

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CORTE GEOLÓGICO TRANSVERSAL DEL ARCO ALAO EN LA ZONA DE GUALACEO, PROVINCIA AZUAY

**TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO
GEÓLOGO**

OPCIÓN: PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN

LUIS MIGUEL NAVARRETE MONGE

luchosunset@gmail.com

DIRECTOR: ING. BERNARDO BEATE

bbeate49@gmail.com

Quito, Junio 2018

DECLARACIÓN

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

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

LUIS MIGUEL NAVARRETE

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Luis Miguel Navarrete Monge, bajo mi supervisión.

Ing. Bernardo Beate
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Agradezco principalmente a mis padres por todo el amor, cariño y comprensión que me han brindado durante toda mi vida. Son mi modelo a seguir, sin ellos este trabajo y cualquier cosa que hago día a día no fuera posible. Gracias por todo.

A mi abuelita Gloria que estuvo, está y estará por siempre dentro de mi corazón y en cada paso de mi vida.

A mis hermanos por los momentos juntos y brindarme siempre una mano cuando lo necesito.

Al Ing. Bernardo Beate por su apoyo a lo largo de la carrera y en particular la realización de este trabajo, por compartirme sus aventuras y experiencias, por hacer de mí un mejor prospecto de Geólogo.

A la Ing. Halina Lachowicz quien me enseñó a ver rocas y amar la geología.

Al Dr. Pedro Reyes, por esos minutos que siempre tuvo conmigo para discutir de geología y sobre todo brindarme su amistad.

A la Dra. Ana Cabero por su colaboración en la revisión de este trabajo.

A la manada, por hacer de los días en la Poli un lugar donde también se puede sonreír, por los buenos y malos momentos.

A Elena, por ser incondicional. Gracias por tu amor y tu amistad.

A los pobladores de Gualaceo, en especial aquellas personas que preguntaron mientras me veían por la vía caminando o me encontraban martillando: ¿Qué busca? y sorprendidos reaccionaban al conocer que buscaba un arco volcánico: el Arco Alao.

DEDICATORIA

A mis padres,
mis hermanos,
mis abuelos,
mi familia.

CONTENIDO

DECLARACIÓN	II
CERTIFICACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS	IV
DEDICATORIA.....	V
CONTENIDO.....	VI
INDICE DE FIGURAS	VIII
ÍNDICE DE TABLAS	XVI
RESUMEN	XVII
ABSTRACT	XVIII
CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 ANTECEDENTES.....	1
1.2 JUSTIFICATIVOS.....	2
1.3 OBJETIVO GENERAL.....	2
1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	3
1.5 METODOLOGÍA Y ALCANCE	3
1.6 ÁREA DE ESTUDIO	5
1.6.1 UBICACIÓN Y ACCESO	5
1.6.2 MORFOLOGÍA	6
1.6.3 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	6
1.6.4 POBLACIÓN	7
1.7 TRABAJOS PREVIOS.....	7
1.8 DESARROLLO DEL TRABAJO.....	14
CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	16
2.1 LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA REAL.....	16
2.1.1 SECUENCIA GUAMOTE	16

2.1.2 COMPLEJO PELTETEC	18
2.1.3 ARCO ALAO	19
2.1.4 TERRENO LOJA.....	20
2.1.5 TERRENO SALADO	22
2.1.6 CRATÓN AMAZÓNICO.....	24
2.2 TECTÓNICA REGIONAL.....	26
CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA LOCAL.....	27
3.1 LITOESTRATIGRAFÍA	28
3.1.1 UNIDAD CHIGUINDA.....	28
3.1.2 ARCO ALAO	31
3.1.2.1 OCURRENCIA	31
3.1.2.2 LITOLOGÍA	32
3.1.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	44
3.1.2.4 METAMORFISMO Y ESTRUCTURAS.....	45
3.1.2.5 GEOQUÍMICA Y AMBIENTE DE FORMACIÓN.....	50
3.1.2.6 EDAD	59
3.1.2.7 COMPLEJOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS.....	61
3.1.2.8 GEOLOGÍA ECONÓMICA	64
3.1.3 INTRUSIVOS	65
3.1.3.1 INTRUSIVO EL DESCANSO	65
3.1.3.2 INTRUSIVO SAN FRANCISO	66
3.1.3.3 CUERPOS INTRUSIVOS MENORES.....	67
CAPÍTULO 4: MODELO GEOLÓGICO	69
4.1 PRE-JURÁSICO	69
4.2 JURÁSICO A CRETÁCICO INFERIOR	74
4.3 CRETÁCICO TARDÍO	83
4.4 EVOLUCIÓN DEL ARCO ALAO	86
CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	92
5.1 CONCLUSIONES	92
5.2 RECOMENDACIONES.....	94

5.3 PREGUNTAS	95
CAPÍTULO 6: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
ANEXOS	107
ANEXO 1: FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICAS	108
ANEXO 2: BASE DE DATOS RESUMIDA	147
ANEXO 3: CORTE GEOLÓGICO EL DESCANSO – GUALACEO – RIO CULEBRILLAS	154

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1 Mapa de ubicación del Corte Geológico.....	5
Figura 1. 2 Cuadro de población ocupada por rama de actividad. Tomado del Sistema Nacional de Información (SNI), 2014.....	7
Figura 1. 3 Sección geológica desde Descanso a Gualaceo de Sheppard y Bushnell, 1933.....	8
Figura 1. 4 Hoja geológica 1:100.00 de Azogues. Bristow, 1973. Para una visualización completa de la hoja geológica puede dirigirse al siguiente link: (https://www.geoinvestigacion.gob.ec/mapas/100K_r/HOJAS_GEOLOGICAS_100k/AZOGUES_PSAD56_Z17S_reducido.pdf).....	9
Figura 1. 5 Corte El Descanso-Gualaceo-General Plaza de Trouw, 1976.	10
Figura 1. 6 Contexto geológico de la zona de estudio. Modificado de Litherland et al., 1994. El cuadro rojo indica la zona del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas.....	11
Figura 1. 7 a) Datos de Zircon ϵ_{Hf} para rocas magmáticas de la Cordillera Oriental de Ecuador y la Cordillera Central de Colombia. ϵ_{Hf} calculado usando la edad media ponderada $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ determinada por la datación LA-ICP-MS y los parámetros CHUR: $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf} = 0.0336$, y $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008). DM indica la curva de evolución del isótopo Hf para el manto empobrecido. Los datos revelan una tendencia continua desde un miembro final de la corteza en ~ 190 Ma, a un miembro final derivado de la capa en ~ 113 Ma. b) Una comparación entre las edades de cristalización de rocas magmáticas versus su distancia de la sutura Peltetec (Ecuador) -Cauca-Almaguer (Colombia).	

La correlación positiva revela la migración del eje de arco hacia la trinchera durante ~ 190 a ~ 110 Ma. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ las edades son de (Litherland et al., 1994; Villagomez y Spikings, 2013). c) Corte este-oeste de la Cordillera Oriental del Ecuador (Pratt et al., 2005). Tenga en cuenta la tendencia juvenil de las rocas magmáticas desde el Jurásico temprano en el este, hasta el Cretácico temprano en el oeste, que coincide con composiciones isotópicas cada vez más juveniles (a).....13

Figura 2. 1 Mapa geológico simplificado de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y sub-Andino zona sur 2°S. Tomado de Aspden y Litherland, 1992. En rojo se indica la zona del corte geológico.18

Figura 3. 1 Mapa geológico simplificado de la ubicación del corte geológico y zonas adyacentes, mostrando las unidades litológicas presentes (modificado de Bristow & Guevara, 1980 y Litherland et al., 1994). En línea roja se muestra el corte geológico realizado. En rectángulo se indican las zonas urbanas más cercanas. Para la ubicación de las muestras analizadas con el microscopio electrónico ver el anexo 3 adjunto.....27

Figura 3. 2 Diagrama de distribución de densidad de zircón para Chiguinda. Tomado de Chew et al., 2007.28

Figura 3. 3 Filita grafitosa crenulada con remanente de porfiroblastos de granate alterados a clorita. Esquisto de granate y biotita, protolito de origen máfico. a) Muestra 16LN05A sin nicoles. b) Muestra 16LN05A con nicoles. c) Muestra 16LN05B sin nicoles. d) Muestra 16LN05B con nicoles. (UTM: 760041/9667820).30

Figura 3. 4 Afloramiento de brecha volcánica matriz soportada, foliada y metamorfismo bajo. En el círculo rojo se observa un clasto andesítico envuelto en la matriz. Frente a Ecuagenera-Orquídeas del Ecuador, Gualaceo. UTM: 748799/9682187.32

Figura 3. 5 Limolitas alterándose a sericita con fracturas rellenas de cuarzo y óxidos de Fe. En ocasiones presentan clastos de piroxenos. a) Muestra 17LN12A sin nicoles. b) Muestra 17LN12A con nicoles. c) Muestra 17LN12B sin nicoles. d) Muestra 17LN12B con nicoles (UTM: 740722/9683881).....33

Figura 3. 6 Filitas negras ferruginosas con vetas de calcita paralelas a la foliación y rellenas por pirita. UTM: 740907/9683742.....	34
Figura 3. 7 Muestra 17LN11 en nicols cruzados de una meta-andesita basáltica con matriz vítrea alterada parcialmente en arcilla y fenocristales de clinopiroxenos (UTM: 741268/9683781).	35
Figura 3. 8 Roca verde serpentizada con relictos de ortopiroxenos y minerales máficos alterados a clorita y zoisita a) Muestra 17LN09 sin nicols. b) Muestra 17LN09 con nicols. (UTM: 741865/ 9683794).	36
Figura 3. 9 Meta andesita-basáltica con cristales de plagioclasa y dos piroxenos en una matriz débilmente cloritizada. a) Muestra 17LN08A sin nicols. b) Muestra 17LN08A con nicols.	36
Figura 3. 10 a) Litofisas paralelas en una lava andesítica (743322/9684288), vía El Descanso-Gualaceo frente al Puente Europa en el desvío a Paute. b) Roca andesítica amigdaloides rellena por carbonatos con vetas de epidota y cuarzo. c) Muestra de andesita basáltica 16LN20D sin nicols. d) Muestra de andesita basáltica 16LN20D con nicols cruzados.....	37
Figura 3. 11 a) Muestra 16LN03 de meta-andesita basáltica sin nicols. b) Muestra 16LN03 de meta-andesita basáltica con nicols. UTM: 747232/9680762.	38
Figura 3. 12 Rocas volcanoclásticas masivas estratificadas intercalando con rocas de grano fino de color verde. UTM: 748068/9679892.	39
Figura 3. 13 Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena muy fina a fina (0.07-0.2 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan anfíboles pseudo-hexagonales con clivaje característico $\sim 120^\circ$, plagioclasas rotas y algunas fracturadas rellenas con calcita, cuarzo policristalino, epidota, piroxenos, minerales opacos (hematita y magnetita) y fragmentos de líticos volcánicos. La matriz está constituida por clorita y arcilla, cemento ferruginoso. a) Muestra 16LN04 de meta-grauwaca sin nicols. b) Muestra 16LN04 de meta-grauwaca con nicols. UTM: 748068/9679892.....	40
Figura 3. 14 A la izquierda se observan rocas aparentemente con microciclos turbidíticos aflorando al SE del puente #2 de San Francisco y a la derecha una	

roca con microciclos turbidíticos que fue tomada en el afloramiento del Rio Jadan, que Litherland et al. (1994) cartografiaron como Unidad Maguazo.....	41
Figura 3. 15 Roca detrítica con cristales de cuarzo subredondeados a) Muestra 17LN02 sin nicoles. b) Muestra 17LN02 con nicoles.....	41
Figura 3. 16 Roca verde andesítica con cristales de plagioclasa y hornblenda. a) Muestra 17LN01 sin nicoles. b) Muestra 17LN01 con nicoles.....	42
Figura 3. 17 a) Muestra 16LN07 sin nicoles. b) Muestra 16LN07 con nicoles.....	43
Figura 3. 18 Esquistos verdes con clorita, biotita, plagioclasa y cuarzo. Foliación con rumbo andino y buzando al NW. UTM: 755987/9671291.....	44
Figura 3. 19 Roca calco-silicatada rica en Epidota con textura grano-lepidoblástica con abundantes cristales euhedrales a subhedrales de epidota orientados paralelamente con minerales alargados de biotita y clorita. a) Muestra 16LN06 sin nicoles. b) Muestra 16LN06 con nicoles cruzados.	44
Figura 3. 20 Datos estereográficos del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas. Punto rojo: Sigma 1 o esfuerzo principal = 295°/31°. Punto naranja: sigma 2 = 119.5°/59°. Punto amarillo: sigma 3 = 26°/2°.	47
Figura 3. 21 Corte Cuenca-Gualaceo-Rio Culebrillas. FJT: Falla Jadan Totoroyacu, FM: Falla Mishqueyacu, FBP: Falla Bucay Paute, FO: Falla Osera, FT: Falla Totoral.....	48
Figura 3. 22 Polos de fallas del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas. FS: Falla Socayacu, FBP: Falla Bucay Paute, FI: Falla Ishcaypungo, FM: Falla Mishqueyacu, FJT: Falla Jadan Totoroyacu, FO: Falla Osera, FT: Falla Totoral. Punto rojo: Sigma 1 o esfuerzo principal. Punto naranja: sigma 2. Punto amarillo: sigma 3.....	48
Figura 3. 23 Modelo de Riedel. Tomado de Osorio et al., 2008.	49
Figura 3. 24 Multielemental normalizado a NMORB (Sun & McDonough, 1989) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013.....	51
Figura 3. 25 Multielemental normalizado a manto primitivo REE (McDonough & Sun, 1995) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013.....	51

Figura 3. 26 Multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1996) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013 y Litherland et al., 1994.	52
Figura 3. 27 Datos geoquímicos (Litherland et al., 1994; Cochrane, R., 2013) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Izq. Diagrama de Th-Co para la Clasificación de rocas ígneas y ambientes tectónicos basado en Hastie et al. (2007). Der. Diagrama de Nb/Y- Zr/Ti basado en el modificado de Pearce (1996).....	53
Figura 3. 28 Diagrama de discriminación geotectónica (Pearce and Norry, 1979). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.	53
Figura 3. 29 Diagrama de discriminación tectónica para basaltos (Pearce and Cann, 1973). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.	55
Figura 3. 30 Diagrama de discriminación tectónica para basaltos (Pearce and Cann, 1973). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.	56
Figura 3. 31 Curvas de evolución isotópica de Pb de acuerdo al modelo plumbotectónico de Zartman y Doe, 1981. Datos isotópicos de Pb para el Arco Alao recopilados de Chiaradia et al., 2004.	57
Figura 3. 32 Gráfico de Zr (ppm) vs $\ln(206\text{Pb}/204\text{Pb residue} - 206\text{Pb}/204\text{Pb leachate})$ para rocas máficas modificado de Chiaradia y Fontbote, 2003.	58
Figura 3. 33 Edades U-Pb de zircones detríticos para el Arco Alao-Quebradagrande. Tomado de Spikings et al., 2015.	60
Figura 3. 34 Modelo conceptual mostrando los tipos de depósitos que se forman a lo largo de los márgenes convergentes (Modificado de Groves et al., 1998, 2005). La ubicación de los complejos ultramáficos-máficos tipo Alaska se interpreta que se forma en la base de complejos de arco de isla (Himmelberg y Loney, 1995, Foley et al., 1997) (Tomado de Anderson et al., 2017).	64
Figura 3. 35 Afloramiento del Intrusivo San Francisco fuertemente diaclasado localizado en el puente #2. UTM: 751876/9678813.	66
Figura 3. 36 Sección delgada con luz transmitida a la izquierda y luz polarizada derecha, se observan los fenocristales de plagioclasa alterándose a calcita, y la	

matriz microcristalina constituida principalmente de plagioclasa y vidrio alterándose a clorita. Muestra 16LN10.....	67
Figura 3. 37 Sección delgada con luz transmitida a la izquierda y luz polarizada derecha, donde se observan los fenocristales de plagioclasa alterándose a epidota, y la matriz microcristalina constituida principalmente de plagioclasa. Muestra 16LN20C del pórfido andesítico tardío propilitizado.....	68

Figura 4. 1 Edades grenvillianas en el basamento a lo largo del margen occidental de Gondwana. Los histogramas de probabilidad de edad están indicados usando zircones detríticos de la cubierta y de zircones heredados de rocas ígneas (en aquellas áreas donde el sótano de Grenville no está expuesto). Tomado de Ramos, 2009.....

Figura 4. 2 Reconstrucción esquemática y secciones transversales para el noroeste de América del Sur dentro de Pangea occidental durante 240-216 Ma, que muestra la ubicación del arco Pérmico y el eje de grietas del Triásico. El arco del Pérmico se conserva a lo largo del margen conjugado de Gondwana en México y la Cordillera Oriental del Perú, aunque quedan pocos restos en la región de los Andes del Norte. Se muestra la ubicación aproximada del Grupo Mitu. A: Bloque Acatlán O: Bloque Oaxaquia Ch: Bloque Chortis. Tomado de Spikings et al., 2015.....

Figura 4. 3 Estadios de fragmentación asociados al sistema Jurásico: a) Centro dispersor a comienzos del Jurásico que inicia la fragmentación de Pangea; b) en el Jurásico temprano que fragmenta el Gondwana y c) a fines del Jurásico e inicio del Cretácico que separa América del Sur de África. Tomado de Mpodozis y Ramos, 2008.....

Figura 4. 4 Modelos esquemáticos tomados de Spikings et al., 2015, para la evolución tectónica del margen noroeste de América del Sur, que se ajustan a los datos geocronológicos, geoquímicos y sedimentológicos. Estos modelos proponen que el eje del arco jurásico durante 185-145 Ma no se desplazó. El retroceso a partir de 145 Ma provocó que los ejes del arco se desplazaran hacia el océano y adelgazaran la corteza, dando lugar al magmatismo del arco calco-alcalino y toleítico, ocasionalmente a los basaltos T-MORB y ambientes sedimentarios marinos. La extensión en algunas partes del margen puede haber

ocasionado que bloques continentales se separen, formando grandes extensiones de corteza transicional (Unidad Peltetec) en las cuencas intra-arco, tal vez explicando la Secuencia Guamote. La compresión comenzó en 120 Ma obductando rocas M-HP/LT exhumadas fuera de los arcos Alao y Quebradagrande, y arrastró rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre estos arcos y bloques continentales re-acrecionados.....76

Figura 4. 5 Modelo de evolución in situ para los Andes del Norte en Ecuador. A: Alao, S: Salado, M: Misahuallí, Ch: Chapiza. Inspirado en Ramos, 2009. (Nota: el corte no está a escala).....79

Figura 4. 6 Esquema ilustrando la causa de slab rollback. Una vez que comenzó la subducción, la losa tiende a rotar verticalmente bajo la gravedad ($\beta_{T3} > \beta_{T2} > \beta_{T1}$). Este es el concepto de retroceso de la placa litosférica (slab rollback). Tenga en cuenta que la posición de la trinchera en realidad no está fijo, sino que se retira por gravedad (ver Fig. 4.8) β : ángulo de inmersión. T1: tiempo inicial. T3: tiempo final. Tomado de Niu, 2014.....80

Figura 4. 7 Esquema ilustrando el retiro de la fosa y deriva continental. Bajo gravedad, el slab se va hacia atrás y, lo que es más importante, la zona de subducción necesariamente se moverá hacia el mar o hacia atrás, lo que a menudo se describe como "retirada de trincheras" porque las trincheras/fosas son expresiones superficiales de zonas de subducción. La línea discontinua indica la posición más nueva de la zona de zanja / subducción con el tiempo: T1 \rightarrow T2 \rightarrow T3. Es importante destacar que la placa continental cabalgante seguirá pasivamente la trinchera en retirada, que se puede denominar como el resultado de la succión de la fosa (Forsyth y Uyeda 1975). Es decir, la deriva continental es una respuesta pasiva a la subducción. También tenga en cuenta que la placa continental superior a la deriva está bajo extensión. (Tomado de Niu, 2014).81

Figura 4. 8 Esquema que ilustra la formación y el crecimiento de la cuenca de tras-arco. La placa continental superior en deriva que se encuentra en extensión (Fig. 4.8) puede desarrollar dentro de su interior cuencas extensionales en tierra e incluso cuencas de tras-arco con centros de expansión. Por lo tanto, es conceptualmente claro que el "Sistema de arco de la isla" simplemente se divide del margen de la placa continental superior. Es decir, el "sistema de arco de la isla" debe tener su sótano de origen continental. También tenga en cuenta que los

centros de expansión del back arc pueden evolucionar a grandes cuencas oceánicas abiertas y los "sistemas de arco de la isla" pueden convertirse en microcontinentes. (Tomado de Niu, 2014).82

Figura 4. 9 Modelo de inicio de subducción inducido por pluma. a), b) La pluma sube a la base de la litósfera y se aplana. c) Una cuña central de pluma se eleva y debilita la litosfera circundante. d) La cabeza de la pluma parcialmente fundida rompe la litósfera y comienza a extenderse. e) La subducción se inicia en respuesta al emplazamiento de la pluma. f) La placa de Farallón comprendía un segmento de aproximadamente 140-100 Ma de corteza oceánica engrosada representada al menos en parte por el segmento 140-110 Ma del Complejo de Nicoya, oeste de Costa Rica (ver Whattam & Stern, 2015); esta vieja corteza oceánica espesada era probablemente el sustrato sobre el cual se construyó el CLIP volumétricamente dominante posterior a 100 Ma. Como se muestra en (e), el emplazamiento de la pluma del manto posiblemente por encima del punto de acceso de Galápagos (GHS) (f) instiga (g) el hundimiento de la litosfera, las inundaciones astenosféricas subsiguientes y finalmente el inicio de la subducción. (h) El inicio de la subducción da como resultado la construcción de arco a lo largo de Costa Rica y Panamá, el oeste de Sudamérica en Ecuador y Colombia y las Antillas (Aruba y Curazao). i) La colisión de América del Sur con el sistema de arco fuera del oeste de América del Sur a ~ 70 Ma resulta en el emplazamiento de fragmentos ofiolíticos de arco intraoceánico (IOA) (amarillo oscuro) en Colombia y Ecuador (ver Whattam & Stern, 2015 para más detalles). j) subducción con inmersión E/SE nuclea al oeste de América del Sur. M.y. = millones de años. Tomado de Whattam & Stern, 2015.84

Figura 4. 10 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del Arco Misahuallí durante 190-145 Ma, sobre una corteza continental típica (aprox. 70 Km). Esquema inspirado en Ducea et al., 2015.86

Figura 4. 11 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del Arco Alao durante 190-145 Ma, sobre una corteza continental adelgazada (aprox. 30 Km). Esquemas inspirados en Ducea et al., 2015 y Ramos, 2009.....87

Figura 4. 12 Sección esquemática transversal para representar la clausura del Arco Alao durante 120-100 Ma, causando una primera inversión en las estructuras extensional. Esquema inspirado en Ramos, 2009.89

Figura 4. 13 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del CLIP al oeste de Sur América y una etapa de Quiescencia en Sur América durante 100-85 Ma, sin deformación en el Arco Alao.....	89
Figura 4. 14 Sección esquemática transversal para representar la colisión del CLIP con el noroeste de Sur América durante 85-75 Ma, provocando deformación en el Arco Alao.....	90

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2. 1 Resumen de la Geología pre-cretácea de la Cordillera Real. Modificado de Aspden y Litherland, 1992.....	25
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

RESUMEN

El presente trabajo describe las rocas que afloran a lo largo del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas junto a una revisión de los datos geoquímicos y geocronológicos previamente publicados del Arco Alao. La zona de estudio se localiza 25 km al Este de Cuenca, en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real entre la vía Cuenca-Macas, en la Provincia de Azuay, Ecuador. El Arco Alao consiste de un ante-arco compuesto de una secuencia turbidítica intercalada con volcanosedimentos (Unidad Maguazo), una parte central que presenta brechas y lavas basálticas a andesitas basálticas levemente metamorizadas con secuencias volcanoclásticas proximales al arco (Unidad Alao-Paute), y un tras-arco que consiste de rocas volcanosedimentarias metamorizadas desde sub-esquisto verde a esquisto verde (Unidad El Pan). Los análisis geoquímicos de rocas del arco Alao indican anomalías negativas de Nb y Ti; además estas rocas están enriquecidas en LREE lo que es típico en rocas de arco volcánico. Los diagramas de discriminación tectónica muestran un amplio rango de variedad en la afinidad geoquímica de estas rocas, asociada a rocas volcánicas que hicieron erupción a través de una corteza continental atenuada. Este Arco se formó probablemente en el Cretácico Inferior (120-140 Ma) a través de una corteza continental adelgazada y con subducción al este; desarrollado desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Inferior debido al retroceso de la fosa hacia el Pacífico por un fenómeno de roll-back. La apertura del Sur Atlántico habría causado la cesación del Arco Alao. Finalmente, la colisión de la gran provincia ígnea del Caribe en el Cretácico Superior dio lugar a la reactivación de las estructuras pre-existentes en un régimen transpresivo, deformando y metamorizando las rocas del Arco Alao hasta una facies de esquisto verde del tipo Barrowiano.

ABSTRACT

The present work describes the rocks that outcrop along the El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas section with a review of previously published geochemical and geochronological data from the Alao Arc. The study area is located 25 km east of Cuenca, in the western foothills of the Cordillera Real between the Cuenca-Macas road, in the Province of Azuay, Ecuador. Alao Arc consists of a forearc composed of a turbiditic sequence interlayered with volcanosediments (Maguazo Unit), a central part that presents basaltic to basaltic andesites breccias and lavas slightly metamorphosed with volcanoclastic sequences proximal to the arc (Alao-Paute Unit), and a backarc consisting of volcanosedimentary rocks metamorphosed from sub-greenschist to greenschist (El Pan Unit). The geochemical analyzes of Alao arc rocks indicate negative anomalies of Nb and Ti; In addition, these rocks are enriched in LREE, which is typical of volcanic arc rocks. The tectonic discrimination diagrams show a wide range of variety in the geochemical affinity of these rocks, associated with volcanic rocks that erupted through an attenuated continental crust. This Arc was probably formed in the Lower Cretaceous (120-140 Ma) through a continental crust thinned and subducted to the east; developed from the Late Jurassic to the Early Cretaceous due to the retreat of the trench to the Pacific by a roll-back phenomenon. The opening of the South Atlantic would have caused the cessation of the Arco Alao. Finally, the collision of the Caribbean large igneous province in the Upper Cretaceous gave rise to the reactivation of the pre-existing structures in a transpressive regime, deforming and metamorphosed the rocks of the Alao Arc to a greenschist facies of the Barrowian type.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

Entre 1986 y 1992 el Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN)/Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico Minero Metalurgia (CODIGEM) y Servicio Geológico Británico (BGS) llevaron a cabo el Proyecto Cordillera Real. Como resultado final del Proyecto Cordillera Real se obtuvieron dos mapas geológicos a escala 1:500.00 (Geological and Metal Occurrence Maps of The Northern Cordillera Real Metamorphic Belt, Ecuador, 1994 y Geological and Metal Occurrence Maps of The Southern Cordillera Real Metamorphic Belt, Ecuador, 1994) junto a una memoria escrita por Martin Litheland, John Aspden y Richard Jamielita (The metamorphic belts of Ecuador, 1994) donde se sintetiza y se propone un modelo geológico para la evolución de la Cordillera Real del Ecuador en base a los estudios geológicos realizados. El modelo propuesto por Litherland et al. (1994) plantea una subdivisión basada en terrenos litotectónicos de origen alóctono y separados por fallas. Estos terrenos alóctonos, según Litherland et al. (1994) fueron yuxtapuestos durante una compresión en 120-140 Ma, referido este como el evento Peltetec.

Spikings et al. (2015) realizan una revisión de una gran cantidad de datos geocronológicos, geoquímicos, termocronológicos, sedimentológicos y paleomagnéticos publicados y propios que, conjuntamente, proporcionan restricciones para los modelos geológicos para la Cordillera Real y el Noroeste de Sur América. En base a esto los autores proponen un modelo totalmente diferente al de Litherland et al. (1994). Spikings et al. (2015) sugieren que el margen activo en el Noroeste de Sur América comenzó en 209 Ma y continuó hasta 115 Ma sobre una zona de subducción buzando al este que retrocedió hacia el océano, causando atenuación de la corteza de Sur América y formando nueva corteza continental. Para Spikings et al. (2015) el margen pacífico del noroeste de Sur América habría sido comprimido debido a la apertura del Sur Atlántico que movió Sur América hacia el oeste y obducto una zona de subducción exhumada.

1.2 JUSTIFICATIVOS

El Arco Alao aflora en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real y por lo tanto forma parte de la discusión en modelos de evolución propuestos en la Cordillera Real (modelo alóctono vs modelo autóctono).

Litherland et al. (1994) proponen que el Arco Alao es de edad Jurásico Medio basándose en un fósil analizado de un canto rodado atribuido a la Unidad Maguazo (ante-arco del Arco Alao) y acrecionado al continente durante una compresión en 120-140 Ma.

Spikings et al. (2015) consideran que el Arco Alao es in situ e hizo erupción en el Cretácico Inferior a través de una corteza continental adelgazada dentro de un ambiente marino.

Este proyecto estudio las características geológicas y petrográficas del Arco Alao a través de la geotravesía El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas, donde se seleccionaron muestras para obtener zircones primarios. La geotravesía El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas fue considera para el estudio ya que constituyen el sector de mayor exposición (aproximadamente 35 km de largo) del Arco Alao. Adicionalmente, se realizó la revisión de datos geoquímicos previamente publicados del Arco Alao. Con el fin de proponer un modelo geodinámico que aporte en el entendimiento del Arco Alao y la Cordillera Real.

1.3 OBJETIVO GENERAL

Conocer mejor la naturaleza de las rocas del Arco Alao mediante la caracterización petrográfica y geoquímica, y proponer un modelo geodinámico del Arco Alao, basados en el Corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas y datos publicados en la literatura geológica.

1.4 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar descripciones petrográficas a nivel macroscópico y microscópico de rocas representativas del Arco Alao de la Cordillera Real en el Corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas.
- Elaborar una interpretación geoquímica en base a datos bibliográficos (Litherland et al., 1994; Cochrane, 2013) de elementos mayores, elementos traza y tierras raras, para conocer la naturaleza del Arco Alao.
- Obtener zircones de cristalización de rocas del Arco Alao.
- Proponer un modelo de la génesis del Arco Alao.

1.5 METODOLOGÍA Y ALCANCE

Con el propósito de cumplir los objetivos planteados, previamente al desarrollo de este estudio se realizó la compilación y síntesis de la información existente como en libros, publicaciones científicas, memorias, informes técnicos inéditos, mapas topográficos (1:50.000), fotografías aéreas y Google Earth Pro. Lo cual permitió la planificación para las salidas de campo.

Para las comprobaciones de campo y recorrido a lo largo de accesos carrozables en el Corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas, se efectuó con la ayuda del Ing. Bernardo Beate y cuando no fue posible ir en auto se alquiló una camioneta en la Cooperativa de Transporte Santa Barbara ubicados en el Terminal Terrestre de Gualaceo o por medio de las unidades de bus local que operan desde El Descanso hasta Gualaceo.

En el levantamiento geológico del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas se tomaron 60 muestras de mano representativas, de las cuales se realizaron 40 láminas delgadas y 10 para separación de zircones. Para el desarrollo de esto se usó como equipo geológico libreta de campo, esfero, marcador, lupa, brújula, martillo, combo, navaja, GPS, fundas de muestreo, etc.

Para la descripción microscópica de 40 láminas delgadas de muestras seleccionadas se usó el microscopio petrográfico polarizante.

Las muestras para separar zircones fueron preparadas en los laboratorios de geoquímica y preparación de muestras y Sedimentología de la Escuela Politécnica Nacional. En el laboratorio de geoquímica y preparación de muestras se llevó a cabo la trituración de cada muestra mediante la trituradora de mandíbulas BB 300 hasta obtener un tamaño menor a 2 mm. Después de ser trituradas hasta el tamaño requerido, se colocan las muestras en recipientes de aluminio y se procede a tratar cada muestra con ácido acético diluido al 40% durante 5 días en el laboratorio de sedimentología. Esto ayuda a eliminar carbonatos y materia orgánica que puede contaminar la muestra. Luego del tratamiento con el ácido acético se neutraliza la muestra con agua destilada previamente calentada y se limpia la muestra. A continuación, se tamiza la muestra con el objetivo de separar la fracción arcillosa y recuperar fracciones minerales entre 45 y 250 micrómetros. Para ello se utilizan mallas de 50, 150, 250 y 300 micras en la tamizadora analítica AS300control del laboratorio de sedimentología. Posterior a esto la fracción de 45 a 250 micrómetros es llevada al laboratorio de geoquímica y preparación de muestras para separar los minerales magnéticos con el separador magnético isodinámico frantz. Finalmente, de la fracción no magnética obtenida se extraen los minerales con densidad mayor a 2.9 g/cm³. Esto se logra mediante un proceso de flotación con la ayuda de politungstato de sodio, que es un líquido pesado con densidad de 2.9 g/cm³. En un embudo de decantación se coloca el líquido pesado y la muestra. El tiempo de decantación fue de hora, permitiendo que los minerales pesados se alojen en el fondo y los más ligeros floten. La fracción pesada es separada con la ayuda de un papel filtro, colocada en una caja de petri para eliminar los residuos del politungstato de sodio con agua destilada caliente y observar los minerales bajo el microscopio estereoscópico.

El análisis geoquímico corresponde a datos publicados por Litherland et al. (1994) y Cochrane (2013) de 31 muestras del Arco Alao. Los diagramas de clasificación de rocas y discriminación geotectónica fueron realizados usando el software libre GeoChemical Data toolkit (GCDkit).

Por último, se realizó el procesamiento de datos, síntesis, figuras, interpretación de la información colectada, mapa de puntos de muestreo con las láminas delgadas analizadas y el corte geológico correspondiente, para esto se utilizaron las hojas topográficas 1:50,000 de Gualaceo y Mariano Moreno.

1.6 ÁREA DE ESTUDIO

1.6.1 UBICACIÓN Y ACCESO

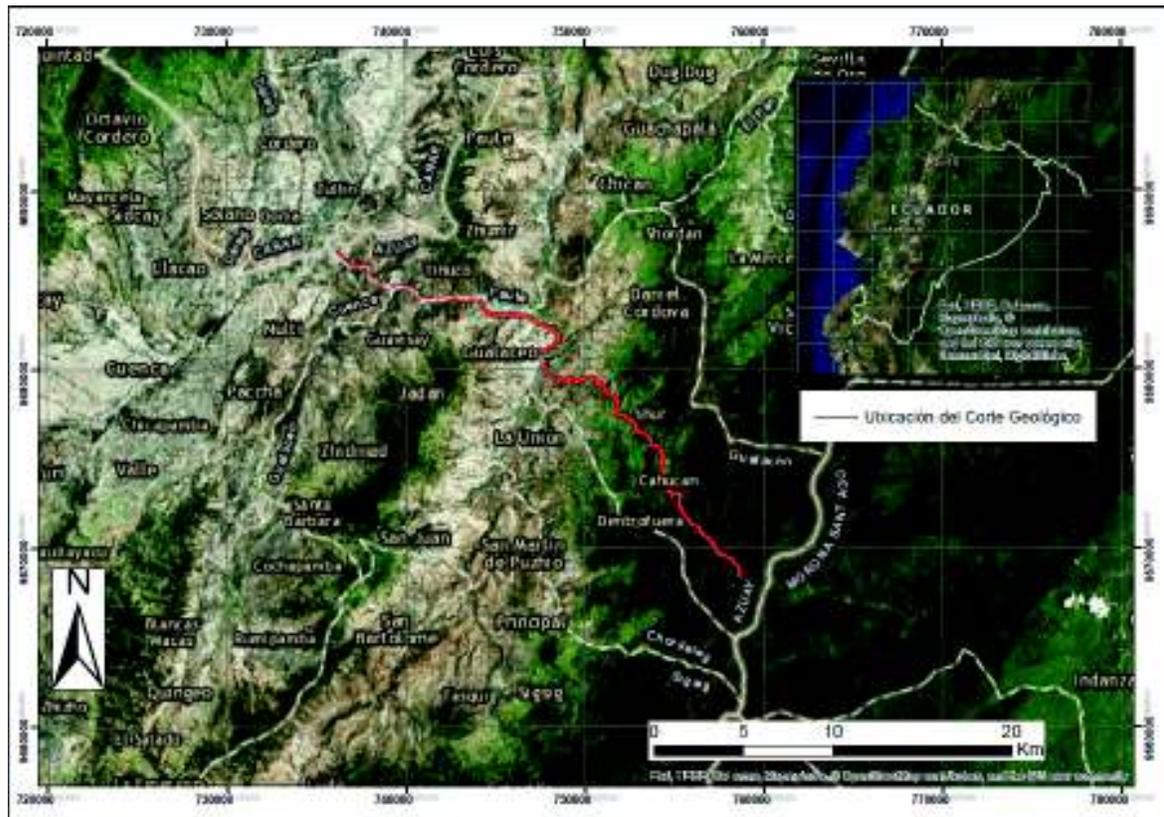


Figura 1. 1 Mapa de ubicación del Corte Geológico.

El área de estudio se ubica en la zona austral del país y tiene como zona urbana principal a Gualaceo. El cantón de Gualaceo está ubicado a 25 km al Este de Cuenca, en la subcuenca del río Santa Bárbara, perteneciente a la cuenca hidrográfica del río Paute y estribaciones occidentales de la Cordillera Real entre la vía Cuenca-Macas, en la Provincia de Azuay, Ecuador. Los límites aproximados que posee el área de estudio se ubica dentro de las hojas topográficas de Gualaceo y Mariano Moreno, escala 1:50.000. La geotravesía conecta las zonas

de El Descanso - Gualaceo – Río Culebrillas y tiene una longitud aproximada de 45km, el acceso a esta geotravesía es por medio de la vía pavimentada Cuenca – El Descanso – Gualaceo – Limón – Macas.

1.6.2 MORFOLOGÍA

El área de estudio corresponde a las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, con terrenos montañosos que varían desde los 2000 hasta los 4000 m.s.n.m. El drenaje está formado principalmente por los ríos Paute, Gualaceo y San Francisco, que hacia el oriente pasan a ser la vertiente alta de la cuenca hidrográfica del Río Santiago afluente principal del Marañón.

El río Paute tiene como afluentes a los ríos Tomebamba, Gualaceo, Jadán y varias quebradas aledañas de bajo caudal. El río Gualaceo fluye en dirección sur – norte y recibe tributo de los ríos Zhio, San Francisco y las quebradas Chunocari, Saimir, Raruncay, Tambococha, Guallmincay, entre otros de menor caudal.

1.6.3 CLIMA Y VEGETACIÓN

El Valle del Río Santa Bárbara se encuentra ubicado en las estribaciones de la cordillera central en la Subcuenca del río Santa Bárbara y tiene una temperatura promedio de 17 grados centígrados (Municipio de Gualaceo, 2017).

Gualaceo goza de climas templados y fríos que se caracterizan por sus temperaturas medias que van desde los 6 grados centígrados, en los períodos muy fríos y los 25 grados centígrados en los días soleados; excepto en las partes altas donde se supera los 3.000 m.s.n.m poseen un clima frío, propio de las zonas altas de las cordilleras donde se asientan los ecosistemas del Bosque Nublado y los páramos andinos (Municipio de Gualaceo, 2017).

En cuanto a la pluviosidad esta entre los 800 y 1.100 mm anuales en los meses de lluvia que comprende los meses de Abril, Mayo, Junio y Julio, mientras que los de sequía pertenecen a Agosto, Septiembre, Octubre y Noviembre (Municipio de Gualaceo, 2017).

1.6.4 POBLACIÓN

El cantón Gualaceo cuenta con 9 parroquias y representa el 4.2% del territorio de la provincia de Azuay (INEC – Censo de Población y Vivienda, 2010). La población consiste de 42.7 mil habitantes, de los cuales el 54.4% son mujeres y 45.6% hombres, y la población económicamente activa es el 52.2% (INEC – Censo de Población y Vivienda, 2010). Las principales actividades económicas del sector son la agricultura, ganadería, silvicultura, industria manufacturera, comercio y construcción (Fig. 1.2). Los principales problemas están dados por la migración y sus consecuencias sociales, baja productividad de los suelos, ausencia de infraestructura médica, educativa y deficiente vialidad en comunidades rurales.



Figura 1. 2 Cuadro de población ocupada por rama de actividad. Tomado del Sistema Nacional de Información (SNI), 2014.

1.7 TRABAJOS PREVIOS

Algunos estudios previos sobre las rocas metamórficas que afloran al este de la cuenca de Cuenca y del Arco Alao fueron realizados por Sheppard y Bushnell (1933), Trouw (1976), Bristow y Guevara (1980), Litherland et al. (1994), Pratt et al (2005) y Spikings (2015).

Sheppard and Bushnell (1933) realizaron las primeras descripciones petrográficas de las rocas metamórficas que afloran en las estribaciones occidentales de la

Cordillera Real cerca de Cuenca. Estas descripciones son acompañadas de una sección geológica desde Descanso a Gualaceo (Fig. 1.3). Los autores indican que la mayoría de los especímenes recolectados en Gualaceo son aparentemente lavas alteradas, pero su grado de metamorfismo varía muy poco con respecto al área de Chicticay, y aún pueden clasificarse como esquistos de clorita. También reportan la existencia de un esquisto micáceo granatífero, derivado de una roca arcillosa, que indica que los sedimentos comienzan a mostrar los efectos de un metamorfismo más intenso. Además resaltan que los esquistos verdes observados en Chicticay son andesitas en varias etapas de foliación y alteración. Finalmente clasifican a todo el grupo de rocas metamórficas como filitas con esquistos de clorita-epidota, sugiriendo que las series consistieron originalmente de alternaciones de lutitas con flujos de lava.

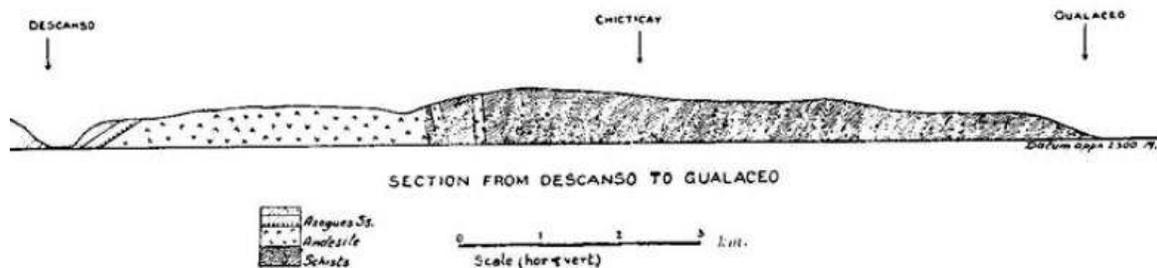


Figura 1. 3 Sección geológica desde Descanso a Gualaceo de Sheppard y Bushnell, 1933.

Bristow (1973) subdivide la Serie Paute (propuesta por Olsson en Liddle y Palmer 1941; ver Bristow y Hoffstetter, 1977) en dos divisiones: Meta-volcánicos San Francisco y Esquistos El Pan. El autor indica además que los Meta-volcánicos San Francisco se extienden desde la garganta del río Paute al este de El Descanso, hasta la garganta del río San Francisco, del cual toma su nombre, a unos 8 km al SE de Gualaceo (540 760). Mientras que para los Esquistos El Pan, toma su nombre de una población ubicada a 10 km al Este de Paute (590 920), situándose su superficie al este del meta-volcánico San Francisco. Los Esquistos El Pan según Bristow (1973) consisten de esquistos verdosos de mica, cuarcitas y esquistos de grafito, y considera que son Cretácicos. Bristow (1973) sugiere para los Meta-volcánicos San Francisco una edad Cretácica Superior, basado en una transición gradual con las rocas no metamorfizadas de las Formaciones Yunguilla

y Piñón. Los Meta-volcánicos San Francisco de Bristow (1973) consisten de andesitas de varios grados metamórficos con filitas, esquistos de mica y aglomerados. Esto fue parte del levantamiento geológico 1:100.000 de la Hoja de Azogues (Fig. 1.4) que realizó Bristow para la BGS y la DGGM.

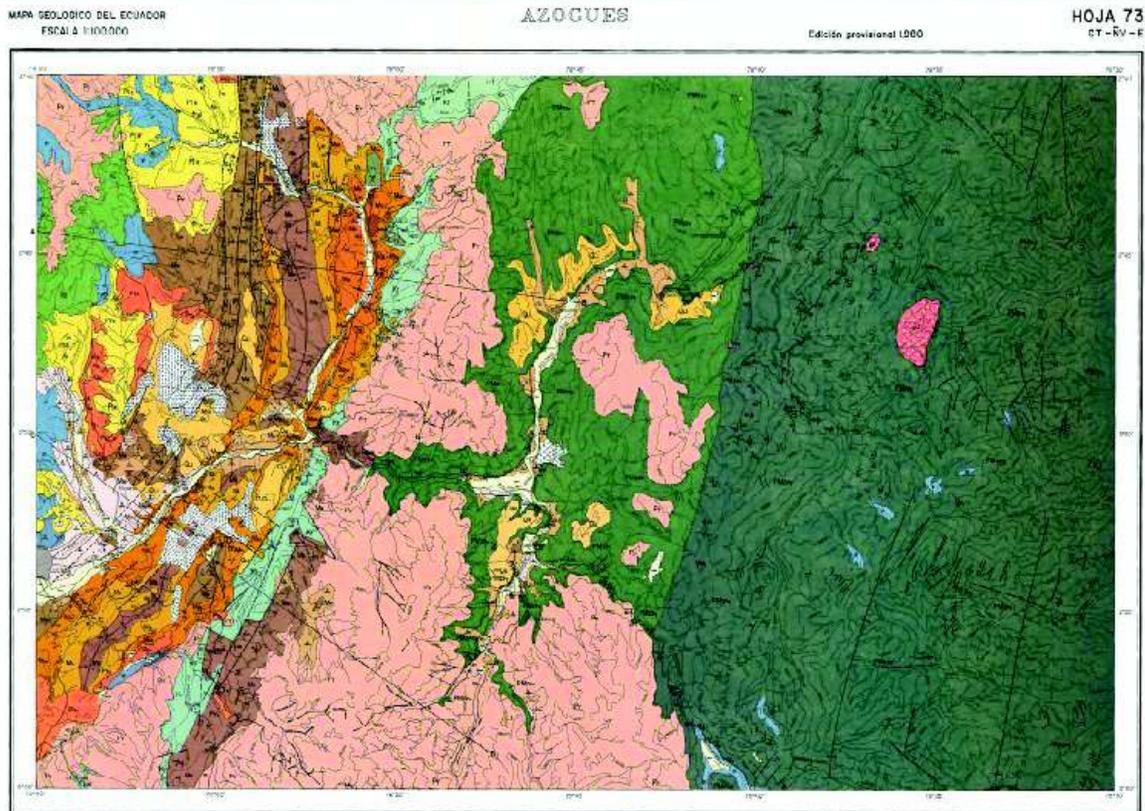


Figura 1. 4 Hoja geológica 1:100.00 de Azogues. Bristow, 1973. Para una visualización completa de la hoja geológica puede dirigirse al siguiente link: (https://www.geoinvestigacion.gob.ec/mapas/100K_r/HOJAS_GEOLOGICAS_100k/AZOGUES_PSAD56_Z17S_reducido.pdf)

Trouw (1976) estudio estas rocas petrográficamente y estructuralmente en el corte El Descanso-Gualaceo-General Plaza, como parte de su estudio “Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real Ecuador”. Señala que no existe criterio para la transición propuesta de Bristow (1973), ya que existen al Este de El Pan y más al SE de Gualaceo bastantes rocas meta-volcánicas, y propone una nueva subdivisión en dos formaciones: la Formación San Francisco, que consiste de metavolcánitas, interestratificadas con filitas, filitas grafitosas, cuarcitas y rocas carbonáceas, probablemente de edad cretácica; y la Formación Ishpingo con filitas y esquistos derivados de sedimentos pelíticos, localmente con capas

calcáreas y muy pocos horizontes volcánicos, probablemente de edad cretácica y/o jurásica. Adicionalmente, la Formación Ishpingo es intruida por un ortogneis compuesto de cuarzo, albita, muscovita, feldespato potásico, clorita, carbonato, epidota, turmalina y algo de granate. La transición de estas dos formaciones según Trouw (1976) estaría definida por el último afloramiento potente de rocas meta-volcánicas cerca del segundo puente sobre el Río San Francisco viniendo del oeste (560-710) (Fig. 1.5). Sin embargo, al autor también indica que esta transición podría ser un cambio de facies lateral.

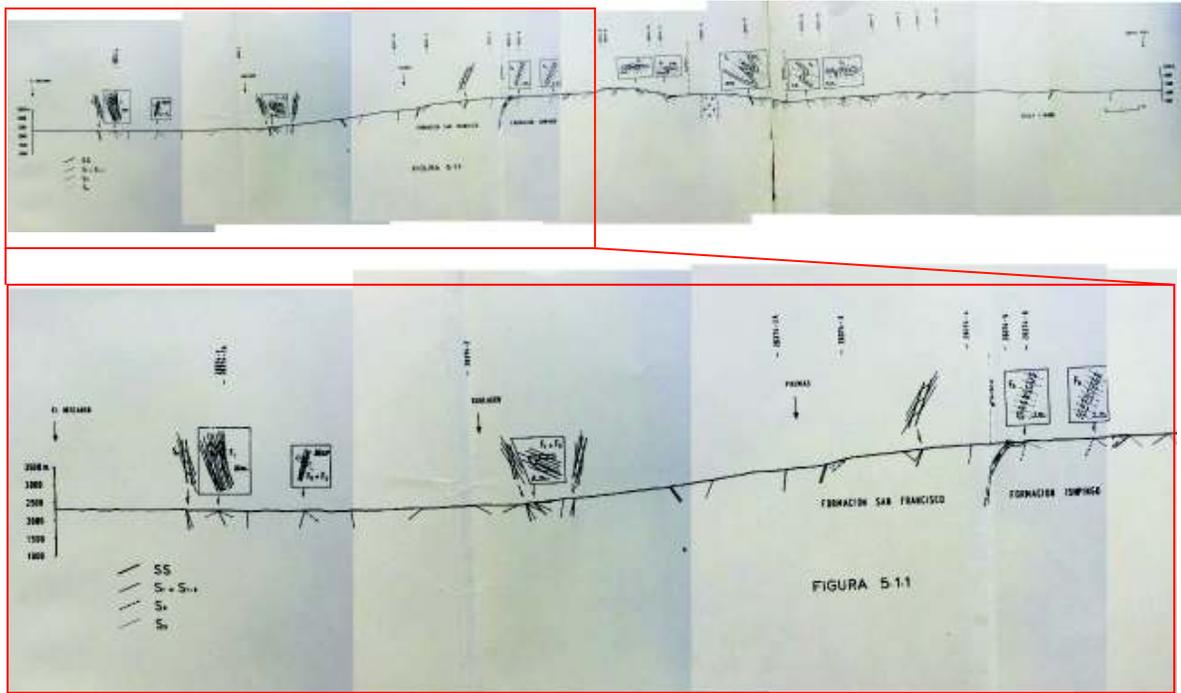


Figura 1. 5 Corte El Descanso-Gualaceo-General Plaza de Trouw, 1976.

Trouw (1976) interpreta que entre El Descanso y Gualaceo, las rocas meta-volcánicas de la Formación San Francisco aún conservan su textura original mientras que en otras partes se desarrolla un plano de esquistosidad y presentan minerales de clorita, albita, epidota, cuarzo y carbonato. Además, el autor indica que entre Gualaceo y General Plaza la Formación San Francisco estaría representada por meta-lavas y meta-tobas, y su metamorfismo sería principalmente bajo en facies de esquistos verde.

Litherland et al. (1994) interpretan al Arco Alao como un arco de isla del Jurásico Medio acrecionado al continente entre 140 y 120 Ma, y reconocen las secuencias

de ante arco, arco y tras arco. Este Arco es interpretado esencialmente como un cinturón de rocas verdes de hasta 35 km de ancho.

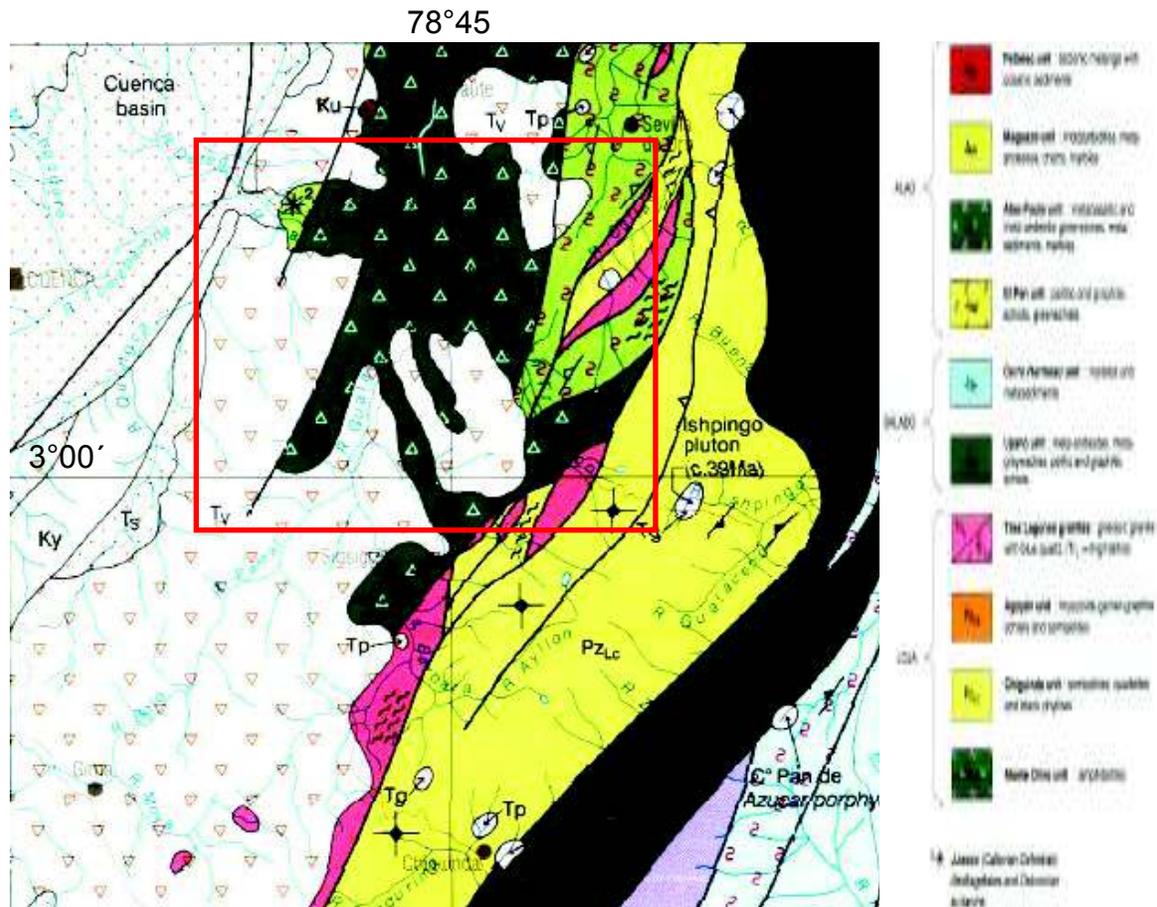


Figura 1. 6 Contexto geológico de la zona de estudio. Modificado de Litherland et al., 1994. El cuadro rojo indica la zona del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas.

Para el área del Rio Paute entre Descanso y Gualaceo, Litherland et al. (1994) indican que existen afloramientos de lavas masivas, aglomerados y bandas de filitas verdes de probable origen tobáceo. Veinte rocas de esta área fueron muestreadas como parte del proyecto Cordillera Real para análisis de roca total y ploteadas en el diagrama $K_2O + Na_2O$ vs SiO_2 , mostrando que estas rocas son predominantemente basálticas, con menor andesitas y andesitas basálticas. Además, estudios geocronológicos K-Ar en Hornblenda de cantos rodados tomados en el Rio San Francisco dan edades de 115 Ma y 142 Ma. Litherland et al. (1994) interpretaron estas edades como de reseteo y prefirieron una edad del Jurásico Superior basados en un polen de un canto rodado asociado a la Unidad Maguazo, recolectado en el rio Jadan (oeste de Gualaceo, Fig. 1.6).

Pratt et al. (2005) mediante un corte geológico a lo largo del río Pastaza prueban el modelo de terreno acrecionado propuesto por Litherland et al. (1994). Los autores indican que los contactos entre los terrenos propuestos por Litherland et al. (1994) son intrusivos y no tectónicos. Pratt et al. (2005) reportan que la litología dominante del Arco Alao en su zona de estudio se trata de esquistos verdes moderadamente fisibles, meta basaltos masivos que preservan una textura porfírica original, diques de meta gabro y pillow lavas. Los autores interpretan al Arco Alao en Baños como una secuencia andesita/basalto submarina jurásica.

Cochrane (2013) presenta un nuevo conjunto de datos cuantitativos isotópicos y geoquímicos para investigar la evolución tectónica del noroeste de Sur América desde el Pérmico al Cretácico Inferior. Como parte de su trabajo Cochrane (2013) muestra datos $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de los bordes y núcleos de zircones detríticos extraídos de una cuarcita del Arco Alao, con una edad mínimo de 163.7 ± 1.6 Ma, contrastando su edad estratigráfica máxima y una edad máxima de 2.4 Ga sugiriendo que esta secuencia se formó proximal a la corteza continental de Sur América. La interpretación de Cochrane (2013) difiere de los modelos anteriores que invocan un origen alóctono (Litherland et al., 1994) y sugiere que los arcos magmáticos se formaron en la corteza oceánica y fueron separados de América del Sur por una zona de subducción. Cochrane (2013) sustenta su modelo basado en que el crecimiento alóctono de un margen continental debería producir saltos escalonados en edad y composición isotópica a medida que los terrenos sucesivos se acumulan fuera del terreno anterior (por ejemplo, Öhlander et al., 1993 en Cochrane, 2013) y por el contrario, la tendencia hacia un magmatismo joven acompañado de agotamiento geoquímico es consistente con la migración del eje del arco hacia la fosa (Kemp et al., 2009 en Cochrane, 2013), donde la corteza se adelgaza progresivamente hacia el arco durante el rifting continental (Harper, 2003 en Cochrane, 2013). Por lo tanto, es muy poco probable que las tendencias geocronológicas, isotópicas y geoquímicas graduales, pero consistentes, sean consecuencia de la acumulación de secuencias de arco de isla (Cochrane, 2013; ver Fig. 1.7).

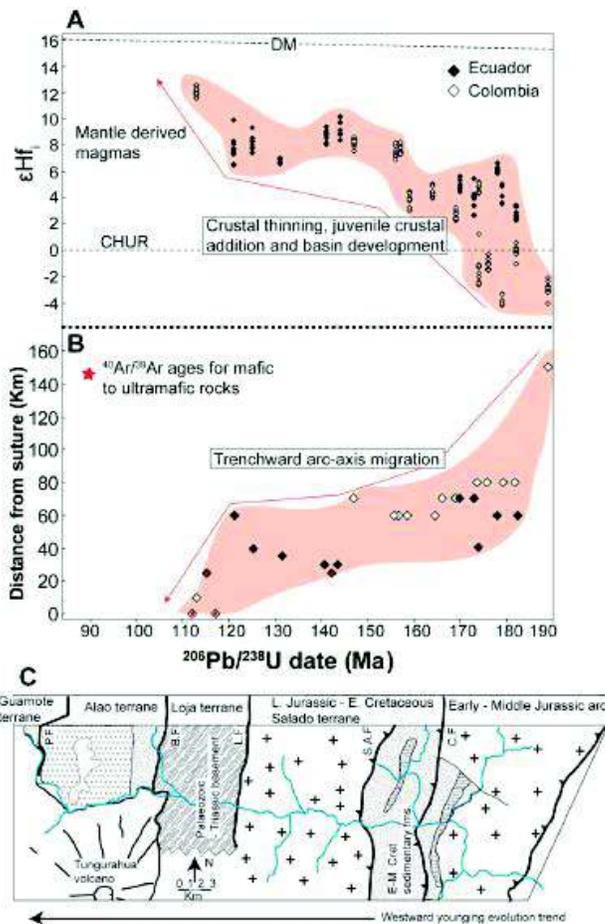


Figura 1. 7 a) Datos de Zircon ϵ_{Hf} para rocas magmáticas de la Cordillera Oriental de Ecuador y la Cordillera Central de Colombia. ϵ_{Hf} calculado usando la edad media ponderada $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ determinada por la datación LA-ICP-MS y los parámetros CHUR: $^{176}\text{Lu} / ^{177}\text{Hf} = 0.0336$, y $^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = 0.282785$ (Bouvier et al., 2008). DM indica la curva de evolución del isótopo Hf para el manto empobrecido. Los datos revelan una tendencia continua desde un miembro final de la corteza en ~ 190 Ma, a un miembro final derivado de la capa en ~ 113 Ma. b) Una comparación entre las edades de cristalización de rocas magmáticas versus su distancia de la sutura Pelitetec (Ecuador) - Cauca-Almaguer (Colombia). La correlación positiva revela la migración del eje de arco hacia la trinchera durante ~ 190 a ~ 110 Ma. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ las edades son de (Litherland et al., 1994; Villagomez y Spikings, 2013). c) Corte este-oeste de la Cordillera Oriental del Ecuador (Pratt et al., 2005). Tenga en cuenta la tendencia juvenil de las rocas magmáticas desde el Jurásico temprano en el este, hasta el Cretácico temprano en el oeste, que coincide con composiciones isotópicas cada vez más juveniles (a). Tomado de Cochrane, 2013.

Spikings et al. (2015) basados fundamentalmente en el trabajo de Cochrane (2013), junto con datos de sedimentología, termocronología y paleomagnetismo proponen un nuevo modelo para la evolución geológica del NW de Sur América desde 290 a 75 Ma. Spikings et al. (2015) muestran que las rocas máficas del Arco Alao tienen una afinidad calco-alcalina a toleítica y que sus elementos traza indican que se formaron en un arco, aunque algunas muestras tienen una afinidad tipo MORB. Los autores interpretan que el Arco Alao se formó sobre una zona de subducción hacia el este a lo largo de una corteza continental adelgazada y que la extensión (Cochrane, 2013) habría sido suficiente para formar rocas tipo MORB con firmas toleíticas sobre la zona de subducción. Alternativamente, los basaltos toleíticos pueden formar parte de la Unidad Peltetec, y fueron estructuralmente emplazado contra las rocas calco-alcalinas durante la compresión posterior (Spikings et al., 2015).

1.8 DESARROLLO DEL TRABAJO

En el capítulo 2 se presenta el marco geológico regional, donde se describe la litoestratigrafía de la Cordillera Real, ya que estas rocas están relacionadas directamente con la zona de estudio. Además, se realiza un breve resumen de los modelos de evolución geológica propuestos en la Cordillera Real por Litherland et al. (1994), Pratt et al. (2005) y Spikings et al. (2015).

El capítulo 3 contiene la descripción de las unidades geológicas que afloran en el corte geológico El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas desde la más antigua a la más reciente y su relación estratigráfica entre sí. Adicional a las características petrográficas de cada unidad, para el Arco Alao se desarrolla su geoquímica, geocronología y metamorfismo en base a datos previamente publicados (e.g. Litherland et al., 1994) y observados en este trabajo.

El capítulo 4 abarca el modelo geológico del Arco Alao y la Cordillera Real del Ecuador. Este es subdividido en tres etapas: pre-Jurásico, Jurásico - Cretácico inferior y Cretácico superior. Está subdivisión fue considerada ya que el pre-Jurásico corresponde al basamento sobre el cual se desarrollaron los arcos del Jurásico y Cretácico inferior, cuya zona de subducción migra hacia el océano y es

clausurada en 115 Ma por la apertura del sur Atlántico. Finalmente, estos arcos del Jurásico y Cretácico inferior son deformados junto a su basamento por la colisión de la gran provincia ígnea del caribe en el Cretácico superior.

En el capítulo 5 se indican las conclusiones, recomendaciones y preguntas pendientes determinadas durante la realización del trabajo de titulación.

Por último, se presenta el listado de referencias bibliográficas y los anexos correspondientes a este trabajo de titulación.

CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1 LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA REAL

La Cordillera Real es una cadena montañosa ubicada al NO de Sur América, que tiene alrededor de 650 km de largo, 60 km de ancho dentro de Ecuador y un rumbo NNE, compuesto de rocas metamórficas de edad Paleozoico-Cretácico (Fig. 2.1) (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015). Uno de los principales estudios fue realizado por la Misión Británica entre 1986 y 1994 en el Proyecto Cordillera Real en el cual se propone la existencia de cinco terrenos litotectónicos (Guamote, Alao, Loja, Salado y Amazónico) separados entre sí por suturas o fallas (Peltetec, Baños, Llanganates y Cosanga-Méndez) de rumbo preferencial NNE.

A continuación se describe en breve los terrenos litotectónicos arriba mencionados de oeste a este.

2.1.1 SECUENCIA GUAMOTE

Es una secuencia marina del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (Spikings et al., 2015) que aflora en ventanas a lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Real. Consiste de cuarcitas intercaladas con pizarras o filitas de bajo grado de metamorfismo con ammonites jurásicos, que incluye conglomerados de aguas poco profundas y árboles fosilizados (Litherland et al., 1994). Las rocas contienen cuarzo azul y gris, presumiblemente de la erosión de granitos tipo Tres Lagunas, y algunos volcánicos ácidos (Litherland et al., 1994). La secuencia Guamote está limitada al este por la Falla Peltetec y al oeste parece ser limitado por la Falla Ingapirca, definiendo un cinturón controlado por fallas de hasta 15 km de ancho (Aspden & Litherland, 1992; Litherland et al., 1994).

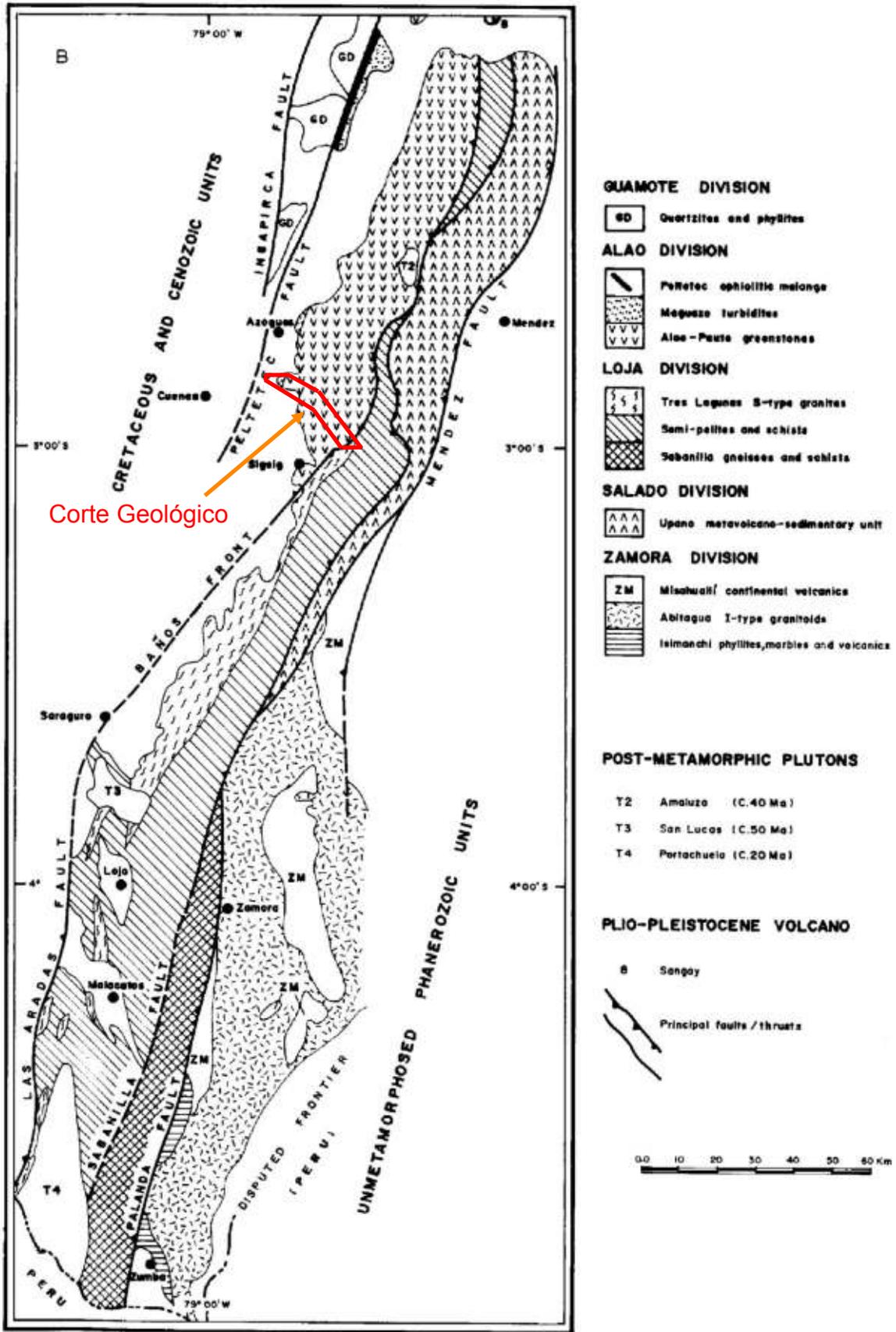


Figura 2. 1 Mapa geológico simplificado de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y sub-Andino zona sur 2°S. Tomado de Aspden y Litherland, 1992. En rojo se indica la zona del corte geológico.

Estas rocas metasedimentarias están sobreyacidas discordantemente por la no metamorfizada Formación Yunguilla (Campaniano Tardío – Maastrichtiano) (Aspden & Litherland, 1992) y fueron depositadas después de 155 Ma (Spikings et al., 2015).

Litherland et al. (1994) sugieren que esta secuencia forma parte de la corteza continental del Terreno Alóctono Chaucha, mientras Pratt et al. (2005) sugieren que está es una continuación estratigráfica de la secuencia volcánica del Arco Alao. Spikings et al. (2015) interpretan que esta secuencia se formó dentro del arco del Arco Alao y las Unidades Upano, sobre una zona de subducción con inmersión hacia el este. Sin embargo, se ha observado en el sector de Peltetec que la Unidad Maguazo (Arco Alao) descansa en discordancia sobre Guamote (Salguero, D., 2017). Esto sugiere que la secuencia Guamote de edad Jurásico Superior se formó como resultado de la erosión y adelgazamiento de la Cordillera Real durante la extensión Jurásico-Cretácico Inferior.

2.1.2 COMPLEJO PELTETEC

Forma un cinturón alargado de rocas de origen oceánico, conformando un conjunto coherente de una secuencia ofiolítica (Reyes, 2006). Esta secuencia ofiolítica incluye cherts, filitas, basaltos espilitizados, doleritas, serpentinitas, metagabros, peridotitas, piroxenitas, hornblenditas y rocas volcanoclásticas (Litherland et al., 1994; Aspden & Litherland, 1992 y referencias allí).

Este cinturón es una zona estrecha, 1-2 km de ancho, con inmersión pronunciada expuesta en ventanas a lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Real entre Penipe en el norte y Rio Zula en el sur (Litherland et al., 1994). Escamas verdes en contacto con la Secuencia Guamote en Ambuquí son posiblemente correlacionadas hacia el norte con el Complejo Peltetec (Comunicación personal, Pedro Reyes, 2017), así como metagabros y

serpentinitas que afloran en pequeñas ventanas en la antigua vía Patate – Baños en el margen este del Río Patate (Observación personal).

El Complejo Peltetec está actualmente ubicado entre la Secuencia Guamote y el Arco Alao y fue considerado por Litherland et al. (1994) en su modelo como un vestigio de la acreción de terrenos contra el cratón amazónico durante el Neocomiano. Spikings et al. (2015) presentan datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 134.7 ± 0.9 Ma y 134 ± 13 Ma que fueron interpretados como la edad de cristalización mínima del protolito basáltico, asignando una edad de Cretácico temprano para este Complejo Ofiolítico. Además sugieren con datos geoquímicos que estas rocas se formaron ya sea dentro de un plateau oceánico, o tal vez dentro de un ajuste de cuenca de tras arco, como corteza transicional.

2.1.3 ARCO ALAO

Es esencialmente un cinturón de rocas verdes de hasta 35 km de ancho aflorando a lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, limitando al oeste por la Falla Peltetec y al este por la Falla Baños (Litherland et al., 1994), está compuesto por rocas metavolcánicas y metasedimentarias. Pratt et al. (2005) describen una transición estratigráfica de los esquistos del Arco Alao dentro de las rocas metasedimentarias (Secuencia Guamote) localizadas al oeste del Complejo Peltetec, descartando a la Falla Peltetec como un límite de Terreno y por otro lado descartan la existencia de la Falla Baños ya que sugieren que este límite se trata de un contacto intrusivo entre las rocas pelíticas y el Complejo Plutónico Ulba.

El Arco Alao se encuentra bien expuesto en tramos de carretera a lo largo de los ríos Alao, Paute y Pastaza, de igual manera en la región de Gualaceo-Sigsig y la zona de Atillo-Macas. Litherland et al. (1994) reportan el área del Río Paute entre Descanso y Gualaceo y norte hacia Pindiling la existencia de lavas masivas, brechas volcánicas y bandas de filitas verdes de probable origen tobáceo pertenecientes al cinturón principal (15 km ancho) de rocas verdes. Meta-basaltos masivos con textura porfirítica, diques meta-gabróicos y pillow basaltos fueron observados en Las Juntas por Pratt et al. (2005), por lo que interpretaron a esta como una secuencia volcánica submarina.

Litherland et al. (1994) interpretan a este arco como un arco de isla del Jurásico Medio acrecionado al continente durante el Neocomiano (145-125 Ma), y reconoce las secuencias de ante arco (Unidad Maguazo), arco (Unidad Alao-Paute) y tras arco (Unidad El Pan). Mientras que Spikings et al. (2015) sugieren que el Arco es in situ e hizo erupción a través de una corteza continental delgada durante el Cretácico Temprano dentro de un ambiente marino. No hay todavía un control geocronológico con edades de cristalización en zircones (U/Pb).

2.1.4 TERRENO LOJA

Conforma el núcleo central de la Cordillera Real; se encuentra limitado al oeste por la Falla Llanganates y al este por la Falla Baños. El Terreno Loja consiste de rocas metamórficas sedimentarias semipelíticas Paleozoicas indiferenciadas de las Unidades Chiguinda y Agoyán, intruidas por las rocas triásicas ígneas y metamórficas de las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla, junto con anfibolitas de la Unidad Monte Olivo (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015).

La Unidad Chiguinda aflora principalmente en el segmento sur de la Cordillera Real y consiste predominantemente de cuarcitas y filitas negras, y está caracterizada por su cercana asociación a los granitos Tres Lagunas (Litherland et al., 1994). Filitas y pizarras de bajo grado fueron recolectadas por Litherland et al. (1994) en el camino Loja-Zamora y en base a análisis palinológicos sugieren una edad post-Silúrico, similar a la edad U-Pb en zircón detrítico obtenido por Chew et al. (2007) de 362 ± 12 Ma. Además, las distribuciones de edad detrítica son consistentes con un origen autóctono para la Unidad Chiguinda (Chew et al., 2007). Sin embargo, el control tectónico dentro del cual esta secuencia fue depositada es indeterminado (Spikings et al., 2015).

La Unidad Agoyán es considerada como el equivalente de alto grado metamórfico de la unidad Chiguinda y consiste de esquistos pelíticos granate - moscovita y paragneises que afloran al norte de la Cordillera Real junto con las rocas graníticas de la unidad Tres Lagunas (Litherland et al., 1994). Una edad

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $207,6 \pm 9,2$ Ma fue obtenida por Cochrane (2013) en los bordes de zircones metamórficos extraídos de un paragneis, indicando que algunas regiones del margen continental se mantuvieron a temperaturas que eran suficientemente elevadas para producir zircón metamórfico hasta ~ 207 Ma (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015).

Las anfibolitas Monte Olivo representan una fase de diques máficos que cortan, o son concordantes con los metasedimentos de Chiguinda y Agoyán. Tienen una afinidad metabasáltica y forman un conjunto de esquistos anfibolíticos con hornblenda – cuarzo – calcita – epidota – biotita (Litherland et al., 1994). La unidad Monte Olivo tiene una edad concordante $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 231.9 ± 3.2 Ma (Cochrane, 2013) y ocurrieron durante un período de extensión continental prolongada (Cochrane et al., 2014a).

La unidad Tres Lagunas está formada por granito con “cuarzo azul” y presenta una asociación cercana con las unidades Chiguinda y Agoyán a lo largo de toda la Cordillera Real. Análisis mineralógicos, geoquímicos y datos de relaciones iniciales altas en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (> 0.712) sugieren que estas rocas se formaron como granitos anatécnicos tipo “S” (Litherland et al., 1994) y que la contaminación de la corteza fue un factor importante en la génesis de estas rocas, tiene una edad U-Pb de 227.6 ± 3.2 Ma, mientras que un número de 14 edades K – Ar se encuentran entre 60 – 100 Ma (Litherland et al., 1994). Estas edades de K/Ar son interpretadas como edades reseteadas en la acreción del Plateau Caribe en ~ 75 Ma. Cochrane et al., (2014a) reporta edades de $231,0 \pm 1,9$ Ma y $235,0 \pm 1,5$ Ma U-Pb para la unidad Tres Lagunas.

La unidad Sabanilla es una serie de orto- y paragneises de medio a alto grado y en algunos casos llegan hasta gneises migmatíticos, formando un cinturón de 10 km de ancho (Litherland et al., 1994). La geoquímica de los ortogneises indica una afinidad de granitos tipo “S” similar a la unidad Tres Lagunas, las edades K - Ar en moscovita y biotita están entre 65-85 Ma (Litherland et al., 1994), mientras que resultados de análisis radiométricos Rb - Sr dan una edad de 224 ± 37 Ma y fue considerada como precisa por Litherland et al. (1994). Estas migmatitas y

ortogneises con cianita y sillimanita, han sido datadas en 247.2 ± 4.3 por el método U-Pb (Cochrane et al., 2014a).

La mayoría de datos U-Pb en zircones extraídos de metagranitos y migmatitas fluctúan entre 240-230 Ma, y una comparación con la latitud no revela ninguna tendencia para el periodo Triásico (Spikings et al., 2015). Es decir el eje del arco magmático Triásico no sufrió procesos geodinámicos que provoquen una migración de la fosa hacia el océano o el continente.

La Unidad Quebrada El Volcán reportada por primera vez por INIGEMM (en Ortiz, 2017) dentro del Terreno Loja de Litherland et al. (1994) consiste de una secuencia de rocas meta-volcánicas y meta-volcanoclásticas. La geoquímica realizada a las secuencias volcánicas muestra características de basaltos subalcalinos formadas en un arco de islas con un importante aporte de sedimentos durante el proceso de subducción (Ortiz, 2017). La litoestratigrafía de la Unidad Quebrada El Volcán exhibe secuencias volcánicas y volcanoclásticas, caracterizadas por meta-basaltos, meta-tobas y filitas negras asociadas a facies de subesquistos verdes, que podrían ser correlacionables con las litologías reportadas en el Terreno Alao (Ortiz, 2017). La ocurrencia de este arco de islas dentro del Terreno Loja junto con un estudio geocronológico de esta Unidad probaría la hipótesis planteada por Spikings et al. (2015) del desarrollo de un arco de islas en una corteza continental adelgazada.

2.1.5 TERRENO SALADO

Esta división litotectónica metamórfica comprende rocas volcánicas máficas metamorizadas o rocas verdes (unidad Upano) con rocas metasedimentarias (unidad Cuyuja y unidad Cerro Hermoso) y plutónicas metamorizadas de los granitoides Azafrán (Litherland et al., 1994). Limita al oeste con el terreno Loja por medio de la falla Llanganates y al este con la división Zamora por medio de la falla Cosanga – Méndez (Litherland et al., 1994).

La Unidad Upano es una secuencia volcanosedimentaria que incluye andesitas metamorizadas, tobas y brechas volcánicas, grauwacas, mármoles, cuarcitas

impuras y filitas negras (Aspden & Litherland, 1992). Tiene aporte de cuarzo azul proveniente del granito Tres Lagunas y presenta afinidad calco – alcalina en las rocas volcánicas que son cogenéticas con el granito de Azafrán y transicional con los volcánicos continentales de Misahuallí. La edad de la unidad Upano obtenida por medio de palinoflora (*Perinopollenites elatoides*) en filitas indica que se formó en el Jurásico inferior – Cretácico, mientras que una datación K – Ar da una edad de 54 ± 2 Ma considerada como reajuste (Litherland et al., 1994). Dataciones realizadas por Cochrane et al. (2014b) indican una edad U-Pb de $121.0 \pm 0,8$ Ma en una meta-andesita. Además, presentan datos U-Pb de los bordes y núcleos de zircones detríticos extraídos de una cuarcita de esta Unidad, y la edad más joven es de 143.3 ± 9.9 Ma. Lo cual indica, que la Unidad Upano se depositó después de ~ 144 Ma a inicios del Cretácico Inferior.

La unidad Cuyuja forma un cinturón de unos 10 km de ancho y aflora en la parte norte de la Cordillera Real dentro del complejo de “napas” de Cuyuja. Está formada por esquistos de grafito – moscovita, esquistos pelíticos e intercalaciones de esquisto verde, representando facies distales de agua profunda de la facies turbidítica/volcánica de la unidad Upano (Litherland et al., 1994).

La unidad Cerro Hermoso es esencialmente una secuencia carbonatada constituida por mármoles, calizas negras, filitas calcáreas y calcoarenitas, y es interpretado como un “klippe” tectónico. Las edades por esporas y fragmentos de conchas no son claras, pero el hecho de ser intruida por el granito de Azafrán es probable una edad Jurásica medio (Litherland et al., 1994).

El granito de Azafrán constituye un cinturón deformado de granitoides cizallados (metamorfizados) con un ancho de 10 km y que linealmente puede ser correlacionable con el Batolito de Chingual ubicado al norte (Litherland et al., 1994). Las principales litologías son granodiorita, cuarzo diorita y diorita metamorfizada de grano grueso moderadamente foliado (Pratt et al., 2005). Las edades K – Ar fluctúan entre 170 – 128 Ma, mientras que la edad U-Pb corresponde a 142.7 ± 1 Ma (Litherland et al., 1994). Cochrane (2013) obtuvo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $140,7 \pm 0,7$ Ma y $143,5 \pm 1,3$ Ma.

Cochrane et al. (2014b) presentan una edad U-Pb en zircón para el Batolito de Chingual de 125.3 ± 0.9 Ma, el cual es considerado ser parte del Terreno Salado (Litherland et al., 1994) como el Batolito de Azafrán y la Unidad Upano. Estas intrusiones Cretácicas (Azafrán y Chingual) están localizadas al oeste de granitoides más antiguos, y poseen las composiciones isotópicas más juveniles (Spikings et al., 2015).

Litherland et al. (1994) sugieren que el terreno Salado se formó como un relicto de una cuenca marginal desarrollada sobre corteza continental.

2.1.6 CRATÓN AMAZÓNICO

Ocurre inmediatamente al este de la Cordillera Real, cerca de lo que se considera el borde occidental aproximado del cratón Amazónico (Aspden & Litherland, 1992). Durante el Paleozoico y Triásico, el cratón Amazónico fue el depocentro de las Formaciones Pumbuiza y Macuma, y la Unidad Piuntza. La unidad metamórfica Isimanchi está incluida en este grupo desde que está asociado con el Batolito Jurásico de Zamora, que es parte del cratón (Litherland et al., 1994). El cratón amazónico también es el sitio de deposición (Fm. Santiago y Unidad Chapiza), extrusión volcánica (Misahuallí) e intrusión plutónica (Complejo Intrusivo de Zamora) sobre una región que no sufrió ningún evento tectonometamórfico (Litherland et al., 1994).

La Formación Pumbuiza (Devónico - Litherland et al., 1994) se encuentra altamente foliada. Son pizarras negras y grises con areniscas cuarcíticas de grano fino aflorando en el norte de las montañas del Cutucú. Esta unidad es sobreyacida por la Formación Macuma del Carbonífero Superior.

La Formación Macuma constituye unos 500 m de espesor de calizas bioclásticas azul-grises y pizarras negras (Litherland et al., 1994). Suarez y Ordoñez (2007), basados en palinomorfos, ubican a Macuma Inferior en el Carbonífero Temprano a Medio y Carbonífero-Pérmico para la parte superior. Lasluisa & Moreno (2018)

mediante el análisis de la distribución espacio-temporal de la fauna encontrada en la Formación Macuma establecen un ambiente depositacional de plataforma carbonatada poco profunda y una edad del Carbonífero Superior.

La unidad Isimanchi comprende filitas de bajo grado y mármoles que afloran alrededor de la villa de Isimanchi (Litherland et al., 1994). Aunque es similar en grado metamórfico a la unidad Chiguinda, las litologías son marcadamente diferentes (Litherland et al., 1994). Una edad U-Pb en zircón detrítico obtenido por Chew et al. (2007) da 368 ± 14 Ma, siendo similar a la Unidad Chiguinda. Las distribuciones de edad detrítica son consistentes con un origen autóctono. Aunque el control tectónico dentro del cual esta secuencia fue depositada no ha sido determinado (Spikings et al., 2015).

Esta también incluye la Unidad Piuntza del Triásico, la cual consiste de rocas siliciclásticas skarnificadas y metamorizadas, tobas y calizas que alojan bivalvos Triásicos (Litherland et al., 1994). Se encuentra a lo largo del flanco oriental del sur de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994), donde es rodeado por el Batolito Jurásico de Zamora aunque la naturaleza de su contacto es todavía desconocido o no reportado (Spikings et al., 2015).

ESKEMATIZACIÓN LITOTECTÓNICA DE LA CORDILLERA REAL						
Distalión Oeste – Este	Secuencia Guanoite	Ajao	LOJA	SALADO	AMAZONIA	
Unidades / Litologías	Punta: Cuarcitas negras y pelitas con levas kilitas negras. Cebadas: Lutitas negras con levas cuarcitas.	Peliles: cuarzo ofiolítico Maquiza: metarudititas Ajao-Punta: rocas verdes meta andesíticas y tobas. El Pari: esquistos gráficos.	Tres Lagunas: granito gneíso. Sobareña: orto- y paragneis. Agoyán: esquistos pelíticos. Monte Olaya: amfibolitas. Chiguinda: filitas negras y cuarcitas. Quebrada El Volcán: rocas meta-volcánicas y meta-volcanoclásticas.	Azafrán: granodioritas y dioritas deformadas. Upano: rocas verdes andesíticas y meta graníticas. Cerro Hermoso: meta sedimentos y mármoles. Cuyaja: esquistos pelíticos y gneis.	Zamora: batolito de granitoides calcio-alcalinos. Mishanalli: lavas calcio-alcalinas y andesíticas. Piuntza: rocas meta volcánicas andesíticas. Isimanchi: mármoles y filitas negras y verdes.	
Estado Tectónico metamórfico	Rocas de muy bajo grado catagardi hacia el Oeste.	Rocas de bajo grado, pliegues verticales, fibras esquinadas.	Rocas de bajo a medio grado, empujando al Este con imbricaciones.	Rocas de bajo grado. Empujando al Este con imbricaciones. Campos de isom de alto nivel y klippen de supercrista.	Esosadamente no deformadas y no metamorizadas.	
Edad	Jurásico Superior ?	Jurásico Superior (Oxfordiano-Caroliense) o Crático Inferior ?	Flujones basálticos en sedimentos pelagocenos ? (Chiguinda)	Jurásico con posibles elementos pre-jurásicos	Rocas ígneas Jurásicas dentro de sedimentos Triásicos (Piuntza) y Paleocenos ? (Isimanchi)	
Interpretación	Sedimentos de dominio oceánico con aporte continental / cuna de acreción clásica.	Piso oceánico, arco volcánico o una cunera marginal.	Granitos Tipo-5 en sedimentos derivados del continente. Subcontinente hacia el este.	Flujones Tipo-1 en una secuencia volcánico-sedimentaria.	Arco volcánico continental, plutónico Tipo-1	

Tabla 2. 1 Resumen de la Geología pre-cretácea de la Cordillera Real. Modificado de Aspden y Litherland, 1992.

2.2 TECTÓNICA REGIONAL

Litherland et al. (1994) proponen la existencia de cinco terrenos litotectónicos dentro de la Cordillera Real separados entre sí por suturas y que fueron yuxtapuestos durante una compresión entre 140-120 Ma, referido a este como Evento Peltetec. Para Litherland et al. (1994) Los terrenos Loja y Chaucha representan fragmentos continentales parcial o completamente desprendidos durante la separación de las placas de Sur América y Centro América, y posteriormente acrecionados contra el Cratón Amazónico. Los terrenos arco de isla Alao y cuenca marginal Salado, así como los plutones en el margen occidental del Cratón Amazónico, fueron formados durante una doble subducción (Litherland et al., 1994). Estos terrenos oceánicos (Alao y Salado) fueron metamorfizados durante el Evento Peltetec, en el cual el Terreno Chaucha fue acrecionado sobre el Terreno Alao (Litherland et al., 1994).

La primera revisión del modelo de terrenos fue realizada por Pratt et al. (2005), quienes sugieren que los supuestos terrenos de Litherland et al. (1994) están en contacto intrusivo y no tectónico, y que las unidades dentro de la Cordillera Real son autóctonas, comprendiendo un núcleo Paleozoico levantado y erosionado, flanqueado por secuencias del Jurásico-Cretácico inferior.

Mientras que Spikings et al. (2015) indican que el rifting dentro de Pangea occidental empezó en 240 Ma, conduciendo a la expansión del piso oceánico entre los bloques de Norte y Sur América hasta ~216 Ma, evento registrado por diques basálticos toleíticos anfibolitizados y extensivos rastros de migmatitas y granitos tipo-S en ambos márgenes. El margen activo del NO de Sur América comenzó en 209 Ma, y continuó hasta 115 Ma sobre una zona de subducción con inmersión hacia el este que fue retrocediendo, atenuando Sur América y formando una nueva corteza continental (Spikings et al., 2015). La apertura del Sur Atlántico movió Sur América hacia el oeste, comprimiendo el margen Pacífico del NO de Sur América en 115 Ma y obductando una zona de subducción exhumada (Spikings et al., 2015).

CAPÍTULO 3: GEOLOGÍA LOCAL

Las rocas aquí tratadas están constituidas principalmente por a) las unidades descritas por Litherland et al. (1994) y que en conjunto forman el Arco Alao (Unidad Maguazo, Unidad Alao-Paute y Unidad El Pan), b) las rocas ígneas de edad terciaria que intruyen al Arco Alao y c) una breve descripción de las rocas que limitan el Arco Alao hacia el Este cartografiadas por Litherland et al. (1994) como Unidad Chiguinda. A continuación se describe las unidades desde la más antigua a la más reciente.

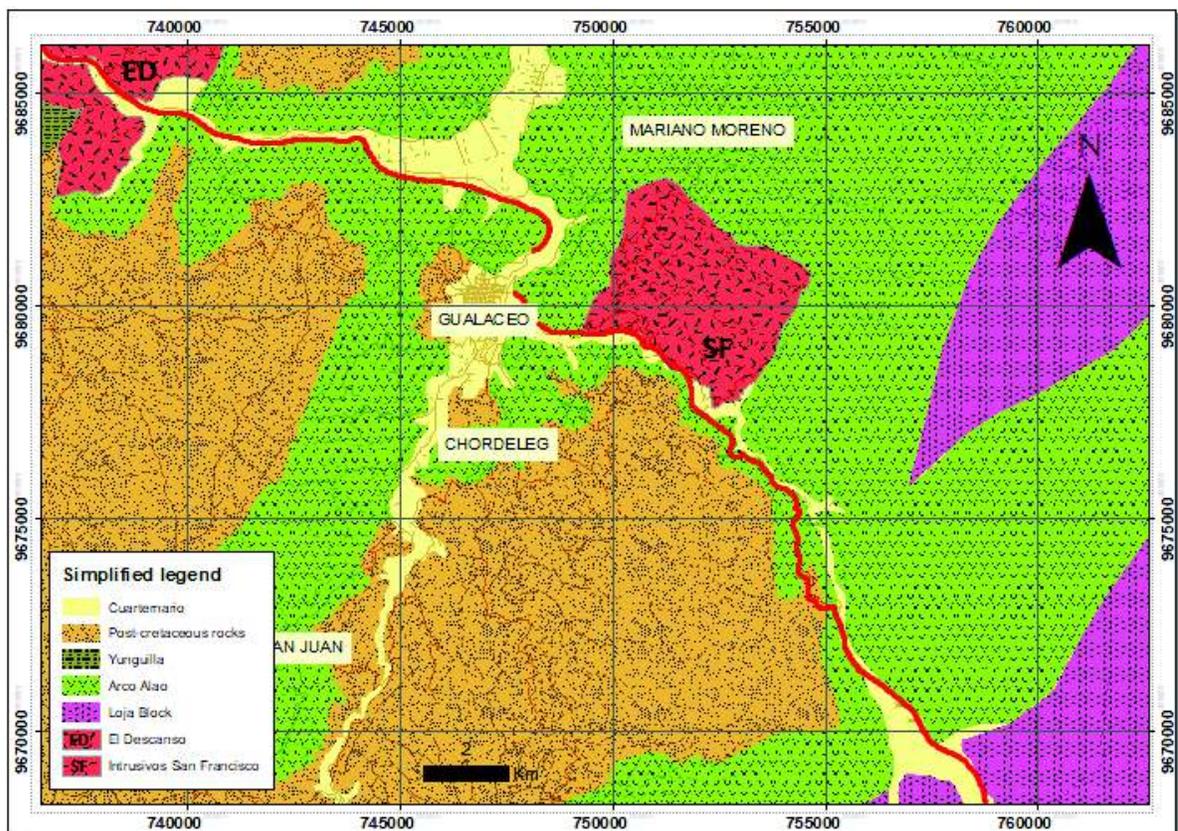


Figura 3. 1 Mapa geológico simplificado de la ubicación del corte geológico y zonas adyacentes, mostrando las unidades litológicas presentes (modificado de Bristow & Guevara, 1980 y Litherland et al., 1994). En línea roja se muestra el corte geológico realizado. En rectángulo se indican las zonas urbanas más cercanas. Para la ubicación de las muestras analizadas con el microscopio petrográfico ver el anexo 3 adjunto.

3.1 LITOESTRATIGRAFÍA

3.1.1 UNIDAD CHIGUINDA

Aflora en el extremo sureste del corte geológico y consiste principalmente de filitas grafitosas negras a grises crenuladas, cuarcitas grises y en algunos sectores conjuntamente con esquistos de biotita-granate (UTM: 760041/9667820). Litherland et al. (1994) reporta además, dentro de esta secuencia, la presencia de pizarras, ocasionalmente grauvacas y rara vez metavolcánicos verdosos.

Estas rocas son intruidas por el granito Tres Lagunas de edad Triásico por lo que se sugiere una edad paleozoica. Miosperas pobremente preservadas de dos muestras colectadas de esta unidad sugieren una edad post-Silúrico (Litherland et al., 1994), sin embargo, esta edad es similar a la edad deposicional máxima de 362 Ma (Chew et al., 2007). Además, las edades en zircones detríticos para esta unidad indican que estas rocas son autóctonas con respecto al margen de Gondwana (Chew et al., 2007). Son autóctonos ya que como se observa en la Fig. 3.2 las poblaciones de zircones entre 0.5-0.7 Ga y 0.9-1.7 Ga corresponden al orógeno Brasiliano y el Arco Sunsas respectivamente, los cuales se formaron en Gondwana. Siendo por lo tanto la fuente principal de los zircones presentes en la Unidad Chiguinda.

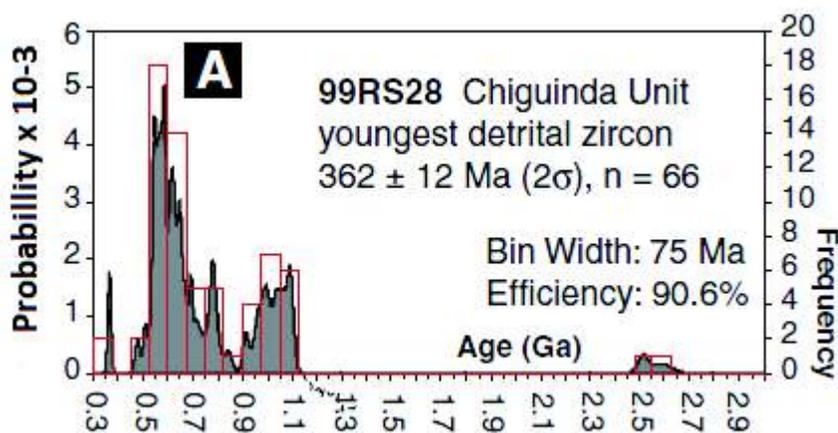


Figura 3. 2 Diagrama de distribución de densidad de zircon para Chiguinda. Tomado de Chew et al., 2007.

Se realizó el estudio petrográfico de dos muestras de esta Unidad, tomadas en el sector de La Virgen (UTM: 760041/9667820), el punto más alto de la vía Gualaceo – Limón. Las muestras corresponden a una filita grafitosa crenulada (16LN05A, Fig. 3.3) y un esquisto de granate y biotita (16LN05B, Fig. 3.3).

Macroscópicamente las filitas grafitosas presentan un clivaje de crenulación, revelando que estas rocas sufrieron mínimo dos fases de deformación. En la muestra 16LN05A (Fig. 3.3 a, b) se observa una textura pórfiro-lepidoblástica y un clivaje de crenulación que se dobla alrededor de pequeños (≤ 0.5 mm) porfiroblastos de granate parcialmente alterados a clorita. La muestra además presenta minerales alargados de sericita y grafito paralelas a la foliación con minerales subhedrales de cuarzo y plagioclasa. Su asociación mineral (Plagioclasa \pm Cuarzo \pm Sericita \pm Grafito \pm Granate \pm Clorita) corresponde a una facies de esquisto verde de un protolito pelítico. Trouw (1976) muestra que el clivaje o esquistosidad de estas rocas (clivaje de crenulación, S2) están crenulados ligeramente por una tercera fase (F3) que localmente produjeron pliegues a una escala mayor. La relación de los porfiroblastos de granate con las fases de deformación indica que el granate se formó en estas rocas durante la segunda fase (F2) de deformación. Trouw (1976) sugiere que antes o durante F2 intruyó una granodiorita que se presenta ahora como un ortogneis, probablemente refiriéndose al Granito Tres Lagunas. Este gneis según Trouw (1976) aflora a 1200 metros al SE del segundo puente sobre el Río San Francisco y se parece mucho al ortogneis de Agoyán. El esquisto de granate y biotita (Fig. 3.3 c, d) presenta una textura porfiroblástica constituida de cristales euhedrales a subhedrales de granate, biotita, anfíboles, plagioclasa, epidota y clorita. Los porfiroblastos de granates tienen aproximadamente 1 mm de diámetro, se encuentran débilmente fracturados y alterándose a clorita. También se observan porfiroblastos alargados, fibrosos y tabulares de anfíbol con tamaños que varían de 0.5 a 1 mm alterándose débilmente a clorita. Estos anfíboles son hornblenda y actinolita. Los cristales de plagioclasa tienen 0.5 mm con formas subhedrales a euhedrales, muy pocos presentan maclas polisintéticas y poseen un ángulo de extinción de 14.5° (composición albita). Los porfiroblastos de biotita tienen formas tabulares con tamaños desde 1 a 2 mm y están débilmente

cloritizadas. La epidota aparece mayormente como alteración de las plagioclasas pero también se observan cristales menores a 0.5mm con formas euhedrales. La paragénesis mineral (Plagioclasa \pm Hornblenda \pm Biotita \pm Granate \pm Actinolita \pm Epidota) indica que esta roca proviene de un protolito máfico y tiene una facies metamórfica de anfibolita.

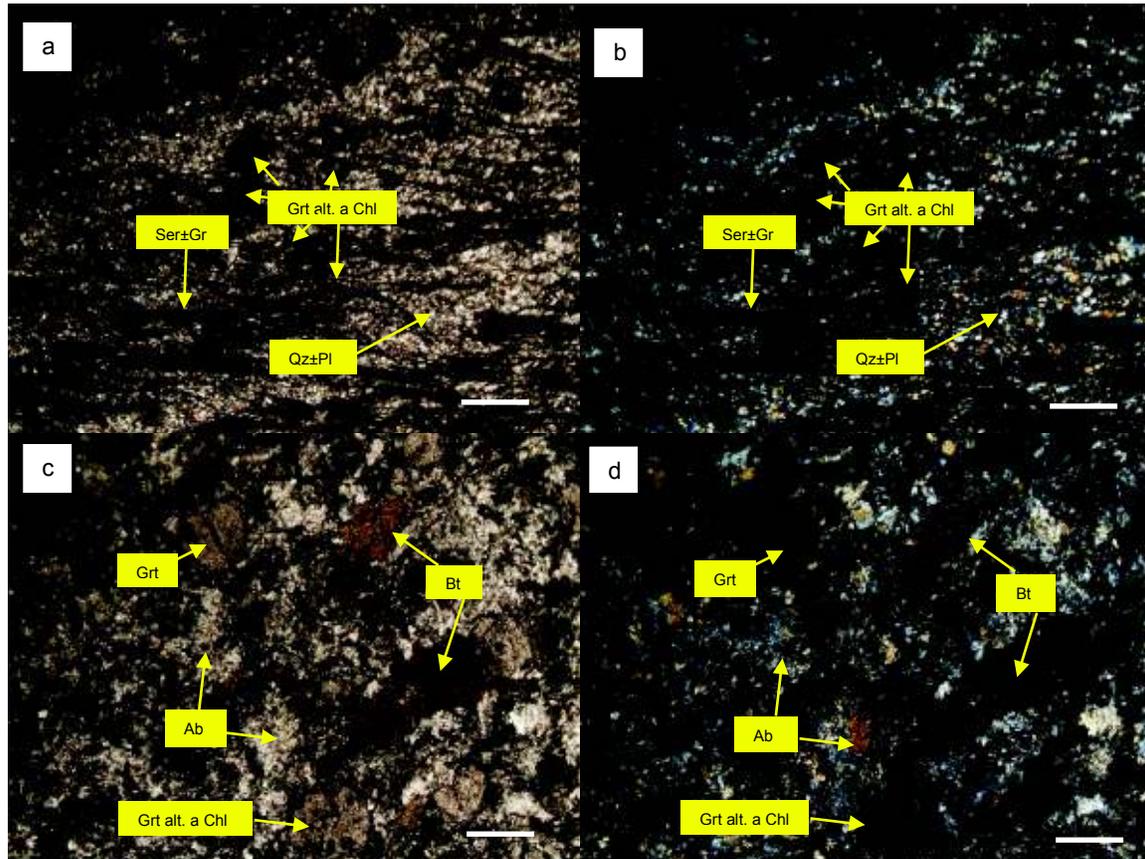


Figura 3. 3 Filita grafitosa crenulada con remanente de porfiroblastos de granate alterados a clorita. Esquisto de granate y biotita, protolito de origen máfico. a) Muestra 16LN05A sin nicoles. b) Muestra 16LN05A con nicoles. c) Muestra 16LN05B sin nicoles. d) Muestra 16LN05B con nicoles. (UTM: 760041/9667820).

La Unidad Chiguinda en la zona de estudio está constituida de rocas pelíticas de edad paleozoica con horizontes de origen volcánico de edad desconocida. Probablemente esta unidad fue depositada en el Carbonífero, aunque el control tectónico dentro del cual esta secuencia fue depositada no ha sido determinado.

3.1.2 ARCO ALAO

3.1.2.1 OCURRENCIA

Las rocas del Arco Alao son reconocidas por más de 150 km desde el sector Patate-Baños al norte, a través del sector superior del Río Alao, Laguna Atillo hasta el Río Paute al Sur (Litherland, M., 1988). En la zona de estudio constituye un cinturón con 35 km de ancho (Fig. 3.1) con rocas verdes metamorfizadas que afloran como brechas andesíticas foliadas conjuntamente con metasedimentos y rocas meta-volcanoclásticas de composición basáltica-andesítica a lo largo de la sección transversal El Descanso-Gualaceo-San Francisco-Limón hasta el sector del río Asmayacu (ver Anexo 3).

Los afloramientos más representativos de las meta brechas andesíticas pueden ser observados en el Sector de San Pedro (UTM: 747964/ 9682347) desde Las Orquídeas (Fig. 3.4) hasta el desvío a Certag. Una secuencia (wackes intercalando con filitas) principalmente volcanoclástica aflora en el camino a Laguán (UTM: 748038/ 9679834), vía Gualaceo-Limón. La secuencia turbidítica (Unidad Maguazo) del Arco Alao está bien expuesta en la Loma Tubón (UTM: 740722/9683881) al noroeste de la sección transversal. Los esquistos típicos de El Pan afloran 1 km al NE de la Quebrada Leones en el puente donde el río Culebrillas cambia de nombre a río San Francisco (UTM: 755987/9671291) (ver Anexo 3).

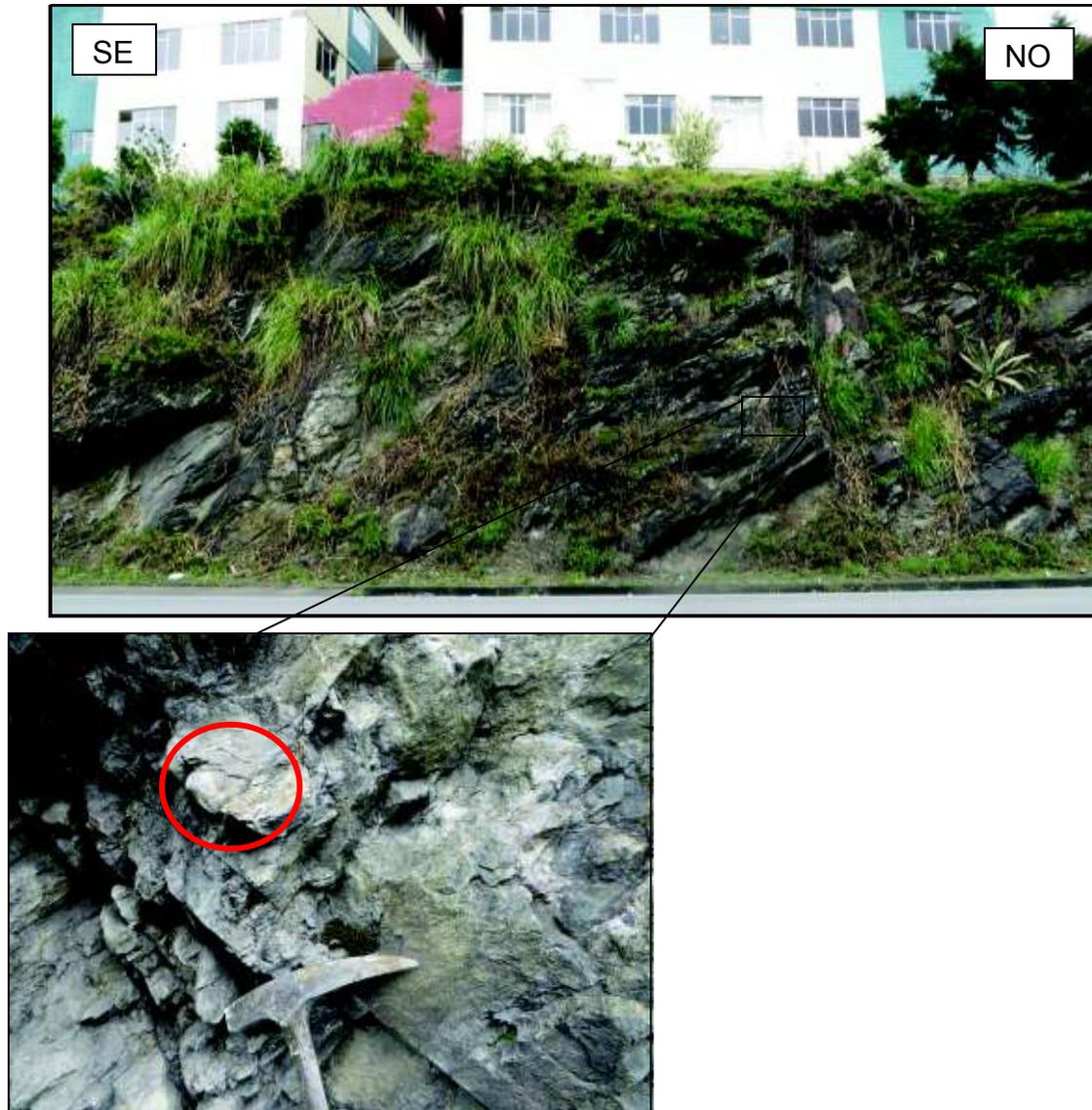


Figura 3. 4 Afloramiento de brecha volcánica matriz soportada, foliada y metamorfismo bajo. En el círculo rojo se observa un clasto andesítico envuelto en la matriz. Frente a Ecuagenera-Orquídeas del Ecuador, Gualaceo. UTM: 748799/9682187.

3.1.2.2 LITOLOGÍA

En la zona del Río Jadan (UTM: 739200/9684600) se encuentran los primeros afloramientos de metasedimentos turbidíticos de grano fino y algunas veces silicificados. Las intercalaciones de arcilla y arena se encuentran laminadas formando ciclos pequeños de hasta 2cm de espesor. Estos microciclos turbidíticos constituyen los niveles de aporte volcánico submarino del Arco Alao. Esta turbidita (Fig. 3.9) cuarzosa finamente gradada bien bandeada y gradada es definida por

Litherland (1988, Segundo Informe Anual, Apéndice 8) como la roca característica de la Unidad Maguazo, pero tipos de grano más grueso, rica en volcánicos como las observadas en la Comisión de Tránsito (200 metros al Oeste de la Quebrada Chaquilcay), también se encuentran como turbiditas proximales. Al Este, secuencias de metasedimentos con rumbo preferencial andino y buzando hacia el este están formadas por litologías como limolitas, wackes, meta-areniscas y en menor cantidad cuarcitas que pueden ser observadas en el sector de Chiticay (UTM: 740722/9683881) (ver Anexo 3).

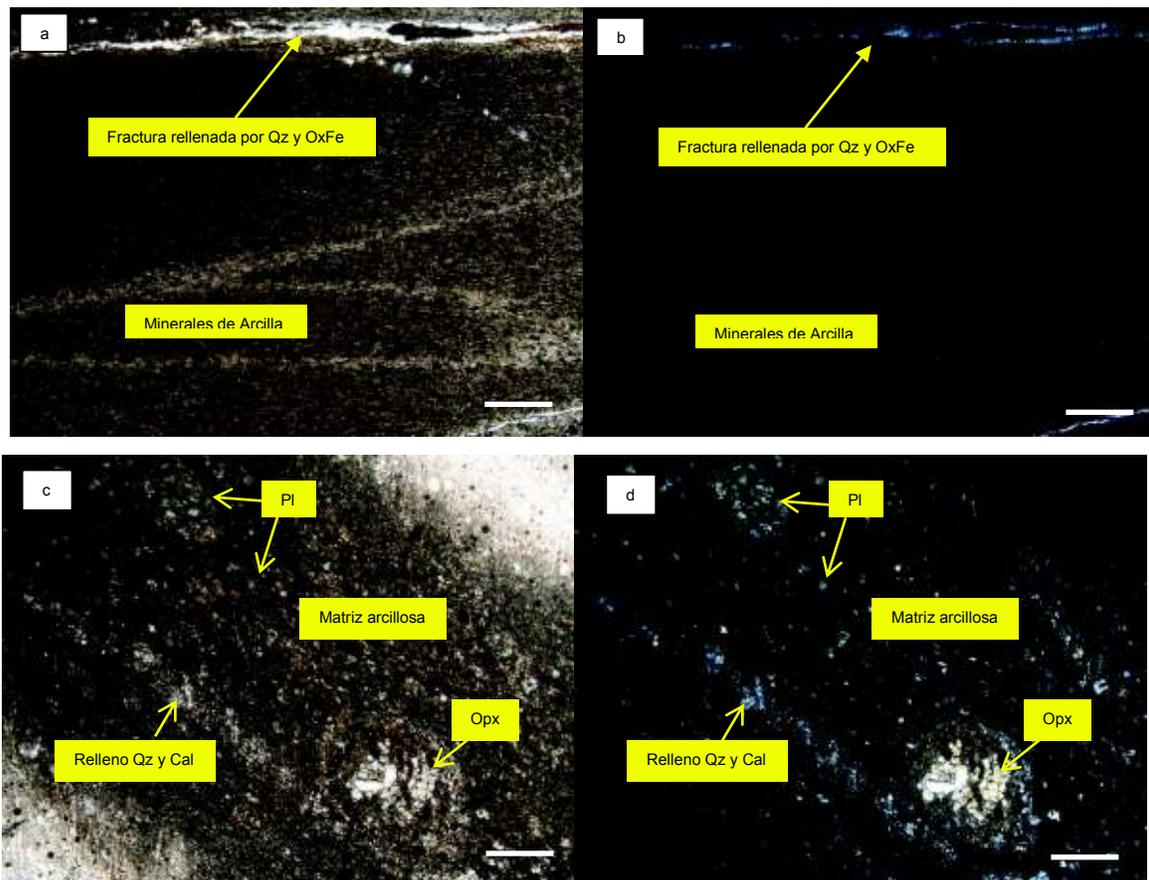


Figura 3. 5 Limolitas alterándose a sericita con fracturas rellenas de cuarzo y óxidos de Fe. En ocasiones presentan clastos de piroxenos. a) Muestra 17LN12A sin nicoles. b) Muestra 17LN12A con nicoles. c) Muestra 17LN12B sin nicoles. d) Muestra 17LN12B con nicoles (UTM: 740722/9683881).

Microscópicamente se puede observar que las limolitas (Fig. 3.5 a, b) contienen principalmente minerales de arcilla parcialmente alterándose a sericita con fracturas rellenas de cuarzo y óxidos de hierro. Mientras los wackes (Fig. 3.5 c, d)

presentan minerales sub-redondeados con esfericidad moderada en cristales moderadamente sorteados de ortopiroxenos fracturados y plagioclasas alterándose en arcilla sobre una matriz fina de tamaño de arcilla.



Figura 3. 6 Filitas negras ferruginosas con vetas de calcita paralelas a la foliación y rellenas por pirita. UTM: 740907/9683742.

Filitas negras piritosas o ferruginosas (Fig. 3.6) aparecen 1 km al este de la Comisión de Tránsito en la Quebrada Chaquilcay (UTM: 740907/9683742). Las primeras metalavas verdes (meta andesitas-basálticas, meta-brechas andesíticas) intercalando con filitas y meta-wackes afloran en el Sector de Chicticay (UTM: 741268/9683781). Las meta andesitas-basálticas son de color gris y presentan un clivaje de rumbo $N48^{\circ}E$ con buzamiento al este. Consiste de piroxenos con tamaños de 0.2 a 0.8mm como fenocristales en una matriz de plagioclasa y vidrio alterados a minerales de arcilla, clorita y sericita. Algunas fracturas han sido rellenas por óxidos de hierro (Fig. 3.7).



Figura 3. 7 Muestra 17LN11 en nicoles cruzados de una meta-andesita basáltica con matriz vítrea alterada parcialmente en arcilla y fenocristales de clinopiroxenos (UTM: 741268/9683781).

En el sector San Juan Pamba (UTM: 741865/ 9683794) se propone el contacto tectónico entre la Unidad Maguazo y la Unidad Alao-Paute de Litherland et al. (1994). Rocas de color verde afanítica masiva subyaciendo filitas grises anaranjadas afloran en este lugar. Estas rocas verdes presenta un plano de falla con dirección N18E y buzando 34E. Una muestra (17LN09; Fig. 3.8) analizada bajo el microscopio óptico de este lugar posee una textura aparentemente porfirítica con fenocristales subhedrales y rotos de ortopiroxenos de 0.2 a 1 mm, con colores de interferencia amarillos a naranja de primer orden. Estos cristales de ortopiroxeno tienen en su alrededor un halo de color verde pálido de clorita y serpentinita. También se observen minerales (0.1 a 0.8 mm) del grupo de la epidota (epidota y zoisita) distribuidos ocasionalmente paralelos a la foliación formada en la matriz por la clorita, serpentinita y en menor cantidad talco.

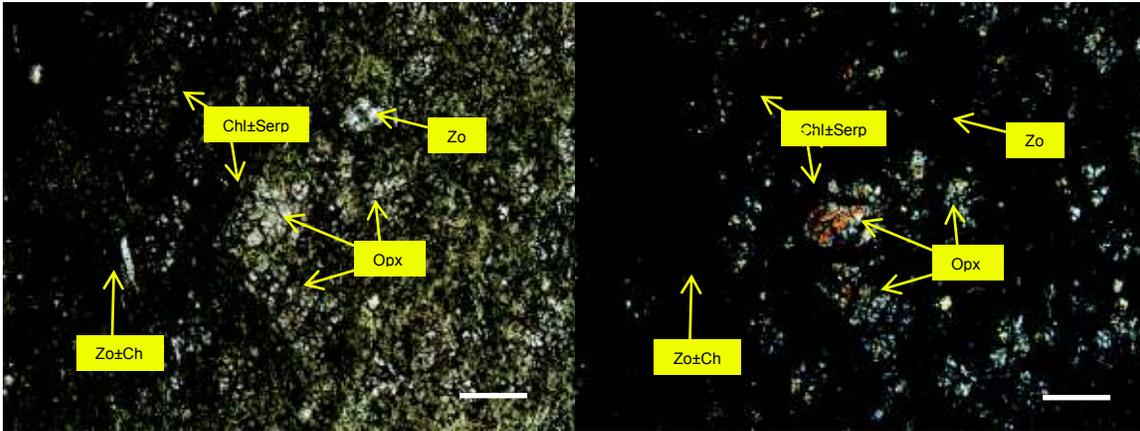


Figura 3. 8 Roca verde serpentinizada con relictos de ortopiroxenos y minerales máficos alterados a clorita y zoisita a) Muestra 17LN09 sin nicoles. b) Muestra 17LN09 con nicoles. (UTM: 741865/ 9683794).

Entre San Juan Pamba y Primosol predomina una secuencia de filitas grises de probable origen tuffítico con meta-andesitas basálticas, meta brechas andesíticas y menor ocurrencia de filitas silicificadas y esquistos cloríticos. Las meta-andesitas basálticas son de color verde, masivas y el estudio de lámina delgada (Fig. 3.9) indica una textura ígnea porfírica aún preservada con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz vítrea parcialmente alterada a clorita.

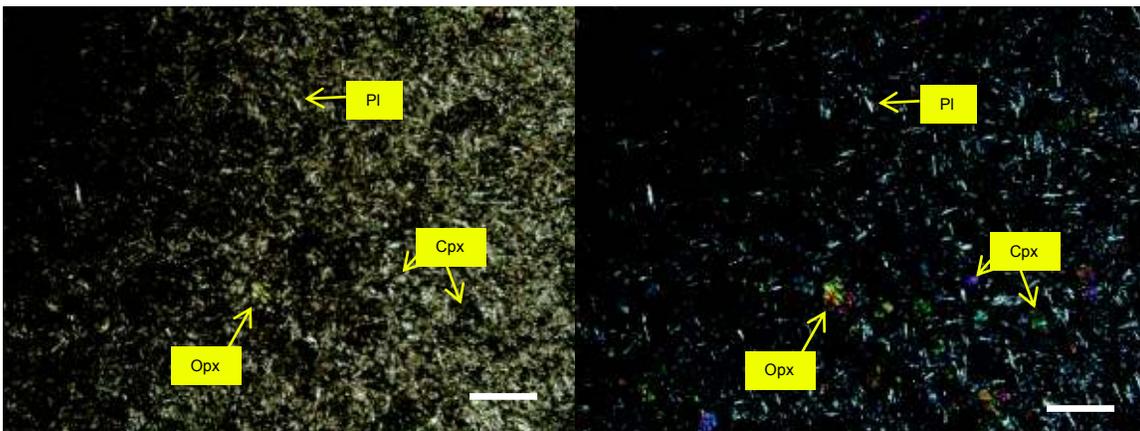


Figura 3. 9 Meta andesita-basáltica con cristales de plagioclasa y dos piroxenos en una matriz débilmente cloritizada. a) Muestra 17LN08A sin nicoles. b) Muestra 17LN08A con nicoles.

En Primosol (UTM: 742751/9683939) un cuerpo intrusivo menor (16LN20C, pórfido terciario) de composición andesítica intruye rocas verdes masivas afaníticas (16LN20D; UTM: 743073/9683929) probablemente pertenecientes al

Arco Alao que al ser competentes no presentan una foliación tipo meta-andesita o esquistos verde. En sección delgada la muestra 16LN20C muestra una clara textura porfirítica (incluso en muestra de mano) lo que sería parte de este pórfido andesítico menor, sin embargo la muestra 16LN20D (Fig. 3.10) ubicada a pocos metros (10m) en el mismo afloramiento, presenta una textura afanítica donde se observan plagioclasas tipo “Swallow-tail” que dan un aspecto fluidal tipo traquítico, piroxenos y amígdulas rellenas por calcita y clorita. Estas últimas rocas verdes afaníticas aparecen desde este sector hasta Cahuashún (UTM: 744000/9683700).

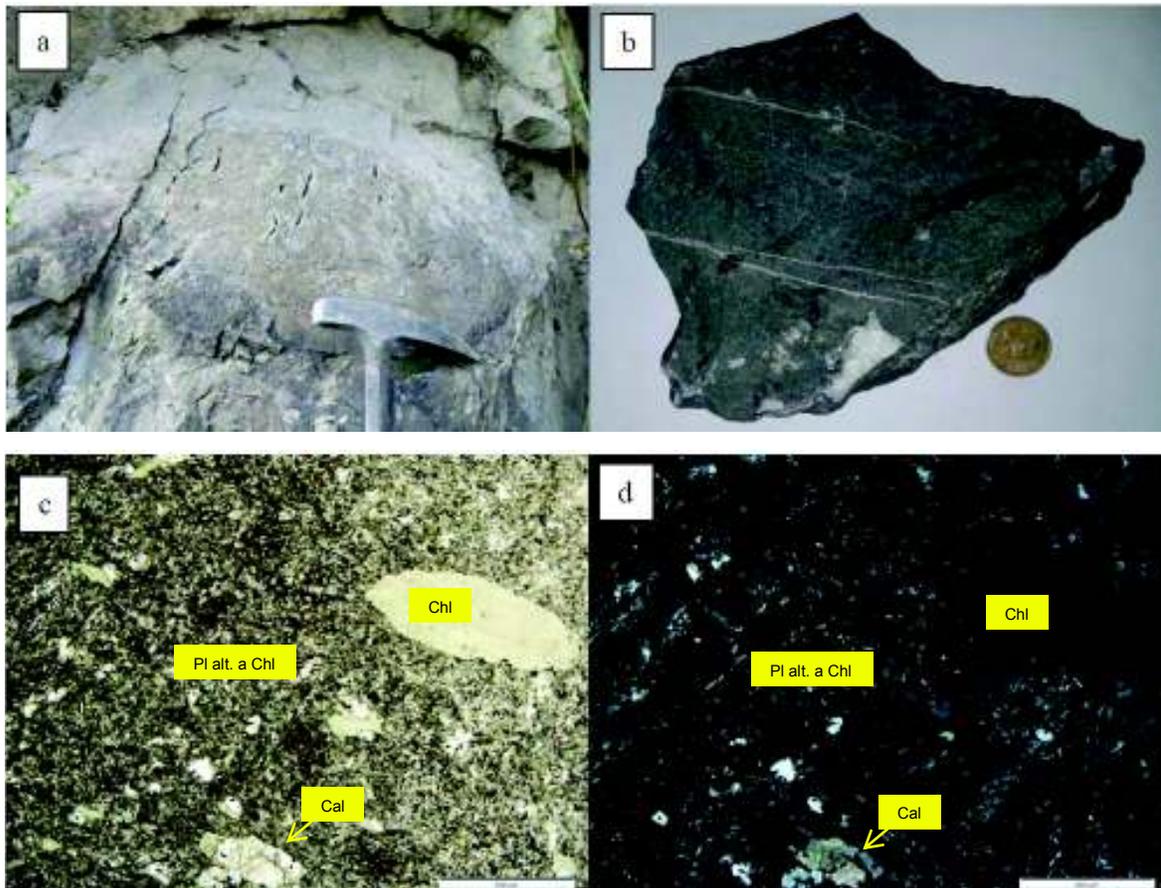


Figura 3. 10 a) Litofisias paralelas en una lava andesítica (743322/9684288), vía El Descanso-Gualaceo frente al Puente Europa en el desvío a Paute. b) Roca andesítica amigdaloides rellenas por carbonatos con vetas de epidota y cuarzo. c) Muestra de andesita basáltica 16LN20D sin nicoles. d) Muestra de andesita basáltica 16LN20D con nicoles cruzados.

La siguiente secuencia (Cahuashún-San Pedro) constituye de filitas y esquistos sericíticos intercalando con esquistos cuarzoso de color rosáceo (UTM:

745585/9682970). Meta brechas andesíticas y meta andesitas ocurren en el desvío a Certag (UTM: 747689/9682536) y a lo largo de la vía hacia Gualaceo (UTM: 748550/9681820), así como el camino hacia Uzhupud. Estas meta brechas son de color gris verdoso, presentan una textura eutaxítica, y están atravesadas por vetas de cuarzo y calcita. En lámina delgada (Fig. 3.11) estas rocas comúnmente presentan una matriz intersertal (término textural utilizado para indicar que los espacios angulares entre cristales más grandes están ocupados por vidrio, o vidrio y pequeños cristales. El vidrio puede ser desvitrificado o alterado a otras fases) moderadamente foliada, constituida por cristales euhedrales-subhedrales con tamaño de grano fino (0.25-0.5 mm). Se observan amígdalas de 0.3-0.7 mm de diámetro y 40 – 170 mm² rellenas por clorita, epidota, pirita, cuarzo (recristalizado) y calcita (rombohedral), fenocristales de plagioclasas (andesina-oligoclasa) con maclas polisintéticas parcialmente alteradas a calcita y minerales opacos (pirita y magnetita).

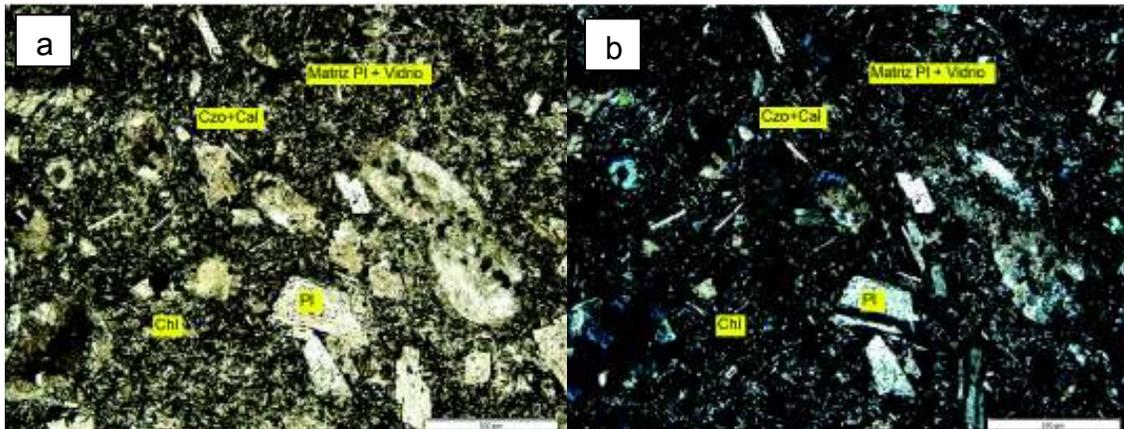


Figura 3. 11 a) Muestra 16LN03 de meta-andesita basáltica sin nicoles. b) Muestra 16LN03 de meta-andesita basáltica con nicoles. UTM: 747232/9680762.

Cruzando el Rio Gualaceo hacia el este vía Laguan (UTM: 748068/9679892) y en el poblado de San Francisco (UTM: 748661/9679345) las rocas constituyen en los afloramientos una secuencia probablemente de origen piroclástico con rocas masivas de color gris oscuro (Fig. 3.12; meta-wackes) y en algunas partes verdes intercaladas con rocas de grano más fino (filitas rojas, filitas negras y aparentemente capas de ceniza metamorfozadas). Estos meta-wackes (Fig. 3.13; 16LN04) típicamente tienen una textura psammítica con granos subangulares a

subredondeados de anfíboles pseudo-hexagonales con clivaje característico de $124-52^\circ$, plagioclasas rotas y fracturadas rellenas con calcita, cuarzo policristalino, epidota, piroxenos, minerales opacos (hematita y magnetita) y fragmentos de líticos volcánicos. Esta secuencia de meta-wackes y filitas son cortadas por el Intrusivo de San Francisco (Contacto-UTM: 749191/9679407) y en las zonas próximas al pórfido presentan una alteración propilítica con pirita y pirrotina.



Figura 3. 12 Rocas volcanoclásticas masivas estratificadas intercalando con rocas de grano fino de color verde. UTM: 748068/9679892.

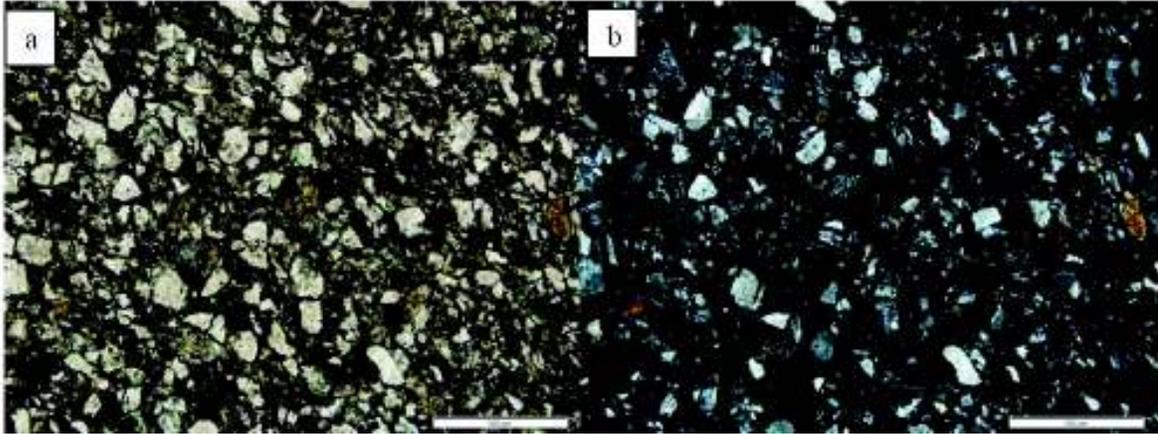


Figura 3. 13 Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena muy fina a fino (0.07-0.2 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan anfíboles pseudo-hexagonales con clivaje característico $\sim 120^\circ$, plagioclasas rotas y algunas fracturadas rellenas con calcita, cuarzo policristalino, epidota, piroxenos, minerales opacos (hematita y magnetita) y fragmentos de líticos volcánicos. La matriz está constituida por clorita y arcilla, cemento ferruginoso. a) Muestra 16LN04 de meta-grauwaca sin nicoles. b) Muestra 16LN04 de meta-grauwaca con nicoles. UTM: 748068/9679892.

Hacia el este del puente #2 de San Francisco y del Intrusivo San Francisco continúan aflorando los meta-wackes, sin embargo al este también ocurren microciclos de depositación a 740m al SE (UTM: 751746/9677719) del puente #2, las cuales son muy similares a las observadas en el Rio Jadan (Fig. 3. 13). Estos microciclos turbidífticos son depositados en un ambiente de alta energía, reconocibles por la variación de tonos con tamaño de grano de arcilla a arena y espesores que varían desde milímetros a centímetros. Una gran cobertura vegetal y la Formación Tarqui que sobreyace al Arco Alao no permiten observar como continúan estos afloramientos hasta la Quebrada Osera donde aparecen nuevamente los meta-wackes. Se interpreta a esta secuencia de meta-wackes y turbiditas finas como volcanosedimentaria.



Figura 3. 14 A la izquierda se observan rocas aparentemente con microciclos turbidíticos aflorando al SE del puente #2 de San Francisco y a la derecha una roca con microciclos turbidíticos que fue tomada en el afloramiento del Rio Jadan, que Litherland et al. (1994) cartografiaron como Unidad Maguazo.

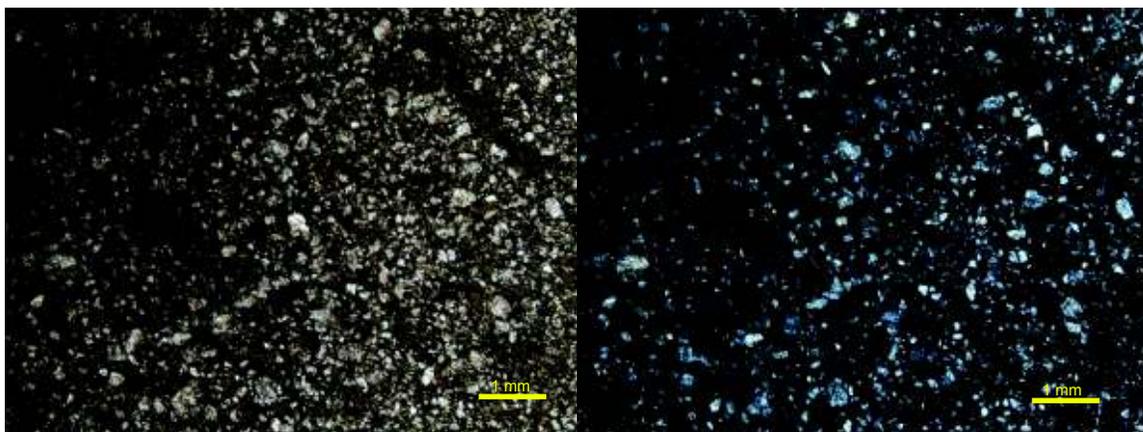


Figura 3. 15 Roca detrítica con cristales de cuarzo subredondeados a) Muestra 17LN02 sin nicoles. b) Muestra 17LN02 con nicoles.

650 metros al este de la Quebrada Osera estos meta-wackes están en contacto con rocas verdes a través de una falla con rumbo N20°E buzando 34° al oeste. La muestra 17LN01 (Fig. 3.16) corresponde a una roca verde de composición andesítica con una textura afanítica que a pesar de estar cerca de la zona de falla se encuentra bien preservada. Mineralógicamente consiste de cristales subautomorfos de plagioclasas tabulares y alargados de hornblenda con tamaños ≤ 0.1 mm a excepción de una plagioclasa con macla de carlsbad de 1.5 mm. Las plagioclasas están parcialmente alterándose a zoisita y clorita. Un kilómetro hacia el sureste en el sector cerca a la Quebrada Palmas ocurren los primeros esquistos verdes (UTM: 754120/9675649) con un rumbo N-S y buzando 82°W. Estas rocas de color verde con patinas de ferrihidrita y pirolusita, presentan cuarzo, sericita, clorita, pirita y plagioclasa.

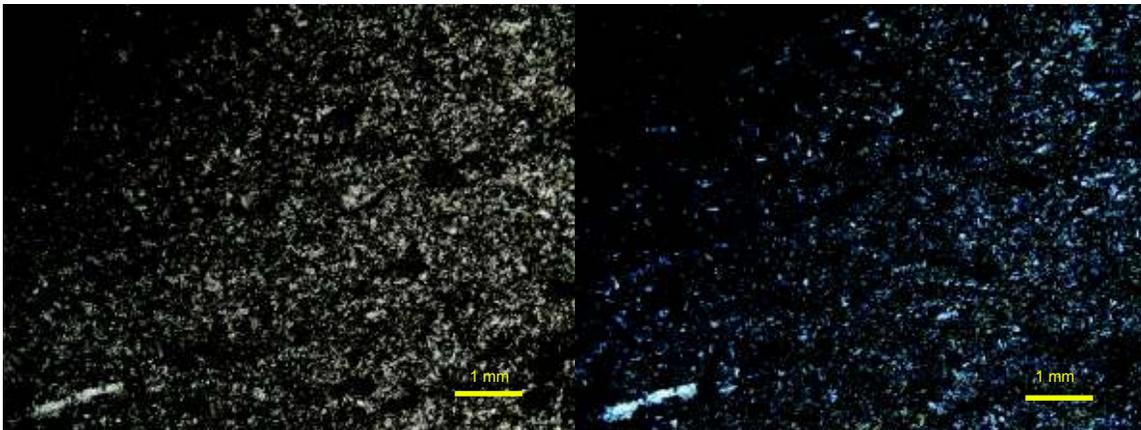


Figura 3. 16 Roca verde andesítica con cristales de plagioclasa y hornblenda. a) Muestra 17LN01 sin nicoles. b) Muestra 17LN01 con nicoles.

A partir de este sector ocurren filitas de sericita y grafito (Fig. 3.17), filitas cuarzo feldespáticas y en menor cantidad pizarras y cuarcitas. Ocasionalmente afloran las rocas esquistas. Por lo tanto, esta secuencia de metasedimentos aflora predominantemente desde la Quebrada Palmas hasta la Quebrada Chaucán.



Figura 3. 17 a) Muestra 16LN07 sin nicoles. b) Muestra 16LN07 con nicoles. Filitas cuarzo feldespáticas.

Filitas con cuarzo, esquistos grafitosos, esquistos verdes (UTM: 755987/9671291) y esquistos pelíticos afloran hacia el este de la Quebrada Chaucán. Los esquistos verdes (Fig. 3.18) tienen un rumbo N32°E y buzan 58° al oeste. La muestra 16LN06 presenta clorita, biotita, plagioclasa y cuarzo. Sin embargo, bajo el microscopio (Fig. 3.19) se observa una textura grano-lepidoblástica con abundantes cristales euhedrales a subhedrales de epidota orientados paralelamente con minerales alargados de biotita, clorita y probablemente de anfíbol. Además, se distinguen cuarzos, minerales opacos (pirita) y plagioclasas parcialmente alteradas a epidota. Estos esquistos de epidota – plagioclasa ± biotita ± clorita ± cuarzo (±anfíbol) son de facies metamórfica de esquistos verdes y corresponden a rocas calco-silicatadas ricas en epidota. Esta secuencia aflora aproximadamente hasta el Río Mayllag donde ocurren esquistos grafitosos crenulados y cuarcitas cartografiados por Litherland et al. (1994) como Unidad Chiguinda, sin embargo en el presente trabajo se interpreta este contacto como en disconformidad.



Figura 3. 18 Esquistos verdes con clorita, biotita, plagioclasa y cuarzo. Foliación con rumbo andino y buzando al NW. UTM: 755987/9671291.

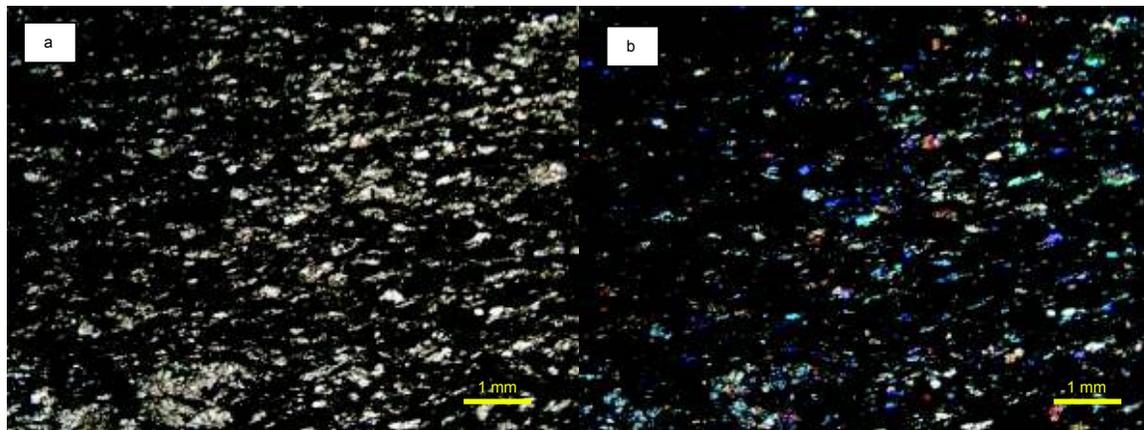


Figura 3. 19 Roca calco-silicatada rica en Epidota con textura grano-lepidoblástica con abundantes cristales euhedrales a subhedrales de epidota orientados paralelamente con minerales alargados de biotita y clorita. a) Muestra 16LN06 sin nicoles. b) Muestra 16LN06 con nicoles cruzados.

3.1.2.3 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

El Arco Alao está parcialmente intruido hacia el noroeste por el cuerpo diorítico El Descanso, el cual también intruye a la formación Yunguilla. La formación Yunguilla sobreyace a la Unidad Maguazo del Arco Alao. En la zona de estudio las rocas del Arco Alao están en contacto fallado con las de la Formación Yunguilla (Falla Santa Ana-Tahual; Hungerbuhler et al., 2002). Las unidades terciarias descansan discordantemente sobre el Arco Alao. Según Litherland et al.

(1994) el Arco Alao limita al oeste con el Terreno Guamote por medio de la Falla Peltetec, donde Pratt et al. (2005) interpretan a esta secuencia Guamote como una transición estratigráfica de las rocas metasedimentarias del Arco Alao. Sin embargo, Salguero (2017) reporta que en los sectores Releche y Penipe (Provincia de Chimborazo) que la Unidad Maguazo se encuentra directamente sobreyaciendo a la Secuencia Guamote. Lo cual sugiere que el Terreno Guamote de Litherland et al. (1994) no existe y que la secuencia Guamote así como el Arco Alao son autóctonos. Hacia el este, el Arco Alao limita con el Terreno Loja por la Falla Baños (Litherland et al., 1994) pero en el presente trabajo no se pudo apreciar ningún contacto tectónico y el cambio al Terreno Loja es indicado por la petrografía y deformación donde las rocas presentan un grado de metamorfismo más alto. Una excepción a esto ocurre al este del plutón Amaluza, donde las rocas del Arco Alao se yuxtaponen tectónicamente contra rocas similares del terreno Salado (Aspden y Litherland, 1992). Adicionalmente, los datos publicados por Spikings et al. (2015) sugieren que el Arco Alao hizo erupción atravesando una corteza continental delgada. Esta corteza continental atenuada constituiría por lo tanto las rocas del Terreno Autóctono Loja que se interpreta como parte del basamento oriental del Arco Alao y la secuencia Guamote al occidente que se desarrolló por la erosión de rocas pre-jurásicas y del jurásico superior, durante el adelgazamiento de la corteza continental.

3.1.2.4 METAMORFISMO Y ESTRUCTURAS

Trouw (1976) indica que el metamorfismo en la Formación San Francisco (actualmente nombrado como Arco Alao) es principalmente bajo de la facies de esquistos verdes de la facies de serie de Barrow, presentando las siguientes paragénesis: cuarzo + clorita + albita + moscovita + actinolita, cuarzo + albita + clorita + carbonato, clorita + epidota + actinolita/tremolita + albita + cuarzo y cuarzo + albita + moscovita + cloritoide + clorita. El estudio petrográfico en este trabajo permitió observar las siguientes paragénesis mineral: epidota + clorita ± calcita ± esfena (±cuarzo ±albita), epidota + plagioclasa ± biotita ± clorita ±cuarzo (±amp), cuarzo + clorita + plagioclasa + sericita, clorita + plagioclasa ± epidota ± calcita. Estos datos petrográficos concuerdan con que el metamorfismo en el Arco Alao es mayormente de la facies de esquistos verde del tipo Barrowiano. Además en el

campo se puede observar que este metamorfismo sube gradualmente de Oeste a Este, conclusión a la que también llegó Trouw (1976). Dataciones radiométricas entre 86-90 Ma (Bristow & Guevara, 1980) fueron obtenidas para el metamorfismo de las filitas dentro del Arco Alao. Los conjuntos pelíticos, semipelíticos y metavolcánicos dentro de la Cordillera Real, así como los conjuntos triásicos y jurásicos indican edades de reajuste K/Ar (Litherland et al., 1994) consistentes en el rango de 85-75 Ma lo que es interpretado como un importante evento de perturbación termal a nivel regional. Estas edades de reajuste también han sido determinadas en las rocas del Bloque Amotape-Tahuín, pero no en las rocas del basamento de la Cordillera Occidental y Costa (Egüez et al., 1997). Estos datos sugieren que el evento de metamorfismo afectó solamente a los Terrenos Autóctonos del NW de Sur América y es tentativamente correlacionado con la colisión del Plateau Caribe entre 90-75 Ma.

En general las rocas del Arco Alao en el corte geológico El Descanso-Gualaceo-Río Culebrillas, solo se encuentran afectadas por un primer clivaje subvertical en comparación a las rocas del Arco Alao que afloran en Patate-Baños y Río Alao. En el campo, se puede observar que muchas veces la esquistosidad presente en las Unidades Maguazo y Alao-Paute dentro del corte geológico está relacionada con la presencia de zonas de falla con rumbo andino. Las brechas volcánicas y wackes volcánicos son comunes en el corte y algunos de ellos contienen clastos aparentemente aplanados, lo que puede sugerir un evento de deformación compresional. Litherland (1988) indica que en Patate-Baños y Río Alao las rocas tienen un grado metamórfico ligeramente superior y que presentan hasta un segundo clivaje penetrativo subvertical (S2) con respecto a las rocas que afloran al sur del Arco Alao.

El análisis estructural de 68 datos estructurales indican una dirección preferencial NNE-SSO (N25°) y el esfuerzo principal asociado tienen una orientación de 295°/31° (Fig. 3.20).

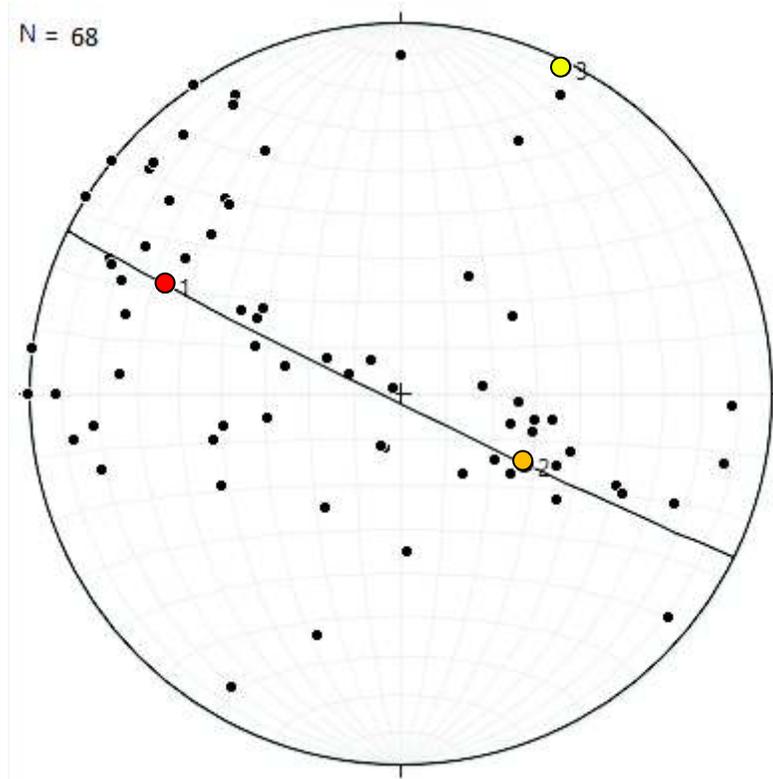
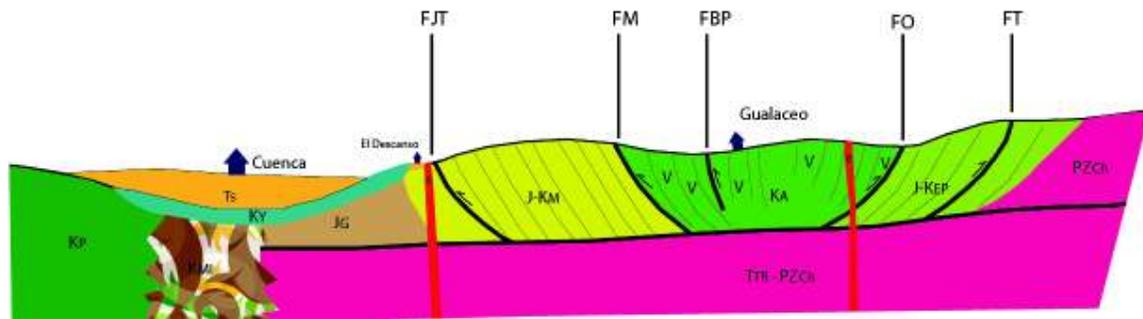


Figura 3. 20 Datos estereográficos del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas. Punto rojo: Sigma 1 o esfuerzo principal = $295^{\circ}/31^{\circ}$. Punto naranja: sigma 2 = $119.5^{\circ}/59^{\circ}$. Punto amarillo: sigma 3 = $26^{\circ}/2^{\circ}$.

Las fallas que atraviesan el Arco Alao presentan un rumbo preferencial noreste, similar a la dirección de los Andes. Las fallas ubicadas al occidente del corte buzcan hacia el este y al contrario las fallas localizadas al oriente del corte buzcan hacia el oeste, formando un sistema de fallas conjugadas inversas (Fig. 3.21). Estas fallas son consideradas como inversas, no obstante, no se descarta que las fallas hayan sufrido un proceso de inversión tectónica, por ello estas fallas en su comienzo pudieron haber funcionado como fallas normales antes de un fuerte evento transpresional creando un sistema en flor positiva (Fig. 3.21). Mediante el estudio de las fallas en el estereograma (Fig. 3.22) se determinaron las siguientes orientaciones para los esfuerzos:

- Sigma 1: $308^{\circ}/5^{\circ}$
- Sigma 2: $163^{\circ}/83^{\circ}$
- Sigma 3: $38^{\circ}/4^{\circ}$



Leyenda



Nota: corte no está a escala.

Figura 3. 21 Corte Cuenca-Gualaceo-Rio Culebrillas. FJT: Falla Jadan Totoroyacu, FM: Falla Mishqueyacu, FBP: Falla Bucay Paute, FO: Falla Osera, FT: Falla Totoral.

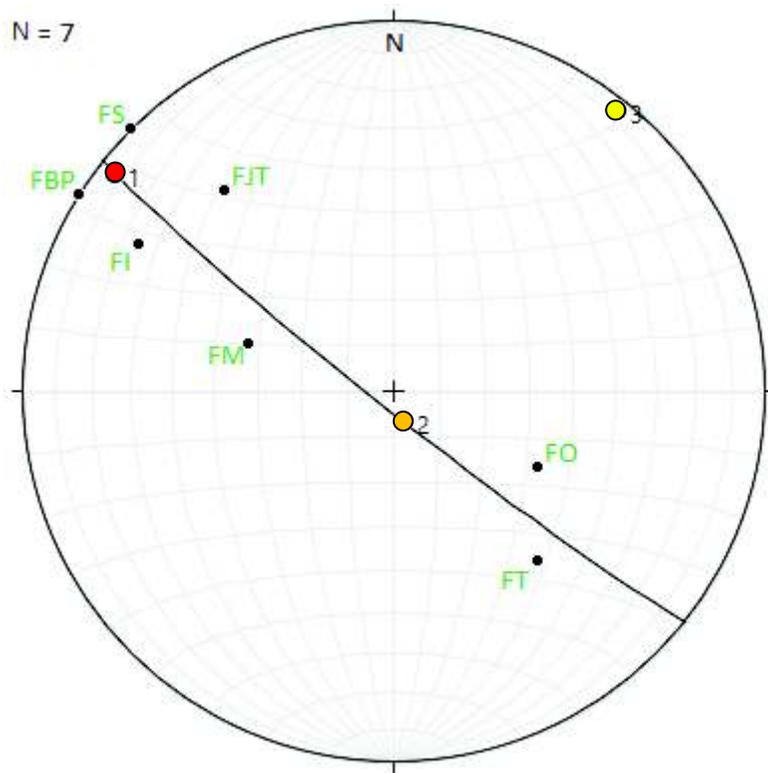


Figura 3. 22 Polos de fallas del corte El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas. FS: Falla Socayacu, FBP: Falla Bucay Paute, FI: Falla Ishcaypungo, FM: Falla Mishqueyacu, FJT:

Falla Jadan Totoroyacu, FO: Falla Osera, FT: Falla Totoral. Punto rojo: Sigma 1 o esfuerzo principal. Punto naranja: sigma 2. Punto amarillo: sigma 3.

Las orientaciones de esfuerzos obtenidos en las fallas y estructuras sugieren el siguiente modelo de Riedel para la zona de estudio (ver también Anexo 3):

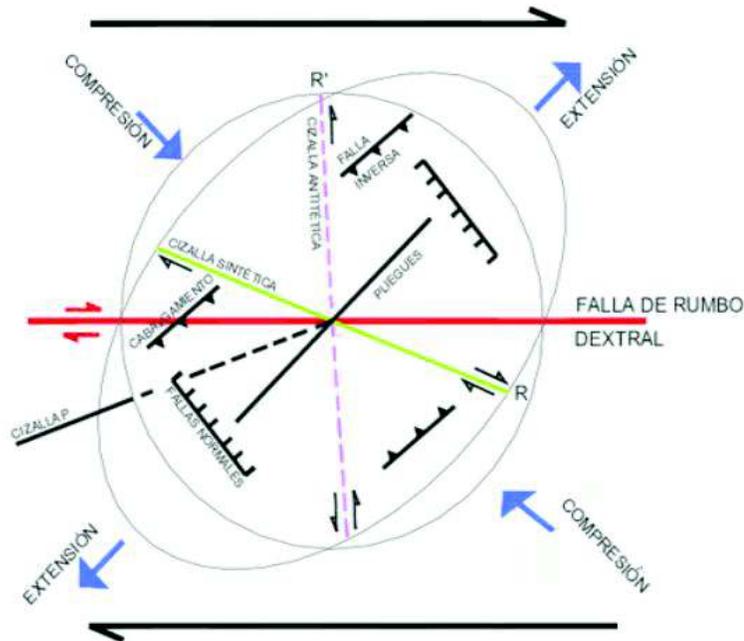


Figura 3. 23 Modelo de Riedel. Tomado de Osorio et al., 2008.

Por lo datos, arriba presentados se sugiere que tanto el metamorfismo como la deformación presentes en las rocas del Arco Alao están relacionadas a la colisión del CLIP en 75 Ma. Siendo esta colisión de mayor intensidad hacia el norte, ya que las rocas del Arco Alao en la zona de estudio solo muestran un clivaje. Además, las fallas presentes probablemente sufrieron un proceso de inversión tectónica, causados por el CLIP, dando lugar a la reactivación de estructuras extensivas preexistentes en un régimen transpresivo.

Adicional a las fallas relacionadas con las rocas del Arco Alao, en la zona del corte geológico Egüez et al. (2003) definen la falla neotectónica Gualaceo como una estructura que parece ser la prolongación de la falla de Paute hacia el sur. Egüez et al. (2003) indican que la falla Gualaceo tiene una longitud de aproximada de 32 km, de rumbo aproximado N32°E con buzamiento desconocido

hacia el sureste y sentido de movimiento inverso. La falla Gualaceo forma un alineamiento a lo largo del Rio Gualaceo y presenta escarpes irregulares (Egüez et al., 2003).

3.1.2.5 GEOQUÍMICA Y AMBIENTE DE FORMACIÓN

La siguiente sección corresponde al análisis de datos publicados por Litherland et al. (1994) y Cochrane (2013) de Geoquímica de 31 muestras del Arco Alao.

La clasificación de las rocas, discriminación geotectónica y diagramas spider de los datos geoquímicos fueron realizados usando el software computacional GCDkit, permitiendo el análisis e interpretación de los mismos.

El trazado de los patrones geoquímicos (diagramas spider) de cada muestra puede ser ploteado como un patrón normalizado-MORB, de modo que una identificación preliminar del tipo de magma puede ser realizado (Pearce, J., 1996).

Debido a que casi siempre las rocas volcánicas antiguas presentan metamorfismo, alteración y/o meteorización, se ha decidido usar diagramas con elementos inmóviles (e.g. Hastie et al., 2007) para la clasificación de las rocas volcánicas. Las lavas en los campos básicos pueden ser luego ploteados dentro de los diagramas de discriminación (Ti-Zr-Y) (Pearce, J., 1996).

Los diagramas de discriminación tectónica para basaltos pueden ser definidos como diagramas geoquímicos que permiten un basalto de origen desconocido ser asignado a su ambiente tectónico más probable de erupción (Pearce, J., 1996).

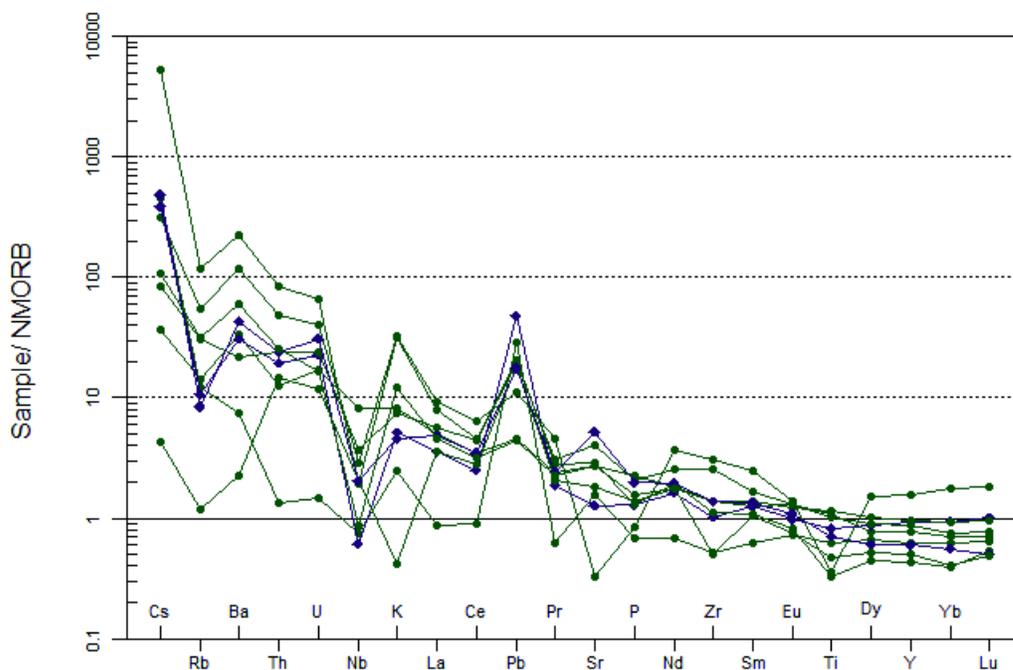


Figura 3. 24 Multielemental normalizado a NMORB (Sun & McDonough, 1989) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013.

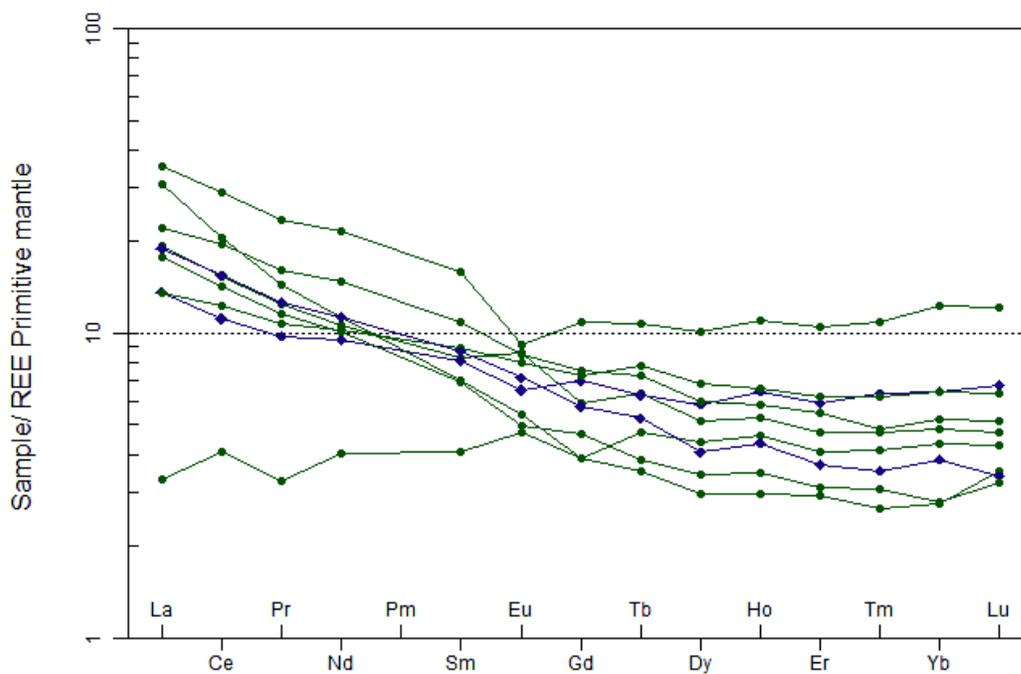


Figura 3. 25 Multielemental normalizado a manto primitivo REE (McDonough & Sun, 1995) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013.

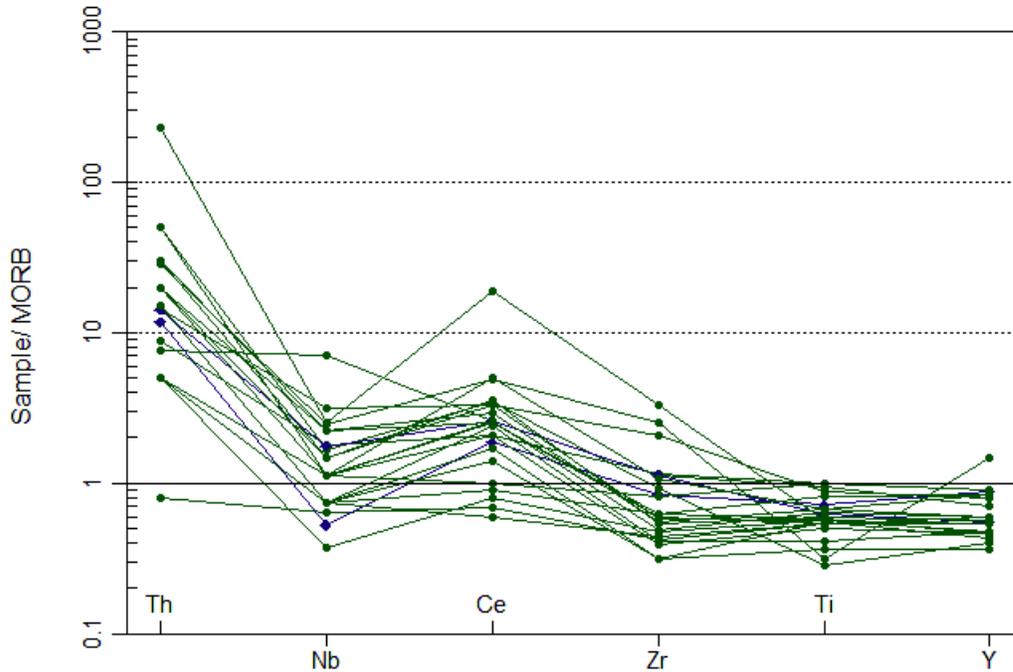


Figura 3. 26 Multielemental normalizado a MORB (Pearce, 1996) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Datos geoquímicos compilados de Cochrane, R., 2013 y Litherland et al., 1994.

Datos de geoquímica de roca total para el Arco Alao indican un origen de arco para las rocas volcánicas. Los gráficos multielemental normalizado a NMORB (Fig. 3.24) (Sun & McDonough, 1989), manto primitivo REE (Fig. 3.25) (McDonough & Sun, 1995) y MORB (Fig. 3.26) (Pearce, 1996) de la Unida Alao-Paute y Unidad Maguazo muestran una anomalía negativa de Nb, y un enriquecimiento en LREE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd), que son típicas de rocas volcánicas formadas en ambientes de arco volcánico.

La clasificación de las rocas volcánicas indica que son predominantemente basaltos y andesitas basálticas, y son plotados dentro del campo calco-alcálico cuando se compara los elementos inmóviles (Fig. 3.27, Hastie et al., 2007; Pearce, J., 1996).

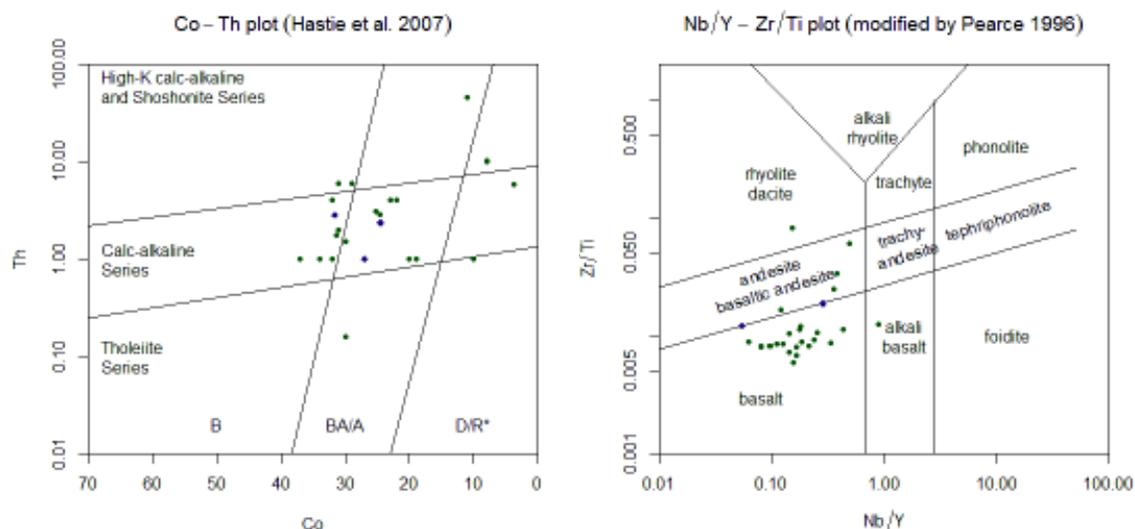


Figura 3. 27 Datos geoquímicos (Litherland et al., 1994; Cochrane, R., 2013) plots de la Unidad Alao-Paute (verde) y Unidad Maguazo (magenta). Izq. Diagrama de Th-Co para la Clasificación de rocas ígneas y ambientes tectónicos basado en Hastie et al. (2007). Der. Diagrama de Nb/Y- Zr/Ti basado en el modificado de Pearce (1996).

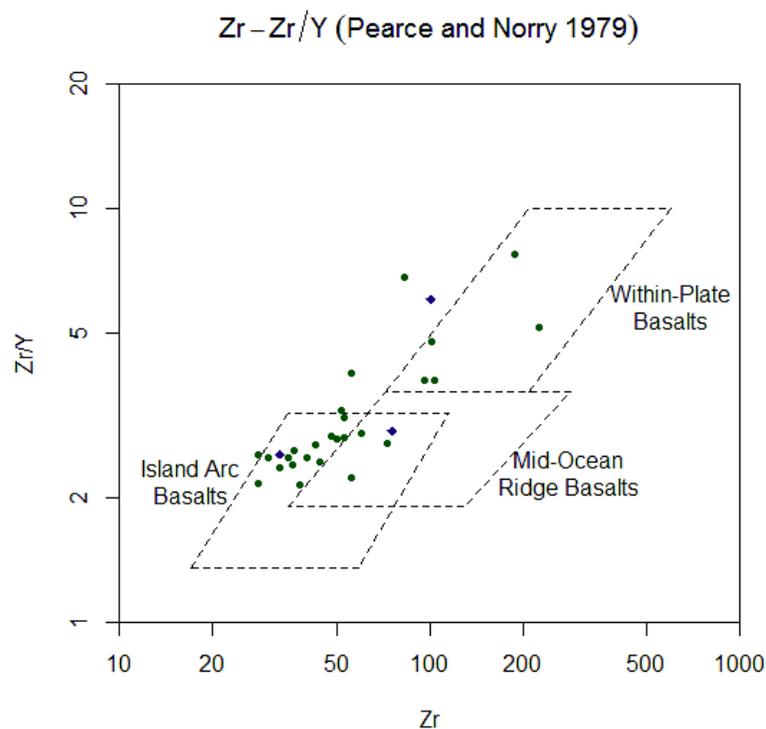


Figura 3. 28 Diagrama de discriminación geotectónica (Pearce and Norry, 1979). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.

En términos de su geoquímica, las treinta y un muestras son graficadas en su mayoría dentro del campo de Basaltos de Arco de Isla en el gráfico de Pearce and Norry (1979) (Fig. 3.28), cuatro muestras están en dos campos (Basaltos de Arco de Isla y Basaltos de Mid-Ocean Ridge) y cinco en Basaltos Intra-Placa. Estos datos sugieren un ambiente transicional o un control tectónico complejo.

Pearce (1996) indica que las lavas de ambiente transicional WPB/MORB o WPB/VAB pueden, no es sorprendente, crear los principales problemas en el uso del diagrama Ti-Zr-Y y que ha sido reconocido que algunos basaltos erupcionados en áreas de litosfera continental atenuada, aunque estrictamente "intra-placa" en su ambiente geológico, son graficados en los campos MORB o VAB en el diagrama Ti-Zr-Y.

En el diagrama de Pearce y Cann (1973) (Fig. 3.29), los basaltos del Arco Alao grafican en transición MORB/VAB. Estos basaltos estarían más relacionados por haber erupcionado en algún eje de extensión de una cuenca marginal (aquellos en distancias intermedias de la zona de subducción). Alternativamente, estos podrían haber erupcionado en algún ambiente continental atenuado (aquellos en que el grado de atenuación fue grande y hubo una interacción extensiva entre magma y corteza) (Pearce, J., 1996).

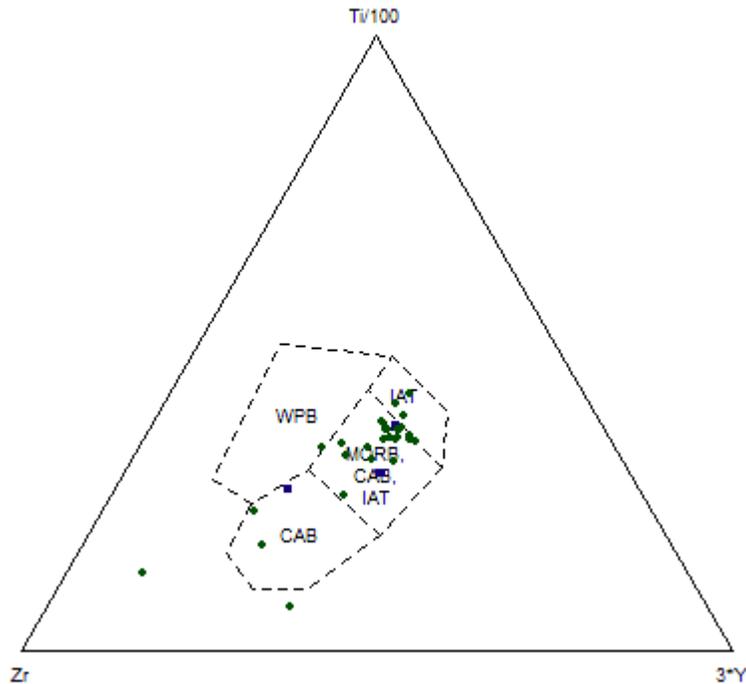


Figura 3. 29 Diagrama de discriminación tectónica para basaltos (Pearce and Cann, 1973). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.

Los datos geoquímicos para las rocas del Arco Alao en el diagrama Ti vs Zr (Fig. 3.30) son ploteados en su mayoría en el campo de MORB, basaltos calcoalcalinos y toleitas de arco de isla. Estas transiciones y variedades de afinidad geoquímica corroboran lo observado en la Fig. 3. 28. Lo que sugiere un control tectónico relacionado a rocas erupcionadas en un eje en extensión a través de una corteza continental atenuada.

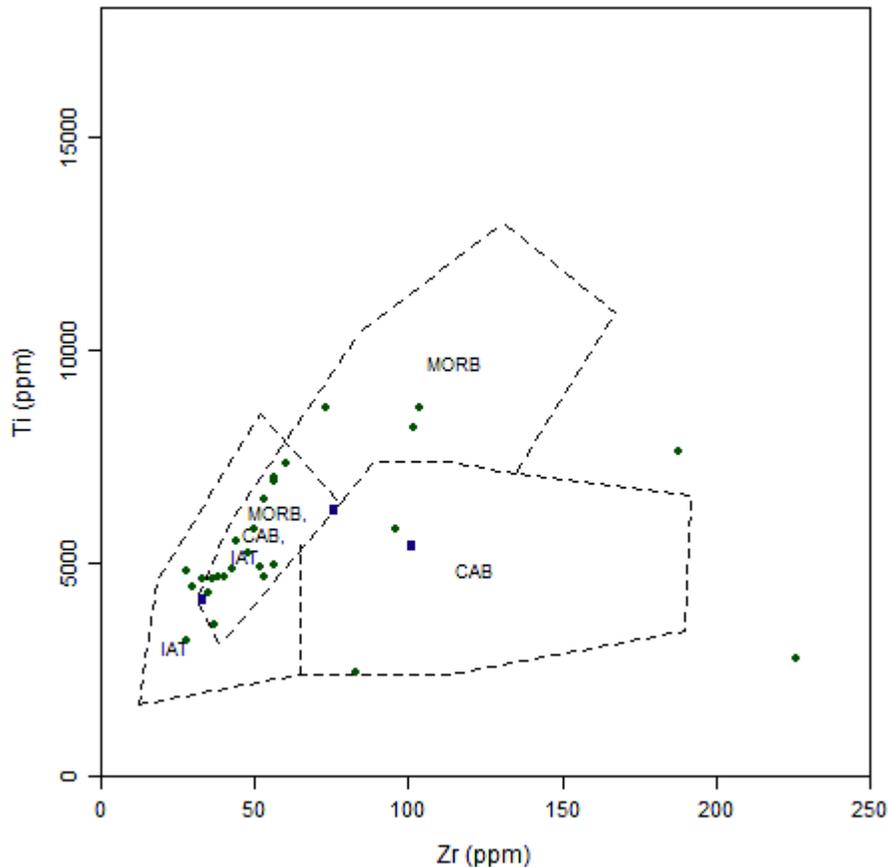


Figura 3. 30 Diagrama de discriminación tectónica para basaltos (Pearce and Cann, 1973). Datos geoquímicos recopilados de Litherland et al., 1994 y Cochrane, R., 2013.

Datos de composiciones isotópicas de Pb en rocas del Arco Alao (Fig. 3.31) muestran un arreglo lineal en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Estos valores caen sobre o cerca a la curva de evolución de corteza superior del modelo plumbotectónico de Zartman & Doe (1981).

Los altos valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los metabasaltos de Alao implican una extensa participación del material de la corteza superior en la génesis del magma del arco, ya sea mediante la asimilación de cantidades relativamente grandes de corteza continental o en la fuente de magma mediante la incorporación de sedimentos pelágicos radiogénicos (Chiaradia et al., 2004).

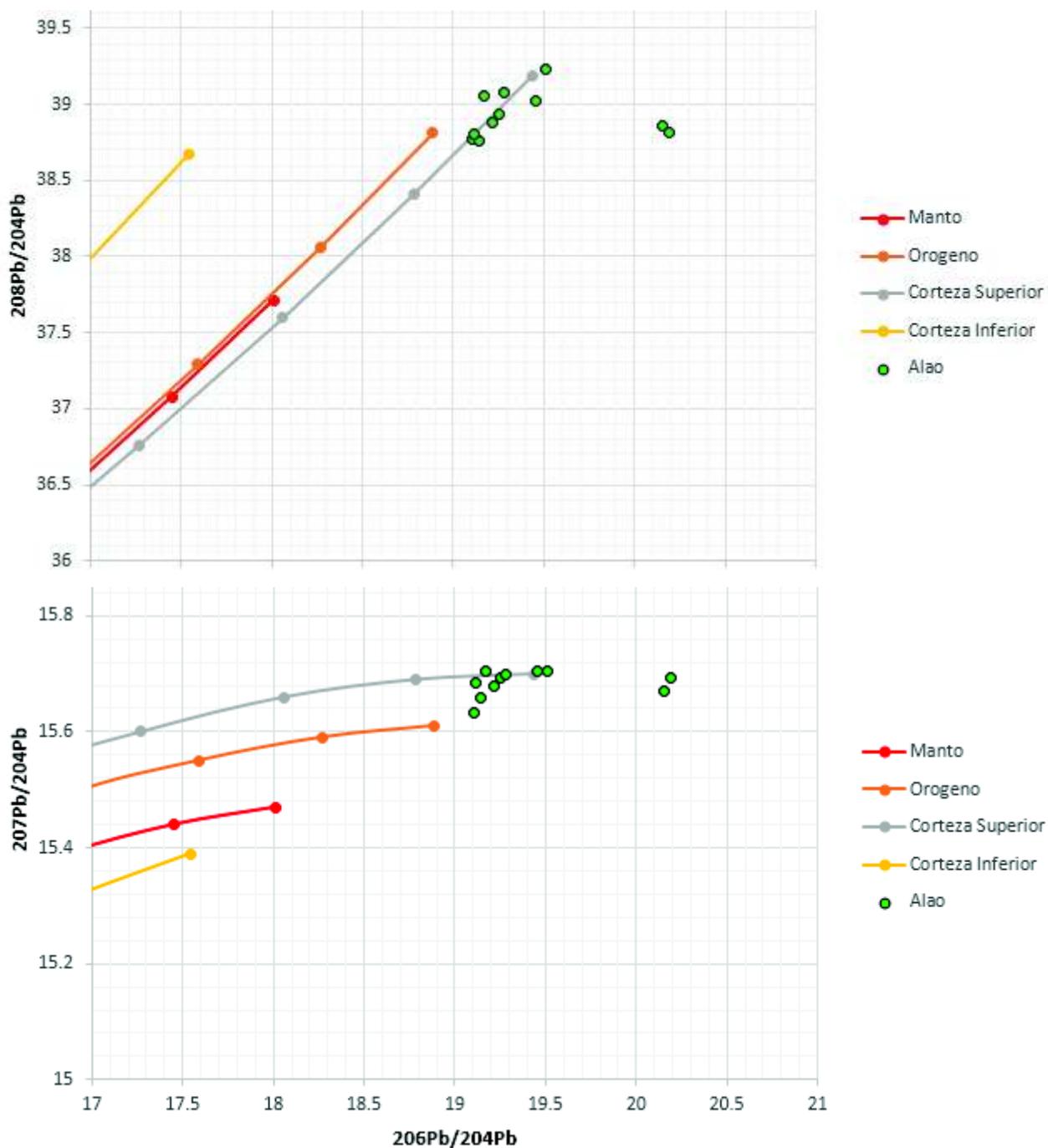


Figura 3. 31 Curvas de evolución isotópica de Pb de acuerdo al modelo plumbotectónico de Zartman y Doe, 1981. Datos isotópicos de Pb para el Arco Alao recopilados de Chiaradia et al., 2004.

Las altas firmas de $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ de los metabasaltos de Alao son interpretadas por Chiaradia et al. (2004) como resultado de la asimilación de <10% en peso de sedimentos pelágicos en la fuente de magma, ya que según los autores es poco probable que los magmas derivados del manto asimilen grandes proporciones de

rocas de la corteza sin evolucionar hacia composiciones más silíceas que los basaltos.

Dos muestras indican una relación $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ más alta con respecto al resto (Fig. 3. 31) y por lo tanto más radiogénicas. Estas corresponden a fracciones residuales de un metabasalto y un esquistos clorítico del Arco Alao (ver Chiaradia et al., 2004). Chiaradia y Fontboté (2003) mediante el análisis de rocas máficas en Macuchi sugieren que las fracciones residuales se vuelven progresivamente más radiogénicas que las fracciones lixiviadas correspondientes para cada roca máfica analizada ya que estas pueden contener cantidades crecientes de zircón. Por ello se considera que las dos muestras son más radiogénicas probablemente por la presencia de zircón en la fracción residual. Sin embargo, debemos considerar que la mayoría de rocas máficas son relativamente pobres en zircón y la diferencia entre la fracción residual y lixiviada para las muestras no son significativamente grandes (Chiaradia y Fontboté, 2003). Esta diferencia es de 0.704, equivalente aproximadamente a 98 ppm de Zr (Fig. 3.32). Lo cual entra en el rango de valores en Zr típicos (28-103 ppm) presentes para las rocas del Arco Alao.

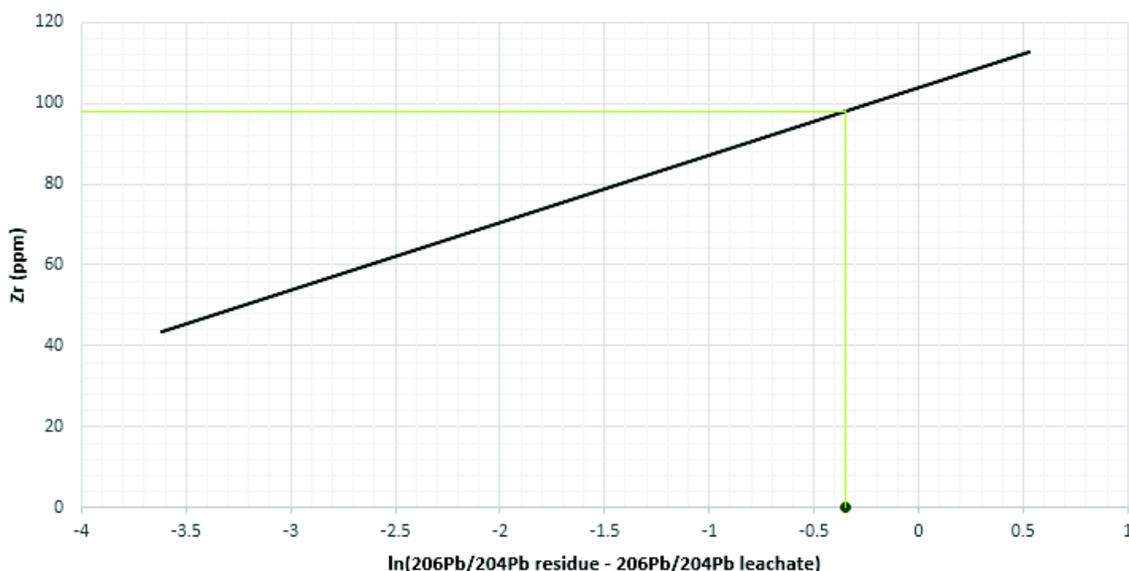


Figura 3. 32 Gráfico de Zr (ppm) vs $\ln(206\text{Pb}/204\text{Pb} \text{ residuo} - 206\text{Pb}/204\text{Pb} \text{ lixiviado})$ para rocas máficas modificado de Chiaradia y Fontbote, 2003.

3.1.2.6 EDAD

Aspden y Litherland, (1992) indican que varias determinaciones K/Ar han sido realizadas en el Arco Alao (e.g., Kennerley, 1980; Rundle, 1988). Estas edades presentan un rango desde 90 a 140 Ma pero fueron consideradas por los autores como poco confiables, debido a la naturaleza alterada del material y, en algunos casos, el muy bajo contenido de K en los minerales analizados. Aspden & Litherland (1992) consideraron que la mejor estimación para la edad del Arco Alao durante el proyecto Cordillera Real (1986-1994) es del Jurásico Medio a Tardío, edad basada sobre el contenido de palinoflora en muestras de cantos rodados de la Unidad Maguazo recogida al este de Cuenca. Bristow (1973), basado en una transición gradual con las rocas no metamorfozadas de las Formaciones Yunguilla y Piñón, sugiere una edad Cretácica Superior. Edades K/Ar obtenidas en rocas del Arco Alao de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma en Hornblenda fueron consideradas como edades de reajuste (Litherland et al., 1994), sin embargo los mismo autores asignan una edad Calloviano–Oxfordiano (165–155 Ma) basados en un bloque rodado proveniente de la unidad turbidítica volcano-sedimentaria Maguazo y por lo tanto, del Arco Alao. Adicionalmente se identificó la presencia de acritarcos Ordovícicos retrabajados en el análisis de microfósiles en las turbiditas de Maguazo, presumiblemente, estos fueron depositados de una fuente continental más antigua (Litherland et al., 1994). Riding (1989) intento confirmar la edad Calloviano-Oxfordiano mediante nueve muestras de filitas negras y grises de la Unidad Maguazo (expuestas en la carretera Cuenca - Paute) con los siguientes resultados: 5 muestras estériles, 2 muestras de naturaleza de diagnóstico indeterminado y sin edad de las palinofloras. Sin embargo, el polen en dos muestras (A - P 01 y A - P 02) son indicativos de una amplia edad Jurásico – Cretácico. Además, Riding (1989) indica para la muestra A – P 01 la presencia de la *dinoflagellate cyst Sirmiodinium grossii* la cual según el autor es indicativa de una edad Jurásico Medio (Batoniano superior) a Cretácico Inferior (Barremiano tardío) y también observo acritarcos que podrían representar material del paleozoico inferior retrabajado. Cochrane (2013) presenta datos $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de los bordes y núcleos de zirrones detríticos extraídos de una cuarcita del Arco Alao, con una edad mínima de 163.7 ± 1.6 Ma (Fig. 3.33), contrastando su edad

estratigráfica máxima y una edad máxima de 2.4 Ga sugiriendo que esta secuencia se formó proximal a la corteza continental de Sur América. La edad mínima (163.7 ± 1.6 Ma) presentada por Cochrane (2013) para el comienzo de depositación de las rocas del Arco Alao concuerda con el rango de edad (~166 a 125 Ma) indicado por Rinding (1989).

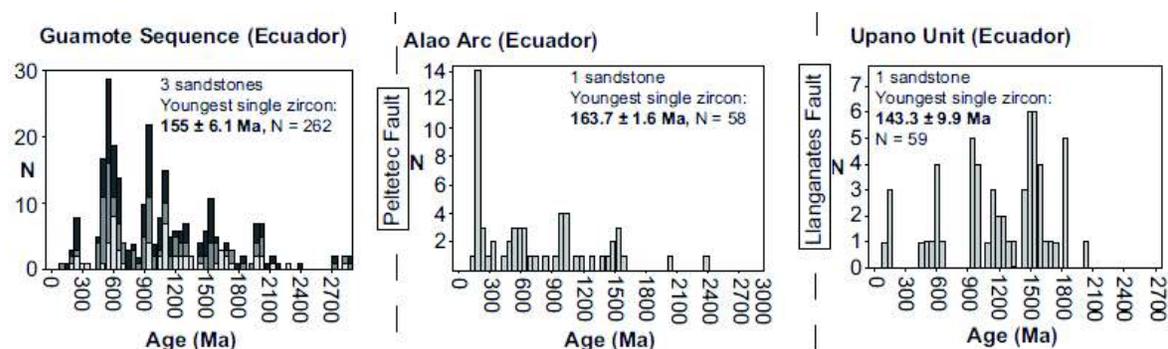


Figura 3. 33 Edades U-Pb de zircones detríticos para el Arco Alao-Quebradagrande. Tomado de Spikings et al., 2015.

Spikings et al. (2015) sugieren que las edades de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma en K/Ar indicarían que el Arco Alao y Quebrada Grande (Colombia) podrían ser contemporáneos, asignando una edad tentativa Cretácico Temprano para el Arco Alao en vez de Jurásico. Salguero (2017) indica que Unidad Maguazo (Arco Alao) descansa en discordancia sobre Guamote lo que valida esta interpretación, ya que los zircones detríticos para la secuencia Guamote en el trabajo de Cochrane (2013) indican que Guamote se depositó posterior a 155 Ma. Por lo tanto, se sugiere por los datos antes presentados que el Arco Alao corresponde al Cretácico Inferior y un estudio geocronológico diferente al método de K-Ar podrá corroborar esta interpretación.

El objetivo inicial cuando se inició este trabajo pretendía obtener zircones primarios de las rocas máficas en el corte geológico El Descanso-Gualaceo-Rio Culebrillas para obtener edades geocronológicas del Arco Alao. Se recolectaron alrededor de 10 muestras de meta-andesitas basálticas y metabasaltos con un peso aproximado de 2 a 5 kg cada una. El proceso de separación de zircones (ver en metodología) fue realizado en las 10 muestras. Sin embargo, no se pudo

obtener zircones. Esto sugiere tal vez que no hubo la cantidad necesaria Zr y SiO₂ para la formación de zircón. Xu et al. (2018) indica que los zircones raramente ocurren en rocas máficas porque la cristalización de zircón del fundido silicatado requiere la sobresaturación tanto de ZrO₂ como de SiO₂.

3.1.2.7 COMPLEJOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS

En esta sección se presenta un resumen de los complejos máficos-ultramáficos Tampanchi y Peltetec aparentemente relacionados con el Arco Alao.

Eyuboglu et al. (2010) indican que las asociaciones de rocas máficas-ultramáficas en cinturones orogénicos no siempre son de origen ofiolítico. Algunas pueden representar intrusiones in situ en sistemas de arco antiguos. Las intrusiones máficas-ultramáficas tipo-Alaskan son buenos ejemplos de tales asociaciones y, por lo tanto, registran afinidades tectónicas y trayectorias de evolución magmática significativamente diferentes de las de las ofiolitas.

Dentro del corte geológico realizado no se han encontrado cuerpos máficos y ultramáficos. Sin embargo, Bristow et al. (1975) reportaron anfibolitas a 30 kilómetros al noreste de Gualaceo a lo largo de la vía de Taday a la represa Paute-Mazar, que durante el Proyecto Cordillera Real Litherland et al. (1994) reconocieron y nombraron a estas rocas como el complejo máfico-ultramáfico Tampanchi. Este presenta rocas ultrabásicas como piroxenitas, gabros, anfibolitas y algunas rocas ácidas, esencialmente no deformadas.

El Complejo Tampanchi corresponde al cinturón cartografiado por Bristow et al. (1975) como "anfibolitas" en la hoja 1:100.000 de Cañar y redefinido como un complejo máfico ígneo estratificado por Litherland (1988). Se pueden reconocer en el margen del Río Pindilig horblenditas y gabros que son atravesados por vetillas cuarzo-feldespáticas. Litherland (1988) reportan la presencia de clinopiroxenitas con textura de acumulación magmática y que estas rocas se encuentran cortadas por stocks de composición intermedia a ácida. Una edad del Paleoceno temprano, basada en edades K-Ar entre 60-65 Ma fue sugerida por Litherland et al. (1994). Sin embargo, las rocas máficas y ultramáficas

generalmente presentan elementos parentales radiogénicos extremadamente bajos tales como ^{87}Rb y ^{40}K , lo que dificulta datar con confiabilidad estas rocas por métodos de datación convencionales (Sato, 2005).

Litherland et al. (1994) realizaron estudios geoquímicos en tres rocas del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi, indicando que presentan un trend calco-alkalino. Debido a la presencia de gabros pegmatíticos, la ausencia de ortopiroxeno y el aparente patrón concéntrico del complejo, Litherland et al. (1994) interpretaron a Tampanchi como un complejo tipo-Alaskan. Estos complejos máficos-ultramáficos tipo-Alaskan son interpretados por formarse en la base de los Arcos de Isla (Anderson et al., 2017). En este trabajo, se interpreta por lo tanto, que a pesar de la ausencia de edades confiables y la limitada geoquímica de Tampanchi que confirmen esta hipótesis, el complejo Tampanchi puede representar una intrusión del arco Alao, formada syngenéticamente con las lavas del arco probablemente en el Cretácico Inferior.

El Complejo Peltetec es un cinturón alargado de rocas de origen oceánico, conformando un conjunto coherente de una secuencia ofiolítica (Reyes, 2006). Esta secuencia ofiolítica incluye cherts, filitas, basaltos espilitizados, doleritas, serpentinitas, metagabros, peridotitas, piroxenitas, hornblenditas y rocas volcanoclásticas (Litherland et al., 1994; Aspden & Litherland, 1992 y referencias allí). Spikings et al. (2015) consideran que estas rocas solo han experimentado metamorfismo en facies de esquisto verde. Dentro del Complejo Peltetec además se han encontrado filones tectónicos del granito Tres Lagunas que pueden ser considerados como fragmentos sin- o pre-tectónicos. Los datos geoquímicos sugieren que el protolito de las rocas de Peltetec se formaron ya sea dentro de un plateau oceánico, tal vez dentro de una cuenca de tras-arco, como corteza transicional debido a un proceso de extensión en el Cretácico Temprano (Spikings et al., 2015).

Este Complejo Peltetec puede ser considerado como un equivalente tectónico a la Unidad Raspas, la cual está compuesta de eclogitas y esquistos azules (Litherland et al., 1994; Arculus et al., 1999; Bosch et al., 2002; John et al., 2010)

y ubicada dentro del Terreno Amotape. Spikings et al. (2015) reconocen la problemática para obtener las edades de cristalización de los protolitos máficos y ultramáficos de las rocas de MP-HP/LT de Peltetec y Raspas, debido a la sobreimpresión metamórfica y la ausencia de minerales con alto-U y bajo-Pb. Sin embargo, los mismos autores presentan edades plateau ^{40}Ar - ^{39}Ar de 134.7 ± 0.9 Ma y 134 ± 13 Ma para Peltetec, las cuales interpretaron como edad de cristalización mínimo del protolito basáltico. John et al. (2010) propone en base a edades Lu-Hf del Complejo Raspas que estas rocas alcanzaron su pico metamórfico en ~ 130 Ma y su enfriamiento en aproximadamente 123 Ma. Spikings et al. (2015) sugieren que la extensión (Cretácico Inferior) en algunas partes del margen puede haber ocasionado que bloques continentales se separen, formando tramos extensos de corteza transicional (Unidad Peltetec) en cuencas intra-arco, tal vez explicando la Secuencia Guamote. La compresión que comenzó en 120 Ma exhumaron rocas M-HP / LT fuera de los arcos Alao y Quebradagrande, y arrastraron rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre estos arcos y bloques continentales re-acrecionados.

Por lo tanto, en base a los datos presentados (ver arriba) se interpreta que el complejo Peltetec representa láminas de corteza oceánica y manto litosférico oceánico obducidas, mientras que el complejo Tampanchi es un cuerpo intrusivo magmático básico.

Hornblenditas y gabros muy similares a los de Tampanchi afloran cerca del pequeño poblado de El Azul (entre Paute y Guachapala) y también hay bloques rodados en la orilla sur del Río Upano, al oeste de Zuñag y al oeste de Paute sobre el poblado de Shumir (Litherland et al., 1994).

Otros cuerpos menores como diques anfíbolíticos fueron reconocidos por Pratt et al. (2005) dentro del Arco Alao en Las Juntas y aguas arriba de Lligua en la vía antigua Baños-Patate, implicando una relación singenética entre las meta-andesitas del arco Alao y los diques de meta-gabros (y/o anfíbolíticos).

3.1.2.8 GEOLOGÍA ECONÓMICA

Las rocas del Arco Alao se formaron en una variedad de ambientes tectónicos, que van desde el arco calco-alkalino a toleitas de arco insular, y MORB. Este Arco Alao submarino (Pratt et al., 2005, Spikings et al., 2015) se formó por la subducción de la Placa Farallón (con mecanismo de Rollbak) debajo de la Placa Sur Americana muy probablemente durante el Cretácico Inferior. Estos ambientes tectónicos de márgenes convergentes son apropiados para albergar una variedad de depósitos minerales magmático-hidrotermales, incluidos los depósitos VMS, pórfidos, epitermales y skarn (Fig. 3.34). Por lo que el Arco Alao, es un ambiente favorable para albergar algunos tipos de depósitos.

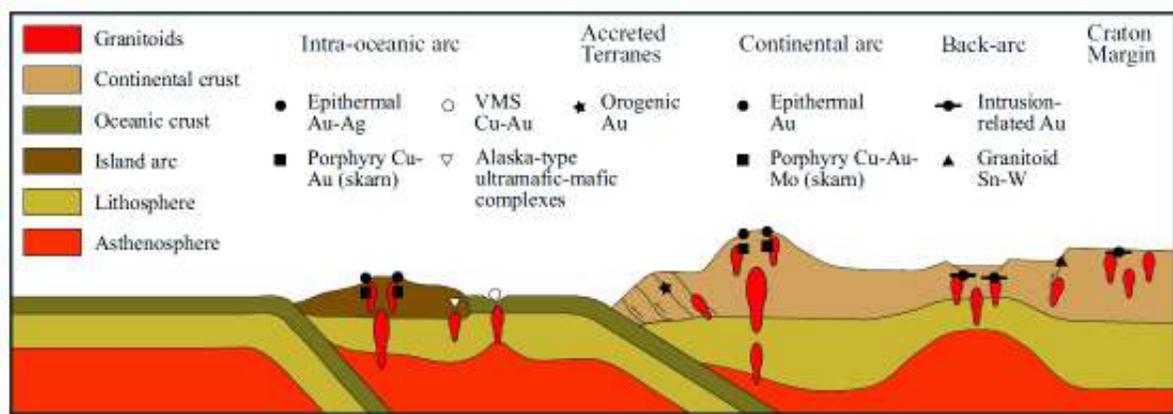


Figura 3. 34 Modelo conceptual mostrando los tipos de depósitos que se forman a lo largo de los márgenes convergentes (Modificado de Groves et al., 1998, 2005). La ubicación de los complejos ultramáficos-máficos tipo Alaska se interpreta que se forma en la base de complejos de arco de isla (Himmelberg y Loney, 1995, Foley et al., 1997) (Tomado de Anderson et al., 2017).

En el año 2000 en los trabajos de PRODEMİNCA (2000) se define dentro del Arco (Terreno) Alao el Distrito Alao-Paute, el cual presenta ocurrencias pequeñas y subeconómicas de VMS (Mina Pilas, Guarumales y Cruzacta). Sin embargo, la existencia de estas ocurrencias indica un ambiente favorable para su formación. Kerrich et al. (2005) indican que muchos depósitos VMS se forman en márgenes convergentes bajo condiciones de extensión, específicamente en los tras-arco, donde la litósfera fracturada y adelgazada, la astenosfera ascendente y los magmas de alta temperatura generan un flujo de calor de larga duración y una conductividad hidráulica mejorada.

Los complejos máficos-utramáficos tipo Alaskan (como Tampanchi) pueden alojar minerales de Ni, Cu, PGE, Fe, Ti, y V (Anderson et al., 2017 y referencias allí). Por otro lado, dentro del complejo Peltetec en el proyecto Cordillera Real (BGS-INEMIN, 1986-1994) se reportaron la presencia de pequeñas vetas de Au, ocurrencias y anomalías geoquímicas de Zn, Cr, Ni y Cu. Litherland (1987) analizó varias muestras de Peltetec que presentaron valor de Au entre 0.5 y 1.6 ppm.

El río San Francisco situado al este del pueblo de Gualaceo ha sido descrito por Jemielita y Bolaños (1993) como aurífera y reportan la presencia de una mina aluvial activa en la extensión superior del río San Francisco. Bolaños (1993) indica que estos bloques aluviales comprenden esquistos de color verde de grano medio, granodioritas de color verde-gris de grano medio, algunos esquistos sericíticos de color blanco, milonitas silicificadas de color gris, epidota masiva y vetas de cuarzo tipo mesotermales masivas de color púrpura-gris a blanco.

Bolaños (1993) sugiere que debido al predominio de bloques de esquistos verdes en el río San Francisco indicarían una fuente de basamento en la unidad Alao-Paute. Este oro aluvial puede derivarse de las vetas de cuarzo que comúnmente aparecen en conjunto con las rocas del arco Alao. Sin embargo, no se descarta que la presencia de granodioritas de color verde-gris pueda estar asociado con el intrusivo San Francisco reportado en este trabajo y ser la fuente o contribuir al oro aluvial en el río San Francisco.

3.1.3 INTRUSIVOS

3.1.3.1 INTRUSIVO EL DESCANSO

Está ubicado en el poblado El Descanso y forma las lomas de Tahal y Pastobamba. Aflora aproximadamente unos 3 km a lo largo de la carretera entre El Descanso-La Josefina a lo largo del río Paute como roca diorítica de grano fino de color gris oscuro y café oscuro (meteorización).

Estratigráficamente se encuentra cortando a la Formación Yunguilla hacia el suroeste y el Arco Alao (Unidad Maguazo) al este.

Bristow & Hoffstetter (1977) indican una edad K/Ar de 20 Ma, mientras que Madden (1996; en Steinmann, M., 1997) obtuvo una edad 32.95 ± 0.56 Ma (Oligoceno) por el método Ar/Ar en plagioclasa.

3.1.3.2 INTRUSIVO SAN FRANCISCO

En el puente #2 (UTM: 751876/9678813) desde el poblado de San Francisco hacia Limón, se puede observar un pórfido andesítico propilitizado fuertemente diaclasado (Fig. 3.35) probablemente de edad terciaria con xenolitos dacíticos y pirita diseminada hospedado en el Arco Alao. Asociado al intrusivo se puede observar en el trayecto una brecha mineralizada rica en sulfuros con ankerita, calcita y cuarzo. Esta brecha presenta clastos del Arco Alao (roca caja), del pórfido andesítico y de dacitas con ojos de cuarzo.

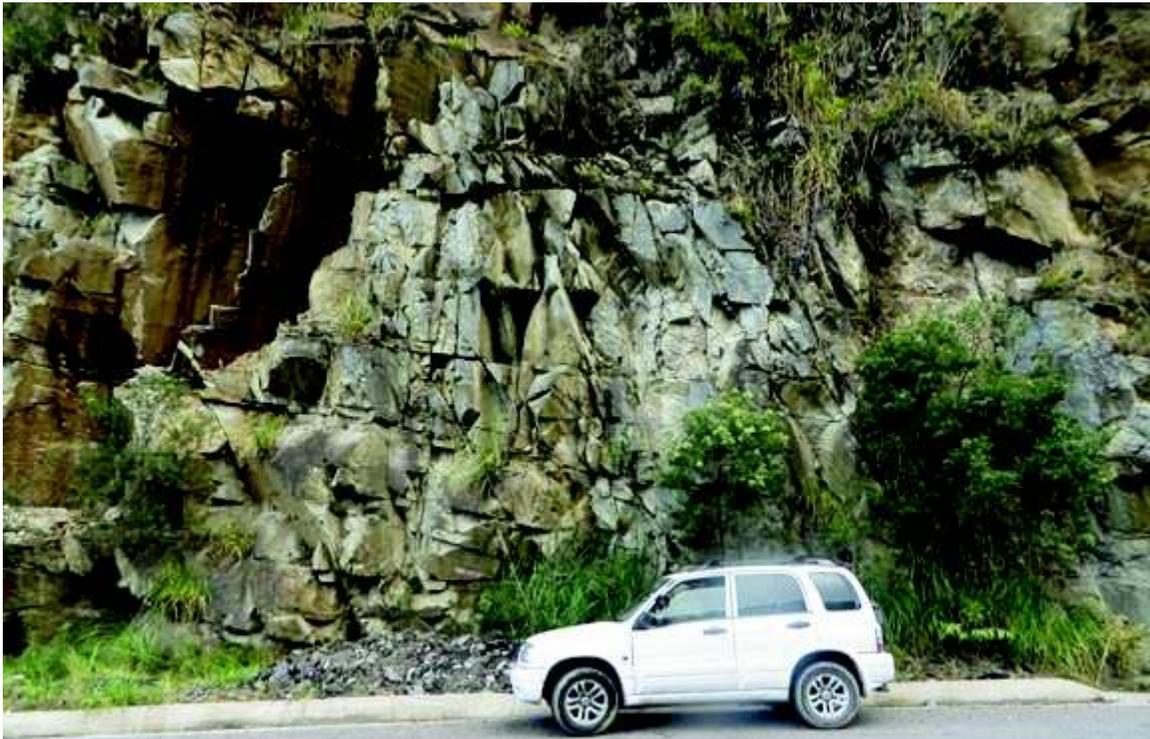


Figura 3. 35 Afloramiento del Intrusivo San Francisco fuertemente diaclasado localizado en el puente #2. UTM: 751876/9678813.

En general el Intrusivo San Francisco es de color gris verdoso, porfirítico, con vetas de cuarzo. Presenta plagioclasa, piroxeno, pirita diseminada, pirrotina (?), clorita, epidota, efervesce débilmente con el HCl y xenolitos con bordes de reacción que contienen cuarzo, biotita, plagioclasa. Presenta meteorización baja a moderada y magnetismo nulo. Bajo el microscopio se puede apreciar granos euhedrales a subhedrales de grano fino a medio (hasta 1 mm). Se observan fenocristales de plagioclasa parcial y algunos totalmente alterados a epidota y calcita (Fig. 3. 36), anfíboles reemplazados por clorita y a veces epidota, minerales opacos (hematita, pirita y otros), mineral marrón abundante (esfena?), calcita y albita como producto de alteración de plagioclasas, epidotas euhedrales con macla simple. Matriz microcristalina de plagioclasa alterado a clorita.

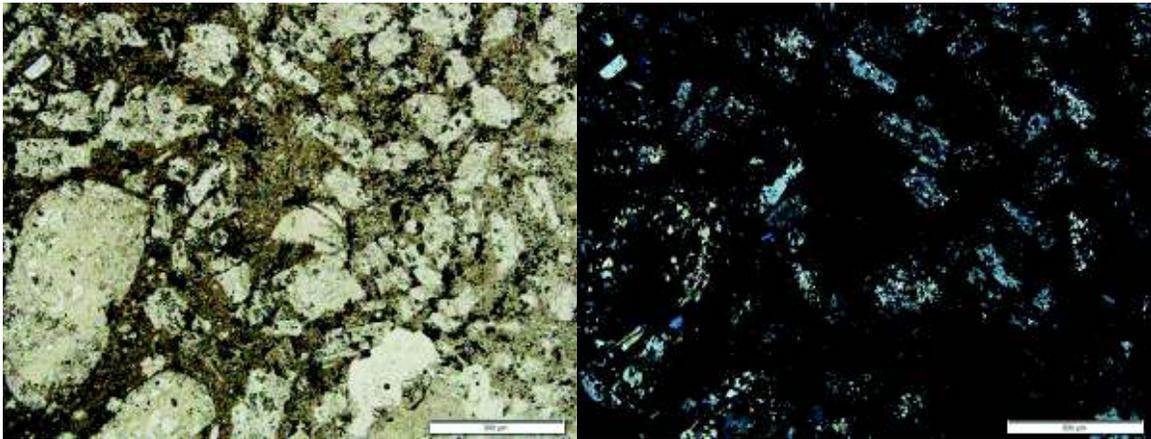


Figura 3. 36 Sección delgada con luz transmitida a la izquierda y luz polarizada derecha, se observan los fenocristales de plagioclasa alterándose a calcita, y la matriz microcristalina constituida principalmente de plagioclasa y vidrio alterándose a clorita.

3.1.3.3 CUERPOS INTRUSIVOS MENORES

Pórfidos andesíticos fuertemente propilitizados (Calcita-Clorita-Epidota) han sido identificados en el Puente Europa y en el Sector Chicticay. Estas rocas (16LN20C, 16LN20D) al ser masivas de color verde fueron las que probablemente llevaron a interpretaciones erróneas preliminares en formar parte de los Metavolcánicos San Francisco de Bristow (Arco Alao) como una etapa de transición metamórfica (Bristow, 1973). Esencialmente estas rocas no están metamorfozadas, Sheppard & Bushnell (1933) la sugieren como una unidad separada. Sin embargo, al no existir datos geocronológicos no se puede definir con seguridad en este punto si son post-Alao o cuerpos subvolcánicos pertenecientes al Arco Alao.

El pórfido andesítico del Puente Europa intruye rocas verdes andesíticas afaníticas (16LN20D; caja afanítica syn-Alao), en lámina delgada (16LN20C; Fig. 3.37) se puede apreciar la textura porfirítica de este pórfido tardío. Esta roca está constituida por cristales euhedrales a subhedrales con tamaño de grano fino (hasta 0.7 mm). Los fenocristales de plagioclasas (oligoclasa-albita) están epidotizados y los minerales máficos han sido remplazados por clorita y epidota, La matriz está constituida por plagioclasas que ha sido reemplazado por epidota y clorita.

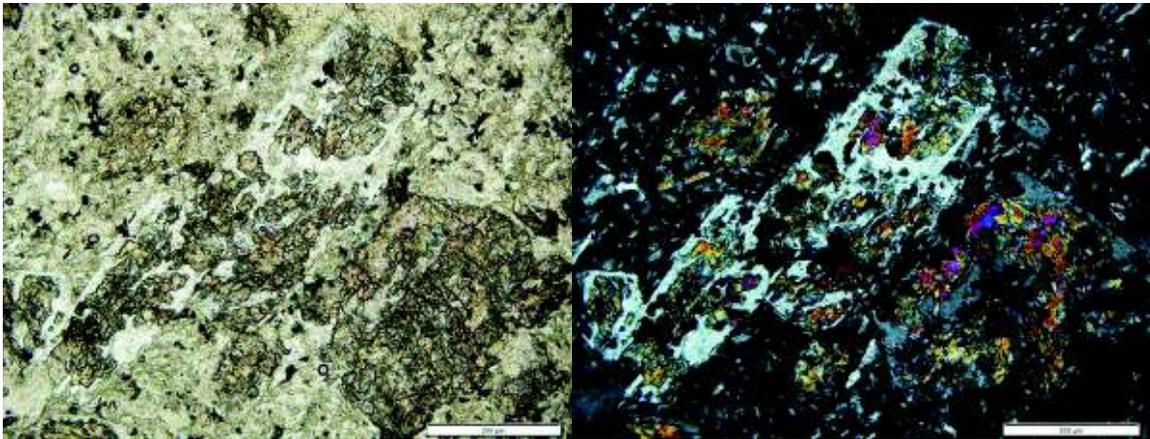


Figura 3. 37 Sección delgada con luz transmitida a la izquierda y luz polarizada derecha, donde se observan los fenocristales de plagioclasa alterándose a epidota, y la matriz microcristalina constituida principalmente de plagioclasa. Muestra 16LN20C del pórfido andesítico tardío propilitizado.

CAPÍTULO 4: MODELO GEOLÓGICO

4.1 PRE-JURÁSICO

En el Ecuador no existen afloramientos reportados del cratón amazónico pero su litología ha sido atribuida a rocas ígneas y metamórficas (Tschopp, 1953; Díaz et al., 2014) datadas por Rb-Sr en ~1600 Ma en muestras de el pozo Tapi (Litherland et al., 1994). En la cuenca del Putumayo frontera con Ecuador al norte de la Cuenca Oriente fueron obtenidas muestras del pozo Caiman 3 y datadas en 1444 Ma, 952 Ma y 989 Ma con el método U-Pb (Ibanez-Mejia et al., 2011) Estas rocas son de edad Grenvilliana y están relacionadas al Cinturón Sunsas.

Esto está registrado en el Ecuador en zircones detríticos de la Unidad Chiguinda con pico entre 900-1100 Ma (Chew et al., 2008) así como en los núcleos de zircones de anatectitas Triásicas con un amplio pico entre 950-1200 Ma (Spikings et al., 2015). Este basamento autóctono de edad Grenvilliana se extiende desde Colombia hasta Argentina a lo largo del margen occidental de Gondwana (Fig. 4.1, Ramos, V., 2009).

La formación pre-Pumbuiza incorporada por Díaz (2000) a la estratigrafía de la Cuenca Oriente en base a la información sísmica, descansa en inconformidad sobre el basamento cristalino. Estas rocas no han sido atravesadas en los pozos petroleros por lo que se desconoce su litología. Angulo et al. (2017) en base a la posición estratigráfica observada en la sísmica de reflexión le atribuyen una edad del Ordovícico. Lo que indicaría por lo tanto que la formación pre-Pumbuiza es parte de ciclo Famatiniano.

El Arco Famatiniano (510-415 Ma) fue formado durante la subducción de litósfera oceánica pacífica debajo del margen occidental de Sur América subsecuente a la fragmentación de Rodinia, y ha sido registrado en Venezuela, Colombia, Argentina y Perú (Spikings et al., 2015 y referencias allí).

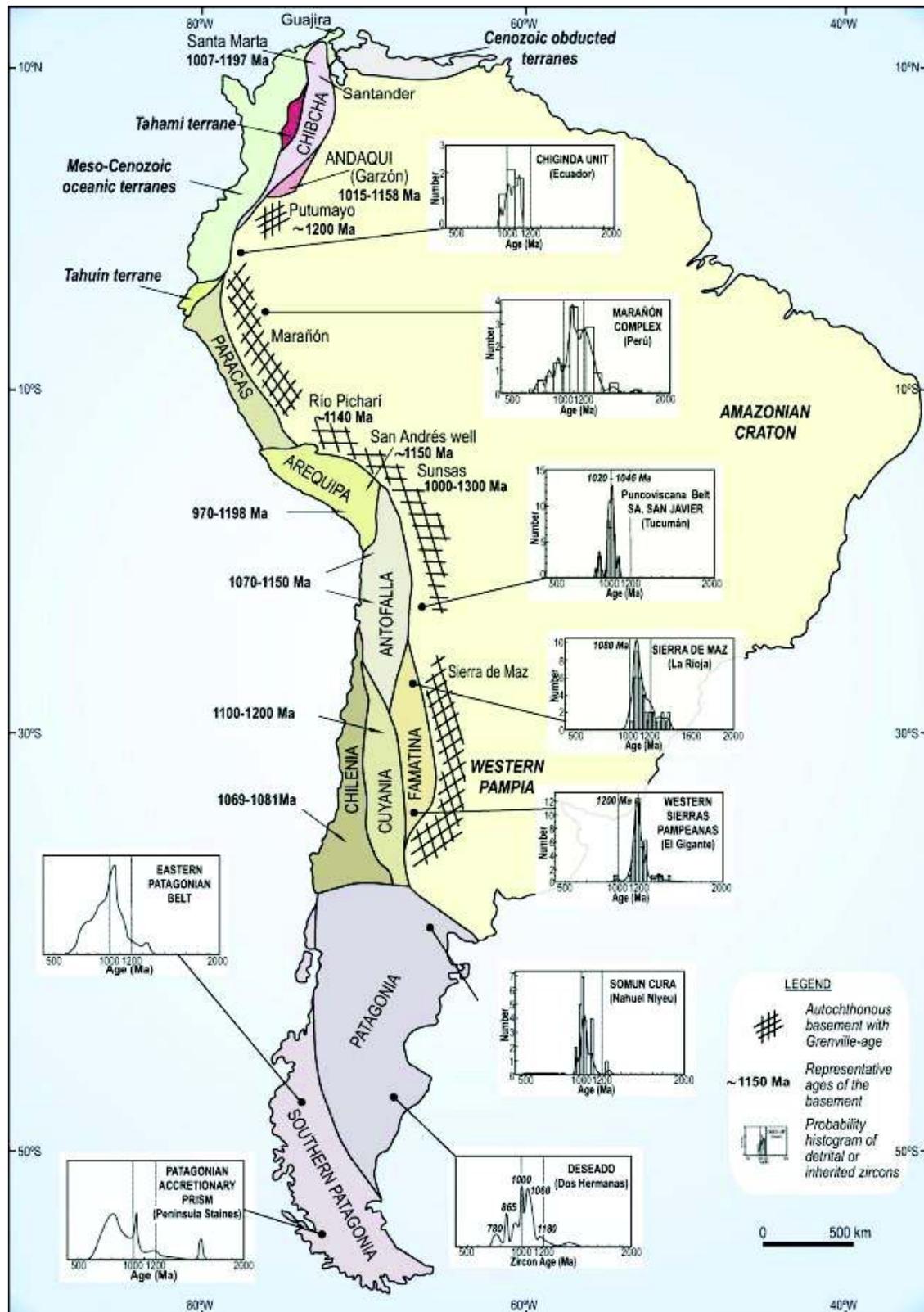


Figura 4. 1 Edades grenvillianas en el basamento a lo largo del margen occidental de Gondwana. Los histogramas de probabilidad de edad están indicados usando zircons detríticos de la cubierta y de zircons heredados de rocas ígneas (en aquellas áreas donde el sótano de Grenville no está expuesto). Tomado de Ramos, 2009.

Ramos (2015) indica los siguientes estadios de evolución tectónica para la orogenia Famatiniana definidos en la localidad tipo:

- Arcos magmáticos asociados a subducción (495-460 Ma);
- Deformación y metamorfismo (460 Ma);
- Desarrollo de cuencas de antepaís (460-440 Ma); y
- Reactivación de la deformación y localmente avance de fajas plegadas y corridas (390-360 Ma).

El basamento de la Cordillera Real consiste de rocas paleozoicas (Unidad Chiguinda y Agoyán) depositadas probablemente en un ambiente de margen pasivo. La Unidad Pumbuiza presenta fuertes plegamientos y fallamientos (Díaz et al., 2014), y es caracterizada por una secuencia clástica afectada por un grado bajo de metamorfismo (Barragán & Baby, 2017).

Las rocas de la formación Macuma (Carbonífero) descansan en discordancia angular sobre la Fm. Pumbuiza (Díaz et al., 2014). Estas rocas pueden estar correlacionadas con la posible secuencia carbonífera Isimanchi (Litherland et al., 1994) por la presencia de horizontes de mármol. La Unidad Isimanchi (Carbonífero a Pérmico Tardío?) comprende filitas verdes y negras, brechas volcánicas y tobas metamorfizadas, y mármoles.

Barragán & Baby (2017) sugieren que un evento regional compresivo de edad Pérmico, caracterizadas por un sistema de cabalgamiento con dirección NW-SE afectó las rocas Paleozoicas. Estas rocas paleozoicas (Pumbuiza y Macuma) fueron definidas por los autores como una plataforma marina somera.

La exposición de rocas del Pérmico – Triásico Inferior (290-240 Ma) está restringido en el NW de Sur América en Colombia, mientras que en Ecuador las intrusiones presentan rango menores o iguales 240 Ma. Spikings et al. (2015) consideran que los granitoides peraluminosos pérmicos expuestos dentro del NW de Sur América forman parte de un arco continental (Fig. 4.2) y son equivalentes

a los granitos pérmicos alojados en los bloques Acatlán, Oaxquia y Chortis con edades entre 289 y 255 Ma.

Los granitos tipo S de edad Triásico (Sabanilla y Tres Lagunas en Ecuador) intruyen las secuencias paleozoicas antes mencionadas. Estos intrusivos se formaron por fusión parcial (anatexia) de rocas sedimentarias (Spikings et al., 2015). La Unidad Sabanilla y Tres Lagunas están asociadas a rocas anfibolíticas tipo MORB de la Unidad Monte Olivo. Estas rocas también están presentes en el Bloque Amotape Tahuín como Unidad Moromoro y Unidad Piedras respectivamente.

Cochrane et al. (2014a) sugieren que el periodo entre 240 y 225 Ma fue dominado por adelgazamiento progresivo de la litósfera continental durante rifting y desmembramiento de Pangea Occidental. El underplating máfico y anatexis ocurrió a causa del abombamiento y descompresión de la astenósfera durante la extensión, y convección por calor durante la intrusión de los magmas máficos dentro de la corteza (Spikings et al. 2015).

Spikings et al. (2015) indican que esto es soportado por la Ofiolita Triásica de Zumba (basado en su posición estructural; Litherland et al., 1994) en el sur de la Cordillera Real y las rocas volcanosedimentarias de ambiente marino – continental de la Unidad Piuntza depositados en graben del rift durante el Triásico tardío medio a superior. Por lo tanto consideran el rifting entre 240 y 216 Ma como la etapa inicial del desmembramiento de Pangea en el NW de Sur América.

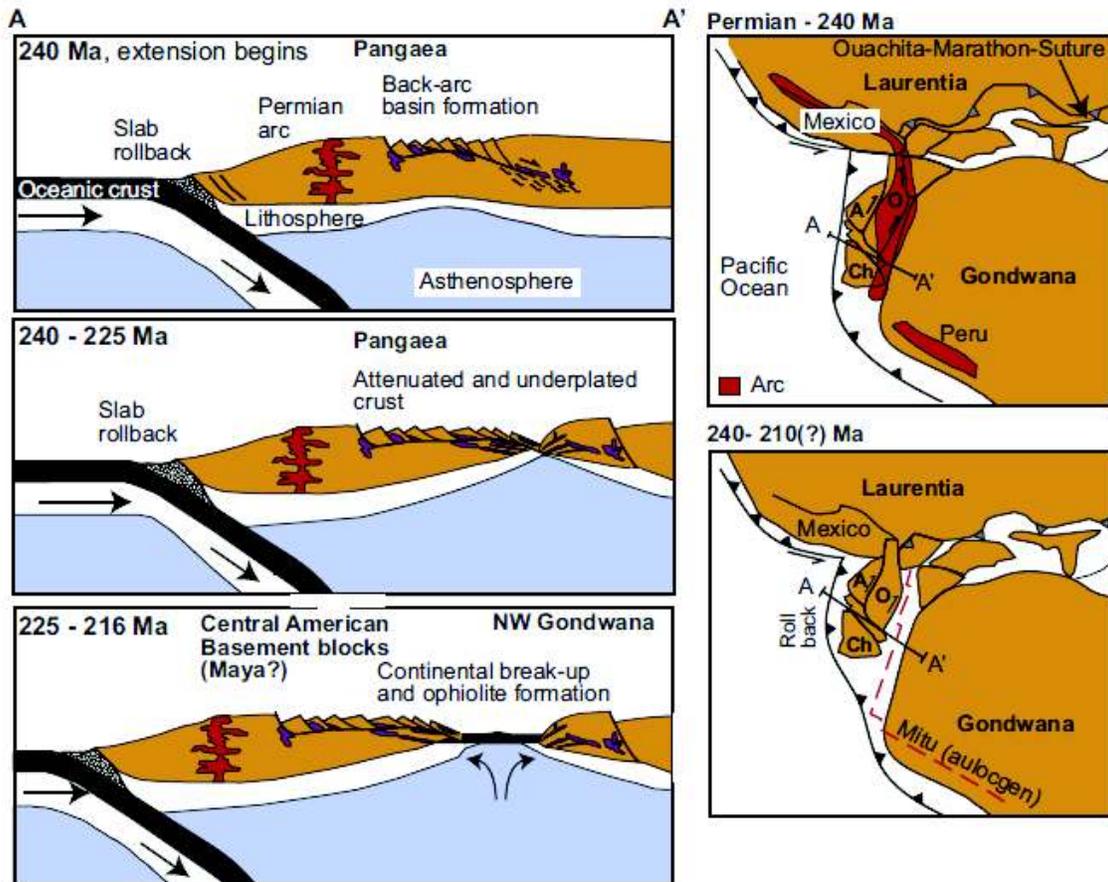


Figura 4. 2 Reconstrucción esquemática y secciones transversales para el noroeste de América del Sur dentro de Pangea occidental durante 240-216 Ma, que muestra la ubicación del arco Pérmico y el eje de grietas del Triásico. El arco del Pérmico se conserva a lo largo del margen conjugado de Gondwana en México y la Cordillera Oriental del Perú, aunque quedan pocos restos en la región de los Andes del Norte. Se muestra la ubicación aproximada del Grupo Mitu. A: Bloque Acatlán O: Bloque Oaxaquia Ch: Bloque Chortis. Tomado de Spikings et al., 2015.

La etapa inicial de la apertura del rift Triásico está probablemente representado por la Unidad Pachicutza reportada por el INIGEMM (en Villares et al., 2014). La Unidad Pachicutza aflora al sureste de Ecuador y está constituida por basaltos de color verde oscuro a negro localmente mostrando una estructura tipo almohadilla, brechas volcánicas y localmente tobos con una afinidad toleítica de basaltos tipo N-MORB (Villares et al., 2014).

Barragán & Baby (2017) indican que sobre la sección Paleozoica y a lo largo de las cuencas subandinas (Santiago) y de antepaís (Oriente y Marañón Norte), se desarrolla un sistema extensional (Triásico – Jurásico) caracterizado por una

secuencia de grabenes, semi grabenes, rampas y fallas normales con orientaciones preferentes que varían entre NW-N-NNE y cuyo relleno sedimentario está representado principalmente por varias secuencias espesas de capas rojas y carbonatos. Los autores indican también que las geometrías análogas y similitud de facies, podrían sugerir que se trata de un solo sistema depositacional asociado a un rift continental y su correspondiente post rift o sag intracratónico de edad Triásica-Jurásica. Este evento estaría asociado a la Formación Santiago y correlacionada con la Formación Sacha de ambiente continental.

4.2 JURÁSICO A CRETÁCICO INFERIOR

Este período, muy particular en la evolución del continente sudamericano, se inicia con la terminación de importantes episodios de rifting y el comienzo de los procesos de subducción sobre el margen pacífico asociados temporalmente a la apertura del Mar de Weddell y el Atlántico Sur (Mpodozis y Ramos, 2008).

Los segmentos norte y sur de los Andes están caracterizados por rocas metamórficas Jurásicas y Cretácicas así como diversas ocurrencias de corteza oceánica obductada al margen continental durante tiempos andinos (Ramos, V., 2009). En el Jurásico-Cretácico Temprano una gran actividad magmática ocurre en el margen occidental de América del Sur, generado por la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Sur Americana.



Figura 4. 3 Estadios de fragmentación asociados al sistema Jurásico: a) Centro dispersor a comienzos del Jurásico que inicia la fragmentación de Pangea; b) en el Jurásico temprano que fragmenta el Gondwana y c) a fines del Jurásico e inicio del Cretácico que separa América del Sur de África. Tomado de Mpodozis y Ramos, 2008.

Mpodozis y Ramos (2008) indican que la subducción andina a lo largo del margen continental pacífico comenzó en el Jurásico temprano, después de un período de extensión y rifting a escala continental. Esta subducción fue el resultado de un episodio de crecimiento oceánico a lo largo de una serie de centros de expansión entre Norte y Sud América (Fig. 4.3).

La subducción originó un magmatismo tipo I con volcanismo calco-alcalino asociados, que es bien representado en el Ecuador por el Complejo Intrusivo de Zamora, Abitagua, Rosa Florida y los productos volcánicos relacionados de Misahuallí. Esta actividad volcánico plutónica calco-alcalina comenzó aproximadamente en 190 Ma (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015).

A partir de interpretación estructural y estratigráfica de datos sísmicos, Angulo et al. (2017) establecen un control tectónico extensional, durante la depositación de la Fm. Chapiza, evento que se le asigna una edad Jurásico Medio y Cretácico Inferior. Tschopp (1953) consideró que esta secuencia de capas rojas y sedimentos volcanoclásticos continentales, son parcialmente coetáneos con la actividad del arco magmático jurásico Misahuallí. Así, el inicio de la extensión es marcada en el Jurásico Medio por el inicio de la sedimentación de la Fm. Chapiza.

La secuencia Guamote, compuesta de rocas metasedimentarias fue depositada después de 155 Ma (Spikings et al., 2015). La distribución de edades en zircones detríticos indica que estos sedimentos fueron derivados del Cratón Amazónico (Spikings et al., 2015) y la presencia de cuarzo azul también indicaría que parte de la fuente de estos sedimentos es el núcleo de la Cordillera Real (Granito Tres Lagunas). Por lo tanto, esta secuencia Guamote fue depositada en el margen occidental del núcleo de la Cordillera Real durante una subducción con régimen extensional.

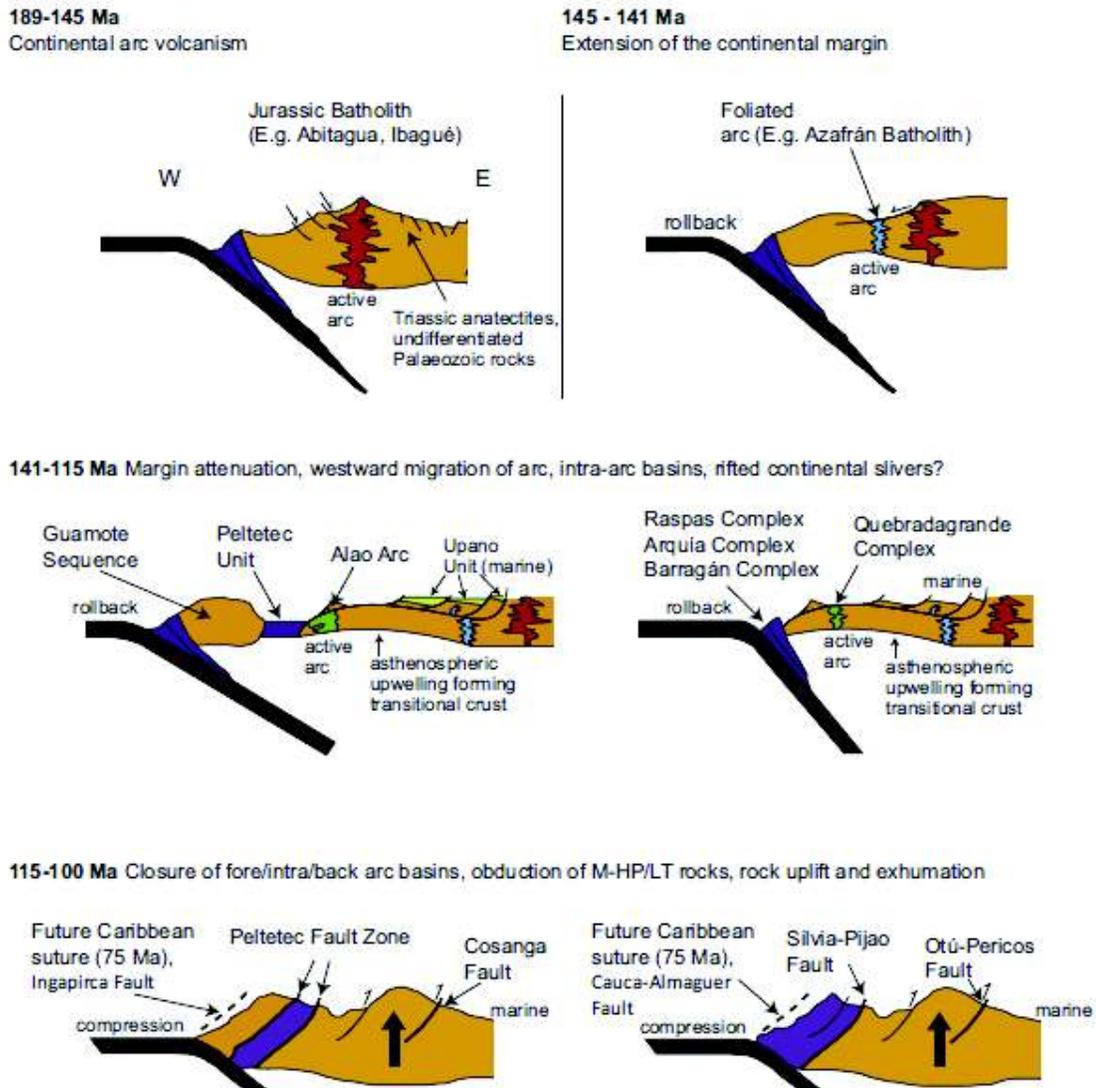


Figura 4. 4 Modelos esquemáticos tomados de Spikings et al., 2015, para la evolución tectónica del margen noroeste de América del Sur, que se ajustan a los datos geocronológicos, geoquímicos y sedimentológicos. Estos modelos proponen que el eje del arco jurásico durante 185-145 Ma no se desplazó. El retroceso a partir de 145 Ma provocó que los ejes del arco se desplazaran hacia el océano y adelgazaran la corteza, dando lugar al magmatismo del arco calco-alcalino y toleítico, ocasionalmente a los basaltos T-MORB y ambientes sedimentarios marinos. La extensión en algunas partes del margen puede haber ocasionado que bloques continentales se separen, formando grandes extensiones de corteza transicional (Unidad Peltetec) en las cuencas intra-arco, tal vez explicando la Secuencia Guamote. La compresión comenzó en 120 Ma obduciendo rocas M-HP/LT exhumadas fuera de los arcos Alao y Quebradagrande, y arrastró rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre estos arcos y bloques continentales re-acrecionados.

Paralela a la cadena plutónica Abitagua-Zamora al oeste, aflora la cadena plutónica de Azafrán-Chingual. Estos plutones son aparentemente similares en composición al Abitagua-Zamora, pero están foliados y asociados con rocas

volcánicas y sedimentarias metamorfizadas de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso (Litherland et al., 1994). Estas rocas forman el Terreno Salado de Litherland et al. (1994), quienes consideran que el Terreno Salado se formó dentro de un régimen de cuenca marginal. Cochrane (2013) presenta edades de cristalización U-Pb en zircón de 121 ± 0.8 Ma en una meta-andesita de la Unidad Upano, 125.3 ± 0.9 Ma en el Batolito de Chingual, 143.5 ± 1.3 y 140.7 ± 0.7 Ma para el Batolito de Azafrán. Spikings et al. (2015) presentan composiciones isotópicas más juveniles de la cadena Azafrán-Chingual con respecto a la cadena ubicada al este de Abitagua-Zamora.

Spikings et al. (2015) interpretaron esto como una extensión a lo largo del margen de placa y migración del eje del arco hacia la fosa, siendo estas rocas magmáticas intruidas a través de una corteza continental que se fue haciendo más delgada entre ~ 194 Ma y ~ 189 Ma, y durante el Cretácico temprano, comenzando ~ 143 Ma (cadena Azafrán-Chingual).

Litherland et al. (1994) indican que hacia el norte, rocas equivalentes de Alao pueden ser representadas en Colombia por la Fm. Amaime (Aspden y McCourt, 1986 en Litherland et al., 1994), pero el terreno Salado no ha sido notado.

Sin embargo, nuevos datos publicados por Blanco-Quintero et al. (2014) documentan la presencia de rocas Jurásicas con edades de plateau Ar-Ar de 146.5 ± 1.1 Ma, 157.8 ± 0.6 Ma, y 157.5 ± 0.4 Ma para dos anfibolitas y un esquisto pelítico respectivamente que están dentro del Complejo Cajamarca (equivalente al Terreno Loja en Ecuador). Bustamante et al. (2017) presentan zircones detríticos de un esquisto pelítico dentro del terreno Tahamí. Estas meta-pelitas incluidas en el Complejo Cajamarca registran una población pico de zircones detríticos en 166 Ma. Estos nuevos datos sugieren la existencia y continuidad del Terreno Salado en Colombia sobreyaciendo y en algunas ocasiones al este del Complejo Permo-Triásico Cajamarca-Loja.

Nivia et al. (2006) indican que las rocas de la Fm. Amaime son del Cretácico Superior, por lo tanto tienen una diferente historia geológica a la Cordillera Central

de Colombia y estarían más relacionadas a las rocas volcánicas del Plateau que forman el basamento de la Cordillera Occidental de Colombia y Ecuador. Además, demuestran que las rocas volcánicas del Complejo Quebradagrande no tienen relación genética con las rocas volcánicas del Cretácico Superior.

El Arco Alao está constituido de rocas metavolcánicas y metasedimentarias depositadas en el Cretácico Inferior sobre rocas erosionadas del núcleo de la Cordillera Real (secuencia Guamote). El Arco Alao es dividido en tres unidades litológicas (Fig. 3.21): Unidad Maguazo compuesto de una secuencia turbidítica con basaltos andesíticos metamorizados; Unidad Alao-Paute definida por la presencia de meta-basaltos (en ocasiones andesíticos), meta-brechas, filitas y areniscas volcánicas intercaladas; y Unidad El Pan caracterizada por esquistos verdes, rocas calcosilicatadas, filitas, esquistos grafitosos y en ocasiones cuarcitas.

Las rocas del Arco Alao son correlacionadas con las rocas del Complejo Quebradagrande por su posición externa respecto al sótano paleozoico, anatectitas triásicas e intrusiones jurásicas (Spikings et al., 2015). Igual observación que fue realizada por Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003), quienes nombraron a este conjunto de rocas como Complejo Quebradagrande-Alao limitado al este con el Complejo Cajamarca-Loja a través de la Falla San Jerónimo-Baños.

Esta secuencia volcánica marina (Alao) fue interpretada por Litherland et al. (1994) como un arco de isla del Jurásico Medio acrecionado al continente. Mientras que Spikings et al. (2015) sugieren que el Arco Alao es in situ e hizo erupción a través de una corteza continental delgada durante el Cretácico Temprano dentro de un ambiente marino. La interpretación de Spikings et al. (2015) es soportada por las recientes evidencias de campo donde rocas atribuidas de la Unidad Maguazo sobre yacen a la secuencia Guamote (Salguero, 2017). Además, las fallas con rumbo andino que atraviesan este arco pueden ser asociadas al evento extensional ocasionado por un roll back que comenzó en el Jurásico medio y terminó en el Cretácico inferior (Fig. 4.5). Este evento

extensional generó un adelgazamiento progresivo de la corteza por donde hizo erupción el Arco Alao-Quebradagrande.

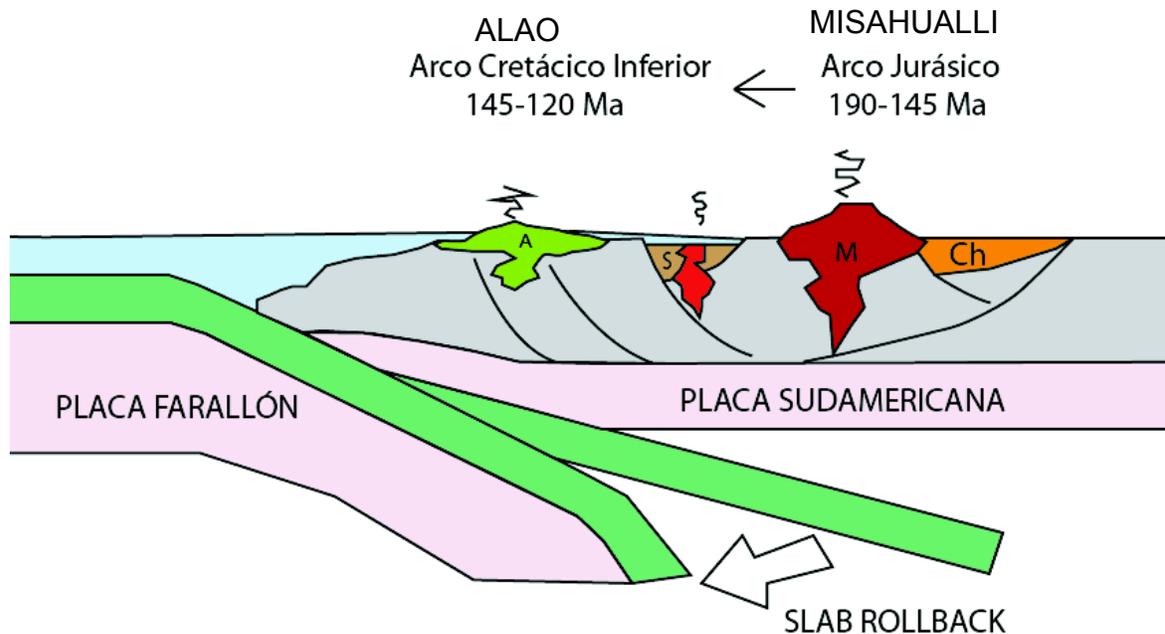


Figura 4. 5 Modelo de evolución in situ para los Andes del Norte en Ecuador. A: Alao, S: Salado, M: Misahuallí, Ch: Chapiza. Inspirado en Ramos, 2009. (Nota: el corte no está a escala)

El adelgazamiento progresivo genera gradualmente ambientes sedimentarios más profundos, eventualmente resultando en corteza oceánica (Nivia et al., 2006). Esto explicaría la ocurrencia de las turbiditas (Unidad Maguazo) y rocas máficas-ultramáficas (Complejo Peltetec y Complejo Tampanchi) en el Arco Alao.

La causa de este fenómeno (Slab Rollback) se debe a que el vector inicial de subducción cambia con el tiempo debido a la gravedad (Fig. 4.6) (Niu, 2014). Por lo tanto cuando inicia la subducción el ángulo de inmersión es poco profundo, pero el ángulo de inmersión aumenta con el tiempo a medida que el slab rota hacia la vertical sometido a la gravedad. Pero también a causa de esto la fosa tiende a migrar hacia el océano con el tiempo (Fig. 4.7). Este es el concepto de retiro de fosa (trench retreat) (Niu, 2014). La importancia del retiro de la fosa aquí es la fuerza de succión de fosa (trench suction) inducida (Forsyth y Uyeda 1975 en Niu, 2014) como se ilustra en la Figura 4.7, que succiona/impulsa la placa

continental/litósfera cabalgante para seguir pasivamente la fosa en retirada como lo indican las flechas amarillas en la Figura 4.7 (Niu, 2014).

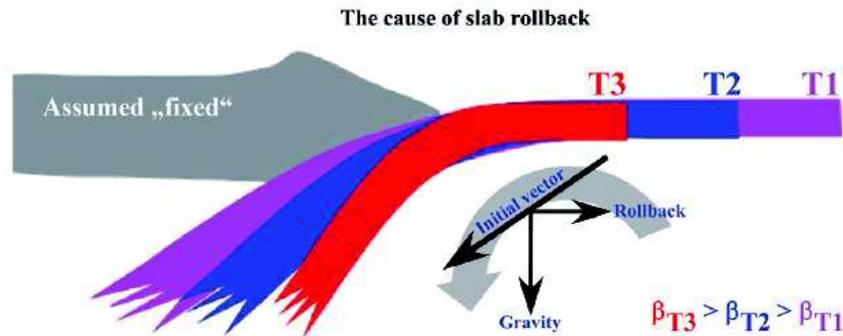


Figura 4. 6 Esquema ilustrando la causa de slab rollback. Una vez que comenzó la subducción, la losa tiende a rotar verticalmente bajo la gravedad ($\beta_{T3} > \beta_{T2} > \beta_{T1}$). Este es el concepto de retroceso de la placa litosférica (slab rollback). Tenga en cuenta que la posición de la trincheras en realidad no está fija, sino que se retira por gravedad (ver Fig. 4.8) β : ángulo de inmersión. T1: tiempo inicial. T3: tiempo final. Tomado de Niu, 2014.

Niu (2014) enfatiza que la migración pasiva de la placa/litósfera continental cabalgante en respuesta a la retirada/succión de la fosa es el mecanismo mismo de la deriva continental, cuya fuerza motriz es la subducción de la litósfera oceánica; además, el principal esfuerzo a nivel litosférico (frente a las zonas de subducción profunda) está asociado con la subducción activa es, por lo tanto, predominantemente extensional, no compresional, aunque la compresión secundaria inducida puede existir en escalas pequeñas/locales; y la placa/litósfera continental cabalgante está bajo extensión.

Con la continuación de la subducción del fondo marino y la retirada de la fosa (Fig. 4.7, desde el Tiempo T1 hasta T2 y T3), la placa continental cabalgante bajo extensión desarrollará rifting y cuencas extensivas en tierra, y algunas de estas cerca y detrás del arco magmático se volverán "Cuencas de tras-arco" con un centro de expansión (Fig. 4.8). La cuenca de tras-arco (back-arc basin) continúa creciendo con el tiempo desde T1 hasta T2 y hasta T3. Esto indica explícitamente que el margen continental activo anterior (arco magmático continental) se convierte en un "arco de isla" (Niu, 2014).

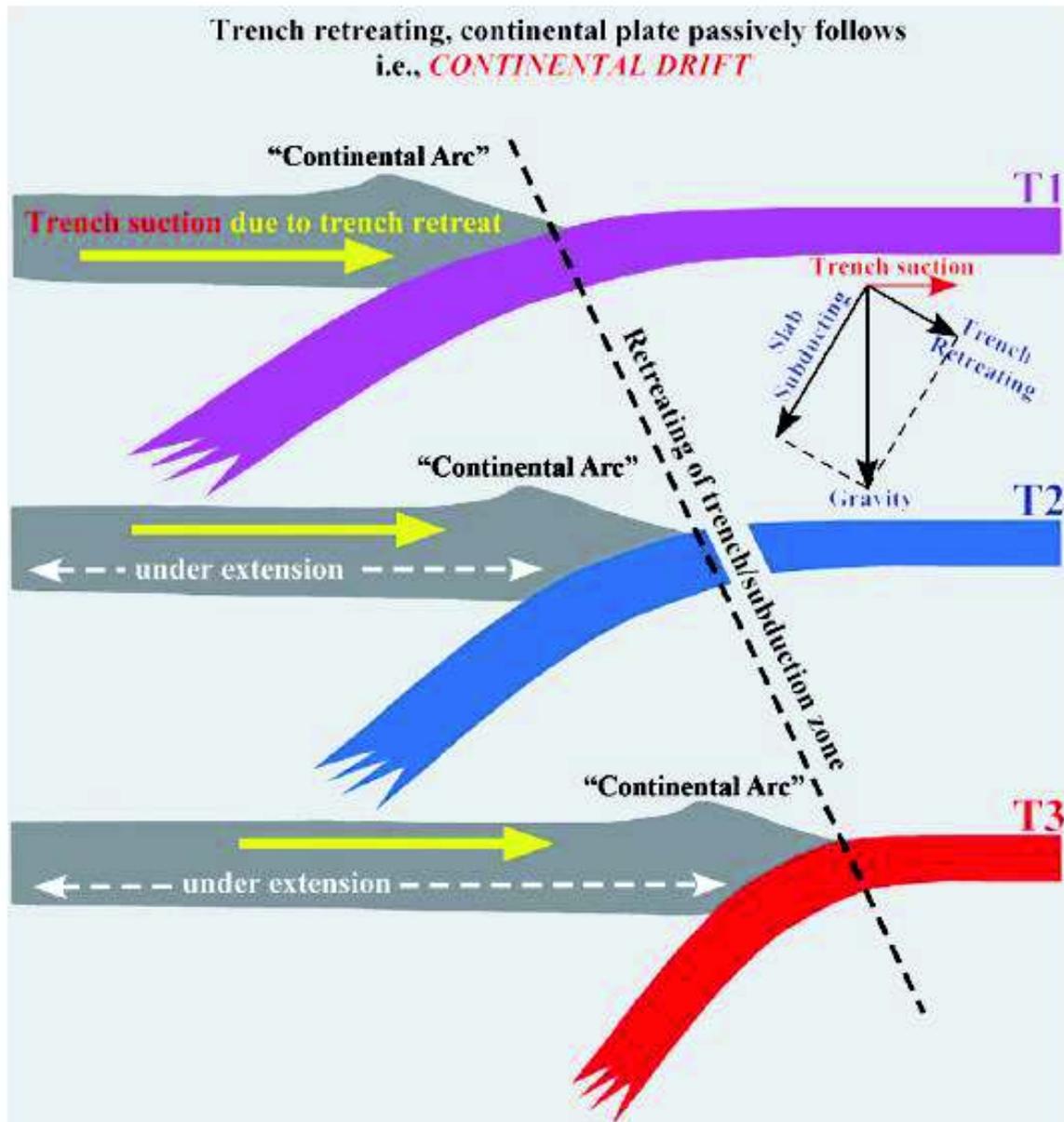


Figura 4. 7 Esquema ilustrando el retiro de la fosa y deriva continental. Bajo gravedad, el slab se va hacia atrás y, lo que es más importante, la zona de subducción necesariamente se moverá hacia el mar o hacia atrás, lo que a menudo se describe como "retirada de trincheras" porque las trincheras/fosas son expresiones superficiales de zonas de subducción. La línea discontinua indica la posición más nueva de la zona de zanja / subducción con el tiempo: T1 → T2 → T3. Es importante destacar que la placa continental cabalgante seguirá pasivamente la trinchera en retirada, que se puede denominar como el resultado de la succión de la fosa (Forsyth y Uyeda 1975). Es decir, la deriva continental es una respuesta pasiva a la subducción. También tenga en cuenta que la placa continental superior a la deriva está bajo extensión. (Tomado de Niu, 2014).

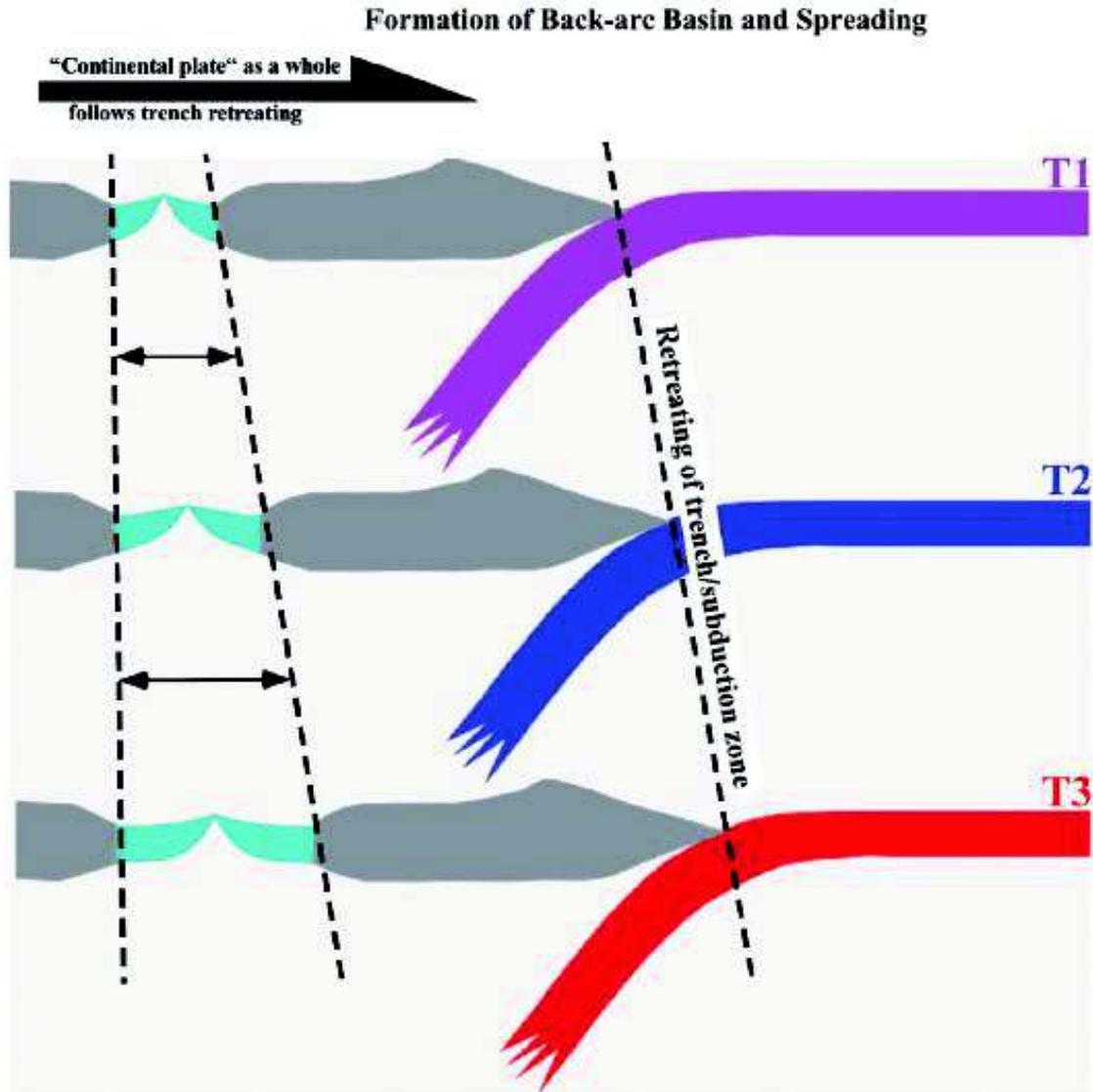


Figura 4. 8 Esquema que ilustra la formación y el crecimiento de la cuenca de tras-arco. La placa continental superior en deriva que se encuentra en extensión (Fig. 4.8) puede desarrollar dentro de su interior cuencas extensionales en tierra e incluso cuencas de tras-arco con centros de expansión. Por lo tanto, es conceptualmente claro que el "Sistema de arco de la isla" simplemente se divide del margen de la placa continental superior. Es decir, el "sistema de arco de la isla" debe tener su sótano de origen continental. También tenga en cuenta que los centros de expansión del back arc pueden evolucionar a grandes cuencas oceánicas abiertas y los "sistemas de arco de la isla" pueden convertirse en microcontinentes. (Tomado de Niu, 2014).

Dalziel (1981 en Nivia et al., 2006) sugiere que las cuencas marginales del sur de Chile, el colapso o clausura coincide con la apertura del Sur Atlántico. Por lo

tanto, el cambio en la velocidad de desplazamiento de la placa inducido por la apertura del Sur Atlántico también podría haber causado el cierre del Arco Alao-Quebradagrande. Spikings et al. (2015) proponen además que la compresión comenzó en 120 Ma obductando rocas M-HP / LT exhumadas fuera del Arco Alao-Quebradagrande, y arrastraron rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre esos arcos y re-acrecionaron bloques continentales.

4.3 CRETÁCICO TARDÍO

Los depósitos Albiano-Campaniano (mega secuencia Hollin-Napo) están caracterizados por secuencias cíclicas de areniscas, calizas y lutitas (Baby et al., 2013 y referencias allí). Su depositación y distribución sobre una plataforma relativamente estable a lo largo de un depocentro NW-SE fueron controlados por fluctuaciones del nivel del mar eustático en todo el mundo y carga tectónica de la incipiente y distante cuña orogénica Andina (Baby et al., 2013).

Romero et al. (2017) presentan edades U-Pb entre 200 y 116 Ma de circones detríticos obtenidos de volcanosedimentos sobre los cuales se desarrolló la formación Hollin. Los autores sugieren que estos volcanosedimentos pre-Hollin son correlacionables con las formaciones Chapiza-Misahuallí y son producto de la erosión del Arco Misahuallí-Alao.

Durante esta época, sobre la placa del Pacífico aproximadamente en latitudes ecuatoriales, se formaba la gran provincia ígnea del caribe (CLIP; Caribbean Large Igneous Province) que se compone de rocas máficas y ultramáficas; representadas en Ecuador por la Formación Pallatanga y Unidad Saloya en la Cordillera Occidental, correlacionadas con las rocas oceánicas del basamento de la Formación Piñón en la Costa de Ecuador. Una relación genética con el Plateau Caribe, basado en edades radiométricas de ~ 88 Ma, combinadas con datos geoquímicos en secuencias de plateau oceánico en la Cordillera Occidental y Costa de Ecuador es sugerido por Vallejo et al. (2009). Las secuencias de arco de isla intraoceánico (Grupo Río Cala) que sobreyacen e intruyen (Granito de Pujilí) a rocas del plateau, tienen edades de cristalización que se extienden entre ~85-72 Ma. La geoquímica y las edades radiométricas de las lavas asociadas al arco de

Río Cala, indican que el arco se inició por subducción debajo del CLIP, y son contemporáneas con las rocas del arco de isla de la Costa de Ecuador (Vallejo et al., 2009). Además, Vallejo et al. (2009) proponen que el plateau oceánico y el arco de isla sobreyacente migraron hacia el Este y colisionaron con Sudamérica durante el Campaniano (~73 Ma), causando un bloqueo de la zona de subducción y por lo tanto la terminación de volcanismo de arco de isla en el Maastrichtiano temprano (~70 Ma).

Whattam & Stern (2015) proponen un modelo de inicio de subducción inducido por pluma (Fig. 4.9) para explicar la formación de un arco volcánico con una subducción hacia el oeste.

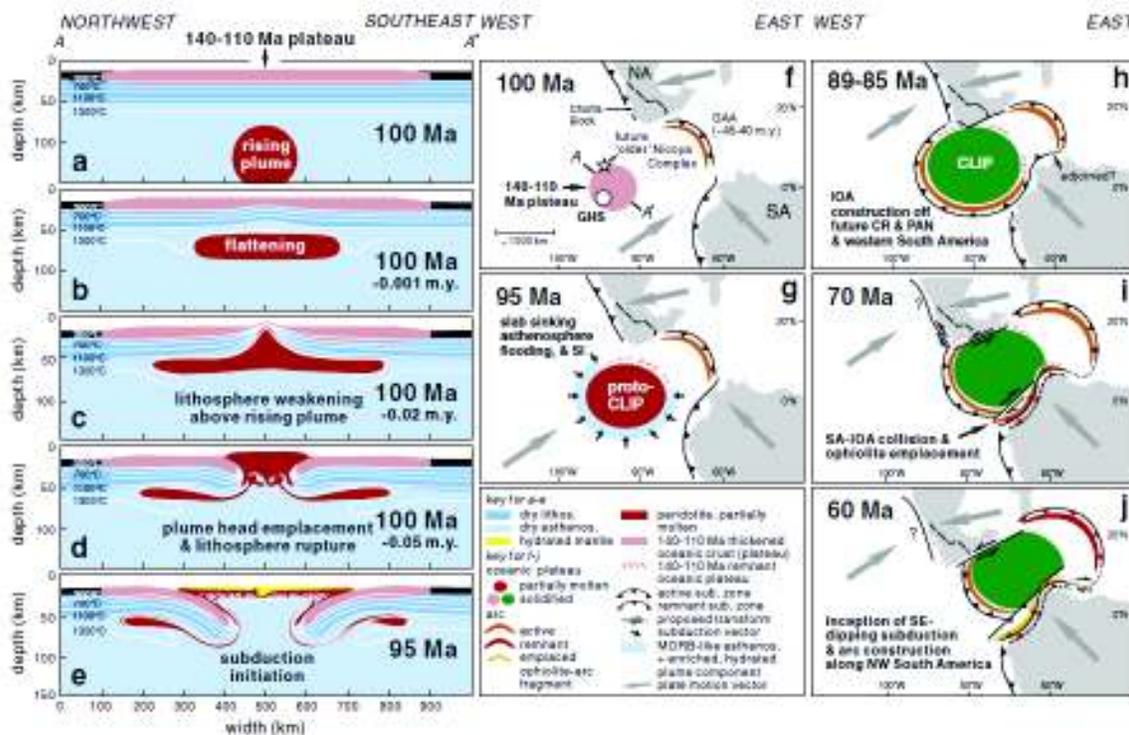


Figura 4. 9 Modelo de inicio de subducción inducido por pluma. a), b) La pluma sube a la base de la litósfera y se aplana. c) Una cuña central de pluma se eleva y debilita la litósfera circundante. d) La cabeza de la pluma parcialmente fundida rompe la litósfera y comienza a extenderse. e) La subducción se inicia en respuesta al emplazamiento de la pluma. f) La placa de Farallón comprendía un segmento de aproximadamente 140-100 Ma de corteza oceánica engrosada representada al menos en parte por el segmento 140-110 Ma del Complejo de Nicoya, oeste de Costa Rica (ver Whattam & Stern, 2015); esta vieja corteza oceánica espesada era probablemente el sustrato sobre el cual se construyó el CLIP volumétricamente dominante posterior a 100 Ma. Como se muestra en (e), el emplazamiento de la pluma del manto posiblemente por encima del punto de acceso de Galápagos (GHS) (f) instiga (g) el hundimiento de la litósfera, las inundaciones

astenosféricas subsiguientes y finalmente el inicio de la subducción. (h) El inicio de la subducción da como resultado la construcción de arco a lo largo de Costa Rica y Panamá, el oeste de Sudamérica en Ecuador y Colombia y las Antillas (Aruba y Curazao). i) La colisión de América del Sur con el sistema de arco fuera del oeste de América del Sur a ~ 70 Ma resulta en el emplazamiento de fragmentos ofiolíticos de arco intraoceánico (IOA) (amarillo oscuro) en Colombia y Ecuador (ver Whattam & Stern, 2015 para más detalles). j) subducción con inmersión E/SE nuclea al oeste de América del Sur. M.y. = millones de años. Tomado de Whattam & Stern, 2015.

Además, un resumen de edades del CLIP muestra la existencia de dos fases de construcción del plateau antes y después de los 100 Ma; y un pulso de actividad magmática entre 95 y 85 Ma (Whattam & Stern, 2015). La primera fase entre 140-110 Ma parece ser volumétricamente subordinado comprendiendo solo el 8% de los datos radiométricos, estas edades más antiguas provienen del Complejo Nicoya en Costa Rica (5 de 8 edades pre-100 Ma), Complejo Saloya en Ecuador (123 ± 13 Ma) and Formación Lava Curacao en Antillas (112.7 ± 7.3 Ma) (Whattam & Stern, 2015 y estudios citados allí).

La colisión entre el CLIP y la placa Suramericana generaría un levantamiento y rápida exhumación desde ~ 85 Ma hasta ~ 60 Ma en la Cordillera Real (Ruiz et al. 2004) depositando material siliciclástico derivado del continente en el ante arco (Fm. Yunguilla) y tras arco (Fm. Tena) (Vallejo et al., 2009).

La colisión del CLIP en el Cretácico Tardío – Terciario temprano muy probablemente contribuyó significativamente al cierre de la extensión del Cretácico Inferior y la deformación del Arco Alao.

Las rocas turbidíticas de la Formación Yunguilla fueron depositadas a lo largo del margen continental, recibiendo material derivado de la Cordillera Real, que por los rangos de edades (~2000 Ma), también incluiría material reciclado del Cratón Sudamericano (Vallejo et al., 2009).

Las capas rojas de grano fino del Maastrichtiano–Paleoceno de la Formación Tena sobreyacen discordantemente la secuencia Napo, depositadas probablemente en un ambiente predominantemente fluvial de foredeep distal a la depozona (Baby et al., 2013). Ruiz et al. (2004) muestran que los depósitos de la

Formación Tena fueron derivados de la Cordillera Real, lo que es consistente con la exhumación de la Cordillera Real (65-55 Ma) evidenciada por Spikings et al. (2000, 2001).

4.4 EVOLUCIÓN DEL ARCO ALAO

En esta sección se propone un modelo de evolución del Arco Alao desde el Arco Misahualli hasta la Colisión del CLIP con el margen NW de Sur América, basado en los datos obtenidos en la zona de estudio y el modelo geológico regional descrito previamente.

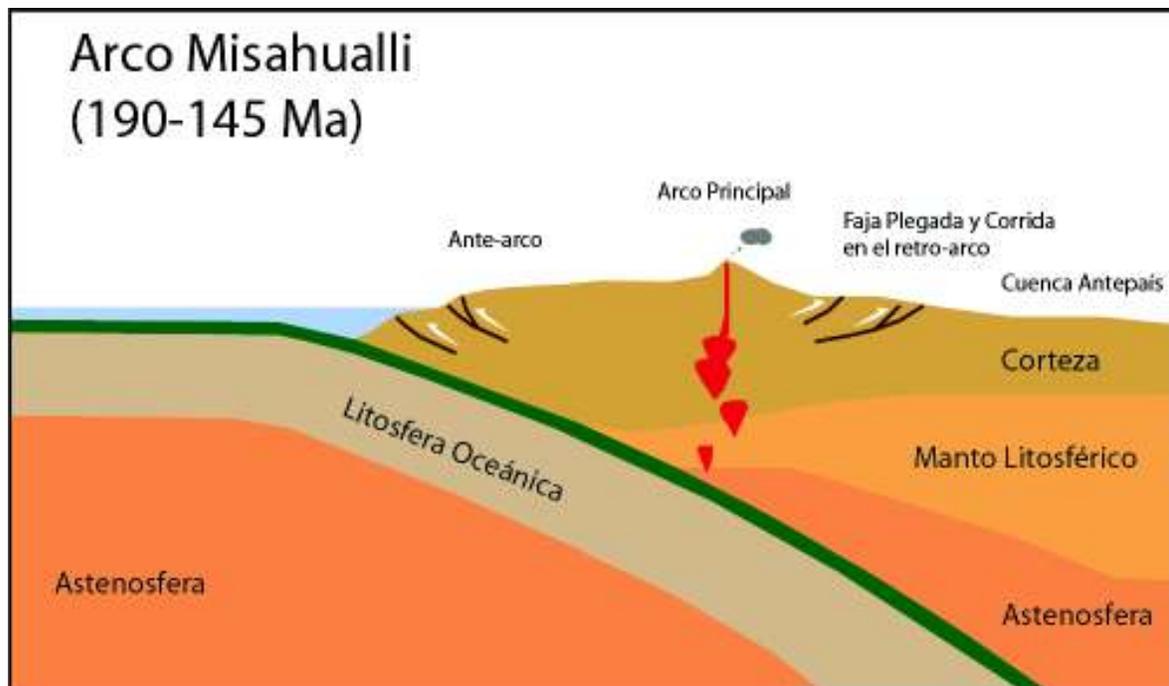


Figura 4. 10 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del Arco Misahuallí durante 190-145 Ma, sobre una corteza continental típica (aprox. 70 Km). Esquema inspirado en Ducea et al., 2015.

Después de la apertura Tetiana (Fig. 4.2) que lideró la separación de Gondwana y norte América, en el Jurásico Inferior una zona de subducción inicio a lo largo del margen Sur Americano. Esta subducción genero una gran cantidad de actividad plutónica y volcánica, que es bien representada en el Ecuador por el arco volcánico Misahuallí (Fig. 4.10). Este volcanismo fue depositado sobre rocas Paleozoicas y Triásicas, meta-sedimentarias y granitos tipo-S respectivamente.

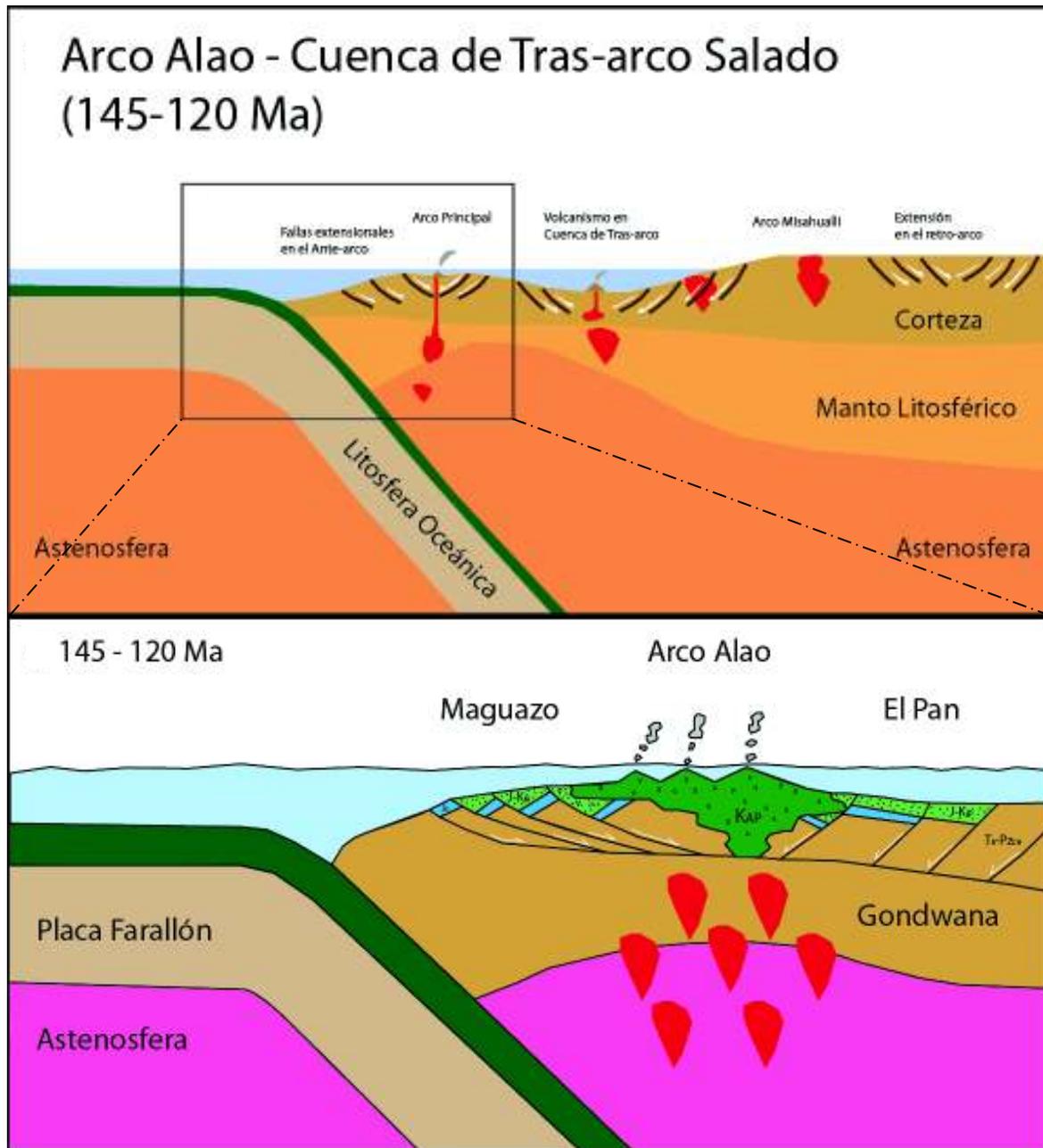


Figura 4. 11 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del Arco Alao durante 190-145 Ma, sobre una corteza continental adelgazada (aprox. 30 Km). Esquemas inspirados en Ducea et al., 2015 y Ramos, 2009. JG (Azul): Secuencia Guamote. J-KM: Maguazo. J-KEP: El Pan. KAP: Alao-Paute. TR-PZCH: Tres Lagunas y Chiguinda.

Para el Jurásico Medio, la zona de subducción sufre un proceso de roll back que duro hasta el Cretácico Inferior, provocando un régimen extensional sobre la placa cabalgante. Dicho fenómeno ha sido reportado previamente en la Cordillera Real por Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015), en la Cuenca Oriente por Angulo et

al. (2017) y en algunos segmentos a lo largo del margen occidental de Sur América por Nivia et al. (2006), Mpodozis & Ramos (2008) y Ramos (2009).

Este régimen extensional fue controlado por el movimiento absoluto de Gondwana occidental hacia el noreste, en la misma dirección de la placa Farallón (Ramos, 2009). La placa cabalgante desarrolla cuencas que pueden ocurrir donde sea, desde el tras-arco a la región ante-arco, con espesor cortical relativamente pequeño (aprox. 30 km) (Ducea et al., 2015).

Como consecuencia de un régimen extensional con subducción, la placa sufre un adelgazamiento cortical y el arco migra hacia la fosa. En este ambiente se desarrolla el Arco Alao (Fig. 4.11).

El adelgazamiento cortical resulta en la formación de estructuras extensionales (Fig. 4.11), estas características originan magmas poco diferenciados y con firmas geoquímicas muy variadas como MORB, basaltos calco-alcalinos y toleitas de arcos de isla. Debido a que las estructuras extensionales permiten que estos fluidos asciendan rápidamente desde la cámara magmática sin el tiempo suficiente para diferenciarse o evolucionar a composiciones mucho más silíceas. Además, debido a este adelgazamiento progresivo se forman ambientes sedimentarios más profundos en los extremos del arco. Este proceso continuo aproximadamente hasta el Cretácico Inferior.

Un gran cambio en el movimiento absoluto de Gondwana hacia el oeste-noroeste a finales de Cretácico Inferior ocurrió como consecuencia del desprendimiento de Sur América con África (Ramos, 2009), poniendo fin a este régimen extensional. Este episodio podría ser asociado a una primera inversión de las estructuras extensionales y clausura del Arco Alao (Fig. 4.12). Seguido del cambio de régimen en Sur América se produce un periodo de quiescencia acompañado de un engrosamiento cortical sin mucha deformación y posible magmatismo incipiente. Esta etapa de quiescencia es común en el ciclo orogénico andino (Ramos, 2009) que se produce después de periodos con subducción tipo roll-back

en los Andes. Mientras que hacia el oeste en el pacífico la gran provincia ígnea del Caribe (CLIP) se formaba y acercaba a Sur América (Fig. 4. 13).

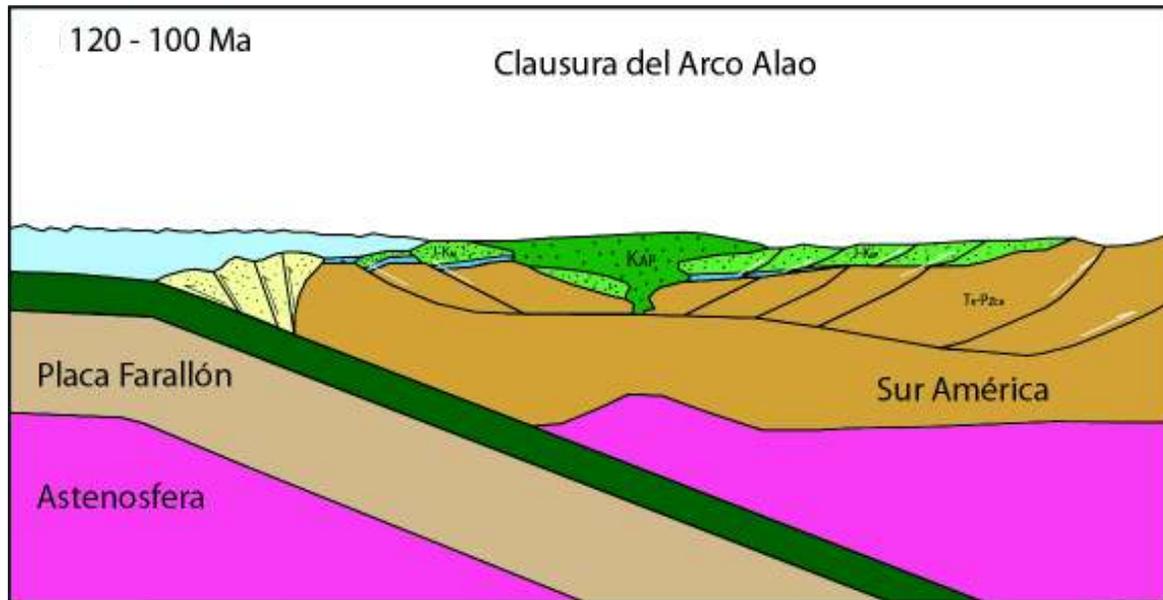


Figura 4. 12 Sección esquemática transversal para representar la clausura del Arco Alao durante 120-100 Ma, causando una primera inversión en las estructuras extensional. Esquema inspirado en Ramos, 2009. JG (Azul): Secuencia Guamote. J-KM: Maguazo. J-KEP: El Pan. KAP: Alao-Paute. TR-PZCH: Tres Lagunas y Chiguinda.

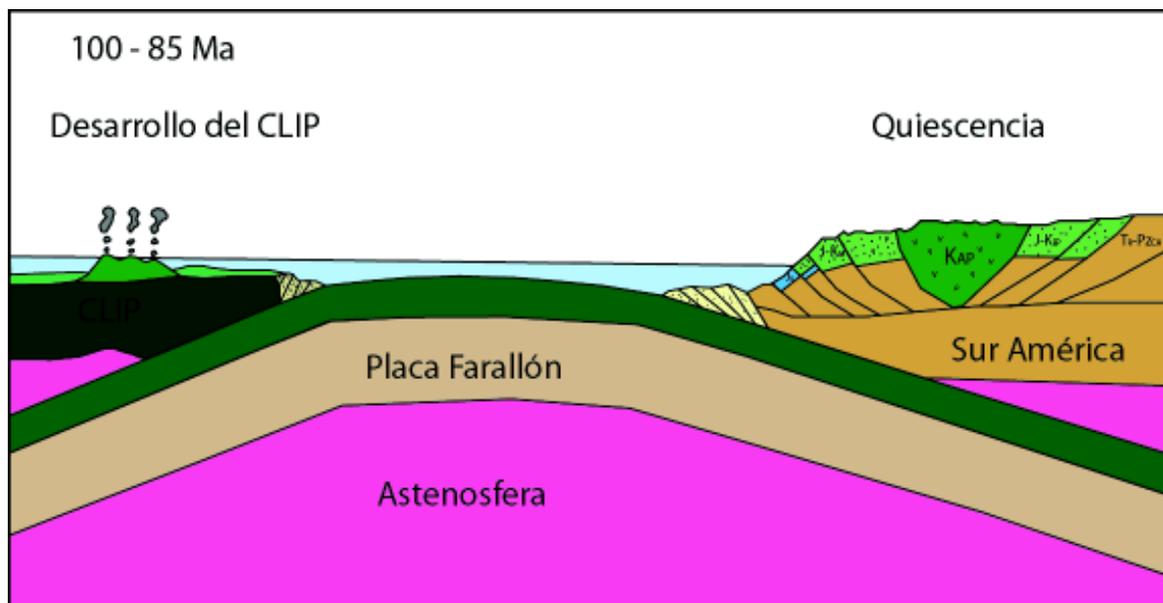


Figura 4. 13 Sección esquemática transversal para representar el desarrollo del CLIP al oeste de Sur América y una etapa de Quiescencia en Sur América durante 100-85 Ma,

sin deformación en el Arco Alao. JG (Azul): Secuencia Guamote. J-KM: Maguazo. J-KEP: El Pan. KAP: Alao-Paute. TR-PZCH: Tres Lagunas y Chiguinda.



Figura 4. 14 Sección esquemática transversal para representar la colisión del CLIP con el noroeste de Sur América durante 85-75 Ma, provocando deformación en el Arco Alao. JG (Azul): Secuencia Guamote. J-KM: Maguazo. J-KEP: El Pan. KAP: Alao-Paute. TR-PZCH: Tres Lagunas y Chiguinda.

La gran provincia ígnea del Caribe (CLIP) colisionó oblicuamente con el noroeste de Sur América en el Cretácico Superior causando una reactivación total de las estructuras extensivas pre-existentes, deformación y un importante evento de perturbación termal. Esto es corroborado por las edades de reajuste K/Ar (Litherland et al., 1994) presentes en los conjuntos triásicos y jurásicos de la Cordillera Real y ausentes en la Cordillera Occidental y Costa (Eguez et al., 1997). Por lo tanto el metamorfismo ocurrió solo en las rocas Autóctonas del NW de Sur América. Este metamorfismo en el Arco Alao es de facies de esquisto verde tipo Barrowiano. Las estructuras pre-existentes fueron reactivadas formando un sistema de fallas inversas como una estructura en flor positiva. La deformación en las rocas del Arco Alao que afloran en la parte sur (e.g. Gualaceo) de la Cordillera Real es menor con respecto a las rocas que afloran en la zona norte (e.g. Baños) de la Cordillera Real, misma observación que habían realizado Aspden y Litherland (1992). Esto indica que la colisión del CLIP fue más fuerte en

el norte de la Cordillera Real. Las principales estructuras además en la zona de Gualaceo presentan un rumbo NNE mientras que en Baños, Pratt et al. (2005) muestra que estas son preferencialmente N-S. Esto puede ser probablemente relacionado a un fenómeno de rotación en la Cordillera Real.

CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 CONCLUSIONES

- El Arco Alao en el corte geológico comprende rocas meta-andesíticas verdes, volcanoclásticas y metasedimentarias con vetas de cuarzo y calcita, con un rumbo general andino y atravesado por fallas inversas con rumbo NNE. En general las rocas analizadas bajo el microscopio del Arco Alao indican una asociación mineral de Epidota + Clorita \pm Calcita \pm Esfena (\pm Cuarzo \pm Albita); esta asociación corresponde a facies de esquistos verdes.
- El estudio petrográfico realizado en este trabajo sugiere que el metamorfismo en el Arco Alao es principalmente de la facies de esquistos verdes del tipo Barrowiano y sube gradualmente de Oeste a Este. Esto concuerda con las observaciones previas de Trouw (1976, Formación San Francisco) en el Arco Alao.
- Se propone una edad de Cretácico Inferior para el Arco Alao. Basado en su posición estratigráfica con respecto a la Secuencia Guamote (Salguero, 2017), la cual fue depositada después de 155 Ma, y el polen obtenido por Riding (1989) en muestras de afloramiento, que presenta un rango de edad Batoniano Superior (166 Ma) a Barremiano Tardío (125 Ma).
- La Unidad Chiguinda en la zona de estudio está constituida de rocas pelíticas de edad paleozoica con horizontes de origen volcánico de edad desconocida. Estos remanentes de origen volcánico pueden ser del Arco en extensión o contemporáneos a las unidades paleozoicas del Terreno Loja. El contacto entre la Unidad Chiguinda y Alao es inferido pero se propone que se trata de una inconformidad.
- Datos de geoquímica de roca total para el Arco Alao indican un origen de arco para las rocas volcánicas. Estas rocas son basaltos y basaltos andesíticos de la serie Calco-alcalina. Los gráficos multielemental normalizados a NMORB (Sun & McDonough, 1989), manto primitivo REE (McDonough & Sun, 1995) y MORB (Pearce, 1996) del Arco Alao muestran una anomalía negativa de Nb, y un enriquecimiento en LREE, que son

típicas de rocas volcánicas formadas en ambientes de arco volcánico. Además, los datos geoquímicos para las rocas del Arco Alao en los diagramas de discriminación tectónica se ubican en su mayoría en el campo de MORB, basaltos calco-alcalinos y toleitas de arco de isla. Esta variedad de afinidad geoquímica, sugiere que el basamento del Arco Alao es heterogéneo. Además, las composiciones isotópicas de Pb indican una curva de evolución de corteza superior.

- Se recolectaron 15 muestras de 2 a 5 kg para estudios geocronológicos. Sin embargo, no se pudo obtener zircones de ninguna muestra. Esto indicaría que el fundido silicatado que formó las rocas máficas del Arco Alao no tuvo la sobresaturación requerida de SiO₂ y/o ZrO₂ para la cristalización de zircón.
- Debido a la sobreimpresión metamórfica y la ausencia de minerales con alto-U y bajo-Pb en las rocas máficas y ultramáficas (Alao, Peltetec, Tampanchi y Raspas) no se conoce edades de cristalización de los protolitos confiables (no existen dataciones U-Pb publicadas). Sin embargo, esto puede ser solucionado con estudios geocronológicos en baddeleyita (ZrO₂), el cual es estable en rocas máficas.
- En los últimos años nuevos datos geoquímicos y geocronológicos (Spikings et al. 2015) para la Cordillera Real han sido la base para proponer un nuevo modelo geológico y corroborado por recientes trabajos de campo (e.g. Salguero, 2017). El Arco Alao se formó como resultado de la extensión Jurásico Medio-Cretácico Inferior que ocurrió desde el sur de Chile hasta el Norte de Colombia creando la migración del eje del arco Jurásico de este a oeste. Lo cual generó estructuras de extensión y adelgazamiento cortical por el cual hizo erupción el Arco Alao. Esta migración probablemente terminó en 120 Ma debido a la apertura del Sur Atlántico, poniendo fin al Arco y comenzando un periodo de quiescencia en el margen, sin deformación y posible magmatismo incipiente. Posterior a esto, en el Cretácico Superior la gran provincia ígnea del Caribe colisionó con el margen NW de Sur América provocando la reactivación total de las estructuras pre-existentes, deformación y metamorfismo en el Arco Alao.

5.2 RECOMENDACIONES

- Se sugiere realizar un análisis cinemático y de mecanismos de deformación para la Cordillera Real en al menos cinco secciones geológicas a través de la Cordillera Real para contrastar y/o sustentar los modelos de evolución geológica propuestos.
- Se recomienda hacer un levantamiento 1:50000 de la hoja de Mariano Moreno para estudiar la continuidad y relación estratigráfica del Arco Alao y el Terreno Loja (Chiguinda y Tres Lagunas), así como posibles remanentes del Arco dentro del Terreno Loja. Además, de llegarse a dar sería el primer mapa geológico de la hoja de Mariano Moreno por lo cual aportaría nueva información al entendimiento de la evolución de la Cordillera Real.
- La Unidad Chiguinda ha sido pobremente discriminada y cartografiada, por lo que se sugiere realizar mapeo geológico a lo largo de la Cordillera Real con mejor detalle de las rocas paleozoicas cartografiadas dentro del Terreno Loja.
- Realizar estudios geocronológicos en granate por el método Sm-Nd o Lu-Hf para las rocas de Chiguinda para conocer la edad y pico de metamorfismo.
- No existen dataciones confiables para las rocas del Arco Alao por lo que no pueden ser valoradas en su totalidad hasta establecer su edad por medio de otros métodos diferentes a K-Ar. Siendo esto uno de los problemas actuales en la geología de la Cordillera Real, en base al estudio petrográfico y al no haber sido posible obtener zircones en estas rocas se recomienda hacer un estudio geocronológico en baddeleyita.

5.3 PREGUNTAS

El siguiente listado de preguntas se desarrolló en base a las dudas que surgieron en el desarrollo de este trabajo:

- ¿Cuál es la relación entre las rocas del arco Alao y el Terreno Salado?
- ¿Cuál es la fuente continental de los acritarcos Ordovícicos reportados por Litherland et al. (1994) en las turbiditas de Maguazo?
- ¿Cuál es y donde está la fuente de la población de zircones detríticos datados entre 253 y 400 Ma en una arenisca del Arco Alao por Cochrane, R., 2013?
- ¿Son los complejos máficos-ultramáficos (Peltetec, Tampanchi) parte del arco Alao? o ¿Es el arco Alao la caja de los complejos máficos-ultramáficos (p.e. Tampanchi)?
- ¿Es la Unidad Isimanchi un remanente del arco Pérmico en Ecuador?
- ¿Son los xenolitos de esquistos verdes de origen meta-volcánico/meta-volcanoclástico reportados por Litherland et al., (1993) en el granito de Tres Lagunas evidencia del arco Pérmico en Ecuador?

CAPÍTULO 6: REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Anderson E., Monecke T., Hitzman M., Zhou W., Bedrosian P., 2017. Mineral Potential Mapping in an Accreted Island-Arc Setting Using Aeromagnetic Data: An Example from Southwest Alaska: *Economic Geology* (2017) 112 (2): 375-396.

Angulo A., Baby P., Rivadeneira M., Rosero J., Bustos J., 2017. Arquitectura Estructural y Estratigrafía de la Secuencia Pre-Aptiense de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. *Memorias de las 8as Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito (Ecuador)*, 37-42.

Arculus, R.J., Lapierre, H., Jaillard, E., 1999. Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology* 27, 547–550.

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

Baby, P.; Rivadeneira, M.; Barragan, R.; Christophoul, F. 2013. Thick-skinned tectonics in the Oriente foreland basin of Ecuador. *Geological Society, London, Special Publications*, vol. 377, issue 1, pp. 59-76.

Barragán R., Baby P., 2017. Evolución Tectónica de la Sección Pre-cretácica, Cuenca Oriente-Marañón. *Memorias de las 8as Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito (Ecuador)*, 43-48.

Blanco-Quintero, I. F.; García-Casco, A.; Toro, L. M.; Moreno, M.; Ruiz, E. C.; Vinasco, C. J.; Cardona, A.; Lázaro, C.; and Morata, D. 2014. Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *Int. Geol. Rev.* 56:1852–1872.

Bolaños J. 1993. Síntesis evaluatoria de mineralización, potencial mineral y metalogénesis de la Cordillera Real del Ecuador. (unpublished)

Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.-L., Jaillard, E., 2002. Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics* 345, 83–102.

Bristow, C. R., 1973, Guide to the Geology of the Cuenca Basin, Southern Ecuador, Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

Bristow, C. R. & Guevara, S. DGGM (Dirección General de Geología y Minas), 1980. Mapa geológico de Azogues escala 1:100,000.

Bristow, C.R. & Hoffstetter, R., 1977 – Lexique stratigraphique international: Ecuador. C.N.R.S., Vol. 5, Amérique Latine, fasc. 5, Équateur, 412p; Paris, 2 édition.

Bristow, C.R., Longo, R. and Guevara, S., 1975. Mapa geológico de la Hoja Cañar (1: 100,000). Dir. Gen. Geol. Y Minas, Quito.

Bustamante, C., Archanjo, C. J., Cardona, A., Bustamante, A., Valencia, V. A. 2017. U-Pb Ages and Hf Isotopes in Zircons from Parautochthonous Mesozoic Terranes in the Western Margin of Pangea: Implications for the Terrane Configurations in the Northern Andes. *JOURNAL OF GEOLOGY*, v. 125, n. 5, p. 487-500, SEP 2017.

Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miškovíc, A., 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 119, 697–711.

Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Miskovic, A., Cardona, A., Spikings, R., Schaltegger, U., 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research* 167, 186–200.

Chiaradia, M., and Fontboté, L., 2003, Separate lead isotope analyses of leachate and residue rock fractions: Implications for metal source tracing in ore deposit studies: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 185–195.

Chiaradia, M., Fontboté, L., and Paladines, A., 2004, Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1°N–4°S): A lead isotope synthesis: *Mineralium Deposita*, v. 39, p.

Cochrane, R. S. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. Tesis doctoral, UNIVERSITÉ DE GENÈVE, Faculté des sciences de l'Université de Genève, Cap (Sudáfrica).

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Ulianov, A., Mora, A., Villagómez, D., Putlitz, B., Chiaradia, M., 2014a. Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos* 190–191, 383–402.

Cochrane, R., Spikings, R.A., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora, A., and Chiaradia, M., 2014b, Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins: *Lithos* 202-203, 382-394

Díaz, M. (2000). Caracterización y reconstrucción paleogeográfica de las cuencas preAptienses en el Oriente ecuatoriano. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador, Quito.

Díaz, M., Baby, P., Ribadeneira, M., & Christophoul, F. (2014). El pre-Aptiense en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. En P. Baby, M. Rivadeneira, & R. Barragán, La

Cuenca Oriente: Geología y Petróleo (págs. 31-50). Quito: Travaux de l'Institut Francais d'Études Andines

Ducea, Mihai N., Saleeby, Jason B., and Bergantz, George. (2015). The Architecture, Chemistry, and Evolution of Continental Magmatic Arcs. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. 43:10.1–10.33.

Eguez, A., Alvarado, A., Sanchez, A., and Vaca, E., 1997, Geocronología en los Andes Ecuatorianos: Principales Eventos de Metamorfismo, Magmatismo y Volcanismo: *Boletín Geológico Ecuatoriano*, v. 4, no. 1, p. 55–83.

Eguez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M.N., Costa, C., and Dart, R.L., 2003, Database and map of Quaternary faults and folds in Ecuador and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File Report 03-289, <http://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-289/>

Eyuboglu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B., Sen, C., 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic–mafic complex in the Eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research* 18 (1), 230-252.

Foley, J.Y., Light, T.D., Nelson, S.W., and Harris, R.A., 1997, Mineral occurrences associated with mafic-ultramafic and related alkaline complexes in Alaska: *Economic Geology Monograph* 9, p. 396–449.

Gifkins, C., Herrmann, W., Large, R., 2005. *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre of Ore Deposit Research, University Tasmania, Australia.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., and Robert, F., 1998, Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types: *Ore Geology Reviews*, v. 13, p. 7–27.

Groves, D.I., Condie, K.C., Goldfarb, R.J., Hronsky, J.M.A., and Vielreicher, R.M., 2005, Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits: *Economic Geology*, v. 100, p. 203–224.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48, 2341–2357.

Hungerbühler, D, Steinmann, M, Winkler, W, Seward, D, Egüez, A, Peterson, DE, Helg, U & Hammer, C 2002, 'Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador' *Earth-Science Reviews*, vol 57 (1-2), pp. 75 - 124.

Ibanez-Mejia, J Ruiz, VA Valencia, A Cardona, GE Gehrels, AR Mora., 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research* 191 (1-2), 58-77.

Jemielita R. and Bolaños, J. 1993. Mineralization, mineral potential and metallogenesis of the Cordillera Real of Ecuador : Final Report of the results of the Economic Geology Survey of the Cordillera Real Geological Project, 1991-1993 : British Geological Survey, Cordillera Real Geological Project, Final Report, 1993

John, T., Scherer, E.E., Schenk, V., Herms, P., Halama, R., Garbe-Schönberg, D., 2010. Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: the Andean Raspas Complex, SW Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 265–284.

Kennerley, J. B., 1980. Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geol. Miner. Res., Inst. Geol. Sci. (UK)*. 55, 20 pp.

Kerrick, R., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., 2005, Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework: *Economic Geology* 100th Anniversary

Volume, p. 1097–1136.

Lasluisa Molina, E. R., & Moreno Cerón, K. J. (2018). La Formación Macuma en la cordillera de Cutucú al sureste de Ecuador: paleontología y estratigrafía. 231 hojas. Quito : EPN.

Litherland, M. (compilador). 1987. First annual report (for 1987-1988) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth and of INEMIN, Quito.

Litherland, M. (compilador). 1988. Second annual report (for 1987-1988) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth and of INEMIN, Quito.

Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 11, 147 pp. 2 map enclosures at 1:500,000 scale. British Geological Survey, Nottingham.

McDonough, W.F. and Sun, S.-S. (1995). Composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253. doi: 10.1016/0009-2541(94)00140-4.

McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre of Ore Deposit Research, University Tasmania, Australia.

Moreno - Sanchez M y Pardo - Trujillo A, 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on Western Colombia: Implications on the Evolution of the Caribbean Plate. In Bartolini C., Buffle, R. and Blickwede (eds), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, AAPG Memoir N° 79, Chapter 40.

Mpodozis C, Ramos VA. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 481–497.

Municipio de Gualaceo. 2017. Datos-geográficos. Retrieved from <http://www.gualaceo.gob.ec/Datos-Geogr%C3%A1ficos>

Niu, Y.L., 2014. Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives. *Global Tectonics and Metallogeny* 10, 23-46.

Nivia, A., Marriner, G.F., Kerr, A.C., Tarney, J., 2006. The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 423–436.

Ortiz, D. 2017. Caracterización petrográfica y geoquímica de la Unidad Quebrada El Volcán. *Memorias de las 8as Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito (Ecuador)*, 25-29.

Osorio, J., Montes, N., Velandia, F., Acosta, J., Romero, J., Diederix, H., Audemard, F., Nuñez, A., 2008. Paleosismología de la Falla de Ibagué. INGEOMINAS, 2008.

Pearce, J.A. (1996) A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In Wyman, D.A., Ed., *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks Applications for Massive Sulphide Exploration*, Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 12, 79-113.

Pearce, J.A., Cann, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290–300

Pearce, J.A. and Norry, M.J. (1979) Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69, 33-47.

Pratt, W., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 399, pp. 251-278.

Prodeminca, 2000, Sulfuros masivos alojados en volcanitas: Evaluación de distritos mineros del Ecuador, v. 3: Quito, Ecuador, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental (Prodeminca), 172 p.

Ramos VA. 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geologic features and the Andean orogenic cycle. In *Backbone of the Americas*, Kay SM, Ramos VA, Dickinson W (eds). Geological Society of America. Memoir, GSA, Boulder 404: 31–65.

Ramos VA. 2015. La orogenia famatiniana (Ordovícico medio a tardío) en el margen continental protoandino de América del Sur: nuevas evidencias y sus implicancias tectónicas. 14^a Congreso Geológico Chileno, Volumen: ST1 Tectónica y Deformación Cortical Andina.

Reyes, P., 2006. El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real. Tesis de Grado, EPN, Quito, Ecuador, 180 p

Rinding, J. B. 1989. A palynological investigation of nine rock samples from Ecuador. Report WH/89/361 R. In: Fourth Annual Report of the Cordillera Real Geological Project (April 1989 – March 1990). INEMIN-British Mission. Open File Report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK, and INEMIN, Quito (unpublished).

Romero, C., Vallejo, C., Cerón, G., 2017. La Formación Hollín en la Cordillera del Cóndor: Eestudio de la Transición Fluvio-Marina, en la Transgresión del Albiano.

Datos Preliminares. Memorias de las 8as Jornadas en Ciencias de la Tierra, EPN, Quito (Ecuador), 157-162.

Ruiz, G.M.H., Seward, D., Winkler, W., 2004. Detrital thermochronology; a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research* 16, 413–430.

Rundle, C.C., 1988. Potassium-Argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador. In: Third annual report of the Cordillera Real Geological Project, INEMIN-British Mission. Open File Report, BGS, Keyworth, Nottingham, UK and INEMIN, Quito (unpublished).

Salguero Caicedo, D. A. (2017). Levantamiento geológico-estructural de la zona comprendida por la Hoja Topográfica de Guano Escala 1:50000, Provincia de Chimborazo. 189 hojas. Quito: EPN.

Sato, K., Tamura, H., Nishio, Y., Kumagai, H. and Hanyu T., 2005, Application of K–Ar dating performed by new technique of ultra low potassium analysis with new Zeeman atomic absorption photometry in clean room laboratory. *Frontier Research on Earth Evolution* 2, IFREE Report for 2003-2004, 1–6. Sato, K., Tamura, H.

Sheppard, G., Bushnell, G.H.S., 1933. Metamorphic rocks of the eastern Andes near Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine* 70, 321– 330.

Spikings, R.A., Seward, D., Winkler, W., Ruiz, G.M., 2000. Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *Tectonics* 19, 649–668.

Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D., Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 186, 57–73.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* (GR-01278), pp. 45.

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

Suárez, J., Ordóñez, M. (2007). Nuevas evidencias bioestratigráficas del Pre-Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador. En: E. Díaz-Martínez e I. Rábano (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America Cuadernos del Museo Geominero, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007. 383-391.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313–345.

Trouw, R., 1976. Cuatro Cortes Por La Faja Metamórfica De La Cordillera Real, Ecuador. Escuela Politécnica del Litoral, Guayaquil.

Tschopp, H. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. Quito: AAPG Bulletin.

Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L. 2009. Evolución geodinámica de la cordillera occidental (cretácico tardío-paleógeno). En: *Revista Politécnica*, Quito: EPN, (no. 30, (1)2009): pp. 112-130

Villares, F., Egeuz, A., Yanez, E., 2014. Petrographic and geochemical characterization of the Triassic and Jurassic magmatic and volcanic rocks of

southeastern Ecuador. Geophysical Research Abstracts. Vol. 16, EGU2014-13614, 2014. EGU General Assembly 2014.

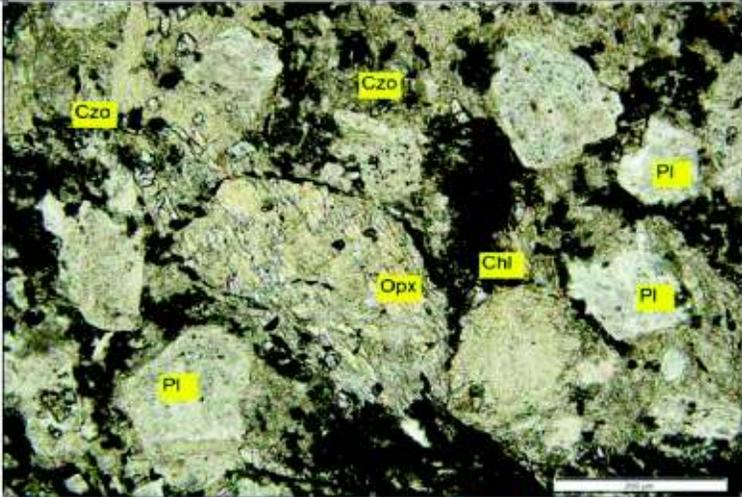
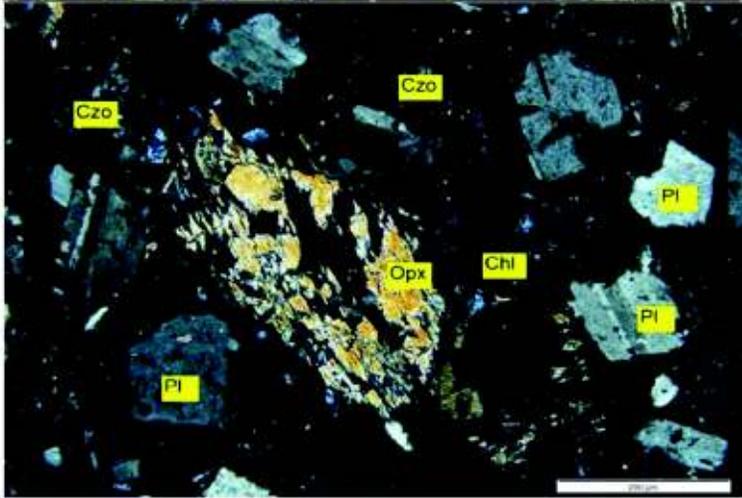
Whattam, S. A., & Stern, R. J. (2015). Late Cretaceous plume-induced subduction initiation along the southern margin of the Caribbean and NW South America: The first documented example with implications for the onset of plate tectonics. *Gondwana Research*, 27(1), 38-63. DOI: 10.1016/j.gr.2014.07.011.

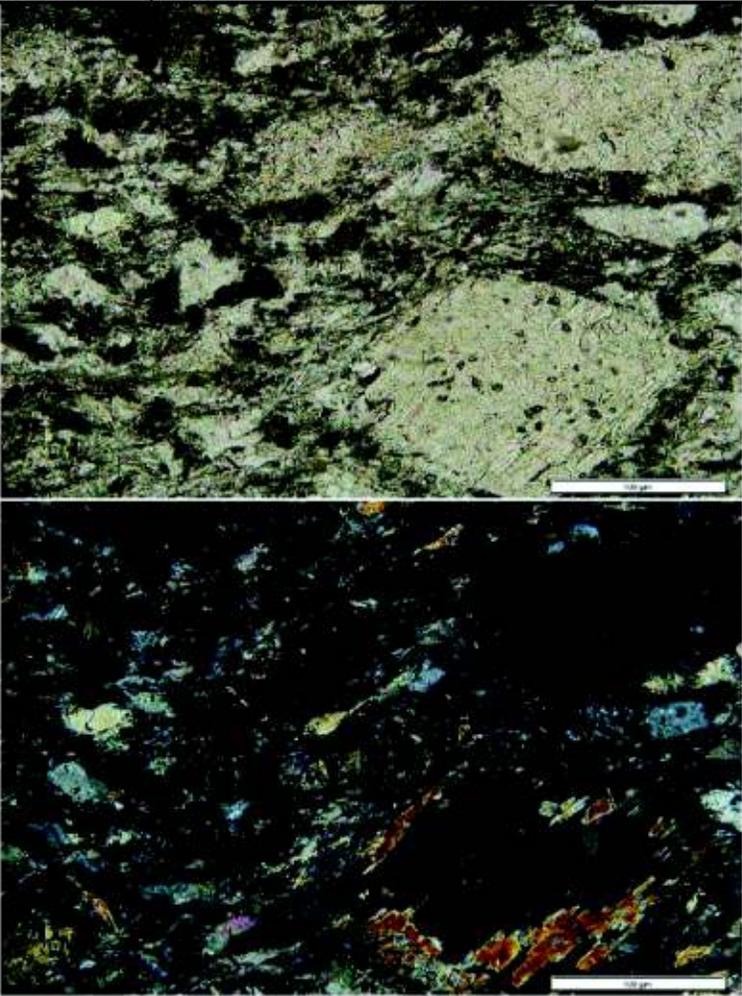
Xu Zheng, Yong-Fei Zheng & Zi-Fu Zhao, 2018. Zircon evidence for incorporation of terrigenous sediments into the magma source of continental basalts. *Nature Scientific Reports*. Volume 8, Article number: 178.

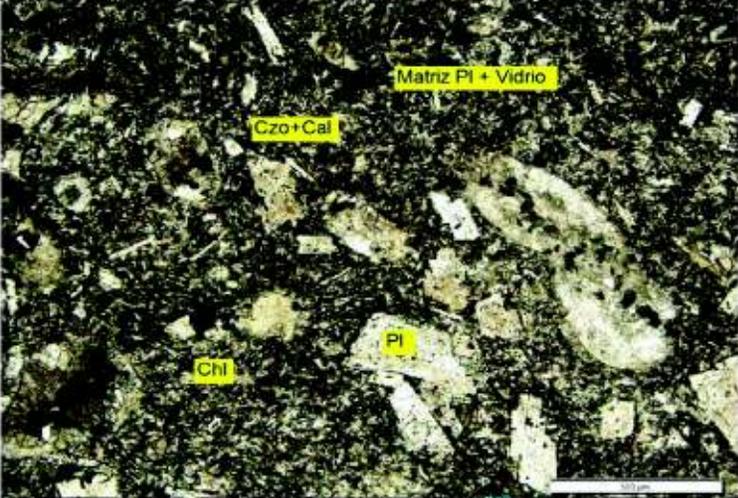
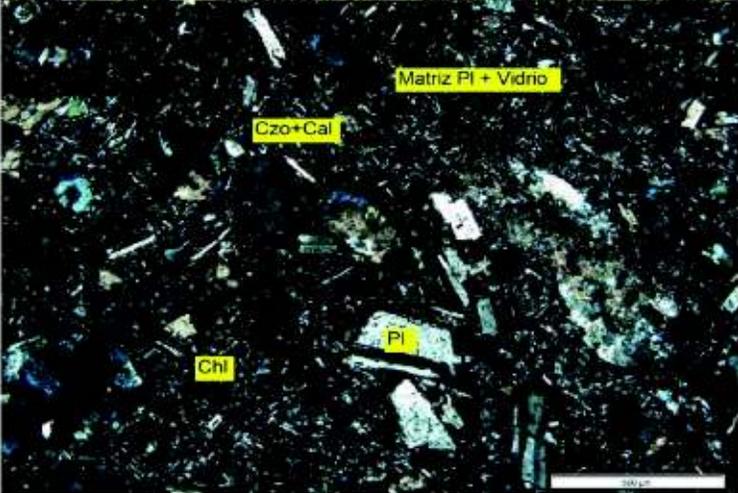
Zartman, R.E. and Doe, B.R., 1981. Plumbotectonics -the model. In: R.E. Zartman and S.R. Taylor (Editors), *Evolution of the Upper Mantle*. *Tectonophysics*, 75: 135-162.

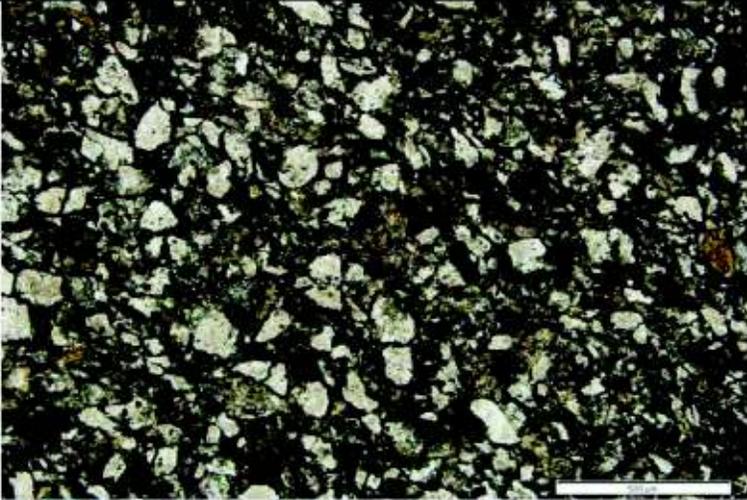
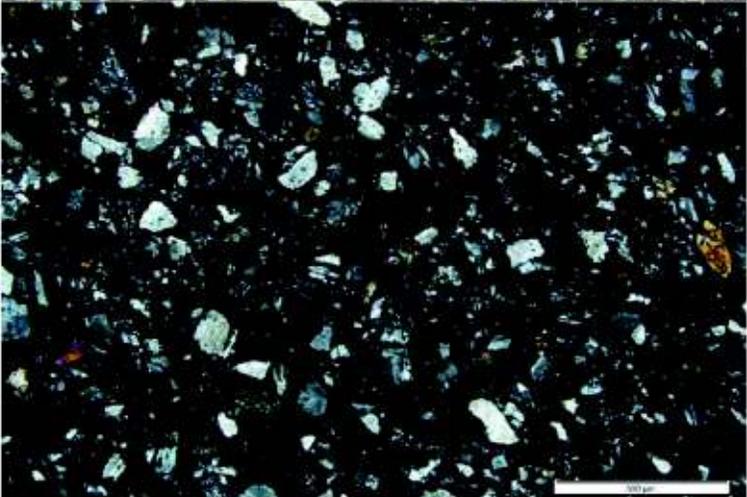
ANEXOS

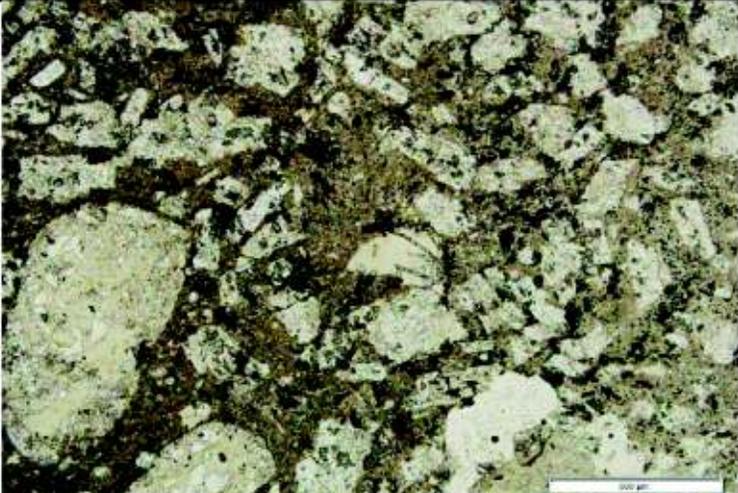
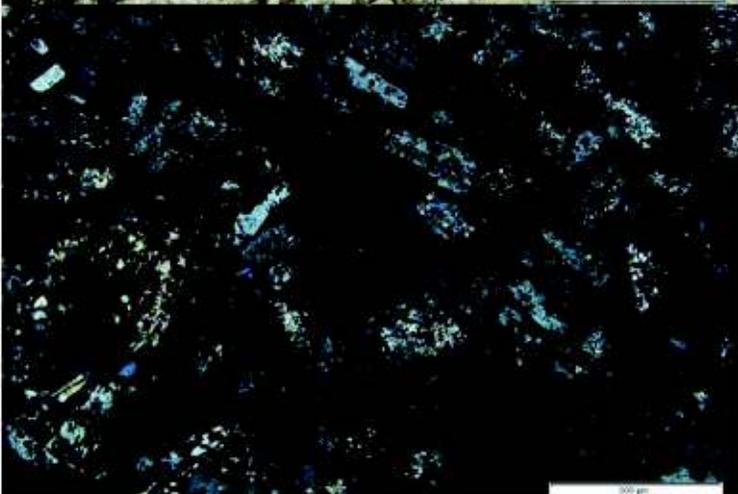
ANEXO 1: FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICAS

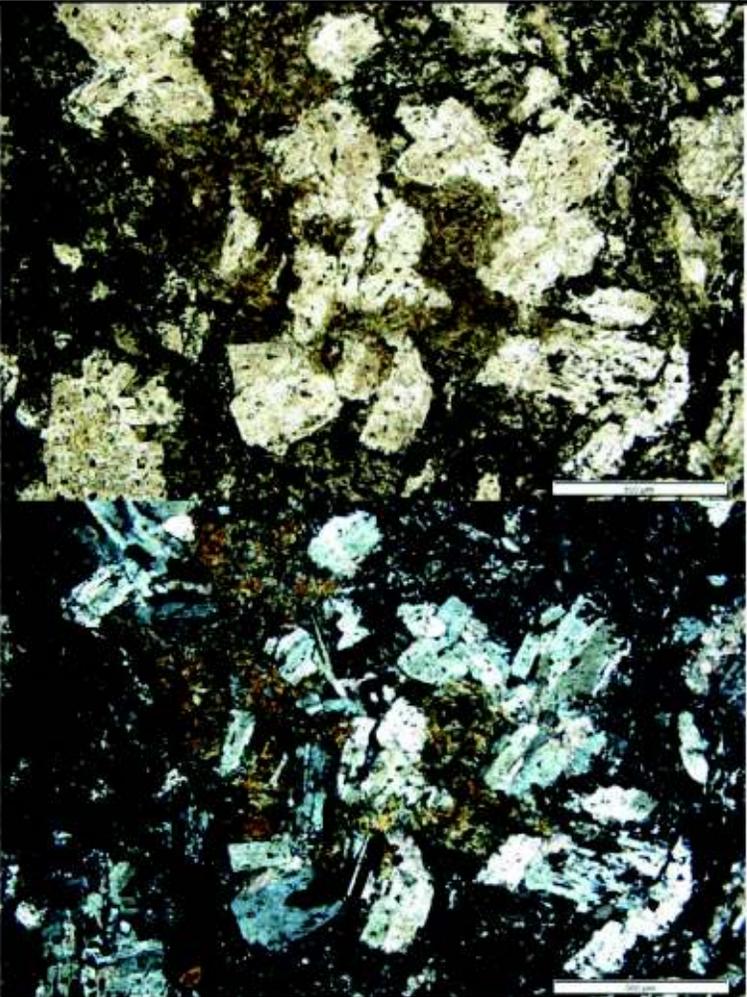
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN01	WGS84 17S	747430	9677101	2637	Chordeleg
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color verde a gris verdoso con vetas de calcita. Textura volcanoclástica. Presenta plagioclasa, piroxeno, hornblenda. Los minerales máficos están alterándose a clorita y epidota. Debilmente meteorizada y magnetismo nulo.					
Descripción microscópica					
Roca con textura aparentemente porfírica, constituida por cristales subangulares-angulares con tamaño de grano fino a medio de arena (0.1-0.5 mm). Se observan fenocristales de plagioclasas (oligoclasa) parcialmente alteradas a calcita y epidota, minerales máficos (ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda) alterados a clorita, minerales opacos pseudomorfos, negros con luz natural y grises con luz reflejada, minerales marrones con pleocroismo marrón-marrón claro y birrefringencia extrema probablemente corresponde a esfena. La matriz (40%) está constituida por plagioclasas, y vidrio que ha sido reemplazado por epidota y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 28%, Opx 7%, Cpx 2%, Hbl 1%, Sph 3%, Opacos 2%, Secundarios: Ep 7%, Cal 5%, Chl 5%.					
Matriz: Pl 17%, Vidrio 3%, Secundarios: Ep 12%, Chl 8%.					
Nombre de la roca		Arenisca volcánica andesítica		Unidad	Arco Alao
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

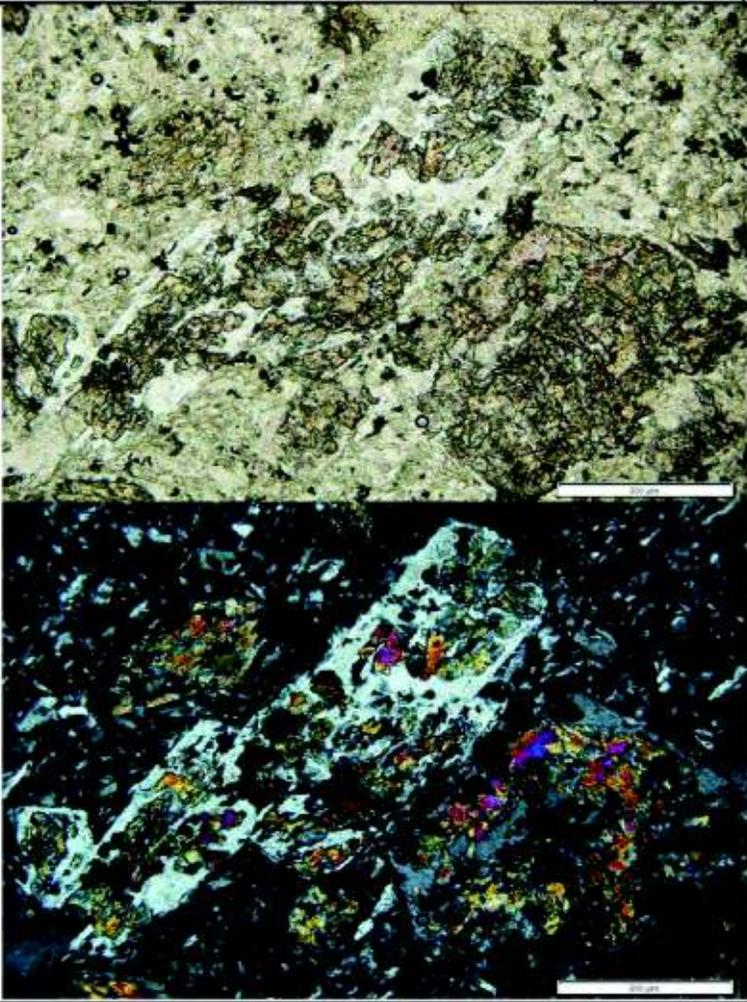
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN02	WGS84 17S	748305	9678081	2326	Remigio Crespo Toral
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color verde grisáceo. Textura volcánoclastica. Presenta plagioclasa, piroxeno y reacciona con el HCl. Meteorización moderada y magnetismo nulo.					
Descripción microscópica					
Roca con textura aparentemente porfírica y una matriz con aspecto fluidal (?) constituida por cristales angulares-subangulares con tamaño de grano fino a grueso de arena (0.2-1.0 mm). Se observan fenocristales de plagioclasas (andesina) parcialmente alteradas a calcita y epidota, clinopiroxenos (augita) maclados reemplazados parcial y hasta totalmente por clorita, minerales opacos y minerales marrones esfena. La matriz esta constituida por plagioclasas alteradas parcialmete a epidotas (amarillo), y vidrio que a sido reemplazado por epidota y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 15%, Cpx 30%, Sph 1%, Opacos 1%, Secundarios: Ep 8%, Cal 10%, Chl 7%.					
Matriz: Pl 10%, Vidrio 5%, Secundarios: Ep 10%, Chl 3%.					
Nombre de la roca		Arenisca volcánica basáltica		Unidad	Arco Alao
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

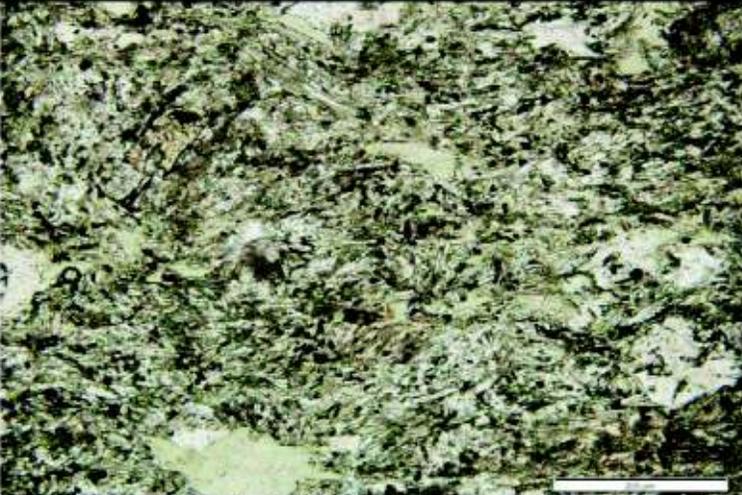
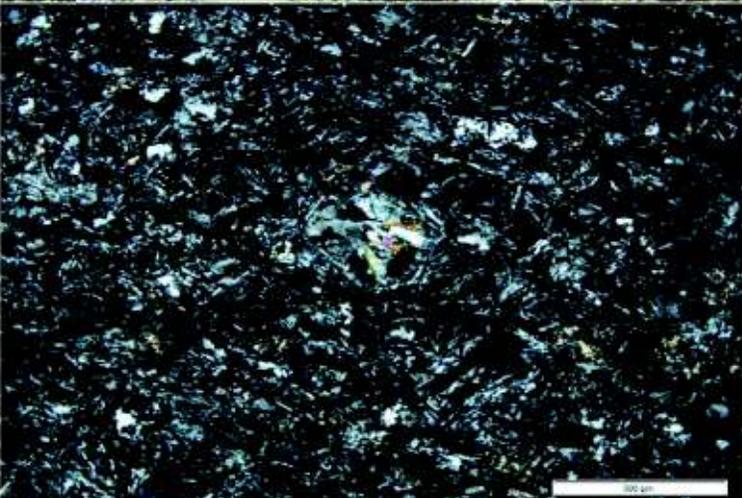
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN03	WGS84 17S	747232	9680762	2237	Gasolinera Primax
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color verde con foliación y vetas de calcita, patinas de color ocre. Textura porfirítica. Presenta plagioclasa, anfíbol, pirita y reacciona con el HCl. Meteorización moderada y magnetismo nulo-débil.					
Descripción microscópica					
Roca con textura porfirítica y aparentemente amigdaloidal con una matriz intersertal moderadamente foliada, constituida por cristales euhedrales-subhedrales con tamaño de grano fino (0.25-0.5 mm). Se observan amígdalas de 0.3-0.7 mm de diámetro y 40 – 170 mm ² rellenas por clorita, epidota, pirita, cuarzo (recristalizado) y calcita (rombohedral), fenocristales de plagioclasas (andesina-oligoclasa) con maclas polisintéticas parcialmente alteradas a calcita y minerales opacos (pirita y magnetita). La matriz esta constituida por plagioclasas tipo "Swallow-tail" debilmente epidotizadas (c.i. amarillo 1er orden) y vidrio.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 18%, Opacos 3%, Secundarios: Ep 7%, Cal 20%, Chl 7%, Qz 5%					
Matriz: Pl 20%, Vidrio 10%, Secundarios: Ep 10%					
Nombre de la roca		Andesita		Unidad	Arco Alao
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

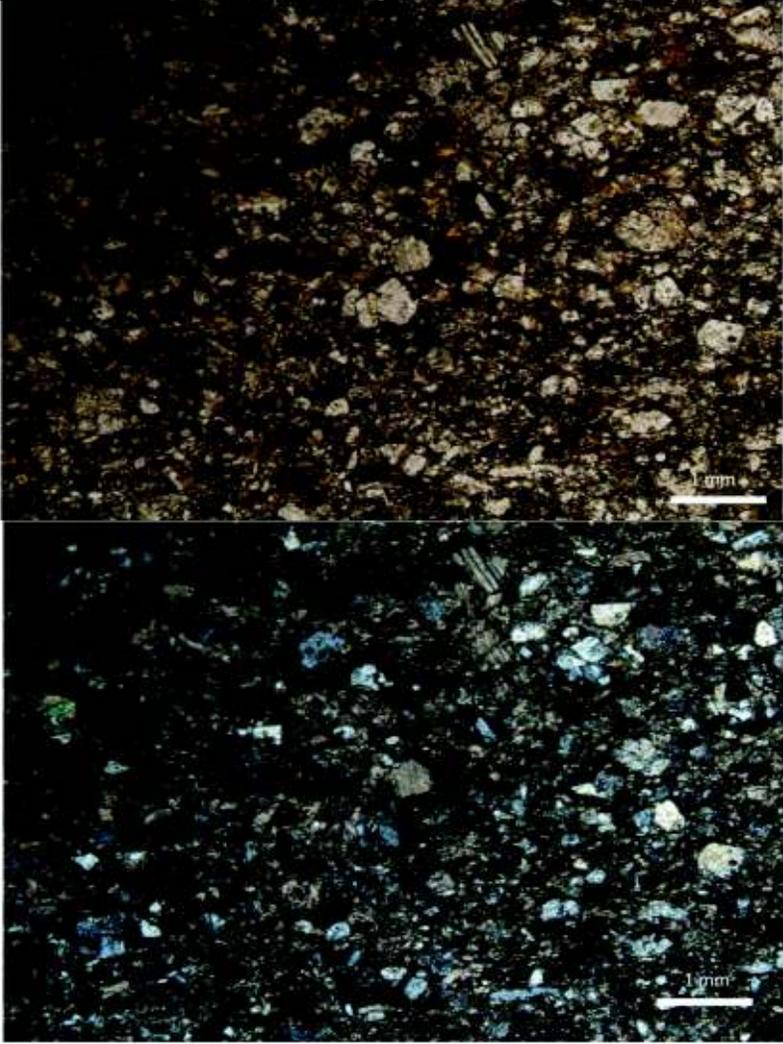
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN04	WGS84 17S	748068	9679892	2312	Via Luis Cordero Vega
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color gris oscuro intercalada con rocas de grano más fino (filitas). Textura psammitica. Presenta plagioclasa y máficos. Meteorización baja y magnetismo nulo.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammitica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena muy fina a fino (0.07-0.2 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan anfíboles pseudo-hexagonales con clivaje característico ~120°, plagioclasas rotas y algunas fracturadas rellenas con calcita, cuarzo policristalino, epidota, piroxenos, minerales opacos (hematita y magnetita) y fragmentos de líticos volcánicos. La matriz esta constituida por clorita y arcilla, cemento ferruginoso.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 35%, Amp 14%, Pxo 3%, Opacos 3%, Qzp 5%, Lv 3%, Ep 4%					
Matriz: Chl 15%, Ep 6%, Arcilla 2% Cemento: Ferruginoso 10%					
Nombre de la roca	Wacke andesítico			Unidad	Arco Alao
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

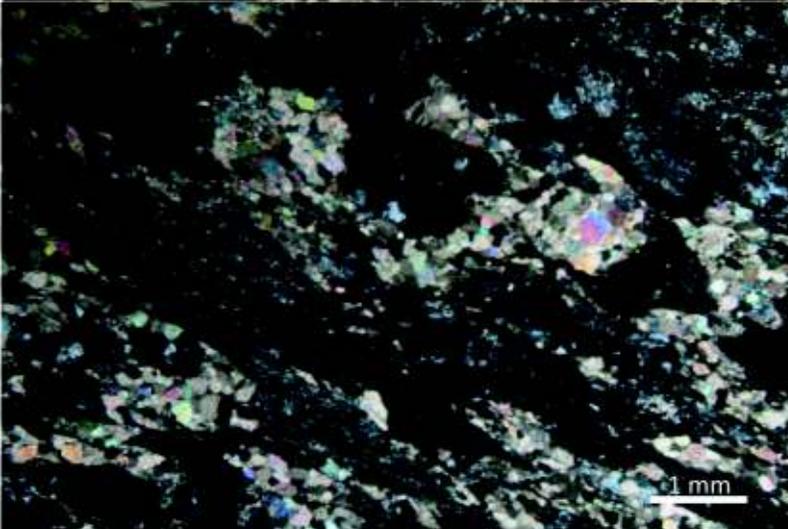
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN10	WGS84 175	751627	9678446	2565	Puent #2 San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color gris verdosa porfirítica con vetas de cuarzo. Presenta plagioclasa, piroxeno, pirita diseminada, pirrotina (?), clorita, epidota, efervescencia débilmente con el HCl y xenolitos con bordes de reacción que contienen cuarzo, biotita, plagioclasa,. Meteorización baja a moderada y					
Descripción microscópica					
Roca porfirítica con granos euhedrales a subhedrales de grano fino a medio (hasta 1 mm). Se observan fenocristales de plagioclasa parcial y algunos totalmente alterados a epidota, anfíboles reemplazados por clorita y a veces epidota, minerales opacos (hematita, pirita y otros), mineral marrón abundante (esfena ?), calcita y albita como producto de alteración de plagioclasas, epidotas euhedrales con macla simple. Matriz microcristalina de plagioclasa y vidrio alterado a clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 12%, Amp 3%, Opacos 4%, Sph 8% Secundarios: Ep 16%, Cal 8%, Chl 5%, Ab 4%					
Matriz: Pl 15%, Vidrio 5% Secundarios: Chl 12% Ep 8%					
Nombre de la roca		Pórfido andesítico propilitizado		Unidad	Intrusivo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN19	WGS84 175	748550	9681820	2246	Las Orquideas
Descripción macroscópica					
Roca estratificada de color gris verdoso con vetas de cuarzo y calcita. Textura eutaxítica. Presenta plagioclasa, feldespato, cuarzo, clorita y epidota. Meteorización moderada a fuerte y magnetismo nulo. La muestra corresponde a la matriz de una brecha volcánica.					
Descripción microscópica					
Roca con textura aparentemente porfirítica, constituida por cristales subhedrales a euhedrales con tamaño de grano fino a grueso de arena (0.2-0.8 mm). Se observan fenocristales de plagioclasas (2 generaciones) parcialmente alteradas a calcita y epidota, minerales máficos alterados a clorita, minerales opacos, textura glomeroporfídica (plagioclasa y máficos), calcitas rombohédricas relleno de amigdalas (?) subredondeadas, cuarzo y feldespato ondulatorios como un tipo de fragmentos angulares. La matriz está constituida por plagioclasas y vidrio que ha sido reemplazado por epidota y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 20%, Pxo 3%, Amp 5% Secundarios: Ep 8%, Cal 7%, Chl 5%, Qz 2%, Fsp 1%					
Matriz: Pl 12%, Vidrio 7%, Pxo 6% Secundarios: Ep 20%, Chl 5%.					
Nombre de la roca		Brecha volcánica andesítica		Unidad	Arco Alao
					
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN20C	WGS84 17S	743073	9683929	2276	Primosol
Descripción macroscópica					
Roca color gris verdoso con textura porfírica. Presenta plagioclasa, anfíboles, clorita y epidota. Meteorización baja y magnetismo nulo. Nota: la muestra fue tomada 20m al oeste de la muestra 16LN20D.					
Descripción microscópica					
Roca con textura porfírica, constituida por cristales euhedrales a subhedrales con tamaño de grano fino (hasta 0.7 mm). Se observan fenocristales de plagioclasas (oligoclasa-albita) epidotizados, minerales máficos remplazados a clorita y epidota, minerales opacos y esfena,. La matriz esta consituida por plagioclasas y vidrio que a sido reemplazado por epidota y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 15%, Máficos 5%, Sph 7% Secundarios: Ep 15%, Cal 3%, Chl 5%, Qz 5%					
Matriz: Pl 30%, Vidrio 10% Secundarios: Chl 5%.					
Nombre de la roca		Andesita porfírica		Unidad	Intrusivo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN20D	WGS84 175	743073	9683929	2276	Primosol
Descripción macroscópica					
Roca de color verde con amigdalas rellenas de calcita, clorita y cuarzo, se observa litofisas y vetas de calcita, cuarzo y epidota. Textura afanítica. Presenta plagioclasa y máficos alterados a clorita y epidota. Meteorización debil y magnetismo nulo.					
Descripción microscópica					
Roca con textura afanítica, amigdaloidal, constituida por cristales euhedrales con tamaño de grano muy fino a fino (0.05-0.2 mm). Se observan plagioclasas en "Swallow-tail" que dan un aspecto fluidal tipo traquítico, muy pocas plagioclasa estan parcialmente alteradas a epidota, piroxeno, muy pocos minerales opacos, esfena(?), calcita y clorita relleno amigdalas. La matriz esta consituida por plagioclasas y vidrio que a sido reemplazado por epidota y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Matriz: Pl 70%, Vidrio 9%, Pxo 5%, Sph 5%, Opacos 1% Secundarios: Ep 5%, Chl 3%, Cal 2%					
Nombre de la roca		Andesita		Unidad	Arco Alao
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN09	WGS84 17S	751760	9677782	2621	Rio San Francisco
Descripción macroscópica					
Filitas intercalando con areniscas volcánicas con plagioclasa, pirita y calcita. Magnetismo débil a moderado.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados de esfericidad moderada, clasto soportada, tamaño de grano de arena (0.2-0.5 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan minerales de calcita y plagioclasa en ocasiones con maclas polisintéticas, minerales opacos (hematita, magnetita y pirita) y en menor cantidad (2%) minerales de cuarzo. Plagioclasas alteradas parcialmente en arcillas y calcita. La matriz esta consituida por clorita, cemento calcáreo y ferruginoso.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Calcita 30%, Plagioclasa 15%, Opacos 10%, Cuarzo 2%					
Secundario: Arcilla 10% Calcita 8%					
Matriz: Clorita 10% Cemento: Calcáreo 10% Ferruginosos 5%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN13	WGS84 17S	751131	9678989	2478	Rio San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca de color gris verdoso con cristales de plagioclasa transformandose a clorita, pirita diseminada, vetas de cuarzo y calcita. Probable halo del pórfido de San Francisco. Alteración propilitica.					
Descripción microscópica					
Roca de textura aparentemente porfírica intensamente alterada. Matriz microcristalina de plagioclasa alterada a clorita. Desarrollo de cristales euhedrales grandes (0.5-2mm) de calcita y como producto de alteración en plagioclasas. Minerales opacos diseminados.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Plagioclasa 10% Opacos 5%					
Secundarios: Clorita 30% Calcita 50% Cuarzo 5%					
Nombre de la roca		Pórfido andesítico propilitizado		Unidad	Intrusivo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN15	WGS84 17S	748923	9679414	2390	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca gris oscura detrítica de textura psammitica con granos de plagioclasa transformandose a clorita y epidota.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammitica con granos angulosos a subredondeados de esferosidad baja a moderada, clasto soportada, tamaño de grano de arena (0.2-1 mm), pobremente seleccionado. Se observan clastos angulosos de plagioclasa parcialmente alterados en arcilla, clorita y en menor cantidad en epidota, cuarzo policristalinos y minerales opacos. La matriz esta consituida por clorita, cemento ferruginoso.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Plagioclasa 35%, Opacos 4%, Cuarzo 4% Secundarios: Arcilla 17%, Clorita 4%, Epidota 2%					
Matriz: Clorita 30% Cemento: Ferruginoso 4%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN16	WGS84 17S	748661	9679345	2293	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca detrítica con granos de piroxeno y plagioclasa, matriz cloritizada. Se observa una foliación con rumbo NW y buzando al Este. No presenta magnetismo, ni sulfuros en la roca.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena a microbrecha, muy pobremente seleccionado, foliada. Se observan relictos de plagioclasas rotas y alteradas totalmente en calcita y clorita, epidota, clorita, minerales opacos, relictos de anfíboles alterados a clorita, fragmentos de líticos volcánicos (5 mm) de composición andesítica y calcita. La matriz esta consituida por clorita y arcilla. Dentro de un lítico volcánico se puede observar plagioclasas con estructura tipo sigma paralela a la foliación de la roca como los líticos volcánicos. Está estructura sigma indica un moviento sinestral para el lítico volcánico.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 15% Chl 25% Lítico Volcánico 7% Opacos 3% Calcita 10% Amp 3% Epi 3% Secundarios: Arcilla 7% Clorita 7%					
Matriz: Clorita 15% Arcilla 5%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN17	WGS84 17S	748370	9679614	2267	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca gris verdosa foliada con textura psammítica. Rumbo NE y buzando al E. Presenta piroxenos, plagioclasa y líticos volcánicos. Los minerales máficos se están alterando a clorita.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammítica con granos angulosos a subredondeados, esferecidad baja a moderada, clasto soportada, tamaño de grano de arena (0.2-1 mm), moderadamente sorteado. Se observan anfíboles y piroxenos anhedrales alterados a clorita, plagioclasas subhedrales y en ocasiones en triangulos parcialmente alteradas en clorita, epidota y arcilla, opacos, clorita, epidota y fragmentos de líticos volcánicos con textura porfirítica y cristales subhedrales de plagioclasa, la matriz de los líticos volcánicos ha sido alterada en arcilla. La matriz de la muestra esta consituida por clorita y arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Plagioclasa 25% Lítico Volcánico 10% Opacos 5% Amp 4% Pxo 4% Ep 5% Chl 7%					
Secundarios: Arcilla 10% Clorita 15% Epidota 2%					
Matriz: Clorita 5% Arcilla 7%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN05A	WGS84 17S	760041	9667820	3448	La Virgen
Descripción macroscópica					
Filitas de color negro grafitosas con crenulación y textura lepidoblástica. Las vetas de calcita y cuarzo son paralelas a la foliación, y fueron afectadas por la crenulación.					
Descripción microscópica					
Se observa una textura porfiro-lepidoblástica y un clivaje de crenulación que se dobla alrededor de pequeños (≤ 0.5 mm) porfiroblastos de granate parcialmente alterados a clorita. La muestra además presenta minerales alargados de sericita y grafito paralelas a la foliación con minerales subhedrales de cuarzo y plagioclasa.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales principales: Sericita 20%, Grafito 20%, Granate 10%, Plagioclasa 30%, Qzo 15%					
Minerales secundarios: Clorita 5%. Facies: Esquisto verde Protolito: Pelítico					
Nombre de la roca		Filita grafitosa crenulada con granates		Unidad	Chiguinda
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

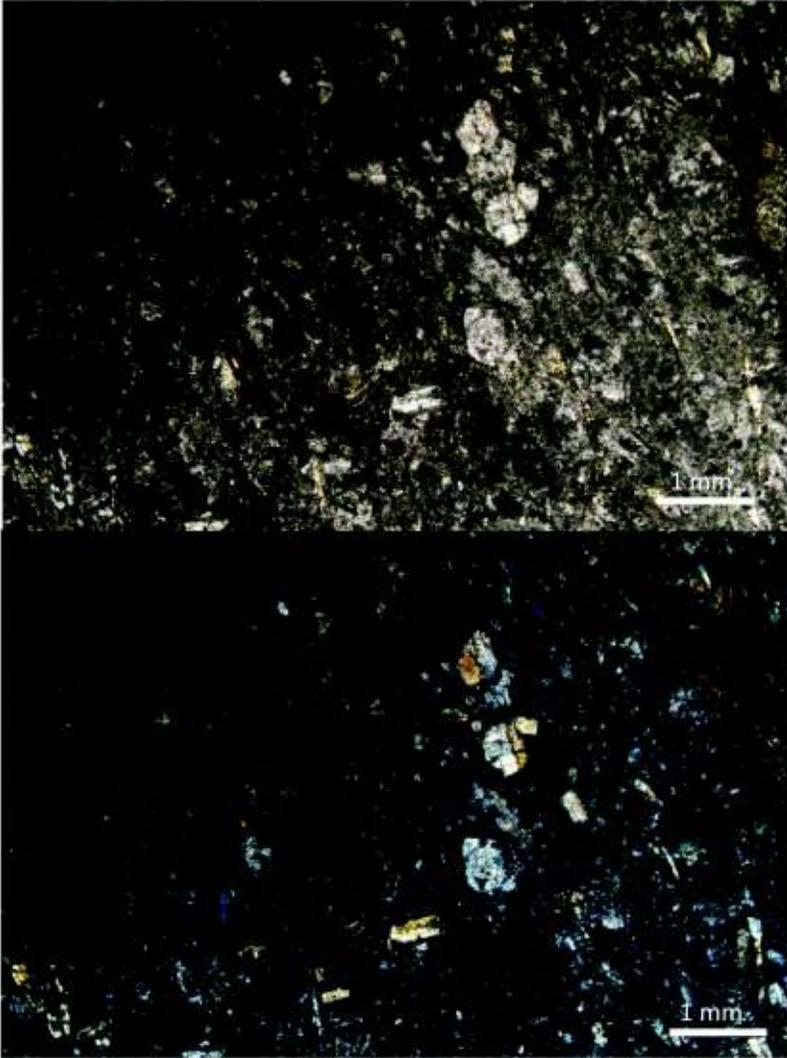
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN05B	WGS84 17S	760041	9667820	3448	La Virgen
Descripción macroscópica					
Roca verde masiva, debilmente foliada con textura porfiroblástica. Los porfiroblastos están constituidos por granate y biotita. La matriz es de clorita y epidota.					
Descripción microscópica					
Roca con textura porfiroblástica consituida de cristales euhedrales a subhedrales de granate, biotita, anfioholes, plagioclasa, epidota y clorita. Los granates tienen aproximadamente de 1 mm de diametro, debilmente fracturado y alterandose a clorita. Cristales alargados y tabulares de anfíbol de 0.5 a 1 mm alterandose a clorita. Los anfíboles distinguidos son horblenda y actinolita. Cristales de plagioclasa de 0.5 mm con maclas polisintéticas, ángulo de extinción 22° de composición albita. Biotitas tabulares como porfiroblastos de 1 a 2 mm debilmente cloritizadas. La epidota aparece mayormente como alteración de las plagioclasas pero tambien se observan cristales menores a 0.5mm.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales principales: Horblenda 15%, Actinolita 10%, Granate 10%, Plagioclasa 30%, Biotita 15%, Epidota 5%					
Minerales secundarios: Epidota 10%, Clorita 5%. Facies: Anfíbolita Protolito: Máfico					
Nombre de la roca	Esquisto de granate y biotita			Unidad	Loja
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN06	WGS84 17S	755987	9671291	3160	Rio San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca metamórfica esquistosa de color verde con cuarzo, chlorita, plagioclasa y piritita diseminada. Presenta un rumbo andino y buzando al oeste.					
Descripción microscópica					
Se observa una textura grano-lepidoblástica con abundantes cristales euhedrales a subhedrales de epidota orientados paralelamente con minerales alargados de biotita, clorita y probablemente de anfíbol. Además, se distinguen cuarzos, minerales opacos (pirita) y plagioclasas parcialmente alteradas a epidota. Estos esquistos de epidota – plagioclasa ± biotita ± clorita ± cuarzo (±anfíbol) son de facies metamórfica de esquistos verdes y corresponden a rocas calco-silicatadas ricas en epidota.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales principales: Ep 30% Pl 20% Bt 5% Chl 15% Qz 10% Amp 5% Opq 5%					
Secundarios: Epidota 10%			Facies: Esquisto Verde Protolito: Calco-silicatado		
Nombre de la roca	Esquisto verde			Unidad	El Pan
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN07	WGS84 17S	754275	9674658	2962	Total
Descripción macroscópica					
Roca metamórfica pelítica, foliada de color gris con vetillas de calcita y pátinas de color ocre. Presenta grafito, pirita y sericita (se asume su presencia debido al brillo sobre la superficie de la roca).					
Descripción microscópica					
Roca metamórfica pelítica, con minerales de grano fino. Textura lepidoblástica. Clivaje de pizarrosidad Presenta grafito y sericita están orientadas con la foliación de la roca, cuarzos muy pequeños (menores a 0.1mm). Las sericitas son incoloras y otras de color pardo, tienen relieve bajo y birrefringencia muy alta.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Sericita 45% Grafito 35% Cuarzo 15% Opaco 5%					
Facies: Esquisto Verde Protolito: Pelítico					
Nombre de la roca		Filita		Unidad	El Pan
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

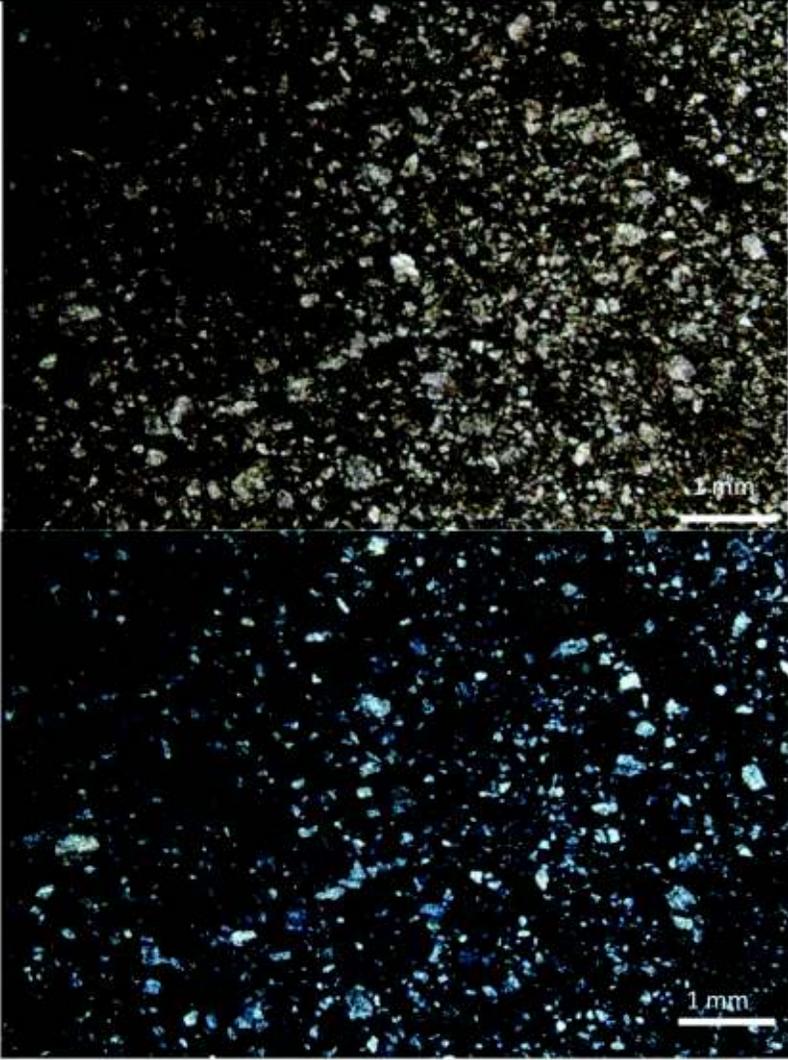
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN08	WGS84 175	754120	9675649	2871	Totoral
Descripción macroscópica					
Roca de color ocre debido a la abundancia de Py oxidada. Presenta Py euhedrales, Qz, Ser, patinas de pirolusita y de ferrohídrita.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psamítica con granos subangulares a subredondeados, matriz soportada, tamaño de grano de arena fina (0.1-0.5 mm), moderadamente bien sorteado. Consiste de cuarzo, plagioclasas parcialmente alteradas en epidota, clorita y arcilla. La matriz esta constituida por clorita y arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 10%, Qzo 15% Minerales secundarios: Ep 5% Chl 10% Arcilla 15%					
Matriz: Chl 5% Arcilla 40%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	El Pan
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN12	WGS84 17S	751175	9678924	2489	Rio San Francisco
Descripción macroscópica					
Brecha con clastos de Alao, Intrusivo San Francisco y Dacita con ojos de Qz, presenta Ankerita, Marcasita, Cb, Qz y Sulfuros.					
Descripción microscópica					
Roca piroclástica con clastos subangulares, tamaños de 1 a 5 mm y pobremente sorteada. Clastos de plagioclasa alterando a calcita y clorita, piroxenos, anfíboles y opacos. Matriz de vítreo alterada en arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 15% Pxo 5% Amp 5% Opacos 5% Minerales secundarios: Cb 30% Chl 10%					
Matriz: Vítreo 15% Arcilla 15%					
Nombre de la roca		Brecha mineralizada		Unidad	Intrusivo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

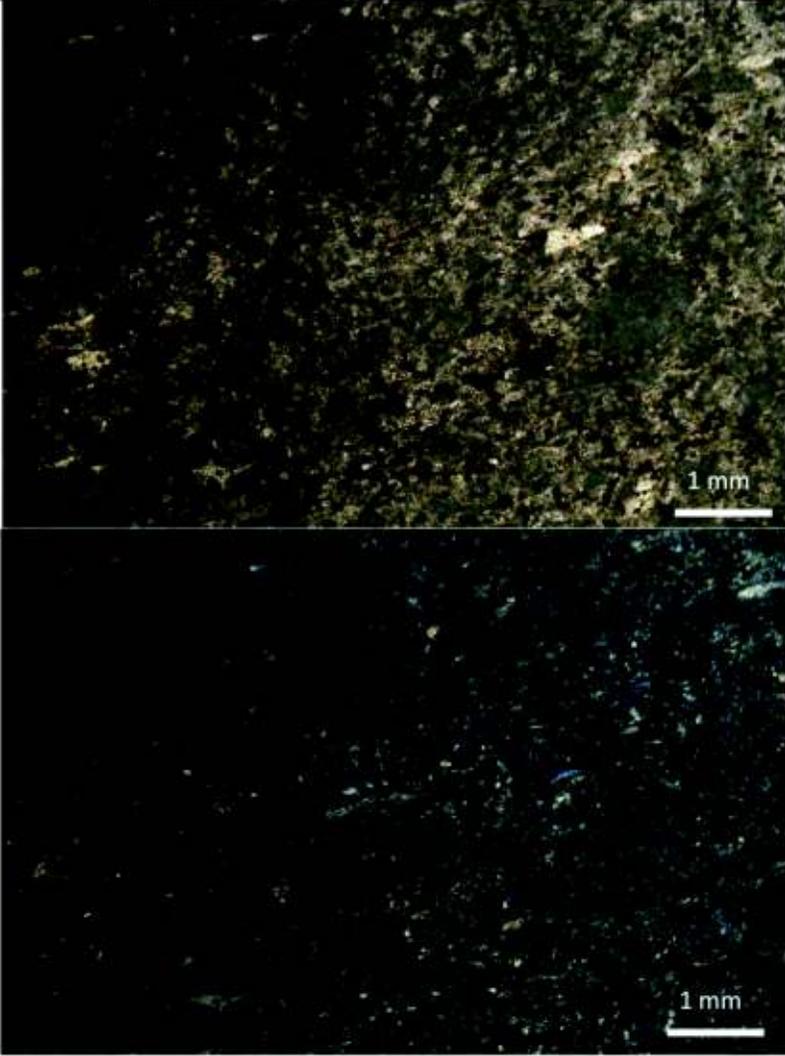
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN14	WGS84 17S	749721	9679406	2353	Antor
Descripción macroscópica					
Pórfido Andesítico propilitizado con hornblenda, piroxeno y plagioclasa subhedrales-euhedrales.					
Descripción microscópica					
Textura porfirítica. Fenocristales euhedrales a subhedrales de piroxeno y plagioclasa. Los cristales de piroxeno (augita) son primas cortos de 0.5 mm con maclas simples parcialmente alterándose a clorita. La plagioclasas son tabulares con tamaños ≤ 0.5 mm parcialmente alterados a clorita y arcilla. Matriz microcristalina de plagioclasa y vidrio alterado en clorita y arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 20% Pxo 20% Opacos 5%					
Matriz: Vidreo 25% Arcilla 10% Clorita 20%					
Nombre de la roca		Andesita porfirítica		Unidad	Intrusivo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
16LN18	WGS84 17S	740722	9683881	Null	Chiticay
Descripción macroscópica					
Roca negras con oxidos alternando con rocas arenosas. La roca presenta esquistosidad pese a pocos metros (1-2m) hacia el este como el oeste existen rocas sedimentarias no metamorfizadas, presenta porfiroblatos que forman estructuras sigma. N-S/90					
Descripción microscópica					
Roca detrítica con clastos pobremente seleccionados, tamaños de 0.1 mm a 1 cm, subredondeados con alta esfericidad. Fracturas rellenas de cuarz, calcita y óxidos de hierro. Líticos volcánicos alterados en arcilla con relictos de plagioclasa y piritas cúbicas perfectamente preservadas. Clastos de plagioclasa tabulares de 2 a 5 mm parcialmente alteradas en arcilla y clorita. Matriz de sericita, grafito y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 20% Lv 20% Opacos 10% Min. Secundario: 20%					
Matriz: Ser 10% Gr 15% Chl 5%					
Nombre de la roca		Meta-conglomerado		Unidad	Maguazo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN01A	WGS84 17S	753400	9676393	2813	Shurar
Descripción macroscópica					
Roca verde fallada (N20E/34W), presenta serpentina, clorita y talco. Masiva de textura afanítica.					
Descripción microscópica					
corresponde a una roca verde de composición andesítica con una textura afanítica que a pesar de estar cerca de la zona de falla se encuentra bien preservada. Mineralógicamente consiste de cristales subautomorfos de plagioclasas tabulares y alargados de hornblenda con tamaños ≤ 0.1 mm a excepción de una plagioclasa con macla de carlsbad de 1.5 mm. Las plagioclasas están parcialmente alterándose a zoisita y clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pl 35% Amp 35%					
Secundarios: Zo 10% Chl 10% Ser 10%					
Nombre de la roca		Roca Verde		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

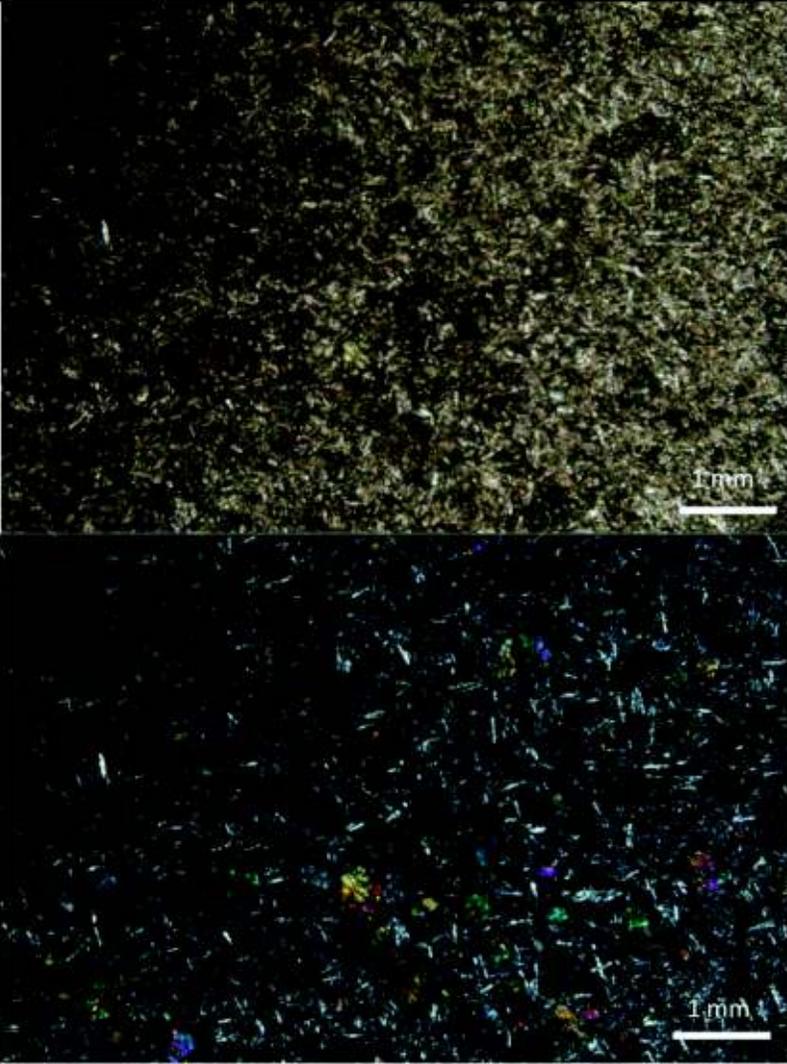
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN02	WGS84 17S	751746	9677719	2633	Rio San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca de color gris con pátinas ocre, masiva con foliación. Roca clástica con textura psamítica. Presenta cuarzo y plagioclasa.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psamítica con cristales subredondeados, moderadamente sorteados que consisten de plagioclasa, clorita, cuarzo y minerales de arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Cuarzo 30% Clorita 10% Plagioclasa 20% Arcilla 40%					
Nombre de la roca		Meta-arenisca		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

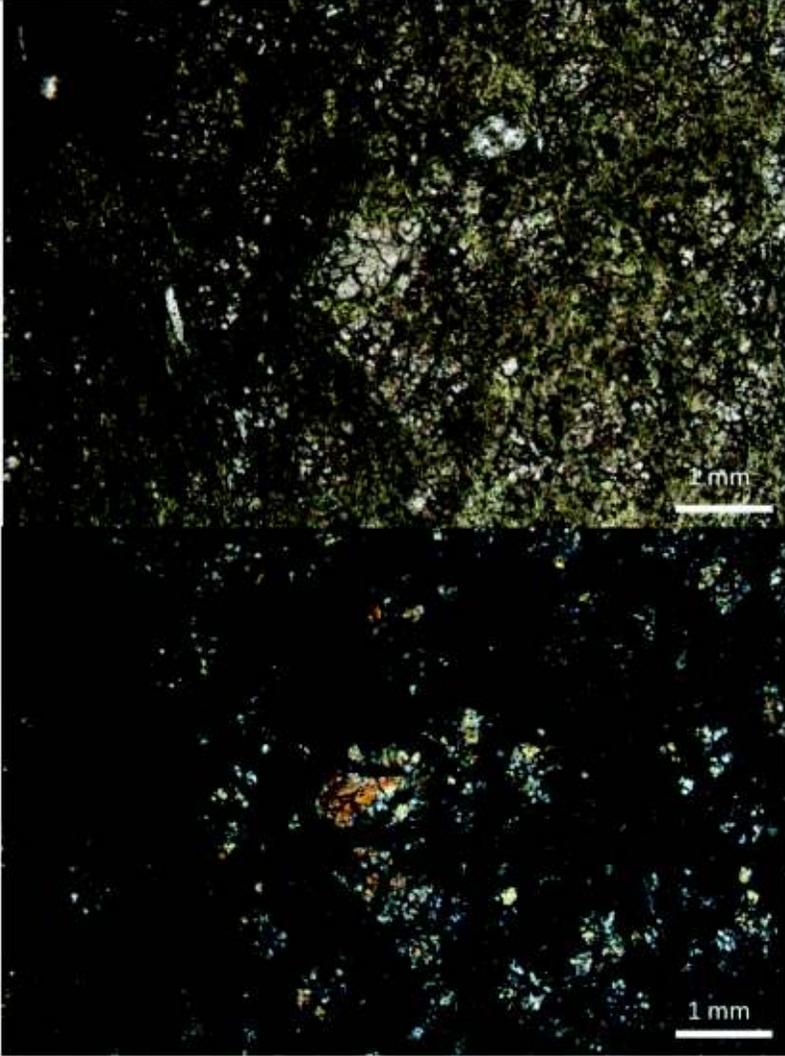
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN03	WGS84 17S	747689	9682536	2242	San Pedro
Descripción macroscópica					
Roca verde masiva diaclasada muy meteorizada con vetas de cuarzo. Presenta clastos de andesita con minerales de plagioclasa y hornblenda.					
Descripción microscópica					
Roca con textura eutaxica, constituida por cristales subhedrales-euhedrales con tamaño de grano 0.5-1.5 mm. Se observan fenocristales de plagioclasas (oligoclasa) parcialmente alteradas a calcita y clorita, minerales máficos (ortopiroxeno y hornblenda) alterados a clorita, minerales opacos pseudomorfos, negros con luz natural. La matriz (50%) esta constituida por plagioclasas, y vidrio que a sido reemplazado por clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pl 15% Opx 20% Cpx 5% Hbl 5% Op 5%					
Matriz: Pl 15% Vidrio 10% Chl 25%					
Nombre de la roca		Meta-brecha andesítica		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

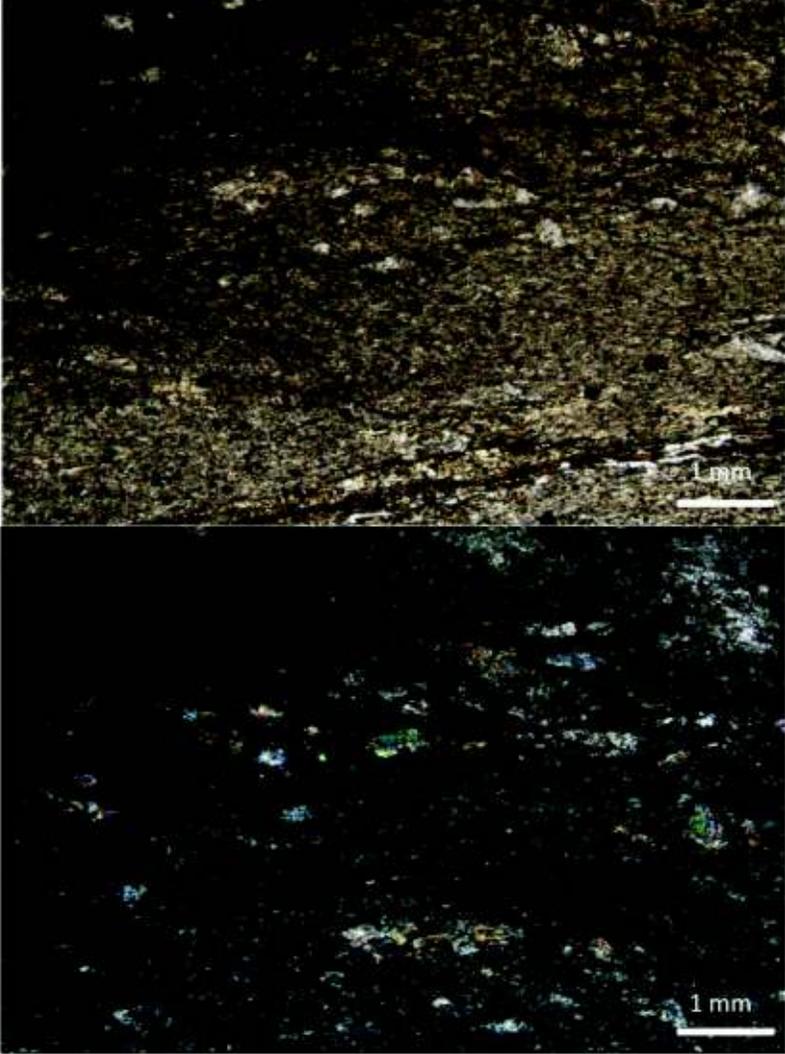
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN04	WGS84 17S	747868	9682354	2232	San Pedro
Descripción macroscópica					
Roca verde masiva con clastos de andesita con vetas de cuarzo y patinas de calcita.					
Descripción microscópica					
Esta muestra presenta una textura aparentemente eutaxítica, minerales máficos ≤ 0.5 mm alterados parcialmente a clorita, cristales rotos de plagioclasas de 0.3 mm distriuidos de forma paralela a la foliación, cloritas de 0.5 mm alargados en la dirección del flujo. Matriz vitrea alterada en arcilla y parcialmente en clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pl 10% Chl 15% Pxo 10% Hbl 5% Opacos 5% Secundarios: Chl 5%					
Matriz: Vidreo 15% Arcilla 25% Chl 10%					
Nombre de la roca		Meta-brecha andesítica		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN05	WGS84 17S	745585	9682970	2253	Bucay El Carmen
Descripción macroscópica					
Rocas de color rojo con niveles pequeños calcáreos y vetas de cuarzo. Su color rojo puede ser debido a que su protolito contiene alto contenido ferruginoso.					
Descripción microscópica					
Roca de grano fino, lepidoblástica, clivaje de pizarrosidad. Presenta fracturas rellenas de cuarzo y calcita. La sericita y los limos se encuentran alineados con la foliación de la roca similar dirección que siguen los rellenos de óxidos de hierro. Algunas piritas de color negro con nicoles paralelos se encuentran conservadas perfectamente en su forma euهدral. Las piritas forman sombras de tensión donde algunos minerales fibrosos de sericita han crecido.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Ser 30% Limos 20% Pirita 5%					
Secundarios: Qz 10% Cal 15% OxFe 20%					
Nombre de la roca	Filita	Unidad	Alao-Paute		
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN07	WGS84 17S	742591	9683946	2290	Primosol
Descripción macroscópica					
Roca de color negro con pátinas de color ocre. Masiva con vetas de cuarzo y calcita. Roca de grano muy fina (tamaño de limo) silicificada.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica pelítica de grano muy fino menor 0.1 mm. Roca de matriz soportada con granos moderadamente sorteados. Se observan pequeños detritos de cuarzo, plagioclasa y arcilla (limos). Sus fracturas son rellenas por calcita y cuarzo.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Detritos: Qzo 7% Pl 2% Secundarios: Cb 8% Qzo 5% Oxidos 8%					
Matriz: Arcilla 70%					
Nombre de la roca		Limolita		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

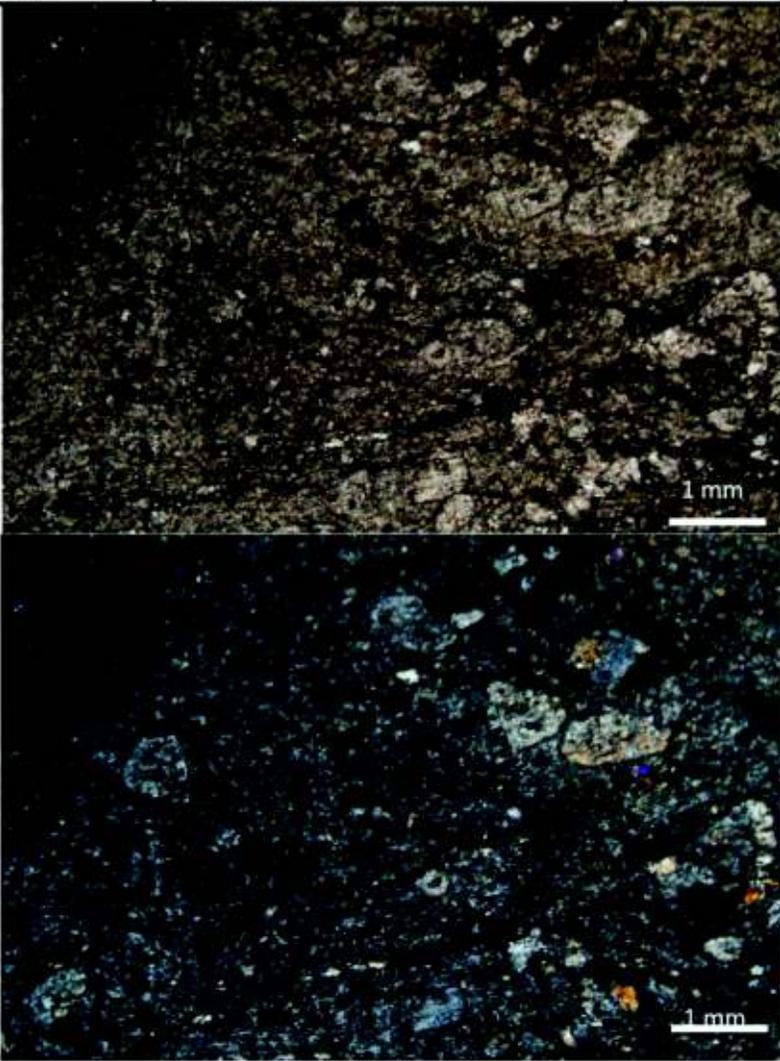
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN08	WGS84 17S	742301	9683839	2303	Primosol
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color verde con textura afanítica. En muestra de mano se distinguen cristales de plagioclasa subhedrales a euhedrales de color blanco-gris. Meteorización débil sin magnetismo.					
Descripción microscópica					
Indica una textura ígnea porfírica aún preservada con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno en una matriz vítrea parcialmente alterada a clorita. Cristales subautomorfos de tabulares menores a 0.5 mm de plagioclasa parcialmente alterados a clorita. Prismas cortos euhedrales a subhedrales de piroxenos con tamaños entre 0.2 y 0.5 mm parcialmente alterados en clorita. Matriz vítrea.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pl 33% Cpx 25% Opx 5% Opacos 2% Secundarios: Chl 5%					
Matriz: Vidreo 30%					
Nombre de la roca		Meta-andesita basáltica		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN09	WGS84 17S	741865	9683794	2307	San Juan Pamba
Descripción macroscópica					
Roca de color verde afanítica masiva subyaciendo filitas grises anaranjadas. Presenta un plano de falla con dirección N18E y buazando 34E.					
Descripción microscópica					
Posee una textura aparentemente porfirítica con fenocristales subhedrales y rotos de ortopiroxenos de 0.2 a 1 mm, con colores de interferencia amarillos a naranja de primer orden. Estos cristales de ortopiroxeno tienen en su alrededor un halo de color verde pálido de clorita y serpentinita. También se observen minerales (0.1 a 0.8 mm) del grupo de la epidota (epidota y zoisita) distribuidos ocasionalmente paralelos a la foliación formada en la matriz por la clorita, serpentinita y en menor cantidad talco.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Opx 20% Ep 10% Zo 10% Opacos 5% Secundarios: Chl 10% Serp 5%					
Matriz: Chl 10% Serp 20% Talco 10%					
Nombre de la roca		Roca Verde		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN11	WGS84 17S	741268	9683781	2300	Chicticay
Descripción macroscópica					
Lava gris verdosa afanítica, masiva, diaclasada y con vetas de calcita. Composición basáltica compuesta de piroxenos y plagioclasa alterandose a clorita y epidota.					
Descripción microscópica					
Consiste de piroxenos con tamaños de 0.2 a 0.8 mm como fenocristales en una matriz de plagioclasa y vidrio alterados en minerales de arcilla, clorita y sericita. Algunas fracturas han sido rellanadas por óxidos de hierro. Presenta una textura eutaxítica. Los cristales de plagioclasas son de 1 mm, subhedrales, tabulares y han sido alterados en calcita y arcilla. Los piroxenos presentan formas de primas cortos y son parcialmente alterados en clorita.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pxo 20% Pl 15% Opacos 5% Secundarios: Cb 5% Arcilla 5% Chl 10%					
Matriz: Vidreo 20% Chl 5% Arcilla 10% Ser 5%					
Nombre de la roca		Meta-andesita basáltica		Unidad	Maguazo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

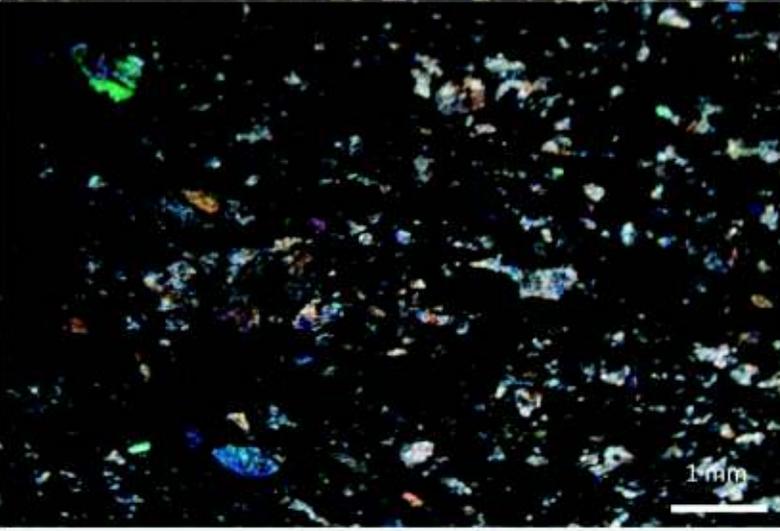
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN12A	WGS84 17S	740781	9683803	2298	Chicticay
Descripción macroscópica					
Roca sedimentaria de color negro compuesta de limos con pátinas de carbonatos intercalando con una arenisca volcánica de color gris con detritos visibles de minerales máficos, vetas de calcita y pirita diseminada. No presenta magnetismo.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica, tamaño de limos, bien sorteada. Contiene principalmente minerales de arcilla parcialmente alterándose a sericita con fracturas rellenas de cuarzo y óxidos de hierro, detritos de cuarzo y plagioclasa con tamaño de limo.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Limos 50% Qz 5% Pl 5%					
Secundarios: Ser 20% Qzo 10% OxFe 10%					
Nombre de la roca	Limonita			Unidad	Maguazo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

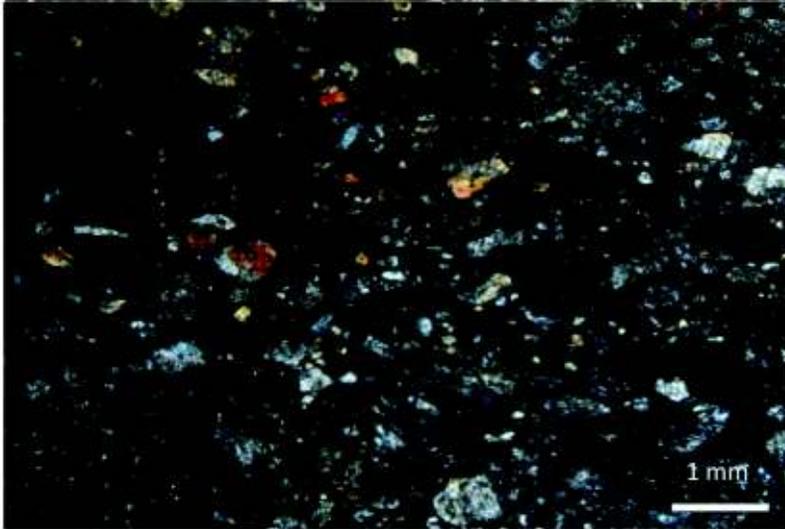
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN12B	WGS84 17S	740781	9683803	2298	Chiticay
Descripción macroscópica					
Roca sedimentaria de color negro compuesta de limos con pátinas de carbonatos intercalando con una arenisca volcánica de color gris con detritos visibles de minerales máficos, vetas de calcita y pirita diseminada. No presenta magnetismo.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psamítica. Presentan minerales sub-redondeados con esfericidad moderada en cristales moderadamente sorteados de cuarzo, ortopiroxenos fracturados y plagioclasas alterándose en arcilla sobre una matriz fina de tamaño de arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 23% Opxn 15% Qzo 7% Secundarios: Arcilla 5% Chl 10%					
Matriz: Arcilla 40%					
Nombre de la roca		Arenisca volcánica		Unidad	Maguazo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

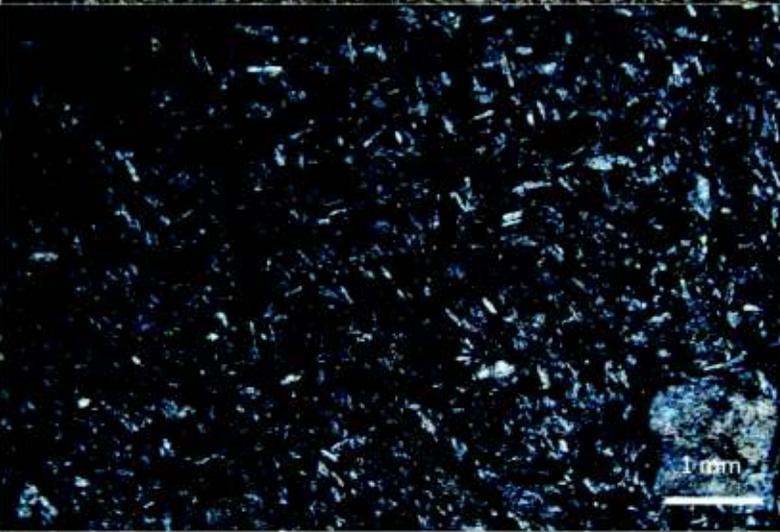
Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN13	WGS84 17S	740646	9683884	2297	Chiticay
Descripción macroscópica					
Roca masiva de color verde grisáceo detrítica con textura porfírica. No presenta meteorización. No tiene magnetismo. Minerales máficos (principalmente piroxenos) probablemente alterándose a clorita y/o epidota.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psamítica con granos angulosos a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena (0.5-1 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan piroxenos en prismas cortos y maclas simples alterados parcialmente en clorita, plagioclasas rotas, cuarzo, líticos volcanicos con textura afanítica y matriz alterada en arcilla, fracturas rellenas con óxidos. La matriz esta consituida por arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pxo 20% Pl 25% Lv 5% Qz 5% Opacos 3% Secundarios: Chl 15% OxFe 7%					
Matriz: Arcilla 20%					
Nombre de la roca		Arenisca volcánica		Unidad	Maguazo
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN15	WGS84 17S	749334	9679526	2327	Antor
Descripción macroscópica					
Roca de color gris verdoso con pátinas ocre. Textura porfírica. Presenta plagioclasa, máficos, pirita y pirrotina. Roca con alteración propilítica.					
Descripción microscópica					
Roca con textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Los fenocristales son rodeados por una matriz microcristalina de vidrio y plagioclasas alteradas en clorita. Plagioclasas subhedrales-anhedrales de 0.2 a 0.8 mm parcialmente alteradas en arcilla y calcita. Minerales máficos subhedrales de 0.3 mm alterados en clorita. Se observa una cantidad importante de opacos de color negro y con formas xenomorfas. Estos minerales opacos pueden ser sulfuros como pirita o pirrotina que se observan macroscopicamente.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Minerales: Pl 30% Pxo 2% Hbl 3% Opacos 15% Secundarios: Chl 10% Cal 10% Arcilla 5%					
Matriz: Pl 10% Vidreo 5% Chl 10%					
Nombre de la roca		Andesita propilítica mineralizada		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN16	WGS84 17S	749191	9679407	2313	Q. Ishcaypungo
Descripción macroscópica					
Roca detrítica con patinas ocres. Meta-wacke en zona de falla. Plano de falla con rumbo N30E y buzando 68 E.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena (1-2 mm), moderadamente bien sorteado. Se observan plagioclasas rotas alteradas en arcilla, clorita y calcita. La matriz esta consituida por arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 30% Opacos 5% Secundarios: Arcilla 10% Chl 15% Cal 10%					
Matriz: Arcilla 30%					
Nombre de la roca		Meta-wacke		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN17	WGS84 17S	749087	9679434	2324	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca gris verdosa con textura porfírica foliada con plagioclasa y piroxenos alterandose a clorita, presenta pirita diseminada.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psamítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena gruesa (1 - 2 mm), moderadamente sorteado. Cristales de plagioclasa transformados en calcita, epidotas, horblendas, calcita. Matriz de arcilla.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Clastos: Pl 10% Ep 20% Hbl 15% Cal 10% Secundarios: Cal 20%					
Matriz: Arcilla 25%					
Nombre de la roca		Meta-arenisca volcánica		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN19	WGS84 17S	748825	9679416	2293	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca volcánicas intercaladas con filitas negras en facies de subesquistoso verde.					
Descripción microscópica					
Roca detrítica psammítica con granos subangulares a subredondeados, clasto soportada, tamaño de grano de arena gruesa (0.5 - 1 mm), moderadamente sorteado. Cristales de plagioclasa transformados en epidota y clorita, clorita, epidiota. Matriz de arcilla y clorita. Cemento ferruginoso					
Estimación aproximada de constituyentes					
Calstos: Pl 40% Chl 10% Ep 10% Secundario: Ep 5% Chl 5%					
Matriz: Arcilla 15% Clorita 10% Cemento: Ferruginoso 5%					
Nombre de la roca	Meta-wacke			Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

Muestra	Nat_Grid_ID	Easting	Northing	Level	Sector
17LN18	WGS84 17S	748923	9679390	2301	San Francisco
Descripción macroscópica					
Roca de color verde intercalada con filitas negras. Textura afanítica.					
Descripción microscópica					
Roca afanítica con plagioclasas subhedrales a euhedrales tabulares menores a 0.5 mm, presentan maclas de carlsbad y estan parcialmente alteradas a clorita. Existe el desarrollo probable de plagioclasas (2%) de 2da generación de 1 mm parcialmente alteradas en calcita y clorita, y relictos de hornblenda. Matriz vitrea cloritizada.					
Estimación aproximada de constituyentes					
Fenocristales: Pl 50% Hbl 2% Secundarios: Cal 3% Chl 20%					
Matriz: Videro 5% Chl 20%					
Nombre de la roca		Meta-andesita		Unidad	Alao-Paute
Nicoles Paralelos					
Nicoles Cruzados					

ANEXO 2: BASE DE DATOS RESUMIDA

Sample_ID	Easting	Northing	Level	Sector	Petrography_description	Lithology	Unit
16LN01	747430	9677101	2637	Chordeleg	Roca masiva fracturada de color gris verdoso. Presenta textura porfirítica con fenocristales subhedrales-anhedrales de plagioclasa y piroxeno alterados a clorita y calcita.	Andesita	Alao
16LN02	748305	9678081	2326	Shiquil	Roca masiva diaclasada con vetas subhorizontales de Cb y zonas de oxidación.	Meta-andesita	Alao
16LN03	747232	9680762	2237	Gualaceo - Gasolinera Primax	Roca masiva de color verde con foliación, presenta boudines. Metamorfismo regional bajo.	Meta-andesita	Alao
16LN04	748068	9679892	2312	Via Luis Cordero Vega	Secuencia piroclástica metamorfisada, alternando rocas de grano fino con gruesos. Roca gris con textura psammitica presenta plagioclasa, horblenda y piroxenos.	Meta-wacke	Alao
16LN05	760041	9667820	3448	Vía Gualaceo-Macas, Sector La Virgen	Roca esquistosa crenulada de color negro con grafito. Roca de color verde con Granate y Biotita.	Esquisto grafitoso	Agoyan
16LN06	755987	9671291	3160	Via hacia Limon	Roca verde foliada con clorita, plagioclasa, biotita, cuarzo.	Esquisto verde	El Pan
16LNP9	754403	9673791	3030	Quebrada Churucus	Esquisto grafitosos con pátinas ocre de	Esquisto grafitoso	El Pan

					ferrohidrita, sulfatos, vetas de Qz y Py.		
16LN07	754275	9674658	2962	Chaucan	Roca de color gris, presenta Ser, Gr, Ms?, patinas ocre y vetillas de Cb.	Filita	El Pan
16LN08	754120	9675649	2871	Ingamullo	Roca de color ocre debido a la abundancia de Py oxidada. Presenta Py euhedrales, Qz, Ser, patinas de pirolusita y de ferrohidrita.	Esquisto verde	El Pan
16LN09	751760	9677782	2621	Quebrada Osera	Roca gris pizarrosa con magnetismo debil a moderado. Presenta plagioclasa, cuarzo y piroxenos.	Meta-wacke	Alao
16LN10	751627	9678446	2565	Puente #2	Roca porditica con fenocristales de plagioclasa, piroxeno, horblenda, clorita y xenolitos daciticos con ojos de cuarzo.	Pórfido Andesítico	Intrusivo San Francisco
16LN12	751175	9678924	2489	Rauray	Brecha con clastos de Alao, Intrusivo San Francisco y Dacita con ojos de Qz, presenta Ankerita, Marcasita, Cb, Qz y Sulfuros.	Brecha mineralizada	Intrusivo San Francisco
16LN13	751131	9678989	2478	Rauray	Roca volcanoclástica propilitizada por el halo del pórfido con vetas de Qz y Cb, presenta Py, Pl alterando a Chl.	Toba propilitizada	Alao
16LN14	749721	9679406	2353	Antor	Pórfido Andesítico propilitizado con horblenda y plagioclasa subhedrales-euhedrales.	Pórfido Andesítico	Intrusivo San Francisco

16LN15	748923	9679414	2390	San Francisco	Roca gris con patinas ocre foliada en facies de sub-esquisto verde. Presenta plagioclasa, cuarzo y minerales maficos	Meta-wacke	Alao
16LN16	748661	9679345	2293	San Francisco	Esquisto verde con plagioclasa, piroxeno, calcita, cuarzo y epidota.	Esquisto verde	Alao
16LN17	748370	9679614	2267	San Francisco	Roca masiva con pizarrosida aparente, color gris verdoso, presenta plagioclasa, piroxeno y clorita.	Meta-wacke	Alao
16LN18	740722	9683881	Null	Comision de Transito	Roca negras con oxidos alternando con rocas arenosas. Facie detrítica.	Esquisto grafitoso	Maguazo
16LN19	748550	9681820	2246	Las Orquideas	Lavas con textura eutaxítica. Facies masiva proximal. Vetas Qz y Cb.	Brecha andesitica	Alao
16LN20	743073	9683929	2276	Primosol	Roca de color verde con amigdalas rellenas de Cb. Vetas de Cb, Qz, Ep.	Andesita	Alao/Intrusivo
17LN01	753400	9676393	2813	Shurar	Roca verde fallada (N20E/34W), presenta serpentina, clorita y talco.	Serpentinita	Alao
17LN02	751746	9677719	2633	Quebrada	Roca de color gris con pátinas ocre, masiva con foliación.	Turbidita	Alao?
17LN03	747689	9682536	2242	San Pedro desvio a Certag	Roca verde masiva diaclasada muy meteorizada con vetas de cuarzo. Presenta clastos de andesita con minerales de plagioclasa y horblenda.	Brecha andesitica	Alao
17LN04	747868	9682354	2232	San Pedro	Roca verde masiva con clastos de andesita con vetas de cuarzo y patinas	Brecha andesitica	Alao

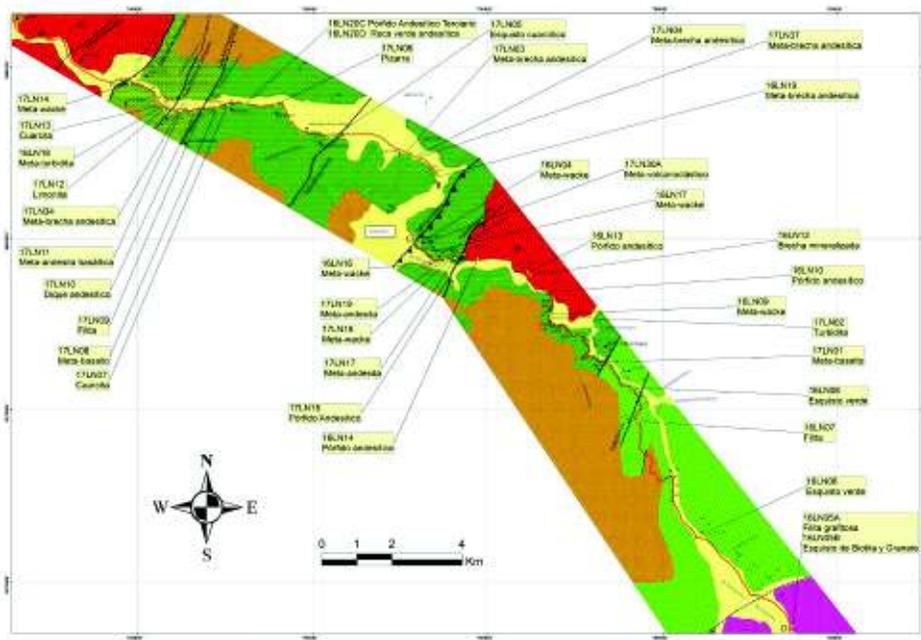
					de calcita.		
17LN05	745585	9682970	2253	Bucay El Carmen	Rocas de color rojo con niveles pequeños calcáreos y vetas de cuarzo.	Esquisto cuarzoso	Alao?
WP222	744928	9682945	2266	Quebrada Gallohuaycu	Rocas de color verde con plagioclasa y piroxeno alterandose a clorita y epidota con vetas cuarzo	Basalto andesítico	Alao
17LN06	743952	9683914	2274	Casahuan	Pizarra negra intercalada con rocas de color verde masivas.	Pizarra	Alao?
WP224	743688	9683864	2274	Casahuan	Lavas masivas fuertemente propilitizadas con textura afanítica fuertemente diaclasadas con vetas de cuarzo y calcita.	Basalto andesítico	Alao
WP225	743506	9683841	2272	Casahuan	Roca de color verde aparentemente in-situ masiva con textura afanítica con litofisas rellenas por calcita. Vetas de Ep, Qz, Cal.	Basalto andesítico	Alao
17LN07	742591	9683946	2290	Primosol Km 376	Roca de color verde masiva con vesículas rellenas de calcita con niveles pequeños de cuarcita	Basalto andesítico	Alao
17LN08	742301	9683839	2303	Primosol	Roca verde con textura afanítica con vetas de cuarzo y calcita	Basalto andesítico	Alao
WP231	741970	9683767	2312	Loma Pucara	Filita gris con patinas anaranjadas con sericita y cuarzo	Filita	Alao-Maguazo
17LN09	741865	9683794	2307	Loma Pucara	Filitas intercaladas con esquistos verdes. Esquistos con textura	Roca verde	Alao-Maguazo

					lepidoblastica con clorita, epidota y serpentinita.		
17LN10	741668	9683747	2324	Loma Pucara	Roca verde con vetas de cuarzo y calcita. Fenocristales Pl y Hbl.	Andesita	Intrusivo
17LN12	740781	9683803	2298	Comision de Transito	Limos negros con pátinas de calcita intercalados con wackes de color gris con vetas de calcita y pirita diseminada.	Limolita	Maguazo
17LN14	739819	9684548	2316	Comision de Transito	Roca granoblastica de protolito psammitico con plagioclasa, cuarzo, piroxeno. Metamorfismo regional bajo.	Meta-wacke	Maguazo
17LN15	749334	9679526	2327	San Francisco	Roca de color marrón foliada con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Color gris verdoso con patinas ocre. Mineralizado.	Pórfido Andesítico	Intrusivo San Francisco
WP252	749221	9679436	2322	San Francisco	Brecha volcánica matriz soportada con vetas de calcita y clastos subangulares de hasta 6 cm con fenocristales lixiviados.	Brecha volcanica	Alao
17LN17	749087	9679434	2324	San Francisco	Roca gris verdosa con textura granoblastica con plagioclasa alterandose a clorita, presenta pirita diseminada.	Meta-wacke	Alao
17LN18	748923	9679390	2301	San Francisco	Roca de color verde intercalada con filitas negras.	Meta-volcanica	Alao
17LN19	748825	9679416	2293	San Francisco	Lavas masivas intercaladas con filitas	Meta-andesita	Alao

					negras en facies de subesquistos verde.		
WP257	748207	9679617	2271	Via Laguan	Filita intercalada con rocas metavolcanicas.	Filita	Alao
WP258	748142	9679671	2281	Via Laguan	Filitas negras intercaladas con meta-wackes.	Filita	Alao
17LN30A	748038	9679834	2325	Via Laguan	Secuencia volcanoclastica metamorfizada.	Meta-wacke	Alao
17LN30B	748038	9679834	2325	Via Laguan	Secuencia volcanoclastica metamorfizada.	Meta-wacke	Alao
17LN31	748060	9679890	2310	Via Laguan	Secuencia volcanoclastica metamorfizada.	Meta-wacke	Alao
17LN32	748060	9679890	2310	Via Laguan	Secuencia volcanoclastica metamorfizada.	Ceniza?	Alao
17LN33	748096	9679697	2283	Via Laguan	Secuencia volcanoclastica metamorfizada.	Ceniza?	Alao
17LN34	741227	9683784	2300	Chicticay	Brecha andesitica metamorfizada	Meta-brecha	Alao
17LN35	751627	9678438	2565	Rio San Francisco	Rodados - Brecha andesitica metamorfizada	Meta-brecha	Alao
17LN36	751627	9678438	2565	Rio San Francisco	Rodados - Esquisto verde	Esquisto verde	El Pan
17LN37	747964	9682347	2236	San Pedro	Brecha andesitica metamorfizada con clastos andesiticos presentando fenocristales de hasta 0.5 mm.	Meta-brecha	Alao

**ANEXO 3: CORTE GEOLÓGICO EL DESCANSO –
GUALACEO – RIO CULEBRILLAS**

CORTE GEOLÓGICO EL DESCANSO - GUALACEO - RIO CULEBRILLAS



LEYENDA ESTRATIGRÁFICA

PERIODO/ EPOCA	TERRENO	LINDAD	LITOLOGIA
Cuaternario	[Color]	[Color]	[Litología]
	[Color]	[Color]	[Litología]
Terciaria	[Color]	[Color]	[Litología]
	[Color]	[Color]	[Litología]
	[Color]	[Color]	[Litología]
Mesozoico/ Cretácico inferior	ALAO	[Color]	[Litología]
	[Color]	[Color]	[Litología]
Paleozoico	LOJA	[Color]	[Litología]

SIMBOLOGÍA

- [Linea azul] Rio
- [Linea amarilla] Carreteras
- [Linea verde] Curvas de nivel (40m)
- [Linea roja] Corte geológico
- [Linea punteada roja] Contacto geológico inferido
- [Linea punteada negra] Faja geológica horizontal
- [Linea punteada negra] Faja geológica (la punta indica el lado hacia donde bruzca)
- [Linea punteada negra] Faja geológica inversa
- [Linea punteada negra] Faja geológica inferida
- [Linea punteada negra] Rumbos y buzamiento
- [Circulo rojo] Muestras geoquímicas BGS
- [Circulo amarillo] Muestras con lamina delgada en el corte geológico



CORTE GEOLÓGICO EL DESCANSO - GUALACEO - RIO CULEBRILLAS
 Realizado por Luis Miguel Navarrete,
 Tercer de grado - EPM - Quito
 Escuela Politécnica Nacional - Ecuador
 Datum WGS84 175
 Escala topográfica: 1:50,000 Gualaceo y Mariana Moreno