



ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra.

**“ESTUDIO ESTRATIGRÁFICO Y PETROGRÁFICO DE IGNIMBRITAS EN
SAN PEDRO AL SUROESTE DEL CANTON SANTA ISABEL PROVINCIA
DEL AZUAY”**

PROYECTO DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERO EN GEOLOGÍA

Presentado por:

GUAMÁN MAJI NELSON STALIN

GUAYAQUIL-ECUADOR

2017

DEDICATORIA

A mi madre María Maji Hernández por su amor, paciencia y confianza, que han sido mi fuerza y mi impulso todos estos años.

Nelson Stalin Guamán Maji

AGRADECIMIENTO

A mi profesora y coordinadora de la carrera de Ing. en Geología, la M. Sc. Glenda Cecilia Loayza Toro, por brindarme consejos y guiarme por el camino correcto en mi etapa académica. A los profesores y amigos, PhD Carlos Martillo, PhD Maurizio Mulas, Ing. Galo Montenegro, Ing. María Fernanda Ramírez, al Geólogo José Cuervas-Mons, a los Sr. Andrés Capelo, Sr Dalton Velasco, Sr. Jhon Peter Padilla y a la Srta. Koraima Zambrano, que han contribuido en la realización de este tema de investigación.

Nelson Stalin Guamán Maji.

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

PhD. Carlos Eduardo Martillo
DIRECTOR DE MATERIA INTEGRADORA

MSc. Glenda Loayza Toro
MIEMBRO EVALUADOR

Ing. Edison Navarrete
MIEMBRO EVALUADOR

PhD. Maurizio Mulas
TUTOR

DECLARACIÓN EXPRESA

“La responsabilidad del contenido de este proyecto 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)

Nelson Stalin Guamán Maji

RESUMEN

Este trabajo muestra un estudio de depósitos de flujos piroclásticos presentes en la zona sur del Ecuador, correspondiente a la zona volcánica actualmente inactiva. Este estudio identifica los aspectos físicos y límites de depósitos de flujos piroclásticos de eventos eruptivos antiguos pertenecientes al terciario hace 26 Ma. Los depósitos de flujos piroclásticos son denominados actualmente como ignimbritas.

El trabajo inicialmente presenta la localización de los puntos de estudios, en sitios donde se realizó una caracterización de unidades estratigráficas volcánicas. Las unidades estratigráficas fueron nombradas, como Basamento, unidad A, B, C, D, E y F, y han sido diferenciadas en el trabajo de campo, tomando en cuenta características físicas como: textura, coloración, grado de compactación, tipos de minerales y grado de soldadura.

Una elaboración de 16 columnas estratigráficas reconstruyó la secuencia patrón generalizada, y la realización de varias correlaciones ha hecho posible determinar las condiciones paleo topográfica.

El trabajo de laboratorio constó del análisis petrográfico de la unidad A, B y de los líticos que componen la unidad D denominados como D1 y D2, y finalmente el análisis granulométrico de la unidad E, para la determinación del tamaño de grano que la compone.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	II
AGRADECIMIENTO	III
TRIBUNAL DE GRADUACIÓN	IV
DECLARACIÓN EXPRESA.....	V
RESUMEN	VI
ÍNDICE GENERAL.....	VII
ABREVIATURAS	X
SIMBOLOGÍA	XII
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XIV
ÍNDICE DE TABLAS	XVIII
CAPÍTULO 1.....	19
INTRODUCCIÓN	19
1.1 ANTECEDENTES.....	21
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	23
1.3 HIPÓTESIS.....	23
1.4 OBJETIVOS:.....	24
1.4.1 Objetivos Generales.....	24

1.4.2	Objetivos Específicos.	24
CAPÍTULO 2	25
DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	25
2	UBICACIÓN	26
2.1	Marco Geológico Regional.....	28
2.1.1	Tectónica.....	28
2.1.2	Geomorfología.....	32
2.1.3	Rasgos Estructurales.	51
2.1.4	Marco Geológico.	56
2.1.5	Geología Local	61
CAPÍTULO 3	64
MARCO TEÓRICO	64
3	MARCO TEÓRICO	65
3.1	Depósitos de corrientes Piroclásticas de Densidad.....	66
3.2	Soldadura.	68
3.2.1	Proceso de Soldadura.....	69
3.2.2	Factores de Soldadura.	70
3.2.3	Medidas de Soldadura.....	79
CAPÍTULO 4	83
METODOLOGÍA	83
4	MÉTODO DE ESTUDIO.	84
CAPÍTULO 5	89

ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS	89
5 RESULTADOS.....	90
5.1 Correlaciones Estratigráficas.....	99
5.1.1 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L1_1).....	101
5.1.2 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L2_2).....	105
5.1.3 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L3_3).....	109
5.1.4 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L4_4).....	112
5.2 Análisis Petrográfico de las Unidades A, B, y componentes Líticos de la unidad D.....	116
5.2.1 UNIDAD A	118
5.2.2 UNIDAD B	119
5.2.3 UNIDAD D	120
5.3 Análisis Granulométrico de la Unidad E.....	122
5.3.1 Curva Granulométrica de la Unidad E.....	124
5.4 Distribución Areal de los depósitos Ignimbríticos.....	126
CAPÍTULO 6.....	129
DISCUSIONES Y CONCLUSIONES	129

BIBLIOGRAFIA_Toc491940587

ABREVIATURAS

CCOP	Caribbean – Colombian Oceanic Plateau
ZFT	Zircon Fission Track
NVZ	Zona Volcánica Activa
N	Norte
S	Sur
E	Este
W	Oeste
m. s. n. m.	Metros sobre nivel del mar
Tg	Temperatura de transición vítrea
Ma	Millones de años
NVZ	Zona Volcánica norte
Phi	Tamaño de tamices.
Peso bruto	Peso del tamiz con la muestra,

Peso tamiza

Peso del tamiz

Neto

Masa retenida en el tamiz

Wt%

Porcentaje que pasa por el tamiz.

SIMBOLOGÍA

°C	Grados Centígrados
SiO ₂	Óxido de Silicio
TiO ₂	Óxido de Titanio
Al ₂ O ₃	Óxido de Aluminio
K ⁺	Catión Potasio
Na ⁺	Catión Sodio
Mg ²⁺	Catión Magnesio
Ca ²⁺	Catión Calcio
Fe ²⁺	Catión Hierro
H ₂ O	Agua
F ⁽⁻⁾	Ión Fluor
Al ³⁺	Catión Aluminio
OH ⁽⁻⁾	Hidróxido

mm Milímetros

cm Centímetros

m Metros

km Kilometros

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Ubicación del sitio de estudio.....	27
Figura 2.2 Marco geodinámico regional. Interacción de las placas tectónicas Nazca, Cocos y Sudamericana, con sus rasgos asociados. GG= Golfo de Guayaquil, FZ= Fault Zone.	30
Figura 2.3 Modelo Tectónico del Ecuador.....	31
Figura 2.4 Mapa esquemático de las regiones del Ecuador, y corte a 0.5 ° N.	34
Figura 2.5 En la parte superior el esquema Geológico del Ecuador mostrando las principales cuencas de la costa y en la parte inferior las columnas estratigráficas de las principales Cuencas.....	36
Figura 2.6 Cordilleras que componen la sierra Ecuatoriana.	37
Fig. 2.7 Configuración Geológica del Ecuador, batimetría y anomalías magnéticas simplificadas de la placa Nazca.....	43
Figura 2.8 Terrenos y límites mostrados en un corte Oeste-Este de la Cordillera Real.	48
Figura 2.9 Resumen de las divisiones relacionadas a la Cordillera Oriental y zona Subandina.	49
Figura 2.10 Rasgos Estructurales dominantes del Ecuador	52

Figura 2.11 Estructuras Geológicas de la cordillera Occidental.....	55
Figura 2.12 Mapa del Ecuador (A) División Morfotectónica del Ecuador (B) Mapa Geológico del sur del Ecuador con localizaciones series estratigráficas Miocénicas,	58
Figura 2.13 Mapa Geológico del sur del Ecuador entre los 2°54' a 4°25'	60
Figura 2.14 Guía estratigráfica y terminología de los diferentes grupos y unidades estratigráficas. Los cuadros indican el conocimiento de la cronoestratigrafía del grupo Saraguro.	62
Figura 3.1 Diferentes eventos generadores de depósitos de flujos densos (Ignimbritas).....	66
Figura 3.2 Evolución idealizada del colapso de una astilla de vidrio.....	78
Figura 3.3 Soldamiento de una Ignimbrita en función de su temperatura, contenido de gas, y espesor para desarrollar una zona densamente soldada y haber cristalizado durante el soldamiento.....	79
Figura 3.4 Representación de las cinco categorías de Ignimbritas, definida en una continua variación en las propiedades físicas.....	82
Figura 4.1 Sitio de estudio, 85 puntos y 16 columnas estratigráficas.....	85
Figura 4.2 Metodología utilizada en el presente trabajo.....	88
Figura 5.1 A la Izquierda la Secuencia Estratigráfica Idealizada del sector, a la derecha descripción de la secuencia estratigráfica.....	98
Figura 5.2 Correlaciones y depósitos representativos en la zona de San Pedro.	100

Figura 5.3 Correlación #1, de los puntos P13, P2, P14, P15 y P17, que la conforman.....	101
Figura 5.4 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad A y B. Conformada por los puntos P13, P20, P2, y P6, en un corte Oeste-Este.	106
Figura 5.5 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad B, C y D. Conformada por los puntos P23, P3, P4, y P37, en un corte Oeste-Este.....	110
Figura 5.6 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad B. Conformada por los puntos P23, P40, P43, y P44, en un corte Norte-Sur.....	113
Figura 5.7 Triángulo de Streckeiner.	117
Figura 5.8 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad A en aumento de 10x40 y 10x25 en nicoles cruzados.	118
Figura 5.9 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad B en aumento de 10x40 y 10x25 en nicoles cruzados.	119
Figura 5.10 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad D del Lítico D1 en aumento de 10x40 y 10x25 con nicoles cruzados.	120
Figura 5.11 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad D del Lítico D1 en aumento de 10x40 y 10x25 con nicoles cruzados.	121
Figura 5.12 Toma de muestra en campo y análisis granulométrico de la Unidad E con los tamices -5,-4,-3,-2,-1-0,1,2,3,4 y fondo.....	122

Figura 5.13 Curva granulométrica de la Unidad Ignimbrítica E.	124
Figura 5.14 Límites de tamaño de grano para rocas piroclásticas.	125
Figura 5.15 Depósito B, C, y D en dirección S-E.	128

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla I. Total de Columnas Levantadas	86
Tabla II. La Clasificación de Ignimbritas según (Smith, R., 1960) y (Branney, M., <i>et al</i> , 1992).....	91
Tabla III. Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_2-2, Número de sección, Punto, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.	103
Tabla IV. Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_2-2, Número de sección, Punto, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.	107
Tabla V. Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_3-3, indicando el Número de sección, Punto, Fecha, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.....	110
Tabla VI. Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_3-3, indicando el Número de sección, Punto, Fecha, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.....	114
Tabla VII. Tabla Granulométrica de la unidad E.....	123
Tabla VIII. Distribución areal de las unidades ignimbríticas.	127

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El Ecuador se encuentra en un margen activo de convergencia, donde la placa Nazca es subducida por la Sudamericana creando un sistema compresivo. Este proceso se inició aproximadamente hace 70 Ma, con una convergencia oblicua a los márgenes de Ecuador y Colombia (Lonsdale, 1978; Lonsdale, 2005) con una velocidad que varía aproximadamente de 55-58 mm/año, (Trenkamp *et al*, 2002; Nocquet *et al*, 2009). Este fenómeno ha sido una de las principales fuentes de actividad volcánica y sísmica en nuestro país.

La inactividad volcánica se observa desde el volcán Sangay en la Latitud 2 ° S, hacia el sur, donde se presentan depósitos piroclásticos, que son conocidos como ignimbritas. Los depósitos piroclásticos son originados por flujos de alta temperatura y velocidad, característico de un vulcanismo del tipo pliniano. El nombre de ignimbrita en el pasado fue usado para nombrar rocas tobáceas de composición ácida, que son formados por una nube ardiente, (Ross y Smith, 1961). Actualmente la ignimbrita es descrita como depósitos de corrientes piroclásticas de alta densidad que han sido generalmente categorizados acorde a su litología y estructura sedimentaria. Este depósito de flujo piroclástico puede cubrir una área de 45000 km² (Branney y Kokelaar, 2002), y presenta una alta proporción de cristales en una matriz de ceniza y clastos de pómez.

En San Pedro se encontraron afloramientos de ignimbritas soldadas y no soldadas en los cortes de carreteras primarias (Vía Pasaje-Santa Isabel) y vías

secundarias (Vía a Pucará), que han sido caracterizados por el diferente tamaño de clastos, textura y tipos de minerales.

El objeto de estudio de la zona es realizar un análisis estratigráfico y petrográfico, para la reconstrucción de la historia eruptiva volcánica del sur de la cordillera de los Andes ecuatorianos que datan de alrededor de 19-26 Ma (Humgerbuler *et al*, 2002). Este trabajo busca identificar las unidades de ignimbritas depositadas por diferentes eventos eruptivos. También definir las diferentes componentes de la formación Saraguro en este sector de San Pedro, ya que se evidencian diferentes unidades estratigráficas de depósitos Ignimbríticos, que son diferenciables en campo por su grado de soldadura. Esto aportará al conocimiento vulcanológico del sector, donde se podrá describir a la formación Saraguro como una composición de varios eventos volcánicos, mas no como una sola unidad volcánica.

1.1 Antecedentes

La cordillera de los Andes ecuatorianos actualmente está compuesta por un vulcanismo activo de centro a norte conocido como Zona Volcánica Norte (NVZ). Se han identificado 83 centros eruptivos (Bernard y Andrade, 2011) los cuales han sido clasificados como extintos o dormidos, potencialmente activos, activos y en erupción. Estos volcanes

están ubicados a lo largo de la cordillera Occidental, Valle Interandino, Cordillera Real y Tras-Arco.

La actividad volcánica reciente en el Ecuador ha estado presente desde el Plioceno Tardío, dejando grandes depósitos principalmente en el Valle Interandino, así componiendo el vulcanismo cuaternario actual desde 1° N hasta los 2 ° S, y un vulcanismo inactivo hacia el sur desde el Volcán Sangay, que se encuentra en la cordillera Oriental en la Latitud 2 ° S hasta Arequipa al sur de Perú (Barberi *et al*, 1988; Hall y Beate, 1991; Hall *et al*, 2008)

El vulcanismo antiguo ha sido provocado por una geodinámica compresiva de subducción entre la placa Nazca y la Sudamericana, dando así fases tectónicas significativas durante el Oligoceno Tardío (entre 27 y 24.7 Ma), una fase tectónica local en el Mioceno Temprano (entre 20 y 16 Ma), y la última fase tectónica en el Mioceno Tardío (entre 8 y 7.1 Ma) (Lavenu *et al*, 1995a), que fueron la fuente generadora del vulcanismo explosivo al sur del Ecuador, dejando evidencias de flujos piroclásticos a su paso, donde los depósitos registran direcciones de flujo, litofacies distales y proximales respecto al edificio volcánico.

En la actualidad la original estructura volcánica ha sido víctima de erosión y recubrimiento por formaciones geológicas posteriores al Oligoceno y Mioceno-Tardío como las formaciones Jacapa, Santa Isabel,

Burrohuaycu, Girón y Turi (Hungerbühler *et al*, 2002) para la zona de Santa Isabel, pero esto no ha evitado la presencia de afloramientos representativos para la observación y análisis de las unidades en campo.

1.2 Planteamiento del problema

En los cortes de vía Pasaje-Santa Isabel y en la vía del sector de San Pedro vía a Pucará se ha observado afloramientos que muestran diferentes características de depósitos de corrientes piroclásticas. Los diferentes depósitos Ignimbríticos presentes en los afloramientos de las vías proporcionarán información para la reconstrucción de la secuencia estratigráfica y la posible ubicación de la fuente eruptiva. Esto permitirá clasificar los depósitos Ignimbríticos según su composición litológica, tamaño de bloques, coloración, grado de soldadura, textura y contenido de minerales.

1.3 Hipótesis

Los diferentes grados de soldadura de las Ignimbritas en el sector de San Pedro compuesta por depósitos volcánicos presentes desde el Oligoceno hasta el Mioceno-Medio han clasificado a la Formación

Saraguro en dos partes como: Formación Saraguro Inferior caracterizado como depósitos de ignimbrita soldada y Formación Saraguro Superior clasificada como Ignimbritas de gran disposición areal.

1.4 Objetivos:

1.4.1 Objetivos Generales.

Comprender que eventos volcánicos afectaron al sector de San Pedro del Cantón Santa Isabel en un intervalo de tiempo de 26.0 - 19.0 Ma.

1.4.2 Objetivos Específicos.

- Reconstruir la secuencia estratigráfica y el número de eventos eruptivos
- Formar la primera hipótesis sobre la posible paleotopografía de este sector.

CAPÍTULO 2

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2 Ubicación

San Pedro perteneciente al cantón Santa Isabel está ubicado en el flanco este de la Cordillera Occidental en dirección hacia el valle interandino, el cual se caracteriza por un ambiente montañoso. El sitio geográficamente está rodeado por los siguientes cantones como muestra la Figura 2.1: al norte por el cantón Cuenca, al este por el cantón Nabón y Girón, y al oeste por el Cantón Pucará. Todos estos pertenecientes a la provincia del Azuay, y al sur por el cantón Saraguro que pertenece a la provincia de Loja. El área de estudio se encuentra al oeste de la ciudad de Santa Isabel a 10 Km de distancia.

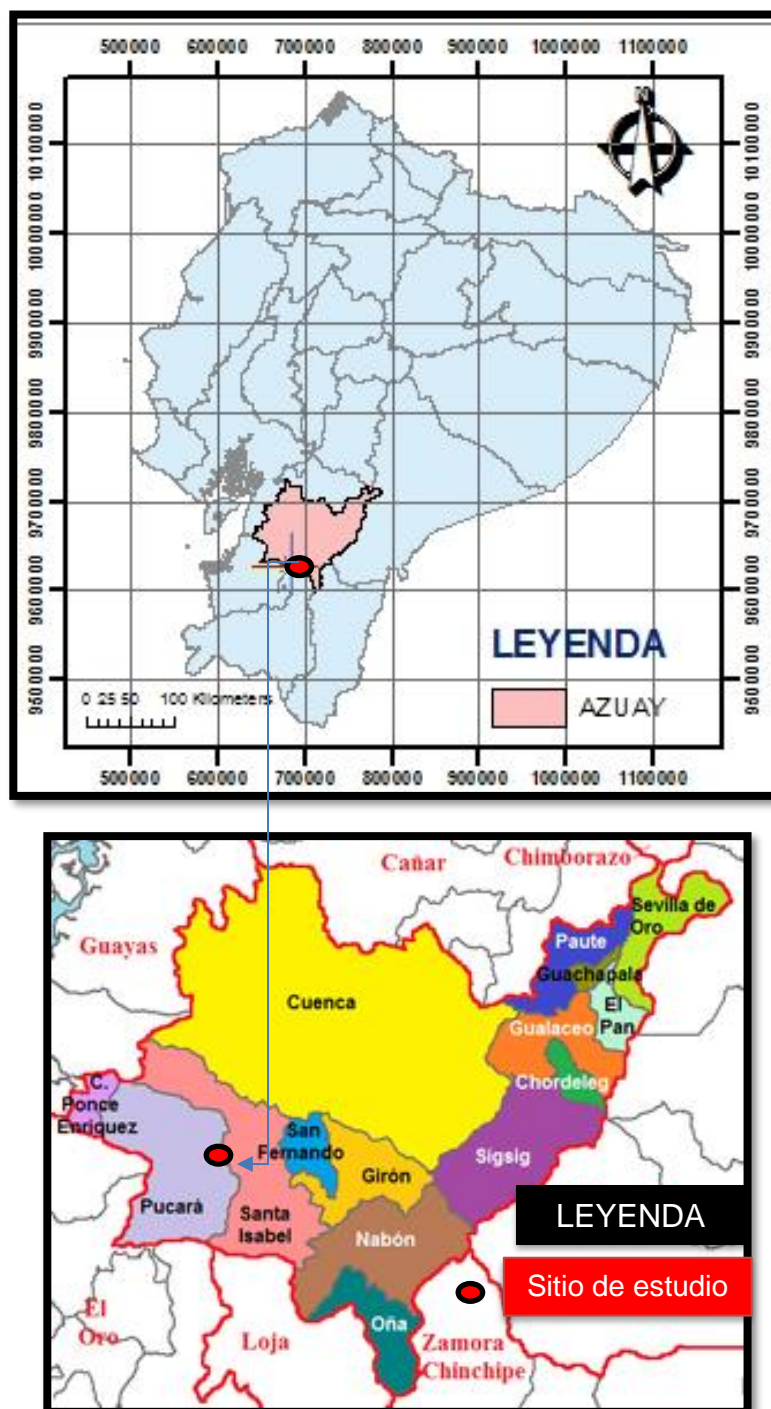


Figura 2.1 Ubicación del sitio de estudio.

Fuente: Guamán, N., 2017.

2.1 Marco Geológico Regional.

2.1.1 Tectónica

El Ecuador está ubicado en una zona de margen activo, donde las placas tectónicas Nazca y Sudamericana se subducen en dirección Oeste-Este. Tal movimiento ha tenido lugar desde hace 70 Ma, y es uno de los procesos que han originado la cadena orogénica llamada Cordillera de los Andes y el vulcanismo de la región (Lonsdale, 1978). La subducción entre la placa Nazca y Sudamericana se da a una velocidad promedio de 7 cm/año (Witt y Bourgois, 2010) ortogonalmente a hacia la costa ecuatoriana. Este movimiento esta de alguna manera relacionado e influenciado por la zona de expansión de Galápagos (Davidson *et al*, 2001). También estudios realizados en sismica indican la inclinación de la placa de subducción que varía de 25 ° a 30 ° (Pennington *et al*, 1981; Font *et al*, 2013). El valor de estos ángulos ha influenciado directamente en el desarrollo del vulcanismo a lo largo del Ecuador (Hall y Wood, 1985).

El movimiento de compresión entre placas del piso oceánico hacia la placa continental ecuatoriana, produce fricción y

diferentes esfuerzos, que han generado diferentes efectos en profundidad y en superficie mostrados en la Figura. 2.2 (Iglesias *et al*, 1991):

- Levantamientos continentales en ciertas zonas de la costa ecuatoriana.
- Fallas geológicas regionales y locales, las cuales son las principales generadoras de la actividad sísmica en el país.
- Hipocentros de los sismos a profundidades mayores a 150 km.

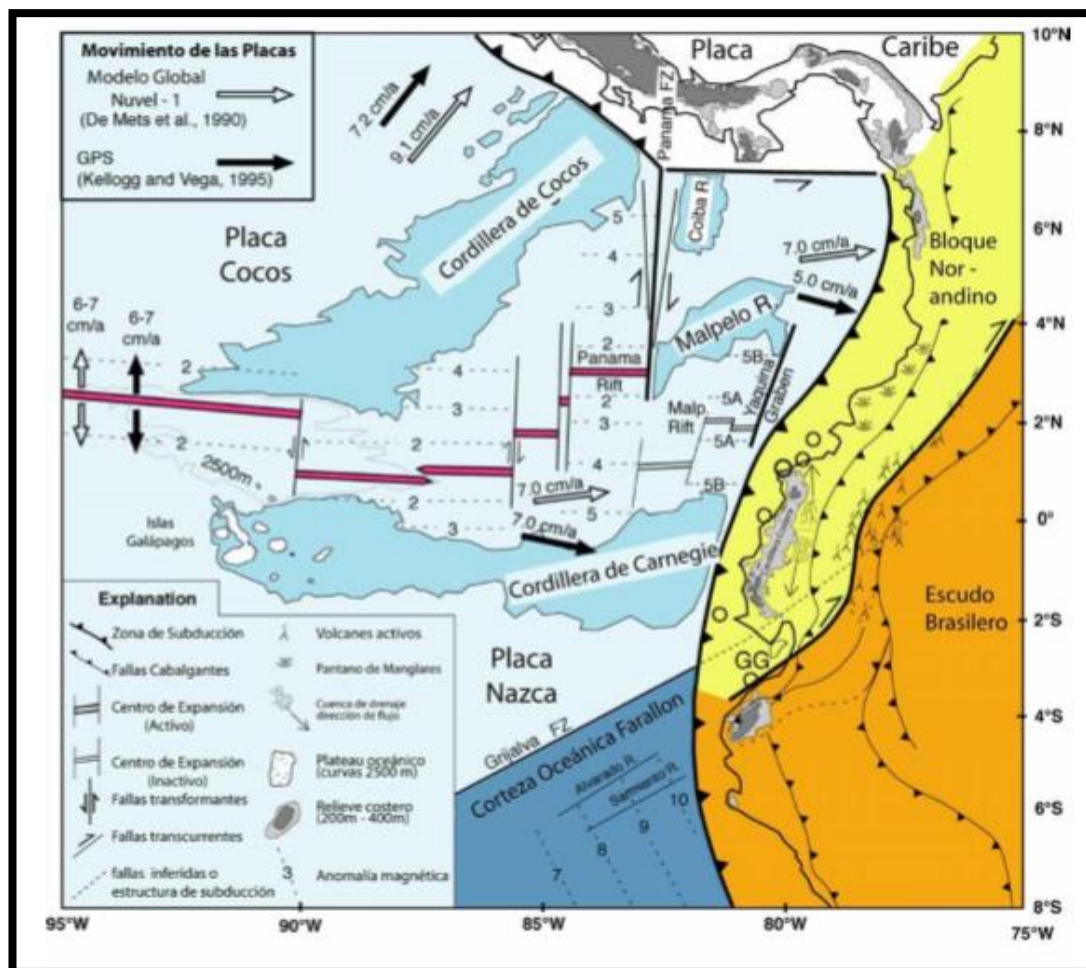


Figura 2.2 Marco geodinámico regional. Interacción de las placas tectónicas Nazca, Cocos y Sudamericana, con sus rasgos asociados. GG= Golfo de Guayaquil, FZ= Fault Zone.

Fuente: Modificado de Gutscher, M., 1999.

La Figura 2.3 muestra un corte general Este-Oeste del modelo tectónico del Ecuador, donde muestran elementos tectónicos como: la Subducción de la Cordillera de Carnegie, la fosa, la cuenca de Manabi, el levantamiento de la Cordillera Occidental, el valle Interandino, la

Cordillera Oriental, la zona Subandina llamada también como pie de Monte Oriental y finalmente terminando con la Cuenca Oriental.

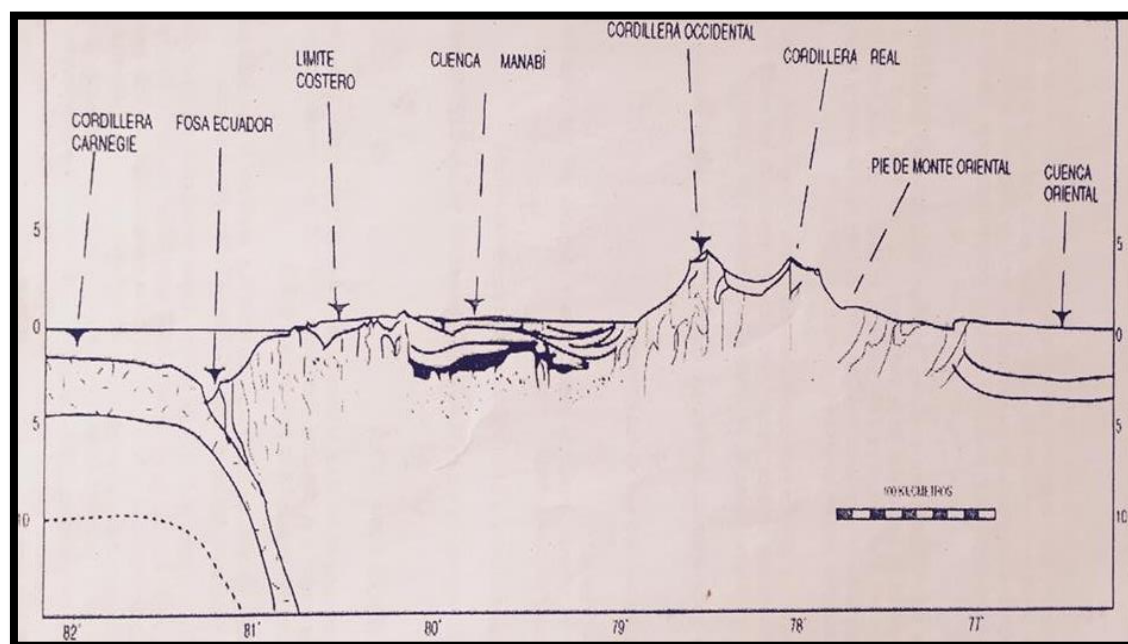


Figura 2.3 Modelo Tectónico del Ecuador

Fuente: Lonsdale, P., 1978.

La Cordillera de Carnegie indicada en las Figura 2.2 y Figura 2.3 con 400 Km de ancho y 2 Km de alto, ha sido originada por la interacción del punto caliente de Galápagos y la dorsal Cocos-Nazca (Lonsdale, 1978) produciendo la acumulación de material volcánico sobre la placa Nazca y sobre la zona de Fractura de Grijalva (Collot *et al*, 2009).

La llegada de Carnegie a la fosa de subducción en dirección al continente no ha sido determinada con exactitud, pero existen varias investigaciones propuestas de su llegada como por ejemplo, 2-3 Ma (Lonsdale, 1978), 8 Ma (Gutscher *et al*, 1999) y 15 Ma (Spikings *et al*, 2011). Estas investigaciones también han mostrado evidencias del origen de los levantamientos en la superficie costera y la nueva distribución activa de los volcanes Cuaternarios, estas son las dos evidencias más importantes de la subducción de la Cordillera Carnegie.

La convergencia de la placa Nazca con la Sudamericana como muestra la Figura 2.2, produce el movimiento en el bloque Nor-Andino en dirección 30NE – 40 NE a una velocidad de 6 y 9 mm/año (Nocquet *et al*, 2009). El bloque Nor-Andino es considerado como una placa independiente y esta limitada por las fallas Guayaquil-Pallatanga – Chingal - La Sofía en Ecuador (Pennigton, 1981), prolongandose a Colombia por la falla transcurrente dextral de Algeciras y terminando en el sistema de fallas Boconó en Venezuela (Soulas *et al*, 1991).

2.1.2 Geomorfología.

El Ecuador está situado al noroccidente del continente sudamericano, dividida por una cadena orogénica llamada Cordillera de los Andes, que se desplaza en sentido norte-sur limitada al norte por Colombia y al sur

por el Perú. Esta cadena divide al país en tres regiones geológicas y geomorfológicamente diferentes y una cuarta región que se encuentra en el océano Pacífico a 100 km de las costas ecuatorianas, las cuales son:

- 1) Costa o región litoral
- 2) Sierra o región Andina
- 3) Oriente o región Amazónica.
- 4) Galápagos o región Insular.

En la Figura 2.4. Se puede observar las regiones fisiográficas del Ecuador, mostrando en la leyenda: 1. La cuenca Oriente; 2. La zona Subandina; 3. La Cordillera Real y el Bloque Amotape Tahuin; 4. Costa; 5. Cuenca Alamor-Lacones; 6 Cordillera occidental y 7. Valle Interandino (Vallejo, 2011).

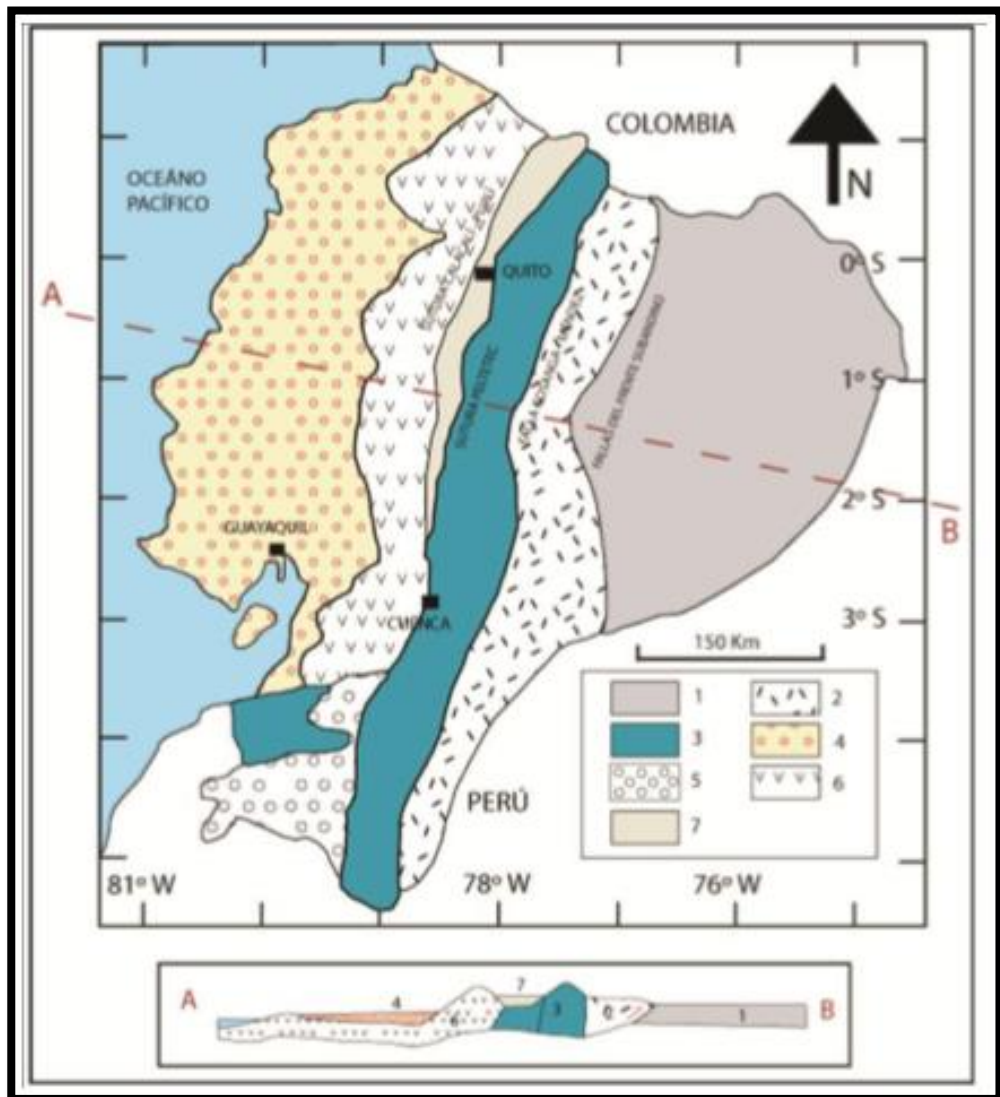


Figura 2.4 Mapa esquemático de las regiones del Ecuador, y corte a 0.5° N.

Fuente: Modificado de Aspen, J., *et al*, 1992 en Vallejo, D., 2011.

2.1.2.1 La Costa

La costa está constituida por un basamento perteneciente a la meseta Guaranda que es interpretado como parte de la Meseta Oceánica Caribe – Colombia (Caribbean – Colombian Oceanic Plateau) (CCOP, Kerr *et al*, 1997 a, b; Reynaud *et al*, 1999) datado de 92 -88 Ma (Turoniano - Coniaciano) (Sinton *et al*, 1998) y se dice que entro en acreción hace 68 Ma (Maastrichtiano- Medio) (Jaillard *et al*, 2004) La meseta Guaranda incluye la Formación Piñon Constituida por corteza oceánica de edad Aptiano - Albiano (125 Ma - 99.6 Ma) - Cretácico Inferior (Jaillard *et al*, 2005) que constituye el basamento del Noroeste de la costa Ecuatoriana. Debido a la tectónica de esfuerzos compresionales y extensivos en la región costa se han desarrollado cuencas de ante arco, donde las más importantes son: Borbón, Manabí, Progreso y Jambelí (Witt *et al*, 2006) que desde el Paleógeno fueron rellenadas por sedimentos provenientes de la cordillera Occidental (Jaillard *et al*, 1997 y 2005) como muestra la Figura 2.5.

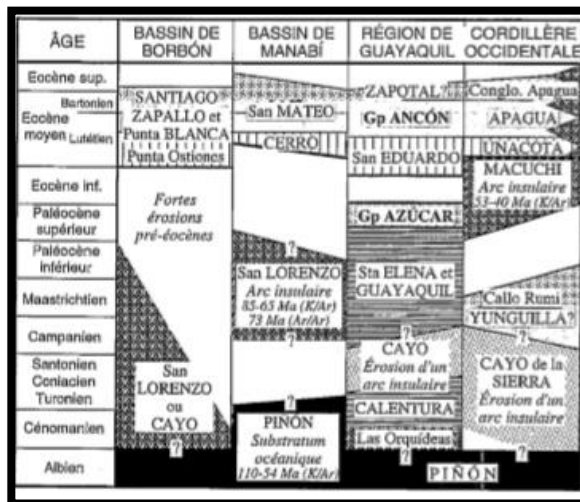
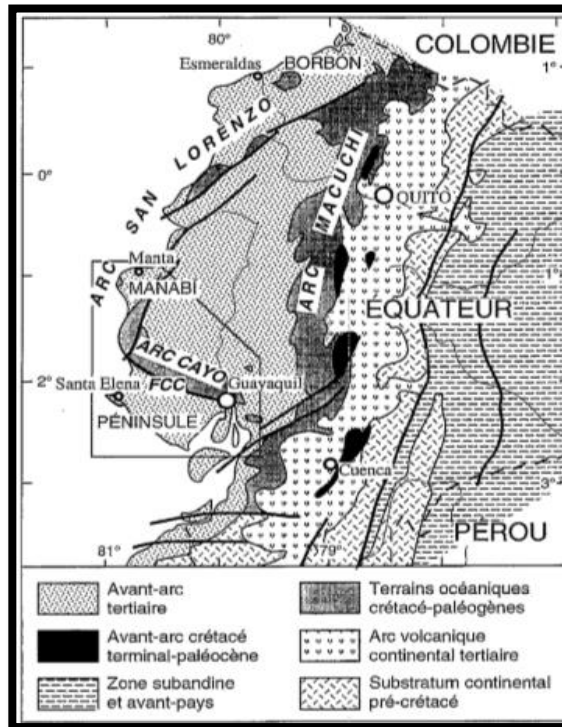


Figura 2.5 En la parte superior el esquema Geológico del Ecuador mostrando las principales cuencas de la costa y en la parte inferior las columnas estratigráficas de las principales Cuencas.

Fuente: Jaillard, E., et al, 1997.

2.1.2.2 La Sierra.

La sierra está dividida en tres principales rasgos geológicos las cuales son mostradas en la Figura 2.6 y descritas cada una de ellas a continuación.

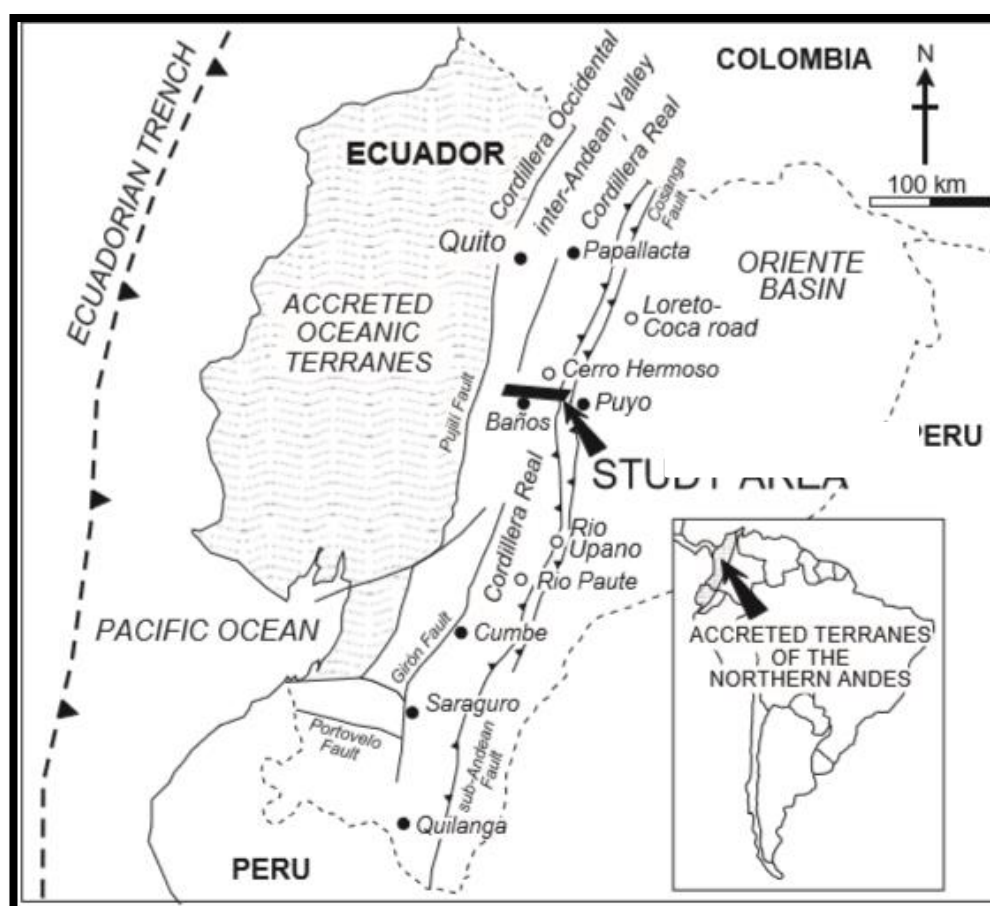


Figura 2.6 Cordilleras que componen la sierra Ecuatoriana.

Fuente: Pratt, W., *et al*, 2005.

2.1.2.2.1 Cordillera Occidental.

El basamento está formado por tres principales Terrenos, el más antiguo Terreno Pallatanga que pertenece al Cretácico Temprano al Tardío. Este consiste de una meseta oceánica basáltica seguida de una cobertura sedimentaria (Boland et al 2000; Dunkey y Gaibor, 1997; Hughes y Bermudez, 1997; McCourt et al 1997). Hacia el Este esta limitada por la zona de Falla Pallatanga-Calacali que esta pobremente expuesta, al margen Oeste por definida por la Falla Toachi correspondiente a la Zona de Transcurrencia Mulaute según Hughes y Bermudez, (1997) los cuales continuan hacia el Sur con el Lineamiento Chimbo. La acreción exacta del Terreno Pallatanga es desconocida, pero varias observaciones sugieren que su acercamiento fue oblicuo en dirección Sur a Sur-Oeste y entro en contacto con el continente en el Campaniano Tardío (Aspden et al., 1992; Noble et al., 1997; Jaillard et al 1999).

En el sector de la cordillera intermedia en la posición 0° - 1° al oeste de la Falla Toachi se

encuentra el Terreno Naranjal, compuesta de lavas de la unidad Naranjal y asociada con una secuencia volcanosedimentaria.

Radiolarios presentes indican la edad aparente del Campaniano-Maastrichtiano. La Unidad Naranjal consiste en un arco volcánico de Andesitas y Basaltos, donde análisis geoquímicos elaborados manifiestan mayor compatibilidad a una meseta oceánica (Kerr et al., 2002; Boland et al., 2000). Análisis sedimentarios y geocronológicos indica una acreción al continente en el Eoceno Temprano. La siguiente acreción del Terreno Naranjal estuvo dado por una alargada transgresión de los depósitos de las unidades Zapallo y Tortugo del Eoceno Medio-Tardío en el sector 0-1°. Más hacia el Este fue también depositada la unidad Silante a pesar de los pocos datos de Foraminíferos analizados, estos pertenecen probablemente al Eoceno Medio-Tardío Oligoceno-Temprano (Boland et al., 2000).

Hacia el Sur de los afloramientos de Naranjal se encuentra el Terreno Macuchi, el cual esta

dominada por la unidad Macuchi que consta de una secuencia volcanoclástica que incluyen pillow lavas/brechas. La evidencia geoquímica indica que la unidad varia en su composición de Basáltica a Andesítica, que representa su pertenencia a un arco de isla oceánico (Hughes y Pilatasig, 2002). Kerr et al. (2002) observa una Geoquímica muy similar entre rocas de la unidad Naranjal y sugiere que también algunas son más primitivas ricas en (MgO), que las lavas de la Unidad Macuchi que tal vez fueron originadas de un tras-arco. Poca información paleontológica y radiométrica evidencian que posiblemente parte de la Unidad Macuchi sea del Eoceno-Temprano (Eguez, 1986). Evidencia hacia la parte Sur de la cordillera sugiere que el final de la acreción del Terreno Macuchi se dio en el Eoceno Tardío y el Oligoceno Temprano (Dunkley y Gaibor, 1997). Sobre dicho basamento yacen depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Oligoceno-Holoceno (Hughes y Pilatasig, 2002).

En la región 2°S - 4°S se dio lugar a una extensiva actividad Volcánica continental que compuesta por

secuencias calco-alcaldas de lavas de composición ácida intermedia, Tobas de flujo soldadas y rocas volcanoclásticas retrabajadas (Dunkley y Gaibor, 1997). Basada en evidencia radiométrica pertenecen al Eoceno-Medio Mioceno-Temprano a una edad aproximada de 40-20Ma (Dunkley y Gaibor, 1997; Pratt et al., 1997; Steinman, 1997; Hungerbuhler, 1997). En la porción Centro/Sur de la cordillera la deformación y erosión de viejas unidades volcánicas Dacíticas/Riolíticas presentan menos evolución, el material andesítico dentro del grupo Saraguro indicada por Dunkley y Gaibor (1997) propone la edad de Eoceno-Tardío y Oligoceno-Temprano perteneciente a la edad de acreción del Terreno Macuchi. Aunque la importancia regional de la deformación Intra- Saraguro queda por establecer, la edad radiométrica datada indica claramente que la actividad del “Arco Saraguro” continuo hasta el Mioceno-Temprano.

Desde la mitad del Mioceno posiblemente influenciada por la llegada de la cordillera asísmica

de Carnegie a la trinchera, la cual generó un cambio geodinámico en los Andes, donde se presentaron series de extensión en las cuencas (Steimann, 1997; Hungerbühler, 1997; Spikings et al., 2001). También en la cordillera se generó un periodo de erosión y deformación regional precedida de una serie de depósitos volcánicos y unidades volcanoclásticas dominantes post-Mioceno-Temprano y un nuevo arco magmático que está presente hasta el día de hoy. Ahí se incluye el Tarquí, Quimsacocha, Turupamba, Turi, Uchucay, Santa Isabel Unidades y Formaciones y el Grupo Ayancay (Pratt et al., 1997) variando en edades entre 20-8 Ma. En este tiempo el Batolito del Chaucha también fue emplazado entre 12-8 Ma. Mas al Norte se encuentra la Formación Cisan (16.8-8.0 Ma) la cual descansa inconforme y parcialmente sobre los estratos del Grupo Saraguro (Dunkley y Gaibor, 1997) y el Grupo Zumbagua que tiene un contacto discordante con los sedimentos subyacentes del Grupo Angamarca.

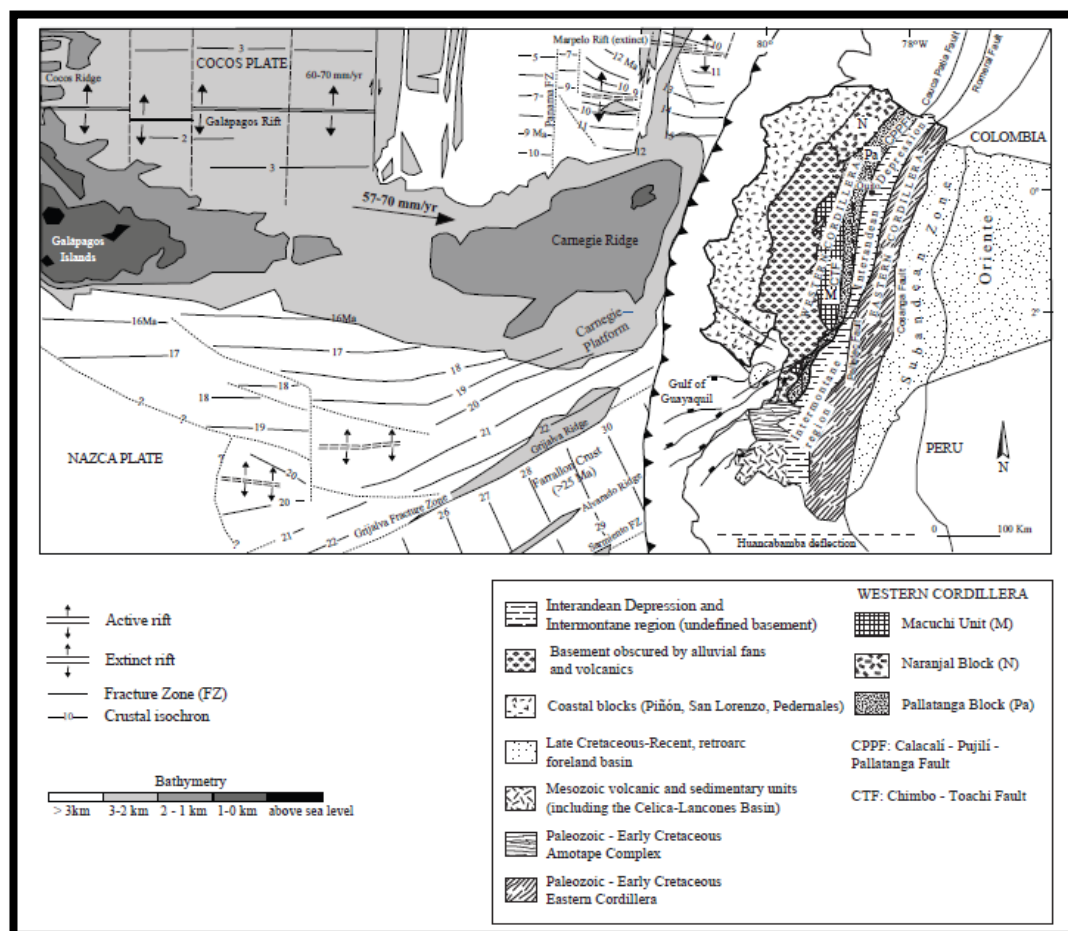


Fig. 2.7 Configuración Geológica del Ecuador, batimetría y anomalías magnéticas simplificadas de la placa Nazca.

Fuente: Modificada por Spikings, et al., 2001, Lonsdale, P., (2005) y Vallejo, C., 2007.

2.1.2.2.2 Valle Interandino.

Se encuentra limitado tectónicamente al Oeste por la Falla Calacalí-Pujilí-Pallatanga y al Este por la Falla Peltetec. El basamento no ha sido definido, pero según investigaciones Eguez y Aspden, (1993) y Villagomez, (2003) indican que el basamento es tectónicamente complejo y esta compuesto por rocas de la Cordillera Occidental y Oriental en una cuña de acreción produciendo desmenbramiento de una parte de la Cordillera Real en el Jurásico -Tardío al Cretácico - Temprano. La interacción de la actividad tectónica y volcánica ha dado lugar a la formación de cuencas sedimentarias intramontanas, que han sido rellenadas por secuencia de depósitos volcanoclásticos, volcanosedimentarios, fluvio lacustres y aluviales (Lavenu *et al*, 1996; Ego y Sebrier, 1996; Villagómez, 2003; Winkler *et al*, 2005).

2.1.2.2.3 **Cordillera Real.**

Conformada por rocas metamórficas del Paleozoico - Mesozoico emplazado por plutones de granito tipo I y S Cenozoicos. El basamento de la cordillera Real a sido dividido por cinco unidades estratigráficas - litotectónicas (Litherland et al, 1992; Aspden y Litherland, 1992).

Las divisiones litotectónicas descritas de oeste a este en la cordillera Oriental son:

Terreno Guamote: Corresponde a las unidades Punín y Cebadas que están constituidas por cuarcitas, pizarras y filitas negras que presentan un sobrecojimiento al Oeste; subyace sobre la Formación Yunguilla, por lo que se asume una edad Jurásico Superior. Se encuentra limitado hacia el Este con la Falla Peltetec y hacia el Oeste con la Falla Ingapirca (Litherland *et al*, 1994).

Terreno Alao: Comprende las unidades Peltetec, Maguazo, Alao - Paute y El Pan, formado por ofiolitas, meta-turbiditas, meta-andesitas, rocas verdes y esquistos grafitosos; presentan además

pliegues verticales dúplex; pertenecen al Jurásico Superior. Limita hacia el Este con el Frente Baños y hacia el Oeste con la Falla Peltetec Figura 2.7 (Litherland *et al*, 1994).

Terreno Loja: Esta constituido por las unidades tres Lagunas, Sabanilla, Agoyán , Monte Olivo y Chiguinda. Litológicamente está constituida por gneises, granitos tipo S con cuarzo azul de “Tres Lagunas”, esquistos pelíticos con moscovita y granate, anfibolas, filitas y cuarcitas negras. Presentan un cabalgamiento hacia el Este con imbricaciones y cizallamiento dextral. Una edad de intrusión obtenida es de 227 ± 3.2 Ma (Noble *et al*, 1997). Limita hacia el Este con la Falla Llanganates y hacia el Oeste con el frente Baños.

Terreno Salado: Esta compuesta por las unidades Azafrán, Upano y cerro Hermoso, compuesto por dioritas y granodioritas, rocas verdes, andesitas, metasedimentos, marmoles y esquistos de grano medio a grueso. Las rocas presentan cabalgamientos hacia el Este con las imbricaciones. Las dataciones indican que las rocas

plutónicas de Azafran tienen una edad estimada de 142.7 ± 1 Ma (Noble *et al*, 1997). Limita hacia el Este con la Falla de Cosanga Mendez y hacia el Oeste con la Falla Llanganates Figura 2.7.

Amazónico: Abarca las unidades Zamora, Misahualli, Puintza e Isimanchi, formado por granitoides calco-alcalinos, lavas calcoalcalinas y piroclastos, metavolcánicos y rocas sedimentarias, fillitas negras, verdes y mármoles. Las rocas no se encuentra deformadas o metamorfizadas, ciertas deformaciones presentes se dan por esfuerzos de cizalla de la zona subandina. Los limites de esta división esta dada hacia el Oeste por la Falla Cosanga Méndez (Litherland *et al*, 1994).

La Figura 2.7 indica un corte Oeste- Este del recorrido Baños-Puyo indicando el limite de cada uno de los terrenos que componen la Cordillera Real.

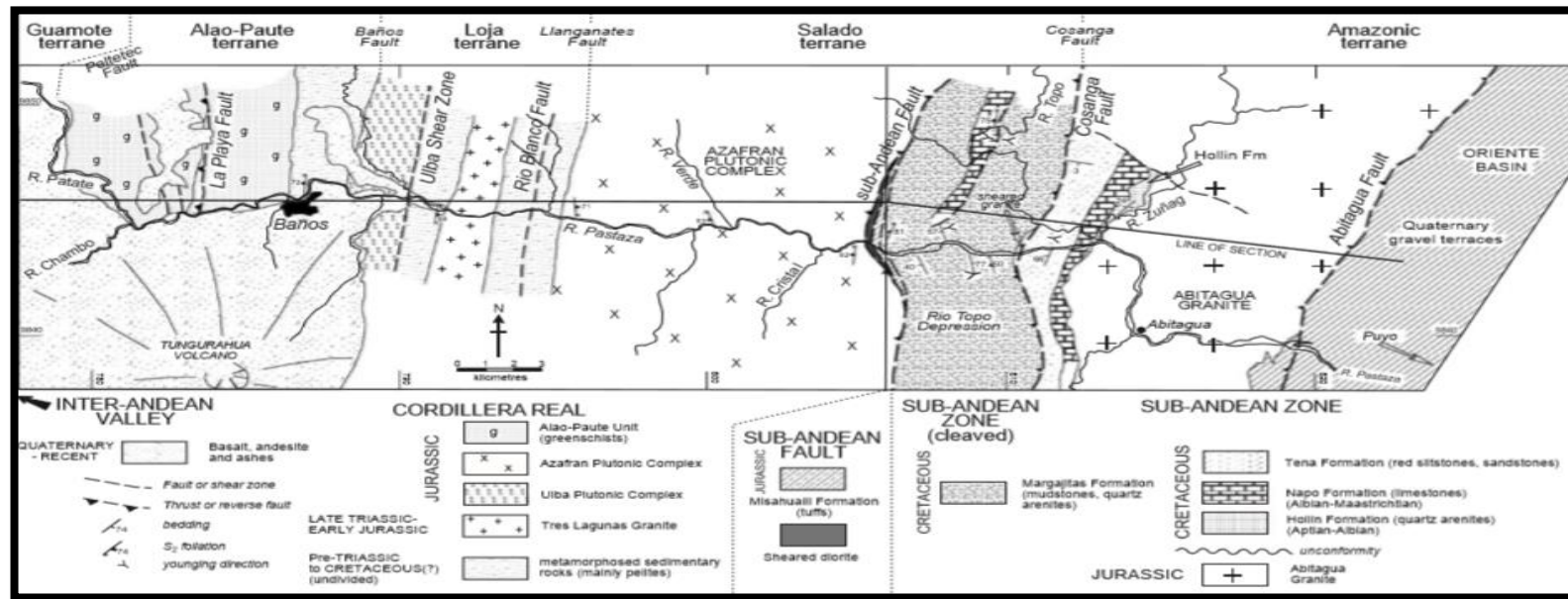


Figura 2.8 Terrenos y límites mostrados en un corte Oeste-Este de la Cordillera Real.

Fuente: propuesta por Litherland, M., *et al*, 1994.

La Figura 2.8, muestra las divisiones y unidades litológicas de todos los terrenos anteriormente mencionados, especialmente los que se encuentran en la cordillera Real y la zona Subandina.

División (Oeste a Este)	GUAMOTE	ALAO	LOJA	SALADO	AMAZÓNICA
UNIDAD/ LITOLÓGICAS	Punín: cuarcitas pálidas y oscuras con lutitas negras en menor cantidad. Cebadas: Fzarras negras con cuarcitas en menor cantidad.	Peltetec: ofiolitas desmembradas. Maguazo: metaturbiditas. El Pan: esquistos grafitosos	Tres Lagunas: gneises, granitos tipo "S" con cuarzo azul. Sabanilla: orto y paragneises. Agoyán: esquistos pelíticos Musc. y Gr. Monte Olivo: anfíbolitas. Chiguinda: filitas negras y cuarcitas.	Azafrán: dioritas deformadas y granodioritas. Upano: rocas negras andesíticas y metagrauvaca. Cerro Hermoso: metasedimentos y mármoles. Cuyuja: esquistos pelíticos y gneises.	Zamora: Granitoides calco-alcalinos. Misahuallí: lavas y piroclastos calcoalcalinos. Piuntza: rocas meta volcánicas y rocas sedimentarias. Isimanchi: filitas negras y verdes y mármoles.
ESTADO TECTÓNICO – METAMÓRFICO	Rocas de muy bajo. Presenta sobrecorrimiento hacia el W.	Rocas de bajo grado, pliegues verticales dúplex en Alao-Paute.	Rocas de medio y bajo grado. Cabalgamiento hacia el E con imbricaciones. Cizallamiento dextral.	Rocas de bajo grado. Cabalgamiento hacia el E con imbricaciones. Skarnificaciones de alto nivel, klipps de serpentinita.	No hay rocas deformadas o metamorfizadas
EDAD	Jurásico superior.	Jurásico superior (Oxfordiense – Calloviense).	Plutones Triásicos en ¿? Sedimentos Paleozoicos.	Jurásico con posibles elementos Pre-jurásicos	Rocas ígneas Jurásicas dentro Triásicos (Piuntza) y ? Sedimentos Paleozoicos (Isimanchi)
INTERPRETACIÓN	Secuencia sedimentaria continental/ Cuña clástica.	Piso Océánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal.	Granitos tipo "S" en sedimentos de deriva continental.	Plutones tipo "I" en secuencias volcánico- sedimentarias.	Plutones tipo "I" de arco volcánico continental.

Figura 2.9 Resumen de las divisiones relacionadas a la Cordillera Oriental y zona Subandina.

Fuente: Litherland, M., *et al*, 1994.

2.1.2.3 La Cuenca Oriente.

Esta desarrollada como resultado de los esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provocan la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de trasarco. El basamento de edad pre-Cretácica, consiste en rocas marinas del Paleozoico y Jurásico Inferior, seguidas de aportes del Jurásico Superior (Tschopp, 1953).

Desde el Devónico hasta el Neógeno la cuenca ha sido rellenada con secuencias fluvio-deltaicas y marinas que fueron cubiertas por sedimentos continentales como areniscas conglomerados y conos aluviales provenientes de la Cordillera Real por el levantamiento de la misma (Baby *et al.*, 2004).

2.1.3 Rasgos Estructurales.

La Cordillera de los Andes ecuatorianos está limitada al Oeste por la falla Guayaquil-Dolores y al Este por las falla Girón-Cuenca que tiene una dirección N35, que constituyen el límite continental propuesta por Pennington, (1981) en lo que constituye la parte sur de la Cordillera Occidental. Estas actúan como fallas compresivas, que han desarrollado una componente dextral, la cual resulta de la descomposición del empuje principal de dirección oeste-este perpendicular a la fosa (Trenkamp *et al*, 2002). Para la cordillera Oriental limita al Este por la Falla Peltetec y al Oeste por la Falla Cosanga Méndez (Litherland *et al*, 1994).

En la Figura 2.9. Se muestra la parte meridional del Ecuador, está limitada por dos lineamientos del tipo subvertical: Puná, Pallatanga, Riobamba y Jambelí/Naranjal, que tiene una dirección N45 (Baldock, 1983).

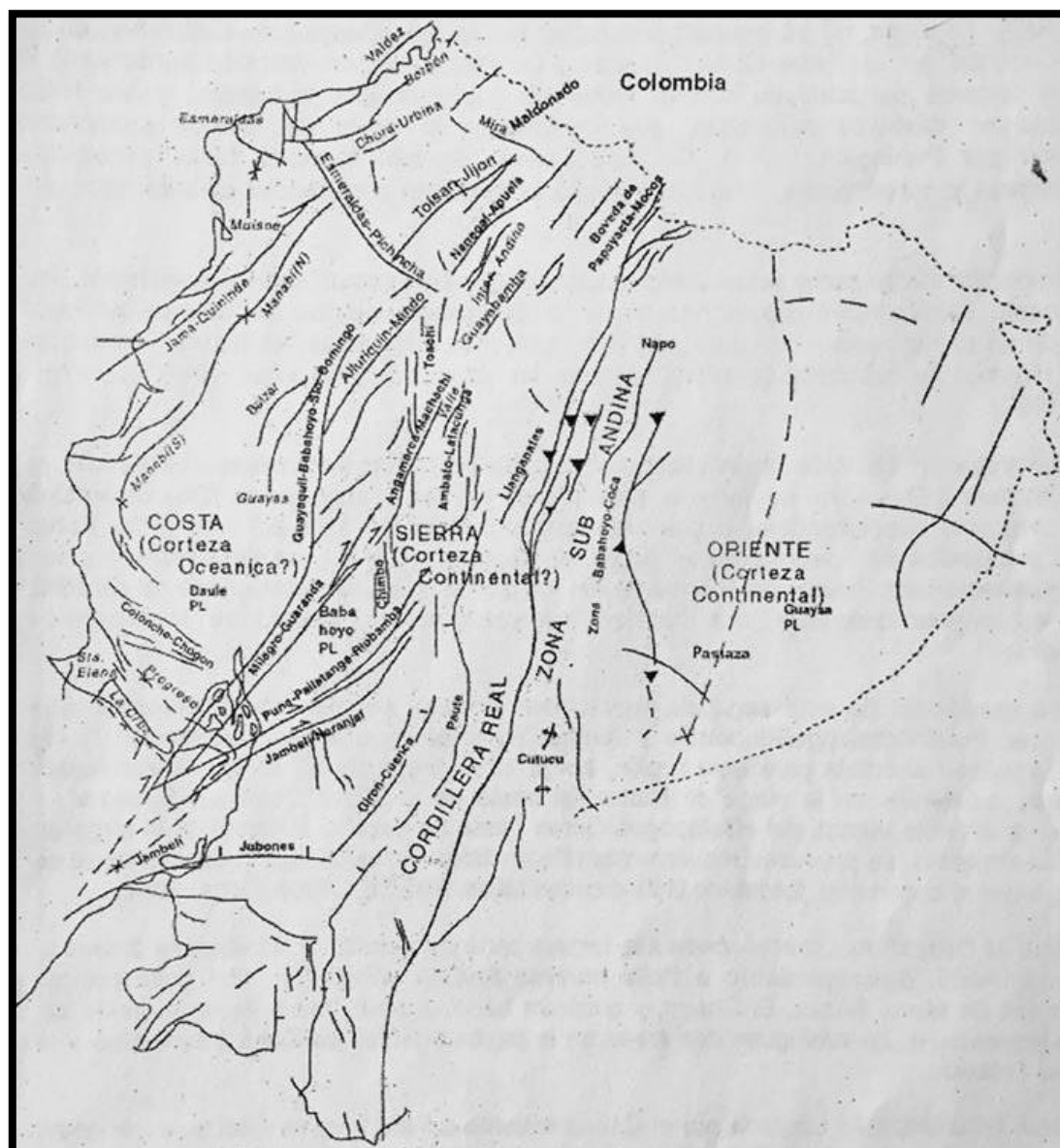


Figura 2.10 Rasgos Estructurales dominantes del Ecuador

Fuente: Baldock, J., 1983.

La zona de estudio está ubicada en las fallas del distrito Azuay las cuales son descritas en el siguiente orden:

Sistema de **Falla Bulubulu** Figura 2.10. Llamado en el sur como lineamiento Chaucha- Río Jerez (Pratt *et al*, 1997), es un lineamiento tectónico que se encuentra entre los Terrenos Chaucha y Pallatanga. Al norte del Distrito Azuay el sistema de falla Bulubulu converge con la Falla Multitud del sistema de Fallas Pallatanga (McCourt *et al*, 1997). Una estrecha banda de la Unidad Pallatanga ha sido levantada dentro de la zona de falla y superpuesta a la cobertura del Grupo Saraguro inferior. Al sur esta estructura se bifurca con la estructura principal continuando como un cinturón de buzamientos anómalos altos hacia el Este en las tobas del Grupo Saraguro que se extiende desde Narihuiña a través de los depósitos de brechas polimetálicas con oro de tres Chorreras y Guabisay hasta Uzhcurrumi y otra estructura curvilínea de rumbo NE que conforma la Falla de Tigrera. (Pratt *et al*, 1997) argumentan que a partir de las relaciones de campo esta falla estuvo activa hasta el final del Oligoceno. Las facies de las volcanitas miocénicas cambian al atravesar este límite tectónico y la situación de chimeneas de brechas relacionadas con intrusiones, de edad probablemente Miocena, sugiere que continuó siendo activa durante el Neógeno Inferior

Sistema de **Falla Girón** Figura 2.10. Es un sistema activo que incluye pliegues apretados, fallas inversas y cabalgamientos en dirección N a NE y pone el Terreno Chaucha junto al Terreno Alao. Al sur converge

con la falla de Baños en el sector conocido como la Falla de Las Aradas. En el Norte de esta área también es conocida como la zona de Falla de Peltetec. La Falla Girón es una falla inversa buzando al Sur-Este, que cabalgan las capas de Sacapalca y Saraguro sobre las Andesitas de Santa Isabel y del grupo Ayancay. El sistema de Fallas Girón se une con los cabalgamientos convergentes al Este del sistema de Fallas Jubones (Pratt *et al*, 1997).

Sistema de **Falla Jubones** Figura 2.11. Se pone al lado de los basaltos de la Unidad Pallatanga con el complejo metamórfico del Oro y marca límite al Sur del terreno Pallatanga. Dentro del Terreno Chaucha se subdivide en el bloque El Oro y en el Sub-distrito Pucará-Alausí, caracterizado por los depósitos epitermales que se extienden hacia el Norte hasta la discontinuidad Pallatanga-Chanchán. A lo largo de gran parte de la longitud es interpretada como una falla inversa o como un cabalgamiento al Norte, pero también existe evidencia de un evento sinistral (Pratt *et al*, 1997). El sistema de fallas al Sur se curva en Uzhcurrumi, donde se forma el contacto entre las andesitas de Santa Isabel y el basamento cubierto por el Grupo Saraguro. Al Este la falla se transforma en un cinturón de cabalgamientos al Norte y al Este pobremente reflejados en las imágenes remotas, pero bien expuestos en el terreno. En este sector el Grupo Saraguro cabalga sobre el Grupo Ayancay (Pratt *et al*, 1997).

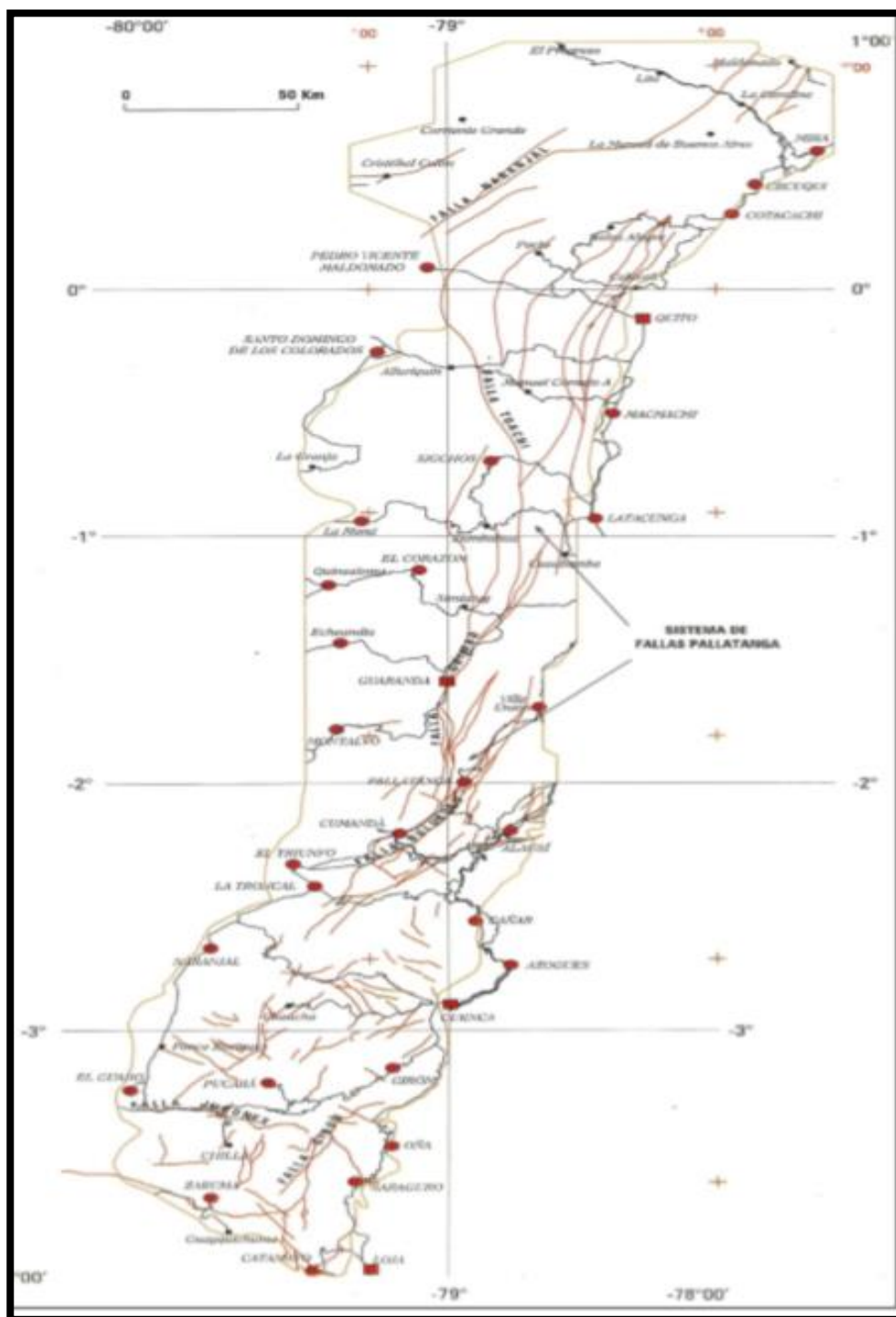


Figura 2.11 Estructuras Geológicas de la cordillera Occidental

Fuente: PRODEMINCA

2.1.4 Marco Geológico.

La Sierra ecuatoriana está dividida paralelamente por dos cordilleras geológicamente distintas con un rumbo NNE. Rocas metamórficas afloran en la Cordillera Oriental (Real), mientras rocas volcánicas y sedimentarias están presentes en la Cordillera Occidental de una edad del Cretácico al Paleógeno. Los volcánicos del Neógeno cubren parte de ambas cordilleras y rellenan los valles y cuencas interandinas.

La Cordillera Occidental está cubierta principalmente por potentes depósitos volcanoclásticos (Baldock, 1983). Las formaciones del Mioceno Medio se establecieron sobre una superficie mayor en el sur del Ecuador en etapas posteriores. El Mioceno-Plioceno tardío de sedimentos se limitó a los perímetros más grandes de afloramientos de las cuencas como muestra la Figura 2.11. La Cordillera Real está cubierta por materiales volcánicos del Cenozoico Superior, sobreyaciendo directamente sobre rocas metamórficas y está limitada al oeste por depresiones o grabens fallados del valle interandino desde el Sur de Colombia hasta Riobamba. Más al Sur por la cuenca de Cuenca y por las depresiones de Cariamanga y Gonzanamá, está cubierta por sedimentos y material volcánico que recientemente datan de edad Mioceno (Hungerbühler, 1997).

Los materiales volcánicos del Cretáceo están cubiertos respectivamente por sedimentos marinos pertenecientes a la Formación Yunguilla y cubiertas por materiales volcánicos del Eoceno (Formación Unacota) (Baldock, 1983). Sedimentos del Mioceno y depósitos volcánicos del Neógeno al Cuaternario, incluyendo a algún estratovolcán importante cubren la Formación Macuchi en algunas áreas especialmente en las partes altas de la Cordillera Occidental. (Baldock, 1983).

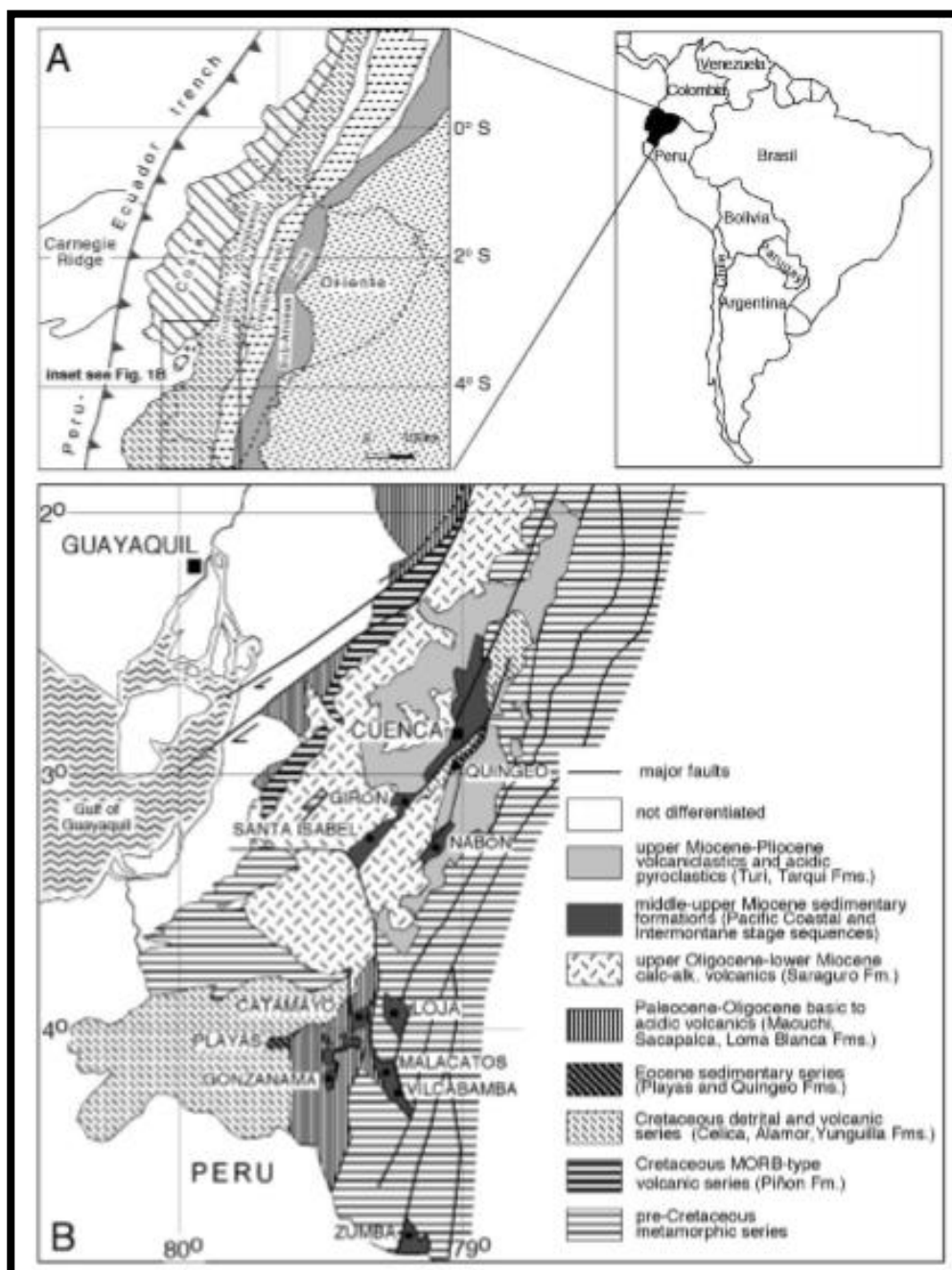


Figura 2.12 Mapa del Ecuador (A) División Morfotectónica del Ecuador (B) Mapa Geológico del sur del Ecuador con localizaciones series estratigráficas Miocénicas,

Fuente: Modificada por Litherland, M., *et al*, 1993;

Hungerbühler, D., *et al*, 2002.

La serie sedimentaria interandina del sur del Ecuador esta compuesta por varias formaciones que se muestra en la Figura 2.12. El orden cronológico de la composición de las formaciones se han depositando y han sido fechadas en distintos lugares por (Hungerbühler *et al*, 1995; Steinmann, 1997; Hungerbühler, 1997). Los ensayos ZFT (Zircon Fusion Track) confirman las edades de algunas rocas volcánicas, y el ensayo de K/Ar la edad de minerales con variaciones como: Biotita, Plagioclasa y Horblenda (Kennerley, 1973; Kennerley, 1980; Baldock, 1982), estos representan las principales formaciones.

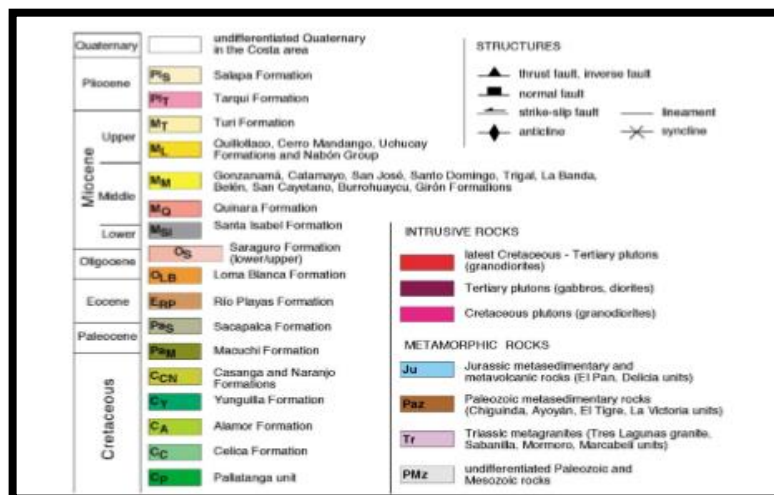
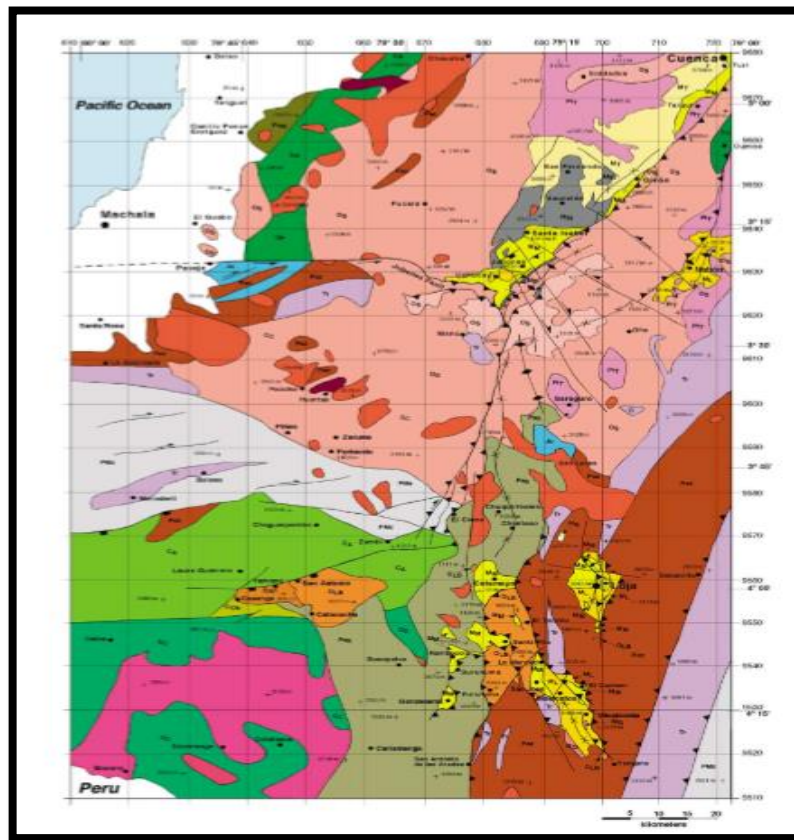


Figura 2.13 Mapa Geológico del sur del Ecuador entre los 2°54' a 4°25'

Fuente: Simplificada y modificada por Hungerbühler, D., *et al*, 1997; Hungerbühler, D., *et al*, 2002.

2.1.5 Geología Local

2.1.5.1 Formación Saraguro

En la Formación Saraguro son variables las deposiciones de material volcánico depositados sobre una topografía pre-existente irregular, y el grosor de la formación varía entre 500 y 2000 m. Esta formación consiste en depósitos piroclásticos de composición intermedia-ácida (Humgerbuler *et al*, 2002). La parte inferior cosiste en tobas andesítica y dacíticas, y flujos de lava predominantemente. La parte superior consiste en horizontes de ignimbritas riolíticas de gran extensión areal, que muestran características típicas de enfriamiento columnares y ocasionalmente de textura soldada (Humgerbuler, 2002). Las brechas co-ignimbríticas reflejan la proximidad cercana de los centros de erupción. Los sedimentos fluviales y lacustres intercalados son frecuentes y registran periodos de re-elaboración acuática entre episodios eruptivos. Humgerbuler *et al*, (2002) y Steinmann (1997), proponen que estos flujos voluminosos de ignimbritas son suministrados por las erupciones fisurales y procesos formadores de calderas, que se formaron en un entorno tectónico extensional.

El esquema estratigráfico simplificado en la Figura 2.13, representa las correlaciones estratigráficas datadas en ZFT, donde la unidad Saraguro es el basamento de la Formación Biblián de origen marino de la cuenca de Cuenca. En el sector de Girón la formación Saraguro es la base de la formación Jacapa y en el sector de Nabón es la base del Grupo Nabón (Berggren *et al*, 1995).

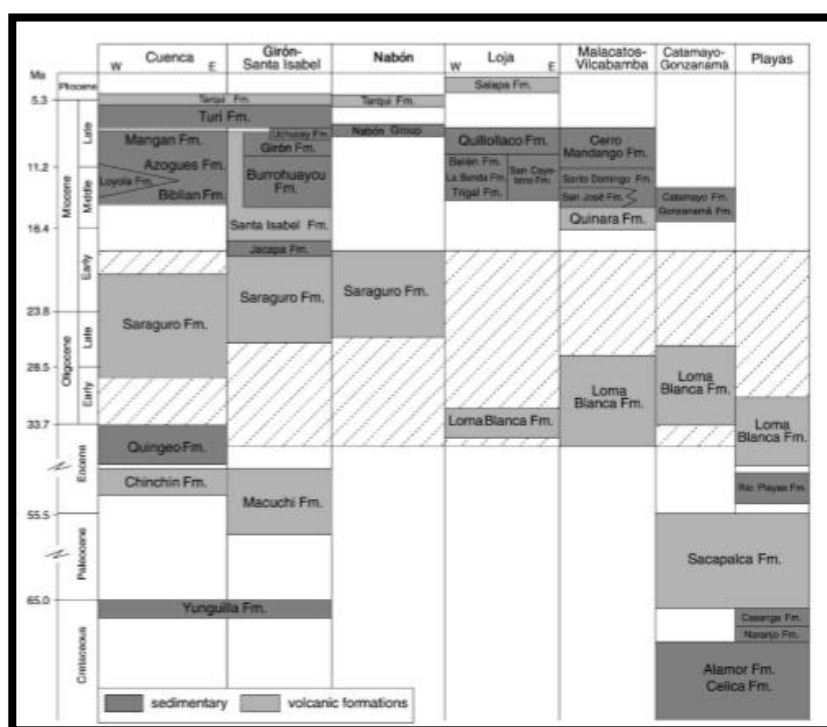


Figura 2.14 Guía estratigráfica y terminología de los diferentes grupos y unidades estratigráficas. Los cuadros indican el conocimiento de la cronoestratigrafía del grupo Saraguro.

Fuente: Dunkley, P., Gaibor, A., 1997a; Hungerbühler *et al*, 2002.

Las edades para la Formación Saraguro dadas por el método de Fission Track Zircon (ZFT) determinan una edad entre 26.4 ± 4.5 y 19 ± 3.5 Ma (Hungerbühler *et al*, 1995). Cuarenta ejemplos para la región de Cuenca entre 29.4 ± 2.6 y 20.5 ± 2.0 Ma (Steinmann, 1997), y seis ejemplos entre Santa Isabel y Oña entre 26.4 ± 2.6 y 19.1 ± 1.4 Ma (Hungerbühler *et al*, 1995; Hungerbühler *et al*, 2002). Estas edades están dentro del intervalo Oligoceno tardío y Mioceno temprano para la Formación Saraguro y corrobora los datos de edad aplicados con el método de K/Ar aplicados a minerales de biotita, plagioclasas y rocas, reportadas por (Kennerley y Institute of Geological Sciences, 1980), y (Barberi *et al*, 1988). (Lavenu *et al*, 1992).

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

3 Marco Teórico

La Ignimbrita es un depósito piroclástico denso no homogéneo con partículas volcánicas, que han sido categorizado acorde a su litología y estructura sedimentaria (Branney y Kokelaar, 2002).

Las Ignimbritas pueden ser originadas por diferentes procesos: desintegración explosiva del magma, por explosiones laterales, por avalanchas ardientes, en donde se obtienen domos de lava (Branney y Kokelaar, 2002), total o parcial colapso de la columna eruptiva (Hoblitt, 1986) como indica la Figura 3.1.

Ellos pueden ser transportados en grandes volúmenes de escombros ardientes que recorren rápidamente varios kilómetros a través de la superficie y ellos constituyen un letal y destructivo peligro volcánico. Las corrientes densas producen una fuerza de contraparte (boyante), conocida como nube fénix o pluma de ceniza ignimbritica, las cuales pueden llevar ceniza dentro de la atmosfera y esto causa una perturbación significativa en la atmosfera. Mucho de los procesos de las corrientes piroclásticas densas son difíciles de observar (Branney y Kokelaar, 2002).

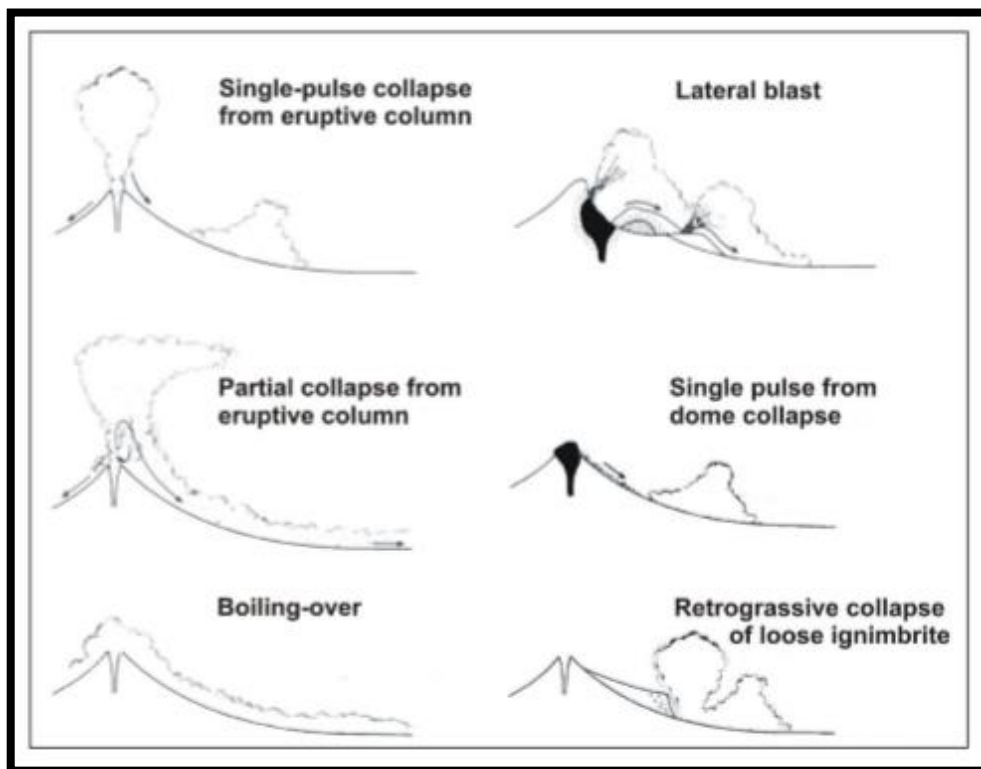


Figura 3.1 Diferentes eventos generadores de depósitos de flujos densos (Ignimbritas)

Fuente: Branney, M., y Kokelaar, B., 2002.

3.1 Depósitos de corrientes Piroclásticas de Densidad.

Estos depósitos han sido generalmente categorizados, acorde a su litología y estructura sedimentaria, como ignimbritas, oleadas de depósitos piroclásticos y flujo de bloques de ceniza. Las Ignimbritas son típicamente pumícea y ricas en ceniza. Las Ignimbritas forman bajas capas de hojas o abanicos, los cuales pueden cubrir amplias áreas mayores a 45000 km², y tienden a

cubrir parcialmente la topografía de la pre-erupción con marcados grosores en la topografía de depresión (Branney y Kokelaar, 2002). Los depósitos de corrientes densas pueden variar de grosor de centímetros a varios cientos de metros, y se conocen ejemplos de volúmenes que van en un rango de pocos miles de metros cúbicos a varios miles de kilómetros cúbicos. Algunos depósitos muestran evidencia de alta proporción de cristales en una matriz rica en ceniza, donde existen clastos pumíticos, que originalmente fueron ricas en ceniza fina, y mucha de esta ceniza fina se perdió mientras los flujos fueron transportados y depositados.

Las Ignimbritas comúnmente contienen alternamente litofacies pobres en pumíce, tal como brechas y escorias aglomeradas. Aunque algunas ignimbritas a simple vista parecen ser masivas no estratificadas, una vista de cerca revela un rango de estructuras sedimentarias, incluyendo agudas a difusas estratificaciones, estratificación cruzada, extendida y descolorida estratificación, superficies erosionadas, tejidos de partículas y estado blando de estructuras de deformación (Branney y Kokelaar, 2002).

En algunos casos tales características se clasifican lateralmente o verticalmente en estructuras verdaderamente masivas, litofacies sin estructuras. Depósitos de bloques y ceniza diferencian los depósitos Ignimbríticos, en ellos contienen grandes proporciones de clastos densos, pobremente a moderadamente vesiculosas (lava) bloques no pomíceos donde predomina la ceniza de una composición similar (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2 Soldadura.

La soldadura se obtiene por la acción de dos cuerpos plásticos que dependen de altas temperaturas, donde cada material pueda unirse y quedar firmemente adheridas. Estas consideraciones indican que determinados materiales como las rocas y los metales necesitan ser calentados produciendo una mezcla líquida, que al enfriarse darán un solo material.

El proceso de soldamiento propuesto por otros autores iniciándose con (Smith, 1960) define a la soldadura como “el proceso que propicia la unión y cohesión de fragmentos vítreos”. Otro autor define al soldamiento como la cohesión, deformación y coalescencia de los piroclastos a altas temperaturas cuando son sometidos a una presión de carga (Freundt *et al*, 2000).

El soldamiento ocurre en el material vítreo según Smith, mas no en los cristales, estos a altas temperaturas suelen reaccionar a minerales más estables (Bucher, 2011).

3.2.1 Proceso de Soldadura.

Este proceso de soldadura promueve la aglutinación o cohesión de fragmentos vítreos (ceniza y pumíce lapilli) (Smith, 1960a; Sparks *et al*, 1999, Branney y Kokelaar, 1992), este proceso se produce por la síntesis de partículas de ceniza, compactación y aplanamiento de piroclástos que ocurren a temperaturas mayores a la temperatura de transición vítrea ($T_g > 650 \text{ }^\circ\text{C}$).

La terminología de aglutinamiento (Branney y Kokelaar, 1992), se refiere a la sintetización de la partícula inmediata, y se registra mediante contornos de partículas visibles. La Aglutinación no está referida al modo de acomodo de la partículas, esta depende de la viscosidad de los piroclástos, de la duración de contactos entre clastos y de la fuerza aplicada a los clastos (Branney y Kokelaar, 2002).

3.2.2 Factores de Soldadura.

3.2.2.1 Temperatura.

La temperatura es un factor a considerar cuando se reduce la viscosidad del vidrio volcánico en altas temperaturas. Si la temperatura es alta los vidrios van a soldarse. Los depósitos piroclásticos también pueden depositarse a temperaturas cercanas al magma (Sheridan, 1979). La temperatura puede ser también influenciada por la cámara magmática (Hildreth, 1981; Marsh, 1989), pero también los procesos eruptivos puede determinar a que temperatura se emplazan los piroclastos.

Un ejemplo es el colapso de la columna eruptiva que puede enfriarse significativamente llegando a 350 °C (Sparks *et al*, 1978), donde a mayor tasa de emisión de material los mecanismos de corrientes piroclásticas de densidad serán del tipo "boiling over", esto mantiene caliente a los materiales para que sean propensos a soldarse (Willcock y Cas, 2014). En las erupciones submarinas se cree que las altas tasas de emisión de material han

provocado la formación de depósitos soldados (Kokelar y Busby, 1992).

Los efectos de enfriamiento al contacto con la atmosfera llevan a los depósitos de caída soldados a estar cerca de la fuente y esto lleva a asociarlos con clastos de pómez que tuvieron un ascenso limitado, donde a mayores distancias de la fuente se pueden soldar solo los productos que no han tenido un contacto importante con la atmosfera como podría pasar con la Ignimbrita (Wilson y Houghton, 2000).

En altas temperaturas los vidrios volcánicos no siempre se van a soldar. El vidrio volcánico a altas temperaturas y a un determinado tiempo puede propiciar a la formación de cristales (Smith, 1960; Riehle *et al*, 1995; Giordano *et al*, 2005).

La genesis de un evento explosivo puede estar influenciada considerablemente por la temperatura a la que se emplazan los piroclastos. Durante las

erupciones pueden haber una significativa transformación de energía térmica en energía cinética por el contacto del magma con agua no magmática (Morrisey *et al*, 2000; White y Houghton, 2000). Se estima que un 6% a 32% de la energía térmica se convierte en energía cinética, estos procesos propician a los piroclastos se emplacen a menor temperatura y por lo tanto será más difícil que se puedan soldar (Wohletz y McQueen, 1984). De forma general el soldamiento de los vidrios riolíticos ocurren a una temperatura entre 600-750 °C (Druitt, 1998). Un conocimiento de las temperaturas magmáticas asociadas a los depósitos soldados pueden ayudar a hacer mejores interpretaciones. Un ejemplo son las Ignimbritas de Yellowstone, que han sido altamente estudiadas y suelen ser de un alto grado de soldadura (Branney *et al*, 2008), y esto resulta ser ventajoso al tener conocimientos previos de las temperaturas magmáticas de dichos depósitos, que varían entre 810-940 °C (Costa *et al*, 2008).

3.2.2.2 Composición Química.

Los óxidos formadores de cadenas de geo-polímeros en la estructura de líquidos silicatados más destacados son SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 (Giordano *et al*, 2008; Mysen, 1988), y algunos cationes modificadores de cadenas de tetrahedros son el K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} (Mysen *et al*, 1982).

En magmas con bajas concentraciones de SiO_2 se puede esperar una menor viscosidad, debido a que este óxido es el más importante formador de cadenas de geo-polímeros. Un ejemplo que reportan los depósitos de caída soldados son asociados a una erupción con variaciones composicionales, donde los máficos tienden a soldarse más, debido a que son más fluidos y favorecen la aglutinación.

Sin embargo los magmas basálticos son menos propensos a soldarse debido a que su baja viscosidad favorece la difusión de iones, facilitando el proceso de cristalización. En rocas piroclástica andesíticas la formación de facies soldadas se

complica cuando la erupción que las originó fue un colapso de columna de un estratovolcán, lo cual implica un volumen menor de material y un enfriamiento formado por el mecanismo de corrientes piroclásticas de densidad (Boyce y Gertisser, 2010).

3.2.2.3 Volátiles.

Determinados volátiles funcionan como despolimerizadores principalmente el H₂O y otros que actúan de manera contraria como el CO₂. En este tema se discuten cuales son los volátiles de importancia en los magmas riolíticos. Los modelos actuales sugieren que los causantes de la despolimerización y reducción de viscosidad de los magmas son basicamente el H₂O y el ión F⁻ (Giordano et al, 2008). En estudios recientes y experimentales se menciona que la adición de agua favorece el soldamiento de los piroclastos (Quane y Rusell, 2005b).

Los magmas riolíticos son aquellos con química hiperalcalina, tienen altas cantidades de ión F⁻, esto

se debe a que las valencias con las que trabajan los halógenos y metales alcalinos hacen que vayan juntos (Railsback, 2003). El ión F^- quiebra el puente molecular que forma el Na^+ y el Al^{3+} en las moléculas silicatada, causando una reducción en la viscosidad (Mysen y Virgo, 1985), produciendo que los magmas hiperalcalinos ricos en Na sean menos viscosos, ya que la presencia de este catión quizá potencializa la acción despolimerización del ión F^- .

En general los efectos del H_2O y el ión F^- en la disminución de la viscosidad son similares, es decir ninguno es mejor que el otro en la acción de despolimerizar (Giordano *et al*, 2006). Un magma hiperalcalino rico en agua, el cual combina los efectos despolizadores con los del ión F^- y los elementos alcalinos se pueden convertir en un magma muy poco viscoso (Dingwell *et al*, 1998).

En los magmas riolíticos calco-alcalinos básicamente solo el agua influye en la disminución de la viscosidad. Es importante mencionar que el agua molecular no es un modificador de cadenas de geopolímeros, el agua en forma de ión hidroxilo

OH^- es el causante de la despolimerización y disminución de la viscosidad en el magma (Stolper, 1982a). Conforme los líquidos silicatados sufren despolimerización los efectos del ión OH^- como despolimerizador se vuelven menos importantes (Mysen y Cody, 2005). Por esta razón se ha identificado en experimentos que en 0.5% de porcentaje en peso de agua a 1% se produce una disminución considerable de viscosidad, cuando se tiene un 2 y 3 % de porcentaje la viscosidad sigue siendo notoria (Dingwell *et al*, 1996; Spera, 2000). Esto asocia a que cuando un líquido silicatado tiene poca agua toda esta reacciona y se transforma en OH^- lo cual ocurre solo a presiones bajas. La cantidad de OH^- no aumenta conforme se agrega agua al sistema, parte de esta agua esta en forma de OH^- y la otra parte en forma de H_2O . Cuando el agua llega a altos valores en peso mayor a 3% muy poca agua se transforma en OH^- , donde los efectos de despolimerización deja de ser notorios (Stolper, 1982b).

3.2.2.4 Presión en el Soldamiento.

La presión en el soldamiento está asociada a los esfuerzos de contacto entre los piroclastos. Para que haya soldamiento por presión, la presión de las vesículas de gas debe ser menor a la presión de carga litoestática (Riehle *et al*, 1995). Si a presión de las vesículas es mayor los piroclastos no se pueden colapsar debido a que no pueden vencer la presión ejercida por la vesículas.

En la Figura 3.2 se muestra la evolución de una astilla de vidrio idealizada. La etapa 1 muestra una astilla en donde una vesícula de gas con una alta presión interna no permite que el colapso de la astilla ocurra libremente. La etapa 2 es el caso en el cual la vesícula tiene menor presión o aumenta la presión litoestática, bajo esas condiciones la vesícula escapa, de esta forma la astilla puede colapsar con libertad. En la etapa 3 se muestra un mayor colapso de la astilla, lo que conlleva a la formación de foliación, y finalmente la Etapa 4, donde hay coalescencia y pierde su foliación y la roca se vuelve muy densa.

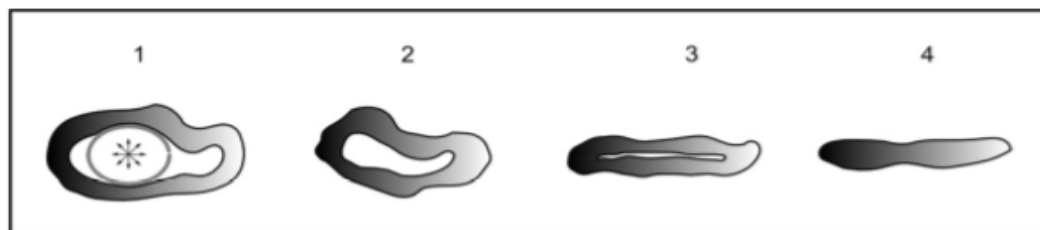


Figura 3.2 Evolución idealizada del colapso de una astilla de vidrio.

Fuente: Leat, P., y Schmincke, H., 1993.

Si las vesículas tienen menor presión interna que la carga litostática los piroclastos se pueden soldar, de hecho bajo estas condiciones el gas tendrá que escapar hacia la superficie para migrar a la zona de menor presión posible (Ragan y Sheridan, 1972), de esta manera se facilita la soldadura del depósito. Vesículas redondas en una ignimbrita indican el momento del soldamiento en esa porción de la secuencia la presión de las vesículas era igual o ligeramente mayor a la presión litostática (Leat y Schmincke, 1993). Para que las vesículas se mantengan redondas es necesario que no exista un esfuerzo de cizallamiento.

3.2.3 Medidas de Soldadura

Las medidas de soldadura igualmente se han ido proponiendo dependiendo del autor como indica la Figura 3.3.

Según (Smith, 1960.) las ignimbritas se clasifican en:

- 1) Ignimbritas sin soldadura, que no tiene ningún grado de soldadura.
- 2) Ignimbritas parcialmente soldadas, que en zonas muestran poca soldadura hasta mostrar una fuerte foliación.
- 3) Ignimbritas densamente soldadas, es aquella que tiene la pómez y astilla fusionadas completamente y prácticamente no se distingue en la muestra de mano.

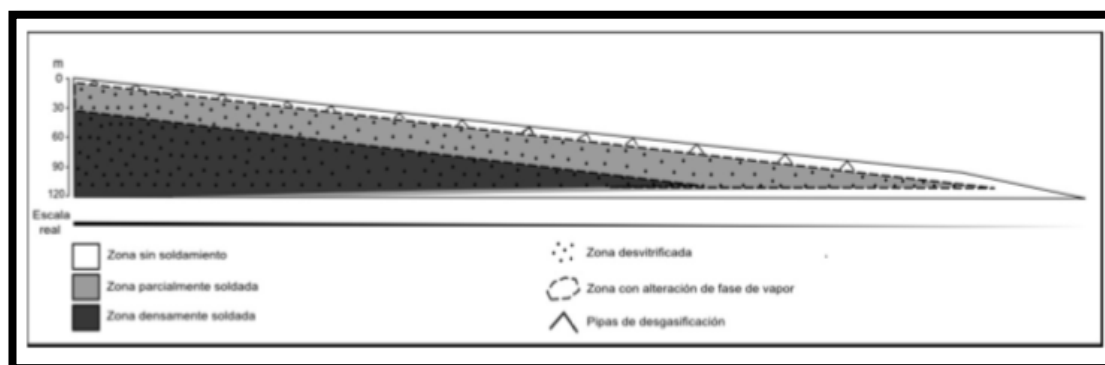


Figura 3.3 Soldamiento de una Ignimbrita en función de su temperatura, contenido de gas, y espesor para desarrollar una zona densamente soldada y haber cristalizado durante el soldamiento

Fuente: Modificado por Smith, R., 1960.

Según (Walker, 1983.) las Ignimbritas se clasifican en:

- 1) Las Ignimbritas de alto grado son aquellas que son muy soldadas de base a cima, a pesar de tener menos de 50 m de espesor.
- 2) Las Ignimbritas de bajo grado no muestran soldadura y son mayores a 50m de espesor.

La propuesta de (Branney *et al*, 1992.) que es parecida a la del autor anterior clasifica a la ignimbrita en las siguientes categorías de no soldadas a generadas por lavas como se indica también en la Figura 3.4:

- a) Ignimbrita No Soldada: son totalmente no soldadas y pueden tener una ligera litificación.
- b) Ignimbrita Soldada no reomórfica: usualmente presenta soldadura en la parte central y ninguna soldadura en la parte inferior y superior. Esta Ignimbrita es usualmente pumícea y rica en flamas. Usualmente está relacionado con procesos de soldadura por carga.
- c) Ignimbrita Reomórfica: Son completamente e intensamente soldadas desde la parte inferior hasta la parte superior y presentan zonas reomórficas. La soldadura resulta de la combinación de la carga y la soldadura por agregación.

- d) Ignimbrita como Lava: Se originan principalmente por la soldadura de agregación y se caracterizan por una intensa soldadura. Partículas de ceniza son coalescentes y la textura vitroclástica es pobre (Branney, 2010)
- e) Ignimbrita generada por flujos de lava: Estos representan el lado extremo de la soldadura y están relacionados con la fuente de lavas hawaianas, donde la muy baja viscosidad de las partículas, la muy baja viscosidad y su alta temperatura son responsables del comportamiento líquido y su total coalescencia.

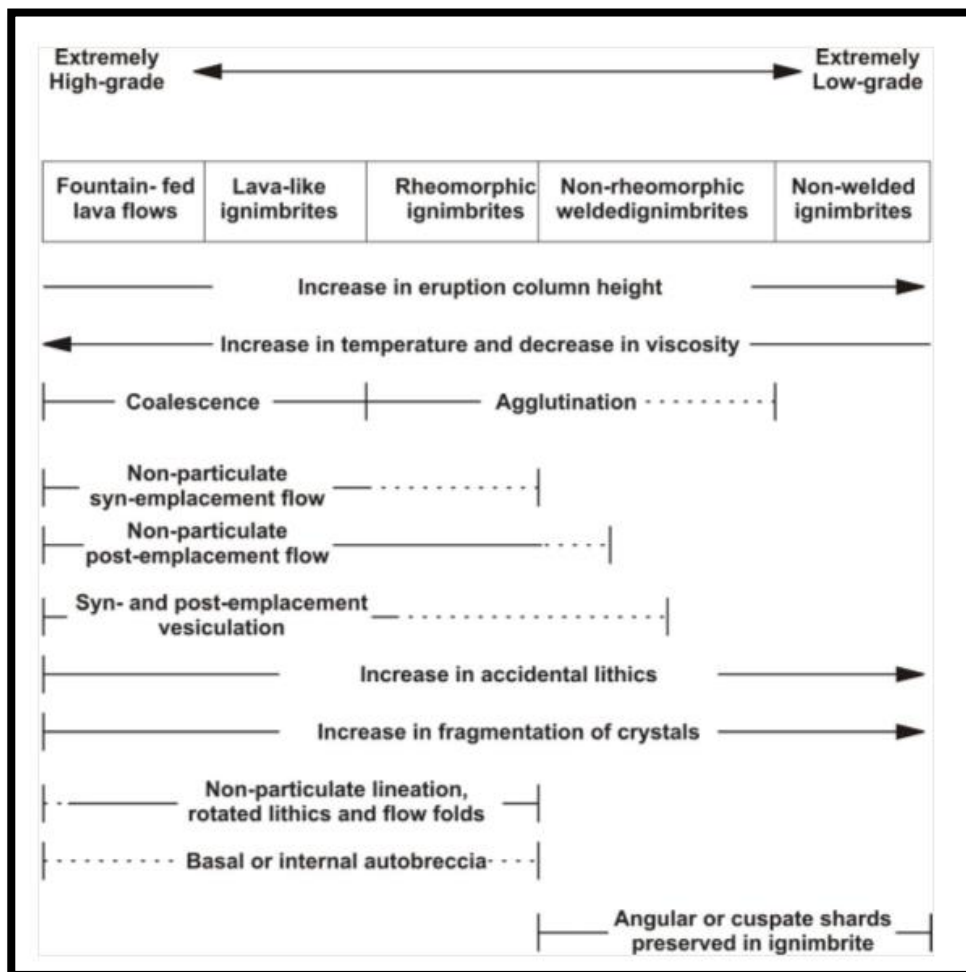


Figura 3.4 Representación de las cinco categorías de Ignimbritas, definida en una continua variación en las propiedades físicas.

Fuente: Branney, M., *et al*, 1992.

CAPÍTULO 4

METODOLOGÍA

4 Método de Estudio.

El estudio se desarrolló en diferentes fases. La primera fase consiste en delimitar un área hipotética del depósito ignimbrítico a partir de bibliografía existente sobre el sitio de estudio y fotografías aéreas.

La segunda fase es la cartografía en campo, observación y reconocimiento en sitio de las diferentes unidades. La tercera fase trata del análisis de las unidades, las cuales se las han clasificado principalmente por su grado de soldadura, tomando una muestra de cada unidad. La cuarta fase se la realiza en los correspondientes laboratorios, los cuales nos darán características más a detalle de cada unidad en análisis. La Figura 4.1 muestra el orden de cada una de las fases y un resumen del desarrollo de cada una de las actividades realizadas en el campo y oficina.

En campo se analizaron 85 puntos (puntos amarillos en Figura 4.1) para el reconocimiento de las unidades ignimbríticas, que nos reflejan los diferentes rasgos de los depósitos piroclásticos. De los 85 puntos totales, 16 puntos (puntos verdes) en Figura 4.1 y en la Tabla I, su clasificación. En estos puntos se levantaron columnas estratigráficas, para la descripción y clasificación de cada unidad. Posteriormente las diferentes columnas estratigráficas fueron correlacionadas.

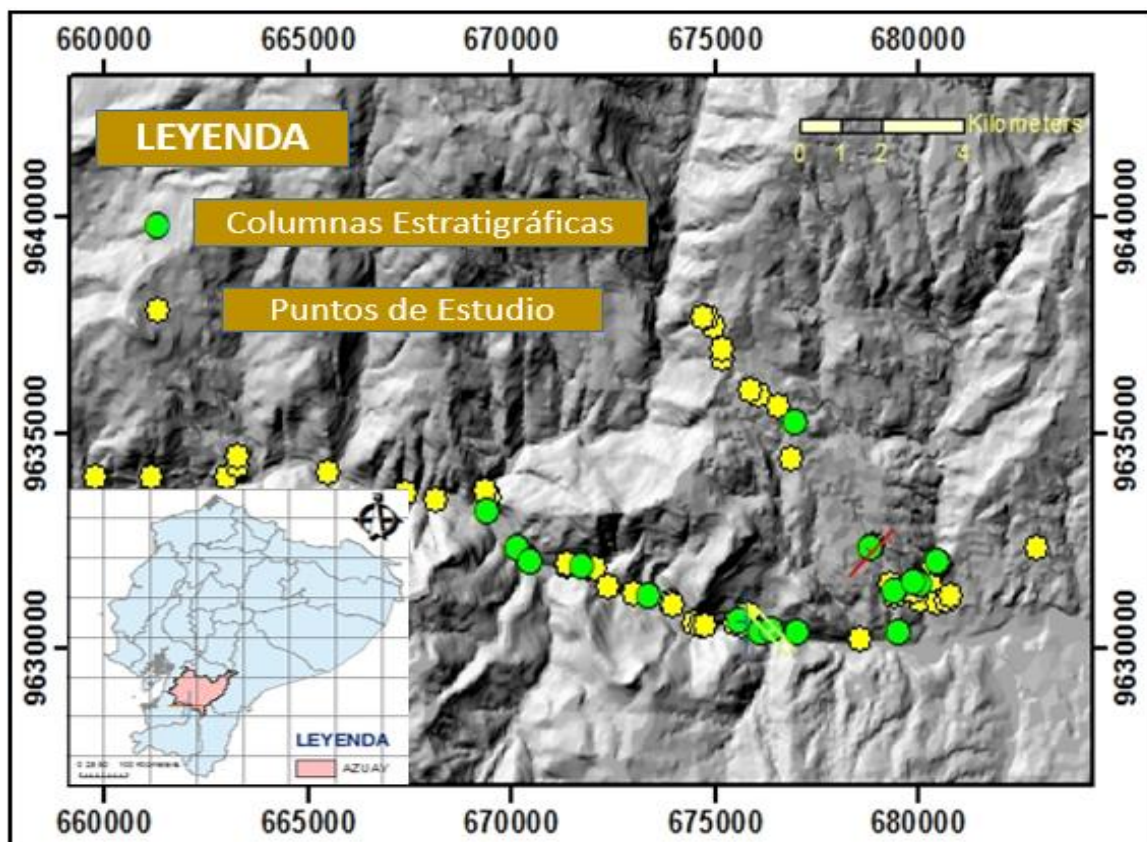


Figura 4.1 Sitio de estudio, 85 puntos y 16 columnas estratigráficas.

Fuente: Guamán, N., 2017.

La Tabla I, nos presenta las columnas estratigráficas más representativas de toda la zona de estudio. La unidad B para esta zona es la más sobresaliente ya que se encuentra en 11 columnas estratigráficas levantadas en diferentes puntos.

Tabla I Total de Columnas Levantadas

SECCIONES	X	Y	Z (m.s.n.m)	UNIDADES
1	675617	9630655	970	UNIDAD A, D
2	670435	9632015	807	UNIDAD F
3	669408	9633157	812	UNIDAD B, F
4	670152	9632319	830	Basamento S, A
5	671752	9631897	841	UNIDAD B, F
6	673351	9631208	886	UNIDAD F
7	676150	9630388	923	UNIDAD B, F
8	676367	9630418	933	UNIDAD A, B, E
9	677048	9630352	938	UNIDAD A, B
10	679521	9630393	1049	UNIDAD B,E
11	680029	9631506	1067	UNIDAD B, C, D, F
12	680481	9631998	1072	UNIDAD B, C, D, E
13	679896	9631533	1115	UNIDAD B,C,D
14	679402	9631349	1278	UNIDAD B, C, F
15	678840	9632317	1409	UNIDAD B,C, D, E
16	676979	9635264	1683	UNIDAD D, E

Fuente: Guamán, N., 2017.

En campo se realizaron mediciones de potencia de las capas de los distintos depósitos. Los espesores varían en un rango máximo de 15 m hasta un mínimo de 0.3 m. Se realizó un ensayo granulométrico para la unidad E y análisis petrográficos para la unidad A, B y componentes líticos de la unidad D. Estos análisis nos darán las diferentes características como: tamaño de granos, diferentes tipos de líticos presentes, porcentajes de minerales en la matriz, y textura. La elaboración de las láminas delgadas se realizó en el Laboratorio de Petrografía de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la (FICT-ESPOL), con la supervisión técnica de la Ing. María Fernanda Ramirez, y el análisis Granulométrico en el laboratorio de Mecánica de Suelos con la supervisión del Ing. Daniel Falquez.

METODOLOGÍA

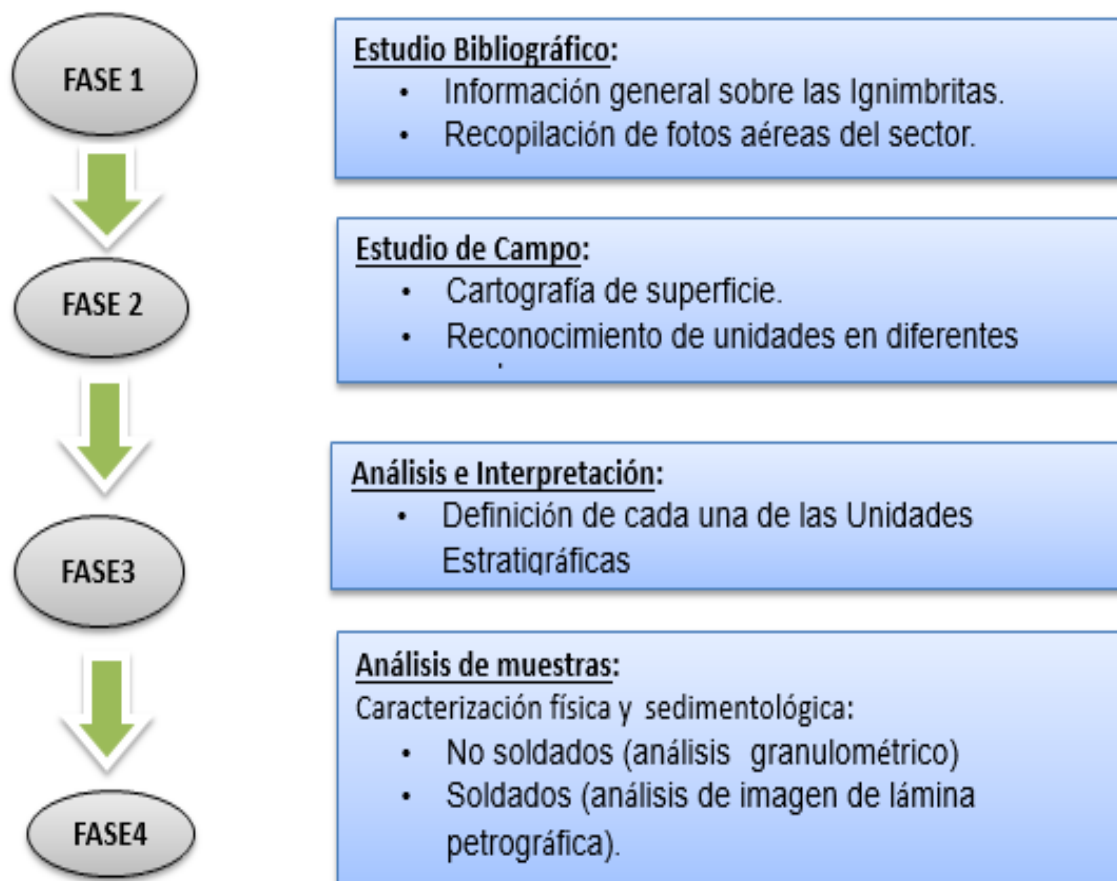


Fig. 4.2 Metodología utilizada en el presente trabajo.

Fuente: Guamán, N., 2017.

CAPÍTULO 5


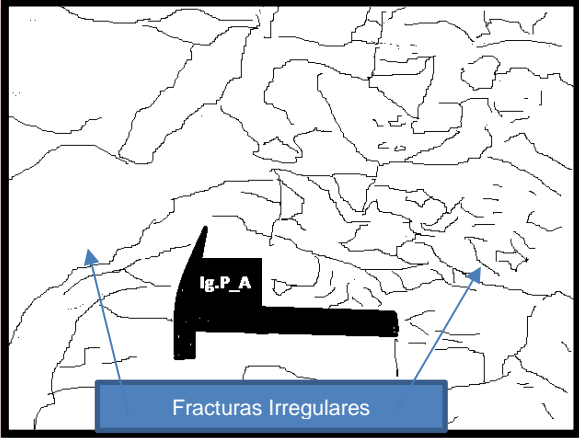
ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS


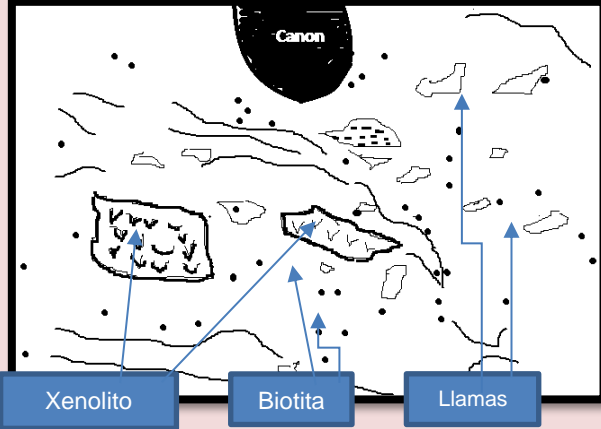
5 Resultados.


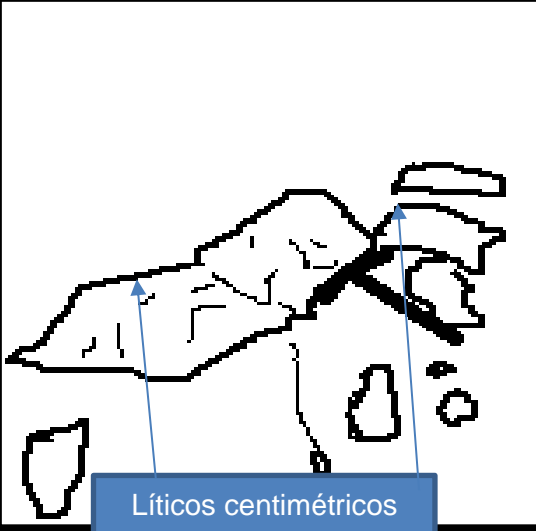
En el sector de estudio fueron reconocidas 6 unidades de depósitos Ignimbríticos principales que están descritas a detalle en la Figura 5.1 y en la Tabla II. La primera unidad densamente soldada nombrada como unidad A, presenta una compactación alta con respecto de las otras unidades, la unidad B soldada tiene una matriz de color blanca y una compactación mediana, la unidad C y D parcialmente soldadas, que presentan clastos en una matriz levemente compactada y la unidad E y F como unidades no soldadas, presentan ausencia de compactación. Estas unidades fueron clasificadas según la clasificación o escala de soldadura de Smith, (1960) y de (Branney *et al*, 1992).

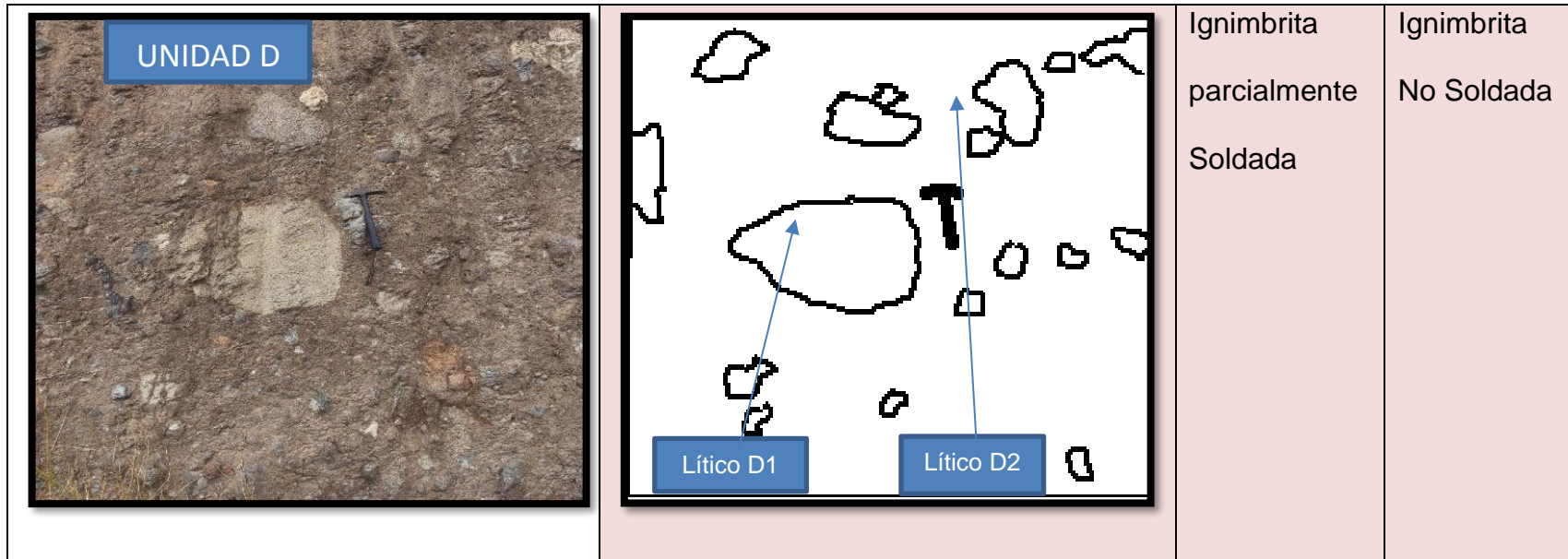
Las unidades están compuestas por diferentes espesores, donde la unidad Ignimbrítica A tiene un espesor promedio de 14.78 m, seguida de un depósito de la unidad B de un espesor promedio de 8.78 m, la unidad C con un espesor promedio de 1.4 m, la unidad D con un espesor promedio de 2.28 m, la unidad E con un espesor promedio de 4.6 m y finalmente la unidad F con un espesor promedio de 6.5 m, conformando así una potencia total promedio de 33.74 m.

Tabla II La Clasificación de Ignimbritas según (Smith, R., 1960) y (Branney, M., *et al*, 1992).

UNIDADES IGNIMBRITICAS		(Smith, R., 1960.)	(Branney, M., <i>et al</i> , 1992.)
		Ignimbrita densamente soldada	<u>Ignimbrita Reomórfica</u>

 <p>UNIDAD B</p>	 <p>Xenolito</p> <p>Biotita</p> <p>Llamas</p>	<p>Ignimbrita soldada</p>	<p><u>Ignimbrita</u> <u>Soldada no</u> <u>reomórfica</u></p>
---	---	-------------------------------	--

 <p>UNIDAD C</p>	 <p>Líticos centimétricos</p>	Ignimbrita parcialmente Soldada	Ignimbrita No Soldada
---	---	---------------------------------------	--------------------------



 <p>UNIDAD E</p> <p>Lg.P.E</p>		Ignimbrita sin Soldadura	Ignimbrita No Soldada.
---	--	--------------------------	------------------------

 <p>UNIDAD F</p>		Ignimbrita sin Soldadura	Ignimbrita No Soldada.
---	--	--------------------------	------------------------

Fuente: Guamán N., 2017.

En la zona de estudio no se encontraron afloramientos con todas las unidades Ignimbríticas, por el cual se construyó una columna idealizada que contenga las 6 unidades de estudio, ya que el objetivo de estudio es caracterizar cada una de las litofacies presentes en la Formación Saraguro, la cual se distingue por diferentes características físicas. Se optó por construir el orden de deposición de las unidades ignimbríticas como muestra la Figura 5.1.

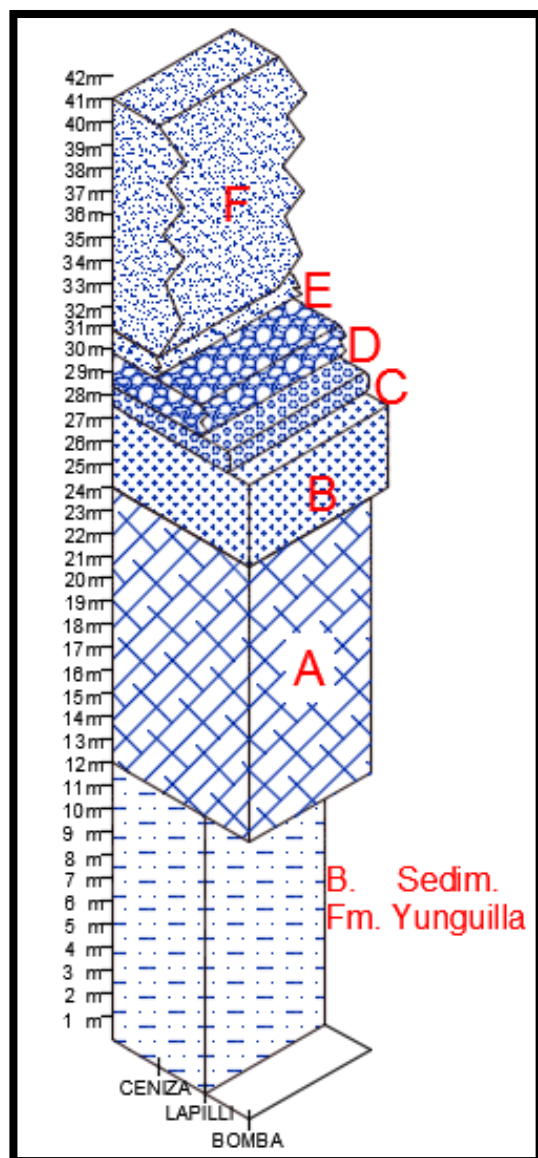


Figura 5.1 A la Izquierda la Secuencia Estratigráfica Idealizada del sector, a la derecha descripción de la secuencia estratigráfica.

Fuente: Guamán, N., 2017.

UNIDAD F: Ignimbrita con bloques grandes semi-angulosos con una mala clasificación de tamaño en una matriz de color rojiza, y sin soldadura.

UNIDAD E: Ignimbrita con clastos centimétricos con una matriz rojiza sin soldadura.

UNIDAD D: Ignimbrita con matriz de color rojiza limo-arcilloso parcialmente soldada, clastos angulosos y semi angulosos de 0.1 m a 0.6m de diferente origen.

UNIDAD C: Ignimbrita con matriz de color rojiza con clastos de colores claros sub-angulosos centimétricos parcialmente soldada.

UNIDAD B: Ignimbrita de color blanca soldada, con presencia de llamas o flamas de color blanco y rojo, xenolitos centimétricos y minerales de cuarzo en gran proporción en una matriz de ceniza roja.

UNIDAD A: Ignimbrita altamente soldada, color café, con cristales milimétricos envueltos en una matriz de color oscuro densamente soldada y fracturamiento casi planar.

Basamento

Sedimentario: Compuesta por clastos angulosos y gasterópodos centimétricos en una matriz arcillosa medianamente compactada.

5.1 Correlaciones Estratigráficas.

Se realizaron 4 correlaciones las cuales tienen diferentes ubicaciones a lo largo del sitio de estudio. En algunos sitios no se hizo la correlación ya que no tenían una linealidad continua de puntos de estudio. Las correlaciones estratigráficas están constituidas de 4 a 5 puntos para cada correlación. Las 2 primeras correlaciones están en una dirección aproximada de W-E, la número 3 tiene una dirección NW-SE, mientras que la última correlación la número 4 tiene una dirección SW. Este análisis abarca un área de 17.45 Km². En la Fig. 14 se representan los depósitos A, B, C, D, y F de forma hipotética distribuidas espacialmente, que han tenido mayores repeticiones en las observaciones realizadas al momento de recorrido en campo, las cuales mostrarán en donde están localizados visualmente y hacia donde pudieron haberse emplazado cada uno de los depósitos en cada uno de los eventos eruptivos mostrados en la Figura 5.2.

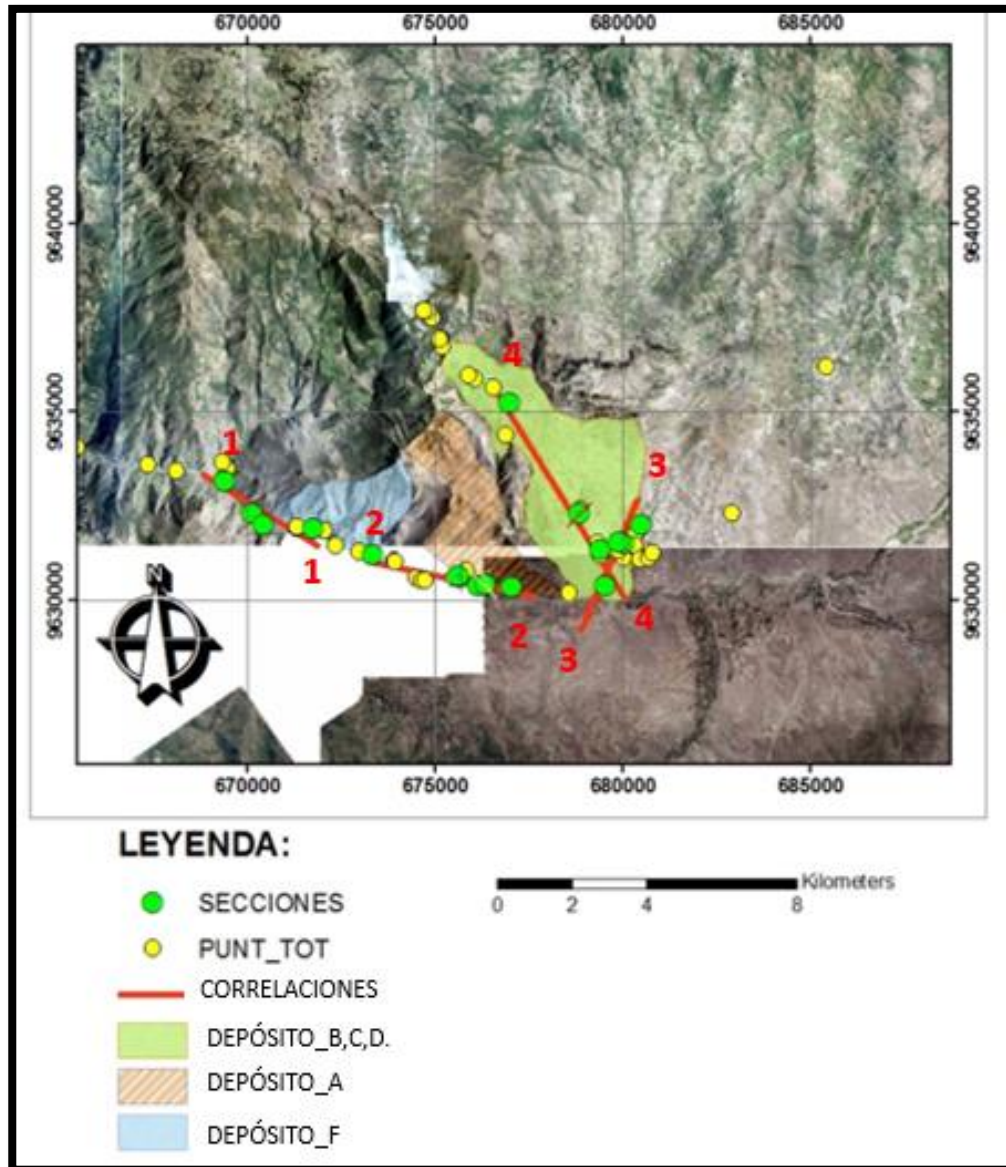


Figura 5.2 Correlaciones y depósitos representativos en la zona de San Pedro.

Fuente: Guamán, N., 2017.

La primera correlación esta tomada en direccion Oeste - Este como muestra la Figura 5.3, (P13, P2, P14, P15 y P17), el cual nos indica los primeros puntos vistados de forma ascendente hacia la cordillera en dirección a la cuenca intramontana.

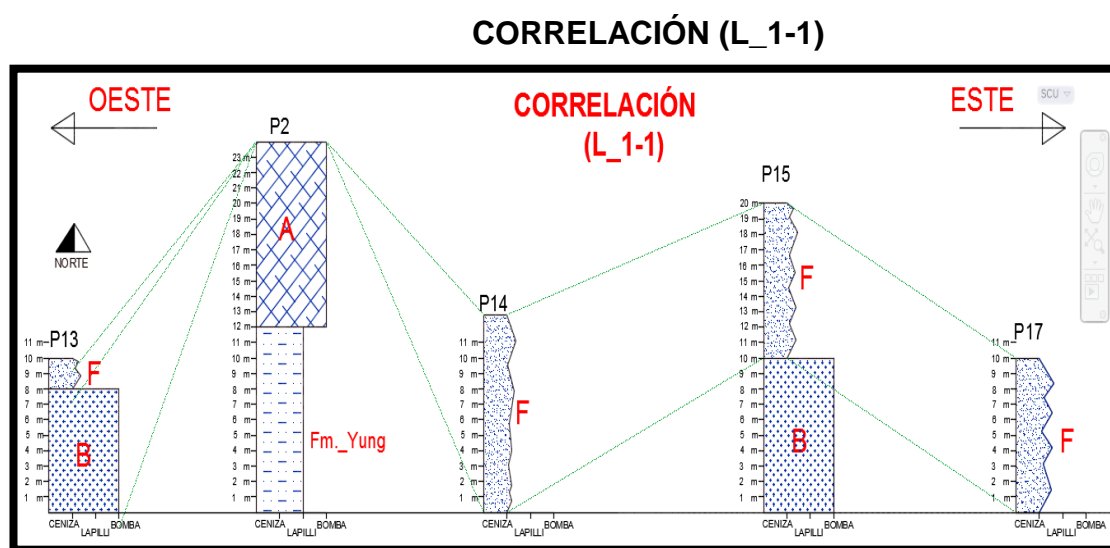


Figura 5.3 Correlación #1, de los puntos P13, P2, P14, P15 y P17, que la conforman.

Fuente: Guamán, N., 2017.


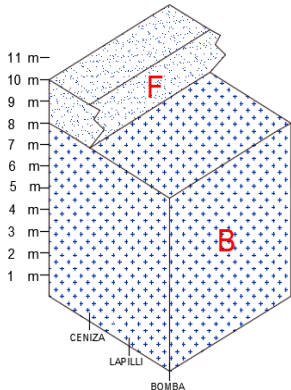

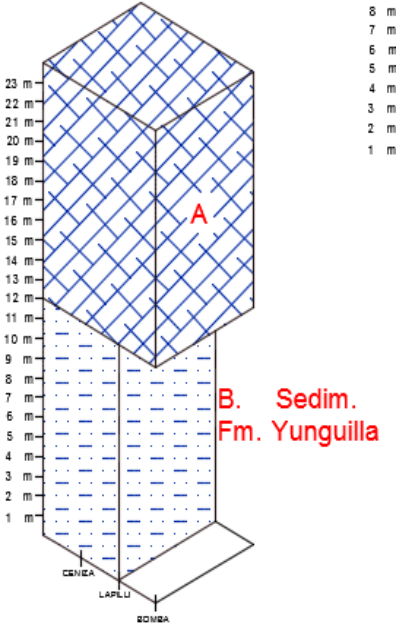
5.1.1 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L1_1).

La correlación (L1_1) está compuesta por 5 secciones estratigráficas las cuales fueron escogidas por la continuidad de puntos en el sector, principalmente por la cercanía a la vía y por tomar la forma del trazado de vía la

cual tiene una dirección 40NW aproximadamente. La correlación está ubicada en la cota 807 m (Sección_3; P14) y como cota máxima en 887m (Sección_5; P17), con respecto al nivel medio del mar (m. s. n. m.). La litología base de las secciones presentes en esta correlación están representadas por las siguientes unidades, la unidad B que tiene un espesor máximo de 10m y la formación Yunguilla que tiene un espesor máximo de 12m.

En la Tabla III, se observan los afloramientos artificiales o cortes de vía en dirección a la ciudad de Santa Isabel, encontrándose diferentes unidades ignimbríticas.

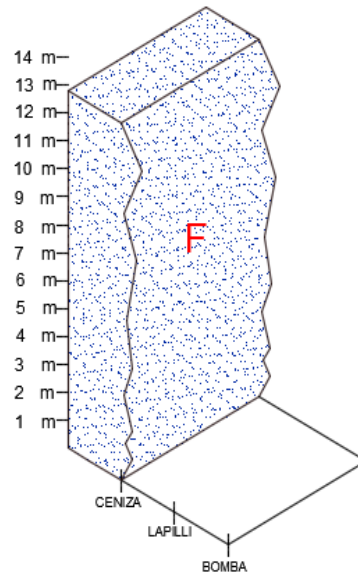
Tabla III Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_2-2, Número de sección, Punto, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.

<p style="text-align: center;">SECCIÓN_1 P13(9-DIC-16) COD:IMG_0015</p> 	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:669408 Y:9633157 Z:812 m</p> 
<p style="text-align: center;">SECCIÓN_2 P2(26-NOV-16) COD:IMG_0690</p> 	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:670152 Y:9632319 Z:830 m</p> 

SECCIÓN_3
 P14(9-DIC-16)
 COD:IMG_0030



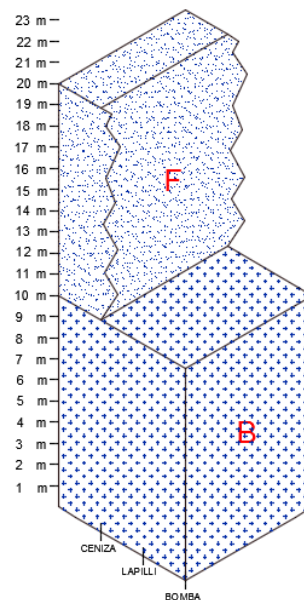
COORDENADAS UTM WGS84 17S:
 X:670435
 Y:9632015
 Z:807 m

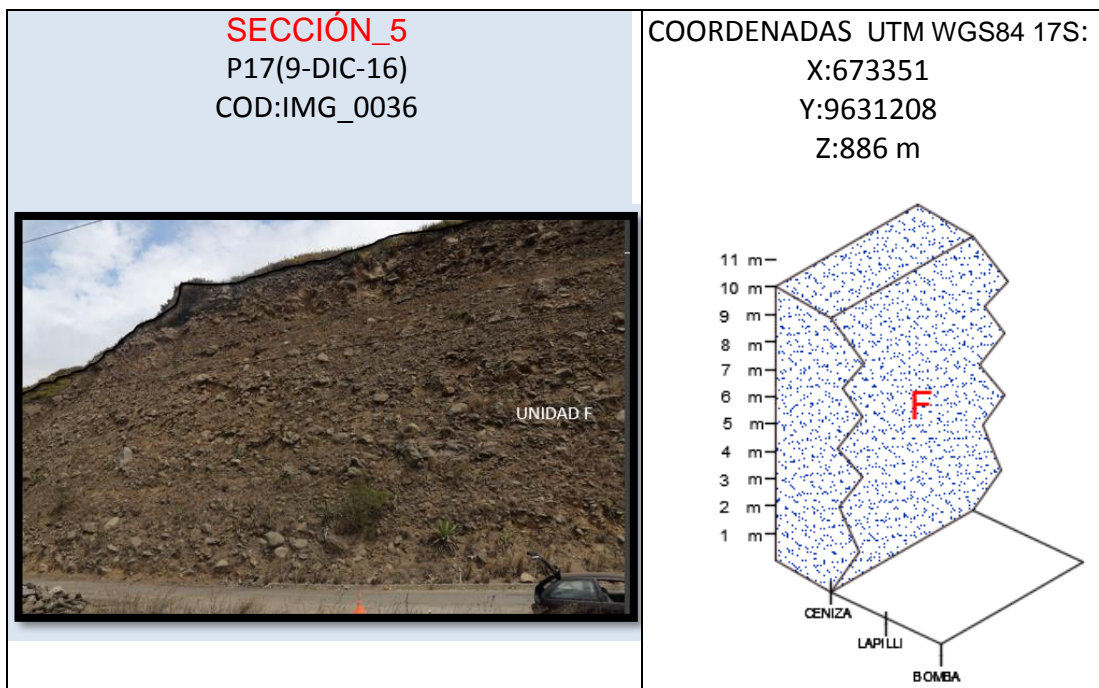


SECCIÓN_4
 P15(9-DIC-16)
 COD:IMG_0032



COORDENADAS UTM WGS84 17S:
 X:671752
 Y:9631897
 Z:841 m





Fuente: Guamán, N.,2017.

5.1.2 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L2_2).

La correlación (L2_2) está compuesta por 4 puntos alineados, los cuales tienen una dirección de 70NW aproximadamente, esta se encuentra a una altura de cota mínima de 923m (Sección_7; P20) y máxima de 970m (Sección_6; P13) con respecto al nivel medio del mar (m. s. n. m). La base de estas 4 columnas estratigráficas están

compuestas por la unidad A en su mayoría con un espesor máximo de 26m (P6) y por la unidad B con un espesor máximo de 2.5m (P20) para esta composición de secciones como indica la Figura 5.4 y la Tabla IV.

CORRELACIÓN (L_2-2)

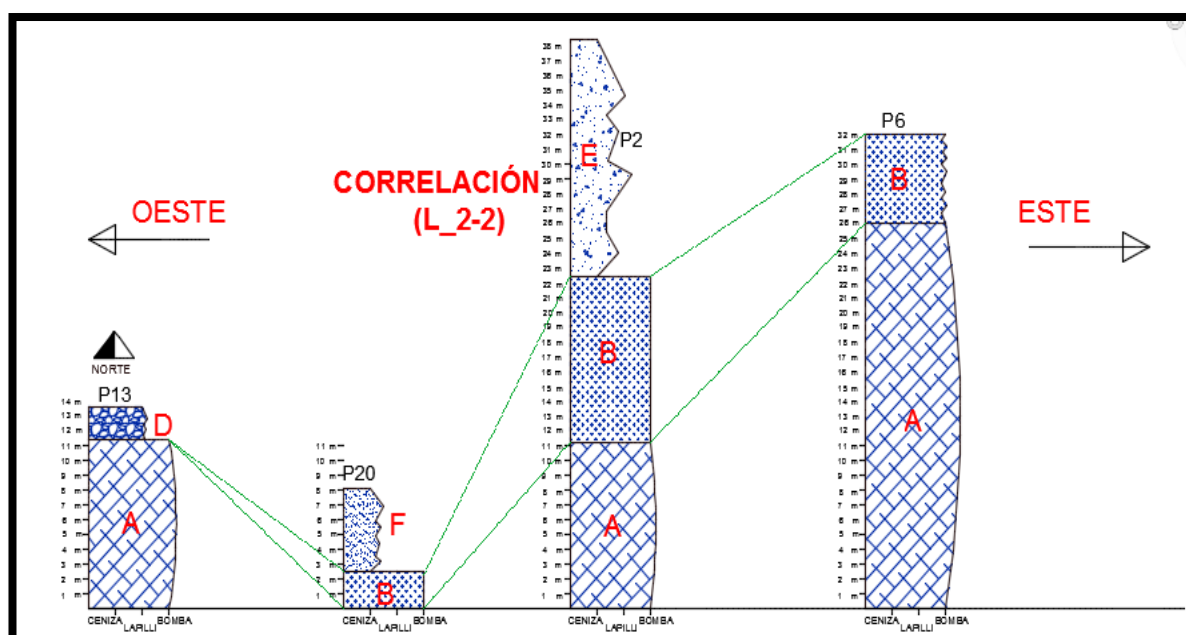
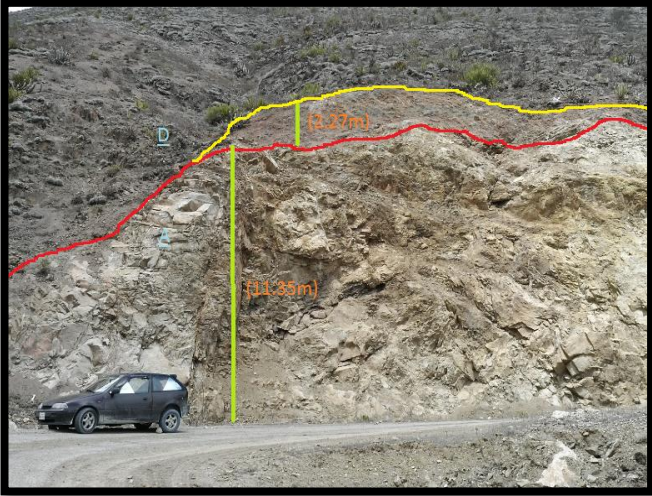
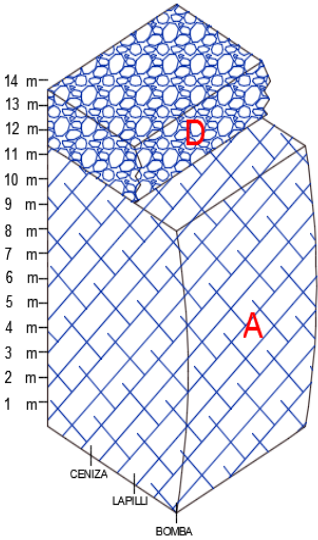
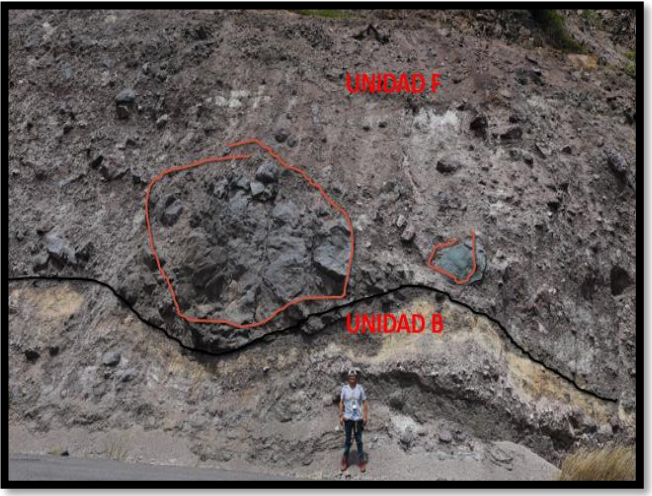
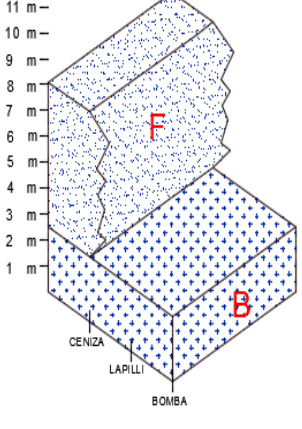


Figura 5.4 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad A y B. Conformada por los puntos P13, P20, P2, y P6, en un corte Oeste-Este.

Fuente: Guamán, N., 2017.

Tabla IV Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_2-2, Número de sección, Punto, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.

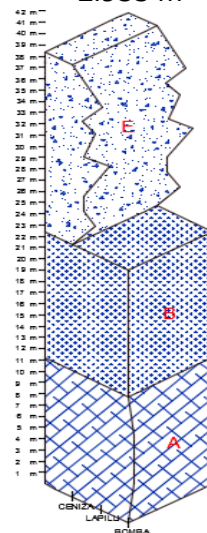
<p style="text-align: center;">SECCIÓN_6 P13(14-ENE-16) COD: IMG_20170114_121307</p> 	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S. X:675617 Y:9630655 Z:970 m</p> 
<p style="text-align: center;">SECCIÓN_7 P20(9-DIC-16) COD:IMG_0066</p> 	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:676150 Y:9630388 Z:923 m</p> 

SECCIÓN_8
 P2(7-ENE-17)
 COD: IMG_1273



COORDENADAS UTM WGS84

17S:
 X:676367
 Y:9630418
 Z:933 m

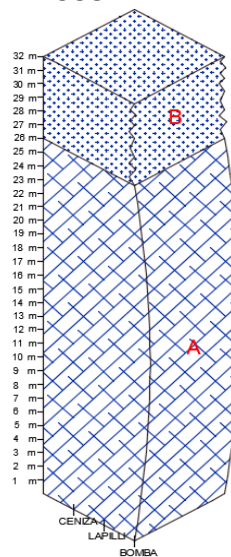


SECCIÓN_9
 P6(7-ENE-17)
 COD:IMG_1298



COORDENADAS UTM WGS84

17S:
 X:677048
 Y:9630352
 Z:938 m



Fuente: Guamán, N., 2017.

5.1.3 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L3_3).

La correlación (L3_3) está compuesta por 4 secciones estratigráficas que tiene una dirección de 15N la cual sigue la linealidad de los puntos trazados y paralela al corte de vía presente. La correlación se encuentra entre la cota 1049m (Sección_10; P23) y la cota 1115m (Sección_13; P37) con respecto al nivel medio del mar (m. s. n. m). La base de las secciones estratigráficas están compuestas únicamente por la unidad B con un espesor máximo de 12m (P23) y un espesor mínimo de 4m (P37) tomadas desde el bordillo de la carretera las cuales se muestran en la Figura 5.5 y Tabla V.

CORRELACIÓN (L_3-3)

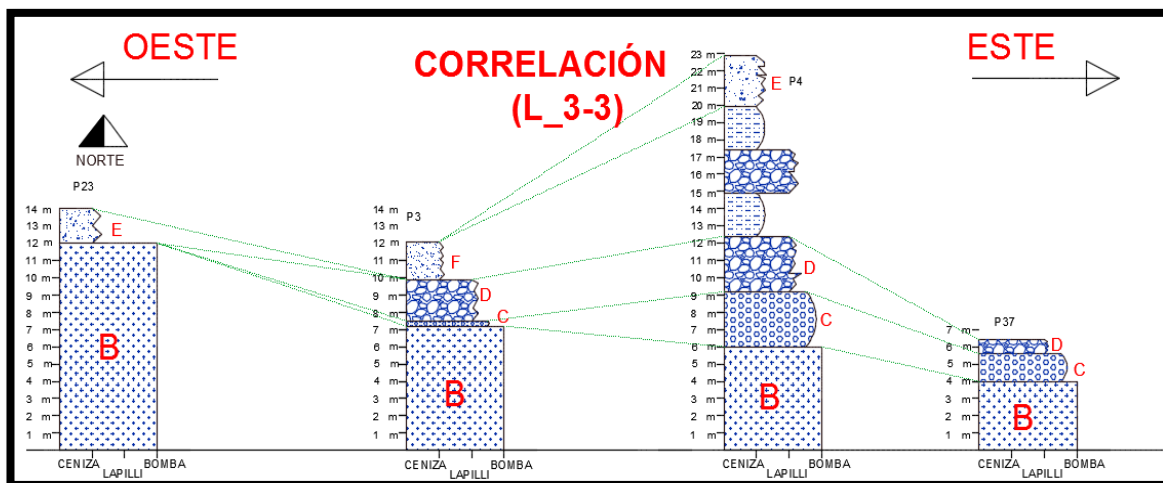
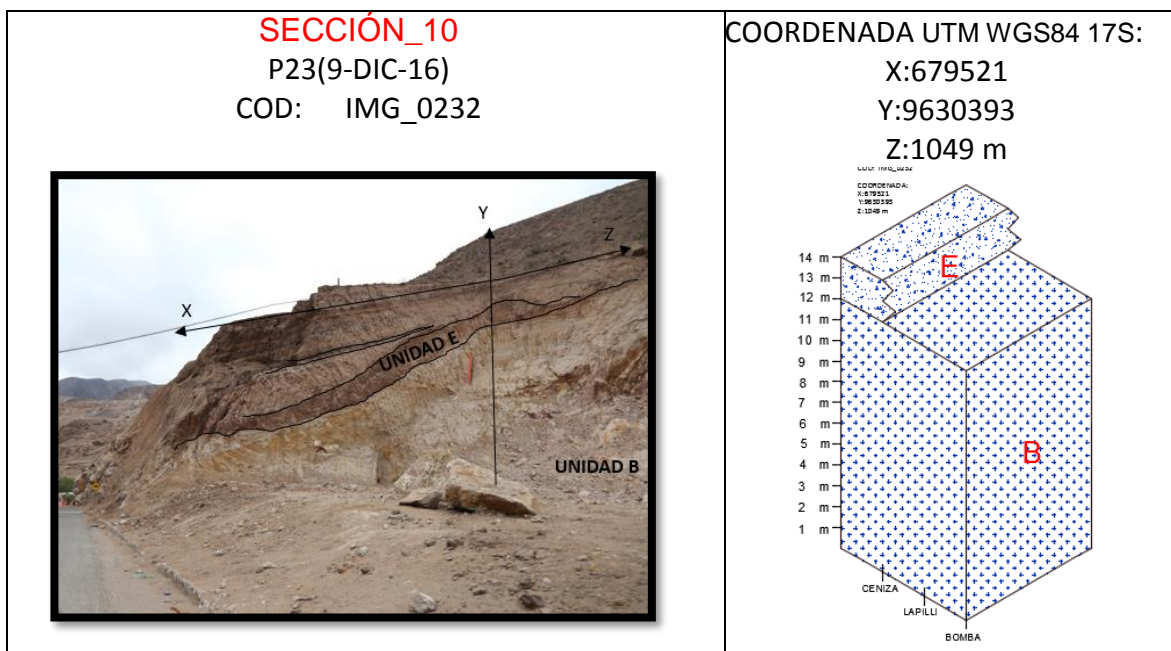


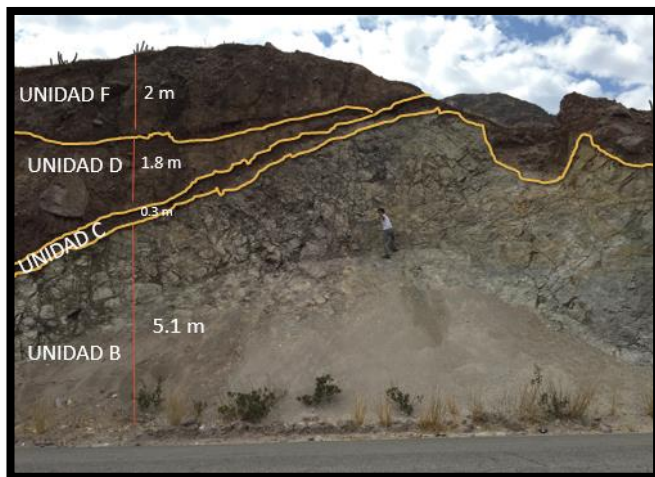
Fig. 5.5 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad B, C y D. Conformada por los puntos P23, P3, P4, y P37, en un corte Oeste-Este.

Fuente: Guamán, N., 2017.

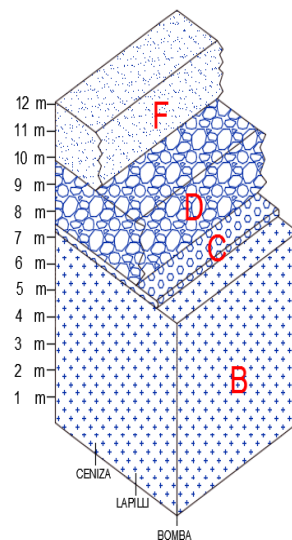
Tabla V Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_3-3, indicando el Número de sección, Punto, Fecha, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.



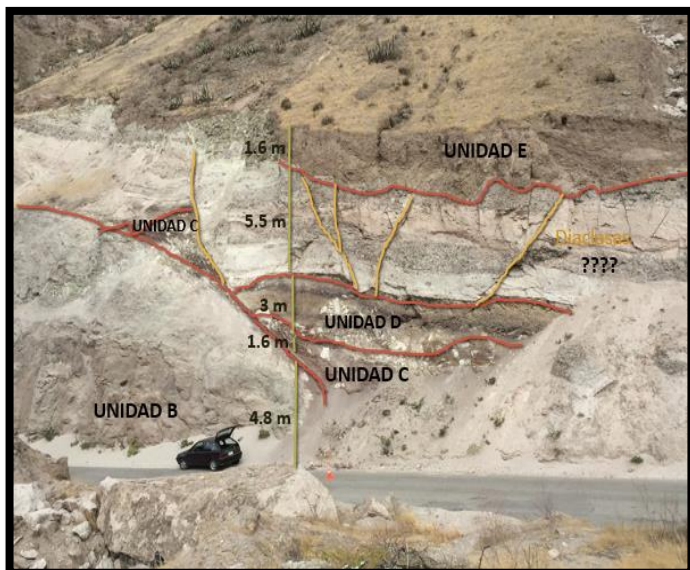
SECCIÓN_11
 P3(26-NOV-16)
 COD:IMG_0692



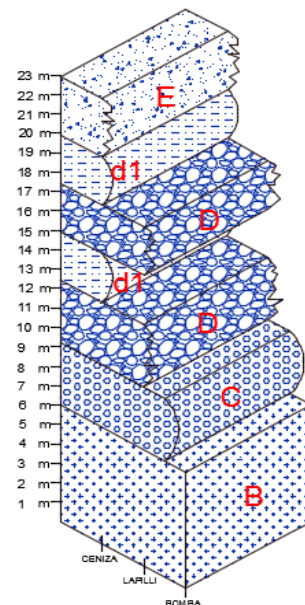
COORDENADAS UTM WGS84 17S:
 X:680029 m
 Y:9631506 m
 Z:1068 m

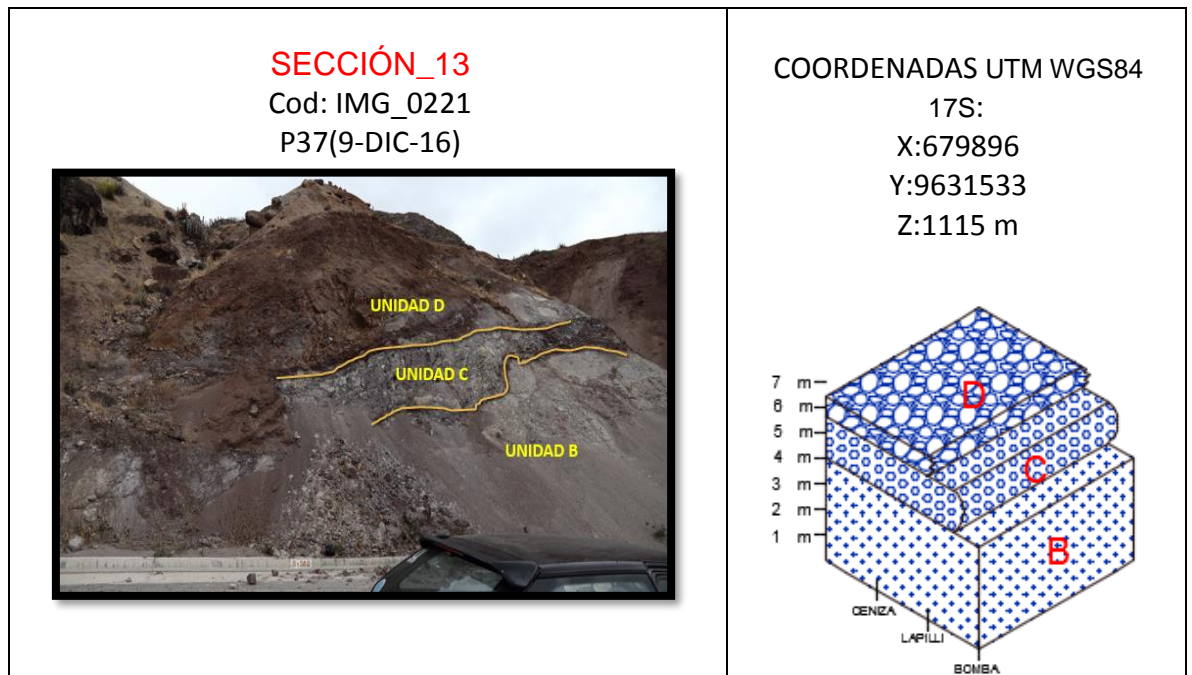


SECCIÓN_12
 P4(26-NOV-16)
 COD: IMG_0706



COORDENADAS UTM WGS84
 17S:
 X:680481 m
 Y:9631998 m
 Z:1072 m





Fuente: Guamán, N., 2017.

5.1.4 Ubicación Espacial para las columnas Estratigráficas de la correlación (L4_4).

La correlación (L4_4) está compuesta por 4 secciones estratigráficas que tienen una dirección 40N-W, las cuales se encuentran entre las cotas 1049m (Sección_10; P23) y la cota 1683m (Sección_16; P 44) con respecto al nivel medio del mar (m. s. n. m). Esta correlación tiene como base la unidad B con un espesor máximo de 12m (P 23) y la unidad D con un espesor de 2.5m (P 44) mostradas en la Figura 5.6 y Tabla VI.

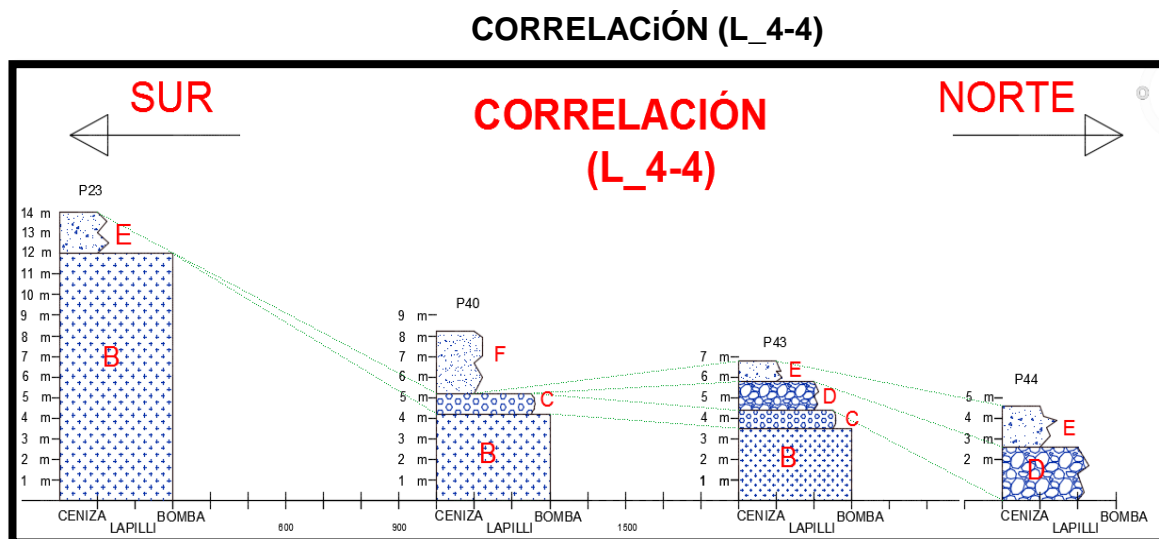

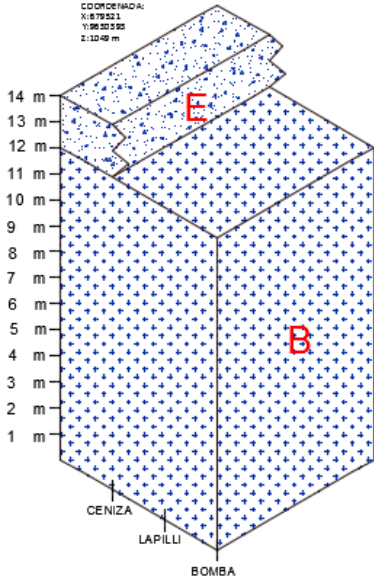
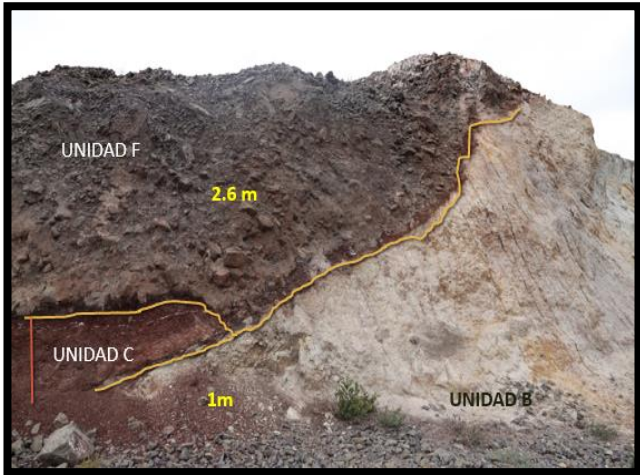
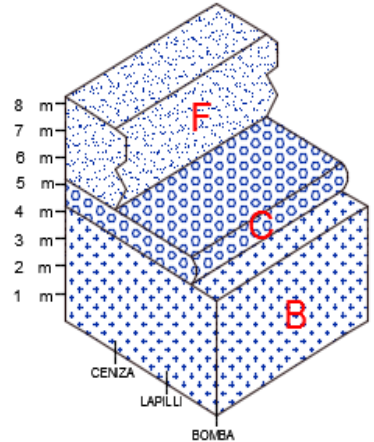


Figura 5.6 Muestra la correlación de cuatro columnas estratigráficas donde es evidente la repetición de la unidad B. Conformada por los puntos P23, P40, P43, y P44, en un corte Norte-Sur.

Fuente: Guamán, N., 2017.

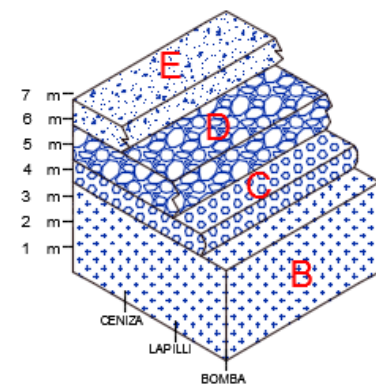
Tabla VI Tabla de componentes estratigráficos de la correlación L_3-3, indicando el Número de sección, Punto, Fecha, Código de Imagen y coordenadas UTM WGS84 17S.

<p style="text-align: center;">SECCIÓN_10 P23(9-DIC-16) COD: IMG_0232</p> 	<p>COORDENADA UTM WGS84 17S: X:679521 Y:9630393 Z:1049 m</p> 
<p style="text-align: center;">SECCIÓN_14 Cod: IMG_0151 P40(9-DIC-16)</p> 	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S X:679402 Y:9631349 Z:1280 m</p> 

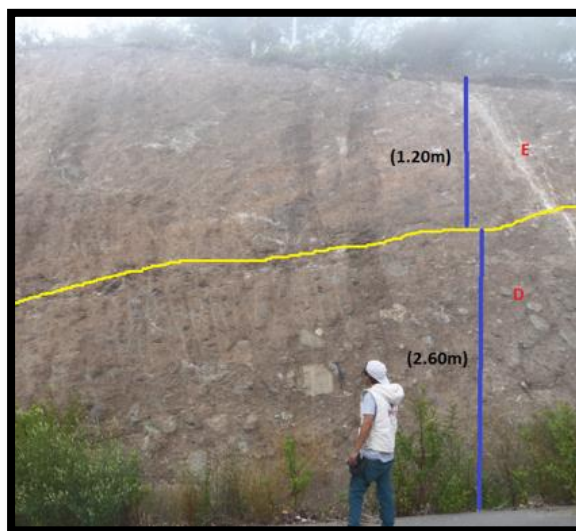
SECCIÓN_15
 P43(9-DIC-16)
 COD: IMG_0203



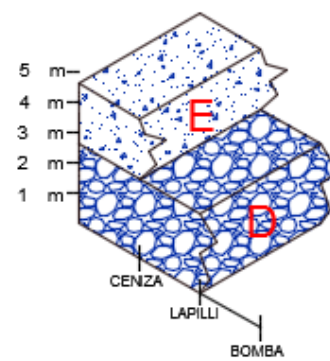
COORDENADAS UTM WGS84
 17S:
 X:678840
 Y:9632317
 Z:1409 m



SECCIÓN_16
 P44(9-DIC-16)
 COD: IMG_0164



COORDENADAS UTM WGS84 17S
 X: 676970
 Y: 9635398
 Z: 1683 m



5.2 Análisis Petrográfico de las Unidades A, B, y componentes Líticos de la unidad D.

Las unidades ignimbríticas estudiadas en el análisis petrográfico corresponden a 4 láminas delgadas, a las unidades A, B y a los componentes líticos de la unidad D (D1,D2), ya que estas corresponden a unidades densamente soldadas a parcialmente soldada según (Smith, R., 1960), de las cuales se pudo realizar las láminas delgadas, de las otras unidades no se realizaron laminas delgadas, ya que su nivel de soldadura era muy bajo o simplemente no tenían soldadura, lo que dificultó la obtención del análisis petrográfico de todas las unidades.

El resultado de la composición ignimbrítica para las unidades A, B, D1 y D2, se observan en la Figura 5.7 representada en el diagrama Streckeiser.

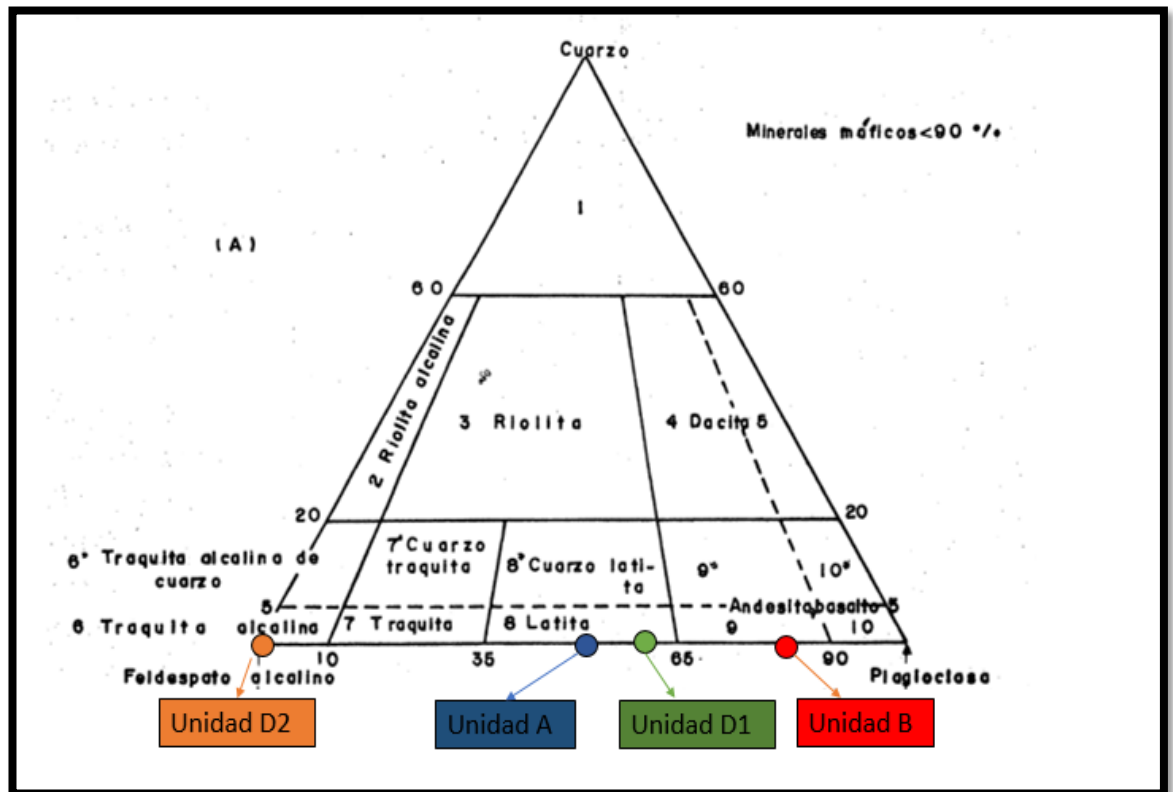


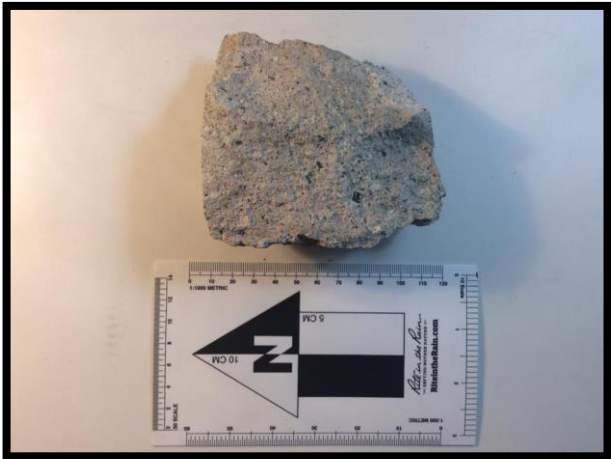
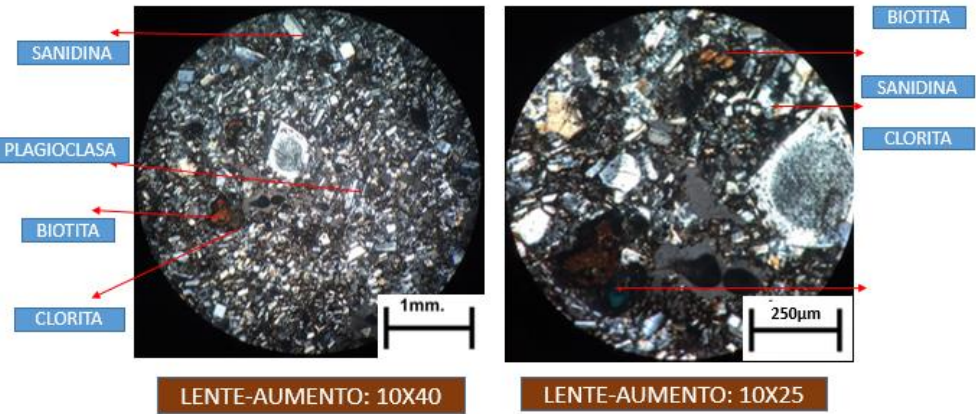
Figura 5.7 Triángulo de Streckeiner.

Fuente: Cepeda, L., 1985.


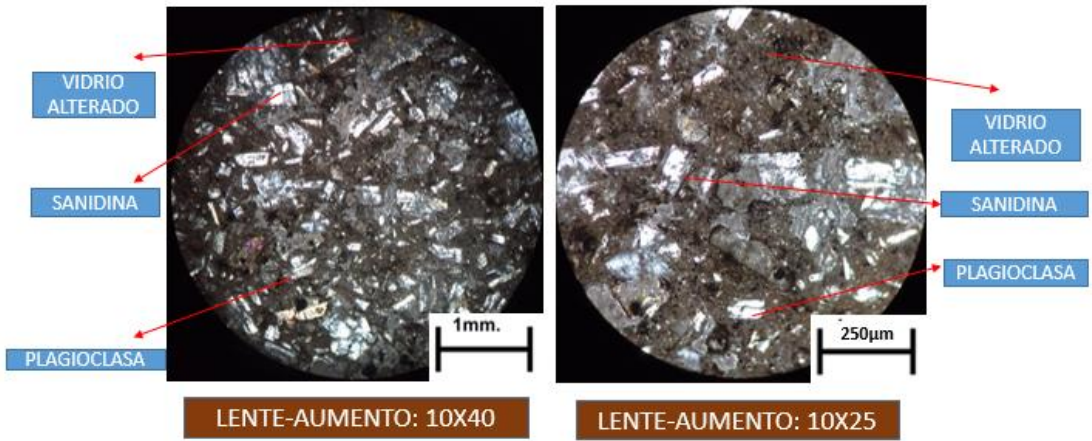
5.2.1 UNIDAD A

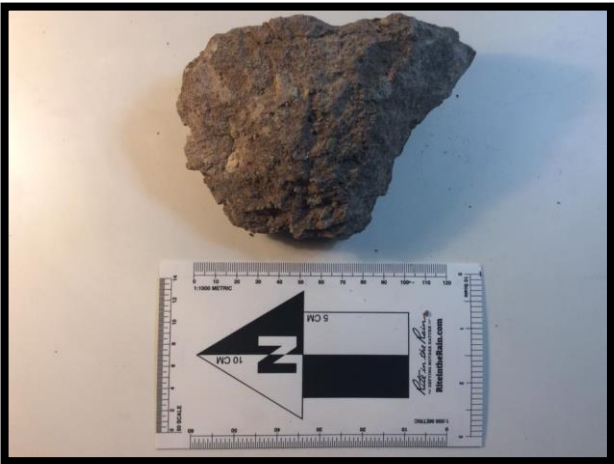
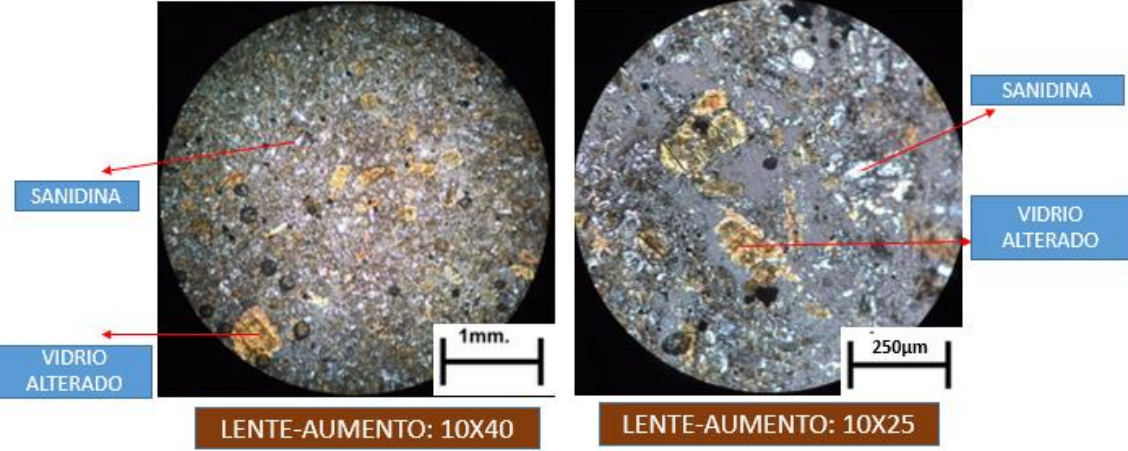
<p style="text-align: center;">Unidad A</p>	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:677048 Y:9630352</p>								
<p>DESCRIPCION MACRO: Roca de color marrón afanítica, con cristales milimétricos envueltos en una matriz de color oscuro soldada y fracturamiento casi planar.</p> 	<p>PETROGRAFÍA Lámina (Cód.: N)</p> <p>DESCRIPCIÓN: Ignimbrita altamente soldada con textura hialocristalina porfídica. Fenocristales de vidrio alterados, sanidina, plagioclasas en un matriz micro cristalino de plagioclasas.</p> <p>COMPOSICIÓN:</p> <table border="0"> <tr> <td>VIDRIO ALTERADO</td> <td style="text-align: right;">30%</td> </tr> <tr> <td>SANIDINA:</td> <td style="text-align: right;">30%</td> </tr> <tr> <td>PIROXENOS:</td> <td style="text-align: right;">10%</td> </tr> <tr> <td>PLAGIOCLASAS:</td> <td style="text-align: right;">30%</td> </tr> </table> <p>Por tanto se trata de una Ignimbrita de composición Latítica</p>	VIDRIO ALTERADO	30%	SANIDINA:	30%	PIROXENOS:	10%	PLAGIOCLASAS:	30%
VIDRIO ALTERADO	30%								
SANIDINA:	30%								
PIROXENOS:	10%								
PLAGIOCLASAS:	30%								
 <p style="text-align: center;">LENTE-AUMENTO: 10X40</p>	 <p style="text-align: center;">LENTE-AUMENTO: 10X25</p>								
<p>Figura 5.8 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad A en aumento de 10x40 y 10x25 en nicols cruzados. Fuente: Guamán, N., 2017.</p>									

5.2.2 UNIDAD B

<div style="background-color: red; color: white; padding: 5px; display: inline-block; border: 1px solid black;">Unidad B</div>	COORDENADAS UTM WGS84 17S: X: 679407 Y: 9631200								
<p>DESCRIPCIÓN MACRO: Roca de color blanco, afanítica con matriz tobácea y presencia de biotita</p> 	<p>PETROGRAFÍA Lámina (Cód.: IGN4)</p> <p>DESCRIPCIÓN: Ignimbrita débilmente soldada de textura cinerítica (Pasta fina de cenizas volcánicas, con fragmentos cristalinos angulosos) con presencia de minerales eudrales de sanidina y Biotitas de coloración café en menor porcentaje. Matriz de ceniza y micro cristales de plagioclasas.</p> <p>COMPOSICIÓN:</p> <table border="0"> <tr> <td>SANIDINA</td> <td style="text-align: right;">60%</td> </tr> <tr> <td>BIOTITA</td> <td style="text-align: right;">20%</td> </tr> <tr> <td>PLAGIOCLASAS</td> <td style="text-align: right;">10%</td> </tr> <tr> <td>CLORITA</td> <td style="text-align: right;">10%</td> </tr> </table> <p>Por tanto se trata de una Ignimbrita de composición andesítica</p>	SANIDINA	60%	BIOTITA	20%	PLAGIOCLASAS	10%	CLORITA	10%
SANIDINA	60%								
BIOTITA	20%								
PLAGIOCLASAS	10%								
CLORITA	10%								
 <p>Figura 5.9 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad B en aumento de 10x40 y 10x25 en nicols cruzados.</p> <p>Fuente: Guamán, N., 2017.</p>									

5.2.3 UNIDAD D

<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block; background-color: #d4edda; color: #28a745; font-weight: bold;">Unidad D1</div>	COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:678840 Y:9632317						
<p>DESCRIPCIÓN MACRO: Roca de color gris olivo claro, fractura irregular, moderadamente dura con porosidad visible, se observa fenocristales en una matriz de ceniza (vidrio al) la roca es componente de la unidad D.</p> 	<p>PETROGRAFÍA: Lámina (Cód.: Ig.P_D1) DESCRIPCIÓN: Textura cinerítica se observa sanidina alterada y plagioclasas eudrales, en una matriz de ceniza (vidrio alterado). Los feldespatos están localmente alterados.</p> <p>COMPOSICIÓN:</p> <table style="width: 100%; border: none;"> <tr> <td style="width: 80%;">SANIDINA:</td> <td style="text-align: right;">30%</td> </tr> <tr> <td>PLAGIOCLASA:</td> <td style="text-align: right;">20%</td> </tr> <tr> <td>VIDRIO ALTERADO:</td> <td style="text-align: right;">50%</td> </tr> </table> <p>Por lo tanto es una ignimbrita de composición Latítica.</p>	SANIDINA:	30%	PLAGIOCLASA:	20%	VIDRIO ALTERADO:	50%
SANIDINA:	30%						
PLAGIOCLASA:	20%						
VIDRIO ALTERADO:	50%						
 <p>VIDRIO ALTERADO SANIDINA PLAGIOCLASA</p> <p>LENTE-AUMENTO: 10X40</p> <p>VIDRIO ALTERADO SANIDINA PLAGIOCLASA</p> <p>LENTE-AUMENTO: 10X25</p>							
<p>Figura 5.10 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad D del Lítico D1 en aumento de 10x40 y 10x25 con nicoles cruzados. Fuente: Guamán, N., 2017.</p>							

<p style="text-align: center;">Unidad D2</p>	<p>COORDENADAS UTM WGS84 17S: X:678840 Y:9632317</p>
<p>DESCRIPCIÓN MACRO: Roca de color amarillento pálido, moderadamente dura de fractura irregular, presenta una matriz ceniza (vidrio alterado).</p> 	<p>PETROGRAFÍA Lámina (lg.p_D2)</p> <p>DESCRIPCIÓN: Textura cinerítica se observan cristales de sanidina, en una matriz de ceniza (vidrio alterado).</p> <p>COMPOSICIÓN: SANIDINA: 20% VIDRIO ALTERADO: 80%</p> <p>Por lo tanto es una Ignimbrita de composición Traquita Alcalina</p>
 <p style="text-align: center;">LENTE-AUMENTO: 10X40 LENTE-AUMENTO: 10X25</p>	
<p>Figura 5.11 Lámina petrográfica correspondiente a la Unidad D del Lítico D1 en aumento de 10x40 y 10x25 con nicóles cruzados. Fuente: Guamán, N., 2017.</p>	

5.3 Análisis Granulométrico de la Unidad E.

La unidad E de depósito Ignimbrítico en la zona de estudio se caracteriza por ser según la escala de soldadura, una Ignimbrita no soldada, por lo cual, para clasificar su tamaño de granos se procedió a realizar un análisis granulométrico como indica la Figura 5.12.

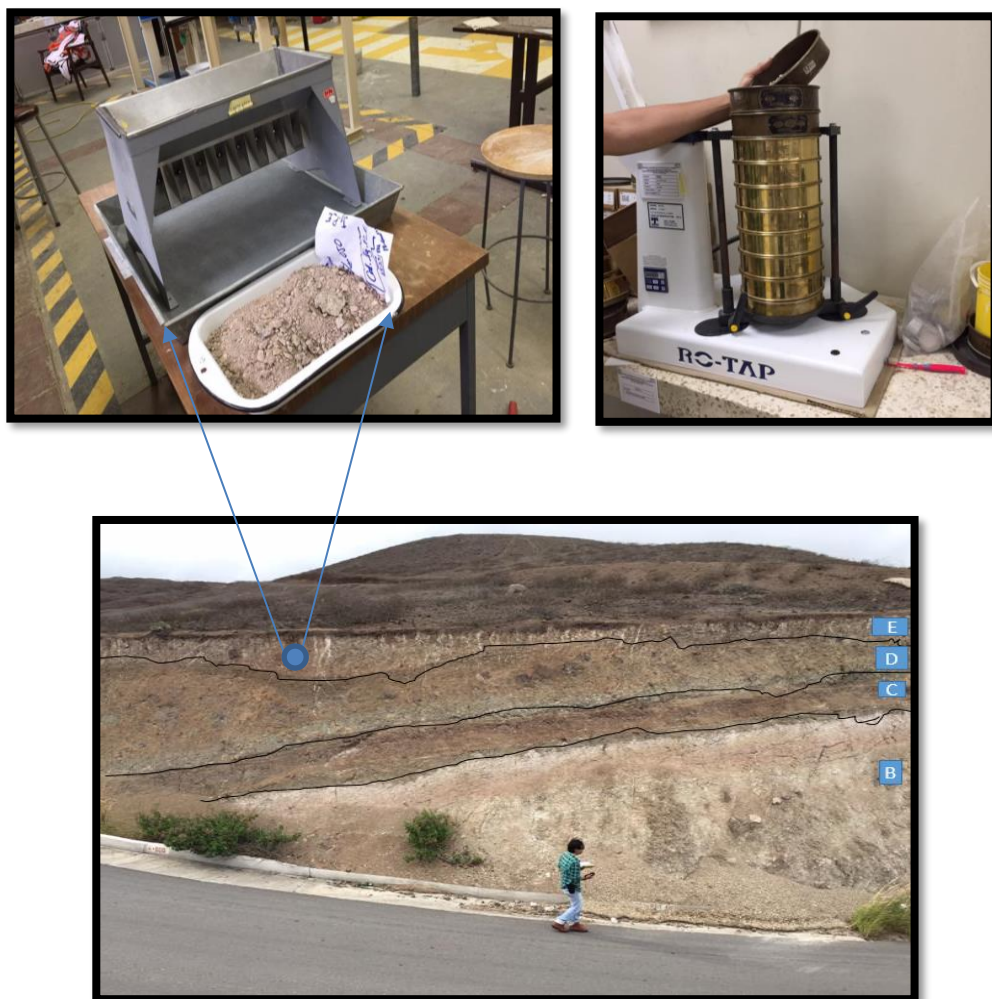


Figura 5.12 Toma de muestra en campo y análisis granulométrico de la Unidad E con los tamices -5,-4,-3,-2,-1-0,1,2,3,4 y fondo.

Fuente: Guamán, N., 2017.

Tabla VII Tabla Granulométrica de la unidad E.

I pE		lordo	tara	netto
				505.72
phi	peso bruto	peso tamiza	netto	Wt%
-5			0	0.00
-4	706.82	646.31	60.51	11.97
-3	670.67	632.18	38.49	7.62
-2	509.68	355.59	154.09	30.49
-1	507.51	449.79	57.72	11.42
0	478.82	404.01	74.81	14.80
1	414.34	344.04	70.3	13.91
2	351.15	323.74	27.41	5.42
3	335.14	324.94	10.2	2.02
4	309.39	302.97	6.42	1.27
fondo	373.86	368.49	5.37	1.06
			505.32	100.00

Fuente: Guamán, N., 2017.

Donde:

Phi: Es el tamaño de tamices utilizados en la clasificación.

Peso bruto: peso del tamiz con la muestra,

Peso tamiza: peso del tamiz

Neto: Masa retenida en el tamiz

Wt%: Porcentaje que pasa por el tamiz.

5.3.1 Curva Granulométrica de la Unidad E.

La curva granulométrica representa la distribución de tamaños de grano en una muestra dada, en la Figura 5.13. Muestra la distribución granulométrica de la muestra de la unidad E.

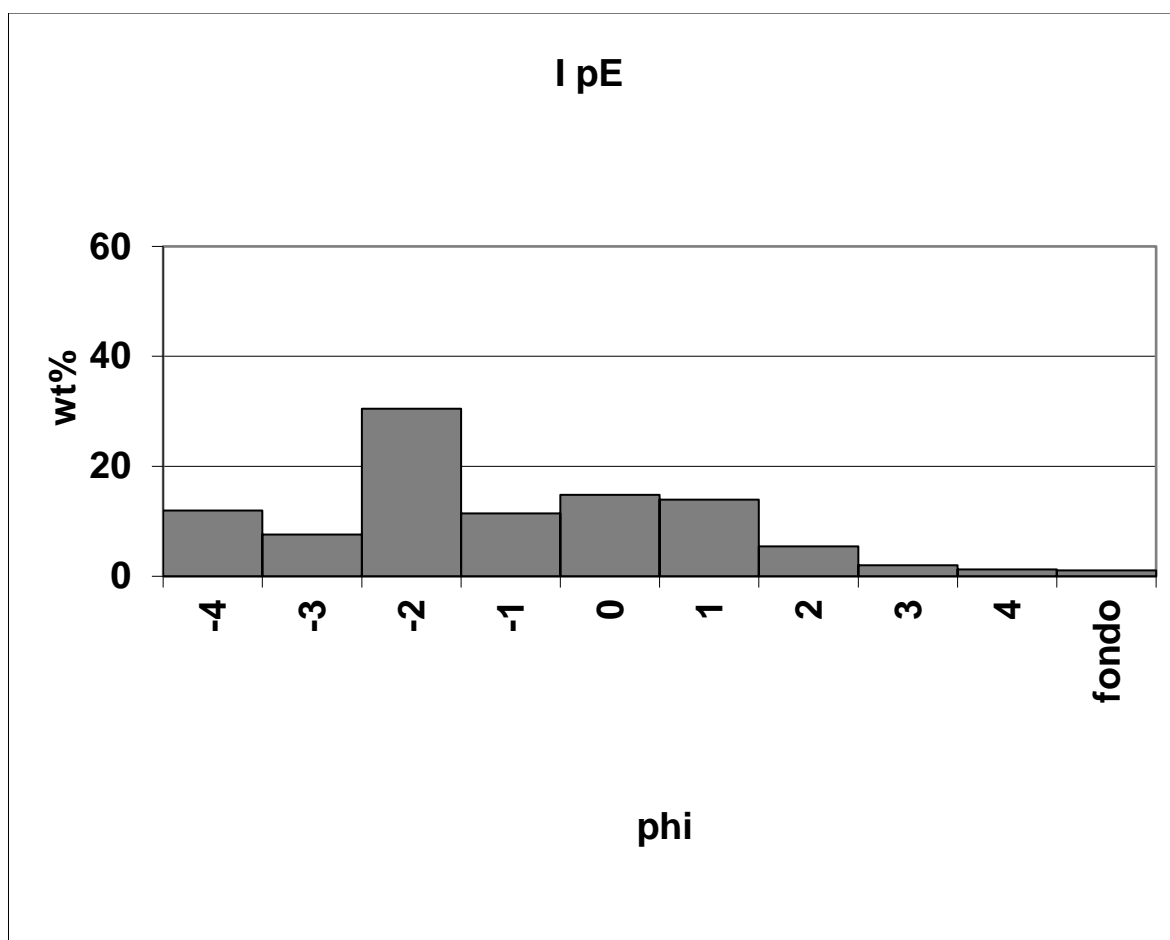


Figura 5.13 Curva granulométrica de la Unidad Ignimbrítica E.

Fuente: Guamán, N., 2017.

En la curva granulométrica se puede observar una mayor concentración de granos en el tamiz # (-2) con un 30 % de concentración en peso del tamiz. Este análisis nos indica que existe una mayor cantidad de líticos concentrados en el tamiz # (-2), lo que indica un tamaño aproximado según la clasificación de granos en Vulcanología que bordean los 2 - 64 mm en tamaño de granos. Esta muestra llegaría a ser un “Lapilli” con una ceniza gruesa, ya que la mayor concentración en peso del mayor al 10% en los tamices #: -2, 0,1.

Según la escala granulométrica presentada se han incluido términos como Bloques, Lapilli y cenizas con base a (Fisher, R., 1961), que son representados en la Figura 5.14.

Tamaño (mm)	Fragmento piroclástico	
256	Bloques y Bombas	Grueso
		Fino
64	Lapilli	
2	Ceniza	Gruesa
1/16		Fina

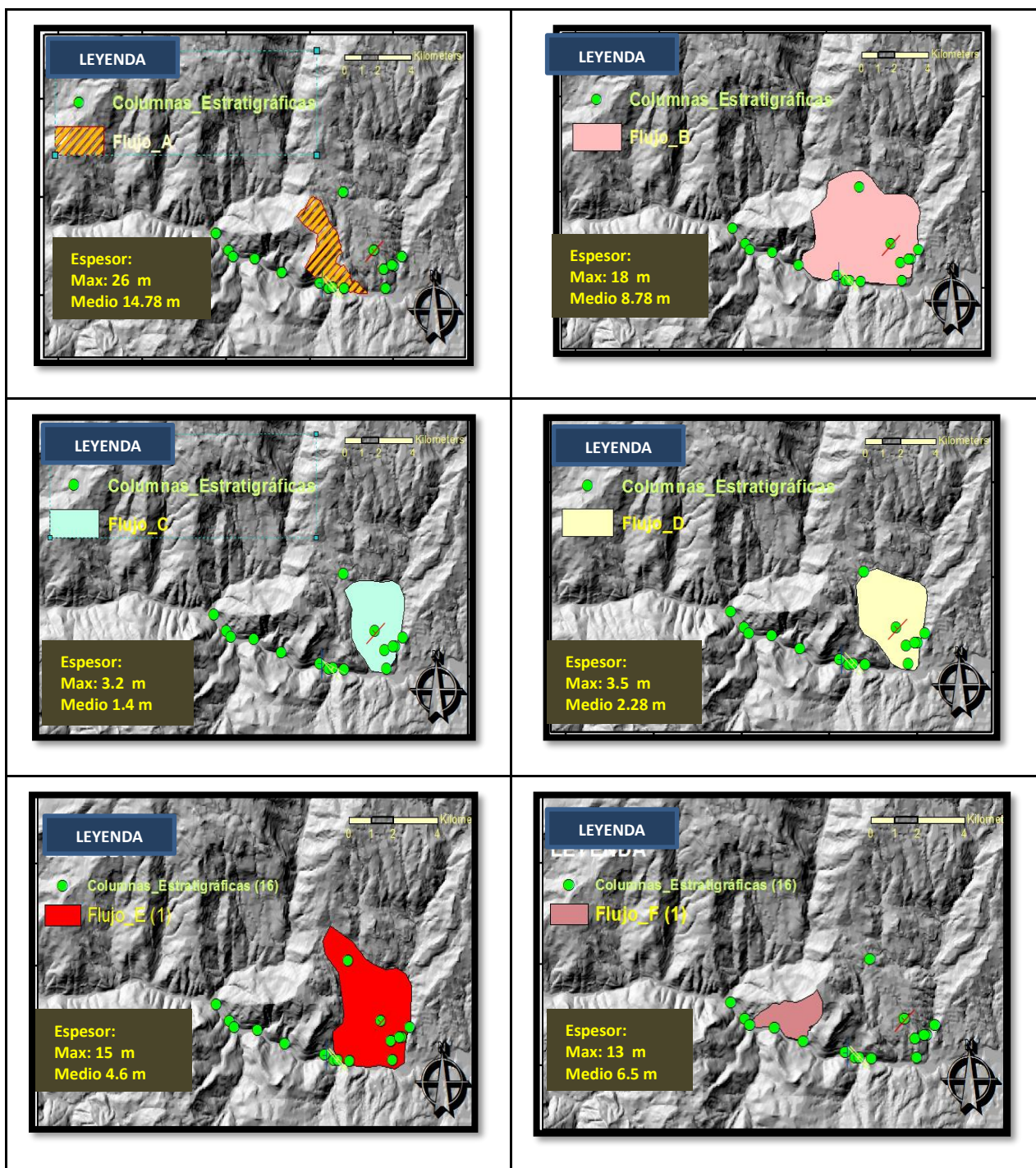
Figura 5.14 Límites de tamaño de grano para rocas piroclásticas.

Fuente: Modificado por Fisher, R., 1961.

5.4 Distribución Areal de los depósitos Ignimbríticos.

La distribución areal del sector representa los depósitos de cada unidad ignimbrítica, la Tabla VIII, indica el orden de depositación de los eventos eruptivos, desde el depósito Ignimbrítico A densamente soldada, depositándose sobre esta la Ignimbrítica B que es soldada, posterior la unidad Ignimbrítica C, luego la unidad ignimbrítica D que corresponden a un ignimbrítica parcialmente soldada, y después la Unidad E hasta llegar al evento del depósito Ignimbrítico F que son correspondiente a depósitos de Ignimbrítica sin soldadura, según la clasificación de soldadura dada por (Smith, R., 1960), donde se puede observar la mayor área de depósito, dada por la unidad B observada en la Tabla VIII.

Tabla VIII Distribución areal de las unidades ignimbríticas.



Fuente: Guamán, N., 2017.

La Figura 5.13, indica el área donde se encuentran los depósitos de la unidad B, C y D, que han tenido una depositación ordenada en un área que cubre aproximadamente 17, 4 Km² la cual nos indica un paleovalle profundo por el orden de depositación ascendente de las unidades ignimbríticas. El volumen de depósito estaría dado con un espesor de la formación que varía de 500 m a 2000 m de profundidad para la Formación Saraguro, donde daría como resultado un Volumen promedio con una altura de 1.25 km de 21.75 km³. También nos muestra las correlaciones que se utilizaron para llegar a este resultado, siendo un total de 4 correlaciones que son el resultado de las secciones estratigráficas levantadas en la zona de estudio.

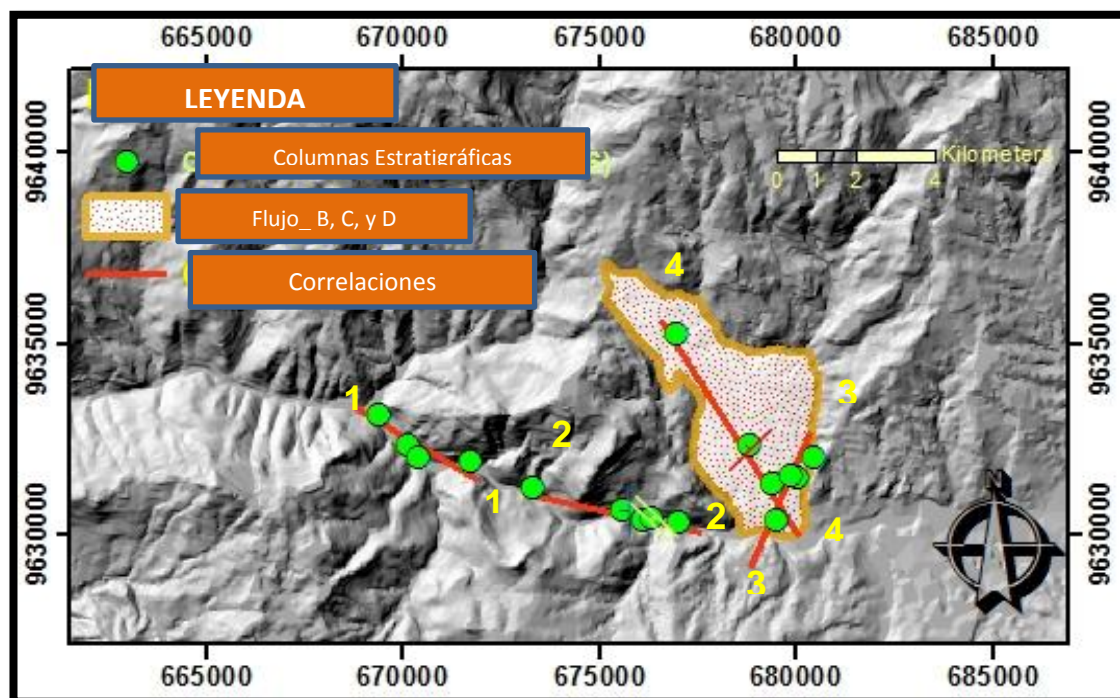


Figura 5.15 Depósito B, C, y D en dirección S-E.

Fuente: Guamán, N., 2017.

CAPÍTULO 6

DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

DISCUSIONES

La exposición de las ignimbritas en los cortes viales tanto en vías primarias (Vía a Santa Isabel) como vías secundarias (Vía a Pucará), han dado una clara observación de cada una de las unidades estratigráficas de la Formación Saraguro, donde la topografía indica la forma de depósito del primer evento eruptivo y posteriormente la deposición de los siguientes eventos Ignimbríticos, teniendo en cuenta que cada depósito tiene un emplazamiento diferente con respecto al anterior depósito. También la composición del depósito nos dará una pauta para hipotetizar una cercanía a la fuente eruptiva del evento pero no la ubicación exacta del edificio volcánico para este caso.

Las unidades ignimbríticas han sido clasificadas por su soldadura. Para este estudio la unidad con mayor soldadura se encuentra en la base de la estratigrafía analizada y la no soldada en el tope, donde se han utilizado dos escalas de comparación, iniciando en el miembro inferior de la Formación Saraguro como “densamente soldada” (Smith, R., 1960) y como “Reomórfica” para la nomenclatura manejada por (Branney, M., & Kokelaar, B., 2002), y para la parte superior de la Formación Saraguro como “Sin soldadura” (Smith, R., 1960) y “No soldada” (Branney, M., & Kokelaar, B., 2002).

Las correlaciones han sido analizadas mediante observaciones y repeticiones de los puntos de las secciones estratigráficas y unidades ignimbríticas, las cuales en el trabajo de oficina con la ayuda de un mapa dibujado en el programa ArcGis 10.3, se ha tomado tres linealidades casi horizontales y una vertical completando así las cuatro correlaciones descritas anteriormente . Para el caso de estudio las dos correlaciones la ultimas por su ubicación casi perpendicular entre ellas nos (L3_3; L4_4), nos han mostrado una característica morfológica bastante representativa del sitio de San Pedro, que posteriormente ha sido rellenado con los depósitos Ignimbríticos descritos en este estudio, el cual se lo ha descrito como un Paleovalle.

CONCLUSIONES

En el sector de San Pedro se reconocieron 6 unidades ignimbríticas reconocida en las unidades A, B, C, D, E y F, con diferente grado de soldadura siendo la más soldada la unidad A y la unidad E la no soldada, donde las columnas levantadas no siguen una secuencia ordenada, debido a las irregularidades de la paleotopografía de alcance, ya que en algunos sitios se observaron acuñaamientos de las unidades, lo cual indica elevaciones en algunos lugares que impidieron el avance de unidades superiores.

El paleo valle indicado (Fig. 31) en dirección NW-SE, muestra tan solo uno de varios caminos del flujo del evento y la posterior depositación del mismo, para este caso el sitio representa uno de los más grandes valles, ya que aquí se encuentra el mayor número de unidades con una secuencia ordenada de forma ascendente B, C y D. También se podría hipotetizar que la fuente del evento eruptivo que dio origen a los depósitos de las unidades ignimbríticas está ubicado en el NW del paleovalle.

BIBLIOGRAFÍA

BIBLIOGRAFIA

Aguirre-Díaz, G.J., y López-Martínez, M., 2009. Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, p.133-148.

Aspden, J. A., y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1), 187-204.

Baby, P. A., Rivadeneira., M., y Barragán, R. (2004). La cuenca oriente: Geología y Petróleo. Quito, IFEA, Institut de recherche pour le développement, Petroecuador: 295.

Baldock, J.W., 1982. Geology of Ecuador. Explanatory Bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador 1: 1.000.000 scale. Direcccon General de Geologia y Minas, Quito '' and Institute of Geological Sciences, London, 54 pp.

Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J. M., y Santacroce, R. (1988). Plio-quadernary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, 125(01), 1-14.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., y Aubry, M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 54, 129–212.

Bernard, B., y Andrade, D. (2009). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental Numérico de terreno, Cortesía de Marc Suris (IRD).

Boland, M. L., Pilatasig, L. F., Ibadango, C. E., McCourt, W. J., Aspen, J. A., Hughes, R. A., Beatte, B. 2000. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0° - 1° N. Proyecto PRODEMİNCA, Programa de Información Cartográfica y Geología. Informe 10, CODIGEM-BGS, QUITO.

Boyce, J.A., Gertisser, R., 2010. Variations in welding characteristics within the Plinian air-fall deposit of the Middle Pumice eruption, Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 221-222, p.71-82.

Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Ellis, B., Barry, T.L., y McCurry, M., 2008. "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology* 70, p.293-314.

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

Branney, M. J., Kokelaar, B. P., y McConnell, B. J. (1992). The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology*, 54(3), 187-199.

Bucher, K., y Grapes, R. (2011). Metamorphism of Dolomites and Limestones. In *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (pp. 225-255). Springer Berlin Heidelberg.

Cepeda, L., (1985) Apuntes de Petrología Metamórfica. División de Ciencias de la Tierra. Departamento de Yacimientos Minerales. Universidad Autónoma de Mexico.

Collot, J. Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., y Pazmiño, A., (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y edad de subducción de la cordillera de Carnegie.

Costa, F., 2008. Residence times of silicic magmas associated with calderas. In Marti, J., Gottsmann, J., eds. Caldera Volcanism, Analysis, Modelling and Response. Developments in Volcanology, Elsevier, Amsterdam, p. 1-56.

Davidson, J. P., Reed, Walter E., y Davis, Paul M. (2001). Exploring Earth: An Introduction to Physical Geology. New Jersey, Prentice Hall. 2nd edit. 549.

Dingwell, D.B., y Hess, K.U., Romano, C., 1998. Extremely fluid behavior of hydrous peralkaline rhyolites. Earth and Planetary Sciences Letters 158, p.31-38.

Dingwell, D.B., Romano, C., y Hess, K.U., 1996. The effect of water on the viscosity of a haplogranitic melt under P-T-X conditions relevant to silicic volcanism. Contributions to Mineralogy and Petrology 124, p.19-28.

Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. In: Gilbert, J.S., Sparks, R.S.J., (eds) *The physics of explosive volcanic eruptions*. Geological Society of London Special Publication no. 145, p.145-182.

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

Ego, F., y Sébrier, M., (1996). The Ecuadorian Inter-Andean valley: a major and complex restraining bend and compressive graben since late Miocene time. In *Annales Tectonicae* (Vol. 10, pp. 31-59.

Ellis, B., y Branney, M. J. (2010). Silicic phreatomagmatism in the snake river plain: the Deadeye member. *Bulletin of volcanology*, 72(10), 1241-1257.

Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72, p.1409-1414.

Font, Y., Segovia, M., Vaca, S., y Theunissen, T. (2013). Seismicity patterns along the Ecuadorian subduction zone: new constraints from earthquake location in a 3-D a priori velocity model. *Geophysical Journal International*, 193(1), 263-286.

Freundt, A., Wilson, C. J. N., y Carey, S. N. (2000). *Ignimbrites and block-and-ash flow deposits*. Academic Press.

Giordano, D., Mangiacapra, A., Potuzak, M., Rusell, J.K., Romano, C., Dingwell, D.B., y Di Muro, A., 2006. An expanded non-Arrhenian model for silicate melt viscosity: A treatment for metaluminous, peraluminous and peralkaline liquids. *Chemical Geology* 229, p.42-56.

Giordano, D., Nichols, A.R.L., y Dingwell, D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.105-118.

Giordano, D., Rusell, J.K., y Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271, p.123-134.

Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., y 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.

Hall, M., y Wood, C. A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13(3), 203-207.

Hall, M. L., y Beate, B., (1991). El volcanismo plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. *Estudios Geográficos*, 4, 5-38.

Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., y Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes Volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1-6.

Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86, p.10153-10192.

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

Hughes, R. A., y Pilatasig, L. F., (2002). Cretaceous and Tertiary tectonic accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1), 29-48.

Hughes, R. A and Bermudez, R. 1997. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 0°-1° S. PRODEMINCA. Programa de Información Cartográfica y Geología. Informe 4, CODIGEM-BGS, Quito.

Hungerbühler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador. *Geology*, 25(12), 1103-1106. *PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland, 182 pp.*

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Heller, F., y Ford, M. (1995). An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), southern Ecuador. *Sedimentary Geology*, 96(3-4), 257-279.

Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., y Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1), 75-124.

Iglesias, R., Eguez, A., Pérez, V., y Molina, G. (1991). Mapa Sismotectónico del Ecuador.

Jaillard, E., Caron, M., Dhont, A., Ordoñez, M., Abdrade, R., Bengtson, P., y Zambrano, I., (1997). Síntesis estratigráfica y sedimentología del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Ecuador. Informe final Convenio ORSTOM-PETROPRODUCCIÓN. 135 pp.

Jaillard, E., Benitez, S., y Mascle, G., H. (1997) Paleogene deformations of the forearc zone of south Ecuador in relation to the geodynamic evolution. Bull. Soc. Géol. France. 168, pp. 403-412.

Jaillard, E., Ordoñez, O., Suárez, J., Iza, D., y Lugo, W., (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous – Paleogene deposits of the Western Cordillera of Central Ecuador: geodynamic implications. Journal of South American Earth Sciences 17, 49-58

Jaillard, E., Guiller, B., Bonnardot, M. A., Hassani, R., Lapierre, H., y Toro, J., (2005). Orogenie Buildup of the Ecuadorian Andes.

Kennerley, J.B., 1973. Geology of Loja Province, southern E. Ecuador. Institute of Geological Sciences Overseas Division , London. Unpublished Report 23, 34 pp.

Kennerley, J. B., y Institute of Geological Sciences. (1980). *Outline of the geology of Ecuador. Oversea Geology and Mineral Resources.*

Kerr, A. C., Tarney, J., Marriner, G. F., Nivia, A., y Saunders, A. D., (1997^a). The Caribbean-Colombian Cretaceous igneous province: the internal anatomy of an oceanic plateau. In: Coffin, M. F., Mahoney, J. J., (Eds.). Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism, AGU Geophys, Monograph, vol. 100, pp. 123-144.

Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivi, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., y Sinton, C. W., (1997b). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology* 38, 677-702.

Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., Pilatasig, L. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society, London*.

Kokelar, P., y Busby, C., 1992. Subaqueous explosive eruption and welding of pyroclastic deposits. *Science* 257, p. 196-201.

Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., y Vivier, G. (1992). New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), 309-320.

Lavenu, A., Noblet, C., y Winter, Th. (1995a). Neogene ongoing tectonic in the Southern Ecuadorian Andes: Analisis of the evolución of the stress field. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No.1, pp. 47 to 58, 1995.

Lavenu, A., Baudino, R., y Égo, F., (1996) Stratigraphie des dépôts tertiaries et quaternaires de la dépression interandine d'Equateur (entre 0 et 2 15´S). *Bolletín de l'Institut Francais d'Études Andines*, 25, 1-15.

Leat, P.T., y Schmincke, H.U., 1993. Large-scale rheomorphic shear deformation in Miocene peralkaline ignimbrite E, Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology* 55, p.155-165.

Litherland, M., Fortey, N. J., y Beddoe-Stephens, B., (1992). Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes. *Journal of South American Earth Science*, 6(1), 67-75.

Litherland, M., Eguez, A., y Zamora, A., (1993). Mapa geológico del Ecuador, escala 1:1.000.000. Corporacion de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalurgica CODIGEM and British Geological Survey, Quito.

Litherland, M., Aspen, J. A., y Jelielita, R. A. (1994). The Metamorphic belts of Ecuador (Vol. 11). British Geological Survey. 147 pp.

Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system. *AAPG Bulletin*, 62(12), 2454-2477.

Lonsdale, P., (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3), 237-264.

Marsh, B.D., 1989. Magma chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, p.439-474.

McCourt, W. J., Duque, P y Pilatasig, L., 1997. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 1°00' and 2°00'S. Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA), Programa de Información Cartografía y Geología (PICG), Report No 3.

Morrisey, M., Zimanowski, B., Wohletz, K., y Buettner, R., 2000. Phreatomagmatic fragmentation. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.431-445.

Mysen, B.O., 1988. The structure and properties of silicate melts. Elsevier, Amsterdam, 354 p.

Mysen, B.O., y Cody, G.D., 2005. Solution mechanism of H₂O in depolymerized peralkaline melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, p.5557-5566.

Mysen, B.O., Virgo, D., y Seifert, F.A., 1982. The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 20, p.353-383.

Mysen, B.O., y Virgo, D., 1985. Structure and properties of fluorine-bearing aluminosilicate melts. The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{F}$ at 1 atm. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, p.205-220.

Noble, S. R., Aspen, J. A., y Jemielita, R. (1997). Northern Andean cristal evolution: New U-Pb Geochronological constraints from Ecuador. *Geologica Society of America Bulletin*, 109(7), 789-798.

Nocquet, J. M., Mothes, P., y Alvarado, A. (2009). Geodesia, geodinámica y ciclo sísmico en Ecuador. *Geología y Geofísica Marina y Terrestre del Ecuador*. 83-95 pp.

Pratt, W. T., Figueroa, J., y Flores, B. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3–48S. *Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Informacion Cartografica y Geologica, CODIGEM-BGS, Quito, Informe, 1*.

Pratt, W. T., Duque, P., y Ponce, M., (2005). An autochthonous geological model for the Eastern Andes of Ecuador. *Specialized Geological Mapping*.

Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770.

Quane, S.L. y Rusell, J.K., 2005b. Welding: insights from high-temperature analogue experiments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, p.67-87.

Ragan, D.M. y Sheridan, M.F., 1972. Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin* 83, p.95-106.

Railsback, B.L., 2003. An earth scientist's periodic table of the elements and their ions. *Geology* 31, p.737-740.

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Manberti, M., y Mascle, G. H., (1999). Oceanic plateau and island arc of South Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South American. *Tectonophysics* 307, 235-254.

Riehle, J.R., Miller, T.F. y Bailey, R.A., 1995. Cooling, degasing and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: A computational model. *Bulletin of Volcanology* 57, p.319-336.

Ross, C. S., y Smith, R. L. (1961). *Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations, and identification* (No. 366). United States Government Printing Office.

Soulas, J. P., Egeuz, A., Yepes, H., y Perez, H. (1991). Tectónica activa y riesgos sísmicos en los Andes ecuatorianos y en el extremo sur de Colombia. *Bol. Geol. Ecuat.* 2 (1), 3-11.

Spikings, R. A., Winkler, W., Sewars, D., y 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.

Sheridan, M.F., 1979. Emplacement of pyroclastic flows: A review. *Geological Society of America Special Publication* 180, p.125-136.

Sheth, H. C., Ray, J. S., Bhutani, R., Kumar, A., y Smitha, R. S. (2009). Volcanology and eruptive styles of Barren Island: an active mafic stratovolcano in the Andaman Sea, NE Indian Ocean. *Bulletin of volcanology*, 71(9), 1021.

Sinton, C. W., Duncan, R. A., Storey, M., Lewis, J., y Estrada, J. J., (1998). An oceanic flood Basalt province within the Caribbean plate. *Earth and Planetary Science Letters* 155, 221-235.

Smith R.L. (1960a) Ash flows. *Geol Soc Am Bull* 71: 795-841.

Smith, R. L. (1960). Zones and zonal variations in welded ash flows.

Sparks R. S. J, Tait S. R., y Yanev Y. (1999) Dense welding caused by volatile resorption. *J Geol Soc Lon* 156: 217-225.

Sparks, R.S.J., Wilson, L., y Hulme, G., 1978. Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. *Journal of Geophysical Research* 83, p. 1729-1739.

Spera, F., 2000. Physical properties of magma. In Sigurdsson, H., ed. Encyclopedia of Volcanoes: San Diego, California, Academic Press, p.171-190.

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

Stolper, E., 1982a. Water in silicate glasses: An infrared spectroscopic study. Contributions to Mineralogy and Petrology 81, p.1-17.

Stolper, E., 1982b. The speciation of water in silicate melts. Geochimica et Cosmochimica Acta 46, p.2609-2620.

Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157-171.

Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador, 1938-1950. AAPG Bulletin, 37(10), 2303-2347.

Vallejo, D., (2011). Distribución de cenizas volcánicas Holocénicas Tardías en la costa del Ecuador. Escuela Superior Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petróleos, Tesis de Ingeniero Geólogo, 251pp.

Villagómez D., (2003) Evolución Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en Ecuador (zona Quito – Guayllabamba –San Antonio de Pichincha). Escuela Superior Politécnica Nacional, Facultad de Geología, Minas y Petroleos, Tesis de Ingeniero Geólogo: 130pp.

Walker, G. P. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of volcanology and geothermal research*, 17(1-4), 65-88.

White, J.D.L., y Houghton, B.F., 2000. Surtseyan and related phreatomagmatic eruptions. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.495-511.

Willcock, M.A.W., y Cas, R.A.F., 2014. Primary welding and crystallization textures preserved in the intra-caldera ignimbrites of the Permian Ora Formation, northern Italy: Implications for deposit thermal state and cooling history. *Bulletin of Volcanology* 76, doi 10.1007/s00445-014-0819-5.

Wilson, C.J.N., y Houghton, B.F., 2000. Pyroclast transport and deposition. In Sigurdsson, H., ed. *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, California, Academic Press, p.545-554.

Winkler, W., Villagomez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., y Eguez, A. (2005). The Chota Basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jimenez, N., y Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean Block tectonic escape. *Tectonics*, 25(3).

Witt, C., y Bourgois, J. (2010). Forearc basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: The example of the North Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *Geological Society of America Bulletin*, 122(1-2), 89-108.

Wohletz, K.H., y McQueen, R.G., 1984. Experimental studies of hydromagmatic volcanism. In Boyd, F.R. (ed) "Studies of Geophysics": National Academic Press, Washington, D.C., p.158-169.