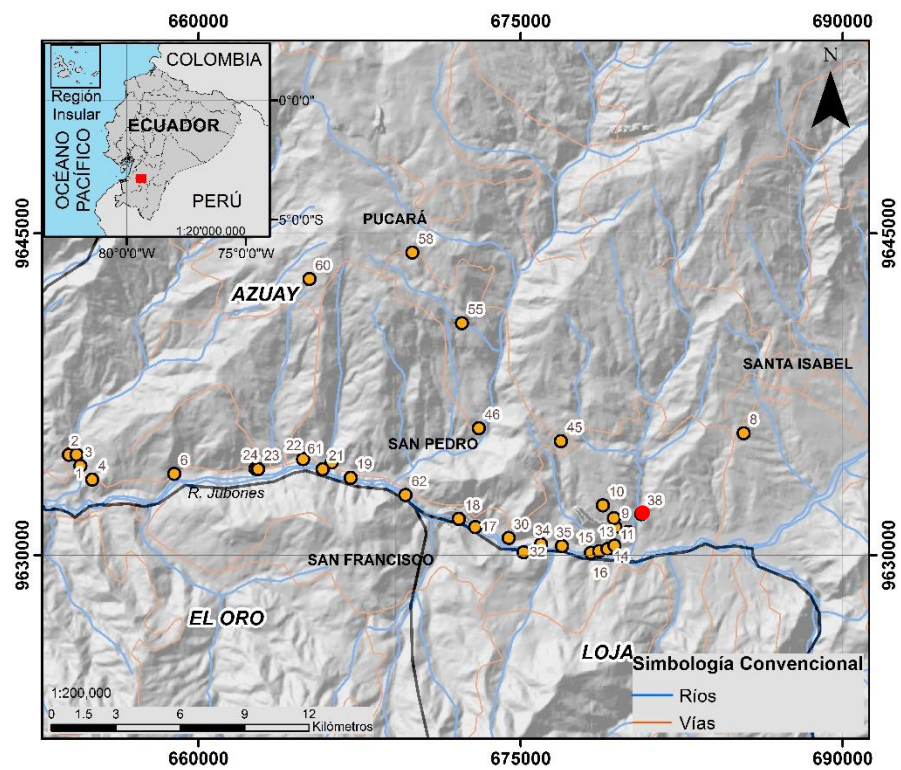

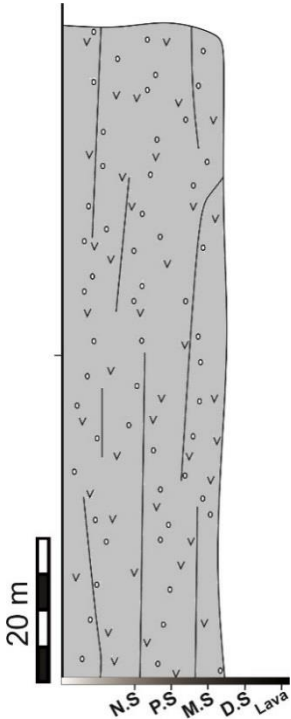


Figura 3.26 Mapa de ubicación de la sección 38.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 38.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris rosáceo, presenta meteorización física, la parte basal presenta fracturamiento columnar con dirección N-S Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.25 Sección 8

Afloramiento de aproximadamente 15 metros de altura, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pasaje. Deposito sedimentario correspondiente a la formación Burruhuacy (Hungerbülher, 2002).

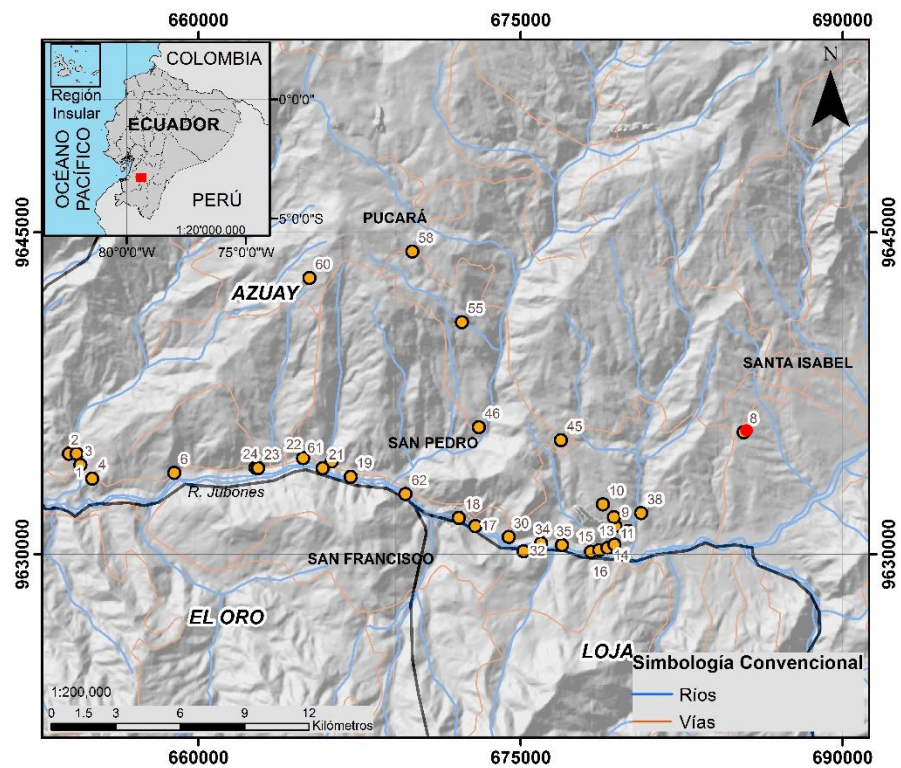
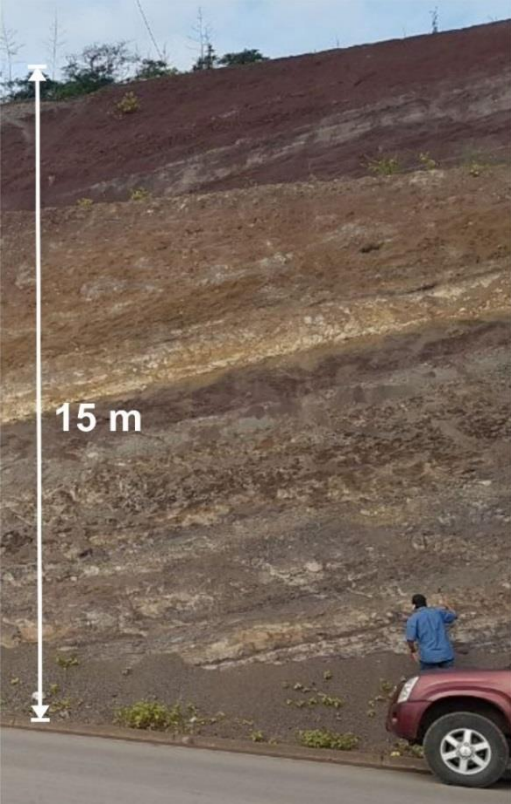
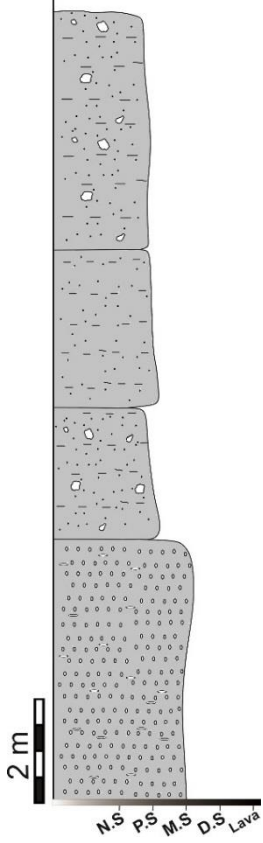


Figura 3.27 Mapa de ubicación de la sección 8.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 8.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Intercalación de areniscas de color rojizo con material limoso de color amarillento.</p> <p style="text-align: center;">Unidad N</p> <hr/> <p>Material limoso de color violáceo de aproximadamente 5 metros de espesor.</p> <p style="text-align: center;">Unidad L</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXII. Descripción mesoscópica de la muestra de la sección 8.

CÓDIGO: AH-06 – 04 – 2017	COORDENADAS UTM WGS_84 ZONA 17 S
	X= 685394 Y= 9630286
MUESTRA	DESCRIPCIÓN MESOSCÓPICA
	<p>Roca de color verde grisáceo, masiva de textura fanerítica, sin vesicularidad. Contiene una tipología de líticos de orden centimétrico, hipocristalina con cristales subredondeados y tabulares de color blanco, sanidina y plagioclasas respectivamente. Cristales de color negro correspondientes a biotita. Una tipología de llamas subredondeadas de color blanco cuya relación de aspecto es de 2:1.</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.26 Sección 12

Afloramiento de aproximadamente 30 metros de espesor, ubicado junto a la vía Pasaje - Santa Isabel. Ignimbrita moderadamente soldada, de color gris rosáceo, se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales con direcciones $298^{\circ}/75$ y $42^{\circ}/75^{\circ}$, generando un aspecto columnar en el macizo.

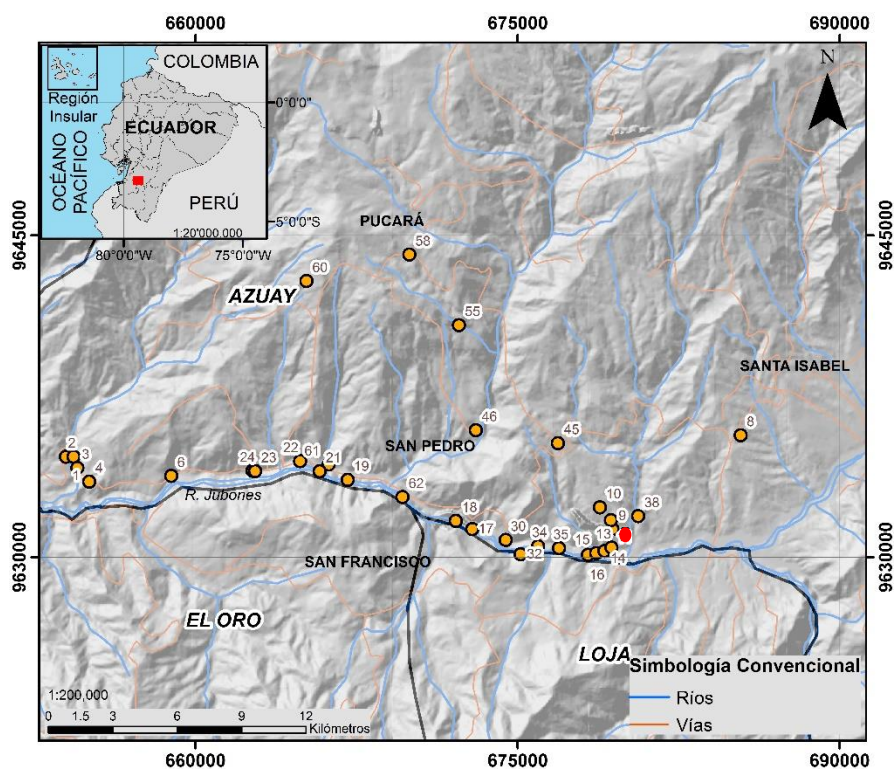

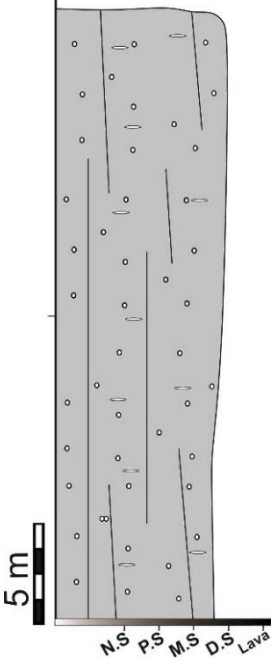


Figura 3.28 Mapa de ubicación de la sección 12.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 12.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris rosáceo, fracturado por discontinuidades en dirección $298^{\circ}/75^{\circ}$ y $42^{\circ}/75^{\circ}$. Alto contenido de cristales de cuarzo y biotita en menor proporción.</p> <p>Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 20.

3.2.27 Sección 9

Afloramiento de aproximadamente 10 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. Ignimbrita con bajo grado de soldadura, de color gris rosáceo, presenta meteorización física y química. El macizo se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales $0^{\circ}/75^{\circ}$ y $315^{\circ}/60^{\circ}$.

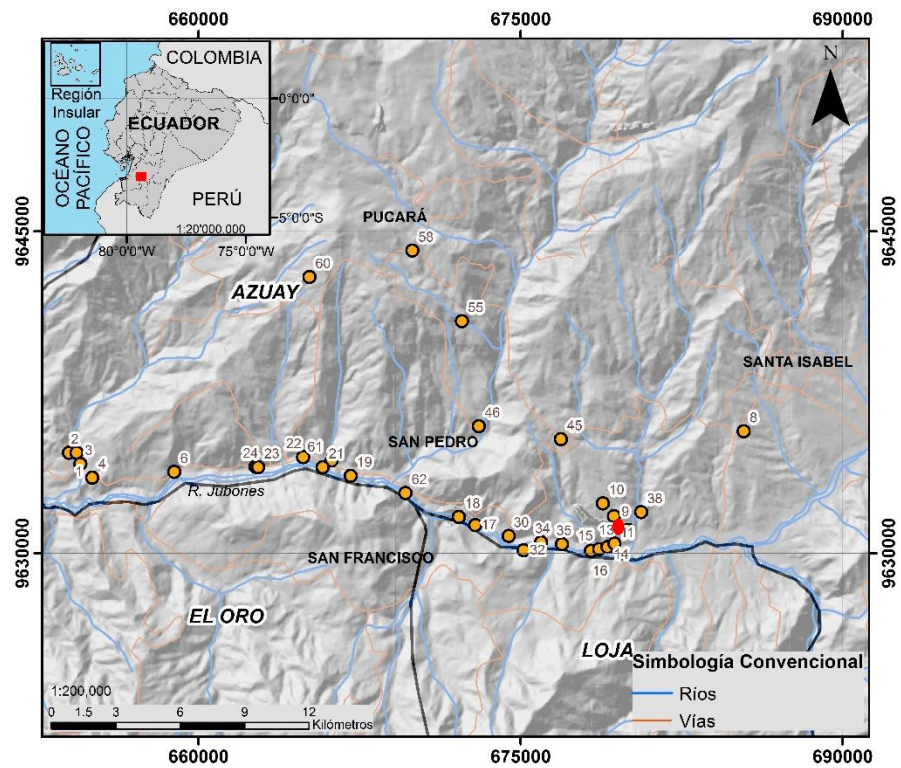

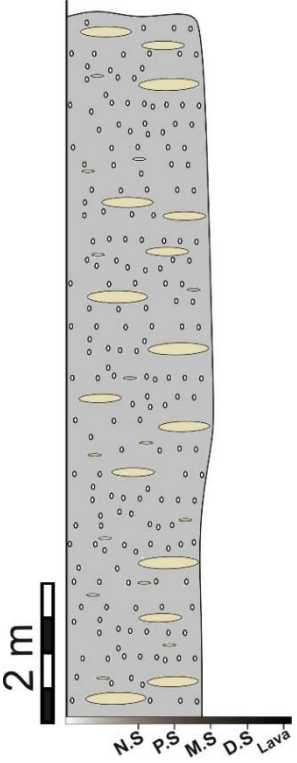


Figura 3.29 Mapa de ubicación de la sección 9.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXIV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 9.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color gris rosáceo, presencia de una tipología de llamas elongadas con una relación de aspecto 8:1. Presentan una dirección $150^{\circ}/20^{\circ}$, $191^{\circ}/30^{\circ}$, $179^{\circ}/18^{\circ}$, $162^{\circ}/24^{\circ}$, $171^{\circ}/22^{\circ}$.</p> <p>Además, se observan aglutinaciones de clastos centimétricos, con direcciones: $120^{\circ}/60^{\circ}$, $140^{\circ}/15^{\circ}$, $155^{\circ}/60^{\circ}$, $145^{\circ}/55^{\circ}$, $146^{\circ}/50^{\circ}$</p> <p style="text-align: center;">Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.28 Sección 11

Afloramiento de aproximadamente 6 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. Alta meteorización física, el material es completamente desdenable. Además, se observa el contacto erosivo entre las unidades H e I.

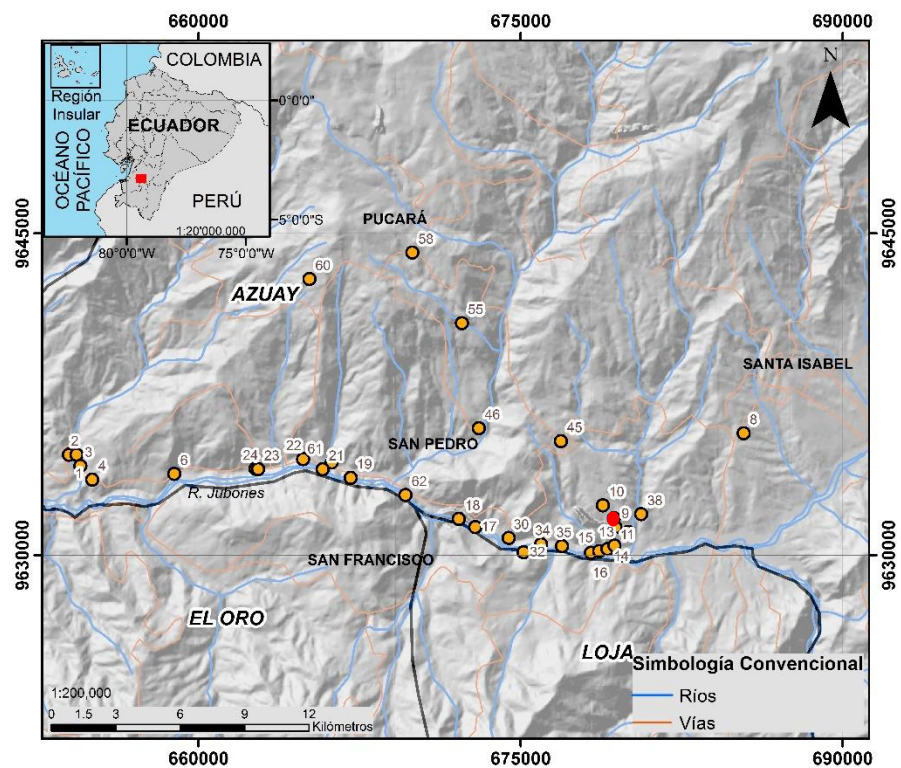
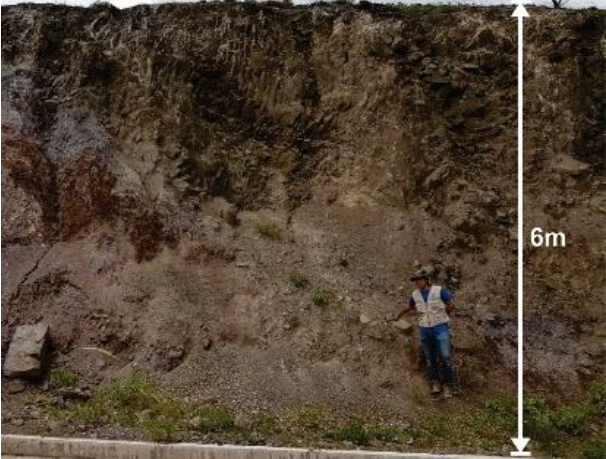
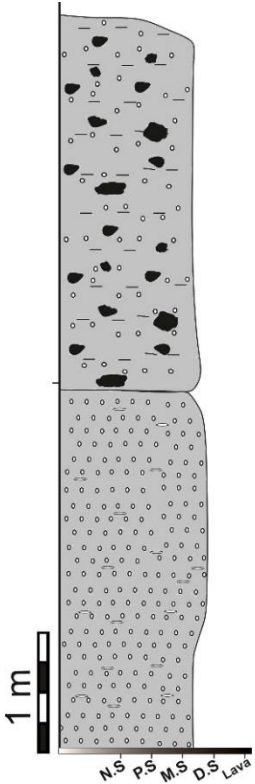


Figura 3.30 Mapa de ubicación de la sección 11.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXV. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 11.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph showing a vertical section of a volcanic slope. A white double-headed arrow on the right side indicates a height of 6 meters. A person is standing at the base of the slope for scale. The material appears to be a mix of brown and reddish volcanic ash and clasts.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram corresponding to the photograph. It is divided into two units. The upper unit is filled with irregular black shapes representing clasts. The lower unit is filled with small circles representing a fine-grained material. A 1m scale bar is shown to the left of the column. At the bottom, labels indicate different layers: N.S, P.S, M.S, D.S, and Lava.</p>	<p>Material volcánico de color marrón, alto nivel de meteorización física. Unidad M1</p> <hr/> <p>Material volcánico de color rojizo, alto nivel de meteorización, completamente desdenable. Unidad L.</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.29 Sección 10

Afloramiento de aproximadamente 10 metros de altura, ubicado junto a la Santa Isabel - Pucará. El material es de color gris claro, presenta meteorización física y química. El macizo se encuentra parcialmente fracturado por discontinuidades subverticales $315^{\circ}/60^{\circ}$.

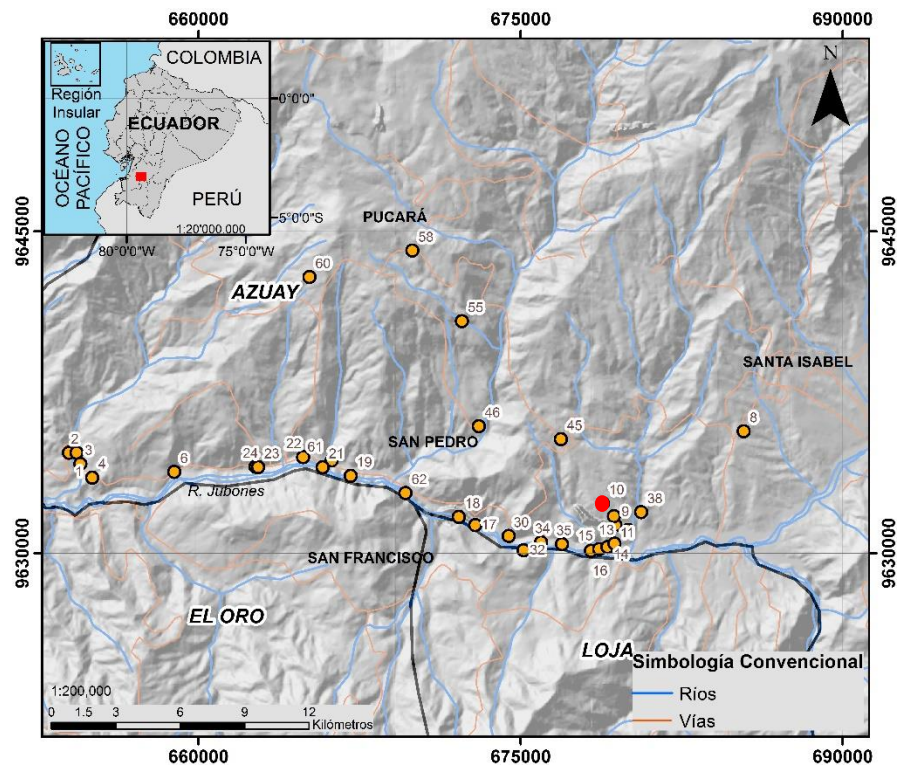

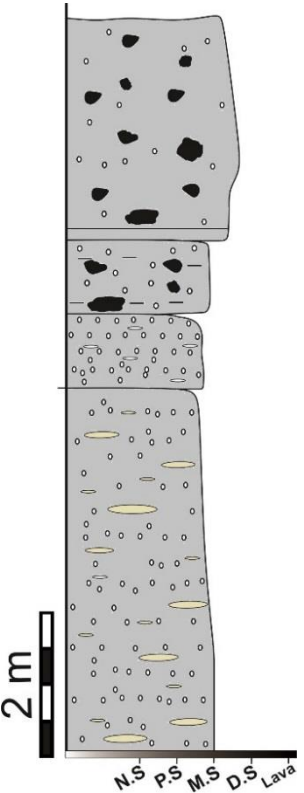


Figura 3.31 Mapa de ubicación de la sección 10.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXVI. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 10.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
		<p>Material de color marrón, altamente meteorizado. Unidad M3</p>
		<p>Material de color rojizo, altamente meteorizado de forma física y química. Presencia de fracturas rellenas de ceniza. Unidad M1</p>
		<p>Brecha polimíctica. Componentes agulares y subangulares de orden centimétrico y decimétrico. Unidad M1 (Formación Santa Isabel)</p>
		<p>Material de color marrón oscuro. Altamente meteorización física y química. L</p>
		<p>Unidad ignimbrítica. Presencia de una tipología de llamas de color blanco. Abundante cuarzo y biotita Unidad K <i>Código de muestra:</i> AH-12-04-2017</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.30 Sección 45

Afloramiento de aproximadamente 6 metros de espesor, ubicado junto a la vía Santa Isabel - Pucará. Ignimbrita de borde de caldera, presenta sílice amorfa, rellenando las fracturas. Aglutinaciones centimétricas y métricas de clastos angulares y subangulares, fracturados.

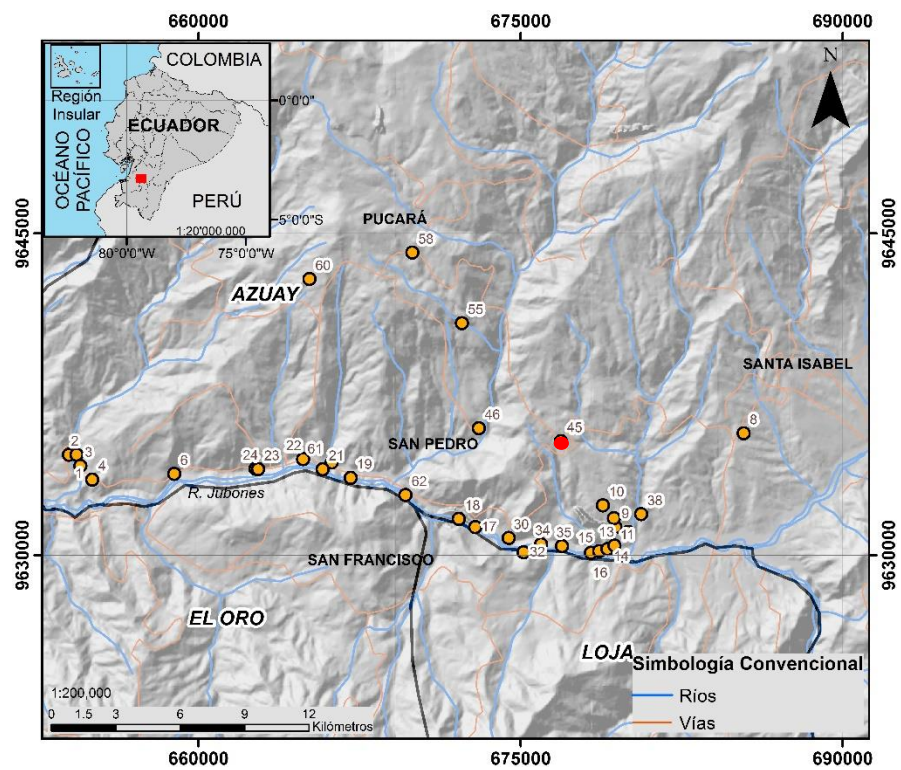
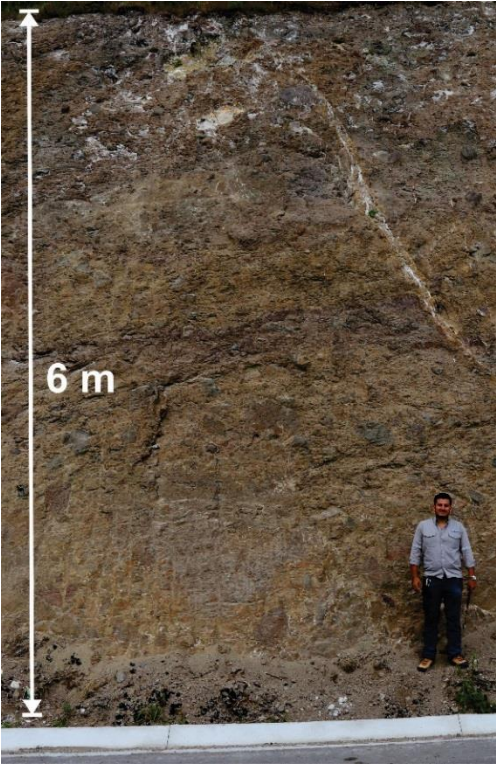
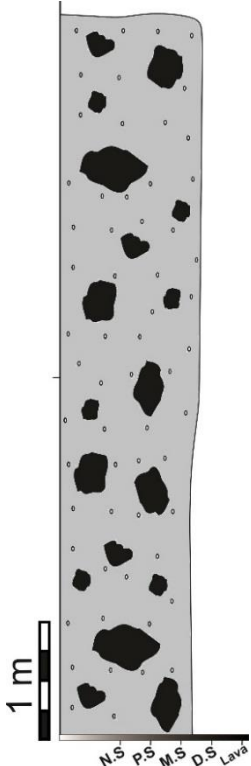


Figura 3.32 Mapa de ubicación de la sección 45.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXVII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 45.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph showing a vertical outcrop of volcanic breccia. A white double-headed arrow on the left indicates a height of 6 meters. A person is standing at the bottom right of the outcrop for scale. The rock surface is brownish-tan with numerous dark, angular clasts of various sizes.</p>	 <p>A schematic stratigraphic column representing the breccia. It shows a vertical grey column with numerous black, angular clasts of varying sizes scattered throughout. A 1 m scale bar is located to the left of the column. At the bottom of the column, there are labels: N.S., P.S., M.S., D.S., and Lava.</p>	<p>Depósito volcánico, brecha polimíctica, clastos subangulares y angulares de orden centimétrico y métrico. Los clastos se encuentran parcialmente fracturados. Presencia de fracturas rellenadas por sílice amorfa.</p> <p style="text-align: center;">Unidad M1</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.31 Sección 46

La geomorfología del sector permite observar una depresión subcircular. Hacia el sur, se observan facetas triangulares, rasgos tectónicos de la Falla Girón (sinistral con componente normal), al igual que las unidades J y K en dirección S y SE respectivamente.

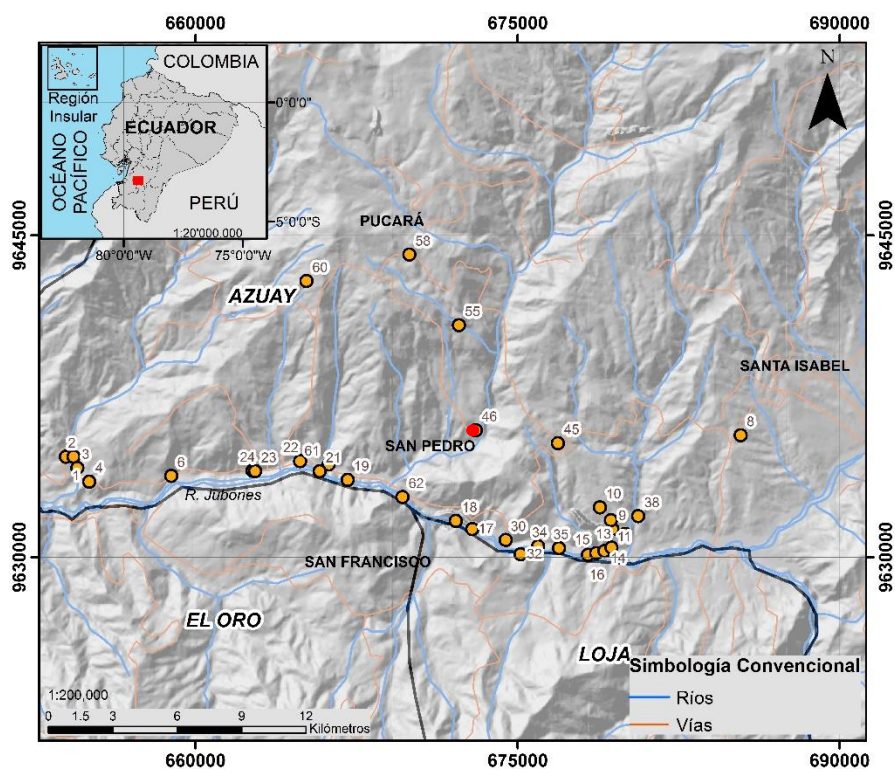


Figura 3.33 Mapa de ubicación de la sección 46.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.



— — — Borde caldera

Figura 3.34 Depresión subcircular en dirección SW desde la sección 46.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.32 Sección 55

Se evidencian rasgos geomorfológicos característicos de un depósito de corrientes piroclásticas de densidad, aproximadamente 300 metros de potencia. Dispuestos en una misma sota sobre el nivel del mar, generando "planicies". El material presenta meteorización física. Unidad K.

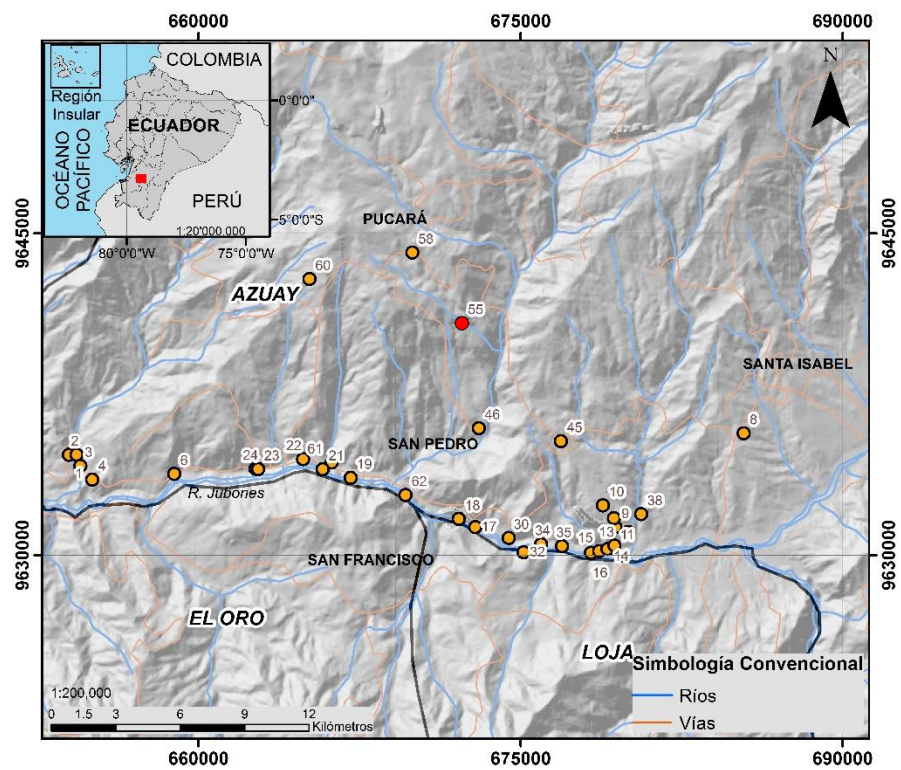


Figura 3.35 Mapa de ubicación de la sección 55.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.



Figura 3.36 Rasgos geomorfológicos característicos de una CDP.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.33 Sección 58

Afloramiento de aproximadamente 4 metros de espesor, ubicado en la Parroquia Pucará. El material es de color marrón claro en la base, presenta alta nivel de meteorización física y química.

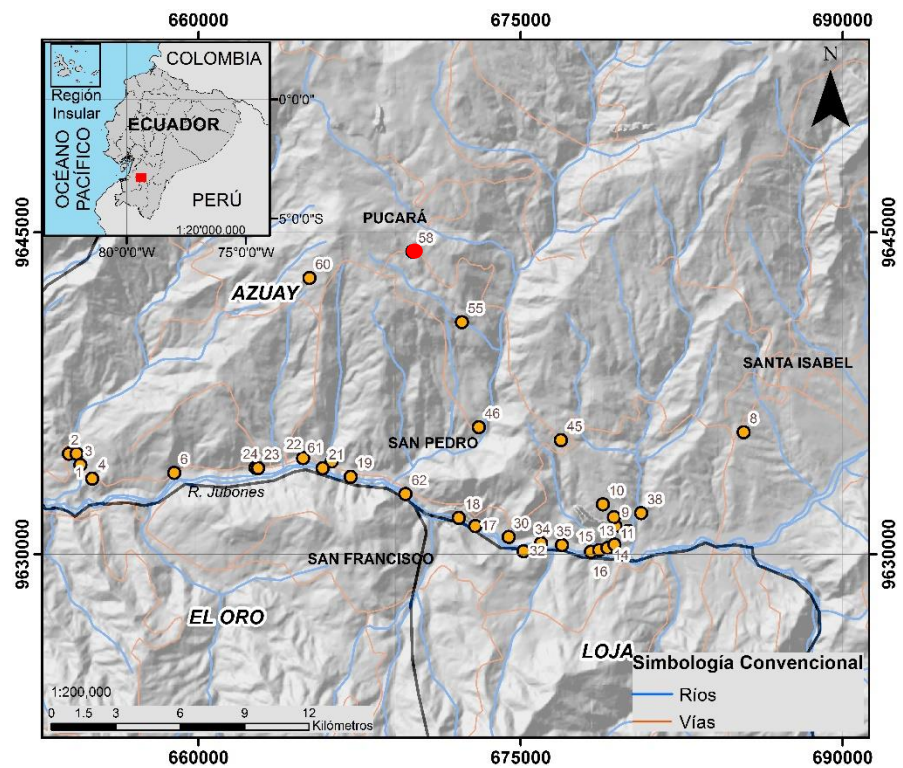
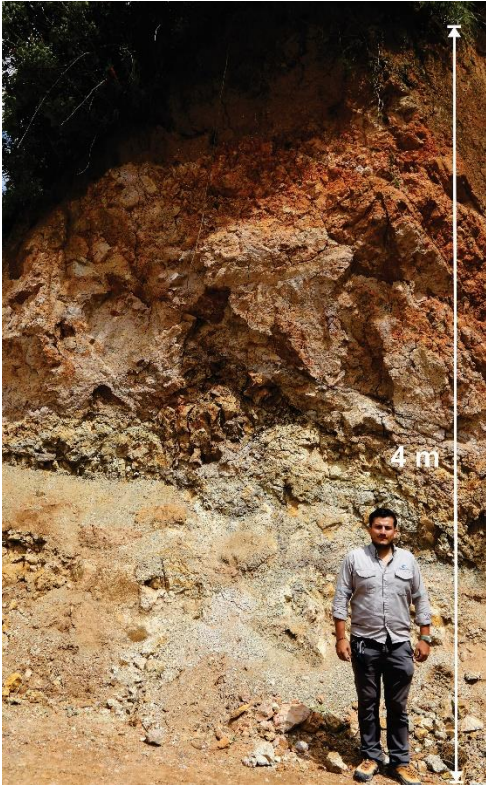
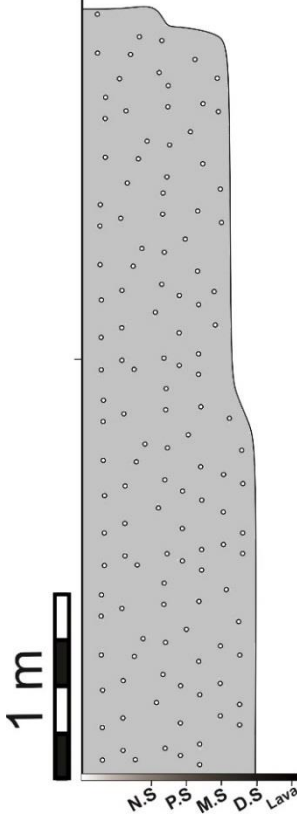


Figura 3.37 Mapa de ubicación de la sección 58.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXVIII. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 58.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph of a geological outcrop showing reddish-brown soil and rock. A vertical scale bar on the right indicates 4 meters. A person is standing at the bottom for scale.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram showing a vertical sequence of layers. The top layer is light brown with small circles. Below it is a darker layer with more circles. At the bottom, there are labels: N.S., P.S., M.S., D.S., and Lava. A vertical scale bar on the left indicates 1 meter.</p>	<p>Material de color marrón claro, alto nivel de meteorización física. La parte superior se muestra de color rojizo debido a la meteorización química del material.</p> <p style="text-align: center;">Unidad J</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.2.34 Sección 60

Afloramiento de aproximadamente 4 metros de altura, ubicado junto a la vía Pucará – Pasaje. El material es de color gris rosáceo, presenta meteorización física y química.

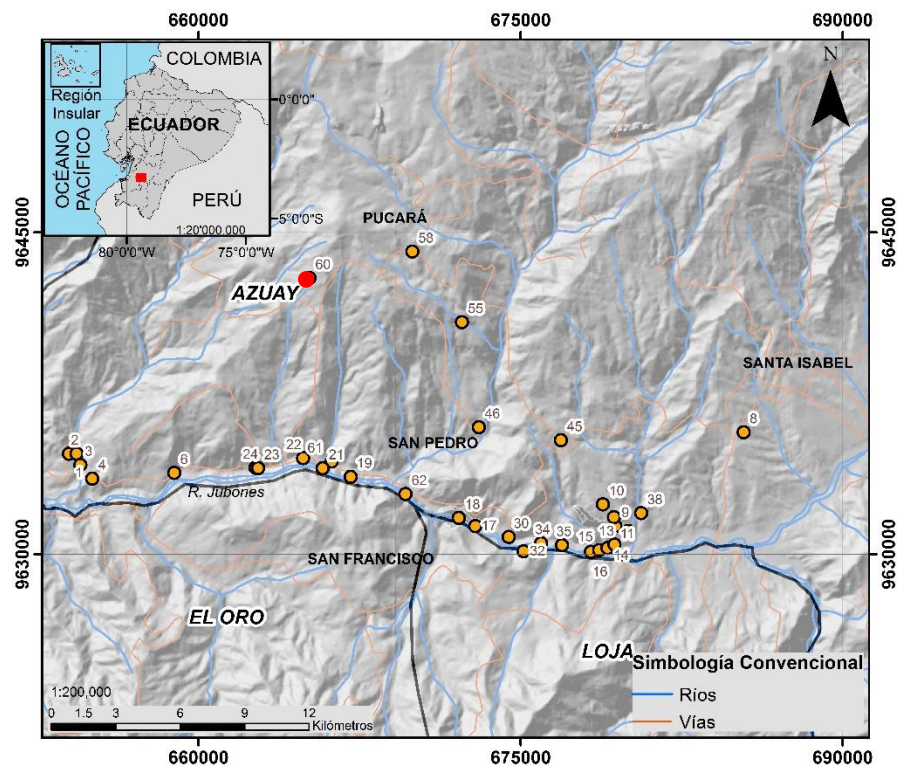

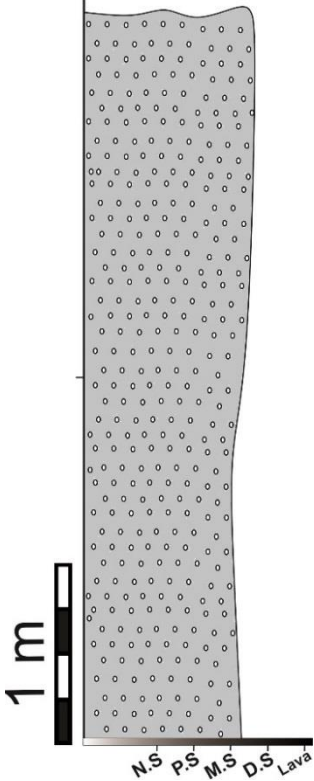


Figura 3.38 Mapa de ubicación de la sección 60.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXIX. Columna estratigráfica con su respectiva descripción de la sección 60.

FOTOGRAFÍA	COLUMNA	DESCRIPCIÓN COLUMNA
 <p>A photograph showing a steep rock outcrop. A vertical white scale bar on the left indicates a height of 4 meters. A person wearing a hat and a light-colored shirt is standing at the base of the outcrop for scale. The rock face shows various textures and colors, including dark grey and lighter, more weathered areas.</p>	 <p>A stratigraphic column diagram representing the rock sequence. The column is filled with a pattern of small circles, indicating a specific lithology. To the left of the column is a vertical scale bar labeled '1 m'. At the base of the column, there are labels for different units: 'N.S', 'P.S', 'M.S', 'D.S', and 'Lava'.</p>	<p>Material de color gris rosáceo, alto nivel de meteorización física y química. Alto contenido de cristales de cuarzo, en menor proporción biotita, Unidad K</p>

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.3 Difractometría

El análisis se realizó sobre tres muestras específicas (UB1, SF1 y AH2), debido a su importancia en la estratigrafía de la zona.

3.3.1 Muestra AH-12-04-17

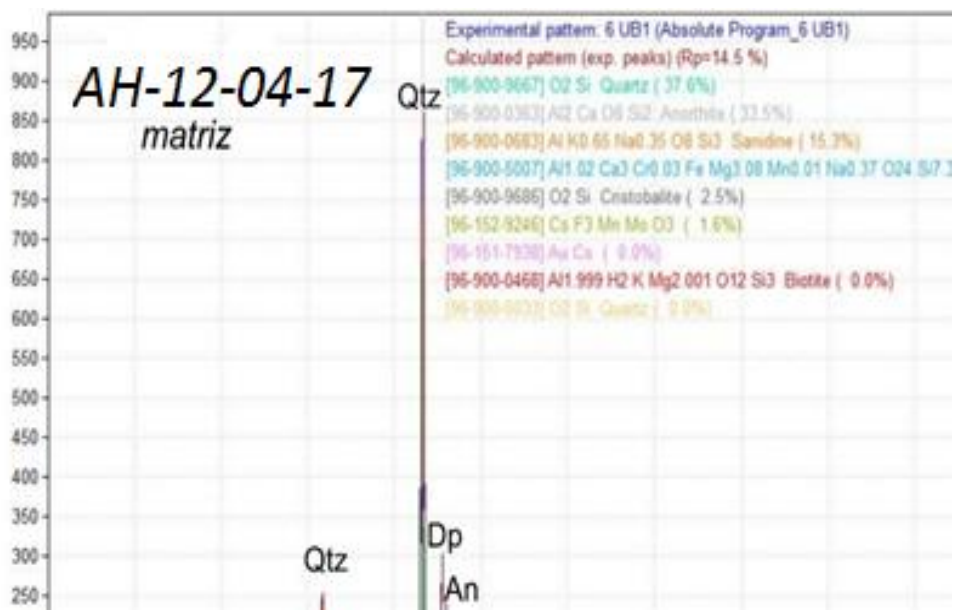


Figura 3.39 Difractograma interpretado de la muestra AH-12-04-17.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

El pico con mayor magnitud corresponde a cuarzo (Qtz), seguidos de un pico de diópsido (Dp) y anortita (An). En menor proporción cristobalita (Cbt), Sanidina (Sd).

Tabla LXX. Porcentaje de minerales identificados en la muestra 12-04-17 el difractograma.

MINERALOGÍA	PORCENTAJE (%)
Cuarzo (Qtz)	37.6
Diospido (Dp)	2.6
Anortita (An)	33.5
Cristobalita (Cbt)	2.5
Sanidina (Sd)	15.6

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.3.2 Muestra SF1

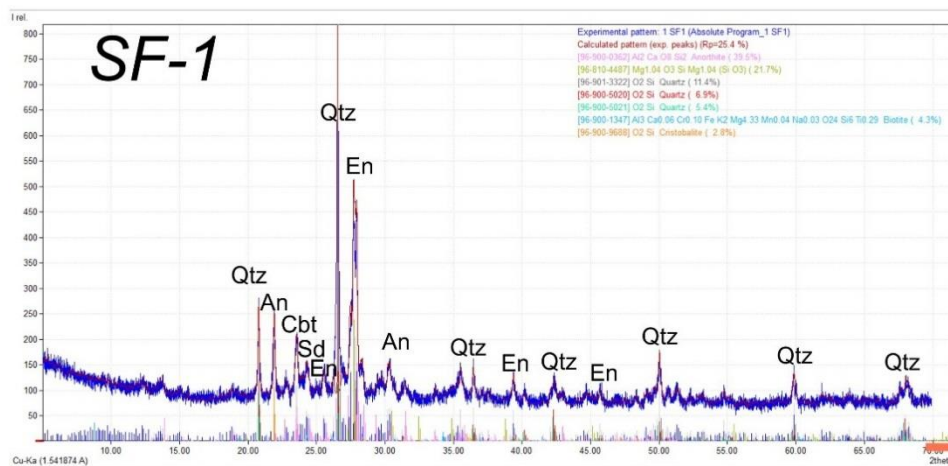


Figura 3.40 Difractograma interpretado de la muestra SF1.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

El pico con mayor magnitud corresponde a cuarzo (Qtz), seguidos de un pico de enstatita (En) y anortita (An). En menor proporción cristobalita (Cbt), Sanidina (Sd) y biotita (Bt).

Tabla LXXI. Porcentaje de minerales identificados de la muestra SF1 en el difractograma.

MINERALOGÍA	PORCENTAJE (%)
Cuarzo (Qtz)	24
Enstatita (En)	2.6
Anortita (An)	39.5
Cristobalita (Cbt)	2.8
Sanidina (Sd)	18
Biotita (Bt)	4.3

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.3.3 Muestra AH-02

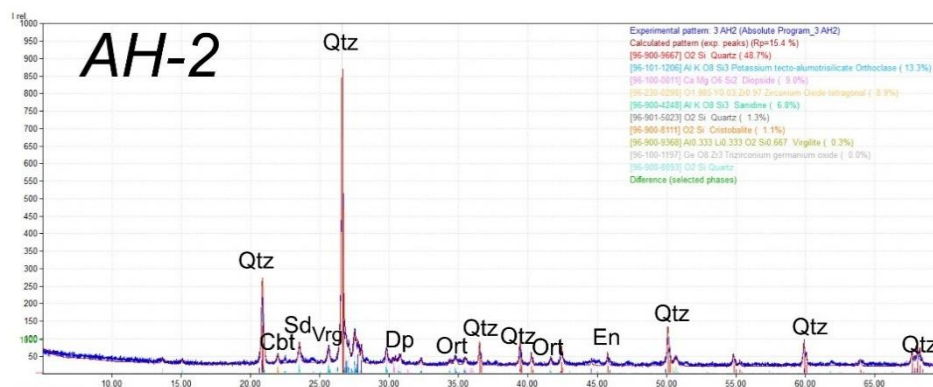


Figura 3.41 Difractograma interpretado de la muestra AH-02.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

El pico con mayor magnitud corresponde a cuarzo (Qtz). En menor proporción cristobalita (Cbt), Sanidina (Sd), dipsido (Dp), enstatita (En), Ortoclasa (Ort), Virgilita (Vrg) y zircón (Zr)

Tabla LXXII. Porcentaje de minerales identificados en el difractograma de la muestra AH-02.

MINERALOGÍA	PORCENTAJE (%)
Cuarzo (Qtz)	48.7
Diospido (Dp)	9
Virgilita (Vrg)	0.1
Cristobalita (Cbt)	2.8
Sanidina (Sd)	18
Ensattita (En)	1.3
Ortoclasa (Ort)	13.3

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

3.4 Caracterización geotécnica

3.4.1 Estaciones geomecánicas

Los datos levantados en campo se obtuvieron de dos taludes. El primero litológicamente pertenece a la Unidad C.

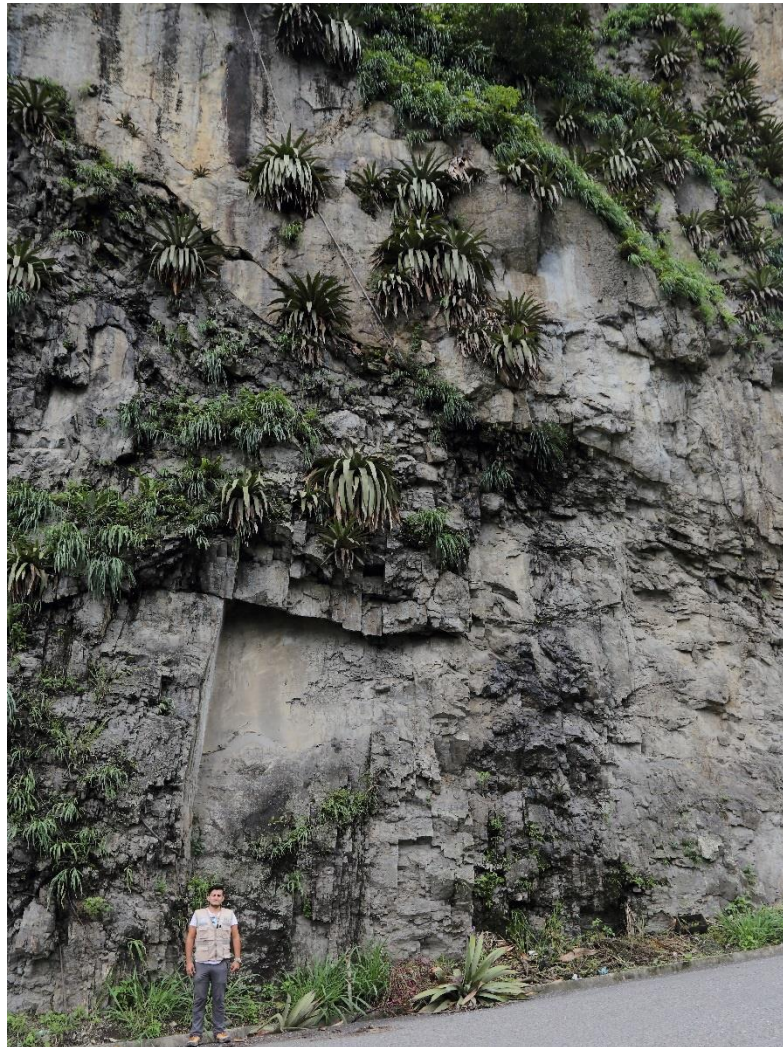


Figura 3.42 Talud de la estación geomecánica 1.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXXIII. Ficha de la estación geomecánica 1.

FICHA DE ESTACIÓN GEOMECÁNICA			
COORDENADAS	X:	Y:	Z:
		662655	9634018
MEDIDAS	1	2	3
Tipo de Plano	J1	J2	J3
Dir. Buzamiento	221	316	239
Buzamiento	68	81	74
ESPACIADO			
> 2000 mm			
600 - 2000 mm			
200 - 600 mm			
60 - 200 mm	x	x	x
< 60 mm			
CONTINUIDAD			
< 1 m			
1 - 3 m			
3 - 10 m	x	x	
10 - 20 m			
> 20 m			x
APERTURA			
Nada			
< 0,1 mm			
0,1 - 1 mm		x	
1 - 5 mm	x		x
> 5 mm			
RUGOSIDAD			
Ondulación	III	III	V
JRC			
METEORIZACIÓN JUNTA			
Grado			
AGUA			
Seco	x	x	x
Ligeramente húmedo			
Húmedo			

Goteando			
Fluyendo			
RELLENO			
Naturaleza		Arcilla	Arcilla
Espesor mm		2 mm	2 mm

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los datos de dirección de buzamiento y buzamiento para cada una de las discontinuidades se presentan en la siguiente tabla:

Tabla LXXIV. Medidas estructurales de estación geomecánica 1.

J1		J2		J3	
Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip
219°	84°	314°	84°	225°	86°
230°	85°	321°	81°	230°	89°
224°	80°	319°	79°	220°	72°
220°	66°	320°	80°	230°	58°
210°	64°	318°	84°	235°	60°
215°	82°	312°	79°	237°	72°
230°	58°	314°	75°	232°	87°
231°	51°	316°	82°	218°	74°
206°	58°	317°	83°	225°	50°
220°	46°	311°	85°	235°	90°

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los valores de compresión simple medidos en campo, utilizando el esclerómetro o martillo de Smith, son los siguientes:

Tabla LXXV. Datos de compresión simple tomados en campo.

COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)	59	57	27	12	24	44	43
	21	42	33	32	17	10	22
	47	35	25	22	43	43	40
	15	31	53	29	46	29	26

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los datos levantados en campo se obtuvieron de dos taludes. El primero litológicamente pertenece a la Unidad J.



Figura 3.43 Talud. Estación Geomecánica 2.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Tabla LXXVI. Ficha de la estación geomecánica 2.

FICHA DE ESTACIÓN GEOMECÁNICA				
COORDENADAS	X:	Y:	Z:	
		676939	9630404	942
MEDIDAS	1	2	3	4
Tipo de Plano	J1	J2	J3	J4
Dir. Buzamiento				
Buzamiento				
ESPACIADO				
> 2000 mm				
600 - 2000 mm				
200 - 600 mm				
60 - 200 mm	x	x	x	x
< 60 mm				
CONTINUIDAD				
< 1 m				
1 - 3 m				
3 - 10 m		x		
10 - 20 m	x		x	x
> 20 m				
APERTURA				
Nada	x		x	
< 0,1 mm				x
0,1 - 1 mm		x		
1 - 5 mm				
> 5 mm				
RUGOSIDAD				
Ondulación	VII	IV	V	VII
JRC				
METEORIZACIÓN JUNTA				
Grado				
AGUA				

Seco				
Ligeramente húmedo	x	x	x	x
Húmedo				
Goteando				
Fluyendo				
RELLENO				
Naturaleza		Arcilla	Arcilla	Arcilla
Espesor mm		1 mm		< 0,1 mm

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los datos de dirección de buzamiento y buzamiento para cada una de las discontinuidades se presentan en la siguiente tabla:

Tabla LXXVII. Medidas estructurales de la estación geomecánica 1.

J1		J2		J3		J4	
Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip	Dip Direction	Dip
0°	65°	200°	52°	286	76°	50°	70°
345°	64°	215°	44°	266°	86°	48°	79°
0°	66°	188°	33°	215°	30°	48°	66°
354°	61°	215°	43°	206°	31°	66°	82°
336°	65°	187°	68°	215°	19°	57°	74°
343°	67°	189°	57°	198°	38°	65°	80°
345°	78°	200°	55°	209°	45°	63°	76°
345°	71°	200°	37°	208°	20°	66°	76°
348°	70°	195°	25°	210°	25°	62°	82°
10°	55°	198°	26°	206°	32°	67°	78°

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los valores de compresión simple medidos en campo, utilizando el esclerómetro o martillo de Smith, son los siguientes:

Tabla LXXVIII. Datos de compresión simple de la estación geomecánica 2, medidos en campo.

COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)	26	35	27	12	34	41	13	35	14	13	43	20	28
	34	19	15	18	31	26	10	12	35	31	38	37	15
	28	27	22										

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Además, en el laboratorio se efectuó el ensayo de compresión simple de 5 muestras tomadas en campo, con la finalidad de realizar la comparación con los datos obtenidos en campo.

Tabla LXXIX. Datos de compresión simple, obtenidos en laboratorio.

MUESTRA	ALTURA (mm)	DIAMETRO (mm)	ÁREA (mm²)	MASA (gr)	FUERZA (KN)	CARGA (MPa)
AH-23	110	55	2376	627	103	43
AH-12-04-17 (I)	110	55	2376	629	110	46
AH-12-04-17 (II)	110	55	2376	556	102	43
AH-01-04-17	110	55	2376	630	85	36
AH-22-04-17 (I)	110	55	2376	613	279	118
AH-22-04-17 (II)	110	55	2376	677	441	186
AH-05-04-17	110	55	2376	651	377	159

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

CAPITULO 6

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE DATOS

4.1 Estratigrafía del sector

El análisis es con base en la relación de los datos levantados en campo, con los disponibles en bibliografía (Hungerbulher, 2002) y (Pratt y otros., 1997). Para esta fase de la investigación se tomaron en cuenta 34 secciones (ver tabla 6.1).

La correlación de las diferentes secciones se realiza mediante seis cortes geológicos nombrados respectivamente: C1, C2 y C4 (vía Pasaje – Santa Isabel), C3 y C5 (vía Pucará – Santa Isabel) y C6 (vía Pucará – Pasaje). (ver figura 6.1).

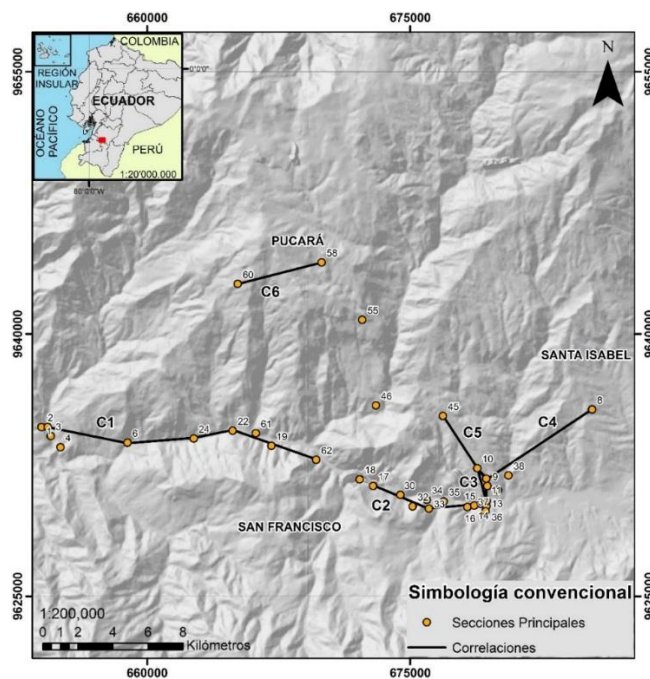


Figura 4.1 Cortes geológicos en la zona de estudio.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.1.1 Correlación 1 (C1)

Este corte se ubica en la parte oeste de la zona de estudio y comprende las secciones 1, 6, 24, 22 y 62. El corte tiene dirección Oeste – Este, desde el material más antiguo en orden secuencial. El corte muestra siete unidades estratigráficas (A, B, C, D1, D2, E1 y E2). La unidad A está presente en las secciones 1, 2, 3, 4 con un espesor que varía desde 2 – 10 metros. La unidad B está presente en la sección 6, con un espesor de 15 metros. La unidad C está presente en la sección 24, con un espesor de 25 metros. Las unidades D1 y D2 están presentes en la sección 22, con un espesor de 8 metros. Las unidades E1 y E2 están presentes en la sección 62, con un espesor de 10 metros.

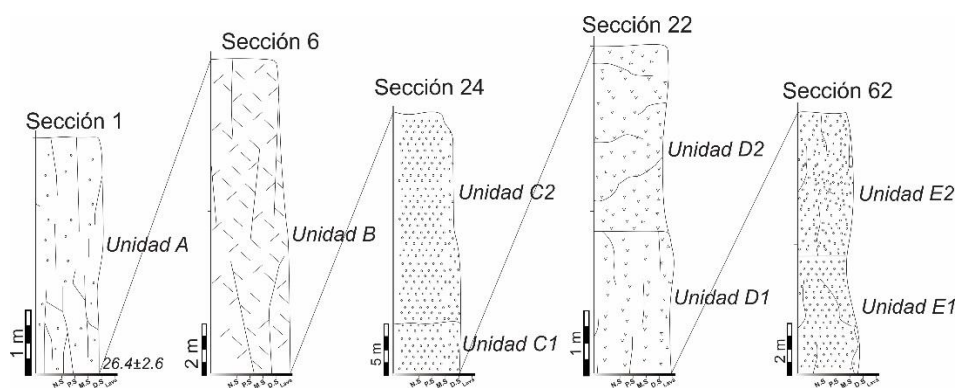


Figura 4.2 Correlación 1 (C1). Secciones 1, 6, 22, 24 y 62.

Fuente: Avlilez H., Flor A., 2017.

4.1.2 Correlación 2 (C2)

Este corte se ubica al sur de la zona de estudio y comprende las secciones 17, 33, 14, 13. El corte tiene dirección Oeste – Este.

El corte muestra siete unidades estratigráficas (F, H, I, J, K, N, O).

La unidad F está presente en la sección 17, con un espesor 5 metros. La unidad H está presente en la secciones 14, con un espesor de 2 metros. La unidad I está presente en la sección 14, con un espesor de 4 metros. La unidad J está presente en las secciones 17, 14 con un espesor que varía desde 7 – 1 metros. La unidad K está presente en las secciones 33 y 13, con un espesor variable desde 30 - 20 metros. La unidad N está presente en la sección 33, con un espesor de 15 metros. La unidad O está presente en la sección 33, con un espesor de 15 metros.

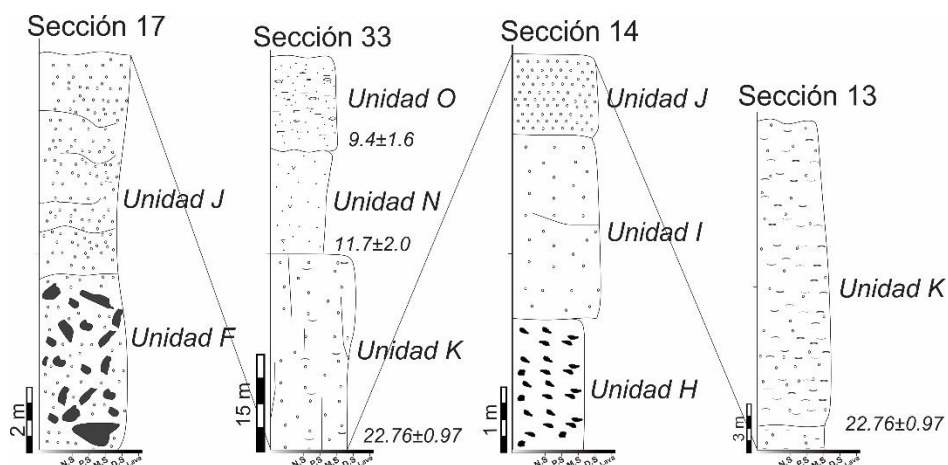


Figura 4.3 Correlación 2 (C2). Secciones 17, 33, 14, 13.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.1.3 Correlación (C3)

Este corte se ubica en la parte este de la zona de estudio y comprende las secciones 8, 11, 10. El corte tiene dirección N – S. El corte muestra seis unidades estratigráficas (K, L, M1, M2, M3, N). La unidad K está presente en la sección 10, con un espesor de 5 metros. La unidad L está presente en las secciones 8, 11 y 10, con un espesor variable de 1 – 5 metros. La unidad M1 está presente en las secciones 11 y 10, con un espesor variable de 3 – 10 metros. La unidad M2 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.2 metros. La unidad M3 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.8 metros. La unidad N está presente en la sección 8, con un espesor de 10 metros.

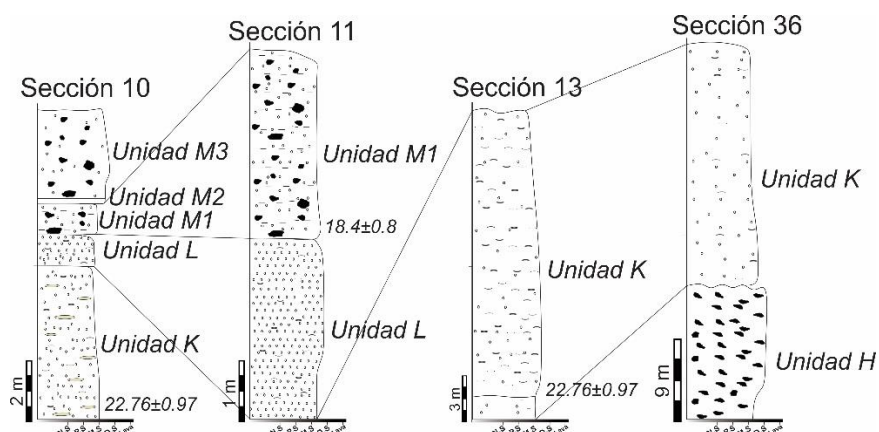


Figura 4.4 Correlación 3 (C3). Secciones: 8, 11 y 10.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.1.4 Correlación 4 (C4)

Este corte se ubica en la parte este de la zona de estudio y comprende las secciones 10, 11, 13, 36. El corte tiene dirección NE – SW.

El corte muestra seis unidades estratigráficas (H, K, L, M1, M2, M3). La unidad H está presente en la sección 36 con un espesor de 14 metros. La unidad K está presente en la sección 10, 13, 36 con un espesor variable de 5 - 30 metros. La unidad L está presente en las secciones 10 y 11, con un espesor variable de 1 – 3 metros. La unidad M1 está presente en las secciones 10, 11, con un espesor variable de 1 – 3 metros. La unidad M2 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.2 metros. La unidad M3 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.8 metros.

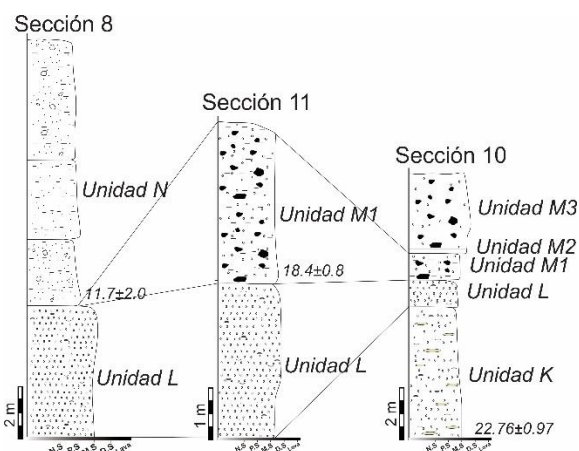


Figura 4.5 Correlación 4 (C4). Secciones 10, 11, 13 y 36.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.1.5 Correlación 5 (C5)

Este corte se ubica en la parte este de la zona de estudio y comprende las secciones 45, 10 y 13. El corte tiene dirección NW – SE.

El corte muestra cinco unidades estratigráficas (K, L, M1, M2, M3). La unidad K está presente en las secciones 10 y 13, con un espesor variable de 5 - 20 metros. La unidad L está presente en la sección 10, con un espesor de 1 metro. La unidad M1 está presente en las secciones 45 y 10, con un espesor variable de 6 – 1 metros. La unidad M2 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.2 metros. La unidad M3 está presente en la sección 10, con un espesor de 0.8 metros. La unidad N está presente en la sección 8, con un espesor de 10 metros.

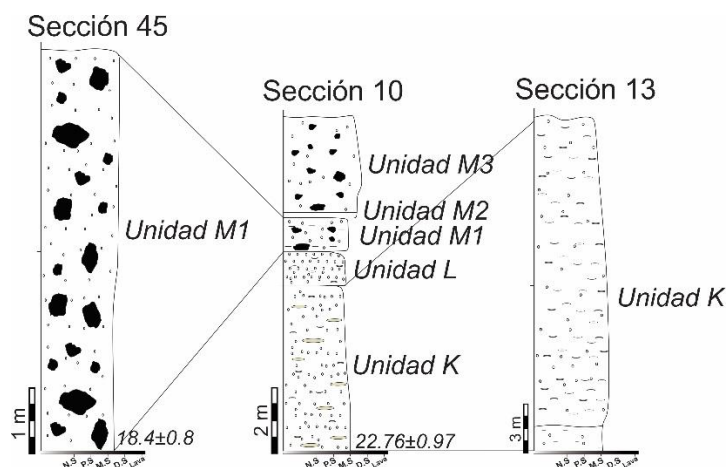


Figura 4.6 Correlación 5 (C5). Secciones: 45, 10 y 13.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.1.6 Correlación 6 (C6)

Este corte se ubica en la parte norte de la zona de estudio y comprende las secciones 60 y 58. El corte tiene dirección NE – SW. El corte muestra cinco unidades estratigráficas (K, J). La unidad K está presente en la sección 60, con un espesor de 4 metros. La unidad J está presente en la sección 58, con un espesor de 4 metros.

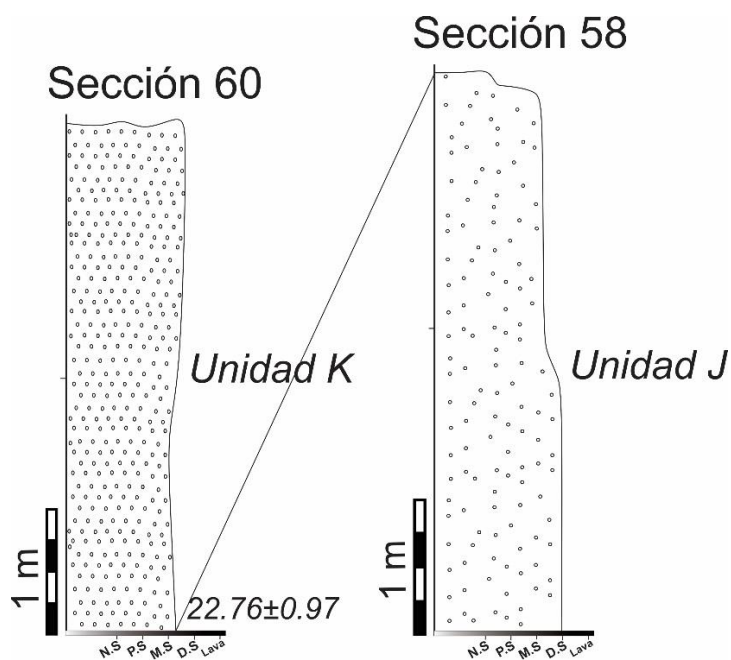


Figura 4.7 Correlación 6 (C6). Secciones: 60 y 58.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.2 Fotografías satelitales

La combinación de las bandas 7-5-2 contenidas en las fotografías satélites, permite conocer las características litológicas del material presente en la zona de estudio. El mapa distingue de forma clara dos tipos de litologías, una de color rojizo y otra verde respectivamente. Esta información corresponde a los depósitos ignimbríticos y a los flujos de lavas descritos en cada una de las secciones presentes en el Capítulo 4.

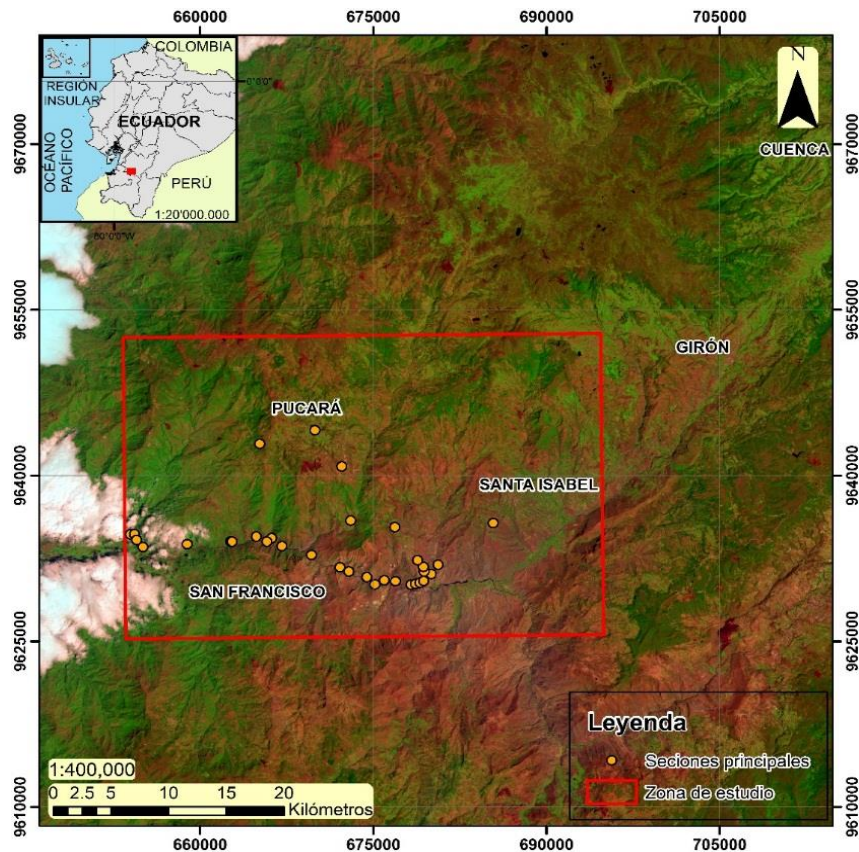


Figura 4.8 Mapa geológico. Combinación de bandas 7-5-2.

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.3 Volumen del material piroclástico expulsado e introducción de la caldera Pucará

La estimación del cálculo de volumen se efectuó sobre las Unidades J y K (Tabla 6.1), empleando los datos obtenidos en campo. Estas formaciones se extienden más al N y S de la zona de estudio (Pratt y otros., 1997). La Unidad J tiene al menos un volumen de 0.26 km^3 , mientras que la Unidad K es de al menos 15.53 km^3 (ver figura 6.9). Queda remarcar que estos valores de volumen son muy parciales porque están limitados por el área de estudio. Estos valores permiten establecer la magnitud VEI aproximada de las erupciones generadas ($VEI_{\text{Unidad J}} = 4$ y $VEI_{\text{Unidad K}} = 6$).

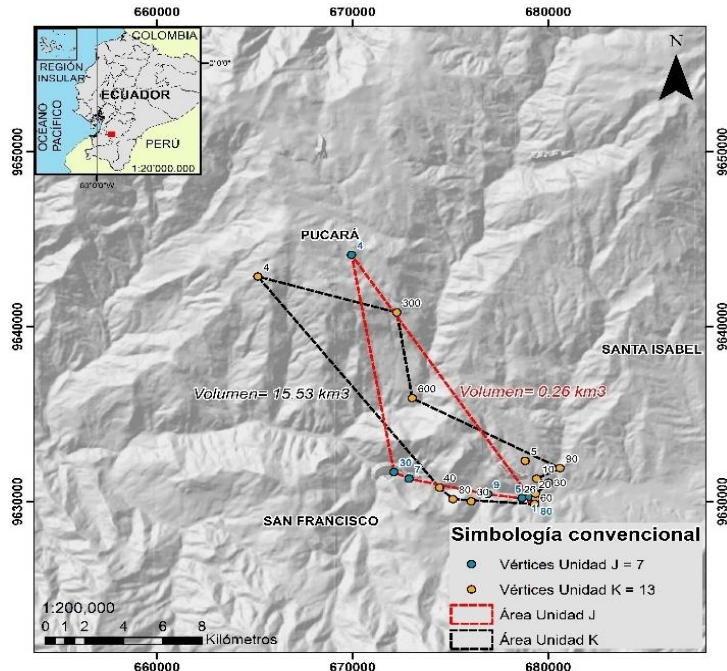


Figura 4.9 Estimación de Volumen para las Unidades J y K.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

Los criterios para la ubicación y denominación de esta caldera (Figura 6.10), es con base a la geomorfología, litofacies ignimbrítica de brecha intracalderica en borde caldera y la localidad tipo de Pucará (ver sección 45 y 10). El eje mayor es de aproximadamente 14 km y el eje menor 8 km.

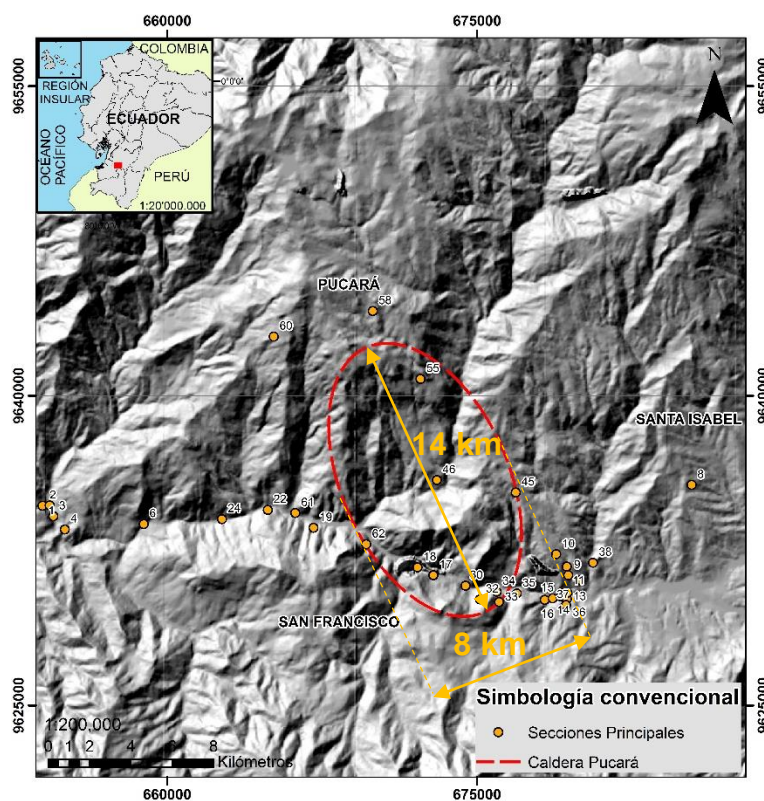


Figura 4.10 Estimación de Volumen para las Unidades J y K.
Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

4.4 Geotecnia

La cuantificación de los factores necesarios para determinar el $RMR_{BÁSICO}$ y $RMR_{CORREGIDO}$, se emplean los datos disponibles en las tablas 5.52, 5.53 y 5.55. Obteniendo los siguientes resultados:

Tabla LXXX. Cuantificación $RMR_{BÁSICO}$.

RMR BÁSICO			
	FACTOR	VALOR	PONDERACIÓN
F1	Compresión Simple	32,7	4
F2	RQD	5,96	3
F3	Espaciado	60-200 mm	8
F4	estado diaclasas	3 -10 m	13
F5	Presencia de agua	Seco	10
TOTAL			38

Fuente: Avilez H, Flor A., 2017.

La excavación del talud de la primera estación geomecánica, es a favor del buzamiento con un ángulo entre 20°- 45° (situación favorable).

El factor de corrección por la orientación de las discontinuidades (ver tabla 4.7) resta dos puntos (-2) al valor de $RMR_{BÁSICO}$. Permitiendo determinar el $RMR_{CORREGIDO}$ y a su vez establecer una “muy mala calidad” del macizo rocoso (ver tabla 4.8)

La cuantificación del SMR ("*Slope Mass Rating*") para la primera estación geomecánica es la siguiente:

Tabla LXXXI. Cuantificación del SMR.

FACTOR	VALOR
F_1	0.15
F_2	1.00
F_3	0

Fuente: Avilez H, Flor A., 2017.

La excavación efectuada sobre el macizo corresponde a una voladura suave. Basado en la Tabla 4.10, el cuarto factor recibe una ponderación de +8.

Con los valores anteriores se determina el valor del SMR:

$$SMR = RMR_{BÁSICO} + (F_1 \cdot F_2 \cdot F_3) + F_4$$

$$SMR = 38 + (0.15 * 1.00 * 0) + 8$$

$$SMR = 46$$

Este valor permite definir al talud como "parcialmente estable" (ver tabla 4.9).

Las recomendaciones para mejorar la estabilidad de este talud (Tomás y otros., 2015) son:

- El uso de concreto: Hormigón proyectado, concreto dental, contrafuertes y/o vigas.
- Uso de pernos o anclaje sobre las paredes del talud.

El procedimiento para determinar el $RMR_{BÁSICO}$ y $RMR_{CORREGIDO}$ en la segunda estación es el mismo. Las cuantificaciones de los factores se muestran en la siguiente tabla:

Tabla LXXXII. Cuantificación CuantificaciónICO			
FACTOR		VALOR	PONDERACIÓN
F1	Compresión Simple	25	2
F2	RQD	20	3
F3	Espaciado	60-200 mm	8
F4	estado diaclasas	3 -10 m	17
F5	Presencia de agua	Ligeramente húmedo	10
TOTAL			40

Fuente: Avilez H, Flor A., 2017.

La excavación del talud de la primera estación geomecánica, es a favor del buzamiento con un ángulo entre 20°- 45° (situación favorable).

El factor de corrección por la orientación de las discontinuidades (ver tabla 4.7) resta dos puntos (-2) al valor de $RMR_{BÁSICO}$. Permitiendo determinar el $RMR_{CORREGIDO}$ y a su vez establecer una “muy mala calidad” del macizo rocoso (ver tabla 4.8)

La cuantificación del Calificador de talud (“*Slope Mass Rating*” - SMR) para la segunda estación geomecánica es la siguiente:

Tabla LXXXIII. Cuantificación (SMR).

FACTOR	VALOR
F_1	0.15
F_2	1.00
F_3	0

Fuente: Avilez H, Flor A., 2017.

La excavación efectuada sobre el macizo corresponde a una voladura suave. Basado en la Tabla 4.10, el cuarto factor recibe una ponderación de +8.

Con los valores anteriores se determina el valor del SMR:

$$SMR = RMR_{BÁSICO} + (F_1 \cdot F_2 \cdot F_3) + F_4$$

$$SMR = 48 + (0.15 * 1.00 * 0) + 8$$

$$SMR = 56$$

Este valor permite definir al talud como “parcialmente estable” (ver tabla 4.9). Las recomendaciones para mejorar la estabilidad de este talud (Tomás y otros., 2015) son:

- El uso de concreto: Hormigón proyectado, concreto dental, contrafuertes y/o vigas.
- Uso de pernos o anclaje sobre las paredes del talud.

4.5 Discusión

La serie de llenado de la cuenca de Girón-Santa Isabel fue descrita como el Grupo Ayancay (Kennerley, y otros, 1973), pero desafortunadamente, la localidad tipo Ayancay se encuentra en la cuenca de Cuenca. Mediavilla (1991) definió en su tesis de Maestría algunas nuevas unidades estratigráficas en la cuenca Girón-Santa Isabel, que fueron publicadas por Baudino, y otros (1994), junto con tres nuevas edades K-Ar (Apéndice 1). Sin embargo, esta división es poco aplicable (Winkler et al., 1996) porque algunos de los contactos estratigráficos descritos por Baudino et al. (1994) son fallas de empuje. El nombre de Fm. Burrohuaycu es definido por Hungerbühler, 1997, reemplazando al Grupo Ayancay.

El mapa geológico de la cordillera occidental del Ecuador entre 3° 00' S y 4° 00' S a escala 1:200.000, fue elaborado por Pratt et al. 1997. Se interpreta una compresión que inicia en el Oligoceno Tardío – Mioceno Temprano, seguido de un evento de extensión en el Mioceno Temprano, relacionado con el desarrollo y formación de fuentes volcánicas. Hungerbühler 2002 realizó 15 dataciones en k/Ar y zft. El Grupo Saraguro (Eoceno Medio-Mioceno Temprano), es definido como secuencias andesíticas e ignimbríticas de composición dacítica a riolítica (Pratt et al.,

1997): 1) Unidad Portovelo, 2) Fm. Las Trancas, 3) Fm. Plancharumi, 4) Fm. La Fortuna, 5) Fm. Jubones, 6) Fm. La Paz.

La post-secuencia de Saraguro es definida como andesitas y brechas piroclásticas de composición andesítica de la formación Santa Isabel (Mioceno Temprano), intercaladas con capas de conglomerados, areniscas y lutitas rojas del grupo Ayancay (Mioceno Medio, denominada como Fm. Burrohaycu por Hungerbhüler, 1997), y otras formaciones tal como: Turubamba (dacitas), Turi (sedimentario-vulcanoclasto, Mioceno Tardío), Uchucay (sedimentario-vulcanoclasto, Mioceno Tardío), Quimsacocha (Mioceno al Plioceno?) y Tarqui (Plioceno).

Nuestro trabajo acepta y toma como referencia la descripción de las Formaciones geológicas establecidas por Pratt y otros (1997) (Formaciones Turupamba, Turi, Uchucay, Santa Isabel, Jubones, La Fortuna, Grupo Saraguro y Unidad Sacapalca) y de Hungerbülher (1997) (Formación Burrohuaycu) (ver figura 6.10).

El orden estratigráfico de las unidades definidas en campo, se muestran en la figura 6.11., en donde las unidades definidas, son equivalente a las formaciones como sigue: 1) Fm. Uchucay = Unidad O; 2) Fm. Burrohaycu = Unidad N; 3) Fm. Saanta Isabel = Unidad M y L; 4) Fm. Jubones = Unidad K; y 5) Grupo Saraguro = Unidades A-J.

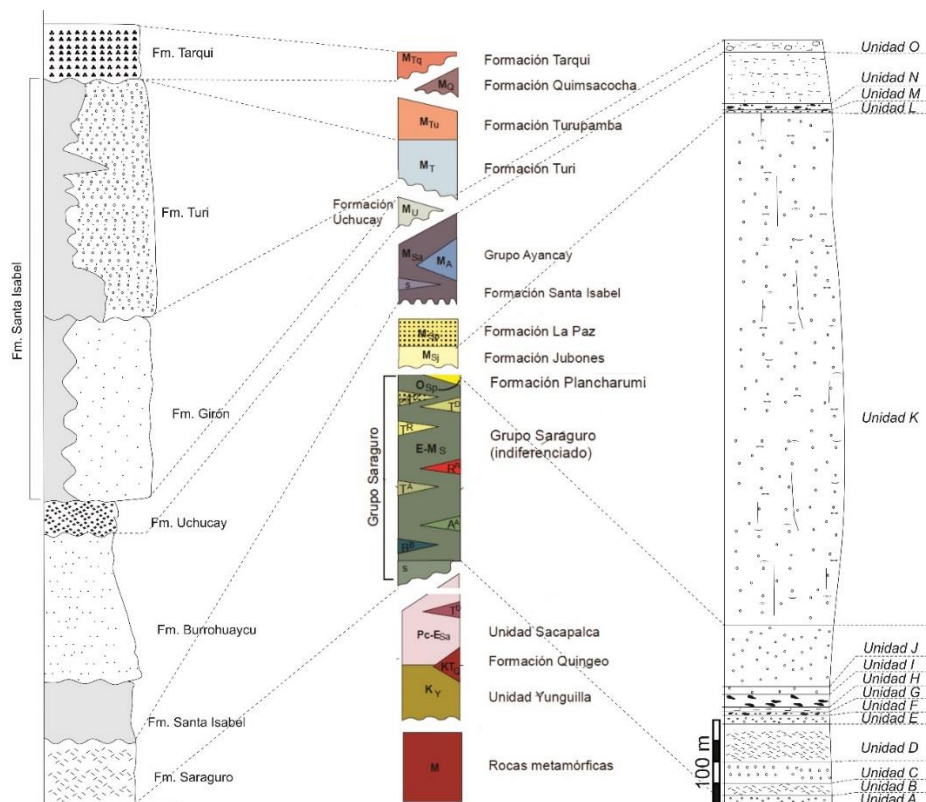


Figura 4.11 Análisis de las columnas estratigráficas establecidas por Hungerbülher (izquierda), Pratt y otros (centro), Avilez y Flor (derecha).

Fuente: Hungerbülher (1997), Pratt y otros (1997), Avilez y Flor (2017).

La Caldera Jubones definida por Pratt y otros (1997), se define con el criterio de la presencia de facies ignimbríticas de la Fm. Jubones. Los datos de campo obtenidos en esta tesis no concuerdan con la interpretación precedente. Se determinó que: (1) La geomorfología no

permite la delineación de la caldera, (2) La litofacie ignimbrítica proximal de borde de caldera pertenece a la Fm. Santa Isabel, en la localidad tipo (Pucará; ver sección 45 y 10), y (3) Las litofacies de la Fm. Jubones son de "outflow", evidenciado por la presencia de llamas con una r/a alto y una estratificación del depósito. En varios lugares indicados por Pratt el flujo piroclástico ya está bien desarrollado. Los flujos cercanos al borde de caldera presentan litofacies masivas con estructuras mal desarrolladas.

La Fm. Santa Isabel presenta facies ignimbríticas proximales de borde de caldera, lo cual evidencia existencia de una caldera delimitada y denominada por primera en este trabajo como '*Caldera Pucará*'.

La Fm. Jubones presenta litofacies proximales de 'out-flow'. Sin embargo, en nuestro trabajo no se consideró como evidencia suficiente para generar la Caldera Pucará. Los criterios para la ubicación y denominación de esta caldera, es con base a la geomorfología, litofacies ignimbrítica de borde caldera y la localidad tipo de Pucará (ver sección 45 y 10).

En la figura 6.11 se muestran las secciones en desacuerdo según la tabla 6.1.

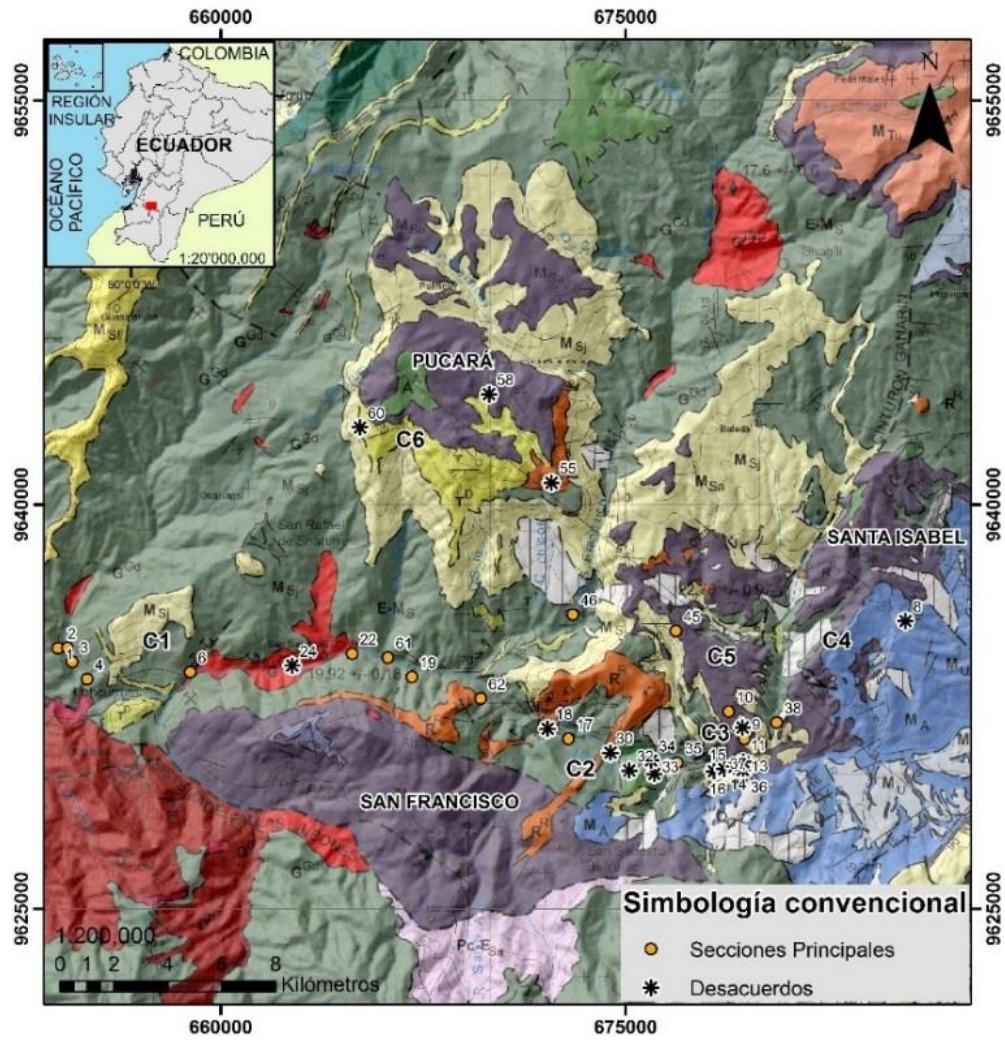


Figura 4.12 Secciones en desacuerdo con Pratt y otros., 1997.
 Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Este trabajo de investigación permitió obtener las siguientes conclusiones:

Los depósitos ignimbríticos de las secciones 17 y 45, presentan facies proximales de brechas intracaldéricas, definiendo el límite E y S de la Caldera Pucará. Los flancos N y W son establecidos con la geomorfología del sector.

La caldera de Pucará está relacionada con la ignimbrita de la Formación Santa Isabel, posterior a la deposición de la ignimbrita de Jubones. Esta particular relación, genera indicios de que la caldera puede ser poligenética (también en acuerdo con los rasgos estructural que se observan en el DEM).

La falta de micro-llamas y el alto porcentaje de fragmentos líticos permiten hipotizar que las últimas fases eruptiva del Grupo Saraguro y las primeras fases del Grupo Santa Isabel fueron generados por erupciones de “boiling over” con generaciones de caldera.

El alto porcentaje de cristales de la Fm. Jubones puede ser relacionado con la expulsión de un “*crystal mush*” relacionado a una fase caldérica que afectó la cámara magmática.

Los grandes espesores de la Formación Jubones y su run-out relativamente pequeño, permite clasificar esta ignimbrita como “*low aspect ratio ignimbrite*”.

La presencia de paleosuelo en el campo confirman grandes pausas eruptivas entre el grupo Saraguro y el Grupo Santa Isabel en acuerdo a las dataciones hechas por Hungerbuhler et al. (2002).



Figura 5.1 Imagen Satelital de la Caldera Pucará. Dirección del eje principal NNO-SSE

Fuente: Avilez H., Flor A., 2017.

RECOMENDACIONES

El perfil de aplastamiento de una llama no siempre representa el grado de soldadura real. En una ignimbrita antigua el grado de aplastamiento puede ser debido a la alteración del vidrio volcánico. Por esto se tiene que revisar la presencia de fracturas columnares y evidencias de interacción explosiva entre material caliente y frío.

Comprender cuales eventos eruptivos están relacionados con la caldera de Pucará.

Caracterizar de forma detallada las Formaciones Jubones y Santa Isabel, con la finalidad de establecer la distribución de sus facies y determinar finalmente su volumen completo.

Investigar el sector N y S de la caldera de Pucará para comprender las litofacies proximales de la formación Jubones.

ANEXOS

ANEXO A

**A. TABLA CON LAS 63 ESTACIONES, SUS CORDENADAS Y EL
CÓDIGO DE LAS MUESTRAS TOMADAS EN CAMPO.**

ESTACIÓN	SECTOR	COORDENADA (UTM WGS84 Z 17S)			CÓD. MUESTRA
		m E	m N	msnm	
1	-	653967	9634673	448	AH-01
2	-	654318	9634685	474	U2
3	-	654496	9634162	490	AH-01-04-17
4	-	655051	9633523	550	AH-02-04-17
6	Vía Sarayungo – La cascada	658872	9633784	594	AH-04-04-17
7	-	659729	9633979	556	AH-05-04-17
8	Santa Isabel	685394	9635680	1491	AH-06-04-17
9	Vía Santa Isabel - Pucará	679420	9631308	1280	
10	Vía Santa Isabel – Pucará	678837	9632320	1418	AH-07-04-17
					AH-08-04-17
					AH-09-04-17
					AH-10-04-17
					AH-11-04-17
	AH-12-04-17				
11	Vía Santa Isabel – Pucará	679354	9631723	1324	
12	-	680019	9631080	1050	
13	Gasolinera Petroecuador	679377	9630448	1021	AH-13-04-17
					AH-14-04-17
					AH-15-04-17
14	Vía Pasaje - Santa Isabel	679052	9630286	1004	AH-16-04-17
					AH-17-04-17
					AH-18-04-17
					AH-19-04-17
15	Vía Pasaje - Santa Isabel	678667	9630186	966	AH-20-04-17
					AH-21-04-17

16	Vía Pasaje - Santa Isabel	678283	9630109	926	
17	Vía Pasaje - Santa Isabel	672896	9631308	846	AH-22-04-17 AH-23-04-17
18	Vía Pasaje - Santa Isabel	672126	9631689	844	AH-23 AH-28-04-17
19	Vía Pasaje - Santa Isabel	667090	9633603	750	-
20	Vía Pasaje - Santa Isabel	662776	9634008	742	AH-24-04-17 AH-25-04-17
21	Vía Pasaje - Santa Isabel	665783	9634004	740	-
22	Vía Pasaje - Santa Isabel	664876	9634470	745	AH-26-04-17
23	Vía Pasaje - Santa Isabel	662776	9634008	752	AH-27-04-17
24	Vía Pasaje - Santa Isabel	662656	9634025	750	AH-02 AH-03
30	Vía Pasaje - Santa Isabel	674452	9630800	1401	-
31	Vía Pasaje - Santa Isabel	674649	9630527	800	-
32	Vía Pasaje - Santa Isabel	675148	9630138	970	-
33	Vía Pasaje - Santa Isabel	676075	9630010	930	-
34	Vía Pasaje - Santa Isabel	675957	9630513	916	-
35	Vía Pasaje - Santa Isabel	676930	9630424	932	-
36	Vía Pasaje - Santa Isabel	679360	9630152	993	-
37	Vía Pasaje - Santa Isabel	679315	9629863	997	-
38	Vía Pasaje - Santa Isabel	680620	9631911	1096	-
39	Vía Pasaje - Santa Isabel	680509	9631682	1129	-

40	Vía Pasaje - Santa Isabel	680399	9631289	1139	-
41	Vía Santa Isabel - Pucará	678882	9631765	1323	-
42	Vía Santa Isabel – Pucará	678733	9632573	1403	-
43	Vía Santa Isabel – Pucará	678836	9632336	1408	-
44	Vía Santa Isabel – Pucará	675527	9632428	1516	-
45	Vía Santa Isabel – Pucará	676880	9635313	1784	-
46	Vía Santa Isabel – Pucará	673058	9635915	1904	-
47	Vía Santa Isabel – Pucará	673048	9638084	2019	-
48	Vía Santa Isabel – Pucará	674044	9640388	2026	-
49	Vía Santa Isabel – Pucará	674576	9639418	2024	-
50	Vía Santa Isabel – Pucará	673511	9640201	2006	-
51	Vía Santa Isabel – Pucará	674089	9638770	2073	-
52	Vía Santa Isabel – Pucará	672682	9641443	2116	-
53	Vía Santa Isabel – Pucará	674249	9638799	2261	-
54	Vía Santa Isabel – Pucará	673518	9641011	2276	-
55	Vía Santa Isabel – Pucará	672271	9640811	2551	-
56	Vía Santa Isabel – Pucará	672383	9642178	2645	-
57	Vía Santa Isabel – Pucará	672328	9643969	2919	-
58	Vía Santa Isabel – Pucará	669958	9644099	3188	-
59	Vía Santa Isabel – Pucará	667680	9643951	3233	-

60	Vía Santa Isabel - Pucará	665165	9642865	2920	-
61	Vía Pasaje - Santa Isabel	666204	9634322	785	-
62	Vía Pasaje - Santa Isabel	669645	9632804	838	-
63	Vía Santa Isabel - Pucará	673137	9639670	2338	-

BIBLIOGRAFÍA

Alidibirov, M., & Dingwell, D. B. (2000). Three fragmentation mechanisms for highly viscous magma under rapid decompression. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100(1), 413-421.

Andrews, G. D. M. (2006). The emplacement and deformation of high-temperature tuffs: a structural analysis of the Grey's Landing ignimbrite, Snake River Plain, Idaho (Doctoral dissertation, University of Leicester).

Andrews, G. D. M., & Branney, M. J. (2010). Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Geological Society of America Bulletin*, B30167-1.

Anilkumar, A. V., Sparks, R. S. J., & Sturtevant, B. (1993). Geological implications and applications of high-velocity two-phase flow experiments. *Journal of volcanology and geothermal research*, 56(1-2), 145-160.

Aspden, J. A., Bonilla, W., & Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits (No. 67). *British Geological Survey*.

Aspden, J. A., McCourt, W. J., & Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society*, 144(6), 893-905.

Bagnold, R. A. (1954). Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear: Proc. Royal Soc. London, ser. A, 225, 49-63.

Baldock, J. W. (1982). Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the national geological map of the Republic of Ecuador; 1: 1,000,000 scale 1982. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos, Dirección General de Geología y Minas.

BARRAGÁN, Roberto; BAUDINO, Roger; MAROCCO, René. Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 1996, vol. 9, no 5-6, p. 309-319.

Barton, N., Lien, R., & Lunde, J. (1974). Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock mechanics*, 6(4), 189-236.

Battaglia, M. (1993). On pyroclastic flow emplacement. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 22269-22272.

Bieniawski, Z. T. (1976). Rock mass classification of jointed rock masses. *Exploration for Rock Engineering*. Johannesburg: Balkema, 97, 106.

Bogoyavlenskaya, G. E., Braitseva, O. A., Melekestsev, I. V., Kiriyanov, V. Y., & Miller, C. D. (1985). Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St.

Botterill, J. S. M. & Halim, B. H. 1978. The flow of fluidized solids. In: Davidson, J. F. & Keairns, D. L. (eds) Fluidization. Proceedings of the 2nd Engineering Foundation Conference, Trinity College, Cambridge England, 2-6 April 1978. 122-127, Cambridge University Press, Cambridge.

Boyd, F.R., 1961. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull. 72, 387– 426.

Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1992). A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology, 54(6), 504-520.

Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London.

Bristow, C. R. (1973). Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador. Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

Cabrera Car, M. M. (2010). *Influencia de la Persistencia de una Familia de Discontinuidades en la Estabilidad frente al Deslizamiento de una Presa de Gravedad* (Doctoral dissertation, Caminos).

Campbell, C. S., & Brennen, C. E. (1983). Computer simulation of shear flows of granular material. *Mechanics of granular materials: New models and constitutive relations*, (7), 313-326.

Campbell, C. S., & Brennen, C. E. (1985). Computer simulation of granular shear flows. *Journal of Fluid Mechanics*, 151, 167-188.

Capaccioni, B., & Cuccoli, F. (2005). Spatter and welded air fall deposits generated by fire-fountaining eruptions: cooling of pyroclasts during transport and deposition. *Journal of volcanology and geothermal research*, 145(3), 263-280.

Carey, S. N., Sigurdsson, H., & Sparks, R. S. J. (1988). Experimental studies of particle-laden plumes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B12), 15314-15328.

Carey, S. N. (1991). Transport and deposition of tephra by pyroclastic flows and surges.

Cas, R., & Wright, J. V. (2012). *Volcanic successions modern and ancient: A geological approach to processes, products and successions*. Springer Science & Business Media.

Cook, E.F., 1959. Ignimbrite bibliography. *Idaho Bur. Mines Geol. Info. Circ.* 4 (30 pp.).

Crown, D.A., Greeley, R., 1993. Volcanic geology of Hadriacapatera and the eastern Helles region of Mars. *J. Geophys. Res.- Planets* 98, 3431– 3451.

Chapin, C. E., & Lowell, G. R. (1979). Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, central Colorado. *Geological Society of America Special Papers*, 180, 137-154.

Chepil, W. S. (1961). The use of spheres to measure lift and drag on wind-eroded soil grains. *Soil Science Society of America Journal*, 25(5), 343-345.

Daly, M. C. (1989). Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4), 769-790.

Deere, D. U. (1967). Shale mylonites-their origin and engineering properties. In *Ass. Eng. Geol., Nat. Meeting, Dallas, Texas*.

Denlinger, R. P. (1987). A model for generation of ash clouds by pyroclastic flows, with application to the 1980 eruptions at Mount St. Helens, Washington. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B10), 10284-10298.

Dingwell, D.B., Romano, C., Hess, K.U., 1996. The effect of water on the viscosity of haplogranite melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 124, 19–28.

Dobran, F., Neri, A., & Macedonio, G. (1993). Numerical simulation of collapsing volcanic columns. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4231-4259.

Dolgunin, V. N., Kudy, A. N., & Ukolov, A. A. (1998). Development of the model of segregation of particles undergoing granular flow down an inclined chute. *Powder technology*, 96(3), 211-218.

Dorado, A. C. (2015). *Petrografía de rocas ígneas y metamórficas*. Ediciones Paraninfo, SA.

Druitt, T. H. (1998). *Pyroclastic density currents*. Geological Society, London, Special Publications, 145(1), 145-182.

Druitt, T. H., & Sparks, R. S. J. (1982). A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13(1-2), 147-171.

Dunkley, P N & Gaibor, A. 1997. Informe No 2, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 2-3° S.

Eguez, A., Machette, M. N., Alvarado, A., Yepes, H., & Dart, R. L. (2003). Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore region: *International*

Lithosphere Program Task Group II-2—Major active faults of the world. US Geol. Surv., Denver, Colo.

Einstein, H. A., & Chien, N. (1955). Effects of heavy sediment concentration near the bed on velocity and sediment distribution, Rep. 8, Mo. River Div. US Army Corps of Eng., Omaha, Nebr.

Ferrari, L., & Tibaldi, A. (1992). Recent and active tectonics of the north-eastern Ecuadorian Andes. *Journal of geodynamics*, 15(1), 39-58

Forterre, Y., & Pouliquen, O. (2001). Longitudinal vortices in granular flows. *Physical Review Letters*, 86(26), 5886.

Francis, P. (1993). *Volcanoes. A planetary perspective.* Volcanoes. A planetary perspective., by Francis, P... Clarendon Press, Oxford (UK), 1993, 452 p., ISBN 0-19-854452-9, ISBN 0-19-854033-7 (paper).

Freundt, A. (1998). The formation of high-grade ignimbrites, I: Experiments on high-and low-concentration transport systems containing sticky particles. *Bulletin of Volcanology*, 59(6), 414-435.

Freundt, A. (1999). Formation of high-grade ignimbrites Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 60(7), 545-567.

Freundt, A., & Schmincke, H. U. (1986). Emplacement of small-volume pyroclastic flows at Laacher See (East-Eifel, Germany). *Bulletin of Volcanology*, 48(1), 39-59.

Giordano, D., Nichols, A.R.L., Dingwell, D., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142, doi:10.1016/j.volgeores.2004.10.015.

Gottsman, J., Dingwell, D.B., 2001. Cooling dynamics of spatter-fed phonolite obsidian flows on Teneriefe, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 323–342.

Grunder, A. L., Laporte, D., & Druitt, T. H. (2005). Experimental and textural investigation of welding: effects of compaction, sintering, and vapor-phase crystallization in the rhyolitic Rattlesnake Tuff. *Journal of volcanology and geothermal research*, 142(1), 89-104.

Grunder, A., & Russell, J. K. (2005). Welding processes in volcanology: insights from field, experimental, and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1), 1-9.

Guest, J.E., Rogers, P.S., 1967. The sintering of glass and its relationship to welding in ignimbrites. *Proc. Geol. Soc. Lond.* 1641, 174– 177.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3), 255-270.

Hammer, C., 1998. Geologie des intermontanen Beckens von Sta. Isabel (Miozän, Südecuador): Südteil. Master's Thesis, Institute of Geology ETH-Zürich, 99 pp.

Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes. *Journal of Geodynamics*, 3(3-4), 189-218.

Helg, U., 1997. Geologie des Intermontanen Beckens von Sta. Isabel (Miozän, Südecuador): Beckennordteil. Master's Thesis, Institute of Geology ETH-Zürich, 128 pp.

Hoblitt, R. P. (1986). Observations of the eruptions of July 22 and August 7, 1980, at Mount St. Helens, Washington (No. 1335).

Hoek, E., Marinos, P., & Benissi, M. (1998). Applicability of the Geological Strength Index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 57(2), 151-160.

Hoffmann, A. C., & Romp, E. J. (1991). Segregation in a fluidised powder of a continuous size distribution. *Powder Technology*, 66(2), 119-126.

Hungerbühler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00'–4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 182 pp.

Hungerbühler D. & Steinmann, M., 1996. Curso Internacional, Geología de cuencas sedimentarias (Mioceno, Sur del Ecuador). Guía de campo, 29 de Julio-2 de agosto 1996. Instituto de Geología, ETH Zurich, Suiza, 28p.

Hungerbuehler, D., Steinmann, M., Winkler, W., & Seward, D. (1996). Neogene fission-track stratigraphy of southern Ecuadorian basins: implications for regional tectonic history.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., ... & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1), 75-124.

Huppert, H. E., Turner, J. S., Carey, S. N., Stephen, R., Sparks, J., & Hallworth, M. A. (1986). A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 30(3-4), 179-199.

Ishida, M., Hatano, H., & Shirai, T. (1980). The flow of solid particles in an aerated inclined channel. *Powder Technology*, 27(1), 7-12.

Jordá, B., L., Martín-García, R., Alonso-Zarza, A. M., Jordá, R., & Romero-Crespo, P. L. (2016). Stability assessment of shallow limestone caves through an empirical

approach: application of the stability graph method to the Castañar Cave study site (Spain). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 75(4), 1469-1483.

Kano, K., Matsuura, H., Yamauchi, S., 1997. Miocene rhyolitic welded tuff infilling a funnel-shaped eruption conduit Shiotani, southeast of Matsue, SW Japan. *Bull. Volcanol.* 59, 125– 135.

Keating, G.N., 2005. The role of water in cooling ignimbrites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142, doi:10.1016/j.volgeores.2004. 10.019.

Kellogg, J. N., Vega, V., Stallings, T. C., & Aiken, C. L. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Geological Society of America Special Papers*, 295, 75-90.

KENNERLEY, J. B. Geology of the Loja Province, Southern Ecuador. *Institute of Geological Sciences, Report*, 1973, vol. 23, p. 1-34.

Kneller, B., & Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(s1), 62-94.

Knight, J. B., Jaeger, H. M., & Nagel, S. R. (1993). Vibration-induced size separation in granular media: The convection connection. *Physical review letters*, 70(24), 3728.

Kobberger, G., Schmincke, H.U., 1999. Deposition of rheomorphic ignimbrite D (Mogan Formation) Gran Canaria, Canary Islands, Spain. *Bull. Volcanol.* 60, 465–485.

Leyca DM4500P, DM2500P, DM750P – Instruction Manual – Leica Microsystem.

Li, M. Z., & Komar, P. D. (1992). Selective entrainment and transport of mixed size and density sands: Flume experiments simulating the formation of black-sand placers. *Journal of Sedimentary Research*, 62(4).

Litherland M., J.A. Aspden & R.A. Jemielita, (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey* 11, 147p.

Lowe, D. R. (1976). Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Research*, 46(1).

Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1).

McCourt, W. J., Duque, P., Pilatasig, L. F., & Villagómez, R. (1998). Mapa geológico de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1-2 S., escala 1/200.000. CODIGEM-Min. Energ. Min. BGS publs., Quito.

McEwen, A.S., et al., 2000. High-resolution views of Jupiter's moon Io. *Science* 288 (5469), 1193– 1198.

McTaggart, K. C. (1960). The mobility of nuées ardentes. *American Journal of Science*, 258(5), 369-382.

Mediavilla. J. 1991. Evolution geodinamica de la cuenca terciaria de Giron-Santa Isabel, Sur del Ecuador. Unpublished thesis, E.P.N. Quito, Ecuador.

Mellors, R. A., Waitt, R. B., & Swanson, D. A. (1988). Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, USA. *Bulletin of volcanology*, 50(1), 14-25.

Middleton, G. V. (1970). Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. Geological Association of Canada.

Möbius, M. E., Lauderdale, B. E., Nagel, S. R., & Jaeger, H. M. (2001). Brazil-nut effect: Size separation of granular particles. *Nature*, 414(6861), 270.

Mulas, M. (2013). Depositional and welding processes in low aspect ratio ignimbrites: examples from the Sulcis Volcanic District (Sardinia, Italy) (Doctoral dissertation, Università degli Studi di Cagliari).

Mulas M., Mundula F., Cioni R. (2011) Stratigraphy of the rheomorphic, densely welded, Monte Ulmus Ignimbrite (SW Sardinia, Italy). *Acta Vulcanologica* 23(1-2): 15-24..

Mulas, M., Cioni, R., Andronico, D., & Mundula, F. (2016). The explosive activity of the 1669 Monti Rossi eruption at Mt. Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 115-133.

Mundula, F., Cioni, R., & Mulas, M. (2013). Rheomorphic diapirs in densely welded ignimbrites: The Serra di Paringianu ignimbrite of Sardinia, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258, 12-23.

Mundula, F., Cioni, R., & Rizzo, R. (2009). A simplified scheme for the description of textural features in Welded Ignimbrites: the example of San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 128(3), 615-627.

Naranjo, J.A., Sparks, R.S.J., Stasiuk, M.V., Moreno, H., Ablay, G.J., 1992. Morphological, textural and structural variations in the 1988–1990 andesite lava of Lonquimay. *Geol. Mag.* 129, 657–678.

Navon, O., & Lyakhovsky, V. (1998). Vesiculation processes in silicic magmas. Geological Society, London, Special Publications, 145(1), 27-50.

Nemec, W. (1990). Aspects of sediment movement on steep delta slopes. Coarse-grained deltas, 10, 29-73.

Ogawa, S. (1978). Multitemperature theory of granular materials. In Proc. of the US-Japan Seminar on Continuum Mechanical and Statistical Approaches in the Mechanics of Granular Materials, 1978 (pp. 208-217). Gakajutsu Bunken Fukyu-Kai.

Palmström, A. (1982). The volumetric joint count-a useful and simple measure of the degree of rock jointing. Proc. 4th Int. Cong. Int. Assoc. Eng. Geol, 5, 221-228.

Papanicolaou, P. N., & List, E. J. (1988). Investigations of round vertical turbulent buoyant jets. Journal of Fluid Mechanics, 195, 341-391.

Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3), 233-248.

Peterson, D.W., 1979. Significance of flattening of pumice fragments in ash-flow tuffs. In: Chapin, C.E., Elston, W.E. (Eds.), Ash-Flow Tuffs and Associate Igneous Rocks. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am. vol. 180, pp. 195– 204.

Pioli, L., & Rosi, M. (2005). Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: the Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1), 11-28.

Pratt, E; Figueroa, J & Flores, B. (1997). Informe N° 1, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Mapa escala 1: 200.000. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3° S and 4° S. CODIGEM -BGS, Quito – Ecuador 58 pp.

Quane, S.L., Russell, J.K., 2004. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull. Volcanol.*, Online First, 1432–0819.

Quane, S. L., & Russell, J. K. (2005). Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67(2), 129-143.

Ragan, D.H., Sheridan, M.F., 1972. Compaction of the bishop Tuff, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83, 95– 106.

Riehle, J.R., Miller, T.F., Bailey, R.A., 1995. Cooling, degassing and compaction of rhyolitic ash-flow tuffs: a computational model. *Bull. Volcanol.* 57, 319– 336.

Roche, O. (2015). Nature and velocity of pyroclastic density currents inferred from models of entrainment of substrate lithic clasts. *Earth and Planetary Science Letters*, 418, 115-125.

ROMANA, M. R. Slope Mass Rating (SMR)-La aplicación de la clasificación de Bieniawski a los taludes. *Comprehensive Rock Engineering*, 1993, vol. 3, p. 575-599.

Ross, C.S., Smith, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin, geologic relations, and identification. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 366 (81 pp.).

Savage, S. B., & Lun, C. K. K. (1988). Particle size segregation in inclined chute flow of dry cohesionless granular solids. *Journal of Fluid Mechanics*, 189, 311-335.

Schmincke, H.U., Swanson, D.A., 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary islands. *J. Geol.* 75, 641– 664.

Selim, M. S., Kothari, A. C., & Turian, R. M. (1983). Sedimentation of multisized particles in concentrated suspensions. *AIChE journal*, 29(6), 1029-1038.

Senay E. (2014) *Geoform Thin Section And Griding Machine: Operating And Instrinctions Manual*. Metkon Instrumens INC-Turkey

Sheridan, M.F., Ragan, D.M., 1976. Compaction of ash-flow tuffs. In: Chilingarian, G.V., Wolf, K.H. (Eds.), *Compaction of Coarse- Grained Sediments*, vol. II. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, pp. 677–717.

Scott, A. M., & Bridgwater, J. (1975). Interparticle percolation: a fundamental solids mixing mechanism. *Industrial & Engineering Chemistry Fundamentals*, 14(1), 22-27.

Sébrier, M., & Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. *Geological Society of America Special Papers*, 265, 259-278.

Sheridan, M. F., & Ragan, D. M. (1975). Compaction of ash-flow tuffs. *Developments in sedimentology*, 18, 677-717.

Simpson, J. E. (1997). *Gravity currents: In the environment and the laboratory*. Cambridge university press.

Smith, R. L. (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows.

Smith, R.L., 1960a. Ash-flows. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 71, 795– 842.

Smith, R.L., 1960b. Zones and zonal variations in welded ashflows. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 354-F, 149–159.

Smith, R.L., Bailey, R.A., 1966. The Bandelier Tuff: a study of ashflow eruption cycles from zoned magma chambers. *Bull. Volcanol.* 29, 83– 103.

Somoza, R. (1998). Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(3), 211-215.

Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115-118.

Sparks, R. S. J. (1975). Stratigraphy and geology of the ignimbrites of Vulsini Volcano, Central Italy. *Geologische Rundschau*, 64(1), 497-523.

Sparks, R. S. J. (1976). Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology*, 23(2), 147-188.

Sparks, R. S. J. (1978). Gas release rates from pyroclastic flows: a assessment of the role of fluidisation in their emplacement. *Bulletin Volcanologique*, 41(1), 1-9.

Sparks, R. S. J., Wilson, L., & Hulme, G. (1978). Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1727-1739.

Sparks, R. S. J. (1997). Causes and consequences of pressurisation in lava dome eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 177-189.

Sparks, R. S. J., Bursik, M. I., Carey, S. N., Gilbert, J., Glaze, L. S., Sigurdsson, H., & Woods, A. W. (1997). *Volcanic plumes*. Wiley.

Sparks, R.S.J., Stasiuk, M.V., Gardeweg, M., Swanson, D.A., 1993. Welded breccias in andesite lavas. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 150, 897– 902.

Sparks, R.S.J., Tait, S.R., Yanev, Y., 1999. Dense welding caused by volatile resorption. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 156, 217– 225.

Sparks, R.S.J., Wright, J.V., 1979. Welded air-fall tuffs. In: Chapin, C.E., Elston, W.E. (Eds.), *Ash-Flow Tuffs. Spec. Pap.-Geol. Soc. Am.*, vol. 180, pp. 155– 166.

Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73.

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

Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., Winkler, W., 1999. Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: a combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics* 307, 255–276.

Straub, S. (1994). Rapid granular flow in subaerial pyroclastic flows (Doctoral dissertation, Dissertation, Univ Würzburg: 1–404 (in German)).

Streck, M.J., Grunder, A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bull. Volcanol.* 57, 151–169.

Sumner, J.M., Blake, S., Matela, R.J., Wolf, J.A., 2005. Spatter. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 142, doi:10.1016/j.volgeores.2004. 10.013.

Terzaghi, K. (1946). *Rock defects and loads on tunnel supports.*

TOMÁS, Roberto; DELGADO, Jose; SERÓN, J. B. Modification of slope mass rating (SMR) by continuous functions. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 2007, vol. 44, no 7, p. 1062-1069.

TOMÁS, Roberto; CANO, Miguel; RIQUELME, Adrián. Evaluación de la calidad geomecánica de taludes inestables en la zona andina mediante la aplicación de la clasificación Slope Mass Rating.

Tuffen, H., Dingwell, D.B., Pinkerton, H., 2003. Repeated fracture and healing of silicic magma generate flow banding and earthquakes? *Geology* 31, 1089–1092.

Valentine, G. A. (1987). Stratified flow in pyroclastic surges. *Bulletin of Volcanology*, 49(4), 616-630.

Walker, G. P. (1972). Crystal concentration in ignimbrites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 36(2), 135-146.

Walker, G. P. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of volcanology and geothermal research*, 17(1-4), 65-88.

Walker, G. P. (1985). Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 157-171.

Walton, O. R. (1982). Particle-dynamics calculations of shear flow (No. UCRL-88560; CONF-820843-3). Lawrence Livermore National Lab., CA (USA).

Williams, G. (1964). Some aspects of the eolian saltation load. *Sedimentology*, 3(4), 257-287.

Williams, J. C. (1976). The segregation of particulate materials. A review. *Powder technology*, 15(2), 245-251.

Wilson, C. J. N. (1980). The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic clasts: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8(2-4), 231-249.

Wilson, C. J. N. (1984). The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: experimental results and their interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(1), 55-84.

Winkler, W., Steinmann, M., Hungerbühler, D., 1996. Commentaire à la note: Un événement tectonique néogène majeur dans les Andes du Sud de l'Equateur. In:

Baudino, R., Lavenu, A., Delfaud, J. (Eds)., Déformation Synsédimentaire Dans le Bassin de Nabón. Comptes Rendus Académie de Sciences Paris, vol. 322 Série II.a., pp. 515–518.

Winter, T., Iglesias, R., & Lavenu, A. (1990). Presencia de un sistema de fallas activas en el sur del Ecuador. Boletín Geológico Ecuatoriano, 1(1), 53-67.

Witt, C. (2007). Constraints on the tectonic evolution of the north andean block trailing tail: evolution of the gulf of Guyaquil-tumbes basin and the intermontane basins of the central ecuadorian andes (Doctoral dissertation, Paris 6).

Wohletz, K. H., & Valentine, G. A. (1989). Computer simulations of explosive volcanic eruptions (No. LA-UR-89-1928; CONF-890702-3). Los Alamos National Lab., NM (USA).

Wolff, J.A., Sumner, J.M., 2000. Lava fountains and their products. In: Sigurdson, H. (Ed.), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, pp. 321– 329.

Wolff, J.A., Wright, J.V., 1981. Rheomorphism of welded tuffs. J. Volcanol. Geotherm. Res. 10, 13–34.

Wright, J. V., & Walker, G. P. (1981). Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 9(2-3), 111-131.

WOODS, M. (1997). Biostratigraphical interpretation of macrofaunas from Ecuador (Vol. 13). Technical Report WH/97.

Zhang, Y., & Reese, J. M. (2000). The influence of the drag force due to the interstitial gas on granular flows down a chute. *International journal of multiphase flow*, 26(12), 2049-2072.

Zingg, A. W. (1953). Some characteristics of aeolian sand movement by saltation process. *Edition du Centre National de la Recherche Scientifique*, 7, 197-208.