

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO Y DE PROCEDENCIA DE
LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS CRETÁICOS DE LA
CUENCA ALAMOR-LANCONES**

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

OPCIÓN: ARTICULO ACADÉMICO

HUGO FERNANDO CARRASCO RONQUILLO

hfcr1992@gmail.com

DIRECTOR: Ph.D. CRISTIAN FERNANDO VALLEJO CRUZ

cristian.vallejob@epn.edu.ec

CO-DIRECTORA: Ph.D. ISABEL CAROLINA BERNAL CARRERA

isabel.bernal@epn.edu.ec

Quito, Julio 2018

DECLARACIÓN

Yo, Hugo Fernando Carrasco Ronquillo, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado 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 establecidos por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Hugo Fernando Carrasco Ronquillo

CERTIFICACIÓN

Certificamos que el presente trabajo fue desarrollado por Hugo Fernando Carrasco Ronquillo, bajo nuestra supervisión.

Ph.D. Cristian Vallejo

DIRECTOR DEL TRABAJO

Ph.D. Isabel Bernal

CO-DIRECTORA DEL TRABAJO

AGRADECIMIENTOS

Agradezco inmensamente al Dr. Cristian Vallejo, por su tiempo, interés y conocimientos, empleados durante la realización de esta investigación, además de sus ganas y compromiso para el desarrollo del conocimiento geológico de Ecuador y los Andes.

A mis padres Hugo y Graciela, sin su apoyo incondicional esto no hubiera sido posible, incluso su participación en una salida de campo ayudó mucho para obtener datos importantes para el desarrollo de esta investigación.

A mis hermanas Isabel y Gaby por siempre estar conmigo en todo momento.

A los ingenieros Cristian Núñez, Cristian Romero, Franklin Pachacama, Juan Torres, Juan Pablo Jaramillo y a todos quienes participaron en el programa de mapeo de la Cuenca Alamor-Lancones del Inigemm, quienes colaboraron con ideas, datos y sobre todo estuvieron conmigo en la primera jornada de campo.

Al Dr. Wilfried Winkler, su apoyo desinteresado, su participación en una salida campo, su conocimiento y sus comentarios ayudaron mucho al entendimiento de los depósitos del CAL y mejoraron sin ninguna duda este trabajo.

A la Ing. Johana León por su ayuda y gestión, para la elaboración de láminas delgadas y el uso del Laboratorio Petrográfico dentro del Inigemm.

Al Dr. Tonny Thomsen del Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS), por su ayuda con las dataciones U-Pb.

A la Dra. Carolina Bernal, al Proyecto PIS-1609 y todos sus participantes.

A todos mis profesores, especialmente a los ingenieros Bernardo Beate, Arturo Egüez y Pedro Reyes, su pasión y conocimiento me han motivado para seguir estudiando e investigando sobre esta gran ciencia que es la Geología.

Al curso de Geología de Campo 2 (2017-B) y al ingeniero forestal Franklin Chamba de Catacocha, por su interés sobre la geología del CAL y por estar incansablemente recorriendo los afloramientos dentro de la provincia de Loja.

Agradezco a mis queridos amigos Jean Paul A., Paúl B., Paúl J.J., Joselyn R., Ricardo C., Danny E., Andrés Z., Elías R., Asdrúbal A., Daniel S., Luis Miguel N., Marcelo C. y Luis G. que me han acompañado y apoyado durante mi carrera y mi vida. Gracias por tan gratos momentos.

Finalmente, muchas gracias a todas las personas que hicieron de este trabajo posible.

DEDICATORIA

*A Graciela Elena,
María Isabel,
Gabriela Alexandra
y Hugo Heriberto,
mi hermosa familia.*

CONTENIDO

PORTADA	I
DECLARACIÓN	II
CERTIFICACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS	IV
DEDICATORIA	V
CONTENIDO	VI
INDICE DE FIGURAS	X
INDICE DE TABLAS	XII
RESUMEN	XIII
ABSTRACT	XV
INTRODUCCIÓN	XVII
PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN	XVIII
OBJETIVOS	XVIII
Objetivo General	xviii
Objetivos Específicos	xviii
CAPITULO 1. REFERENCIAL TEÓRICO	1
1.1 Ubicación geográfica del área de estudio	1
1.2 Marco geológico de la Cuenca Alamor-Lancones	2
1.3 Principios estratigráficos	8
1.3.1 Litoestratigrafía	8
1.3.1.1 Relaciones estratigráficas	8
Superposición	8
Discordancia	9

Relaciones de corte	9
Inclusiones de fragmentos	10
Indicadores de base y techo en rocas sedimentarias	10
1.3.1.2 Unidades litoestratigráficas	11
1.4 Ambientes sedimentarios análogos al área de estudio	12
1.4.1 Ambientes continentales: Ambiente fluvial	12
1.4.2 Ambientes transicionales (costeros): Deltas	13
1.4.3 Ambientes marinos	13
1.4.3.1 Marino somero de depósitos clásticos terrestres	13
1.4.3.2 Marino somero carbonatado	14
1.4.3.3 Marino profundo	15
1.5 Teoría del análisis de procedencia	16
1.5.1 Minerales Pesados	16
1.5.2 Petrografía de areniscas	18
1.5.3 Geocronología U-Pb en zircones detríticos	20
1.6 Tectónica en la interfase de placas y el antearco de un margen convergente	21
1.6.1 Procesos en la interfase de placa	21
1.6.2 Procesos en el antearco (forearc)	21
CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA	24
2.1 Análisis litoestratigráfico	24
2.2 Análisis de procedencia	24
2.1.1 Minerales pesados	24
2.1.2 Petrografía de areniscas	25
3.2.3 Geocronología U-Pb en zircones detríticos	26
CAPITULO 3. RESULTADOS	28
3.1 Análisis litoestratigráfico	28
3.1.1 Grupo Puyango–Progreso	33
3.1.1.1 Formación Sábalo	33
Miembro Cochurco	34
Miembro Bosque de Piedra	36
3.1.1.2 Formación Puyango	39
3.1.2 Grupo Celica	42
3.1.2.1 Formación Celica	42
3.1.2.2 Formación Ciano	52
3.1.3 Grupo Zapotillo	55
3.1.3.1. Formación Chaquino	55

3.1.3.2. Formación Tronco Quemado	59
3.1.3.3. Formación Mangahurco	61
3.1.3.4. Formación Cañaveral	63
3.1.3.5. Formación Cazaderos	65
3.2 Resultados del análisis de procedencia.....	69
3.2.1 Análisis de procedencia mediante minerales pesados (Heavy- Minerals).....	69
3.2.2 Análisis de procedencia mediante petrografía de areniscas	72
3.2.3 Análisis de procedencia mediante geocronología U-Pb en zircones detríticos	73
3.2.4 Interpretación de los análisis de procedencia	77
3.2.4.1 Basamento	77
3.2.4.2 Etapa inicial de la Cuenca Alamor-Lancones.....	77
3.2.4.3 Arco volcánico Celica	78
3.2.4.4 Depósitos del Antearco.....	78
CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN.....	80
4.1 Modelo de Evolución de la Cuenca Alamor-Lancones.....	80
4.1.1 Cretácico Inferior-Aptiano (~140-113): Inicio de la Cuenca Alamor- Lancones.....	80
4.1.2 Albiano (~113-100 Ma): Etapa de extensión de la cuenca e inicio del Arco Celica	81
4.1.3 Cenomaniano-Maastrichtiano Temprano (~100-70 Ma): Arco Celica, volcanismo Post-Celica y cuenca de antearco.....	83
4.1.4 Campaniano Tardío-Maastrichtiano (~70-66): Colisión del Plateau Caribe y Arco Sacapalca	85
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	88
5.1 Conclusiones	88
5.2 Recomendaciones	90
BIBLIOGRAFÍA.....	91
ANEXOS	103
Anexo 1. Muestras a las que se realizó el análisis de procedencia	104
Anexo 2. Abundancia de minerales pesados de las muestras de la Cuenca Alamor-Lancones.....	105

Anexo 3. Abundancia de cuarzo-feldespato-líticos de las muestras de la Cuenca Alamor Lancones.....	106
Anexo 4. Datos U-Pb de los zircones detríticos de las muestras analizadas	107

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio	1
Figura 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio con cobertura geológica regional	2
Figura 1.3. Modelo esquemático del magmatismo en la Cuenca de Lancones	5
Figura 1.4. Estratigrafía de la Cuenca Alamor-Lancones	6
Figura 1.5. Estratigrafía y evolución tectónica de la Cuenca Alamor-Lancones durante el Cretácico	7
Figura 1.6. Principio de superposición	9
Figura 1.7. Tipos de discordancia	9
Figura 1.8. Relaciones de corte	10
Figura 1.9. Fragmento de una roca antiguos en estratos más jóvenes	10
Figura 1.10. Indicadores de base y techo en rocas sedimentarias	11
Figura 1.11. Ambientes sedimentarios continentales, transicionales y marinos.....	12
Figura 1.12. Sub-ambientes dentro de un delta	13
Figura 1.13. Características de un ambiente de plataforma con aporte clástico	14
Figura 1.14. Diagrama esquemático mostrando los ambientes sedimentarios marino profundos	15
Figura 1.15. Procesos gravitacionales en ambientes marino-profundos	16
Figura 1.16. Procesos tectónicos y las estructuras de las cuencas a lo largo del margen convergente.....	23
Figura 2.1. Técnica de conteo para minimizar la dependencia de la composición de la roca sobre el tamaño de grano	25
Figura 3.1. Columna estratigráfica esquemática de la Cuenca Alamor-Lancones ...	29
Figura 3.2. Correlación estratigráfica de la Cuenca Alamor-Lancones con trabajos anteriores	30
Figura 3.3. Mapa Geológico de la Cuenca Alamor-Lancones.....	31
Figura 3.4. Mapa geológico simplificado de la Cuenca de Lancones en Perú mostrando la ubicación de los perfiles sísmicos	32
Figura 3.5. Afloramientos del Miembro Cochurco	35
Figura. 3.6. Rocas del Miembro Cochurco	36
Figura. 3.7. Miembro Bosque de Piedra	37
Figura. 3.8. Formación Puyango	40
Figura. 3.9. Formación Celica	43
Figura 3.10. Geoquímica de las rocas del Arco Celica	48

Figura 3.11. Diagramas de discriminación de basaltos del Arco Celica	48
Figura 3.12. Diagramas de discriminación de rocas volcánicas félsicas del Arco Celica.....	49
Figura 3.13. Diagramas de elementos traza extendido para las rocas intermedias máficas de varias formaciones del Arco Celica	50
Figura 3.14. Diagramas de elementos traza extendido de las rocas volcánicas félsicas del Arco Celica de la Cuenca Lancones	51
Figura. 3.15. Formación Ciano	53
Figura 3.16. Formación Chaquino	56
Figura 3.17. Estructuras sedimentarias dentro de la Formación Chaquino	57
Figura 3.18. Muestra HC002 de la Formación Chaquino	58
Fig. 3.19. Formación Tronco Quemado	60
Fig. 3.20. Muestra HC007 de la Formación Tronco Quemado	60
Figura 3.21. Formación Mangahurco	62
Figura. 3.22. Formación Cañaverál	64
Figura. 3.23. Muestra FP091 de la Formación Cañaverál	65
Figura 3.24. Formación Cazaderos	66
Figura 3.25. Ensamblaje de minerales pesados de la Cuenca Alamor-Lancones ...	71
Figura 3.26. Diagramas de procedencia Qt-F-L y Qm-F-Lt de las formaciones de la Cuenca Alamor-Lancones	72
Figura 3.27. Edades detríticas de la muestra del Miembro Bosque de Piedra y la Formación Tronco Quemado	74
Figura 3.28. Edades detríticas cretácicas Miembro Bosque de Piedra y la Formación Tronco Quemado	75
Figura 3.29. Diagramas de concordia de las edades detríticas	76
Figura 4.1. Relaciones estratigráficas de las formaciones de la Cuenca Alamor-Lancones	80
Figura 4.2. Modelo de Evolución Geológica de la Cuenca Alamor-Lancones	82
Figura 4.3. Comparación de minerales pesados de las formaciones sedimentarias de la Costa y Cordillera Occidental con los de la Cuenca Alamor-Lancones	86

INDICE DE TABLAS

Tabla 1. Minerales pesados característicos de diferentes fuentes de roca	17
Tabla 2. Orden de persistencia y el orden de estabilidad química de los minerales pesados más comunes	18
Tabla 3. Clasificación y símbolos de los tipos de granos	19
Tabla 4. Terrenos de procedencia, configuración tectónica y composición de arena	20
Tabla 5. Correlación de la estratigrafía de las secuencias volcánicas de la Cuenca Alamor-Lancones	42
Tabla 6. Edades reportadas en la Cuenca Alamor-Lancones.....	46

RESUMEN

La Cuenca cretácica Alamor-Lancones del norte de Perú y sur de Ecuador se localiza al norte de la Deflexión de Huancabamba, entre el macizo Amotape-Tahuin y el arco submarino Celica. Un análisis litoestratigráfico y de procedencia son utilizados en este estudio para entender la evolución tectono-estratigráfica regional de la cuenca.

En base al estudio litoestratigráfico se definieron tres grupos principales: (1) el Grupo Puyango-Progreso (Formaciones Sábalo y Puyango), que representan los conjuntos litológicos de facies continentales y marino-someras depositados en la etapa inicial de la cuenca, durante el Aptiano hasta el Albiano, (2) el Grupo Celica (Formaciones Ciano y Celica), que corresponden a los depósitos volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios del Arco Celica, desarrollados entre el Albiano Medio hasta el Turoniano, y (3) el Grupo Zapotillo (Formaciones Chaquino, Tronco Quemado, Mangahurco, Cañaverál y Cazaderos), que representan los sedimentos siliciclásticos marino-profundos de la cuenca de antearco, depositados durante el Cenomaniano hasta el Maastrichtiano.

Los estudios de procedencia incluyen varias técnicas como el análisis de minerales pesados, petrografía de areniscas y geocronología U-Pb en zircones detríticos. Este análisis muestra cambios muy marcados en la fuente de los detritos durante el Cretácico. La Formación Sábalo muestra en su parte inferior (Miembro Cochurco) una fuente principalmente de aporte de corteza continental que evoluciona en su parte superior (Miembro Bosque de Piedra) a una fuente mixta de aporte volcánico y de corteza continental. La Formación Ciano presenta una procedencia derivada únicamente de una fuente volcánica. Las rocas del Grupo Zapotillo evidencian en general una fuente mixta con aporte volcánico y de corteza continental. Dentro de este grupo las Formaciones Chaquino, Tronco Quemado y Cazaderos presentan un aporte predominantemente volcánico, mientras que las Formaciones Mangahurco y Cañaverál muestran un aporte principalmente derivado de una corteza continental. Las edades U-Pb en zircones detríticos del Miembro Bosque de Piedra y la Formación Tronco Quemado, indican edades máximas de depositación de 122 ± 3.1 Ma (Aptiano Temprano) y 69 ± 1.4 Ma (Maastrichtiano Temprano) respectivamente.

El aporte volcánico de estas secuencias y las edades detríticas U-Pb más jóvenes sugieren tres periodos principales de actividad volcánica en la Cuenca Alamor-Lancones durante el Cretácico: (1) alrededor de ~ 122 Ma, que estaría asociado a la ocurrencia del bosque petrificado de Puyango (Miembro Bosque de Piedra), (2) entre ~ 100 -90 Ma asociado al volcanismo del Arco Celica *sensu-stricto* y (3) entre ~ 90 -69, definido en

este estudio como un “volcanismo post-Celica”, que podría representar la continuación del Arco Celica o también otro volcanismo desarrollado bajo condiciones diferentes.

Finalmente, el abundante aporte de una fuente de corteza continental dentro de la Formación Sábalo y las Formaciones Mangahurco y Cañaveral, corresponden a la erosión de rocas del basamento más antiguas levantadas como consecuencia del Evento de Deformación Peltetec y la colisión del Plateau del Caribe respectivamente.

Palabras clave: *Cuenca Alamor-Lancones, Arco Celica, litoestratigrafía, análisis de procedencia, volcanismo, levantamiento del basamento.*

ABSTRACT

The Cretaceous Alamor-Lancones Basin of northern Perú and southern Ecuador is located north of the Huancabamba deflection, between the Amotape Massif and the Celica submarine arc. A lithostratigraphic and provenance analysis is made in this research to understand the regional tectono-stratigraphic evolution of the basin.

Based on the lithostratigraphic analysis, three main groups were defined: (1) the Puyango-Progreso Group (Sábalos and Puyango Formations), which represents the continental to shallow marine rocks deposited in the initial stage of the basin during the Aptian to Albian, (2) the Celica Group (Ciano and Celica Formations), which corresponds to the volcanic, volcanoclastic and sedimentary deposits of the Celica Arc, deposited during the Middle Albian to Turonian, and (3) the Zapotillo Group (Chaquino, Tronco Quemado, Mangahurco, Cañaverl and Cazaderos Formations), that represents the deep marine water siliciclastic sediments of the forearc deposited between the Cenomanian to Maastrichtian.

The provenance analysis integrates several methods such as heavy minerals analysis, sandstones petrography and detrital zircons U-Pb geochronology. This analysis shows very marked changes in the detrital source along the Cretaceous times. The lower part of the Sábalos Formation (Chocurco Mb.) is mainly derived from a continental crust source that evolves in the upper part (Bosque de Piedra Mb.) to a mixed volcanic and continental crust source. The Ciano Formation presents a provenance derived only from a volcanic source. The Zapotillo Group indicates a broadly mixed volcanic and continental crust source. Within this group the Chaquino, Tronco Quemado and Cazaderos Formations present a volcanic dominated source, while the Mangahurco and Cañaverl Formations show a mainly continental crust dominated source. The detrital zircon U-Pb ages of the Bosque de Piedra Member and the Tronco Quemado Formations yielded maximum depositional ages of 122 ± 3.1 Ma (Early Aptiano) y 69 ± 1.4 Ma (Early Maastrichtiano) respectively.

The volcanic source of those sequences and the youngest U-Pb detrital ages suggest three mainly volcanic activity periods in the Alamor-Lancones Basin along the Cretaceous times: (1) around the ~ 122 Ma, which is associated with the occurrence of the Puyango petrified forest (Bosque de Piedra Mb), (2) between ~ 100 -90 Ma, related with the volcanism of the sensu-stricto Celica Arc and (3) between ~ 90 -69 Ma, defined in this research as “post-Celica volcanism”, that could represent the continuation of the Celica Arc or another volcanism developed under different conditions.

Finally, the major abundance of a continental crust source in the Sábalo Formation and the Mangahurco and Cañaveral Formations, corresponds to the erosion of the uplifted oldest basement rocks due to the Peltetec Event and the Caribbean Plateau collision respectively.

Key words: *Alamor-Lancones basin, Celica Arc, lithostratigraphy, provenance analysis, volcanism, basement uplift.*

ANÁLISIS LITOESTRATIGRÁFICO Y DE PROCEDENCIA DE LOS DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS CRETÁICOS DE LA CUENCA ALAMOR-LANCONES

INTRODUCCIÓN

La Cuenca cretácica Alamor-Lancones está localizada en el suroccidente de Ecuador y en el noroccidente de Perú al norte de la Deflexión de Huancabamba. Esta marca una abrupta transición de los Andes de nor-noroeste en Perú a nor-noreste en Ecuador y Colombia (Gansser, 1973). Esta cuenca representa uno de los pocos ejemplos de las series sedimentarias cretácicas de antearco conocidas en el margen continental andino (Jaillard et al., 1999). La cuenca limita al norte y oeste con las rocas metamórficas del Bloque Amotape-Tahuín (BAT), y al este y sureste con rocas volcánicas del Arco Celica.

Los estudios previos en la Cuenca Alamor-Lancones incluyen la geoquímica de alteración de las rocas volcánicas de la Formación Celica (Aguirre et al., 1992), estudios cartográficos, estratigráficos y paleontológicos de la secuencia sedimentaria (Kennerley, 1973; Jaillard et al., 1996; Jaillard et al., 1999; Egüez y Poma, 2001; Jaillard et al., 2005), análisis sedimentológicos y de procedencia (Valarezo, 2017; Witt et al., 2017) y modelos de evolución tectónica (Mourier et al., 1988; Winter, 2008; Winter et al., 2010). A pesar de ello, varios problemas geológicos siguen persistiendo, principalmente en la evolución estratigráfica-sedimentológica de la cuenca y su relación con la tectónica regional del sur del Ecuador. Para entender la evolución de esta cuenca se requieren dataciones radiométricas, análisis de procedencia y refinar la estratigrafía de la zona.

El presente estudio comprende un análisis litoestratigráfico de los depósitos cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones y un análisis de procedencia de las secuencias sedimentarias. El análisis de procedencia de los sedimentos cretácicos es evaluado con la combinación de diferentes métodos, el cual integra un análisis petrográfico de areniscas, análisis de minerales pesados y dataciones U-Pb de zircones detríticos. Todo esto para reducir las incertidumbres relacionadas al reciclamiento de sedimentos, varias fuentes de aporte de sedimentos y heterogeneidad de las fuentes (Nie et al., 2012).

Con estos resultados e integrando los datos de otras investigaciones, podremos dar un mejor enfoque en cuanto a la estratigrafía de las secuencias presentes en la Cuenca Alamor-Lancones y proponer un nuevo modelo de evolución geológica comprobable de los Andes en la región de la Deflexión de Huancabamba durante el Cretácico.

PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN

Una vez establecida la problemática en la sección anterior, este estudio intenta contribuir con el entendimiento de la evolución de la Cuenca Alamor-Lancones dentro del marco regional de los Andes en la región de Huancabamba, por lo tanto, las siguientes inquietudes son planteadas dentro de esta investigación:

- ¿Cuál fue la estratigrafía y distribución espacial de los depósitos cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones?
- ¿Qué procesos tectónicos dieron lugar a la depositación de las secuencias sedimentarias de la Cuenca Alamor-Lancones y cómo fue la configuración del margen continental del sur de Ecuador durante el Cretácico?

OBJETIVOS

Objetivo General

Realizar un análisis litoestratigráfico y de procedencia para los depósitos sedimentarios de la Cuenca Alamor-Lancones, en la provincia de Loja y sus implicaciones en la evolución tectónica del margen continental en el Cretácico.

Objetivos Específicos

- Definir unidades litoestratigráficas y las relaciones estratigráficas de los depósitos sedimentarios, volcano-sedimentarios y volcánicos de la Cuenca Alamor-Lancones.
- Realizar un análisis de minerales pesados de los depósitos sedimentarios de la Cuenca Alamor-Lancones, para encontrar variaciones composicionales que reflejen cambios en la geodinámica de la cuenca.
- Determinar la evolución tectónica de los depósitos sedimentarios de la Cuenca Alamor-Lancones, mediante el estudio de los componentes de la roca QFL (cuarzos-feldespatos-líticos).
- Determinar la edad de las rocas fuentes mediante la datación de zircones detríticos por el método U-Pb de los depósitos sedimentarios de la Cuenca Alamor-Lancones
- Elaborar un modelo de evolución geológica, utilizando la información obtenida en este estudio.

CAPITULO 1. REFERENCIAL TEÓRICO

1.1 Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio de este trabajo de investigación se encuentra ubicada en el suroccidente de Ecuador, principalmente en toda la parte oeste de la provincia de Loja y en el borde sur de la provincia de El Oro, la cual corresponde a la parte ecuatoriana de la Cuenca cretácica Alamor-Lancones (también conocida como Cuenca Celica-Lancones, Jaillard et al., 1999; y Cuenca Lancones, Mourier et al., 1988, Winter, 2008), misma que se extiende y profundiza hacia el norte de Perú, en donde está cubierta por depósitos cenozoicos más jóvenes. El área de los depósitos sedimentarios cretácicos y el Arco Celica en Ecuador es aproximadamente 4600 km².

Las principales vías que conectan las localidades ubicadas en la Cuenca Alamor-Lancones dentro de la provincia de Loja son la autopista E35, que conecta los cantones Puyango, Pindal y Zapotillo, la autopista E68 que conecta los cantones Puyango y Celica, y las vías de segundo orden Zapotillo-Paletillas-Mangahurco-Cazaderos y Alamor-El Limo-La Rusia-Cazaderos. (Fig. 1.1)

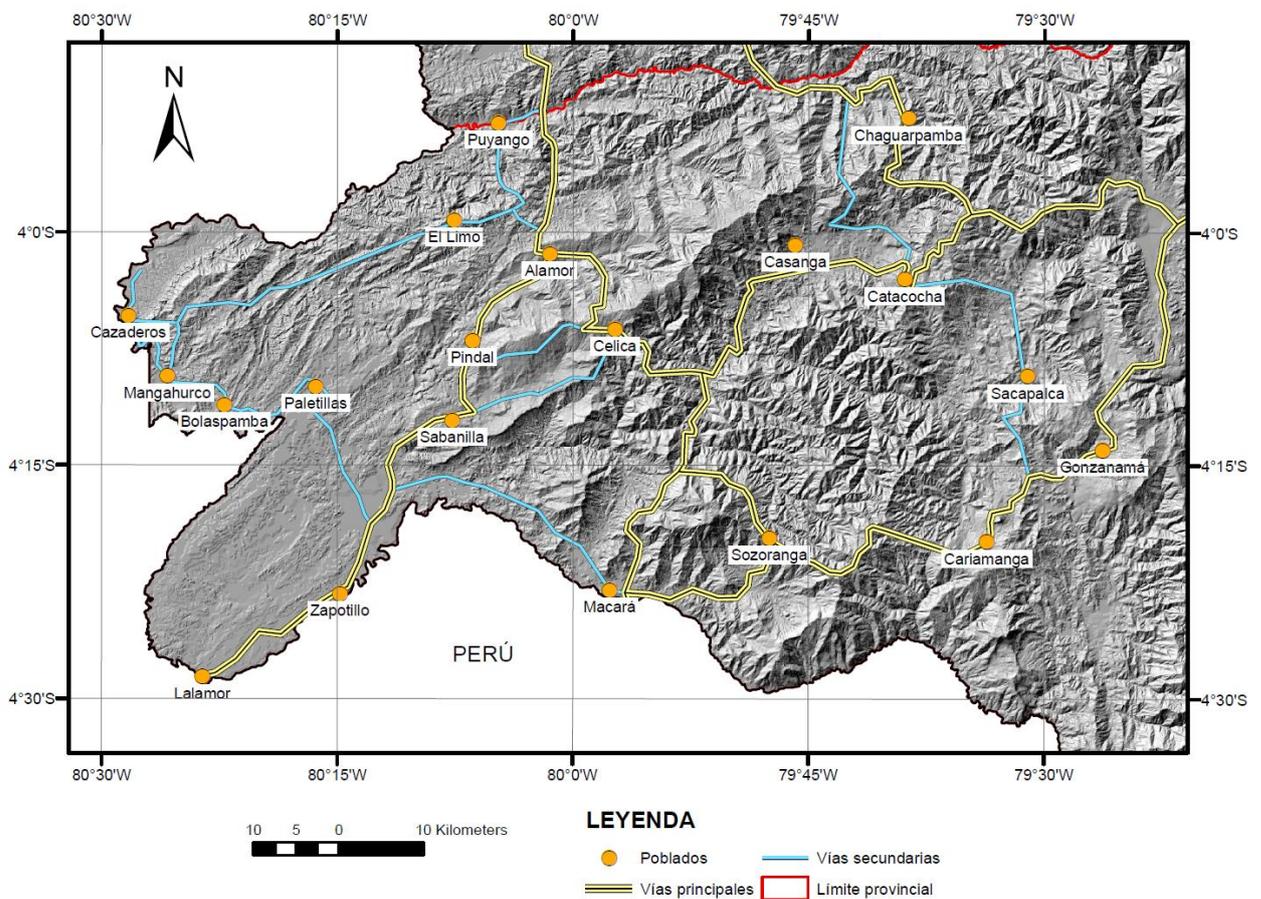


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio mostrando las vías de acceso y las poblaciones principales.

1.2 Marco geológico de la Cuenca Alamor-Lancones

La Cuenca Alamor-Lancones se ubica al norte de la Deflexión de Huancabamba. Una de las características principales de la Deflexión de Huancabamba es el cambio de dirección de los Andes, de N20°O en la parte norte de los Andes Centrales a N20°E en los Andes del Norte (Gansser, 1973; Mourier et al., 1988).

La Cuenca Alamor-Lancones y el Arco Celica está limitada por dos bloques principales de corteza continental, el Bloque Amotape-Tahuín al norte y oeste, y la Cordillera Real al este (Fig. 1.2). Estos constituyen el basamento de la cuenca (Kennerley, 1973; Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al., 1996).

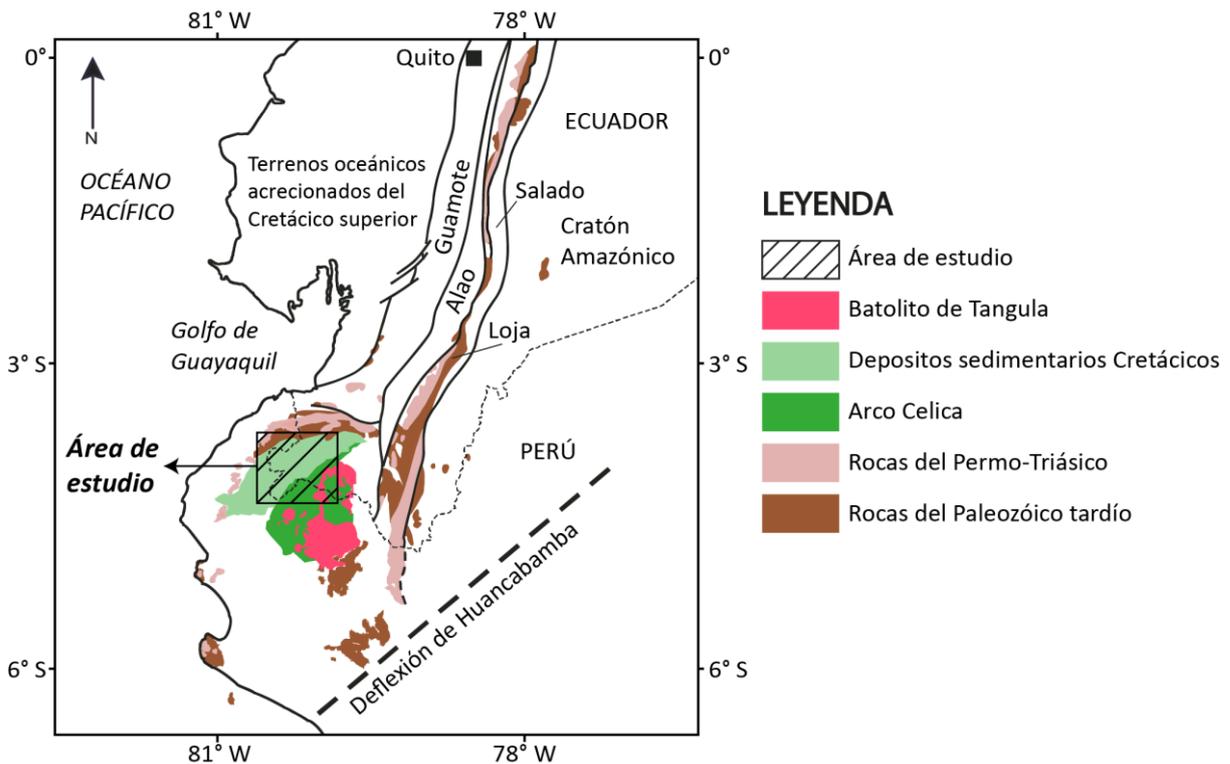


Figura 1.2. Mapa de ubicación del área de estudio mostrando la cobertura geológica del cinturón metamórfico paleozoico, los cinturones plutónicos permo-triásicos, los depósitos volcánicos del Arco Celica, los depósitos sedimentarios cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones y el batolito de Tangula a lo largo de Ecuador y el norte de Perú. Modificado de Chew et al., 2007 (Geología adaptada de Kennerley, 1973; Litherland et al., 1994; León et al., 2000)

Dentro del macizo Amotape-Tahuín ocurren meta-sedimentos Paleozoicos e intrusivos Triásicos (Aspden et al., 1995). La Cordillera Real presenta rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico y del Cretácico Inferior, atribuidas al desarrollo de un arco volcánico con una subducción buzando hacia el este. Este arco volcánico se desarrolló sobre metasedimentos paleozoicos e intrusivos triásicos más antiguos, equivalentes a

los del macizo Amotape-Tahuín. Las rocas intrusivas están representadas por los batolitos de Rosa Florida, Abitagua, Azafrán, Chingual y Zamora, y la secuencia volcánica por la Formación Misahuallí en Ecuador (Litherland et al., 1994). La comparación de las edades radiométricas de estos cuerpos intrusivos y su longitud geográfica indica que estas intrusiones se vuelven más jóvenes hacia el oeste. Esta tendencia sugiere que el eje del arco migró hacia el oeste durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, dentro de un sistema extensional, ubicando rocas volcánicas máficas del Arco Alao de edad Cretácico Inferior, al oeste de los intrusivos jurásicos y los depósitos paleozoicos y triásicos más antiguos (Spikings et al., 2015; Pratt et al., 2005).

Al oeste del Arco Alao geográficamente se encuentra el terreno Guamote. Este terreno fue definido por Litherland et al. (1994) como una secuencia metamórfica compuesta por cuarcitas y pizarras, y reinterpretado por Spikings et al. (2015) como una secuencia de antearco del Arco Alao. Separando las rocas del Arco Alao y el terreno Guamote se encuentra una secuencia ofiolítica denominada Unidad Peltetec (Litherland et al., 1994). Esta secuencia ofiolítica fue generada en el Cretácico Inferior y obducida en un evento compresional posterior, además presenta edades ^{40}Ar - ^{39}Ar probablemente de cristalización de ~134 Ma (Spikings et al., 2015).

Posteriormente, un evento compresivo regional denominado “evento tectono-metamórfico Peltetec” ocurrió en los Andes del norte (Litherland et al., 1994). Este evento compresivo pudo haber ocurrido por un incremento en la tasa de convergencia entre la placa continental Sudamérica y la placa oceánica Farallón, como consecuencia de un reajuste de placas tectónicas a nivel global, que cambió la dirección de convergencia de Farallón de sureste a noreste, como sugieren Kennan y Pindell (2009) y Spikings et al. (2015) en sus modelos de reconstrucción paleogeográfica. Esto generó: (1) el cierre de las cuencas extensionales formadas durante el Jurásico y Cretácico Inferior, (2) la obducción del complejo ofiolítico de la Unidad Peltetec en la Cordillera Real y (3) el emplazamiento de rocas de alta presión/baja temperatura del Complejo Raspas al norte del Bloque Amotape-Tahuín (Spikings et al., 2015).

Después del evento de deformación Peltetec, se depositaron en discordancia angular las secuencias sedimentarias correspondientes a las Formaciones Hollín, Napo y Tena en la Cuenca Oriente, dando inicio a un nuevo ciclo de sedimentación (Tschopp, 1953). Así mismo al norte de la Deflexión de Huancabamba se desarrolló la cuenca de antearco Alamor-Lancones y el Arco Celica (Jaillard et al., 1999).

Los depósitos volcánicos de la Cuenca Alamor-Lancones, fueron descritos primero por Kennerley (1973) dentro de la Formación Piñón, la cual consiste principalmente de

lavas andesíticas y rocas volcanoclásticas (Aguirre, 1992). Posteriormente Feininger y Bristow (1980) para evitar confusiones con las series volcánicas de la Costa y Cordillera Occidental, renombran como Formación Celica a estos depósitos volcánicos de la Sierra sur. Estudios geoquímicos en las rocas de la Formación Celica sugieren una afinidad calcoalcalina (Lebrat, 1985; Aguirre, 1992) y toleítica (Pilatasig et al., 2013). Varias series intrusivas cortan la secuencia, entre ellos están los granitoides del Batolito de Tangula y varios cuerpos porfíricos y subvolcánicos. El pórfido granodiorítico Linderos y el pórfido diorítico Curiplaya presentan dataciones U-Pb de 87.5 ± 1.6 Ma (Winter, 2008) y $92.0 \pm 1,0$ Ma (Schutte, 2009) respectivamente, restringiendo la edad del volcanismo al Coniaciano. Sin embargo, dataciones confiables de la secuencia volcánica en Ecuador no existen.

En Perú, los depósitos volcánicos de la Cuenca Alamor-Lancones han sido divididos en cuatro formaciones: Cerro San Lorenzo, Cerro El Ereo, La Bocana y Lancones (Winter, 2008). La Formación Cerro San Lorenzo representa una etapa de extensión con un volcanismo bimodal dominado por rocas máficas (Fase 1), depositado en un ambiente marino profundo, entre ~105-100 Ma basado en dataciones U-Pb en zircones. En esta formación ocurren mega yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos (e.i. depósito de Tambogrande). Posteriormente, se depositaron las Formaciones Cerro El Ereo, La Bocana y Lancones en un régimen sin extensión (Fase 2), con un volcanismo bimodal, en un ambiente marino somero, entre ~99-91 Ma. (Winter, 2008; Winter et al., 2010). El modelo de evolución tectónica propuesto por Winter (2008), basado en estratigrafía volcánica, lito-geoquímica y geocronología, está ilustrado en la Figura 1.3.

Lateralmente los depósitos de la Formación Celica cambian a secuencias mayormente sedimentarias intercaladas con menor cantidad de material volcánico. Estos depósitos son descritos dentro de la Formación Ciano por Kennerley (1973) y corresponden a las Formaciones Alamor, Quillosara y Carmelo descritas por Jaillard et al. (1996) y Jaillard et al. (1999). Progresivamente hacia el norte y noreste de la cuenca la Formación Ciano cambia lateralmente a facies metamórficas. A esta secuencia metamórfica Kennerley (1973) la denominada como Filitas Zambí, que es una secuencia tipo flysch de filitas y cuarcitas, con intercalaciones menores de rocas metavolcánicas (lavas y tobas).

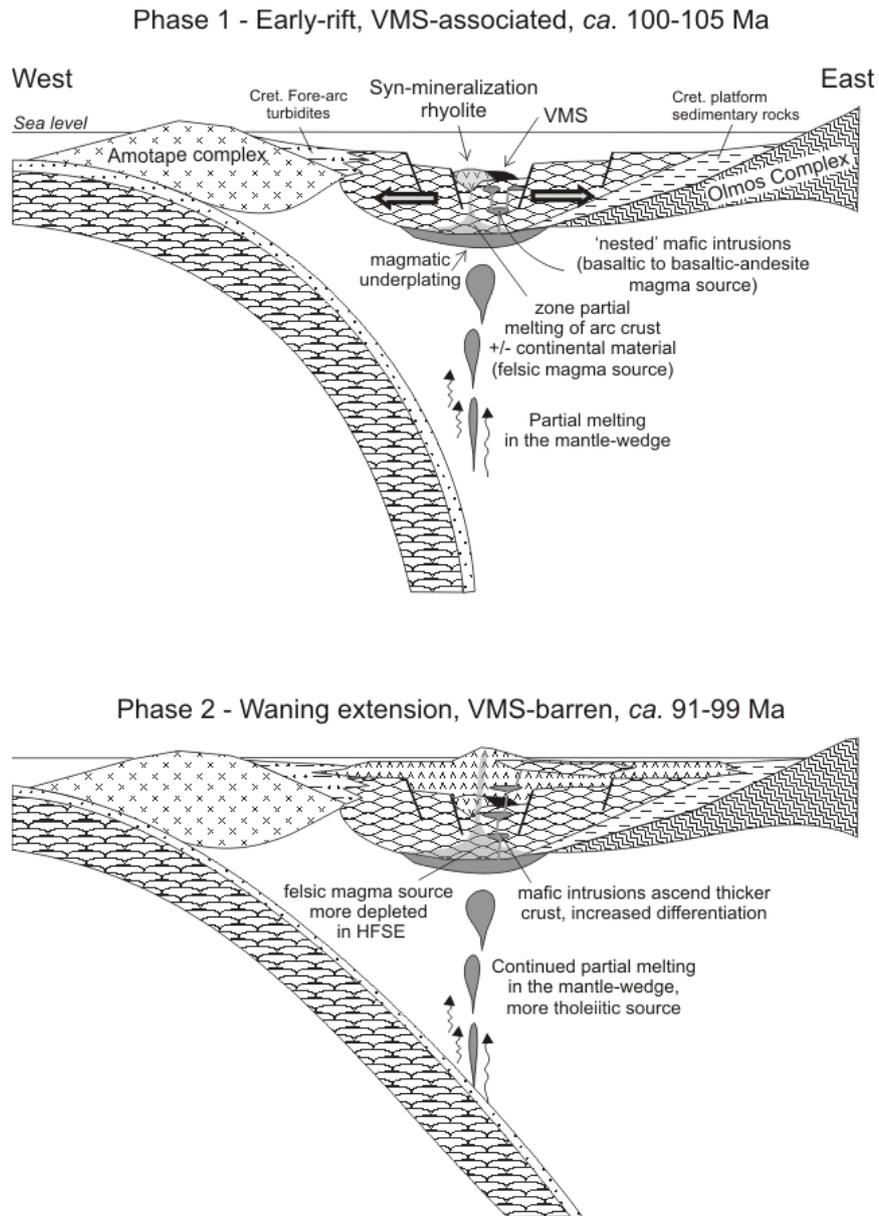


Figura 1.3. Modelo esquemático del magmatismo en la Cuenca de Lancones. El modelo propone un cambio de la Fase 1, tectónica extensional con una zona de subducción muy inclinada, a la Fase 2, régimen sin extensión y una subducción menos inclinada. La corteza engrosada debido a la disminución de las fuerzas de extensión generó una mayor diferenciación de las intrusiones máficas. La fundición parcial de la corteza del arco causó que la Fase 2 produjera rocas volcánicas félsicas con menor contenido de elementos HFSE. (Tomado de Winter, 2008)

Las series sedimentarias de la Cuenca Alamor-Lancones fueron definidas como las Formaciones Progreso y Zapotillo por Kennerley (1973). La Formación Progreso corresponde a una secuencia de depósitos continentales con conglomerados, areniscas cuarzosas, rocas volcánicas y volcanoclásticas que cambian a depósitos de origen marino donde ocurren intercalaciones de calizas y lutitas (Kennerley, 1973; Feininger, 1975). Esta secuencia en su parte inferior presenta troncos fósiles petrificados del

género *Araucariae* de edad Cretácico Inferior (Shoemaker, 1982). Por otro lado, los depósitos de la Formación Zapotillo corresponden a una secuencia tipo flysch, la cual consiste en grauvacas, lutitas, areniscas y conglomerados (Kennerley, 1973). Estas rocas son los equivalentes laterales de las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de las Formaciones Celica y Ciano (Kennerley, 1973; Bristow y Hoffstetter, 1977; Jaillard et al., 1999). (Fig. 1.4)

En Perú, varios estudios estratigráficos y sedimentológicos de la cobertura sedimentaria de la Cuenca Alamor-Lancones han definido de mejor manera varias unidades estratigráficas sugiriendo un periodo de depositación entre el Albiano al Campaniano (Iddings y Olsson, 1928; Olsson, 1934; Fischer, 1956; Reyes y Caldas, 1987; Reyes y Vergara, 1987; Andamayo, 2008). La secuencia basal Albiana consiste en conglomerados masivos de la Formación Gigantal, así como calizas y lutitas de la Formación Pananga, estas formaciones están principalmente expuestas en el borde este de los Amotapes. La Formación Muerto sobreyacente de edad Albiana, consiste en calizas y lutitas negras. Sobre estas se depositaron las secuencias sedimentarias de las Formaciones Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros, durante el Cenomaniano al Turoniano, y litológicamente están compuesta de turbiditas, grauvacas y lutitas negras. Estas formaciones están sobreyacidas por areniscas de grano grueso de la Formación Tablones de edad Campaniana. Toda esta sucesión cretácica está cubierta por lutitas negras y areniscas de la Formación Pazul/Redondo de edad Maastrichtiano. Reyes y Caldas (1987) sugieren como Grupo Copa Sombrero a las formaciones Huasimal, Jahuay Negro, Encuentros, Tablones y Redondo/Pazul, debido a que no observan ninguna discordancia entre ellas, siendo una serie sedimentaria continua. (Fig. 1.4)

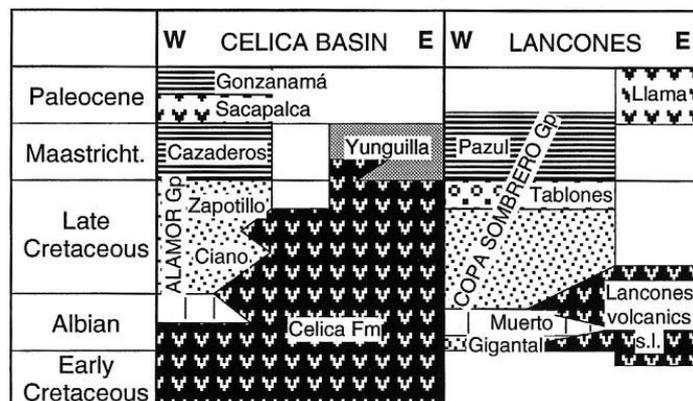


Figura 1.4. Estratigrafía de la Cuenca Alamor-Lancones según Kennerley (1973) para Ecuador y Reyes & Caldas (1987) para Perú. (Tomado de Jaillard et al., 1999)

Posteriormente, Jaillard et al. (1999) en base a la estratigrafía de Kennerley (1973) y la estratigrafía de la Cuenca de Lancones en Perú, diferenciaron varios conjuntos litológicos proponiendo una estratigrafía más detallada y aportando nuevos datos bioestratigráficos. Con respecto a la Formación Progreso diferenciaron tres secuencias, estas son las Grauvacas Basales y la Formación Bosque de Piedra para los depósitos basales continentales y volcánicos, y la Formación Puyango para la secuencia de calizas y lutitas. Así mismo, para la Formación Zapotillo diferenciaron las secuencias sedimentarias correspondientes la Formación Copa Sombrero y la Formación Cazaderos. (Fig. 1.5)

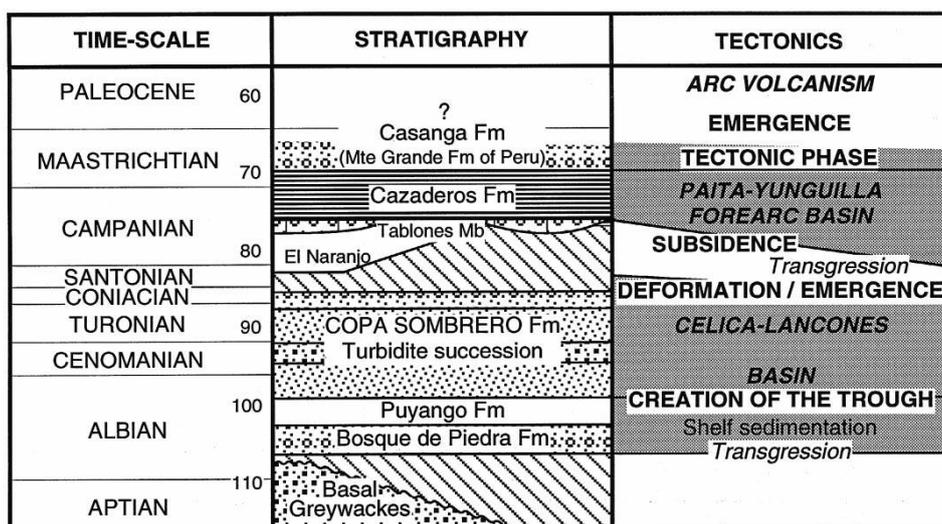


Figura 1.5. Estratigrafía y evolución tectónica s.l. de la Cuenca Amor-Lancones durante el Cretácico. (Tomado de Jaillard et al., 1999)

Finalmente, durante el mapeo geológico realizado por el INIGEMM en 2016 (INIGEMM, 2017, 2018), se estableció una nueva estratigrafía basada principalmente en los estudios previos anteriormente mencionados y nuevas observaciones de campo. En el cual se definió la Formación Quebrada Sábalo para los depósitos continentales basales de la Cuenca Amor-Lancones, la Formación Puyango que representa la serie de calizas y lutitas, y el Grupo Zapotillo en conjunto con las Formaciones Cañaverl y Cazaderos para el relleno sedimentario sobreyacente. Al Grupo Zapotillo lo subdividen en las Formaciones Chaquino, Tronco Quemado y Mangahurco.

La correlación de la estratigrafía de los estudios de trabajos anteriores realizados en la Cuenca Amor-Lancones en Ecuador, la estratigrafía definida en Perú y los resultados del análisis litoestratigráfico de este trabajo están detallados en el Capítulo 3.

1.3 Principios estratigráficos

Los conceptos básicos sobre estratigrafía tratados en este subcapítulo han sido tomados del libro *Sedimentology and Stratigraphy* de Gary Nichols (2009).

La **estratigrafía** se ocupa principalmente de los siguientes temas: (1) el reconocimiento de distintos cuerpos de roca y su relación espacial con otros; (2) la definición de unidades lito-estratigráficas y su correlación con otras; y (3) la correlación de las unidades de roca con un estándar crono-estratigráfico, este último es el marco de tiempo formal con que se relaciona toda la geología de la Tierra.

Un cuerpo de roca puede ser diferenciado y definido por sus características litológicas y su posición estratigráfica relativa con respecto a otros, a este se lo considera como **unidad litoestratigráfica** y pueden definirse fácilmente en rocas sedimentarias estratificadas. También un cuerpo de roca puede ser definido y caracterizado por su contenido fósil, a este se lo denomina **unidad bioestratigráfica**.

1.3.1 Litoestratigrafía

La litoestratigrafía constituye la base para realizar mapas geológicos y al correlacionar unidades litoestratigráficas es posible reconstruir la cambiante paleogeografía de un área a través de tiempo.

En litoestratigrafía las unidades de roca son consideradas en términos de sus características litológicas y posición estratigráfica relativa. La posición estratigráfica relativa de una unidad de roca puede ser determinada considerando las relaciones geométricas y físicas que indican que capas son más antiguas y que capas son más jóvenes. Estas unidades pueden ser clasificadas en un sistema jerárquico de miembros, formaciones y grupos, los que proporcionan una base categorizada con descripciones lito-estratigráficas de los conjuntos de rocas.

1.3.1.1 Relaciones estratigráficas

Superposición. Siempre que las rocas estén en la posición normal, las capas superiores en los depósitos de una secuencia estratigráfica serán más jóvenes que las capas inferiores. Esta regla se puede aplicar solamente a capas estratificadas (tipo layer-cake), y empleada con cuidado en circunstancias donde haya una topografía deposicional significativa preexistente (Fig. 1.6).

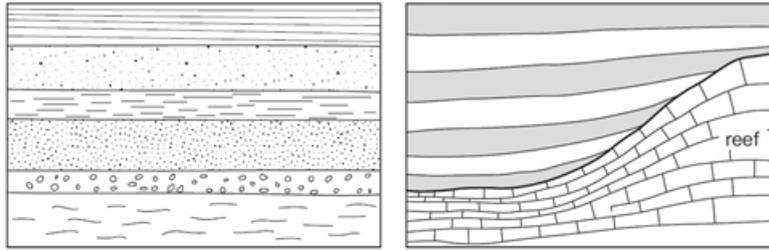


Figura 1.6. Principio de superposición. Capas estratificadas en posición normal (izquierda) y capas estratificadas con una topografía deposicional significativa existente (derecha). (Tomado de Nichols, 2009)

Discordancia. Una discordancia es una ruptura en la sedimentación, y cuando hay una erosión significativa de los estratos subyacentes, proporciona una evidente relación en donde las capas debajo de la discordancia son claramente más antiguas que los que están sobre esta, los tipos de discordancia son (Fig. 1.7 A-C):

- **Discordancia angular:** se forma cuando estratos jóvenes están depositados sobre estratos antiguos que han sido deformados y erosionados.
- **Disconformidad:** significa una ruptura en la sedimentación y erosión, pero sin ninguna deformación de los estratos subyacentes.
- **No-conformidad:** se forma cuando las rocas sedimentarias están depositadas sobre rocas ígneas intrusivas o rocas metamórficas muy antiguas.

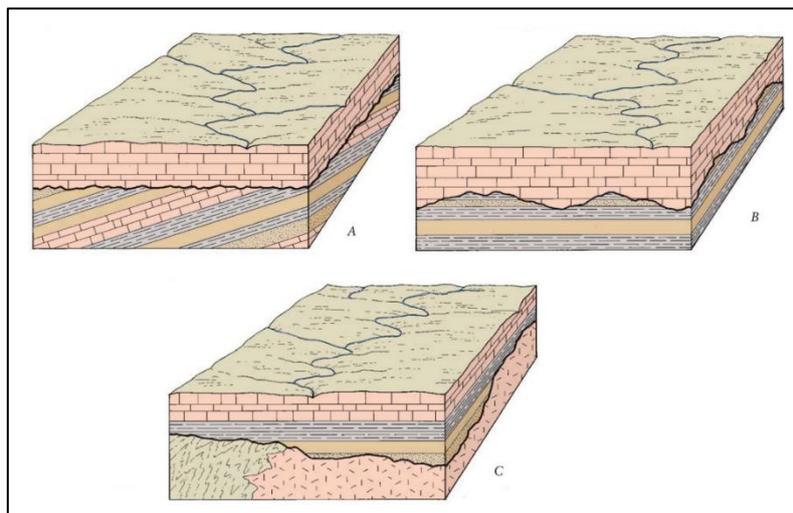


Figura 1.7. Tipos de discordancia. A. Discordancia angular; B. Disconformidad; C. No-conformidad. (Tomado de Levin, 2016)

Relaciones de corte. Cualquier unidad que atraviese un estrato debe ser más joven que las rocas a las que corta. Esto se observa con mayor frecuencia en cortes de cuerpos intrusivos, como batolitos a gran escala y diques a una pequeña escala, sobre rocas circundantes. (Fig. 1.8)

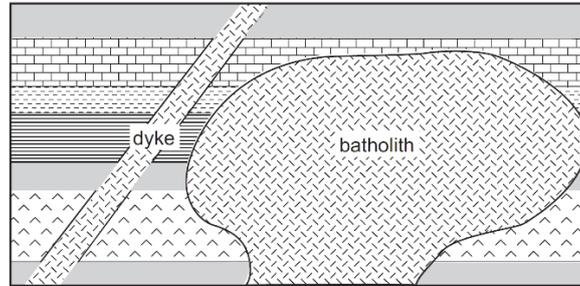


Figura 1.8. Relaciones de corte mostrando que las rocas ígneas son más jóvenes que los estratos sedimentarios que los rodean. (Tomado de Nichols, 2009)

Inclusiones de fragmentos. Los fragmentos en una roca clástica son más antiguos que el estrato en el que se encuentran. Esta relación es muy útil para determinar la relación de edad entre unidades de roca que están a una distancia considerable, y puede proporcionar evidencia contundente de que el tipo de roca fuente se estaba erosionando cuando otra unidad se estaba depositando a decenas o cientos de kilómetros de distancia. (Fig. 1.9)

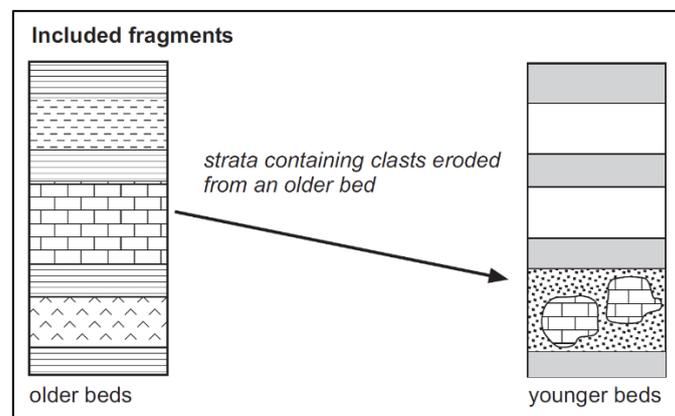


Figura 1.9. Fragmento de una roca más antigua en estratos más jóvenes proporciona evidencia de edades relativas, incluso si están a gran distancia. (Tomado de Nichols, 2009)

Indicadores de base y techo en rocas sedimentarias. El plegamiento y fallamiento de los estratos durante la formación de montañas pueden rotar las secuencias sedimentarias en cualquier ángulo, dando como resultado capas verticales o completamente volcadas. En cualquier análisis de rocas deformadas, es esencial conocer la dirección normal de los estratos, esta dirección puede ser determinada mediante características de pequeña escala como estructuras sedimentarias, trazas y cuerpos fósiles (Fig. 1.10).

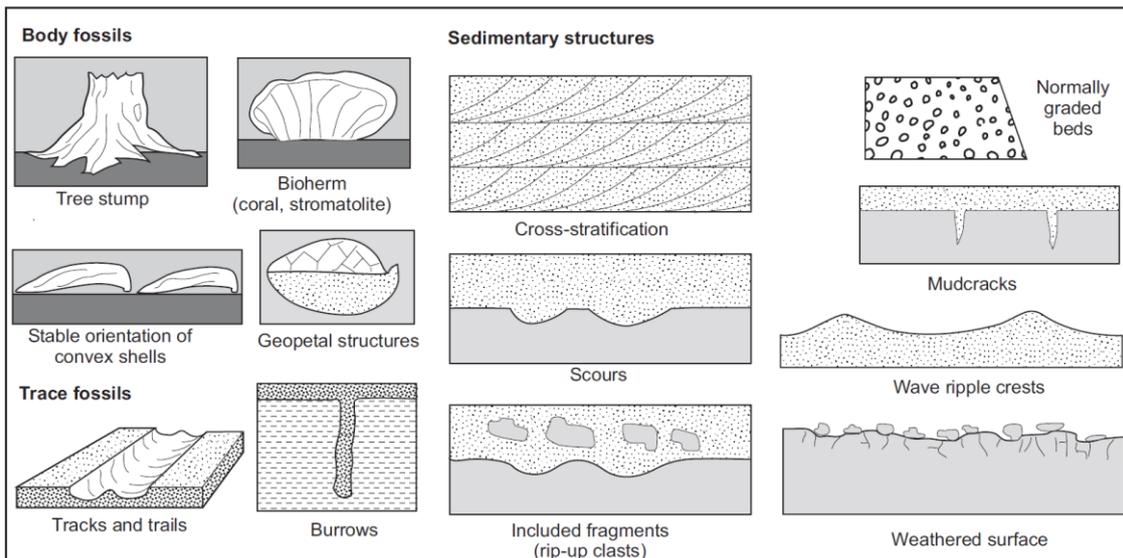


Figura 1.10. Indicadores de base y techo en rocas sedimentarias. (Tomado de Nichols, 2009)

1.3.1.2 Unidades litoestratigráficas

Existe un sistema jerárquico de términos usados para las unidades litoestratigráficas, estas son de mayor a menor: “Supergrupo”, “Grupo”, “Formación”, “Miembro” y “Capa”.

La unidad básica de la división litoestratigráfica es la **formación**, que es un cuerpo material que puede ser identificado por sus características litológicas y posición estratigráfica. Esta debe ser trazable lateralmente, es decir, debe ser mapeable en superficie y sub-superficie. Rawson et al. (2002) indican que una formación debe ser mapeable y fácilmente representada en un mapa de escala 1:50000. Una formación debe tener algún grado de homogeneidad litológica y las características que la definen pueden incluir su composición mineralógica, textura, estructuras sedimentarias primarias y su contenido fósil.

Una formación puede ser dividida en pequeñas unidades para proporcionar mayor detalle de la distribución de las litologías. El término **miembro** es utilizado para unidades de roca que tienen una extensión lateral limitada y están relacionadas a una formación particular.

Cuando dos o más formaciones están asociados una con otra, y comparten ciertas características, estas son consideradas para formar un **grupo**. Los grupos están comúnmente limitados por discordancias que pueden ser trazadas a lo largo de la cuenca.

1.4 Ambientes sedimentarios análogos al área de estudio

Los ambientes sedimentarios se refieren a todos los factores ambientales (físicos, químicos y biológicos) donde el sedimento es depositado. Cada ambiente está caracterizado por ciertas condiciones que influyen las propiedades del sedimento depositado. Se distinguen tres ambientes generales de depositación: marino, transicional (entre el mar y la tierra; costeros) y continental (Fig. 1.11). (Levin, 2013)

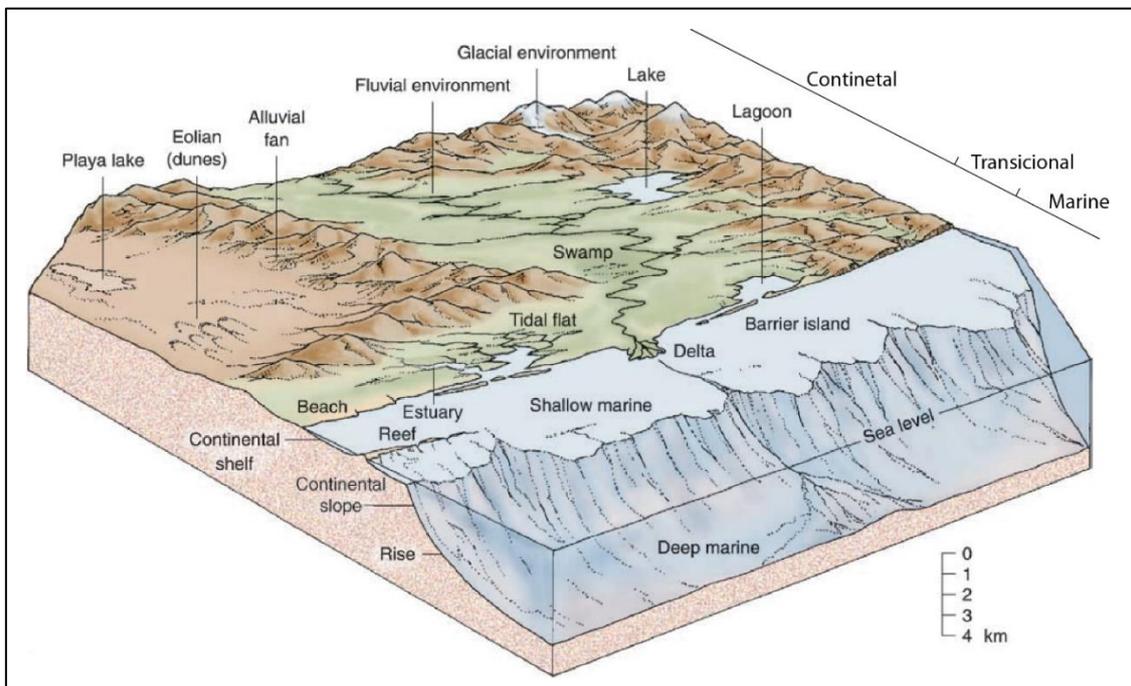


Figura 1.11. Ambientes sedimentarios continentales, transicionales y marinos (Modificado de Levin, 2016)

1.4.1 Ambientes continentales: Ambiente fluvial

Los ríos son la característica más importante de muchos paisajes, actuando como el principal medio para el transporte de escombros a lagunas y mares, donde muchos de los sedimentos clásticos son depositados. Los sistemas de ríos acumulan sedimento dentro de sus canales y planicies de inundación. El tamaño de grano y las estructuras sedimentarias en los depósitos de canal de río son determinados por el aporte de detritos, el gradiente del río, el volumen de agua del flujo y las variaciones temporales en el flujo. Los depósitos de la planicie aluvial (overbank deposits) consiste principalmente de sedimentos de tamaño de grano fino, y la actividad orgánica sobre esta contribuye a la formación de suelo, los que pueden ser reconocidos en el registro estratigráfico como paleosuelos. Varios flujos sobre la superficie aluvial también ocurren como inundaciones no-confinadas y como flujos de escombros, estos forman abanicos aluviales en los bordes de la planicie aluvial. Los depósitos aluviales y fluviales en el registro estratigráfico proporcionan evidencia de actividad tectónica e indican un paleoclima al tiempo de la depositación. (Nichols, 2009)

1.4.2 Ambientes transicionales (costeros): Deltas

Los deltas son el resultado de un aporte continuo y rápido de sedimentos de los ríos hacia las costas y las plataformas continentales. La forma superficial, la geometría y las secuencias sedimentarias del delta dependen de: el régimen de descarga y la carga de sedimento del río asociado, de la naturaleza de la desembocadura del río, de los procesos marinos (particularmente mareas, olas y corrientes) y de los procesos a largo tiempo como cambios en el curso del río y la tectónica de la cuenca receptora (Davis, 1985).

A lo largo del delta podemos encontrar dos sub-ambientes de depositación, el delta-top y delta-front (Fig. 1.12). El delta-top o planicie deltaica es la parte superior del delta y más próxima a la parte fluvial, esta presenta canales con patrones distributarios con leveés y crevasse splays (lóbulos de desbordamientos); entre los depósitos de canales también se pueden encontrar áreas protegidas no afectadas por olas ni corrientes denominadas bahías interdistributarias. En el delta-front o frente deltaico se encuentran la desembocadura de los canales, que depositan barras arenosas de desembocadura subacuosas, y el prodelta que es la parte más distal del delta hacia el mar, donde se depositan partículas generalmente finas en suspensión (Nichols, 2009).

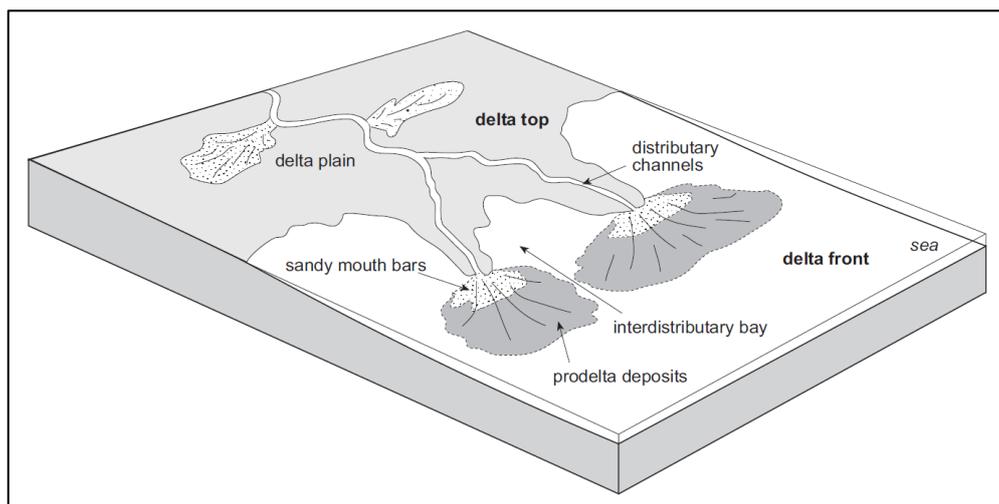


Figura 1.12. Sub-ambientes dentro de un delta. Delta-top o planicie deltaica y el frente de delta. (Tomado de Nichols, 2009)

1.4.3 Ambientes marinos

1.4.3.1 Marino somero de depósitos clásticos terrestres

Agua a dentro de la línea de costa existe una región de agua marina superficial (< 200 metros de profundidad) que cubre la corteza continental, esta es la plataforma continental que se extiende decenas de cientos de kilómetros mar adentro. Estas zonas

son áreas de acumulación de cantidades sustanciales de material clástico terrígeno traído por ríos desde los continentes, este material clástico terrestre es distribuido sobre las plataformas y mares epicontinentales por mareas, olas, tormentas y corrientes oceánicas; tales procesos sortean el material por su tamaño de grano y deposita áreas de arena y lodo que forman cuerpos potentes y extensos de areniscas y lodolitas que se encuentran en el registro estratigráfico. Las facies características pueden ser reconocidas como productos del transporte y deposición por procesos mareales, de oleaje y de tormentas (Fig. 1.13). La deposición dentro un ambiente marino somero es sensible a los cambios del nivel eustático y el registro estratigráfico guarda dichos cambios del nivel del mar dentro de los sedimentos formados en este ambiente. (Nichols, 2009)

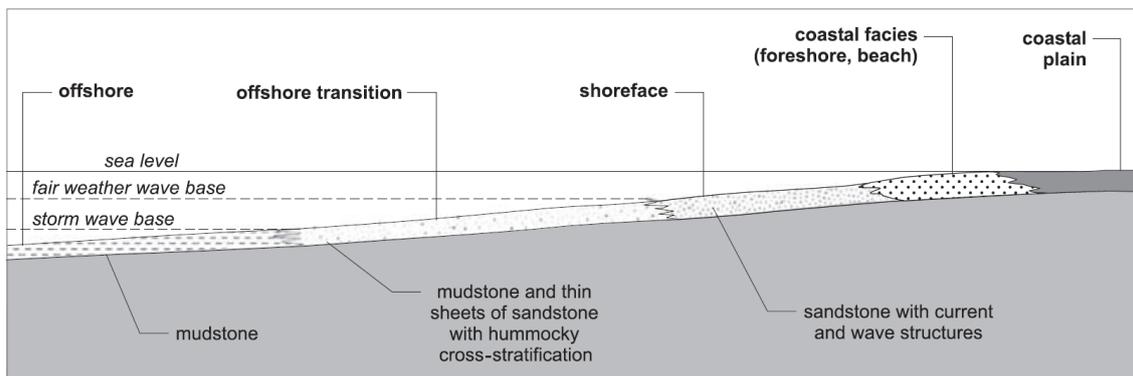


Figura 1.13. Características de un ambiente de plataforma con aporte clástico. (Tomado de Nichols, 2009)

1.4.3.2 Marino somero carbonatado

Las calizas son rocas sedimentarias comunes y ampliamente distribuidas que se forman principalmente en ambientes deposicionales marino-someros. Estas están compuestas en su mayoría por material sedimentario formado in-situ, principalmente por procesos biológicos, es decir, que no están afectadas por procesos externos que influyeran el aporte de detritos. El aporte de material clástico terrestre reduce la productividad de carbonato producido por procesos biológicos. El tamaño de grano de los materiales depositados está determinado por los procesos biológicos que generan el material y no por la fuerza de olas ni la acción de corrientes, estas últimas rompen los clastos durante el retrabajamiento. Los procesos biológicos pueden determinar las características del ambiente. La profundidad de agua, la temperatura, la salinidad, la disponibilidad de nutrientes y el aporte de material clástico influyen la deposición de carbonato y la construcción de sucesiones de calizas. (Nichols, 2009)

1.4.3.3 Marino profundo

El borde de la plataforma marina (~200 m debajo del nivel del mar) es el límite definido entre los depósitos marinos someros y los depósitos marino-profundos.

Los depósitos marino-profundos se desarrollan en los ambientes del talud (slope) y la cuenca o planicie abisal (Fig. 1.14). Estos ambientes marino-profundos están dominados por procesos gravitacionales y corrientes de fondo (corrientes mareales de agua profunda, corrientes impulsadas por el viento, corrientes termo-salinas). Además, existen procesos pelágicos y hemipelágicos que depositan arcilla y limo de origen continental y microfauna marina (plancton). (Shanmugam, 2016)

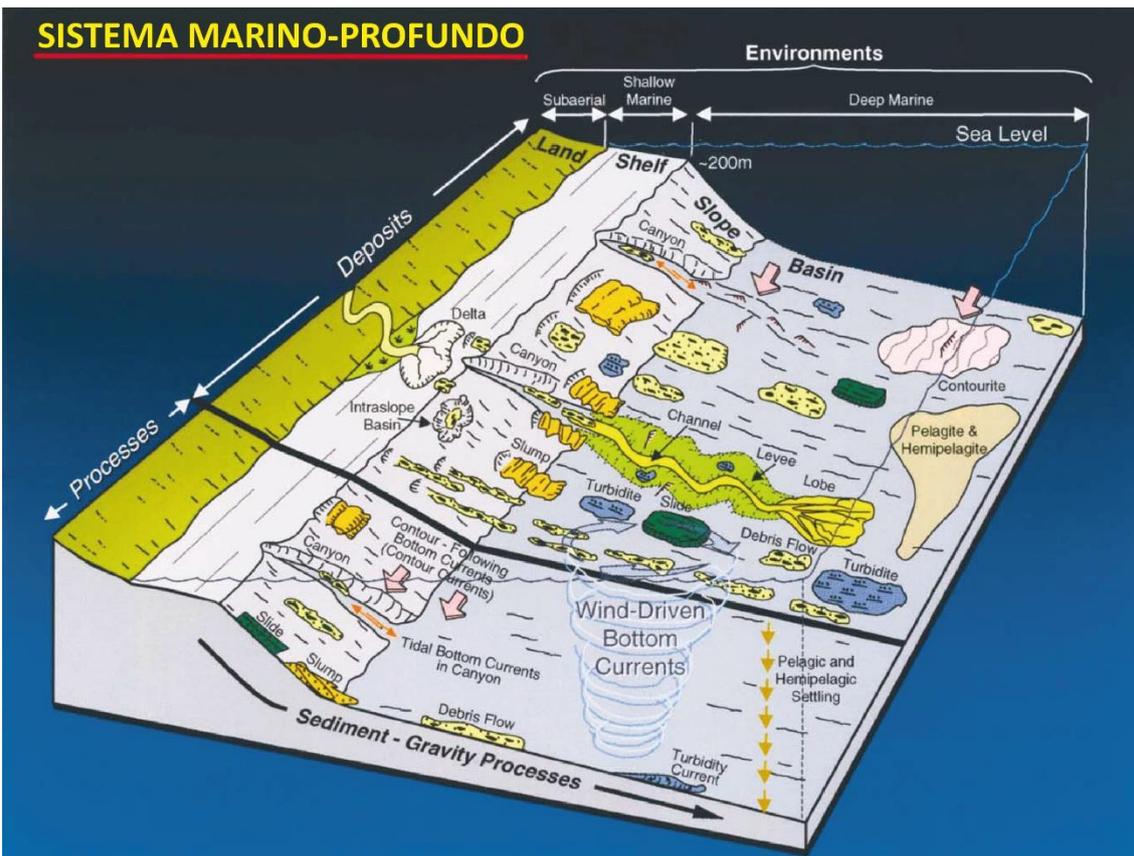


Figura 1.14. Diagrama esquemático mostrando los ambientes sedimentarios marino profundos. (Tomado de Shanmugam, 2003)

Los procesos gravitacionales generan depósitos de transporte en masa (MTDs) y corrientes turbidíticas. Estos MTDs son: slides, slumps y flujos de escombros; con una reología elástica y/o plástica y con una concentración de sedimento entre 100-25%. En cambio, una corriente turbidítica es un flujo con concentración de sedimentos entre 23-1%, con una reología Newtoniana, en estado turbulento, en donde los sedimentos son depositados en forma de abanico por el asentamiento de las partículas suspendidas en el fluido (Fig. 1.15). Con el incremento de contenido de fluido, un flujo de escombros plástico puede convertirse en una corriente turbidítica Newtoniana. Existen también

canales y cañones submarinos que cortan la plataforma y el talud, los que sirven de grandes conductos para el transporte de sedimento desde la tierra y la plataforma hacia ambientes marinos más profundos. (Shanmugam, 2016)

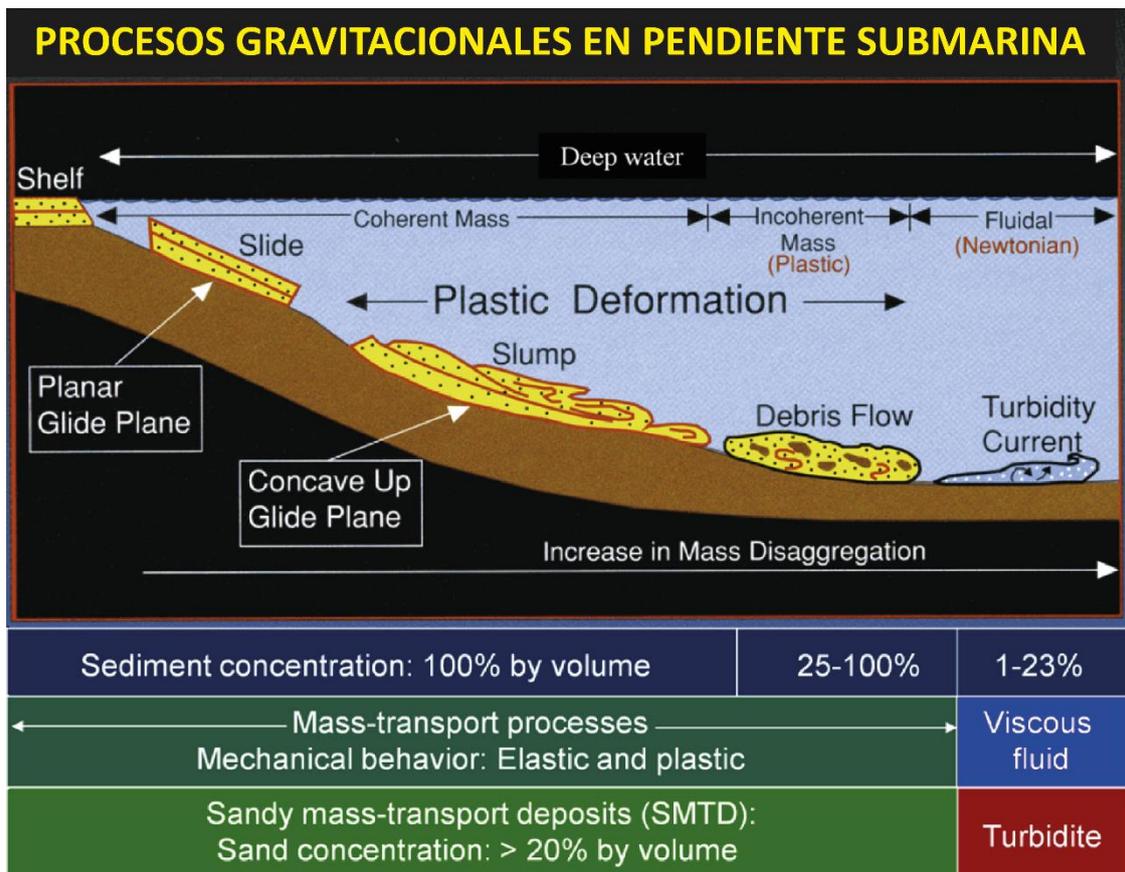


Figura 1.15. Procesos gravitacionales en ambientes marino-profundos. (Tomado de Shanmugam, 2016)

1.5 Teoría del análisis de procedencia

1.5.1 Minerales Pesados

Los minerales pesados son granos accesorios que están presentes en concentraciones menores al 1% del total de la roca. Estos son principalmente silicatos y óxidos, muchos de ellos muy resistentes a la meteorización química y la abrasión mecánica. Los minerales pesados no-opacos más comunes son apatito, epidota, granate, rutilo, estaurólita, turmalina y zircón. La gravedad específica de los minerales pesados es mayor a 2.9 g/cm^3 , la cual es mayor que la del cuarzo y los feldespatos que tienen 2.6 g/cm^3 . Los minerales pesados una vez extraídos de la roca (ver en metodología), pueden ser identificados por sus propiedades ópticas o por métodos geoquímicos. El estudio de minerales pesados puede brindar información muy útil sobre la procedencia y los eventos en el área fuente. Ciertos minerales como el granate, epidota y estaurólita son derivados de terrenos metamórficos, mientras que otros como rutilo, apatito y turmalina son indicativos de fuentes de rocas ígneas. La Tabla 1, indica

varios minerales pesados característicos de diferentes fuentes de roca (Tucker, 2001). Los minerales pesados son principalmente útiles en estudios de sedimentación relacionados a levantamiento tectónico, como la evolución de cinturones orogénicos (Mange y Maurer, 1992).

Roca Fuente	Minerales Pesados Característicos
Ígneas ácidas	Apatito, biotita, hornblenda, magnetita y zircón
Ígneas básica	Augita, hypersteno, ilmenita, rutilo
Pegmatitas	Fluorita, granate, turmalina
Alto grado metamórfico	Epidota, granate, kyanita, sillimanita, estaurolita
Bajo grado metamórfico	Biotita, turmalina
Sedimentaria	Zircón y turmalina retrabajados

Tabla 1. *Minerales pesados característicos de diferentes fuentes de roca. (Tomado de Tucker, 2001)*

Mange y Maurer (1992) indican que desde el momento que los minerales son liberados de su roca caja, varios procesos físicos y químicos ocurren, los cuales podrían afectar el porcentaje de ciertos minerales pesados. Los procesos más importantes son los siguientes:

- a) La fisiografía y el clima del área fuente, ya que estos controlan la preselección de los granos minerales durante la meteorización de la roca caja y determina el aporte original de especies de minerales pesados al sistema sedimentario.
- b) Abrasión y destrucción mecánica durante el transporte, esto está relacionado a la durabilidad mecánica de los granos.
- c) Efecto de disolución post-deposicional y diagénesis.

Morton (1985) estudió y clasificó la respuesta de la estabilidad de los minerales pesados a ambientes geoquímicos ácidos y alcalinos. Pettijohn (1941) considera que la ausencia de varias especies de minerales pesados en los sedimentos antiguos se atribuye a la remoción de los minerales inestables llevados en solución, además considera que la edad de los sedimentos es un factor principal en la supervivencia de los minerales dentro de estos, e indica un “orden de persistencia” de los minerales pesados. Mange y Maurer (1992) indica que con respecto a las rocas que experimentan diagénesis, existen varios grados de disolución gradual que experimentan las especies inestables. La Tabla 2 indica el orden de persistencia y el orden de estabilidad química de los minerales pesados más comunes.

<i>Orden de persistencia Modificado después de Pettijohn (1941)</i>	<i>Orden Generalizado de estabilidad química</i>		
	<i>Pettijohn et al. (1973)</i>	<i>Lixiviación ácida (Morton, 1985)</i>	<i>Enterramiento profundo, fluido de poro salino o alcalino (Morton, 1985)</i>
olivino sillimanita piroxeno esfena andalusita anfíboles-Ca serie glaucófano- riebeckite epidota kyanita estauroлита monazita xenotima apatito granate zircón turmalina rutilo	muy inestable olivino inestable hornblenda actinolita augita diopsido hyperstheno andalusita moderadamente estable epidota kyanita granate (rico-Fe) sillimanita esfena zoisita estable apatito granate (pobre-Fe) estauroлита monazita ultra-estable rutilo zircón turmalina anatasa	olivino, piroxeno anfíbol esfena apatito epidota, granate cloritoide, espinela estauroлита kyanita andalusita, sillimanita, turmalina, rutilo, zircón	olivino, piroxeno andalusita, sillimanita anfíbol epidota esfena kyanita estauroлита granate* apatito*, cloritoide, espinel rutilo, turmalina, zircón * De acuerdo con observaciones recientes (MM) granate y apatito parece ser más estable que cloritoide y espinela El orden de incremento de estabilidad desde estauroлита por lo tanto es: estauroлита cloritoide, espinela granate apatito rutilo, turmalina, zircón

Tabla 2. Orden de persistencia y el orden de estabilidad química de los minerales pesados más comunes. Los minerales están ordenados en orden ascendente. (Tomado de Mange y Maurer, 1992)

Hubert (1962) introduce el término “**índice ZTR**” como una ayuda para definir cuantitativamente la madurez mineralógica de los ensamblajes de minerales pesados. Los minerales del índice ZTR son comunes en rocas graníticas ácidas a intermedias, así como en sedimentos siliciclásticos maduros y algunas rocas metamórficas (Mange y Maurer, 1992; Tucker, 2001, Morton, 1985; von Eynatten y Gaupp, 1999). Este índice es útil debido a que es una escala del grado de modificación, o madurez, del ensamblaje total de minerales pesados de areniscas. En muchos grauvacas y arcosas el índice ZTR está entre 2-39%, sin embargo, este excede el 90% en ortocuarzitas. También refleja el incremento general del índice ZTR con el incremento de la edad geológica de los sedimentos como resultado de la disolución progresiva de los minerales inestables.

1.5.2 Petrografía de areniscas

Tucker (2001) indica que en los últimos años ha existido mucho esfuerzo para relacionar la composición detrítica de las areniscas a los diferentes ambientes tectónicos y su región de procedencia.

El trabajo de Dickinson (1985) sobre areniscas antiguas es aplicado en este estudio, en este se diferencian cuatro grandes terrenos de procedencia: cratones estables, basamento levantado, arcos magmáticos y orogenias recicladas. Los cratones estables y basamentos levantados forman los bloques continentales, que son regiones

tectónicamente consolidadas de cinturones orogénicos antiguos amalgamados, los cuales han sido erosionados a niveles profundos. Los arcos magmáticos incluyen los arcos continentales y de islas asociados con subducción, estos presentan rocas volcánicas, plutónicas y sedimentos metamorfozados. Las orogenias recicladas son rocas supra-corticales levantadas y erosionadas, que forman los cinturones montañosos, y que consisten mayormente de sedimentos, aunque incluyen también rocas volcánicas y meta-sedimentos.

Para el análisis modal de las areniscas, los porcentajes de varias combinaciones de granos (ver Tabla 3) son ploteados en diagramas ternarios Qt-F-L y Qm-F-Lt, y estos son usados para diferenciar su procedencia. Los diagramas triangulares Qt-F-L toma en cuenta todos los granos de cuarzo juntos y así pone énfasis en la madurez del sedimento, mientras que el diagrama Qm-F-Lt incluye los granos de Qp dentro de los granos líticos y así da mayor peso a la roca fuente.

<p>A. Granos cuarzo ($Qt = Qm + Qp$) Qt = granos totales de cuarzo Qm = cuarzo monocristalino (> 0.625 mm) Qp = cuarzo policristalino (o calcedonia)</p> <p>B. Granos de feldespato ($F = P + K$) F = granos totales de feldespato P = granos de plagioclasa K = granos de feldespato de potasio</p> <p>C. Fragmentos líticos inestables ($L = Lv + Ls$) L = fragmentos líticos inestables totales Lv = fragmentos líticos volcánicos/metavolcánicos Ls = fragmentos líticos sedimentarios/metasedimentarios</p> <p>D. Fragmentos líticos totales ($Lt = L + Qp$)</p>
--

Tabla 3. Clasificación y símbolos de los tipos de granos (tomado de Dickinson, 1985)

Los detritos de los varios terrenos de procedencia generalmente tienen una composición particular y sus materiales derivados son depositados en las cuencas sedimentarias adyacentes, las que ocurren en una configuración particular dentro de las placas tectónicas (ver Tabla 4).

Tipo de procedencia	Configuración tectónica	Composición de arena derivada
Cratón estable	Interior del continente o margen pasivo	Arenas cuarzosas (ricas en Qt) con alto relaciones de Qm/Qp y K/P
Basamento levantado	Bloques laterales de rift o ruptura transformante	Arenas cuarzo-feldespáticas (Qm-F) bajos en Lt con relaciones Qm/F y K/P similares al lecho rocoso
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Arenas volcanoclásticas feldespato-líticas (F-L) con altas relaciones P/K y Lv/Ls gradando a arenas cuarzo-feldespáticas (Qm-F) derivadas de batolitos
Orogenia reciclada	Complejo de subducción o cinturón orogénico	Arenas cuarzo-líticas (Qt-Lt) bajas en F y Lv con relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls

Tabla 4. Grandes terrenos de procedencia, su configuración tectónica y típica composición de arena. Después de Dickinson (1985). (Tomado de Tucker, 2001)

1.5.3 Geocronología U-Pb en zircones detríticos

Las rocas de la corteza generalmente contienen zircones resistentes a la meteorización química y procesos diagenéticos post-deposicionales. En casos donde las posibles fuentes presentan distribuciones de edades con patrones diagnósticos, se puede inferir la fuente original datando los zircones del relleno de una cuenca. En una configuración de antearco (forearc), como es el caso de la Cuenca Alamor-Lancones, donde los sedimentos se originan principalmente de arcos magmáticos y cinturones metamórficos, mismos con una distribución de patrones de edades de zircones única, la datación de edades U-Pb en zircones detríticos proporciona una excelente forma para discriminar la procedencia del sedimento de estas fuentes (Nie et al., 2012).

Las limitaciones de este método surgen cuando las diferentes fuentes tienen similares patrones de distribución de edades. Otros factores como la fertilidad de zircones en las rocas fuentes, cambio de rutas de transporte de sedimentación, y el retrabajamiento puede complicar la interpretación de la distribución de edades de zircones. En última instancia, la comparación de las historias de procedencia basadas en edades U-Pb de zircones detríticos con otros análisis puede reducir esta complejidad y mejorar las interpretaciones (Nie et al., 2012).

Los datos U-Pb de zircones detríticos son generalmente presentados como en gráficas de edades probables e histogramas con intervalos de edad (Vermeesch, 2004 y por lo tanto representa una muy robusta representación de los datos (Dickinson y Gehrels, 2008).

1.6 Tectónica en la interfase de placas y el antearco de un margen convergente

Este capítulo es tomado de la publicación “*Sedimentary record of Andean mountain building*”, desarrollado por Brian K. Horton (2018).

Los registros estratigráficos andinos atestiguan la acumulación de sedimentos en las cuencas de antearco, intramontañosas y de antepaís, la configuración estructural específica, la geometría de las cuencas y sus mecanismos de subsidencia reflejan un amplio rango de procesos tectónicos que ocurren a lo largo de los márgenes convergentes de placa entre la corteza oceánica y continental. Es decir que varias configuraciones estructurales y modos de acomodación de los sedimentos operan en las cuencas de antearco y retroarco, los que incluyen campos de esfuerzos compresionales, tensionales, transcurrentes y neutros.

Para fin de esta investigación solo se muestran las descripciones generales concernientes con a los procesos dentro de la interfase de placas y la región de antearco.

1.6.1 Procesos en la interfase de placa

Varios procesos son posibles cerca de la interfase de placa durante la subducción de la litósfera oceánica. Primero, los márgenes continentales con cuencas de trasarco o cuencas marginales, que presentan un lecho con una corteza continental atenuada o una corteza oceánica recién creada, durante la compresión el acortamiento inicial puede resultar en el emplazamiento del piso de la cuenca marginal por cabalgamiento de la corteza continental o cabalgamiento de un borde del arco (Fig. 1.16 A), un ejemplo de esto en los Andes del norte sería el emplazamiento de la unidad Peltetec en el Cretácico inferior (Spikings et al., 2015). Segundo, la acreción de material oceánico considerable, más allá del material acumulado en el prisma de acreción, puede ocurrir por la obducción y/o underplating en el antearco de montes submarinos, ridges asísmicos o plateaus oceánicos (Fig. 1.16 B). Tercero, la colisión de un plateau oceánico lejano con un arco de islas desarrollado sobre este, podría inducir el cierre de cuencas a lo largo del margen continental (Fig. 1.16 C), por ejemplo, la colisión y acreción del plateau oceánico del Caribe (CLIP) (Kerr et al., 2002; Vallejo, 2007; Spikings et al., 2015).

1.6.2 Procesos en el antearco (forearc)

Durante la convergencia de placa, las cuencas de antearco son sujetas a varios modos de deformación con acortamiento, extensión y/o transurrencia. La compresión en el antearco genera cuencas relacionadas con fallas inversas y cabalgamientos que

inducen a una subsidencia flexural (Fig. 1.16 D). Las condiciones de esfuerzos neutrales en el antearco provocan depositación de los sedimentos en una topografía baja entre el prisma de acreción y el arco magmático (Fig. 1.16 E). El antearco también puede estar gobernado por fallas que inducen una subsidencia durante una extensión ortogonal al margen de placa, posiblemente conducido por un slab roll-back, aunque no solo está la podría generar, una convergencia oblicua generalmente resulta en esfuerzos de partición y en una deformación transcurrente (strike-slip) que se enfoca en el antearco o arco magmático (Fig. 1.16 F), un ejemplo de este tipo es la cuenca de pull-apart de Guayaquil (Trenkamp et al., 2002; Witt et al., 2006; Nocquet et al., 2014).

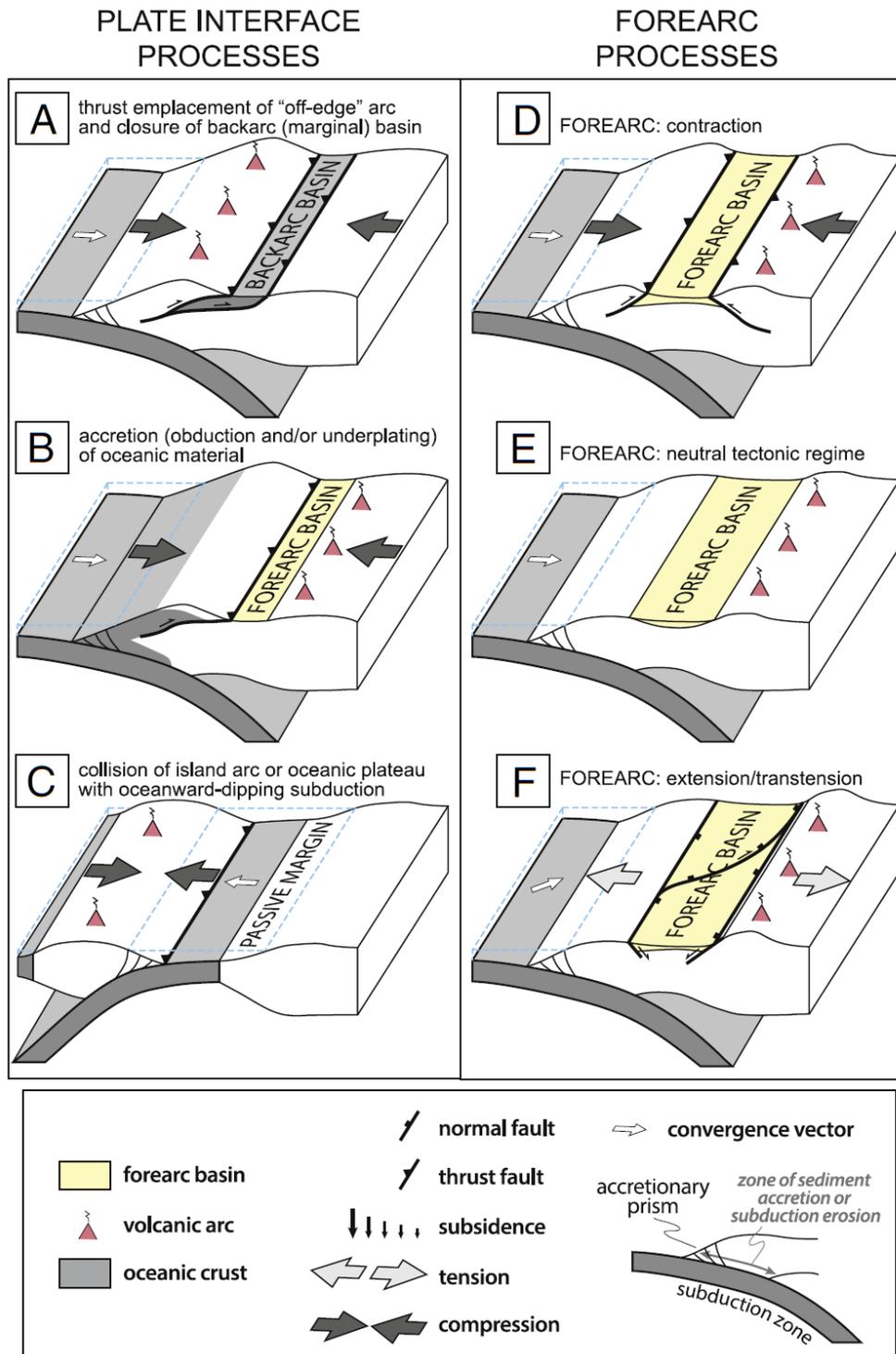


Figura 1.16. Diagramas de bloque esquemáticos mostrando los procesos tectónicos y las estructuras de las cuencas a lo largo del margen convergente de placas oceánica-continental con énfasis en los procesos de interfase de placa y antearco. A. Emplazamiento de un borde de un arco magmático con el cierre de una cuenca de trasarco; B. Acreción de material oceánico a un margen continental por obducción y/o underplating; C. Colisión de un arco de islas o plateau oceánico a lo largo de una zona de subducción buzando en dirección al océano; D. Acortamiento del antearco con una cuenca limitada por fallas cabalgantes; E. Cuenca de antearco con esfuerzos neutrales. F. Antearco en extensión/transensión con una cuenca con borde fallados. (Tomado de Horton, 2018)

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

2.1 Análisis litoestratigráfico

El análisis litoestratigráfico en este estudio fue establecido en base a la recopilación de información bibliográfica y cartográfica de la Cuenca Alamor-Lancones y trabajo de campo.

La descripción de las unidades litoestratigráficas está definida en varias secciones: (1) una síntesis de los **estudios previos**, (2) la **ocurrencia** y localización geográfica de los afloramientos, (3) la descripción de las características litológicas y una estimación del espesor, (4) las **relaciones estratigráficas** con las unidades litoestratigráficas adyacentes, (5) la propuesta de una **edad** estratigráfica basada en estudios bioestratigráficos y geocronológicos realizados por varios autores, y (6) el análisis de la **geoquímica y el ambiente de formación** únicamente para las rocas volcánicas del área de estudio.

2.2 Análisis de procedencia

La preparación de las muestras de minerales pesados y la separación de los zircones detríticos fue realizada en los Laboratorios de Geoquímica y Sedimentología del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional.

El análisis de minerales pesados fue realizado en el microscopio petrográfico Olympus S/C del Laboratorio de Microscopía del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional.

La preparación de las láminas delgadas y el análisis petrográfico de las areniscas fueron realizados en los Laboratorios Geocientíficos del Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM).

Las dataciones U-Pb de zircones detríticos fueron analizadas en el Departamento de Petrología y Geología Económica del Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia (GEUS).

2.1.1 Minerales pesados

La preparación de muestras y la separación de minerales pesados fue llevada a cabo usando los métodos descritos por Mange y Maurer (1992), esto incluye:

- a) Disgregación mecánica de muestras sedimentarias de tamaño de arenisca.
- b) Digestión ácida con ácido acético para eliminar carbonatos.
- c) Lavado en agua caliente para disolver yeso, anhidrita y sales solubles.

- d) Tamizado en húmedo para retener la fracción entre 45-250 micras y remover partículas de limos y arcilla.
- e) Separación física de la fracción de minerales pesados con politungstato de sodio (líquido pesado), de densidad de 2.89 g/cm³, usando un balón de destilación y dejándolo reposar por 90 minutos.

Posteriormente se realizó el montaje de cada fracción pesada en láminas delgadas para la identificación mineralógica, en este estudio se utilizó resina epóxica con un índice de refracción = 1,56.

Como sugiere Mange y Maurer (1992), en cada muestra fueron contados más de 200 minerales pesados mediante la identificación de sus propiedades ópticas, sin contar los minerales opacos ni micas (muscovita, biotita y clorita). Finalmente, los datos del conteo fueron recalculados como porcentajes para su representación gráfica.

2.1.2 Petrografía de areniscas

Un total de 22 láminas delgadas de muestras de areniscas fueron analizadas de acuerdo con el método de Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Ingersoll et al., 1984, Dickinson, 1985).

Este consiste en el conteo de más de 300 granos minerales seleccionados en base al tamaño de grano, como sugiere Zuffa (1980) (Fig. 2.1), los que incluyen: cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), plagioclasa (P), feldespato de potasio (K), líticos volcánicos/metavolcánicos (Lv) y líticos sedimentarios/metasedimentarios (Ls). Los cuales fueron recalculados en cuarzo total (Qt=Qm+Qp), feldespatos (F=P+K), líticos (L=Lv+Ls) y líticos totales (Lt=L+Qp), y ploteados en los diagramas de procedencia tectónica de Dickinson (1985), Qt-F-L y Qm-F-LT.

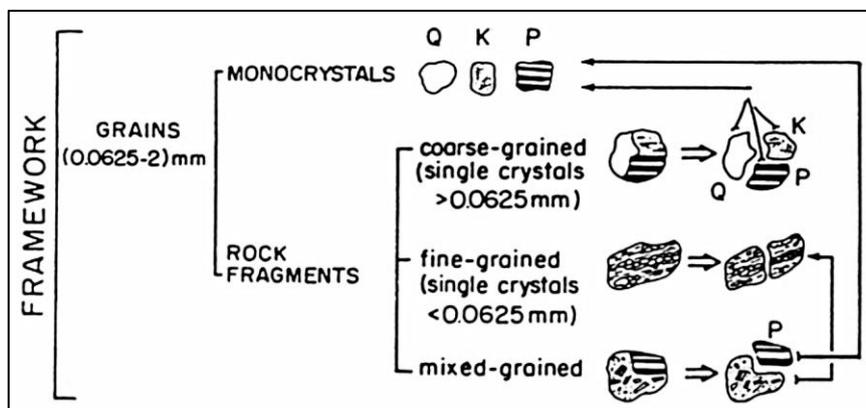


Figura 2.1. Diagrama de flujo para la técnica de conteo de granos para minimizar la dependencia de la composición de la roca sobre el tamaño de grano. (Tomado de Zuffa, 1980)

3.2.3 Geocronología U-Pb en zircones detríticos

La separación de zircones detríticos fue realizada mediante la siguiente metodología:

- a) Disgregación mecánica de la muestra de roca.
- b) Digestión ácida con ácido acético para eliminar carbonatos.
- c) Lavado en agua caliente para disolver yeso, anhidrita y sales solubles.
- d) Tamizado en húmedo para retener la fracción entre 45-250 micras y remover partículas de limos y arcilla.
- e) Concentración de la fracción no magnética utilizando el separador magnético Frantz.
- f) Separación de los minerales pesados de la fracción no magnética con politungstato de sodio (líquido pesado), de densidad de 2.89 g/cm³, usando un balón de destilación y dejándolo reposar por 90 minutos.
- g) Separación manual bajo binocular de 120 zircones detríticos seleccionados aleatoriamente.
- h) Montaje de los zircones en una probeta de resina epóxica.
- i) Pulido de la probeta (este fue realizado en el Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia).

Las edades U-Pb fueron obtenidas en el Departamento de Petrología y Geología Económica del Servicio Geológico de Dinamarca y Groenlandia, Copenhague, por un LA-ICP-MS (laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry) empleando un espectrómetro de masas Thermo Finnigan Element 2 acoplado a un sistema de ablación láser NewWave UP213 de tercera generación. Todos los datos de edad presentados aquí se obtuvieron por un análisis de punto único (single spot analysis) durante un tiempo de ablación de 30 segundos, el diámetro del punto tiene una longitud de 25 a 30 micras y una profundidad de cráter de aproximadamente 15-20 micras. Los métodos empleados para el análisis y el procesamiento de datos están descritos en Gerdes y Zeh (2006) y Frei y Gerdes (2009).

Todos los análisis se llevaron a cabo usando probetas pulidas de epoxi de 1 pulgada de diámetro. Las probetas se limpiaron cuidadosamente con etanol antes de la inserción en la celda de muestra para eliminar la contaminación superficial de Pb. El gas helio (He) fue usado como gas transportador de las muestras y fue mezclado con una muestra de gas de argón (Ar) antes de entrar al espectrómetro de masa. El tiempo total de adquisición para cada análisis fue de 75 segundos, los primeros 30 segundos fueron usados para medir el gas del vacío (gas blank), seguido de 30 segundos de ablación y 15 segundos para limpiar la celda de la muestra. El sesgo instrumental en las relaciones

isotópicas medidas se corrigió mediante estandarización con el zircón GJ-1 (Jackson et al., 2004) analizado en las mismas condiciones que las muestras.

La tabla de resultados se encuentra en el Anexo 4. Los resultados son presentados en diagramas de densidad-probabilidad e histogramas plotados en el software DensityPlotter (Vermeesch, 2012) y diagramas de concordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ plotados en el software *jAgeDisplay* (Thomsen et al., 2016; Sircombe, 2004).

CAPITULO 3. RESULTADOS

3.1 Análisis litoestratigráfico

En este estudio la estratigrafía de la Cuenca Alamor-Lancones ha sido dividida en tres grupos principales: Puyango-Progreso, Celica y Zapotillo.

Este capítulo presenta un marco general de la litoestratigrafía de la cuenca con descripciones de las observaciones y datos obtenidos en las jornadas de campo, una síntesis de los datos geológicos realizados por autores anteriores y la localización exacta de los afloramientos tipo. También se realiza una interpretación general de un posible ambiente de depositación y la propuesta de una edad crono-estratigráfica para cada formación. Sin embargo, estudios sedimentológicos, geocronológicos y bioestratigráficos aún son necesarios para entender de mejor manera los ambientes sedimentarios y la edad de cada formación. La Figura 3.1 muestra una columna estratigráfica esquemática de las formaciones de la Cuenca Alamor-Lancones y la correlación con las formaciones definidas en Perú (Andamayo, 2008; Reyes y Caldas, 1987; Reyes y Vergara, 1987).

La estratigrafía de la Cuenca Alamor-Lancones en Ecuador, ha sido estudiada por varios autores (Kennerley, 1973; Feininger, 1975; Jaillard et al., 1996; Jaillard et al., 1999, Egüez y Poma, 2001; Jaillard et al., 2005; Ordoñez et al., 2006), resultando en la definición de varios grupos y formaciones (Fig. 3.2). En base a lo anterior, la estratigrafía propuesta en este trabajo ha mantenido la nomenclatura de trabajos anteriores, tomando en consideración también las establecidas recientemente por el Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero, Metalúrgico durante el mapeo geológico desarrollado en el 2016 (INIGEMM, 2017, 2018). En la Figura 3.3, se presenta un mapa geológico simplificado con la estratigrafía propuesta (Modificado de Kennerley, 1973; INIGEMM, 2013. 2017, 2018; Egüez et al., 2017).

Adicionalmente, Andamayo (2008) publicó perfiles sísmicos en el lado peruano de la cuenca, cercanos al límite fronterizo con Ecuador, el cual ha sido muy útil para entender las relaciones estratigráficas, las estructuras y geometría de las formaciones en la parte ecuatoriana de la cuenca (Fig. 3.4).

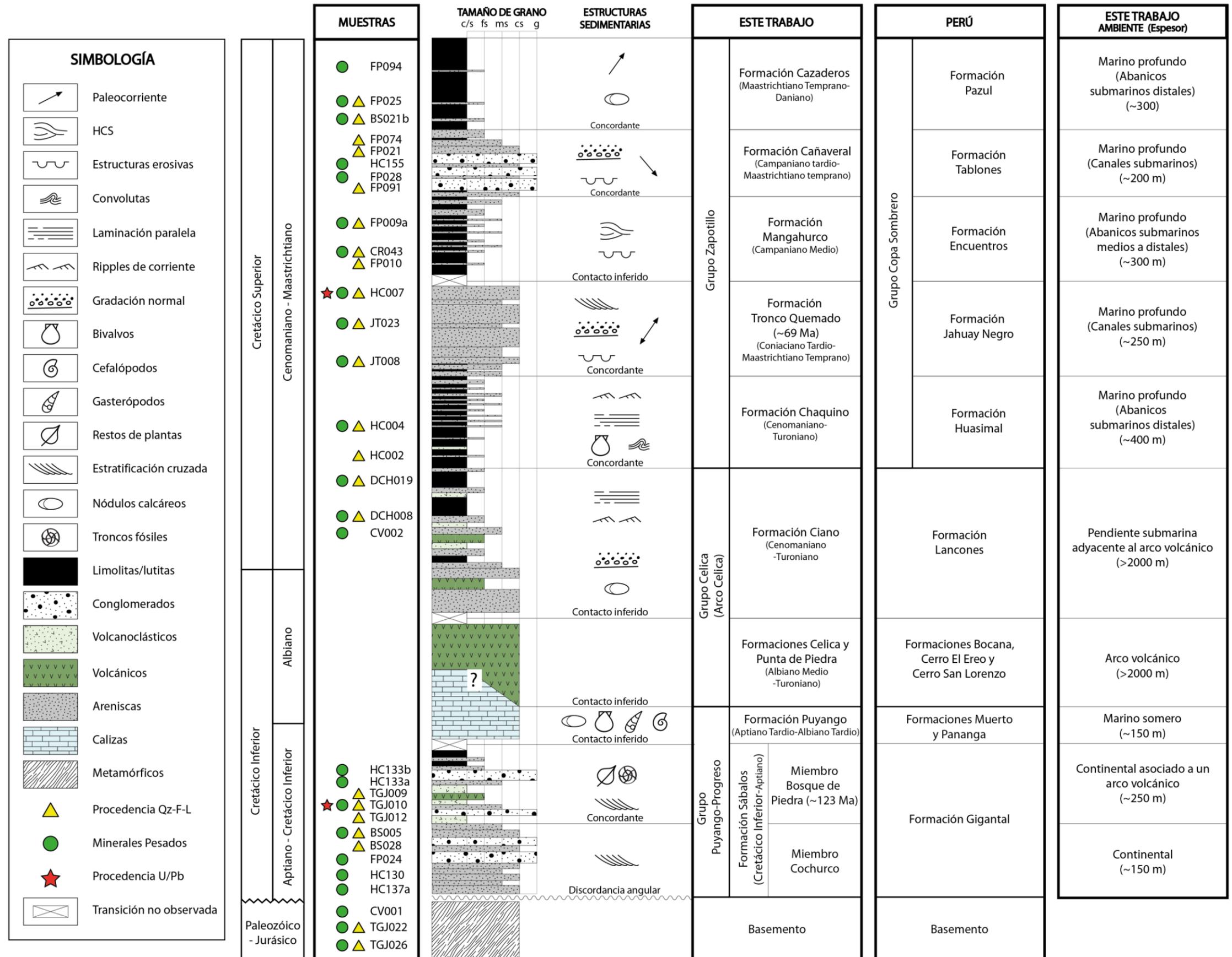


Figura 3.1. Columna estratigráfica esquemática (sin escala) de la Cuenca Almor-Lancones, con la correlación con las formaciones de Perú, ambientes de depositación y muestras analizadas de este estudio.

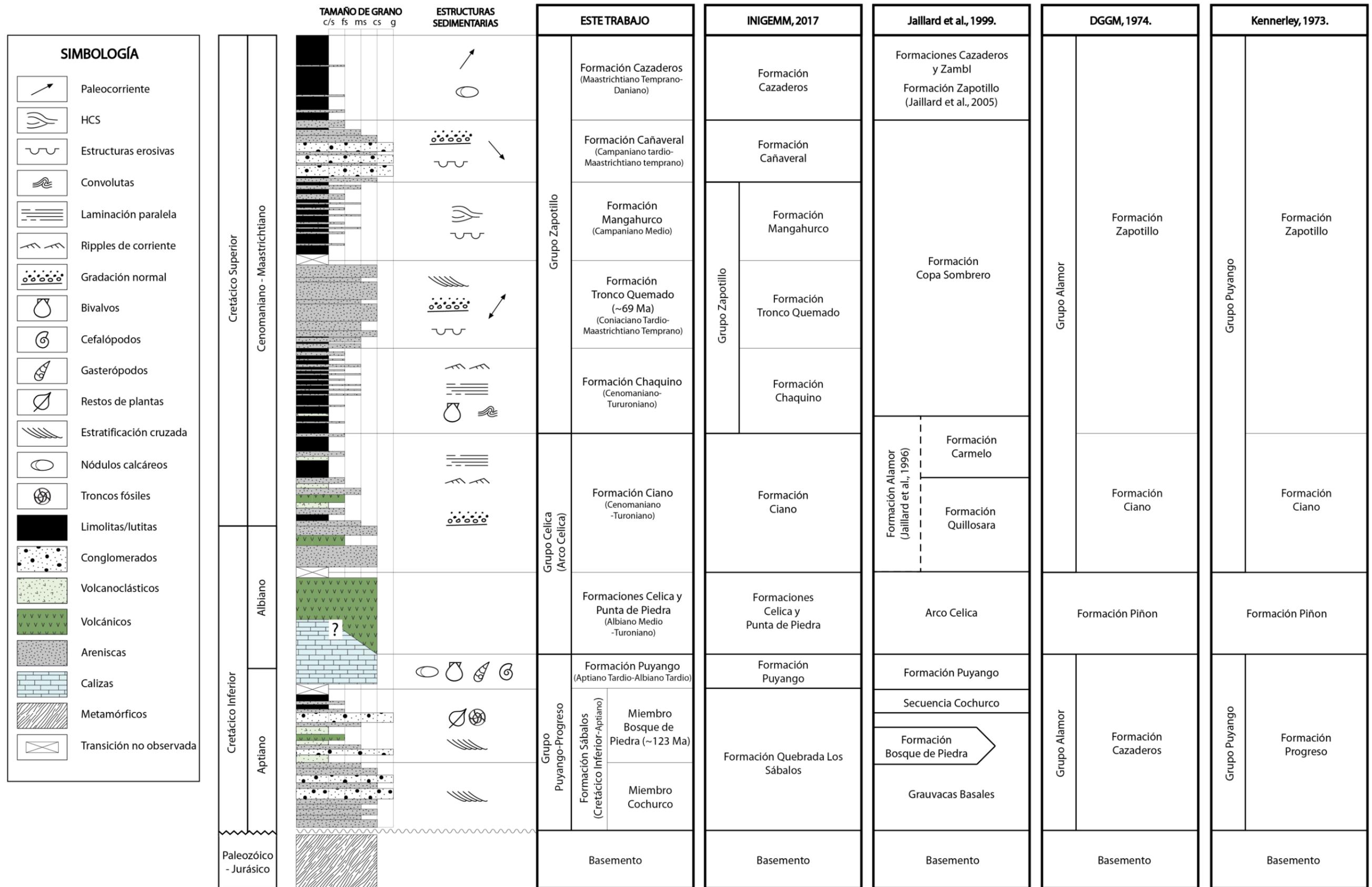


Figura 3.2. Correlación estratigráfica de la Cuenca Alamo-Lancones con trabajos anteriores.

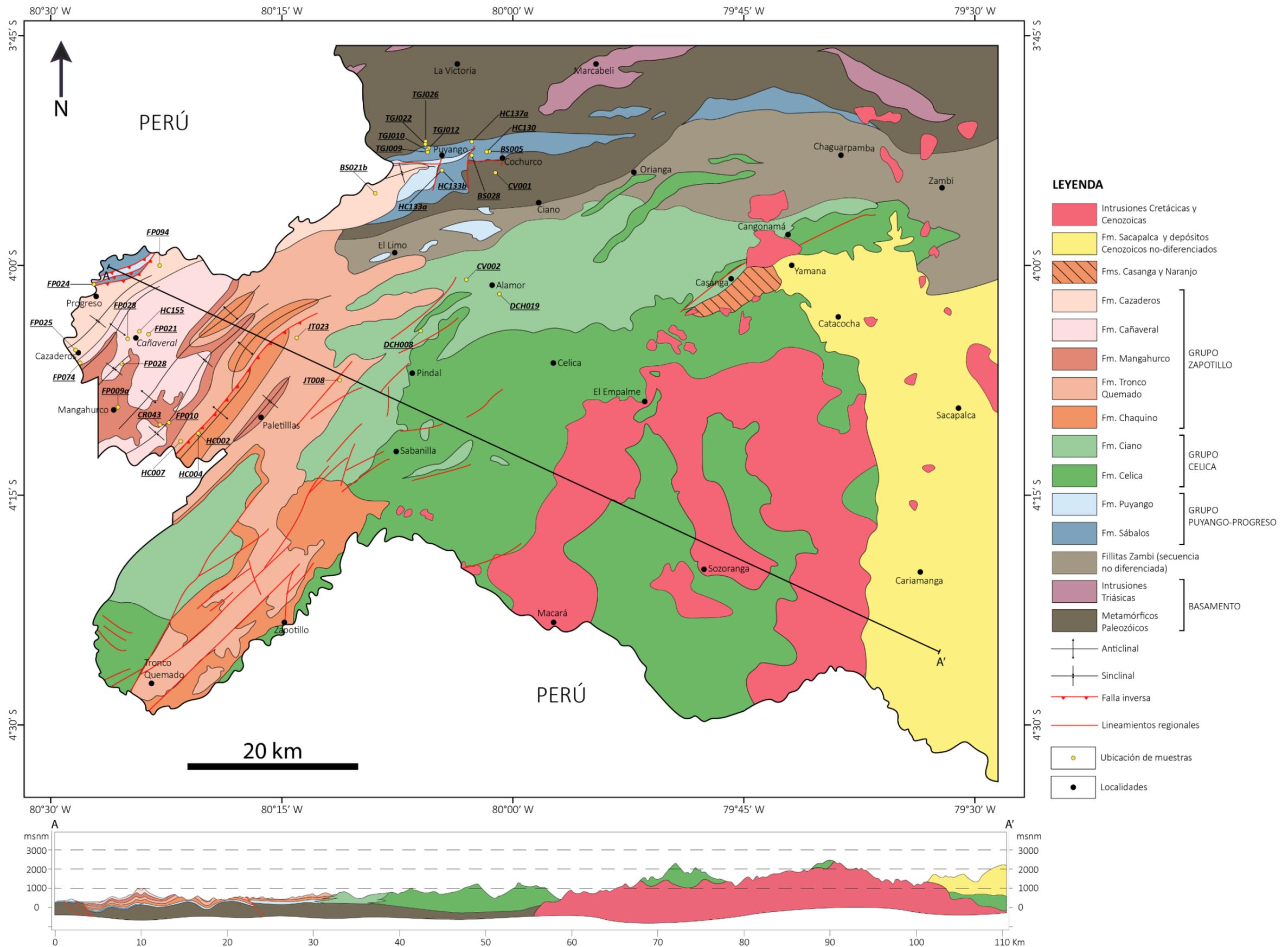


Figura 3.3. Mapa Geológico de la Cuenca Almor-Lancones, mostrando la ubicación de las muestras utilizadas en este estudio. (Modificado de Kennerley, 1973; Egúez et al., 2017; INIGEMM, 2013, 2017, 2018)

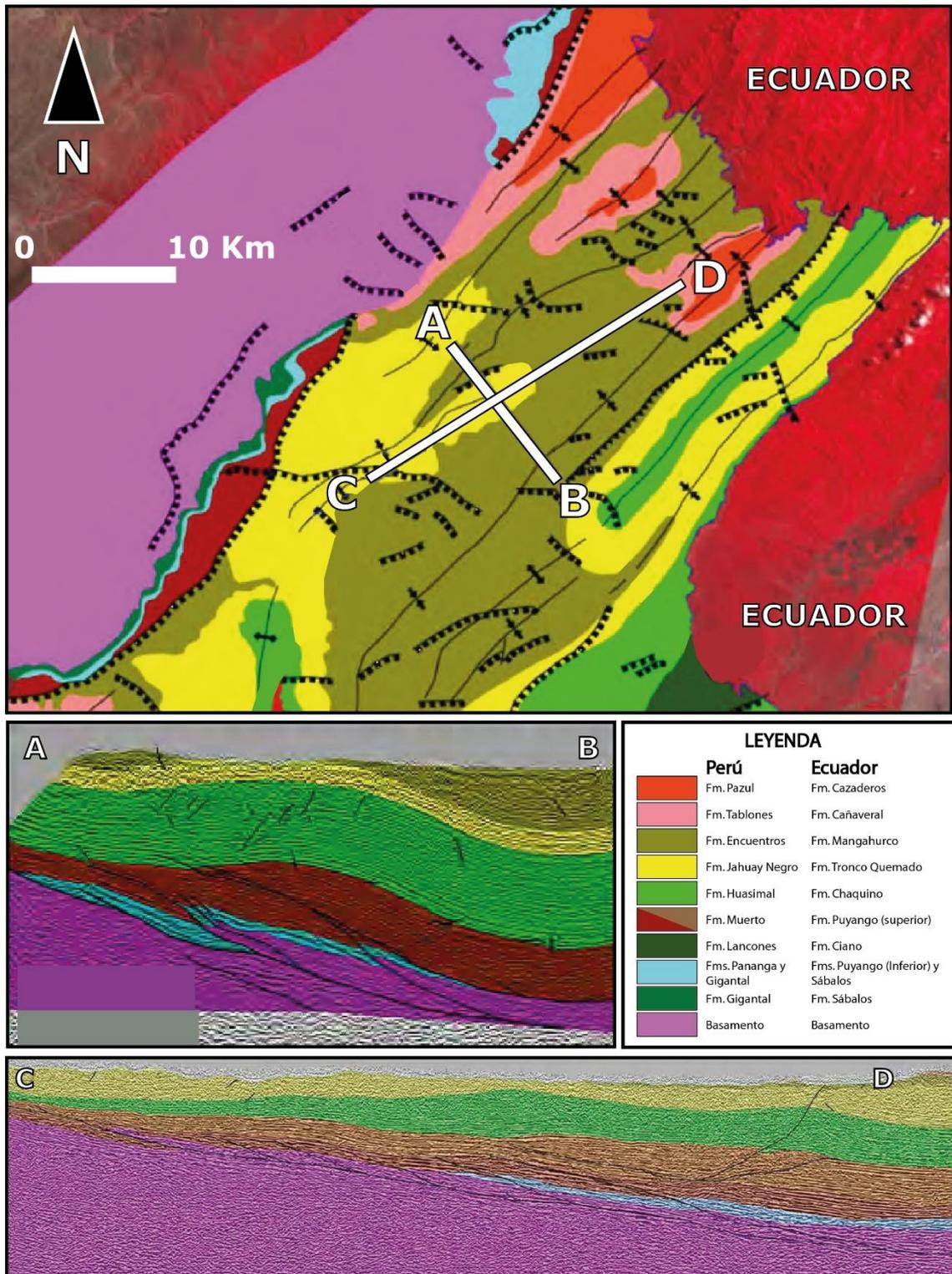


Figura 3.4. Mapa geológico simplificado de la Cuenca de Lancones en Perú mostrando la ubicación de los perfiles sísmicos. En estos perfiles se interpreta la geometría y relación estratigráfica de las formaciones dentro de la cuenca. (Modificado de Andamayo, 2008).

3.1.1 Grupo Puyango–Progreso

Se define el Grupo Puyango–Progreso, a la secuencia de rocas sedimentarias siliciclásticas, volcano-sedimentarias, volcánicas y calcáreas depositadas en la etapa inicial de la Cuenca Alamor-Lancones. La Formación Sábalos se subdivide en el Miembro Cochurco y el Miembro Bosque de Piedra. Geográficamente, los afloramientos del Grupo Puyango–Progreso se restringen al norte y noroeste de la cuenca. (Fig. 3.1, 3.2, 3.3)

3.1.1.1 Formación Sábalos

Estudios Previos. Kennerley (1973) fue el primero en reportar esta secuencia dentro de la Formación Progreso, describiéndola como una secuencia de depósitos continentales que presentan conglomerados, areniscas cuarzosas, rocas volcánicas y volcanoclásticas.

Posteriormente, Feininger (1975) las reporta dentro de las “Rocas sedimentarias y volcánicas Cretácicas” de la geología de la zona de Arenillas-Puyango. En su descripción indica que la parte inferior presenta conglomerados y areniscas con estratificación cruzada de origen fluvial, y en la parte superior existen rocas volcánicas y volcanoclásticas con intercalaciones menores de lutitas y limolitas. Además, manifiesta que en la parte superior están preservados troncos fósiles en estado silicificado de hasta más de un metro de diámetro.

Por otro lado, a esta misma secuencia Jaillard et al. (1999) las diferencian y las dividen en Grauvacas Basales y la Formación Bosque de Piedra. La primera es descrita como una secuencia de grauvacas de tamaño de grano medio a grueso, areniscas cuarzosas rojas de origen continental y lutitas. Mientras que a la Formación Bosque de Piedra la describen como una secuencia de cuarcitas conglomeráticas con estratificación cruzada de origen fluvial, areniscas, lutitas, capas delgadas de calizas y tobas, en donde ocurren troncos fósiles.

La Formación Sábalos corresponde en Perú a la Formación Gigantal definida por Reyes y Vergara (1987), por sus mismas características litológicas y posición estratigráfica.

Ocurrencia. Los afloramientos de la Formación Sábalos se localizan en la parte noroeste y norte de la cuenca. En este estudio la Formación Sábalos se subdivide en el Miembro Cochurco para las rocas netamente siliciclásticas basales y el Miembro Bosque de Piedra para las rocas siliciclásticas con intercalaciones volcano-sedimentarias en la parte superior.

El Miembro Cochurco ocurre principalmente al norte de la cuenca y está depositado directamente sobre las rocas metamórficas de la Unidad El Tigre en discordancia angular (Fig. 3.5 A), este contacto se lo puede observar en la vía Puyango Nuevo-La Victoria dentro del primer kilómetro (UTM: 606189-9572548). Los afloramientos de este miembro se encuentran a lo largo de la vía de segundo orden Puyango Nuevo-Cochurco, esporádicamente a lo largo de la vía Puyango-Puyango Nuevo (UTM: 606567-9572004), en el sector Playa del Gringo (UTM: 599293-9570674) y también al noroeste de la cuenca en el río Cazaderos, específicamente al norte de la localidad el Progreso (UTM: 560827-9555393).

El Miembro Bosque de Piedra se localiza en la parte norte de la cuenca, específicamente en la quebrada Sábalo (UTM: 600789-9570928) y en la Quebrada El Chirimoyo (UTM: 602643-9569023), donde se pueden observar depósitos volcanoclásticos y clásticos con troncos silicificados de dimensiones métricas, y también en la vía Puyango Nuevo-Alamor (UTM: 606814-9571791).

Litología y espesor. La Formación Sábalo consiste en una secuencia potente de areniscas y conglomerados, con intercalaciones de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias en su parte superior. Se estima un espesor de al menos 400 m. Esta secuencia ha sido subdividida en el Miembro basal Cochurco y el Miembro superior Bosque de Piedra.

Miembro Cochurco. Este miembro consiste en su parte inferior de una secuencia de limolitas y areniscas masivas de tamaño de grano medio, marrones y grises. Hacia arriba continua con limolitas y areniscas masivas rojizas (red beds) de tamaño de grano medio a grueso. En la parte superior presenta conglomerados grises y blancos con cantos angulares a subangulares de cuarcitas, pizarras, filitas y cuarzo lechoso de hasta 10 centímetros de diámetro; intercalados con areniscas silicificadas blancas y grises de tamaño de grano fino a medio con estratificación cruzada. (Fig. 3.5 B-F).

Las areniscas blancas en lámina delgada presentan clastos redondeados a subangulares de cuarzo y feldespato de potasio, y rocas meta-sedimentarias y metamórficas en menor proporción, con buen sorteo y cemento silíceo. (Fig. 3.6 A-D)

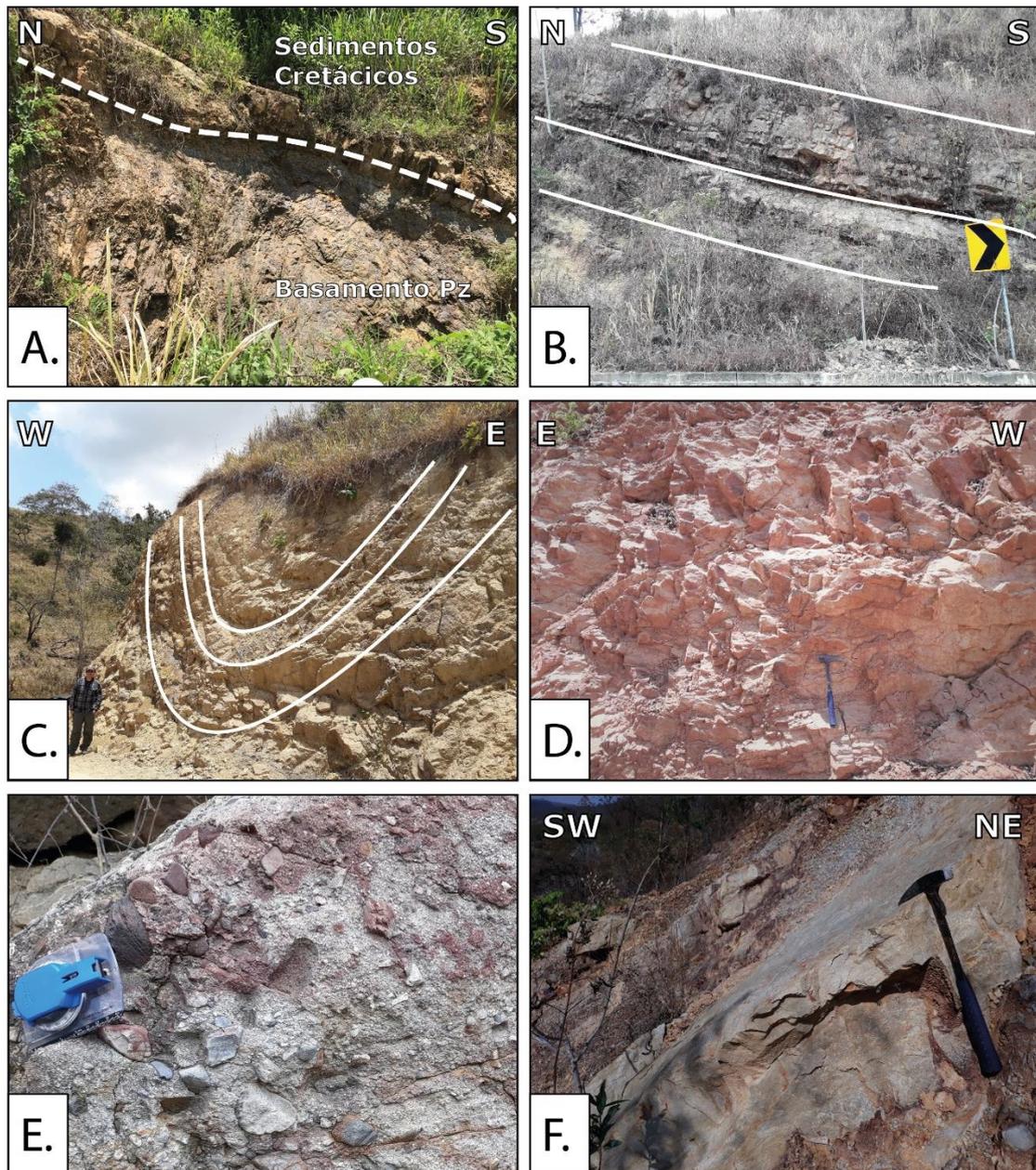


Figura 3.5. Afloramientos del Miembro Cochurco. A. Discordancia angular entre las rocas paleozoicas de la Unidad El Tigre y los sedimentos cretácicos del Miembro Cochurco (UTM: 606189-9572548); B. Estratos potentes de areniscas café-grisáceas de la parte basal del Miembro Cochurco; C. Intercalaciones de areniscas y limolitas cafés deformadas con estructura sinclinal (UTM: 607512-9571061); D. Red beds en la parte inferior del Miembro Cochurco (UTM: 607236-9570868); E. Conglomerado matriz soportada con clastos subangulares a subredondeados en la parte superior del Miembro Cochurco (UTM: 560825-9555392); F. Estrato de arenisca cuarzosa de color blanco, en la parte superior de la secuencia (UTM: 606566-9572001).

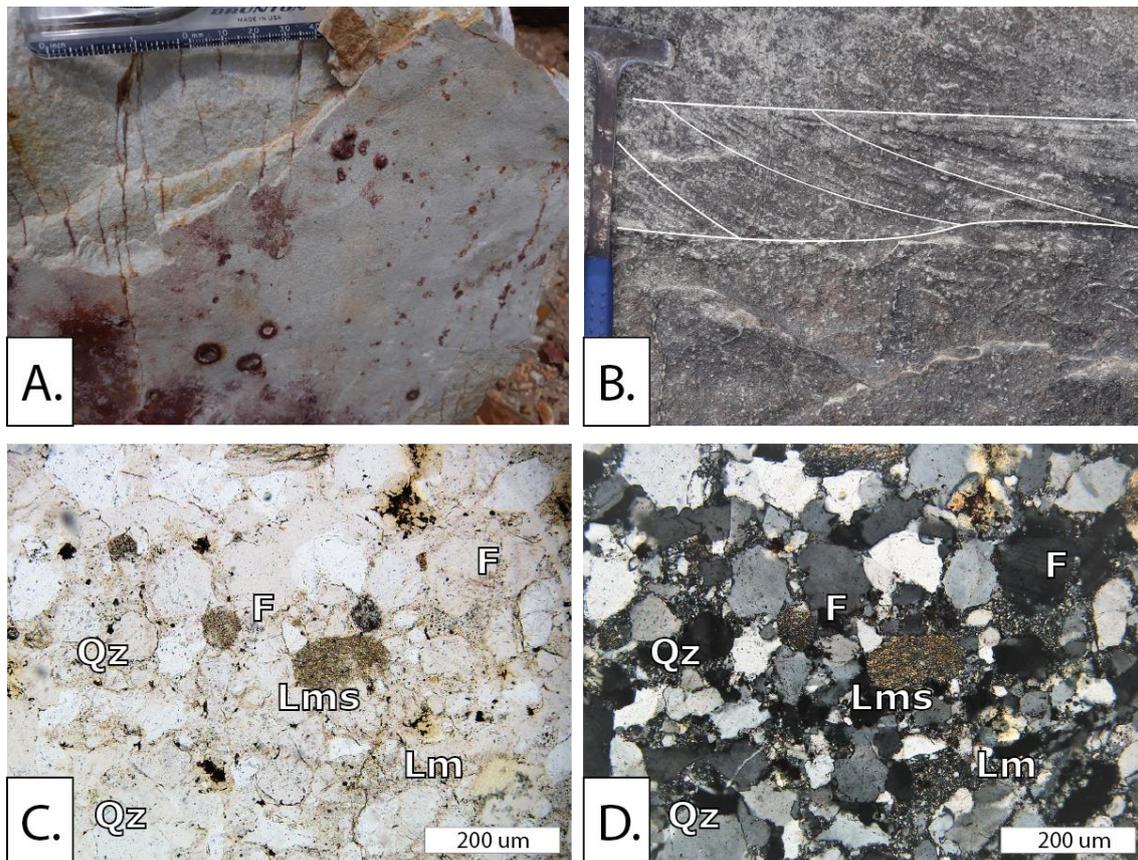


Figura. 3.6. Rocas del Miembro Cochurco. A. Arenisca cuarzosa masiva de tamaño de grano fino con pátinas de oxidación; B. Arenisca cuarzosa con pátina de color negro que presenta estratificación cruzada tabular; C,D. Muestra BS005 del Miembro Cochurco, se observa fábrica clasto soportadas, buen sorteo, cementación silícea. (Lm: lítico metamórfico; Lms: lítico meta-sedimentario, F: feldespatos de potasio, Qz: cuarzo) (LPNA y LPA respectivamente).

Miembro Bosque de Piedra. Este miembro es una secuencia de intercalaciones de estratos gruesos de conglomerados, areniscas grises y rocas volcanoclásticas (Fig. 3.7 A-B). Los conglomerados presentan fábrica clasto soportada con cantos subredondeados y redondeados (de hasta 10 centímetros de diámetro) de cuarcitas, cuarzo lechoso, meta-sedimentos y rocas volcano-sedimentarias. Las areniscas son de color gris con estratificación cruzada con clastos de líticos volcánicos y feldespatos. Las rocas volcanoclásticas presentan troncos fósiles en estado silicificado y carbonizado. También se encontraron clastos de rocas volcánicas máficas con fenocristales de plagioclasa y matriz vítrea, posiblemente de composición andesítica. Jaillard et al. (1999) indican que la parte superior de la secuencia ocurren lutitas y areniscas intercaladas con capas finas de calizas, estas últimas litofacies no fueron encontradas en campo.

Las rocas volcanoclásticas del Miembro Bosque de Piedra donde ocurren los troncos fósiles son principalmente tobas líticas. En muestra de mano se observa una textura volcanoclástica con fenocristales de feldespatos y fragmentos líticos angulares

verdes de rocas volcánicas y una matriz arcillosa café. En lámina delgada se observa una estructura traquítica, los clastos son líticos volcánicos y cristales de feldespatos (plagioclasa + feldespato de potasio), angulares, moderadamente fracturados, la matriz es vítrea alterada a arcilla, el sorteo es muy malo y la fábrica es matriz soportada (Fig. 3.7 C-F). Feininger (1975) indica que todas las rocas volcánicas son ricas en vidrio, aunque el vidrio se encuentra mayormente devitrificado a una masa café y verde de aspecto sucio.

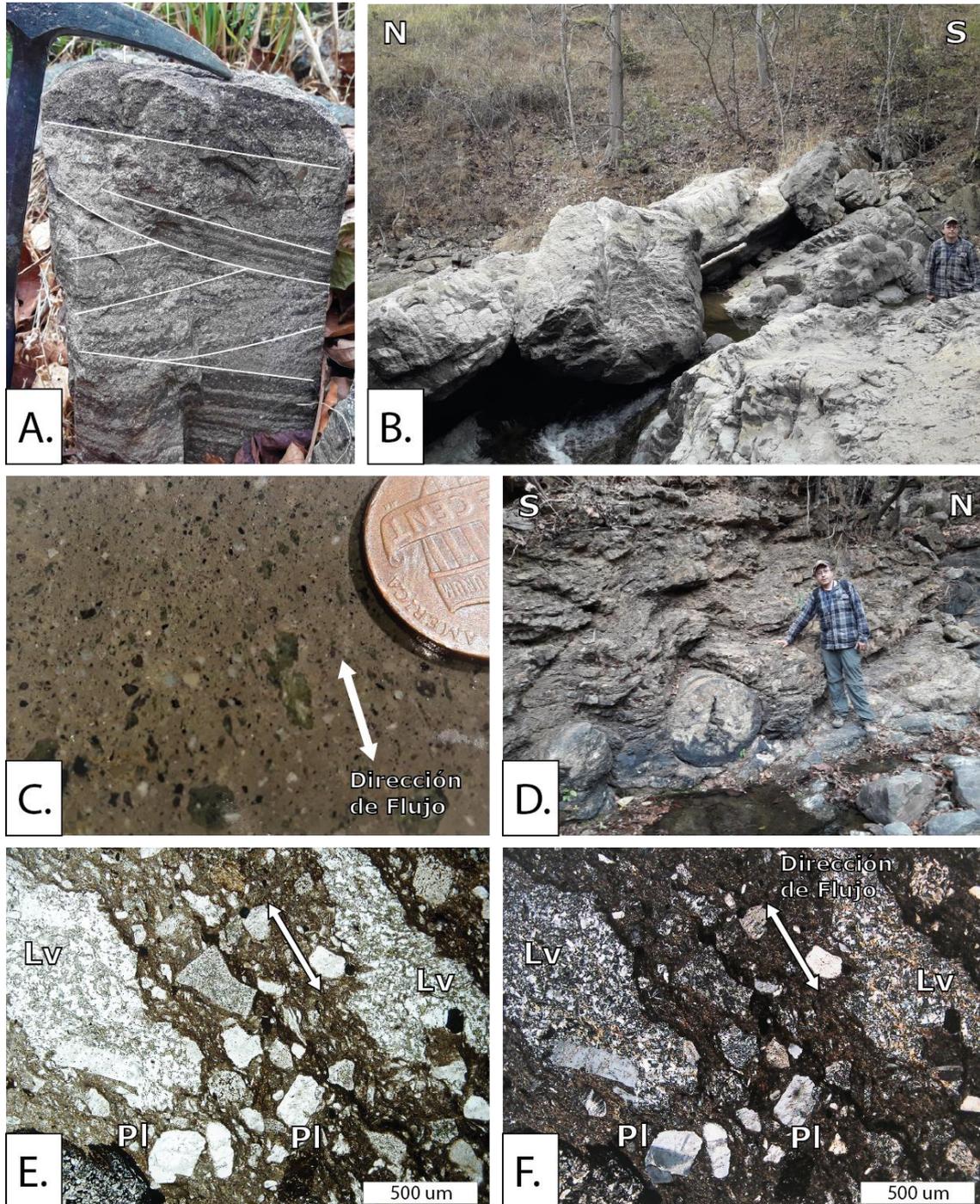


Figura. 3.7. Miembro Bosque de Piedra. A. Estratificación cruzada en arenisca de tamaño de grano muy grueso; B. Estratos métricos de conglomerados masivos bien

consolidados; C. Toba lítica en corte de la muestra de mano TGJ010, se observan líticos volcánicos de color verde y negro, y fragmentos de cristales fracturados de feldespatos de color blanco, se puede observar una alineación preferencial de los clastos y cristales. D. Tronco fósil en volcano-sedimentos, quebrada Los Sábalos; E, F. Lámina delgada de la Muestra TGJ010, correspondiente a una toba lítica, se observa fábrica matriz soportadas, mal sorteo, matriz alterada a arcilla y estructura traquítica. (Lv: lítico volcánico; Pl: plagioclasa) (LPNA y LPA respectivamente).

Relaciones estratigráficas. Las rocas de la Formación Sábalos se encuentran depositadas en discordancia angular directamente sobre el basamento del Complejo Metamórfico de El Oro. En la zona de Puyango y El Progreso se observa que el contacto con la Formación Puyango es fallado, por lo tanto, se infiere que las rocas de la Formación Puyango están sobreyaciéndola como se observa en la sección símica (Fig. 3.4) publicada por Andamayo (2008). Jaillard et al. (1999) indican haber observado un cambio transicional de la Formación Sábalos a la Formación Puyango, pero dicha transición no fue vista en el trabajo de campo de este estudio.

Edad. Shoemaker (1982) obtuvo edades K-Ar, probablemente reiniciadas, de capas de tobas no especificadas de $75,9 \pm 9$ Ma y 64.6 Ma y determinó que los troncos fósiles son del género *Araucariaceae* del Cretácico Inferior.

Este trabajo presenta dataciones U-Pb de zircones detríticos extraídos de una roca volcanoclástica (muestra TGJ010, ver subcapítulo 3.2.3 y Anexo 4) donde ocurren los troncos fósiles del Miembro Bosque de Piedra, presentando una amplia gama de edades, siendo la edad del zircón más joven 122 ± 3.1 Ma, la cual restringe la edad estratigráfica máxima para este miembro al Aptiano Temprano.

Por lo tanto, en base a los datos geocronológicos y por su posición estratigráfica se infiere que la Formación Sábalos pudo haberse depositado antes y durante el Aptiano.

Ambiente de Deposición. La Formación Sábalos presenta una secuencia de areniscas con estratificación cruzada, conglomerados de origen fluvial, limolitas y areniscas rojizas (red beds), con intercalaciones de rocas volcánicas y volcanoclásticas donde ocurren troncos petrificados en su parte superior. Esta asociación sugiere un ambiente continental con el desarrollo de un volcanismo coetáneo al Miembro Bosque de Piedra.

La preservación de los troncos fósiles ocurre por un enterramiento rápido, lo que inhibe su degradación por factores medioambientales. El estado carbonizado en varias partes de los troncos se debe a la combustión provocada probablemente por el contacto directo con flujos de lava y/o flujos piroclásticos calientes. Su estado silicificado ocurre por el reemplazamiento de su estructura por sílice, el cual ha sido lixiviado de las rocas circundantes debido a la meteorización de silicatos. La cantidad de sílice es mayor en

zonas tropicales en donde la meteorización química de las rocas ocurre a una mayor velocidad. (Weibel, 1996; Riggs et al., 2003; Ramezani et al., 2011; Riggs et al., 2016)

3.1.1.2 Formación Puyango

Estudios Previos. Kennerley (1973) la describió como la Formación Progreso, la cual presenta calizas fosilíferas de color negro y capas interestratificadas de lutitas negras. Feininger (1975) posteriormente también describe esta secuencia en la memoria técnica de la geología de la zona Arenilla-Puyango, sin mayor detalle. Posteriormente, Jaillard et al (1999) la definió como la Formación Puyango.

Las Formaciones Pananga y Muerto (Iddings y Olsson, 1928; Olsson, 1934; Reyes y Vergara, 1987) en Perú son los equivalentes de la Formación Puyango, puesto presentan las mismas características litológicas y posición estratigráfica.

Ocurrencia. Los afloramientos, al igual que la Formación Sábalo, se localizan en la parte noroeste y norte de la cuenca. Al noroeste se encuentra a lo largo del río Cazaderos al norte de la localidad El Progreso (UTM: 560596-9556089) (Fig. 3.8 A). Al norte se encuentra a lo largo del río Puyango, específicamente en el sector de la Playa del Gringo (UTM: 599216-9570396) (Fig. 3.8 B). También se la encuentra en la antigua vía Puyango–Alamor (en el primer kilómetro). Jaillard et al. (1999) reportan una secuencia de margas, calizas y lutitas (“Cochurco Sucesion”) en el río Cochurco entre las localidades de El Huásimo y Las Nubes (UTM: 607641-9562451).

Litología y espesor. La Formación Puyango es una secuencia que consiste en intercalaciones de calizas masivas negras, calizas fosilíferas grises, margas, lutitas y en menor cantidad areniscas, gran parte de la secuencia se la puede observar en el sector de la Playa del Gringo.

La parte inferior presenta intercalaciones de calizas grises, con margas, lutitas y con pocos estratos delgados de areniscas con tamaño de grano medio a fino. En esta secuencia se encontró fauna de gasterópodos, bivalvos (ostras) y cefalópodos (amonites), concreciones calcáreas fosilíferas y septarias. Se estima un espesor de 50 metros para esta secuencia. (Fig. 3.8 C-D).

La parte superior, exhibe una secuencia muy potente de intercalaciones de calizas negras muy duras y margas grises. Esta secuencia presenta deformación frágil, con pliegues tipo chevron y fallas inversas (Fig. 3.8 A-B), además están cortadas por vetillas delgadas de calcita. Se estima un espesor mayor a 100 metros para esta secuencia.



Figura. 3.8. Formación Puyango. A. Afloramiento de pliegues tipo-chevron en calizas negras, sector el Progreso (UTM: 560596-9556089); B. Pliegue desplazado por falla inversa, en calizas negras, sector Playa del Gringo (UTM: 599216-9570396); C. Amonite en calizas grises de la secuencia inferior de la Formación Puyango, sector Playa del Gringo; D. Concreciones con fósiles de bivalvos y gasterópodos, secuencia inferior de la Formación Puyango, sector Playa del Gringo.

Relaciones estratigráficas. Debido a que las zonas, donde aflora esta secuencia a lo largo del río Puyango y el río Cazaderos, se encuentran fuertemente tectonizadas, los contactos con las formaciones sub- y sobreyacentes no fueron observadas en campo. Por lo tanto, se infiere que la Formación Puyango se encuentra sobre las rocas de la Formación Sábalos y parcialmente sobre las rocas del Basamento; y subyace a las rocas del Grupo Zapotillo. Estas relaciones estratigráficas se las puede apreciar en la sección sísmica (Fig. 3.4) publicada por Andamayo (2008). También por su posición estratigráfica se infiere que el contacto oriental con las formaciones del Grupo Celica es probablemente interdigitado, al menos en su parte superior.

Edad. Bristow y Hoffstetter (1977) reportan fauna de amonites *Desmoceras latidorsatum* (Michelin), *Hypacanthoplites* sp., *Oxytropidoceras laraiceras* sp., (*Venezoliceras*) *commune* Renz, *Brancocheras aegoceroides* Steinmann, *Hysterocheras orbigny* (Spath) y *Parahoplites* sp, a las que establece una edad Aptiano-Albiano.

Jaillard et al. (1999) reportan el amonite *Epicheloniceras s.l.* sp. de edad Aptiano Tardío.

Ordoñez et al. (2006) reportan una serie de nanofósiles y microfauna en margas, calizas y lutitas del sector de Puyango, siendo los más importantes el foraminífero *Ticinella prímula* y el nanofósil calcáreo *Tranolithus cf gabalus*, por lo que los autores sugieren una edad Albiano Temprano-Albiano Medio.

Olsson (1934) reporta la presencia de amonites del género *Oxytropidoceras*, *Crassatella caudata* y *Astarte debilidens*, para la Formación Pananga (Puyango Inferior), por tal razón el autor sugiere una edad Aptiano Tardío-Albiano Temprano.

Reyes y Vergara (1987) reportan amonites del género *Oxytropidoceras* sp., *Lyelliceras* sp., *Pervinquieria* sp. y *Venezoliiceras* en la Formación Muerto (Puyango Superior), por lo que sugieren una edad Albiano Medio.

Por lo tanto, en base a los datos bioestratigráficos expuestos anteriormente y por su posición estratigráfica, esta investigación sugiere una edad Aptiano Tardío-Albiano Tardío para la Formación Puyango.

Ambiente de Deposición: La secuencia inferior de la Formación Puyango, como indica Ordoñez et al. (2006), por la presencia de valvas de ostras, amonites y foraminíferos planctónicos sugieren un ambiente marino somero cercano a la costa de una profundidad entre 50 a 100 metros. En cambio, la secuencia superior, dominada por calizas negras, indica un mayor contenido de materia orgánica, por lo que se sugiere un ambiente anóxico que inhiba su degradación, probablemente más profundo que la secuencia inferior. (Demaison y Moore, 1980; Tyson, 1987).

3.1.2 Grupo Celica

Se define como Grupo Celica a la sucesión de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias que conforman el arco volcánico Celica, adyacente a la Cuenca Alamor-Lancones. Este grupo incluye a las Formaciones Celica y Ciano. (Fig. 3.1, 3.2, 3.3)

El Grupo Celica se correlaciona en la parte peruana con las Formaciones Cerro San Lorenzo, Cerro El Ereo, La Bocana y Lancones (Winter et al, 2010), cuya estratigrafía volcánica, lito-geoquímica y geocronología se encuentra bien definida. La Tabla 5, muestra la correlación de las formaciones del Arco Celica-Lancones, en Ecuador y Perú.

PERÚ (Winter, 2008)	ECUADOR
<p>Formación Lancones</p> <p>Rocas siliciclásticas y calcáreas. Pocas unidades volcanoclásticas retrabajadas.</p>	<p>Formación Ciano</p> <p>Rocas siliciclásticas intercaladas con rocas volcánicas y volcanoclásticas en menor proporción. (Kennerley, 1973)</p>
<p>Formación La Bocana</p> <p>Rocas volcánicas y volcanoclásticas basálticas, andesitas basálticas y riolíticas, tobas líticas y de cristales. Depósitos de flujos masivos. Pocas rocas siliciclásticas.</p>	<p>Formación Celica</p> <p>Lavas andesíticas y andesíticas porfiríticas. Tobas de cristales y líticas. Pequeñas secuencias de sedimentos siliciclásticos finos intercalados entre los depósitos andesíticos. (Kennerley, 1973)</p>
<p>Formación Cerro El Ereo</p> <p>Rocas volcánicas y subvolcánicas porfiríticas. Brechas volcánicas y tobas de cristales</p>	
<p>Formación Cerro San Lorenzo</p> <p>Secuencia de lavas almohadilla. Flujos y brechas dacíticas, con menores stocks riódacíticos. Depósitos de sulfuros masivos.</p>	<p>Formación Punta de Piedra</p> <p>Basaltos, tobas y lavas almohadillas. Brechas volcánicas e intrusiones menores de gabros. (Eguez y Poma, 2001; Pilatasig et al., 2013; Eguez et al., 2017)</p>

Tabla 5. Correlación de la estratigrafía de las secuencias volcánicas de la Cuenca Alamor-Lancones.

3.1.2.1 Formación Celica

Estudios Previos. Kennerley (1973) fue el primero en definir como Formación Piñón a las rocas volcánicas de la provincia de Loja, este término fue utilizado para designar también a todas las rocas volcánicas básicas del basamento de la Costa y la Cordillera Occidental. Posteriormente Henderson (1979) nombró al “Piñón” de la Cordillera Occidental como la Formación Macuchi mientras que Feininger y Bristow (1980) designaron al “Piñón” de la Sierra sur como la Formación Celica, nombre que se ha mantenido hasta la actualidad. Eguez y Poma (2001) en base a estudios de cartografía

geológica definieron la Formación Punta de Piedra como los depósitos volcánicos más antiguos de la Cuenca Alamor-Lancones, la cual en este estudio está incluida dentro de la Formación Celica como la parte inferior de la secuencia volcánica.

Ocurrencia. Los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de las Formaciones Celica y Punta de Piedra se encuentran en la parte central y oriental de la Cuenca Alamor-Lancones. Los afloramientos tipo de la Formación Celica se localizan en la ciudad del mismo nombre en la quebrada Horida (UTM: 617054-9546252). Otros afloramientos se encuentran debajo el puente de Rio Playas (UTM: 645000-9554538), en la quebrada Florida (UTM: 645512-9553665), en la vía Alamor-Pindal-Sabanilla y en la vía Alamor-Celica-El Empalme-Bramaderos (Fig. 3.9 A-B). Los afloramientos de la Formación Punta de Piedra, se encuentra al este y noreste de Macará (Egüez y Poma, 2001) y a lo largo de la vía Macará-Sozoranga-Cariamanga.



Figura. 3.9. Formación Celica. A. Lavas basáltico-andesíticas masivas de color verde de la Formación Celica, al norte del poblado El Tabacal en la vía Pindal-Alamor (UTM: 600621-9548904); B. Volcano-sedimentos de la Formación Celica en la vía Naranjo-Catacocha cerca de la Quebrada la Florida (UTM: 645512-9553665).

Litología. La Formación Punta de Piedra, en la literatura es descrita como una secuencia que comprende principalmente basaltos afaníticos masivos y lavas almohadilla, tobas, brechas volcánicas y pequeñas intrusiones de gabros faneríticos, (Egüez y Poma, 2001; Pilatasig et al., 2013, Egüez et al., 2017). En el trabajo de campo

realizado en este estudio en los cortes a lo largo de la vía Macará-Sozoranga y en la Quebrada La Florida (UTM: 645475-9553555) se observaron una gran cantidad de volcano-sedimentos intercalados con pocas rocas volcánicas primarias. Estas últimas son en mayoría de composición andesítica y en menor cantidad rocas máficas afaníticas probablemente de composición basáltica. Además, no se observaron las facies de lavas almohadillas ni las intrusiones de gabro. En Perú, considerando que las rocas de la Formación Punta de Piedra son los depósitos volcánicos más antiguas del Arco Celica, serían el equivalente estratigráfico y geográfico de la Formación Cerro San Lorenzo, la cual exhibe una secuencia dominada por lavas almohadillas y brechas basálticas, y en menor cantidad presenta flujos y brechas dacíticas y stocks riódacíticos. Cabe recalcar que en esta secuencia ocurren mega yacimientos de sulfuros masivos (Winter et al., 2010).

La Formación Celica consiste principalmente de lavas afaníticas de composición andesítica principalmente de color verdoso, andesitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, piroxenos, hornblenda y biotita, horizontes de tobas de cristales y líticas, y sedimentos siliciclásticos finos intercaladas entre los depósitos andesíticos (Kennerley, 1973). La descripción petrográfica de Aguirre (1992) indica la ocurrencia de flujos andesíticos masivos de color verde a gris con intercalaciones de flujos de brechas y tobas líticas de la misma composición química. Las Formaciones Cerro el Ereo y la Bocana son los equivalentes estratigráficos de la Formación Celica en la parte peruana, donde presentan rocas volcánicas y volcanoclásticas basálticas, basáltico-andesíticas y riolíticas, rocas porfiríticas volcánicas y subvolcánicas, tobas de cristales y líticas, depósitos de flujos masivos y muy poca cantidad de rocas siliciclásticas (Winter et al., 2010).

Se estima que el espesor de la volcánica estaría sobre los 2000 metros.

Relaciones estratigráficas. Las rocas de las Formación Celica, por su posición estratigráfica se infiere se desarrolló sobre las rocas de basamento (Bloque Amotape Tahuín y/o Cordillera Real), esto es justificado por la ocurrencia de zircones heredados del Proterozoico en las rocas volcánicas de la Formación La Bocana de Perú (Winter, 2010), equivalente a la Formación Celica. Por otro lado, lateralmente al norte y oeste del arco, la Formación Celica cambia lateralmente a facies sedimentarias y volcano-sedimentarias de la Formación Ciano. Se infiere que su parte basal posiblemente este interdigitada al oeste con las rocas del Grupo Puyango-Progreso. Al este, Kennerley (1973) indica que la Formación Celica se encuentran en contacto fallado y parcialmente sobreyacidas por depósitos terciarios más jóvenes (Formación Sacapalca).

Adicionalmente, estas rocas volcánicas de la Formación Celica se encuentran intruídas por rocas graníticas del Batolito de Tangula y cuerpos porfiríticos y subvolcánicos.

Edad. En Perú existe una buena geocronología de las formaciones volcánicas correspondiente al Arco Celica-Lancones, sin embargo, en la parte ecuatoriana de la cuenca no existen edades confiables del volcanismo. Winter (2008), obtuvo edades U-Pb en zircones en un rango de 104,7 a 90,3 Ma de las rocas volcánicas, así como zircones heredados del Proterozoico, lo que indica que el volcanismo atravesó un basamento continental antiguo.

Varios cuerpos porfiríticos cortan la secuencia volcánica, dos de ellos han sido datados con edades U-Pb. El pórfido granodiorítico Linderos produjo 87.5 ± 1.6 Ma (Winter, 2008) y el pórfido diorítico Curiplaya obtuvo $92.0 \pm 1,0$ Ma (Schutte, 2009), indicando que el volcanismo es pre-Coniaciano. Los cuerpos intrusivos del batolito de Tangula (Ecuador) y el Batolito de la Costa (Perú) en la Cuenca Alamor-Lancones también ha sido emplazada en la secuencia volcánica, estos han sido datada por métodos radiométricos U-Pb, K-Ar y Ar-Ar, generando un rango de edades entre 122 a 33.5 Ma (Kennerley, 1973; Ullrich, 2005; Winter, 2008; Schutte, 2009, Michalak, 2013). Las edades K-Ar y Ar-Ar no son del todo confiables puesto muchas de ellas no indicarían una edad de cristalización.

Este trabajo presenta dataciones U-Pb de zircones detríticos de una arenisca de la Formación Tronco Quemado (muestra HC007, ver subcapítulo 3.2.3 y Anexo 4), que indica un pico prominente a los 80 Ma, con un rango de edades entre 69 y 99 Ma (Fig. 3.26). Asimismo, Valarezo (2017) basado en análisis de procedencia de zircones detríticos de las rocas sedimentarias cretácicas de la subcuenca de Rio Playas, reporta una población importante con un pico sobresaliente en un rango entre 87 y 100 Ma. En general el volcanismo correspondiente al Arco Celica *sensu-stricto* corresponde a un volcanismo submarino bimodal datado entre ~105-90 Ma (Winter, 2008). Sin embargo, los zircones datados entre ~69-90 Ma evidenciados en estas muestras, podrían representar la continuación del Arco Celica o también otro volcanismo desarrollado bajo condiciones diferentes. Este volcanismo entre ~69-90 Ma es definido como volcanismo post-Celica.

Por lo tanto, todos estos datos sugieren un periodo de actividad continua del volcanismo del Arco Celica *sensu-stricto* durante el Albiano Medio al Turoniano, mientras que el volcanismo post-Celica, evidenciado en la geocronología de zircones detríticos, indican una actividad durante el Coniaciano al Maastrichtiano Temprano. Las edades reportadas anteriormente están resumidas en la Tabla 6 y en el Anexo 4.

Formación/Intrusivo (muestra)	EDAD	UTM (WGS84)	Fase mineral	Método	Referencia
La Bocana (LW-051)	Proterozoic inheritance	562449/ 9479084	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-026)	Proterozoic inheritance	569870/ 9478046	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-033)	Proterozoic inheritance	569685/ 9478490	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Batolito de Tangua (E101103)	122	644948/ 9541482	Hornblenda	Ar-Ar	Ullrich, 2005.
Batolito de Tangua (70.165)	111±30	618360/ 9519101	Hornblenda	K-Ar	Kennerley, 1973.
Cerro San Lorenzo (LW-016)	104,7 ± 1,4	588523/ 9480533	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Cerro San Lorenzo (TG1-136)	104,4 ± 1,9	573712/ 9454484	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Cerro San Lorenzo (TG1-111)	100,2 ± 0,5	573696/ 9454532	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-066)	~99,8? Proterozoic inheritance	588107/ 9489337	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-086)	99,3 ± 0,3	595654/ 9496749	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-013)	99,1 ± 1,4	588255/ 9482680	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-078)	98,8 ± 1,0	589870/ 9490590	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-010)	97,0 ± 0,4	587799/ 9489045	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Batolito de la Costa (41201103u)	97	618773/ 9487669	Biotita	Ar-Ar	Ullrich, 2005.
Batolito de Tangua (DG-56)	93	644948/ 9487669	Biotita	Ar-Ar	Ullrich, 2005.
Pórfido de Curiplaya (E07030)	92,0 ± 1,0	631500/ 9548000	Zircón	U-Pb	Schutte, 2009,
La Bocana (LW-043)	91,1 ± 1,0	567138/ 9482242	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
La Bocana (LW-077)	90,3 - 95,3	580452/ 9501568	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Río Playas (PHM03)	88,1±1,8 *	644742/ 9555481	Zircón	U-Pb	Valarezo, 2017.
Casanga (CHM08)	87,9±2,1 *	967856/ 9555857	Zircón	U-Pb	Valarezo, 2017.
Pórfido de Linderos (1601)	87,5±1,6	601176/ 9528120	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Casanga (CHM03)	84,8±1,7 *	638258/ 9554747	Zircón	U-Pb	Valarezo, 2017.
Pórfido la Chancadora (3763)	78,6±1,9	556970/ 9474559	Zircón	U-Pb	Winter, 2008.
Plutón de las Lomas (LW-85)	70,84±1,91	581496/ 9485511	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.
N/A (LW-61)	70,84±1,91	584704/ 9466924	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.
Plutón de las Lomas (LW-88)	56,86±2,77	588812/ 9490854	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.
Batolito de la Costa (RGL10-2)	50,5±0,8	619457/ 9430445	Zircón	U-Pb	Michalak, 2013.
Batolito de la Costa (RGL10-3)	50,0±1,7	620991/ 9432445	Zircón	U-Pb	Michalak, 2013.
Batolito Tangua (70.164)	48±2	618360/ 9519101	Biotita	K-Ar	Kennerley, 1973.
N/A (LW-06)	48,06±5,81	559404/ 9481200	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.
N/A (LW-36)	45,60±5,34	567854/ 9479640	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.
Batolito de la Costa (RGL4)	33,5±0,8	622319/ 9435218	Zircón	U-Pb	Michalak, 2013.
N/A (LW-07)	30,29±7,66	560758/ 9483392	Hornblenda	Ar-Ar	Winter, 2008.

N/A = No esta asignada a alguna formación o intrusivo.

* Zircones detríticos más jóvenes.

Tabla 6. Edades reportadas en la Cuenca Alamor-Lancones

Geoquímica y ambiente de formación. Pilatasig et al., (2013), realizó un estudio geoquímico en pocas rocas de las Formaciones Celica y Punta de Piedra. Aquellas fueron discriminadas como basaltos toleíticos de arco de islas (en diagramas Zr/TiO_2 vs. Nb/Y ; Ti vs. Zr ; $MnO-P_2O_5-TiO_2$; $Nb-Zr-Y$). Los análisis de elementos traza normalizados a MORB-N muestran anomalías negativas de Nb, indicativo de un volcanismo relacionado a una zona de subducción.

En Perú, las rocas de las Formaciones Cerro San Lorenzo, Cerro El Ereo y La Bocana, equivalentes estratigráficos y geográficos de las Formaciones Punta de Piedra y Celica, presentan un estudio geoquímico e isotópico más detallado realizado Winter (2008). Dichos datos son descritos a continuación y serán utilizados en el presente estudio para entender la evolución del volcanismo en esa época.

Las rocas de la Formación Cerro San Lorenzo (equivalente de la Formación Punta de Piedra), presenta composiciones mayormente basálticas y también dacíticas a riolíticas (Fig. 3.10 A-B), en los diagramas AFM las muestras definen una tendencia mayormente calco-alkalina, aunque varias rocas máficas también están presentes en el campo toleítico (Fig. 3.10 C). Los basaltos de esta formación presentan mayores porcentajes en peso de MgO, Ni y Cr que las presentes en las Formaciones Cerro El Ereo y La Bocana (Formación Celica). En varios diagramas de discriminación de basaltos son definidas como rocas de arco volcánico con una amplia afinidad calco-alkalina (Fig. 3.11 A-C), con razones de V/Ti que indican una configuración de arco oceánico o tras-arco (Fig. 3.11 D). En los diagramas de discriminación de rocas félsicas (Fig. 3.12 A-B) son categorizados predominantemente como tipo-M (magma padre derivado directamente desde el manto) aunque algunas muestras se plotean cerca del campo tipo-I.

Las rocas de la Formación Cerro El Ereo (Formación Celica inferior) incluyen composiciones solamente máficas (basaltos y pocas andesitas-basálticas) (Fig. 3.10 A-B). Todas estas muestras se plotean en el campo toleítico en el diagrama AFM (Fig. 3.10 C). Los diagramas de discriminación de basaltos muestran afinidad de toleítas de arco de islas (Fig. 3.11 A-D).

La Formación La Bocana (Formación Celica superior) presenta composiciones basálticas a riolíticas (Fig. 3.10 A-B). El diagrama AFM las diferencia en los campos toleítico para las rocas más máficas y calco-alkalino para las rocas más félsicas (Fig. 3.10 C). Los basaltos de esta formación presentan los menores porcentajes en peso de MgO, Ni y Cr. Los diagramas de discriminación de basaltos se superponen en los campos de toleítas de arco de islas (Fig. 3.11 A-D). Los diagramas de discriminación de

rocas félsicas se superponen mayormente dentro del campo de rocas de arco volcánico tipo-M. (Fig. 3.12 A-B)

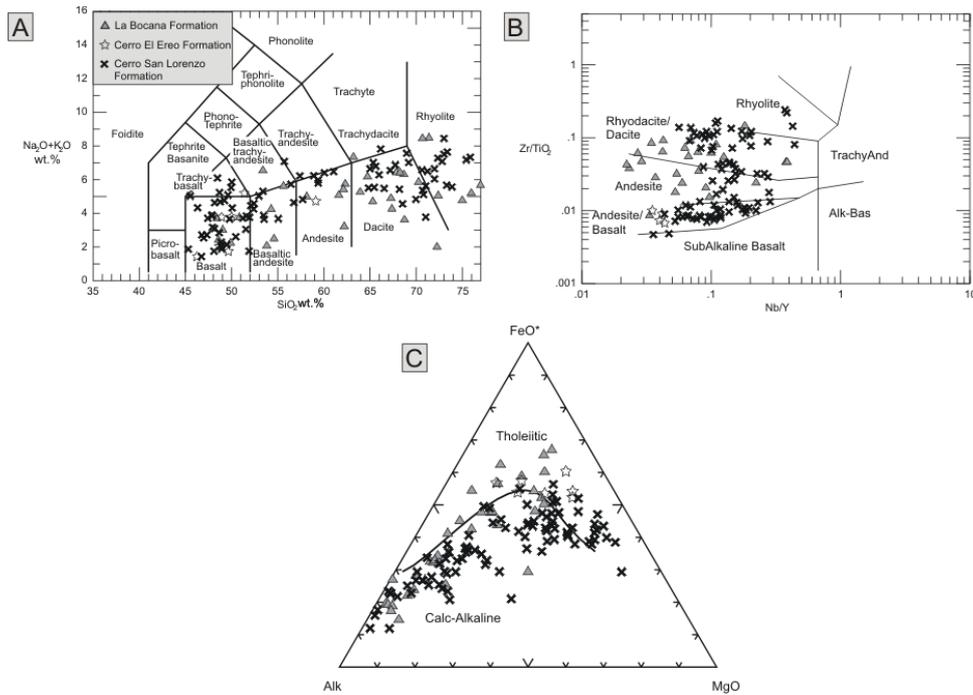


Figura 3.10. A. Esquema de clasificación sílice vs. álcalis totales de Le Bas et al. (1986); B. Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977); C. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). (Tomado de Winter, 2008)

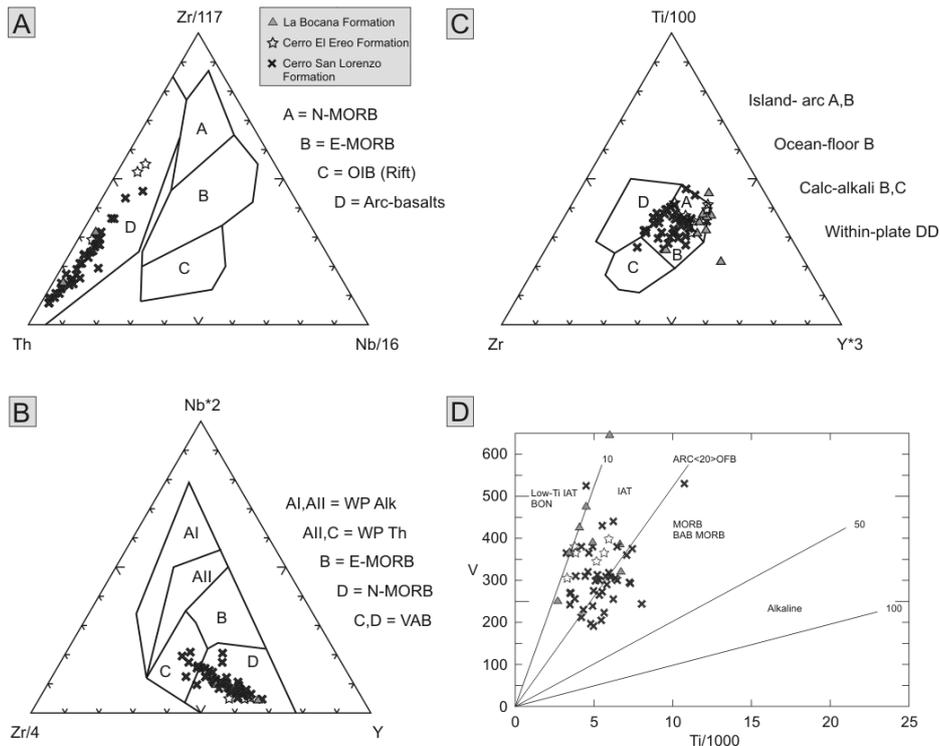


Figura 3.11. Diagramas de discriminación de basaltos. A. Diagrama Th-Zr-Nb (Wood, 1980); B. Diagrama Zr-Nb-Y (Meschede, 1986); todas las muestras indican Nd relativamente bajo, pero valores variables de Th, Zr e Y y son definidos como basaltos de arco; C. Diagrama Zr-Ti-Y (Pearce y Cann, 1973); D. Diagrama Ti-V (Shervais, 1982). (Tomado de Winter, 2008)

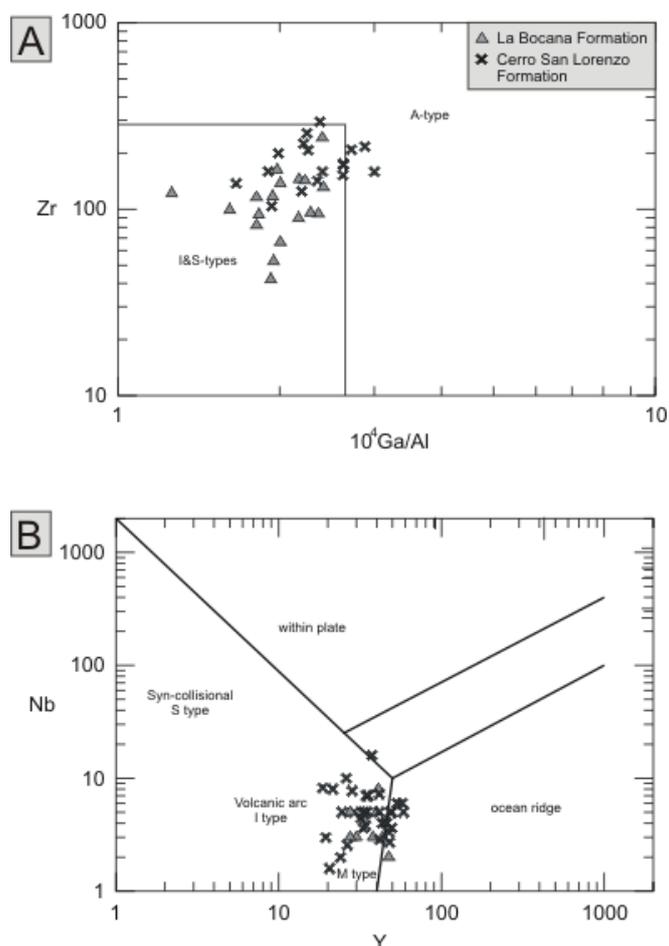


Figura 3.12. Diagramas de discriminación de rocas volcánicas félsicas. A. Ga/Al versus Zr después de Whalen et al. (1987); B. Y versus Nb (Pearce et al., 1984). Todas las muestras se plotean dentro del campo tipo-I al -M. (Tomado de Winter, 2008)

Los diagramas de elementos traza de las rocas máficas de las Formaciones Cerro San Lorenzo, Cerro El Ereó y La Bocana (Formaciones Punta de Piedra y Celica) (Fig. 3.13 A-F), presentan bajos contenidos de Nb y valores variables de Th, Zr y Y, indicativos de arcos magmáticos. Además, el contenido bajo a moderado de HFSE (Ga, Hf, Nb, Ta, Y, Zr), moderado de REE y variable de LFSE (Ba, Rb, Sr, Th) indica una firma geoquímica de arco de islas. Igualmente, los diagramas de rocas félsicas presentan patrones similares en los diagramas de elementos traza (Fig. 3.14 A-B) con anomalías negativas de Ti y Nb, con la particularidad de tener anomalías positivas de Zr y Hf.

Los datos de isótopos de Pb-Nd-Sr en rocas máficas y félsicas de las formaciones volcánicas, indican fuentes juveniles derivadas de una zona de suprasubducción (cuña mantélica) para las rocas máficas, y un origen basáltico común para las rocas félsicas. Las firmas isotópicas radiogénicas de las rocas félsicas indican además una interacción con rocas del basamento continental. Por lo tanto, Winter (2008) sugiere que las rocas félsicas fueron generadas, o al menos modificadas por material cortical. Además, en

estas rocas félsicas también ocurren zircones Proterozoicos heredados, lo que soporta la conclusión que la corteza continental influenció la génesis del magma félsico.

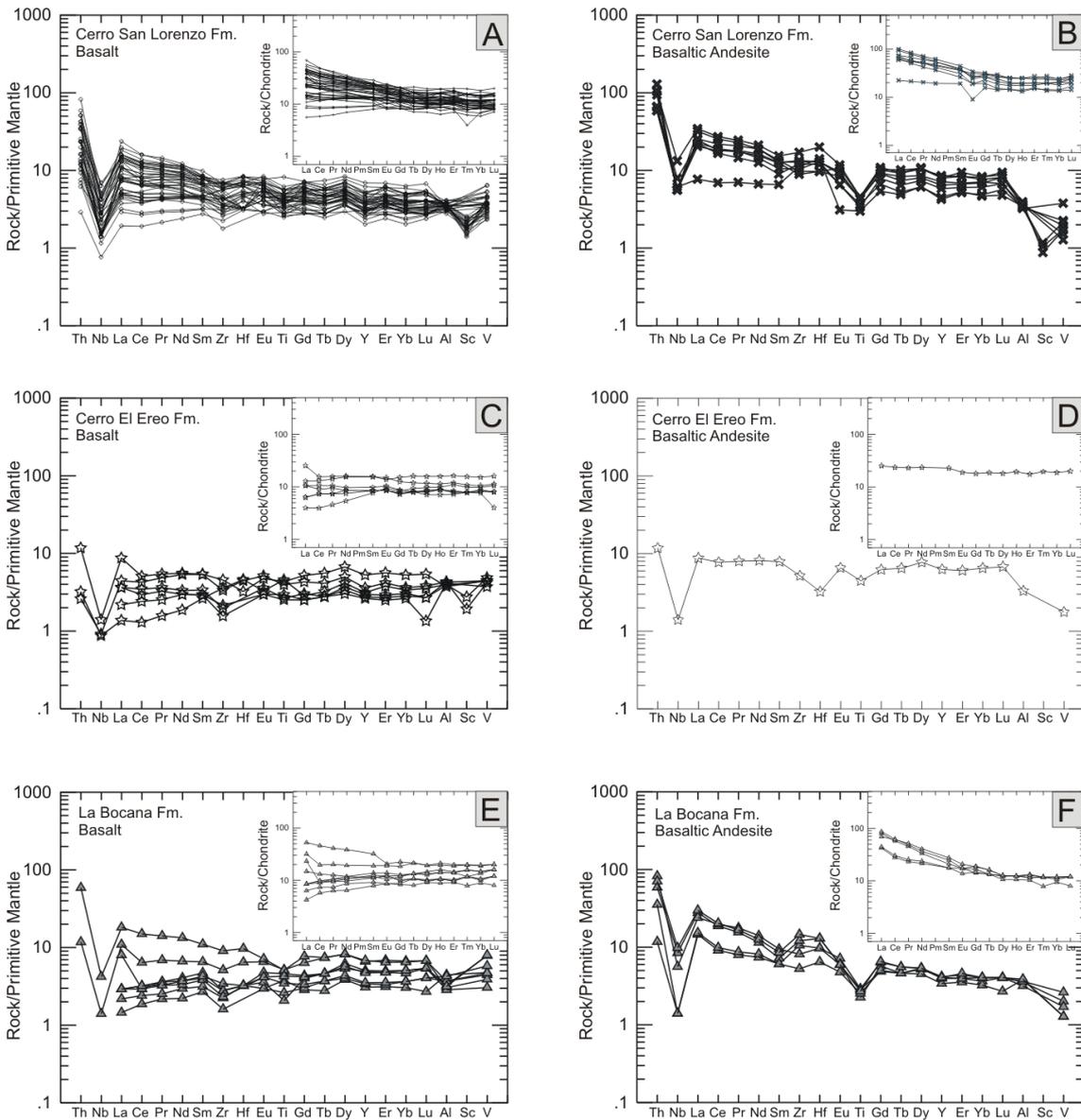


Figura 3.13. Diagramas de elementos traza extendido normalizado con el manto primitivo para las rocas intermedias máficas de varias formaciones. A. Basaltos de la Formación Cerro San Lorenzo; B. Andesitas-basálticas de la Formación Cerro San Lorenzo; C. Basaltos de la Formación Cerro El Ereo; D. Andesitas-basálticas de la Formación Cerro El Ereo; E. Basaltos de la Formación La Bocana; F. Andesitas-basálticas de la Formación La Bocana. El orden de elementos y los valores de normalización según Sun y McDonough (1989). (Tomado de Winter, 2008)

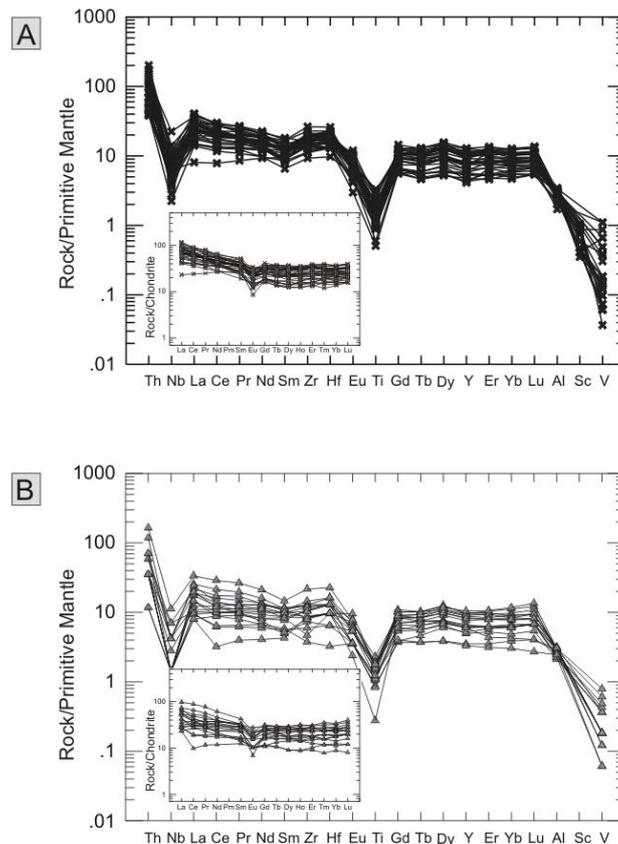


Figura 3.14. Diagramas de elementos traza extendido normalizado con el manto primitivo muestra patrones similares de las rocas volcánicas félsicas de la Cuenca Lancones. A. Formación Cerro San Lorenzo; B. Formación La Bocana. Los diagramas internos son solo de elementos de tierras raras y están normalizados a valores de condritas. El orden de elementos y los valores de normalización según Sun y McDonough (1989). (Tomado de Winter, 2008)

Con todos estos datos geoquímicos Winter (2008) propone que la petrogénesis ígnea es bimodal, con rocas volcánicas máficas-dominantes, sugiriendo que la génesis de los magmas ocurrió en una zona de suprasubducción dominada por fuentes mantélicas, con interacción del basamento continental. Este volcanismo ocurrió en dos fases, la Fase 1: Cerro San Lorenzo (Punta de Piedra) y la Fase 2: Cerro El Ereo y La Bocana (Celica). Esta Fase 1 presenta afinidades más calco-alcálicas que toleíticas, con rocas volcánicas máficas más primitivas (mayor Mg) emitidas probablemente en una corteza más delgada que la Fase 2, es decir, que estuvo caracterizada por un periodo de extensión, con una corteza atenuada, subsidencia y con un alto gradiente geotérmico. Mientras en la Fase 2, las rocas de composición más andesítico-basálticas, fueron probablemente formadas en un arco maduro con corteza engrosada.

En otro estudio, Aguirre (1992) mediante un análisis químico de las fases minerales secundarias en flujos de lava andesíticos y basálticos de la Formación Celica, manifiesta que la alteración de estas rocas corresponde a un metamorfismo de muy bajo grado encontrándose en la facies de prehnita-pumpellyita. Las principales características de

este tipo de metamorfismo se deben a una presión litosférica débil, un gradiente termal moderado a fuerte, alta fugacidad de O₂ y una ausencia de deformación. Mencionando que estas características corresponden a un metamorfismo desarrollado en una configuración extensional relacionado a varios grados de adelgazamiento de la corteza continental.

3.1.2.2 Formación Ciano

Estudios Previos. Kennerley (1973) define la Formación Ciano como una secuencia principalmente sedimentaria con un porcentaje menor de intercalaciones de rocas volcánicas, siendo estas últimas más comunes en las zonas más próximas al arco. La Formación Alamor (Jaillard et al., 1996), y las Formaciones Quillosara y Carmelo (Jaillard et al., 1999), por sus características litológicas y estratigráficas corresponden a la Formación Ciano dentro de este estudio. En Perú su equivalente es la Formación Lancones (Reyes y Caldas, 1987; Winter, 2008).

Ocurrencia. La Formación Ciano puede ser observada a lo largo de la vía Alamor-El Limo, Alamor-Pindal-Sabanilla, Catacocha-Olmedo y Catacocha-Las Chinchas. Los afloramientos al sur y al oeste de Alamor son los más representativos (Fig. 3.15 A) y son considerados como localidades tipo (UTM: 605523-9555435). Además, puede observarse a lo largo del río Alamor interdigitado con la Formación Chaquino.

Litología y espesor. La Formación Ciano está compuestas por secuencias potentes de estratos medios de areniscas y limolitas intercaladas con rocas volcánicas y volcanoclásticas en menor proporción. En la parte inferior se caracteriza por la presencia de areniscas masivas con clastos flotantes de rocas volcánicas de hasta cinco centímetros de diámetro, donde ocurren abundantes nódulos calcáreos (río Alamor, UTM: 580727-9518310). Mientras que la parte superior presenta sucesiones más finas de areniscas, limolitas y lutitas. Las areniscas de la secuencia superior tienen grano medio a grueso, son generalmente gradadas con ripples de corriente y laminaciones, típico de facies turbidíticas (Fig. 3.15 B). Estas rocas están fuertemente silicificadas. Se estima que su espesor, al igual que la Formación Celica estaría alrededor de los 2000 metros.

Kennerley (1973) indica que las intercalaciones de rocas volcánicas son tobas en su mayoría y lavas andesíticas en menor proporción, siendo más frecuentes en las proximidades de la Formaciones Celica. Jaillard et al. (1999) indican la existencia de pocas intercalaciones de margas y calizas en la parte superior de la secuencia, además de paleocorrientes con dirección norte y noroeste.

En lámina delgada (Fig. 3.15 C-D), las areniscas de la Formación Ciano exhiben clastos principalmente volcánicos y feldespáticos subangulares a subredondeados, lo que es indicativo de una fuente volcánica, con cuarzo en muy poca cantidad, mal sorteo, fábrica grano soportada y cemento calcáreo.

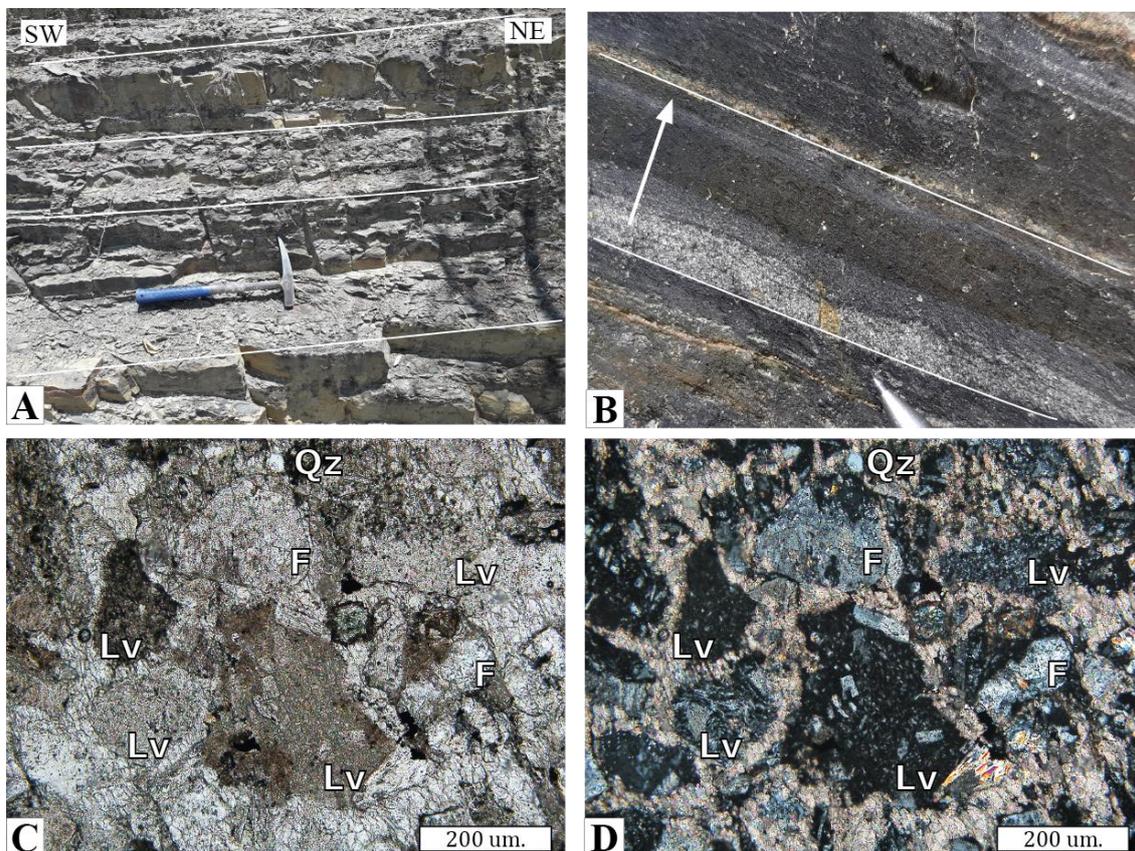


Figura 3.15. Formación Ciano. A. Sucesión cíclica de areniscas gradadas con lodolitas en el techo, típicas de depósitos turbidíticos en la localidad tipo al sur de Alamor (UTM: 605523-9555435); B. Facies turbidíticas: Tc: ripples de corrientes, Td: laminación paralela y Te: sedimentos pelíticos (de base a techo) cerca de Olmedo (UTM: 648161-9565537); C, D. Muestra de la lámina delgada DCH019, se observa fábrica clasto soportada, mal sorteo, clastos sub-angulares, líticos volcánicos en su mayoría y reemplazamiento calcáreo en los bordes de los clastos. (F: feldespatos, Lv: lítico volcánico; Qz: cuarzo) (LPNA y LPA respectivamente)

Relaciones estratigráficas: La Formación Ciano se encuentra interestratificada con rocas de las Formaciones Celica hacia el este, representando la parte distal del arco. Hacia el oeste está interestratificada con las rocas de las Formaciones Chaquino. En el trabajo de campo no se observó el contacto inferior, pero se presume que se encuentra parcialmente sobre las rocas del Grupo Puyango y/o el basamento.

Edad. Sigal (1968) reporta una edad del Senoniano de una muestra con fauna pobre de foraminíferos (*Gavelinella* sp., *Cibicides* sp., *Allomorphina* sp. y *Gyroidina* sp.) tomada a lo largo de la antigua carretera Alamor-Puyango por el equipo de asistencia técnica del Instituto Frances del Petróleo.

Jaillard et al. (1999) reportan fósiles para Formación Carmelo, que en este trabajo corresponde a la parte superior de la formación Ciano, de restos de plantas pobremente preservados, peces teleósteos no identificados, amonites no determinados y numerosos inoceramus triturados pertenecientes al género *Mytiloides*, de edad entre el final del Cenomaniano Tardío al Turoniano. La especie mejor preservada fue determinada como *Mytiloides aff. transiens* y *M. cf. Mytiloides*, que son indicativos del Turoniano Temprano (Hessel, 1988).

Por lo tanto, con los datos bioestratigráficos expuestos anteriormente se sugiere que los depósitos de la Formación Ciano pudieron haberse depositado durante el Cenomaniano hasta el Turoniano, extendiéndose probablemente hasta el Coniaciano. Además, por su posición estratigráfica y sabiendo que es coetánea a la Formación Celica pudo haberse depositado también durante el Albiano Tardío.

Ambiente de depositación. Las secuencias de areniscas con estratificación gradada, ripples y laminaciones son consistentes con facies turbidíticas (Bouma, 1962), y las areniscas masivas con clastos flotantes son indicativos de flujos de escombros arenosos o sandy debrites (Shanmugam, 2016). Esto sugiere un ambiente de pendiente submarina con abanicos y depósitos de transporte en masa adyacente al arco volcánico.

3.1.3 Grupo Zapotillo

El Grupo Zapotillo se define como una secuencia de sedimentos siliciclásticos marinos depositados en la parte occidental de la Cuenca Alamor-Lancones. En primer lugar, Kennerley (1973) la definió como Formación Zapotillo y es descrita como una secuencia tipo-flysch, compuesta de grauvacas, lutitas negras y conglomerados en menor proporción. Además, señala que es equivalente a la Formación Copa Sombrero definida por Iddings y Olsson (1928) en Perú.

En este estudio, con base a la estratigrafía establecida durante la cartografía geológica realizada por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico en el 2016 (INIGEMM, 2017, 2018), la Formación Zapotillo de Kennerley (1973) es redefinida como Grupo Zapotillo y subdividida en las siguientes formaciones: Chaquino, Tronco Quemado, Mangahurco, Cañaverl y Cazaderos. Sus equivalente geográficos y estratigráficos en Perú son las Formaciones Huasimal, Jahuay Negro, Encuentros, Tablones y Pazul respectivamente, pertenecientes el Grupo Copa Sombrero redefinido por Reyes y Caldas (1987) (Fig. 3.1, 3.2). Este grupo se encuentra deformado y presenta fallas y pliegues de gran escala, con orientación preferencial de los planos de falla y axiales en dirección NE-SW. (Fig. 3.3)

3.1.3.1. Formación Chaquino

Estudios previos. Kennerley (1973) la estudió dentro de la Formación Zapotillo como una secuencia monótona de lutitas negras con improntas de inoceramus. Mientras que Jaillard et al. (1999) las reconoce dentro de la Formación Copa Sombrero como una secuencia potente de lutitas negras.

Ocurrencia. Los afloramientos de la Formación Chaquino se encuentran en la localidad tipo del mismo nombre (UTM: 973310-9537604), en donde su potencia puede ser observada continuamente perpendicular al plano axial del pliegue que la deforma (Fig. 3.16 A). También se encuentran buenos afloramientos a lo largo de la quebrada Malvas, en el sector del mismo nombre (UTM: 576741-9522592), en donde se localizan numeroso fósiles e improntas de inoceramus (Fig. 3.16 B), y a lo largo de la vía Zapotillo–Lalamor (cerca de la frontera con Perú).

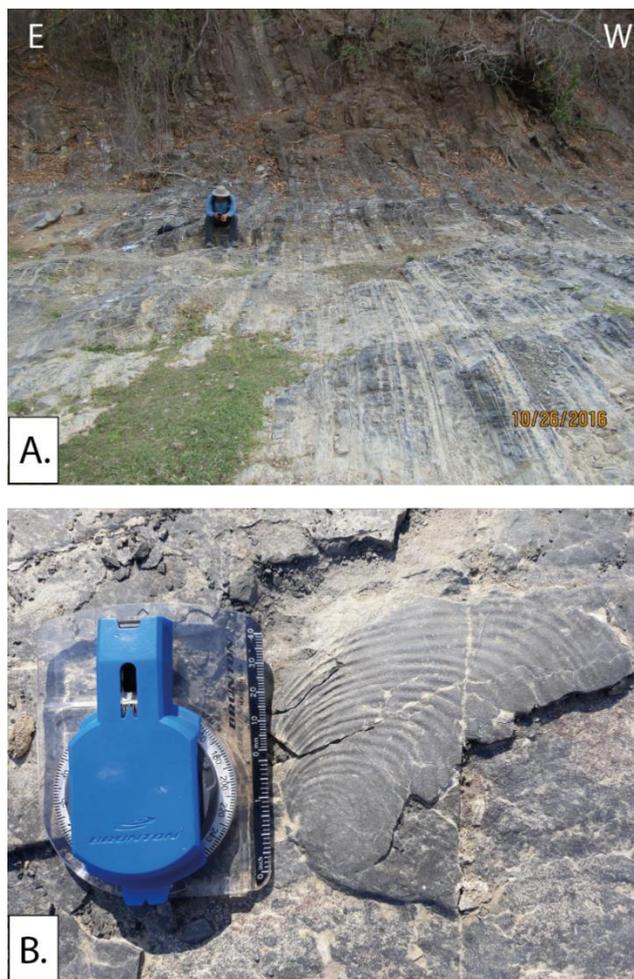


Figura 3.16. Formación Chaquino. A. Afloramiento tipo (UTM: 973310-9537604) en donde se puede observar una secuencia muy potente de intercalaciones de areniscas y lutitas interestratificadas, correspondientes a turbiditas; B. *Inoceramus* intercalado en sedimentos finos de la Formación Chaquino en el sector Malvas (UTM: 576741-9522592).

Litología y espesor. La Formación Chaquino corresponde a una secuencia muy potente de rocas siliciclásticas. En su parte inferior consiste en intercalaciones de estratos finos a medios de lodolitas y estratos finos de areniscas masivas de grano muy fino a medio con estratificación paralela, contactos agudos y continuidad lateral. En esta parte ocurren especies de inoceramus (Fig. 3.16 A y B), además de pocas intercalaciones con rocas volcanoclásticas. Continúa con capas de areniscas muy finas con intercalaciones de lodolitas con estructuras flaser, lenticular y mud drapes (Fig. 3.17 A y D). Hacia arriba ocurren capas de areniscas de tamaño de grano fino a medio con laminación paralela y (Fig. 3.17 C) ripples de corriente. En su parte superior presenta capas de areniscas con estructura convoluta, areniscas laminadas y lutitas correspondientes a la secuencia de Bouma Tc-Td-Te, y capas con estructura tipo-slump (Fig 3.17 B y E). En el sector de Zapotillo también es posible observar estructuras estrato creciente hacia el techo y diques clásticos de gran magnitud “inyectitas” (Fig. 3.17 F). En la sección tipo se puede observar un espesor de aproximadamente 400 metros.

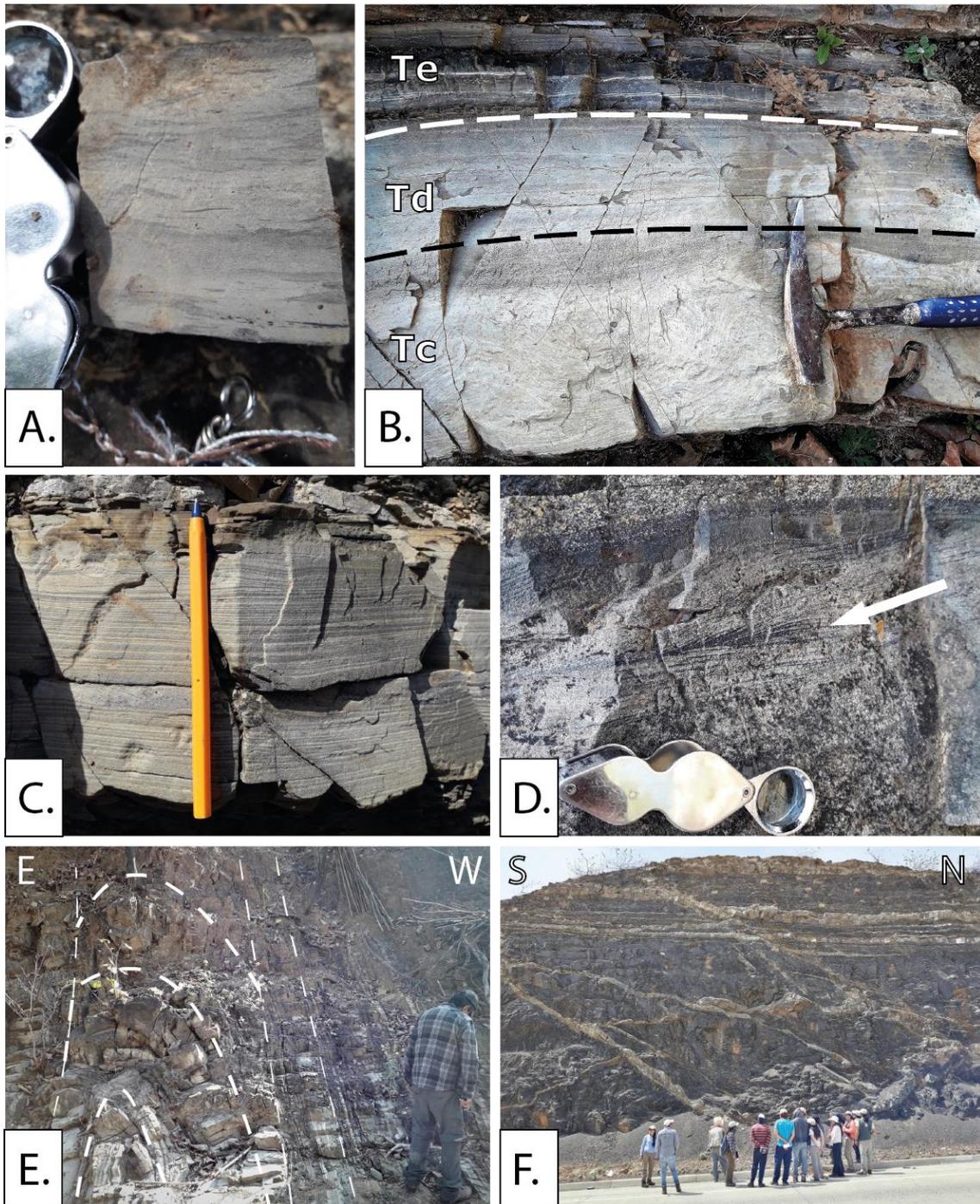


Figura 3.17. Estructuras sedimentarias dentro de la Formación Chaquino. A. Laminación flaser; B. Facies turbidíticas (Tc: estructura tipo-convoluta, Td: laminación paralela y Te: sedimentos finos); C. Laminación paralela en areniscas de tamaño de grano medio; D. Mud-drapes. E. Slump. F. Diques clásticos.

En lámina delgada, las areniscas de la Formación Chaquino presentan clastos de feldespatos y líticos volcánicos en mayor proporción, además de cuarzo y líticos sedimentarios, los clastos son subredondeados, moderadamente sorteados, fábrica grano soportado y están parcialmente reemplazados por calcita. (Figura. 3.18).

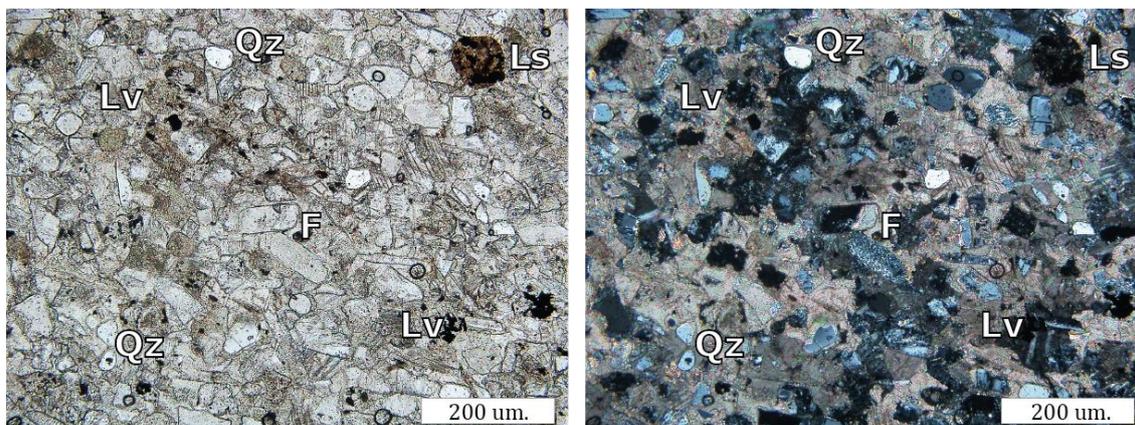


Figura 3.18. Muestra HC002 de la Formación Chaquino. Se observa fábrica clasto soportadas, sorteo moderado y reemplazamiento por calcita. (F: feldspatos; Ls: lítico sedimentario; Lv: lítico volcánico; Qz: Cuarzo) (LPNA izquierda y LPA derecha respectivamente)

Relaciones estratigráficas. El contacto basal de la Formación Chaquino no ha sido observado en campo, pero se infiere que se encuentra posiblemente sobreyaciendo las rocas de la Formación Puyango, como se lo observa en la sección sísmica (Fig. 3.4) publicada por Andamayo (2008). Al este está interestratificada con la Formación Ciano. La Formación Chaquino se encuentra sobreyacida concordantemente, de forma transicional en relación estrato creciente, por la Formación Tronco Quemado, este contacto se puede observar a lo largo de la vía Zapotillo–Lalamor.

Edad. Jaillard et al. (1999) reportan una edad Albiano Medio-Tardío basado en amonites para la parte basal de la formación Copa Sombrero, la cual corresponde a la Formación Chaquino de este estudio.

Olsson (1934) reporta fragmentos de inoceramus, en la parte inferior de la Formación Copa Sombrero, del tipo *Schloenbachia varians* lo que indicaría una edad del Cenomaniano Inferior.

Reyes y Caldas (1987) sugieren una edad Cenomaniano por las relaciones estratigráficas con las unidades infra- y suprayacentes.

En este estudio en base a los datos bioestratigráficos descritos anteriormente y por su posición estratigráfica se sugiere que Formación Chaquino se depositó durante el Cenomaniano posiblemente extendiéndose al Turoniano y Coniaciano.

Ambiente de depositación. La asociación de capas de lodolitas y areniscas masivas con continuidad lateral y contactos agudos, y la secuencia tipo Bouma (Tc-Td-Te) corresponden a facies turbidíticas (Bouma, 1962, Mutti y Ricci Lucchi, 1972). La laminación paralela y ripples en areniscas de tamaño de grano fino indica corrientes de alta velocidad por flujos sostenidos (Simons et al., 1960; Allen 1968, Plink-Björklund y

Steel, 2004), asociadas a facies turbidíticas Td (Bouma, 1962). Estas últimas no deben confundirse con flujos hiperpícnicos (Plink-Björklund y Steel, 2004; Olariu et al., 2010; Shanmugam, 2012). La ocurrencia de capas con estructura tipo slump corresponde a depósitos gravitacionales con deformación plástica relacionados a una pendiente en condiciones acuosas (Shanmugam, 2012). La presencia de areniscas y lodolitas con estructuras tipo mud-drapes, laminación lenticular y flaser indican la influencia de mareas (Nichols, 2009). Los diques clásticos se generan por el relleno de fracturas, causadas por eventos tectónicos como terremotos, este relleno es material clástico con alta saturación de agua sometido a gran presión (Nichols, 2009).

Esta asociación de estas facies turbidíticas y características como estratos delgados, capas de lodolitas bien desarrolladas y estratificación paralela, indicaría un ambiente marino profundo con abanicos submarinos distales (Bouma, 1962; Walker, 1967; Mutti y Ricci Lucchi, 1972). Las facies de slumps se relacionan a depósitos de pendiente submarina (Shanmugam, 2003). Los diques clásticos indicarían inestabilidad tectónica (Ito, 1985). En base a esto se sugiere que los depósitos de la Formación Chaquino posiblemente se depositaron en un ambiente marino profundo de abanicos submarinos distales y pendiente, contemporáneo a una actividad volcánica dada la presencia de rocas volcanoclásticas en su secuencia.

3.1.3.2. Formación Tronco Quemado

Estudios previos. Kennerley (1973) reporta esta secuencia como el conjunto de grauvacas y areniscas color “khaki” de tamaño medio y grueso que forman parte de la Formación Zapotillo. Jaillard et al. (1999) la describen dentro de los depósitos sedimentarios de la parte media de la Formación Copa Sombrero, la cual presenta areniscas de tamaño de grano grueso de gran potencia.

Ocurrencia. Los afloramientos tipo se encuentran en la localidad del mismo nombre (UTM: 567925-9508352), a lo largo de la vía Zapotillo-Lalamor, y en el sector de Bolaspamba (UTM: 570647-9537113)

Litología y espesor. La Formación Tronco Quemado consiste en una secuencia muy potente de estratos métricos (0.5-1.5 metros) de areniscas de grano medio a muy grueso (Fig. 3.19 A). Estos estratos de areniscas en su mayoría son masivos sin estructuras sedimentarias. Algunos estratos presentan gradación y esporádicamente se observó estratificación cruzada tabular (Fig. 3.19 B). Los estratos más potentes exhiben clastos flotantes de origen volcánico, y estructuras erosivas a la base (tool marks) que indican dirección NE-SW (Fig. 3.19 C). El espesor estimado es aproximadamente 250 metros.

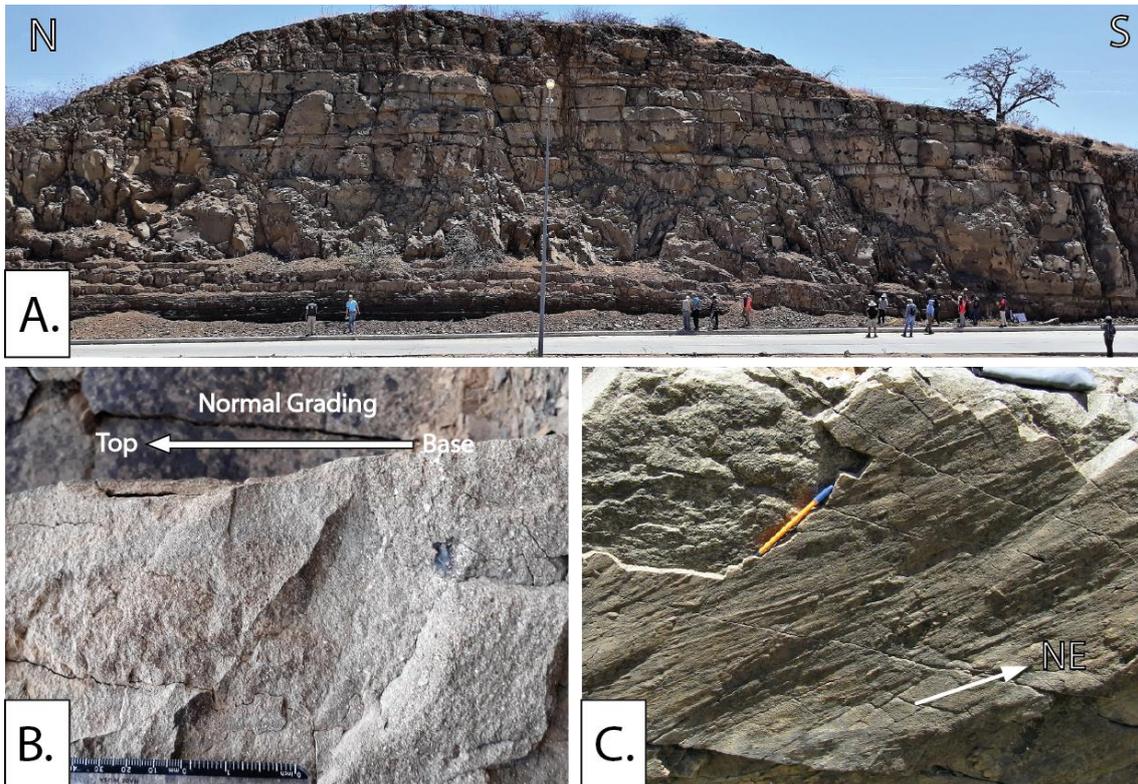


Fig. 3.19. Formación Tronco Quemado. A. Afloramiento tipo en la vía Zapotillo-Lalamor (567321-9505238), donde se observan capas potentes de areniscas; B. Estratificación gradada; C. Estructuras erosivas a la base (tool marks) sector Bolaspamba (UTM:570640-9537109).

En lámina delgada las areniscas presentan clastos angulares a subangulares principalmente de feldespatos y líticos volcánicos, con granos de cuarzo y líticos metamórficos en menor proporción, fábrica clasto soportada y sorteo moderado (Fig. 3.20).

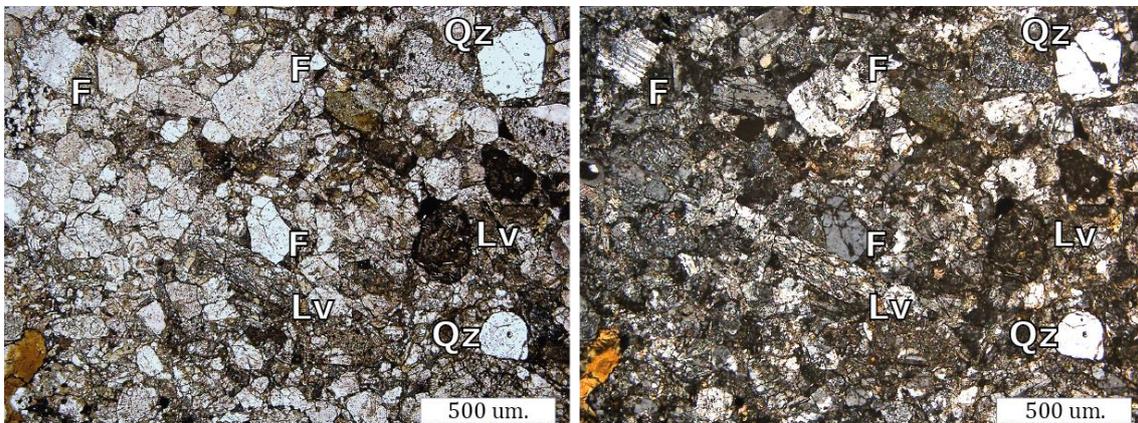


Fig. 3.20. Muestra HC007 de la Formación Tronco Quemado. Se observa fábrica clasto soportada, sorteo moderado y feldespatos alterados a arcilla. (F: feldespato; Lv: lítico volcánico; Qz: Cuarzo) (LPNA izquierda y LPA derecha respectivamente)

Relaciones estratigráficas. El contacto con la Formación Chaquino subyacente es concordantes en relación estrato creciente. El contacto con la Formación Mangahurco no ha sido observado en el trabajo de campo, pero por su posición estratigráfica se

infiere que en la parte oeste esta subyaciendo concordantemente y en la parte central de la cuenca podría estar interdigitado. Se infiere asimismo por su posición estratigráfica que la parte basal de la Formación Tronco Quemado, en su extremo este, posiblemente estaría interestratificada con los depósitos de la Formación Ciano.

Edad. Reyes y Caldas (1987) reportan en la Formación Jahuay Negro (Tronco Quemado) la presencia de bivalvos del género *Inoceramus lamarcki* var. *cuvieri* Sowerby, indicativos del Turoniano al Coniaciano (Tappan, 1951).

Petersen (1949) reporta fauna de amonites de la especie cf. *Barroisiceras haberfellneri*, de edad Coniaciano Temprano, posiblemente pertenecientes a esta formación.

En este trabajo se presentan dataciones U-Pb de zircones detríticos extraídos de una arenisca (muestra HC007, ver subcapítulo 3.2.3 y Anexo 4), la cual presenta un pico de edad a los 80 Ma, con pocos zircones heredados del Paleozoico y Precámbrico, siendo la edad del zircón más joven 69 ± 1.4 Ma, la cual restringe la edad estratigráfica máxima para este miembro al Maastrichtiano Temprano.

En base a esto, se sugiere una edad entre el Coniaciano Tardío al Maastrichtiano Temprano para la Formación Tronco Quemado.

Ambiente de depositación. La ocurrencia de secuencias de areniscas masivas con clastos flotantes y bases erosivas indicarían depósitos gravitacionales de transporte en masa arenosos ("Sandy mass-transport deposits"), que corresponden a debritas arenosas (Shanmugam, 2016). Las areniscas gradadas representan una disminución gradual de energía asociadas a facies turbidíticas Ta (Bouma, 1962; Lowe, 1982). Por lo tanto, la ocurrencia de estratos potentes de areniscas amalgamados (0.5-1.5 m) de facies turbidíticas y debritas con estructura masiva y gradada se interpretan como relleno de canales submarinos depositados en un ambiente marino profundo (Pickering et al., 1995; Surlyk, 1995; Clark y Pickering, 1996).

3.1.3.3. Formación Mangahurco

Estudios previos. La Formación Mangahurco fue descrita por Jaillard et al. (1999) como una sucesión de lutitas intercaladas con capas de areniscas arcósicas, dentro de la parte superior de la Formación Copa Sombrero.

Ocurrencia. Esta formación aflora en la parte occidental de la cuenca, de este a oeste, entre las localidades de Paletillas y Mangahurco, y de norte a sur, entre Gramadal y Mangahurco. El afloramiento tipo se encuentran en la quebrada Cazaderos al norte de

la localidad de Mangahurco. También se la puede observar en la vía Mangahurco–Cazaderos, en el sector de Bolaspamba y en la quebrada Paletillas (UTM: 580644-9539832).

Litología y espesor. La Formación Mangahurco consiste principalmente de secuencias potentes de capas de sedimentos finos principalmente lodolitas con intercalaciones de capas de areniscas gradadas negras de tamaño de grano medio, estas últimas son más frecuentes hacia la parte superior de la secuencia. Dichas areniscas se las reconoce fácilmente debido a que exhiben abundante muscovita en muestra de mano. En ciertas partes se ha observado estratificación cruzada tipo-Hummocky (Fig. 3.21 B). También se observan secuencias potentes de estratos de areniscas masivas (1-1.5 metros) con bases cóncavas cortando los sedimentos finos (Fig. 3.21 A), estas son de grano grueso y tienen clastos flotantes de hasta 3 centímetros en su mayoría metamórficos (filitas y cuarzo lechoso). En lámina delgada (Fig. 3.21 C-D) se observan clastos subangulares de feldespatos, cuarzo y líticos metamórficos, fábrica grano soportada y sorteo moderado. Se estima un espesor aproximado de 300 metros.

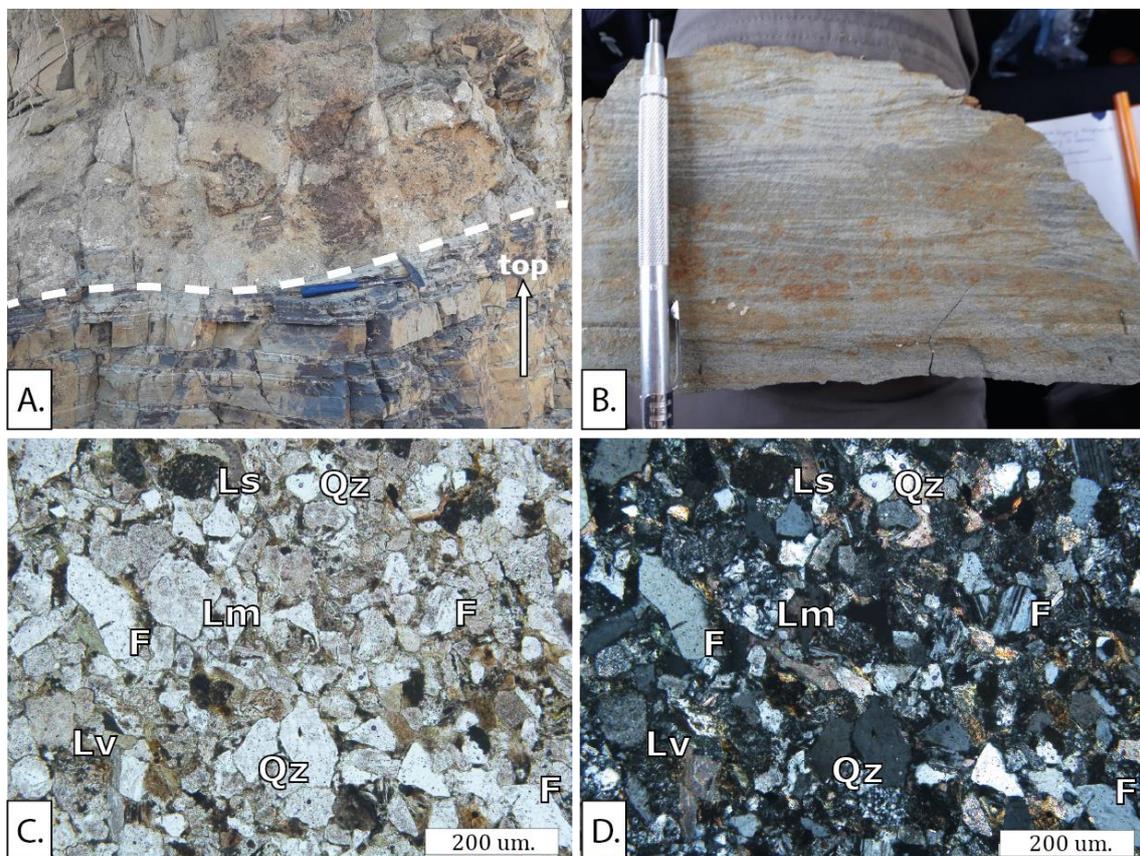


Figura 3.21. Formación Mangahurco. A. Canal submarino con base erosiva cóncava sobre sedimentos finos (UTM: 580644-9539832); B. Estratificación cruzada tipo-Hummocky; C, D. Muestra CR043 de la Formación Mangahurco, se observa fábrica clasto soportada, sorteo moderado, clastos metamórficos, feldespatos y cuarzo en

mayor proporción. (F: feldespato; Lm: lítico metamórfico; Ls: lítico sedimentario; Lv: lítico volcánico; Qz: Cuarzo) (LPNA y LPA respectivamente)

Relaciones estratigráficas. El contacto inferior de la Formación Mangahurco no fue reconocido en campo, pero por su posición estratigráfica se infiere que se encuentra concordantemente sobre la Formación Tronco Quemado al occidente de la cuenca y probablemente interestratificada con esta en la parte central de la cuenca. Su contacto superior con la Formación Cañaverál es concordante.

Edad. Reyes y Caldas (1987) indican que la Formación Encuentros (Mangahurco) contiene gran cantidad de bivalvos entre los que se encuentran *Inoceramus inconstans* WOODS e *Inoceramus cf. I. regularis* D'ORB, del Senoniano Inferior; sin embargo, Jaillard et al. (1999) manifiestan que esta última especie es indicativa del Campaniano.

En base a los pocos datos bioestratigráficos descritos arriba y a su posición estratigráficas se sugiere una edad Campaniano Medio para la Formación Mangahurco.

Ambiente de depositación. La asociación de areniscas gradadas y lodolitas corresponden a facies turbidíticas Ta y Te (Bouma, 1962, Mutti y Ricci Lucchi, 1972). Las areniscas masivas con clastos flotantes y bases cóncavas corresponden a debritas arenosas (Shanmugam, 2016) rellenando canales submarinos (Clark y Pickering, 1996). La presencia de estratificación cruzada tipo-Hummocky es indicativa de sedimentos submarinos influenciados por olas bajo la acción de tormentas (Duke, 1985; Nichols, 2009). Por lo tanto, esta asociación de estas facies turbidíticas sugiere un ambiente marino profundo con abanicos submarinos medios a distales (Bouma, 1962; Walker, 1967; Mutti y Ricci Lucchi, 1972), con el desarrollo de canales (Clark y Pickering, 1996).

3.1.3.4. Formación Cañaverál

Estudios previos. Jaillard et al (1999) la describe como una serie no-fosilífera de areniscas arcósicas y micáceas de tamaño de grano grueso, y conglomerados con clastos metamórficos, graníticos y cuarzosos dentro de la Formación Copa Sombrero. Esta secuencia es semejante a los conglomerados que señala Kennerley (1973) al noreste de Mangahurco en la Formación Zapotillo, indicando que existen clastos metamórficos, graníticos, de cuarcitas y vetas de cuarzo, de hasta 15 centímetros de diámetro. El equivalente estratigráfico de la Formación Cañaverál en Perú es la Formación Tablones.

Ocurrencia. La Formación Cañaverál está ubicada al norte de Mangahurco y al este de Cazaderos, sus rocas forman un rasgo morfológico muy importante que es la cordillera Juan Mateo Vivas de dirección NE-SW. La localidad tipo se encuentra a 500 metros al noreste de Cañaverál, en la quebrada Don Juan (UTM: 566210-9549743). La

potencia de la secuencia puede apreciarse en la quebrada Cazaderos y en la vía Cazaderos–Catanas–La Rusia.

Litología y espesor. La Formación Cañaveral consiste en una secuencia de intercalaciones de capas muy potentes (0.5-1 metro) de areniscas de grano medio a muy grueso y conglomerados con clastos de hasta siete centímetros de diámetro. Estos estratos se pinchan lateralmente (Fig. 3.22 A). Las areniscas son masivas y algunas presentan gradación y clastos flotantes. Los conglomerados, tienen estructura masiva y a veces gradación, fábrica matriz soportada, con clastos sub-redondeados de rocas graníticas, metamórficas (cuarcitas y filitas) y cuarzo lechoso (Fig. 3.22 B), matriz arenosa, y se encuentran estructuras erosivas a la base (Fig. 3.22 C). Jaillard et al. (1999) indican paleo-corrientes con dirección hacia el sureste dominantes. Se estima una potencia de 200 metros aproximadamente.

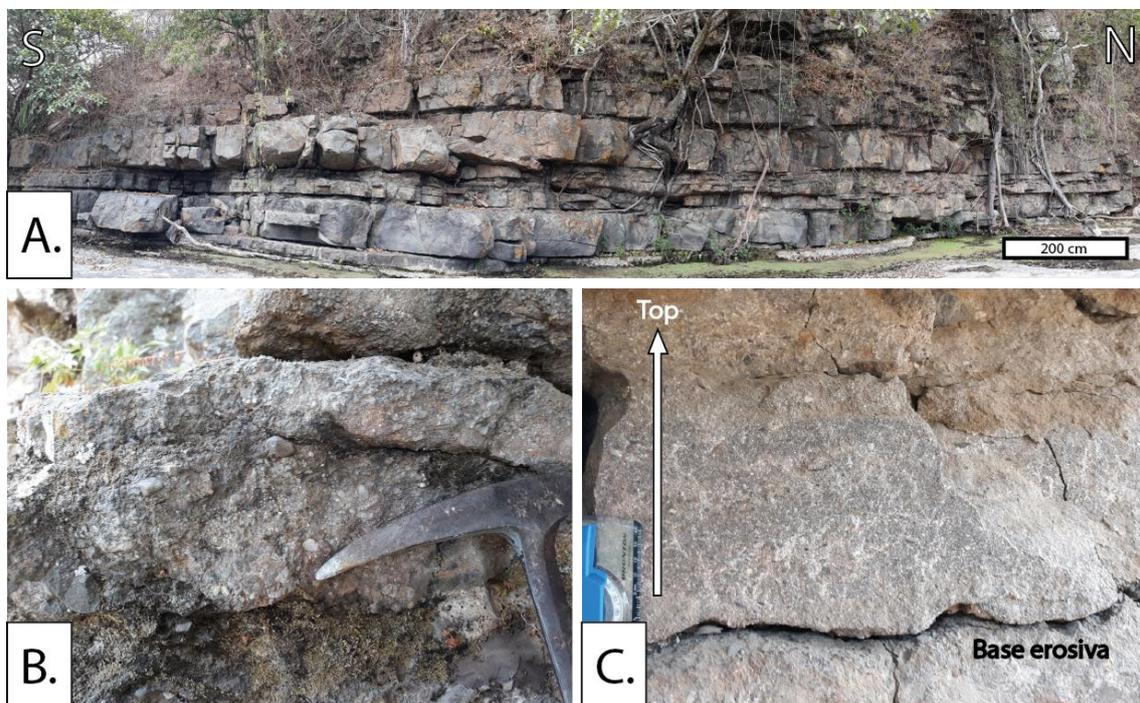


Figura. 3.22. Formación Cañaveral. A. Afloramiento tipo; B. Conglomerado con fábrica matriz soportada y cantos muy redondeados; C. Estrato con base erosiva.

En sección delgada, las areniscas presentan clastos metamórficos, meta-sedimentarios, cuarzo y muscovita, subredondeados a subangulares, fábrica grano soportada y sorteo moderado (Fig. 3.23).

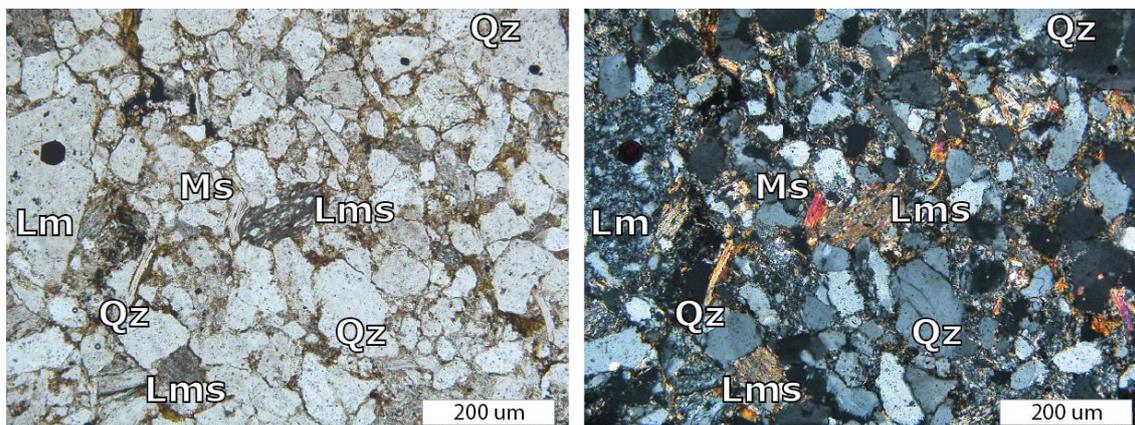


Figura. 3.23. Muestra FP091 de la Formación Cañaverál. Se observa fábrica clasto soportada y sorteo moderado. (Lm: lítico metamórfico; Lms, lítico metasemimentario; Ms: muscovita; Qz: Cuarzo) (LPNA izquierda y LPA derecha respectivamente).

Relaciones estratigráficas. La Formación Mangahurco pasa transicionalmente a la Formación Cañaverál, en relación estrato creciente. Al oeste, la Formación Cañaverál en su parte superior está sobreyacida concordante y transicionalmente por la Formación Cazaderos.

Edad. Debido a la falta de evidencia paleontológica, ninguna edad ha sido asignada a la Formación Cañaverál. En este estudio por su posición estratigráfica se sugiere una edad Campaniano tardío a Maastrichtiano temprano.

Ambiente de deposición. La intercalación de capas de conglomerados y areniscas gradadas son indicativos de facies turbidíticas Ta (Bouma, 1962, Mutti y Ricci Lucchi, 1972). Los conglomerados y areniscas masivas con clastos flotantes y bases erosivas son indicativos de depósitos gravitacionales de transporte en masa, correspondiente a flujos de escombros conglomeráticos (Sohn, 2000) y debritas arenosas respectivamente (Shanmugam, 2016). Los clastos dentro de los conglomerados pueden ser retrabajados de las rocas sedimentarias más antiguas de la cuenca (Walker, 1975, 1978; Nemeč et al., 1980; Hein, 1982), probablemente de la Formación Sábalo, aunque también pueden ser derivados directamente de las rocas del basamento (Bloque Amotape-Tahuín) como sugieren Jaillard et al. (1999).

Por lo tanto, la ocurrencia de estratos potentes de areniscas y conglomerados amalgamados (0.5-1 metro) con estructuras masivas y gradadas se interpretan como relleno de canales submarinos depositados en un ambiente marino profundo.

3.1.3.5. Formación Cazaderos

Estudios previos. Esta formación corresponde a las lutitas negras calcáreas que contienen concreciones métricas descritas dentro de la Formación Progreso por Kennerley (1973). Posteriormente, Jaillard et al. (1999) la definen como una secuencia

turbidítica de lutitas negras con intercalaciones de capas finas de areniscas con nódulos calcáreos como la Formación Cazaderos.

Ocurrencia. La Formación Cazaderos aflora principalmente en la parte más occidental de la cuenca, entre Cazaderos y El Progreso. El afloramiento tipo se encuentra en el sector del mismo nombre (UTM: 558167-9547625), y la secuencia puede observarse en la vía Catanas-Cazaderos, Cazaderos-El Progreso y a lo largo de la quebrada Cazaderos.

Litología y espesor. La Formación Cazaderos consiste principalmente de una secuencia de capas delgadas de sedimentos muy finos de lodolitas de color negro con pocas intercalaciones de capas delgadas de areniscas masivas de tamaño de grano muy fino a medio, con estratificación paralela. En esta secuencia se observan abundantes nódulos calcáreos de hasta un metro de diámetro (Fig. 3.24 A-B). Jaillard et al. (1999) reportan diques clásticos y paleo-corrientes, estos últimos con pocos datos medidos sugieren un transporte hacia el noreste. Las areniscas en lámina delgada presentan clastos subangulares a subredondeados de rocas volcánicas, hipoabisales, metamórficas y feldespatos, buen sorteo, fábrica clasto soportada y cementación calcárea. Se sugiere un espesor aproximado de 300 metros (Fig. 3.24 C-D)

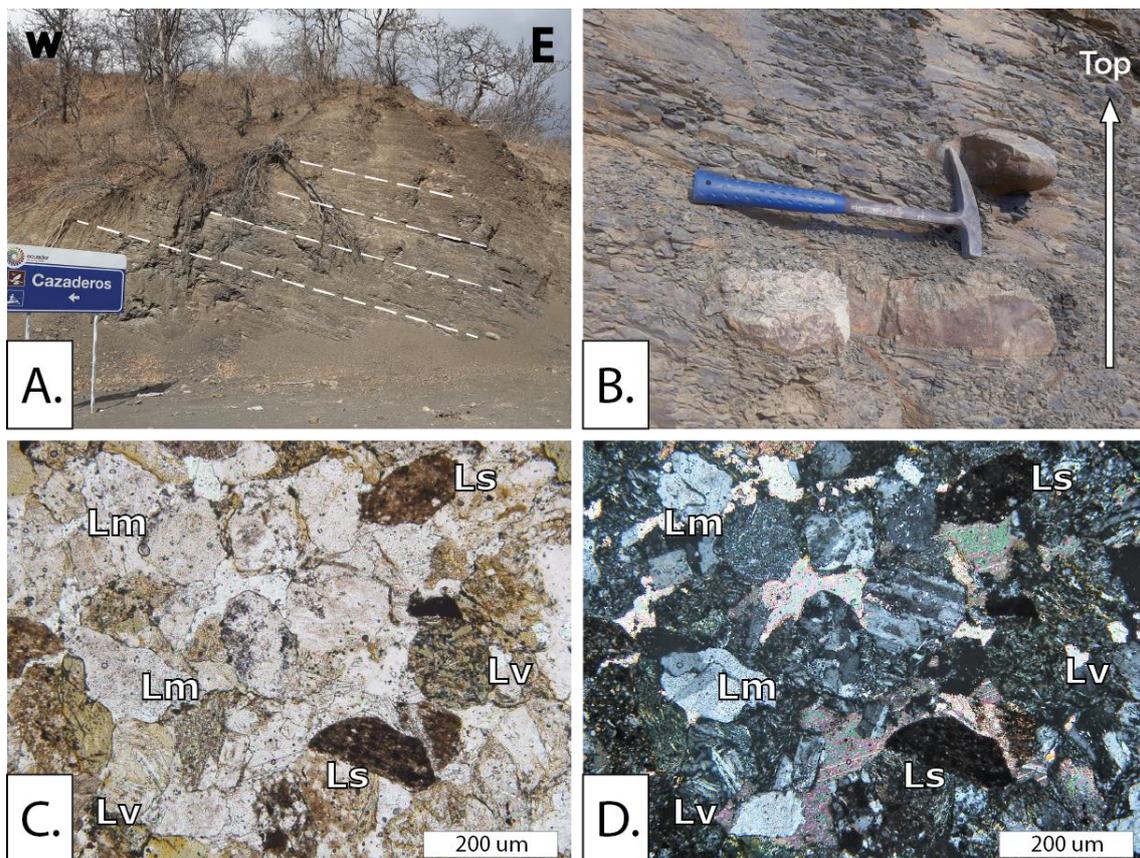


Figura 3.24. Formación Cazaderos. A. Afloramiento tipo (UTM: 558167-9547625); B. Nódulos calcáreos métricos entre sedimentos muy finos; C,D. Muestra FP025 de la

Formación Cazaderos, se observa fábrica clasto soportadas, buen sorteo, cementación calcárea. (Lv: lítico volcánico; Lm: lítico metamórfico; Ls: lítico sedimentario) (LPNA y LPA respectivamente).

Relaciones estratigráficas. La Formación Cazaderos en encuentra concordante sobre la Formación Cañaveral, y en discordancia angular sobre las rocas del Grupo Puyango y el basamento en su parte más occidental. Jaillard et al. (1999) reportan sedimentos equivalentes a la Formación Cazaderos cerca de Zapotillo, los cuales no fueron diferenciados en campo. No se observan depósitos más jóvenes sobre esta secuencia.

Edad. Jaillard et al. (1999) reportan fauna de amonites *Exiteloceras* sp. (Campaniano), *Diplomoceras* sp. (Campaniano Tardío-Maastrichtiano) y *Pachydiscidae* indeterminado; e inoceramus *Platiceramus* sp (Coniaciano-Maastrichtiano Temprano). También microfauna de foraminíferos *Bathysiphon alexanderi*, *Gavelinella* sp., *Haplophragmoides* sp., *H. eggeri* y *Rhabdammina* sp.; nano-fósiles *Tetralithus* sp. y *Watznaueria barnesae*; palinomorfos *Deltoidospora* sp. y *Psilatricolpites* sp; y restos de peces, que en conjunto indican una edad Cretácico Tardío. Además de un radiolario ¿*Dictyomitra multicostata*?, encontrado al noroeste de Cazaderos, indicativo del Campaniano tardío al Maastrichtiano. Por lo tanto, este autor sugiere una edad Campaniano tardío para la Formación Cazaderos en este sector.

Por otro lado, Jaillard et al. (1999) también reportan en el área de Zapotillo especies de inoceramus entre ellas *Platyceramus* aff. *cycloides* y *Trochoceramus* sp. aff. *Tr. monticulli* indicativos del Campaniano Tardío al Maastrichtiano Temprano, y *Submortoniceramus* sp. el cual indica una edad entre el Santoniano Tardío al Campaniano Medio; por lo tanto, tal autor sugiere una edad entre el Santoniano Tardío al Campaniano Medio para estas rocas del sector de Zapotillo, posiblemente equivalentes a la Formación Cazaderos.

Bristow y Hoffstetter (1977) reportan varios moluscos *Liopistha (Psilomya)* sp., *Veniella* sp., *Venericardia* sp., *Ostrea* sp., *Tylostoma* sp. y *Lopatina (Pseudocucullae)* sp. en varios niveles, generalmente mal conservados; el alga *Archaeolithothamnium hippuritorum* y el foraminífero *Sulcorbitoides* cf. *pardoii* Bronniman, los que indican colectivamente una edad del Campaniano.

Reyes y Caldas (1987) reportan bivalvos para la Formación Pazul (Formación Cazaderos), entre ellos *Inoceramus inconstans* WOODS y abundante microfauna (Chalco, 1965), sugiriendo una edad del Daniano.

Este estudio sugiere, por lo expuesto anteriormente y por su posición estratigráfica, una edad entre el Maastrichtiano Temprano extendiéndose al Daniano.

Ambiente de deposición. Los sedimentos finos de lodolitas indican baja energía en la columna de agua, su baja velocidad de asentamiento permite un amplio rango de dispersión, por lo que capas muy finas pueden ocupar áreas muy extensas (Potter et al., 2005). La presencia de areniscas masivas en capas finas representaría la facies Ta de la “Secuencia de Bouma” (Bouma, 1962; Middleton y Hampton, 1973).

Esta asociación facies turbidíticas, con estratos delgados, capas de lodolitas bien desarrolladas y estratificación paralela sugiere un ambiente marino profundo de abanicos submarinos distales o depósitos de fondo marino (Bouma, 1962; Walker, 1967; Walker y Mutti, 1973; Normark, 1970; Mutti and Ricci Lucchi, 1972) para la Formación Cazaderos.

3.2 Resultados del análisis de procedencia

3.2.1 Análisis de procedencia mediante minerales pesados (Heavy-Minerals)

En este estudio se analizaron veinticuatro muestras, de las cuales dieciocho fueron areniscas (de la Unidad El Tigre, el Miembro Cochurco, las Formaciones Chaquino, Tronco Quemado, Mangahurco, Cañaveral y Cazaderos), y seis fueron rocas volcanoclásticas (Miembro Bosque de Piedra y Formación Ciano). Los resultados de los análisis de minerales pesados están presentados en la Figura 3.25.

La unidad El Tigre forma el basamento expuesto en la parte norte de la Cuenca Alamor-Lancones. Las muestras CV001, TGJ022 y TGJ026 de esta unidad, presentan un contenido dominante de minerales del índice ZTR (zircón-turmalina-rutilo), de alrededor del 82%, así como un menor porcentaje de apatito (~6%) y granate (~5%), este último es indicativo de fuentes metamórficas. La muestra CV001 presenta la ocurrencia de cantidades mínimas de piroxeno (~1%). El alto contenido de minerales del índice ZTR es indicativo de rocas de alta madurez (Hubert, 1962). La forma de los zircones de estas muestras son anhedrales, la mayoría redondeados y esféricos, que denotan el retrabajamiento de los sedimentos. Además, la mayoría de los zircones presentan tonos de color violeta, lo cual ocurre por decaimiento radioactivo y es observado principalmente en zircones antiguos paleozoicos y precámbricos (Mange y Maurer, 1992).

Las muestras analizadas del Miembro Cochurco (HC137a, HC130, FP024 y BS005), muestran una tendencia similar a las rocas del basamento con un porcentaje de ~85% de minerales del índice ZTR y menor cantidad de apatito (5%). Las rocas de la parte inferior y media de la secuencia, HC130 y BS005, muestran granate en alrededor del ~5%, mientras que las muestras de la parte superior, FP024 y BS005, se evidencia la aparición de piroxeno y hornblenda (~3%), minerales indicativos de una fuente volcánica. La mayoría de los zircones analizados son anhedrales y redondeados.

Por otro lado, las rocas del Miembro Bosque de Piedra (TGJ010, HC133a y HC133b), presentan una asociación de minerales pesados mixta. Con minerales del índice ZTR y BRANTI entre ~45-50%, minerales derivados de fuentes volcánicas como hornblenda y piroxeno en un 35 %, apatito en ~10% y minerales del grupo de epidota en ~5%. Granate, mineral metamórfico, se encuentra únicamente en la muestra TGJ010. Los zircones encontrados presentan formas anhedrales, generalmente redondeados y esféricos, y menores cantidades de cristales euhedrales.

La Formación Ciano, que son los volcano-sedimentos asociados al Arco Celica, exhibe un cambio muy marcado y de cierta manera transicional con respecto al ensamblaje de minerales pesados del Miembro Bosque de Piedra, debido a que presenta mayor cantidad de minerales de origen volcánico (muestras CV002, DCH008 y DCH019), con piroxeno y hornblenda alrededor del ~80%, y minerales del índice ZTR con el ~5%. De los pocos zircones observados todos son anhedrales y redondeados.

Avanzando en la secuencia, tenemos a las formaciones del Grupo Zapotillo. La Formación Chaquino, en su muestra HC004, se evidencia una fuente mixta con mayor abundancia de minerales volcánicos, con piroxeno y hornblenda en ~60%, minerales de zircón, turmalina y del grupo BRANTI en ~10%, apatito igualmente en ~10% y pocas cantidades de epidota, ~2%. Además, se aprecian cristales de zircón prismáticos y euhedrales

Las rocas de la Formación Tronco Quemado (JT008, JT023 y HC007), exhiben igualmente un porcentaje considerable de minerales volcánicos, aproximadamente un 65% de piroxeno y hornblenda, aunque los minerales del índice ZTR aumentan su porcentaje con respecto a las Formaciones Chaquino y Ciano, encontrándose en un ~20% y apatito en ~15%. La muestra HC007 muestra abundante cantidad de granate, que se encuentra sobre el ~25% y la muestra JT008 presenta ~3% de pumpellyite, lo que indica también una fuente metamórfica para esta Formación. Los cristales de zircón son principalmente euhedrales, aunque subhedrales y anhedrales también están presentes en menor cantidad.

En la Formación Mangahurco, las muestras CR043 y FP009a, indican un incremento de los minerales del índice ZTR llegando hasta el ~50%, seguidos por piroxenos con ~38%, apatito ~8%, granate ~6% y hornblenda ~5%. La forma de los zircones en su mayoría son anhedrales y redondeados.

En las muestras de la Formación Cañaverl, HC155 y FP028, es más evidente el incremento de los minerales del índice ZTR, llegando hasta el ~80% de total. La presencia de granate es más común con ~10%, al igual que apatito con ~10%. Únicamente los minerales del grupo de epidota y piroxeno se encuentran en la muestra HC155 con el ~1-5%. Casi todos los zircones son anhedrales y redondeados.

Finalmente, las muestras de la Formación Cazaderos, BS021b, FP025 y FP094, exhiben una disminución drástica de los minerales del índice ZTR, los que alcanzan solo ~10%, mientras que los piroxenos y hornblendas aumentan su porcentaje con ~30%. La muestra FP094 muestra un porcentaje mucho mayor de piroxenos con un ~70% y la muestra FP025 indica la presencia de granate en un ~5%. Es muy particular de las

muestras de la Formación Cazaderos la abundante ocurrencia de apatitos prismáticos euhedrales que llegan hasta el 60% de total de minerales pesados en ciertos casos. Los cristales de zircón únicamente se observan en la muestra FP025, los cuales son anhedrales y redondeados.

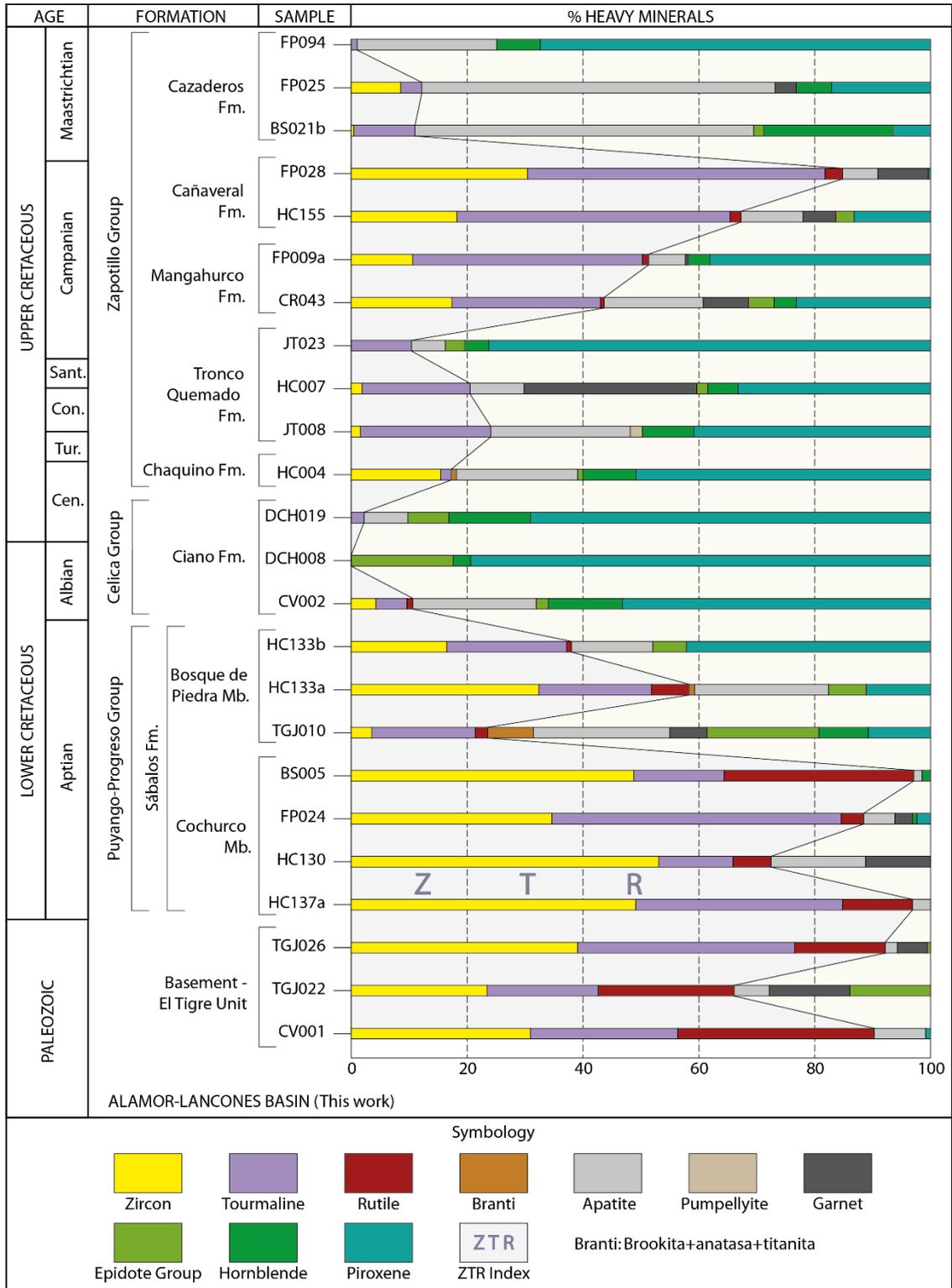


Figura 3.25. Ensamblaje de minerales pesados de la Cuenca Alamor-Lancones.

3.2.2 Análisis de procedencia mediante petrografía de areniscas

Este estudio analizó veinte y dos láminas delgadas en las que se realizó el conteo de varias especies minerales, las cuales fueron ploteadas en los diagramas de procedencia tectónica de Dickinson (1985), Qt-F-L y Qm-F-Lt (Fig. 3.26).

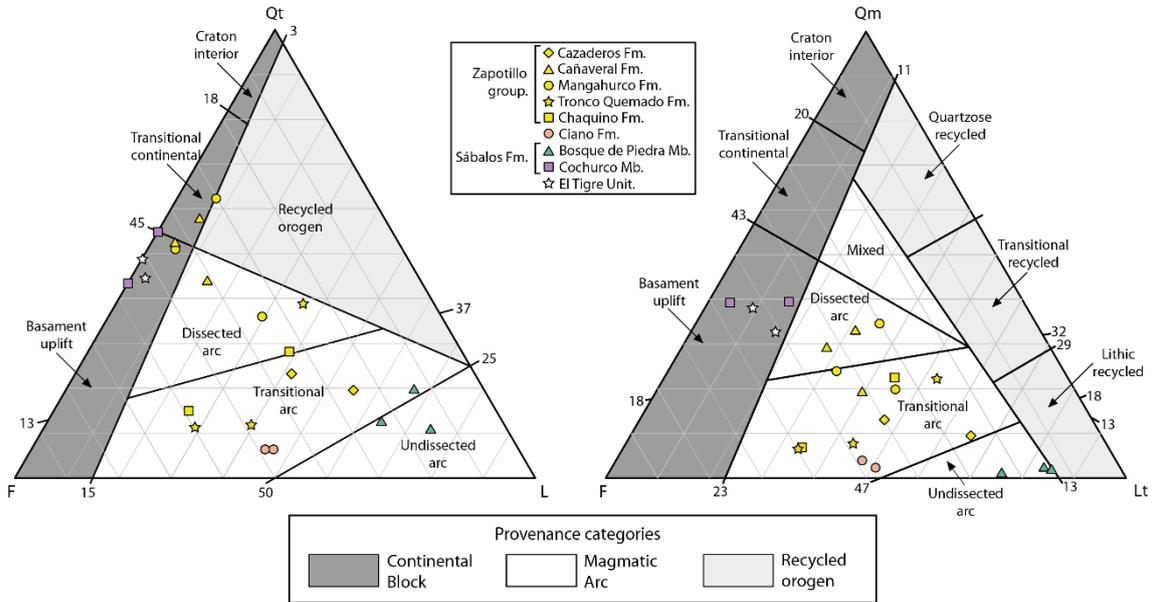


Figura 3.26. Diagramas de procedencia Qt-F-L (izquierda) y Qm-F-Lt de las formaciones de la Cuenca Alamor-Lancones.

De acuerdo con esta clasificación, las rocas de la Unidad El Tigre del basamento y las rocas del Miembro Cochurco se plotean dentro de la categoría de bloque continental, específicamente en basamento levantado, con un contenido elevado de cuarzo (Qt) y feldespatos (F).

Por otro lado, las rocas del Miembro Bosque de Piedra muestran un cambio importante en su procedencia. Ya que se plotean dentro la categoría de arco magmático, entre los campos de arco no-disectado y arco transicional.

La Formación Ciano se encuentra en la categoría de arco magmático, dentro del campo de arco transicional, muy cerca del campo de arco no-disectado. Al igual que el Miembro Bosque de Piedra presenta un mayor contenido de líticos, siendo estos mayormente volcánicos.

Las rocas del Grupo Zapotillo, específicamente de las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado, al igual que la Formación Ciano, se plotea en la categoría de arco magmático dentro del campo arco transicional, y es evidente el incremento de cuarzo y feldespato.

Las Formaciones Mangahurco y Cañaveral, muestran una tendencia anómala, con respecto a las otras formaciones del Grupo Zapotillo, debido a que en el diagrama Qt-

K-L se plotean entre las categorías de bloque continental y arco magmático, pero en el gráfico Qm-K-Lt se plotean entre del campo de arco transicional y arco disectado. Esto se entiende mejor con el análisis de minerales pesados de estas formaciones, en donde se exhibe dos tipos de procedencia: volcánica y continental; que en este método no es posible apreciarlo y las considera como una sola, siendo el resultado un tanto difícil para su interpretación.

Por último, la Formación Cazaderos muestra una categoría de arco magmático dentro del campo de arco transicional, al igual que las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado.

3.2.3 Análisis de procedencia mediante geocronología U-Pb en zircones detríticos

Dos muestras correspondientes al Miembro Bosque de Piedra y la Formación Tronco Quemado respectivamente, fueron seleccionadas para realizar el análisis de procedencia mediante dataciones U-Pb de zircones detríticos (ver Anexo 4).

Se analizaron 63 granos de zircones de la muestra del Miembro Bosque de Piedra TGJ010 (Fig. 3.27, 3.28, 3.29). El grano concordante del zircón más joven obtuvo una edad de 122 ± 3.1 Ma, correspondiente al Aptiano Temprano. Esta muestra presenta varias poblaciones de zircones en el Paleozoico y Neoproterozoico (con picos marcados entre ~ 380 - 475 Ma, ~ 500 - 615 Ma, ~ 660 - 710 , ~ 750 - 830 y ~ 940 - 1040); y poblaciones menores en el Mesoproterozoico (con picos entre ~ 1100 - 1320 Ma), Paleoproterozoico (picos entre ~ 1700 - 1800 Ma y 2038 Ma) y Neoarcaico (picos entre ~ 2700 - 2800 Ma).

Para la muestra de la Formación Tronco Quemado HC007, se realizaron 110 análisis de granos de zircones (Fig. 3.27, 3.28, 3.29). Las edades concordantes de los tres granos más jóvenes tienen 69 ± 1.4 Ma, 70 ± 2.4 Ma y 73 ± 3.1 Ma, por lo tanto, restringe la edad máxima de depositación para esta muestra a ~ 69 Ma, Maastrichtiano Temprano. La población principal observada presenta un pico muy marcado a los 80 Ma, con edades de zircones continua entre los ~ 70 a ~ 100 Ma, que corresponde a gran parte del Cretácico Superior. Además, se observan poblaciones menores en el Paleozoico (picos a 292 Ma, 410 Ma y 482 Ma), Neoproterozoico (pico a 590) y Mesoproterozoico (picos a 1012 Ma y 1082 Ma).

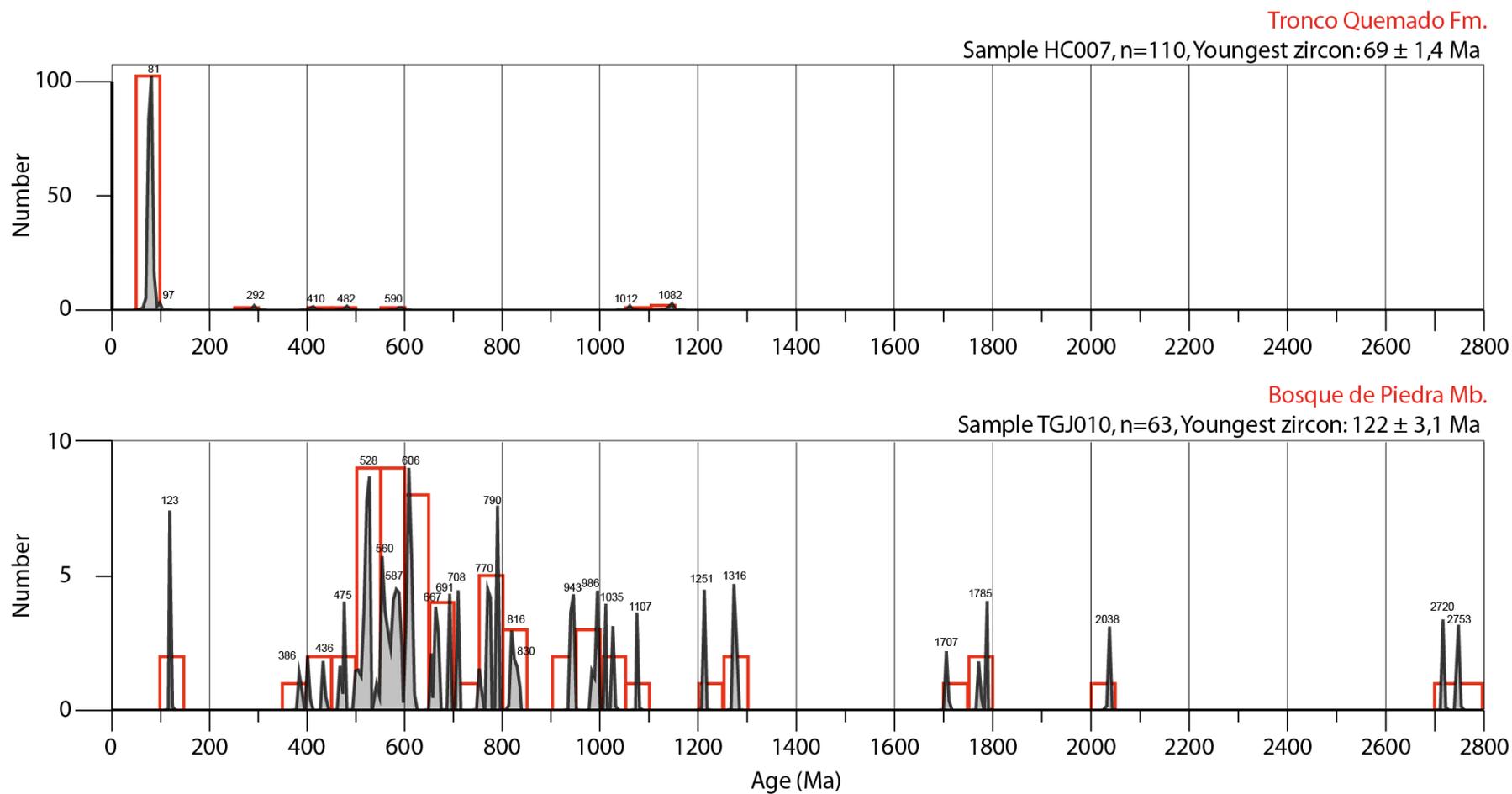


Figura 3.27. Histogramas (barras con borde rojo) y curvas de probabilidad (curva con relleno gris) para las edades detríticas de la muestra TGJ010 del Miembro Bosque de Piedra (Abajo) y la muestra HC007 de la Formación Tronco Quemado (Arriba)

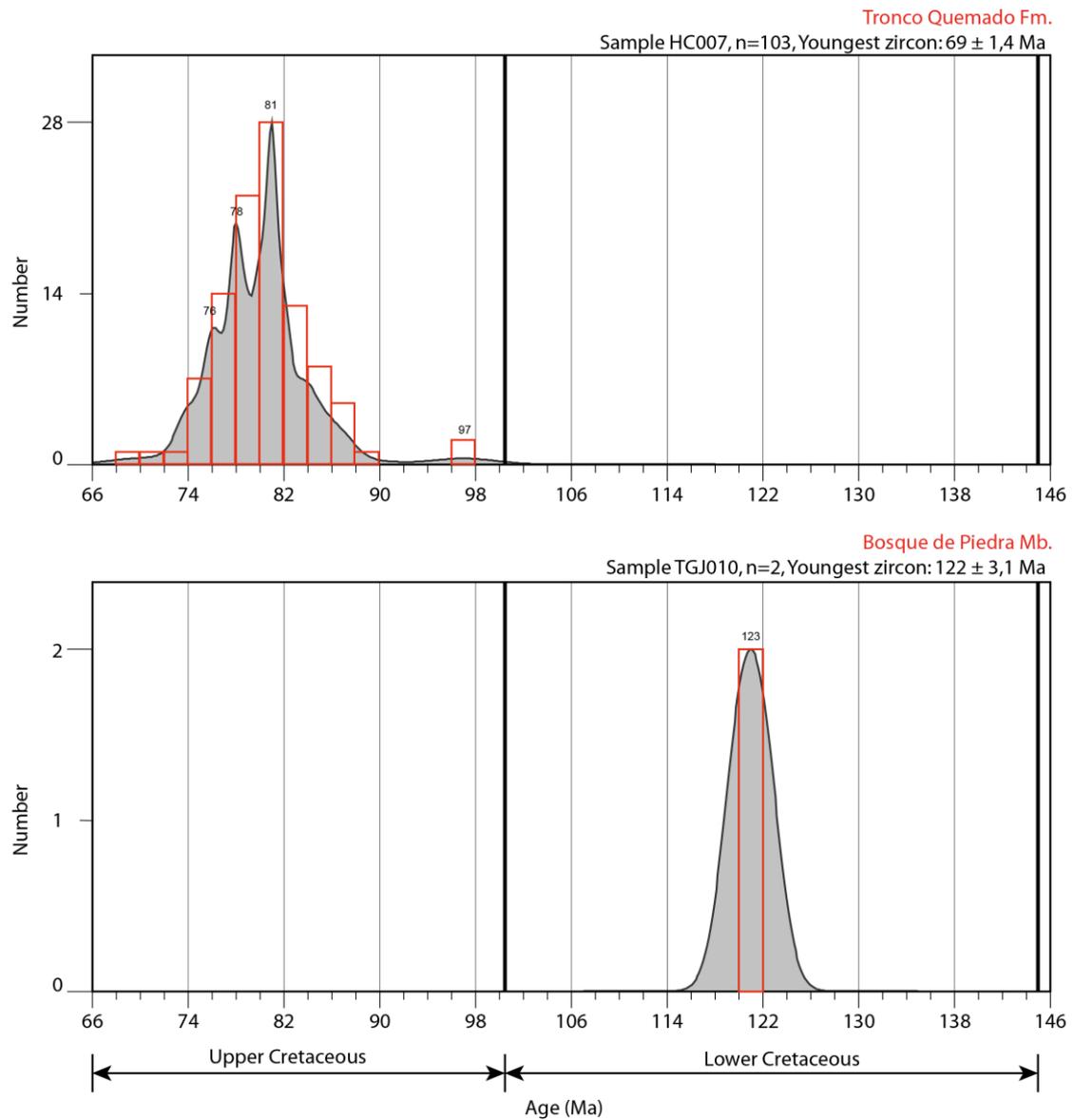


Figura 3.28. Histogramas (barras con borde rojo) y curvas de probabilidad (curva con relleno gris) para las edades detríticas más jóvenes de la muestra TGJ010 del Miembro Bosque de Piedra (Abajo) y la muestra HC007 de la Formación Tronco Quemado (Arriba)

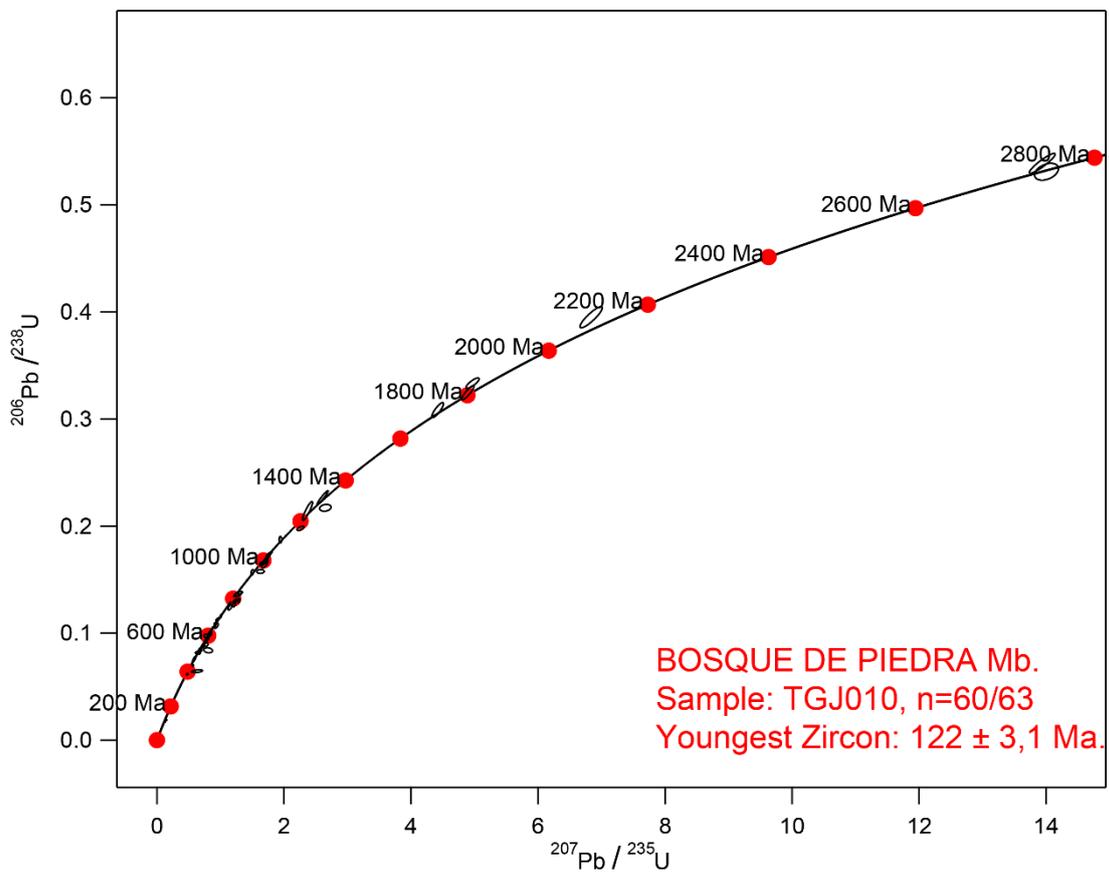
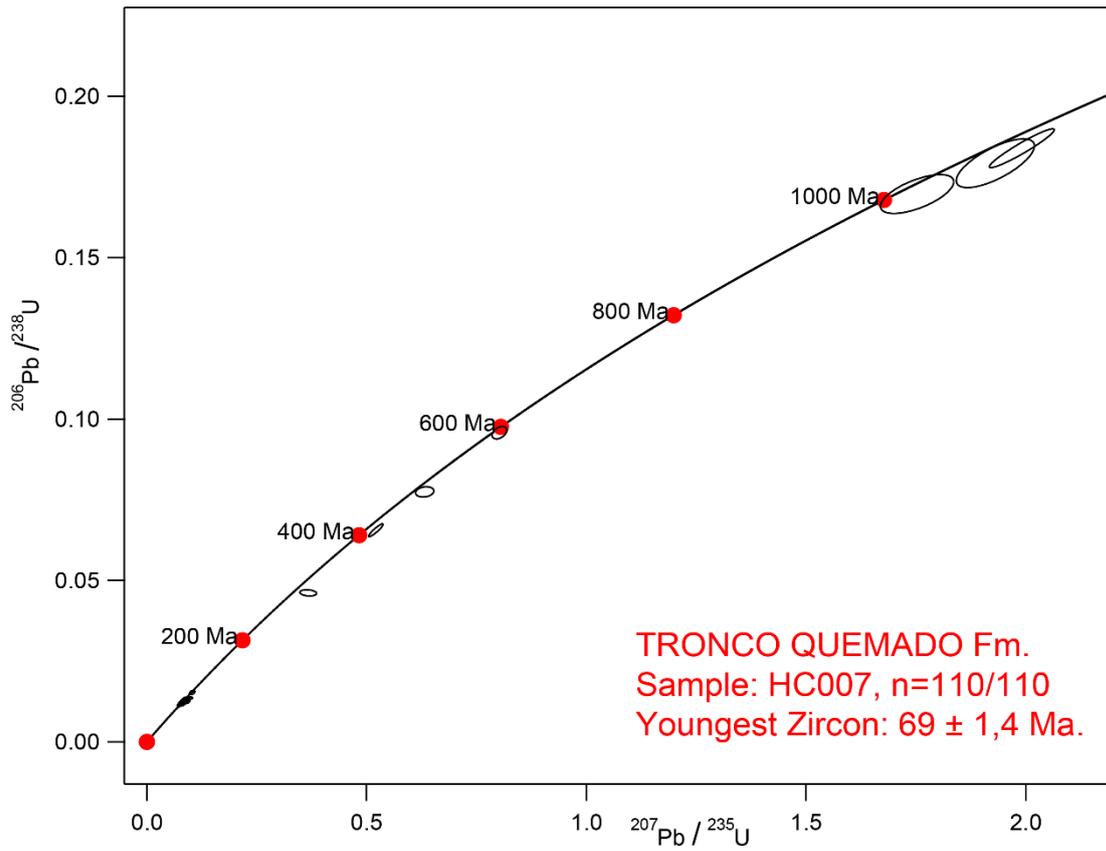


Figura 3.29. Diagramas de concordia de las muestras HC007 y TGJ010

3.2.4 Interpretación de los análisis de procedencia

3.2.4.1 Basamento

La asociación de minerales pesados de las rocas del basamento de la Unidad El Tigre presentan altos contenidos de minerales del índice ZTR y cantidades menores de granate. Los minerales del índice ZTR son comunes en rocas graníticas ácidas a intermedias, así como en sedimentos siliciclásticos maduros y algunas rocas metamórficas (Mange y Maurer, 1992; Tucker, 2001, Morton, 1985; von Eynatten y Gaupp, 1999). Los granates son comunes principalmente en rocas metamórficas (Tucker, 2001). Además, la presencia de zircones redondeados anhedrales indican un fuerte retrabajamiento de los sedimentos (Mange y Maurer, 1992). Esta asociación y características es coherente con una fuente principalmente de corteza continental derivada de rocas graníticas y sedimentos siliciclásticos maduros. En cuanto al análisis petrográfico de las areniscas, esta unidad sugiere una procedencia de basamento levantado (Dickinson, 1985), la cual estaría relacionada probablemente a la erosión de bloques continentales correspondientes a las rocas del cratón Sudamericano.

3.2.4.2 Etapa inicial de la Cuenca Alamor-Lancones

El relleno sedimentario inicial de la Cuenca Alamor-Lancones se desarrolló posterior al evento de deformación Peltetec (Litherland et al., 1994) y está representado por las rocas del Grupo Puyango-Progreso definidas en esta investigación, las cuales descansan en discordancia angular sobre las rocas del basamento.

Con respecto al Miembro Cochurco, la asociación de minerales pesados por el alto contenido de minerales del índice ZTR y la presencia de granate, sugiere una fuente derivada principalmente de una corteza continental (Mange y Maurer, 1992; Tucker, 2001, Morton, 1985). La petrografía de areniscas indica una procedencia de basamento levantado, lo que es coherente, puesto este miembro se depositó después del evento de deformación Peltetec.

En contraste, el Miembro Bosque de Piedra muestra un cambio brusco en su procedencia con una disminución gradual de minerales indicativos de fuentes continentales graníticas y metamórficas (ZTR y granate), y el aumento considerable de un aporte volcánico, esto es indicado por la mayor cantidad de minerales volcánicos como piroxenos, hornblendas, apatitos y la aparición de zircones euhedrales (Tucker, 2001). Además, la petrografía de areniscas muestra un aporte de una fuente de arco magmático no disectado. Las dataciones U-Pb de zircones detríticos de la parte inferior de este Miembro en este trabajo produjeron diferentes poblaciones de edades, desde el

Neoarcaico hasta el Paleozoico, lo que sugiere fuertemente que este volcanismo se desarrolló adyacente de una fuente continental más antigua relacionada muy probablemente al continente Sudamericano (Chew et al., 2007; Witt et al., 2017). El zircón más joven produjo una edad de 122 ± 3.1 Ma, lo cual restringe la edad de depositación de la Formación Sábalo alrededor del Aptiano.

3.2.4.3 Arco volcánico Celica

Los ensamblajes de minerales pesados de la Formación Ciano, la cual corresponde a las facies volcano-sedimentarias y sedimentarias distales adyacentes al Arco Celica, exhiben un aporte en su totalidad de una fuente volcánica (piroxeno, hornblenda y epidota), con minúsculas cantidades de minerales del índice ZTR. Los zircons observados son anhedrales y redondeados probablemente heredados, lo que indicaría el aporte mínimo de una fuente continental más antigua adyacente al arco. La petrografía de areniscas muestra una procedencia correspondiente a un arco magmático transicional.

3.2.4.4 Depósitos del Antearco

Los depósitos sedimentarios del antearco, están representados por el Grupo Zapotillo, en el cual se observan cambios muy marcados en su procedencia a lo largo de su estratigrafía y su distribución geográfica.

Los ensamblajes de minerales pesados dentro de las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado presenta un mayor aporte de fuentes volcánicas (píroxenos y hornblendas), también evidenciado en la petrografía de areniscas que indica una fuente de arco magmático transicional. Además, la presencia moderada de minerales del índice ZTR, que es constante en todas las muestras, sugiere también un aporte de una fuente continental en menor proporción. Los zircons observados dentro de los minerales pesados mayormente son euhedrales, lo que indica poco transporte y una fuente cercana común.

Las dataciones U-Pb de zircons detríticos de la parte superior de la Formación Tronco Quemado de este trabajo, muestran una población muy importante entre los ~70-100 Ma, lo que sugiere un periodo de aporte continuo de un arco magmático coetáneo durante el Cretácico Superior, además la edad del grano de zircón más joven de 69 ± 1.4 Ma, restringe la edad máxima de depositación de la Formación Tronco Quemado a Maastrichtiano Temprano. Adicionalmente, la ocurrencia de poblaciones de edades en el Paleozoico, Neoproterozoico y Mesoproterozoico confirma el aporte de una fuente de corteza continental más antigua.

Con respecto a las Formaciones Mangahurco y Cañaverál se observa un aumento de los minerales del índice ZTR relacionados principalmente a una fuente de corteza continental. Jaillard et al. (1999) indican paleocorrientes en dirección sureste relacionadas, sugiriendo un aporte derivado rocas de corteza continental del Bloque Amotape-Tahuín. En la petrografía de areniscas se observa el aumento considerable de cuarzo y feldespatos, y plotea las muestras en el límite entre basamento levantado y arco magmático, mostrando un cambio brusco. Por lo tanto, se sugiere el levantamiento de las rocas del basamento en la parte noroccidental de la cuenca producto de la colisión del Plateau del Caribe en las latitudes al norte del bloque Amotape-Tahuín (Vallejo, 2007). Luzieux (2007) indica que esta colisión ocurrió en el Campaniano Tardío (~73 Ma) y acrecionó terrenos oceánicos correspondiente al Plateau del Caribe a lo largo del borde continental de los Andes del Norte. Este fue un evento regional capaz de generar el levantamiento de gran parte del borde continental. Por lo tanto, al ser las Formaciones Mangahurco y Cañaverál coetáneas con la acreción del Plateau del Caribe representarían el registro de este evento en la Cuenca Alamor-Lancones.

Finalmente, la Formación Cazaderos presenta un ensamblaje de minerales pesados con un mayor porcentaje de minerales de origen volcánico y menores cantidades de minerales del índice ZTR. Esto sugiere una fuente volcánica con menor aporte de una fuente granítica de corteza continental. Así mismo, la petrografía de areniscas indica una procedencia derivada de un arco magmático transicional.

CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN

4.1 Modelo de Evolución de la Cuenca Alamor-Lancones

Este estudio propone un nuevo modelo de evolución geológica para la Cuenca Alamor-Lancones, en base a un marco estratigráfico consistente (Fig. 4.1), el análisis de procedencia y nuevos datos geocronológicos presentados en esta investigación. Además, se integraron datos geológicos importantes de varios estudios previos (Kennerley, 1973; Feininger, 1975; Mourier et al., 1988; Jaillard et al., 1996; Jaillard et al., 1999; Winter, 2008; Winter et al., 2010; INIGEMM, 2013, 2017, 2018).

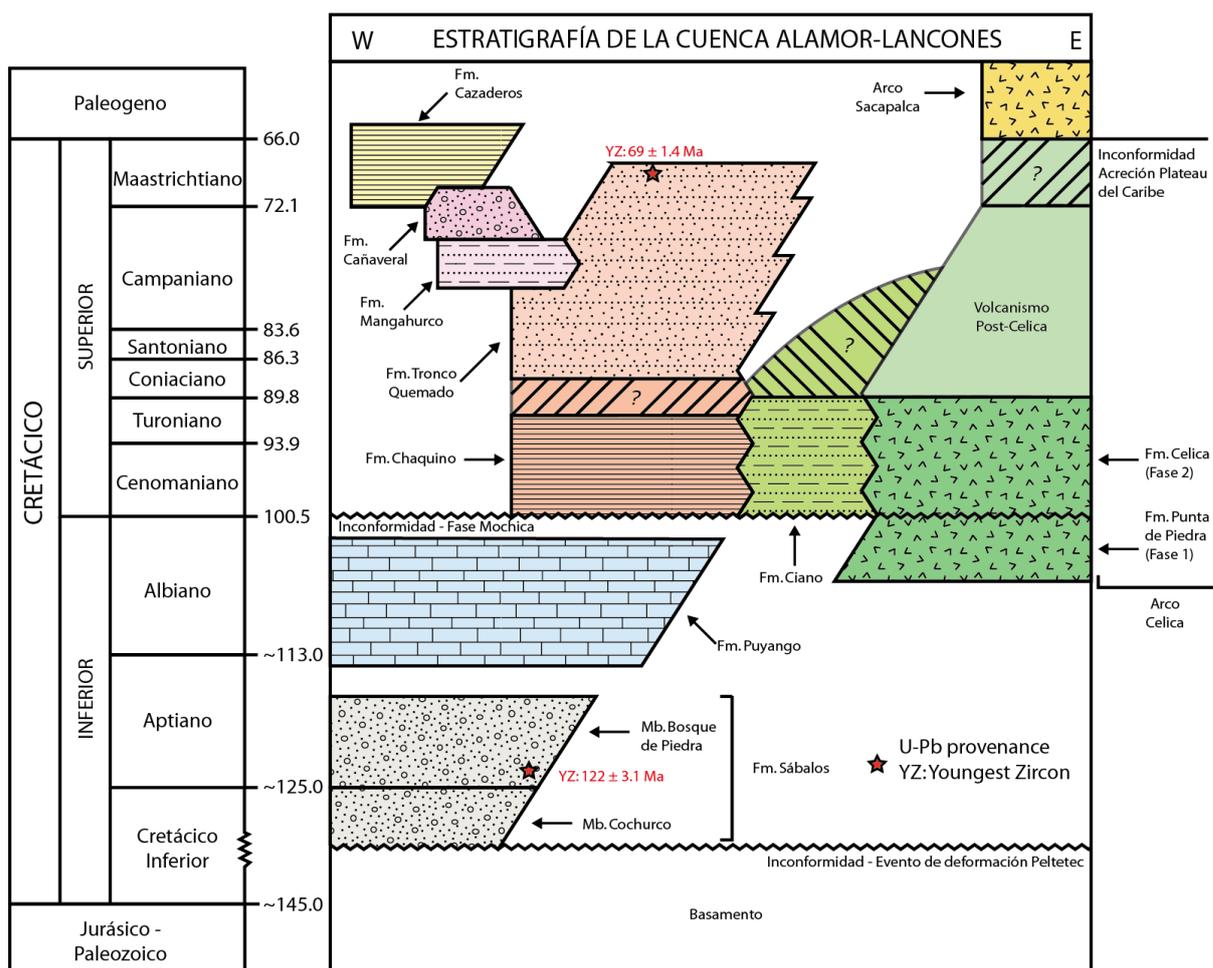


Figura 4.1. Relaciones estratigráficas de las formaciones de la Cuenca Alamor-Lancones

4.1.1 Cretácico Inferior-Aptiano (~140-113): Inicio de la Cuenca Alamor-Lancones

El desarrollo de la sedimentación en las cuencas cretácicas en la región ecuatorial comienza posterior al evento compresivo Peltectec (Litherland et al., 1994), mismo que deformó y exhumó gran parte de las series pre-Cretácicas a lo largo de margen continental de los Andes del Norte entre ~140-120 Ma. Después de esto, un periodo de

erosión muy fuerte depositó en discordancia angular las secuencias sedimentarias correspondientes a la Formación Hollín en la Cuenca Oriente (Tschopp, 1953) y la Formación Sábalos en la Cuenca Alamor-Lancones durante el Aptiano (Fig. 4.2 A).

Las rocas de la Formación Sábalos descansan discordantemente sobre las rocas paleozoicas de la Unidad El Tigre. El análisis de sus facies indica una secuencia depositada en un ambiente sedimentario principalmente continental. Esta formación ha sido dividida en dos miembros, debido a que presenta un contraste muy fuerte con respecto a su litología y procedencia. La parte basal corresponde a los depósitos clásticos del Miembro Cochurco, que presenta una procedencia netamente de una fuente de corteza continental. En cambio, el miembro superior Bosque de Piedra que es una secuencia clástica y volcanoclástica muestra una procedencia derivada de una corteza continental y de un arco magmático. Esto sugiere la existencia de un volcanismo coetáneo durante la depositación del Miembro Bosque de Piedra. Además, el zircón más joven datado en este trabajo, de la parte inferior del Miembro Bosque de Piedra donde ocurren los troncos petrificados, produjo una edad de 122 ± 3.1 Ma. Este dato representaría una edad de cristalización que estaría asociada al volcanismo coetáneo y restringe la edad de depositación de la Formación Sábalos alrededor del Aptiano.

Este volcanismo evidenciado en la Formación Sábalos podría relacionarse a la última etapa de magmatismo del Arco Alao en su parte más austral que continuó posterior al Evento de Deformación Peltetec, u otro volcanismo desarrollado sobre una corteza continental engrosada en la latitud de los Andes de la Deflexión de Huancabamba.

4.1.2 Albiano (~113-100 Ma): Etapa de extensión de la cuenca e inicio del Arco Celica

Durante el Albiano Temprano se observan rocas depositadas en condiciones submarinas, representada por la secuencia de calizas y lutitas de la Formación Puyango (Fig. 4.2 B). Este cambio de la Formación Sábalos a la Formación Puyango, de un ambiente continental a un ambiente marino respectivamente, ocurrió principalmente como consecuencia de estos factores: (1) una tectónica extensional que adelgazó la corteza continental permitiendo la subsidencia de la cuenca (Winter, 2008; Winter et al., 2010; Aguirre, 1992) y (2) un incremento global del nivel eustático en esa época generando una transgresión marina (Haq et al., 1987). Este último se evidencia también en la Cuenca Oriente en la transición de la Formación Hollín a la Formación Napo (Barragán et al., 2014; Romero, 2018).

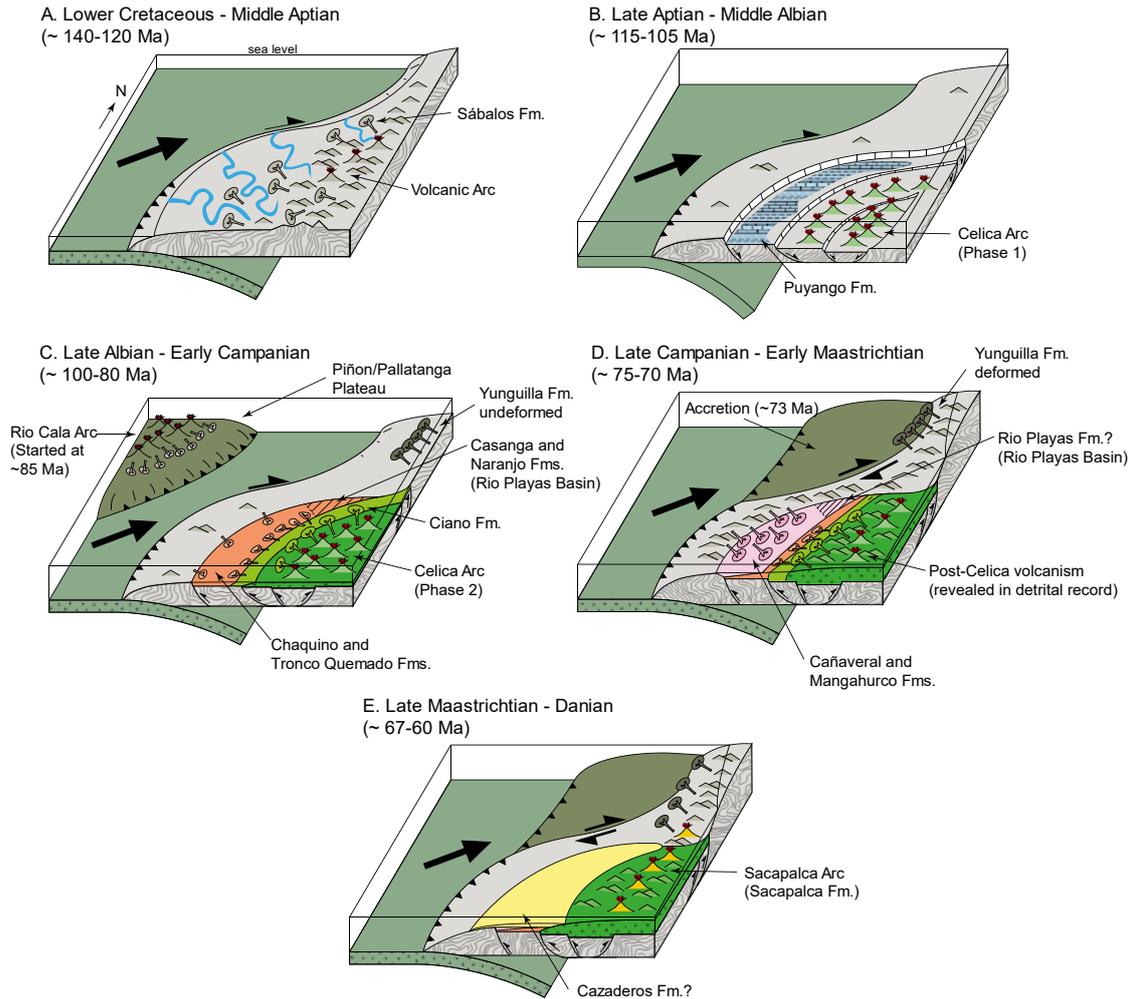


Figura 4.2. Modelo de evolución geológica de la Cuenca Almor-Lancones desde el Cretácico Inferior al Paleoceno. Adaptado de Vallejo (2007) para la Cordillera Occidental y Valarezo (2017) para la subcuenca de Rio Playas.

La arquitectura estructural y la disposición estratigráfica de las secuencias depositadas en la Cuenca Almor-Lancones, se puede observar en los perfiles sísmicos (Fig. 3.3) publicados por Andamayo (2008) en la parte peruana de la cuenca al sur de Ecuador. En estos se evidencia el desarrollo de estructuras extensionales lítricas contemporáneas al inicio de la depositación de la Formación Puyango (Albiano Inferior), generando el espacio suficiente de acomodación para depositar todo el relleno sedimentario posterior, correspondiente al Grupo Zapotillo del Cretácico Superior. Estas estructuras fueron invertidas al final de la depositación de la Formación Puyango (Albiano Tardío, ~100 Ma), posiblemente por esfuerzos de compresión generados por el incremento de la tasa de convergencia en el borde continental sudamericano posiblemente como consecuencia de la separación de Sudamérica y África en las latitudes ecuatoriales (Spikings et al., 2015; Wilson, 1992). Esta deformación al final del Albiano en Perú corresponde a la Fase Mochica (Mégard, 1984).

En cuanto al volcanismo del Arco Celica, Winter (2008) indica que la Fase 1 (Punta de Piedra/Cerro San Lorenzo), estuvo activa entre ~105-100 Ma, con rocas volcánicas de una geoquímica bimodal (calco-alcalina y toleítica), más primitivas (mayor cantidad de Mg), asociadas a lavas expulsadas durante un periodo de extensión, con adelgazamiento cortical, subsidencia de la cuenca y un alto gradiente geotermal. Además, Aguirre (1992) en base a un estudio geoquímico de las fases minerales secundarias en flujos de lava andesíticos y basálticos de la Formación Celica, manifiesta que la alteración de estas rocas corresponde a un metamorfismo de muy bajo grado desarrollado en una configuración extensional relacionado a varios grados de adelgazamiento de la corteza continental. Esta tectónica extensional dentro de un arco volcánico submarino permitió la generación de yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos (Galley et al., 2007), como es el caso del yacimiento de Tambogrande tipo-VMS que ocurre dentro de las secuencias volcánicas correspondientes a esta Fase 1 del Arco Celica.

Por lo tanto, este estudio sugiere que esta etapa de extensión dentro la Cuenca Alamor-Lancones y el Arco Celica durante el Albiano pudo ocurrir debido a una convergencia oblicua entre Farallón (placa oceánica) y Sudamérica (placa continental) generando esfuerzos de partición y una deformación tipo strike-slip transtensiva, como sugiere Horton (2018) para el margen continental Sudamericano. Esto generó un depocentro alargado de dirección NE-SW evidenciado por la preferencia relativa de las paleocorrientes del relleno sedimentario.

4.1.3 Cenomaniano-Maastrichtiano Temprano (~100-70 Ma): Arco Celica, volcanismo Post-Celica y cuenca de antearco

Posterior a la deformación al final del Albiano discutida anteriormente, se depositaron las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado, posiblemente en discordancia angular con respecto a las rocas del Grupo Puyango-Progreso (Fig. 4.2 C). Las facies sedimentarias analizadas de estas formaciones indican un ambiente marino profundo. La procedencia de estos depósitos mediante el análisis de minerales pesados y la petrografía de areniscas, indica un aporte mayormente derivado de una fuente volcánica probablemente de la erosión de rocas adyacentes de un arco magmático y un aporte menor de una fuente de corteza continental relacionado al basamento en donde se desarrolló el arco, es decir una fuente mixta. Las dataciones U-Pb de zircones detríticos de la parte superior de la Formación Tronco Quemado, muestran una población muy importante entre los ~70-100 Ma, lo que sugiere un periodo de un volcanismo coetáneo en el Cretácico Superior. La ocurrencia de poblaciones de edades en el Paleozoico, Neoproterozoico y Mesoproterozoico soporta la teoría del aporte de una fuente granítica

más antigua. La edad del grano de zircón más joven de 69 ± 1.4 Ma, restringe la edad máxima de depositación de la Formación Tronco Quemado al Maastrichtiano Temprano.

Las dataciones U-Pb de zircones detríticos y el análisis de procedencia dentro de la Formación Tronco Quemado indican una fuente de aporte volcánico con zircones en un rango de edad entre ~69-100 Ma. Específicamente, el volcanismo correspondiente al Arco Celica *sensu-stricto* corresponde a un volcanismo submarino bimodal datado entre ~105-90 Ma (Winter, 2008). Sin embargo, las edades no reportadas entre ~69-90 evidenciados en las dataciones detríticas, podrían representar la continuación del Arco Celica o también otro volcanismo desarrollado bajo condiciones diferentes. Para evitar confusión a este volcanismo entre ~69-90 Ma se lo define como “volcanismo post-Celica” y para su confirmación se debería realizar un trabajo más detallado en las rocas volcánicas ubicadas al este de la cuenca.

Como indica Winter (2008), con respecto a las series volcánicas del Arco Celica-Lancones, la Fase 2 del volcanismo (Celica/Cerro El Ereo, La Bocana) se desarrolló como un arco maduro dentro de una corteza continental engrosada entre ~99-90 Ma. Las rocas volcánicas de esta fase son de afinidad geoquímica bimodal, con una composición andesítico-basáltica dominante. Los datos isotópicos indican que las rocas máficas fueron derivadas de fuentes magmáticas relacionadas a una zona de subducción y que las rocas félsicas fueron desarrolladas con la interacción de rocas corticales. Además, estas rocas félsicas presentan zircones heredados del Proterozoico. Por otro lado, Mourier et al. (1988) indican en base a estudios paleo-magnéticos que las formaciones volcánicas del arco Celica en Perú, presentan una rotación horaria de 63° *in-situ*, sin ningún desplazamiento significativo a lo largo de su latitud.

Los datos expuestos anteriormente sugieren la naturaleza autóctona del Arco Celica desarrollado sobre una corteza continental, lo que difiere de la interpretación propuesta en el Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000 (Egüez et al., 2017), como un terreno oceánico alóctono, equivalente al Plateau Oceánico del Caribe en la Costa de Ecuador y Colombia, acrecionado en el Campaniano a lo largo de la Falla las Aradas. Al comparar los ensamblajes de minerales pesados de las secuencias sedimentarias depositadas sobre el Plateau de Caribe (Formaciones Cayo, Las Orquídeas, Mulaute y Pilatón) con los depósitos de la Cuenca Alamor-Lancones (Fig. 4.3), se aprecia una procedencia muy contrastante. En los ensamblajes de minerales pesados de los depósitos sedimentarios del Plateau del Caribe solo se aprecian minerales máficos de origen volcánico sin contaminación de una fuente continental, dada su naturaleza alóctona (Luzieux, 2007; Vallejo, 2007). Mientras que los depósitos

sedimentarios de la Cuenca Alamor-Lancones indican una procedencia mixta derivada de fuentes volcánicas y de corteza continental.

4.1.4 Campaniano Tardío-Maastrichtiano (~70-66): Colisión del Plateau Caribe y Arco Sacapalca

Durante el Campaniano Tardío-Maastrichtiano Temprano (~73-70 Ma), al norte del Bloque Amotape-Tahuín, se registra la colisión y acreción del Plateau Oceánico del Caribe (Vallejo, 2007), que corresponde a los bloques Piñón y Pallatanga en Ecuador. Este periodo es caracterizado por la exhumación y el enfriamiento rápido de las rocas de la Cordillera Real y el Bloque Amotape-Tahuín (Spikings et al., 2000, 2001, 2005), generado por un rápido levantamiento de todo el margen continental. Este evento de acreción deformó fuertemente la Formación Yunguilla en la Cordillera Occidental.

En la Cuenca Alamor-Lancones, las Formaciones Mangahurco y Cañaverl de facies marinas son coetáneas al evento de acreción. En estas se observa en su procedencia un aumento muy significativo de minerales pesados de fuentes continentales (minerales del índice ZTR y granate) y en la petrografía de areniscas una mayor cantidad cuarzo metamórfico y feldespatos. Jaillard et al. (1999) reportan para la Formación Cañaverl medidas de paleocorrientes en dirección sureste, sugiriendo como fuente a las rocas del Bloque Amotape-Tahuin. Así mismo, en la subcuenca de Río Playas ubicada al noreste de la Cuenca Alamor-Lancones, Valarezo (2017) indica que depósitos siliciclásticos continentales de la Formación Río Playas se encuentran depositados en discordancia angular sobre sedimentos marino-profundos de las Formaciones Casanga y Naranjo. Este cambio brusco de facies también representaría el registro del evento de acreción del Plateau Caribe en esta subcuenca.

Por lo tanto, se propone que las rocas de las Formaciones Mangahurco y Cañaverl representan los depósitos sedimentarios erosionados del basamento producto de un levantamiento regional, como consecuencia de la acreción del Plateau del Caribe al norte y noroeste de la cuenca (Fig. 4.2 D).

Posterior a la acreción de los bloques Piñón y Pallatanga, una nueva etapa de volcanismo comienza a lo largo del margen continental, representados por el Arco Silante (desarrollado sobre los terrenos alóctonos acrecionados) en la parte norte de Ecuador y el Arco Sacapalca (desarrollado sobre corteza continental) en el sur de Ecuador y norte de Perú (Vallejo, 2007).

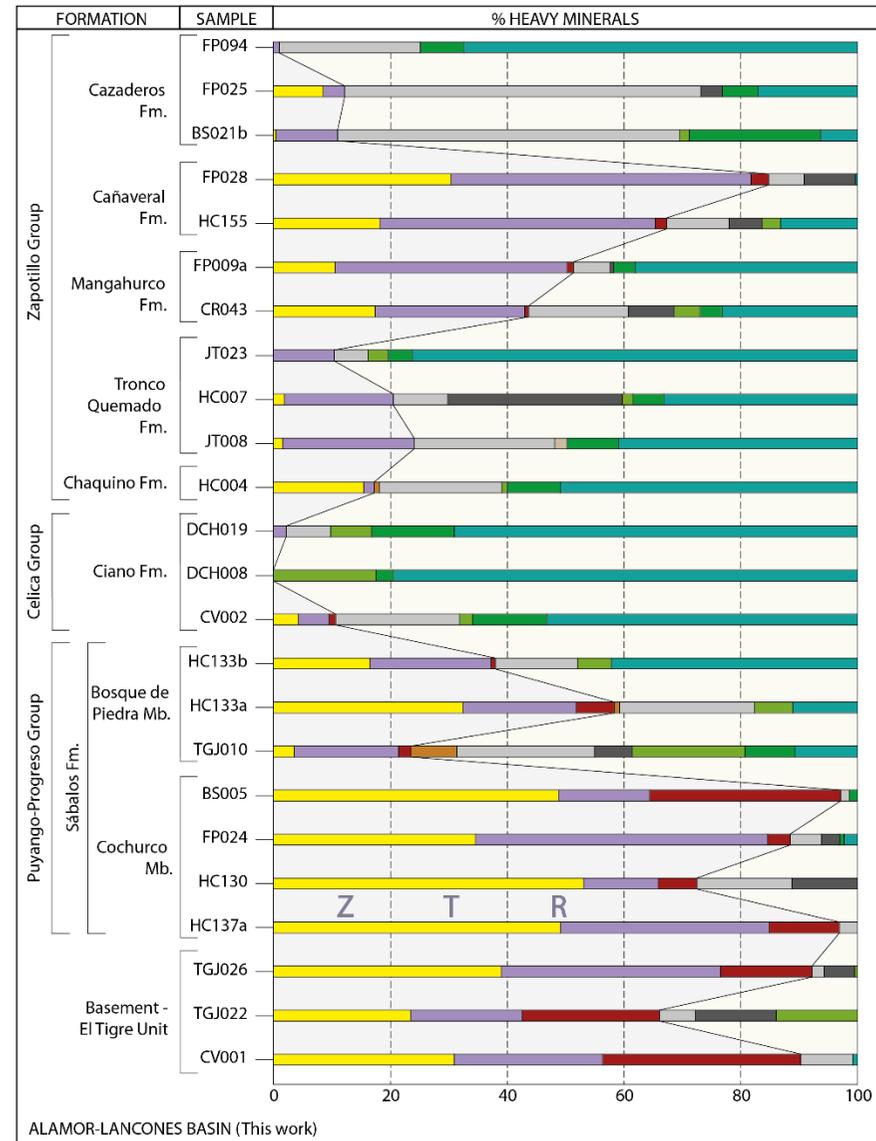
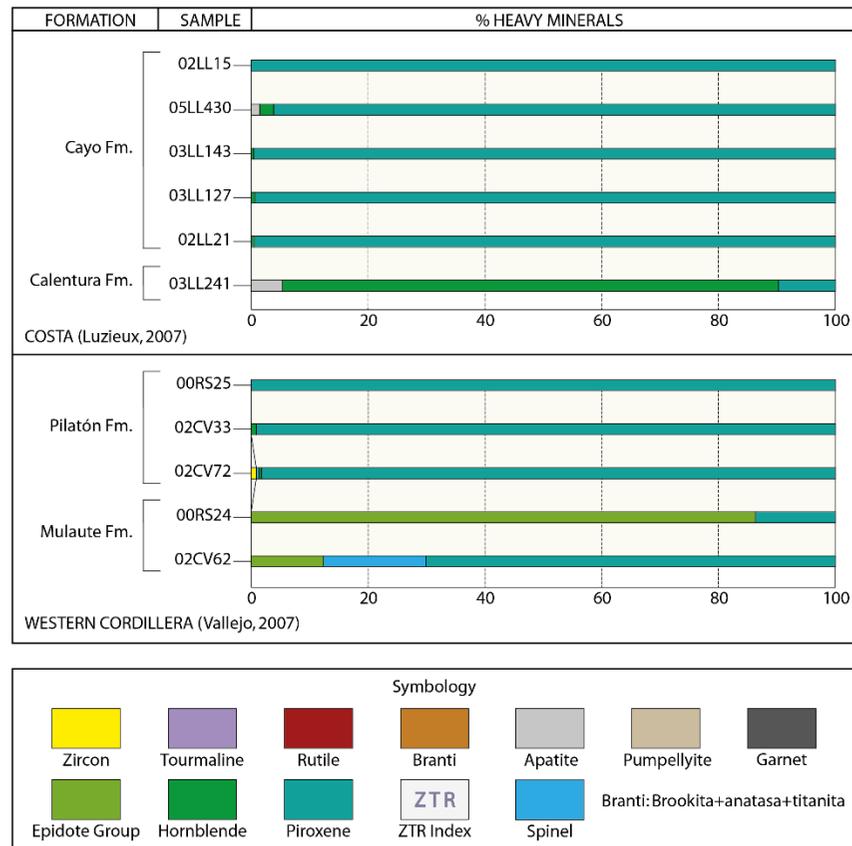


Figura 4.3. Comparación de los ensamblajes de minerales pesados de las formaciones sedimentarias depositadas sobre el Plateau del Caribe en la Costa y Cordillera Occidental (Tomado de Luzieux, 2007 y Vallejo, 2007) con los de la Cuenca Alamor-Lancones.

Finalmente, durante el Maastrichtiano-Paleoceno, se depositaron los sedimentos marinos de la Formación Cazaderos, los cuales indican una procedencia de una fuente volcánica con menor aporte de una fuente de corteza continental. Pese a esto, su relación espacial y la asociación con una fuente de procedencia aún no están claros. Y queda como incertidumbre, si de alguna manera existió alguna relación de la Formación Cazaderos con los depósitos coetáneos del Arco Sacapalca de edad Maastrichtiano-Paleoceno (Kennerley, 1973; Jaillard et al., 1996). (Fig. 4.2 E).

CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

- Mediante el análisis litoestratigráfico se definieron tres grupos principales dentro la Cuenca Alamor-Lancones: (1) el Grupo Puyango-Progreso, con las Formaciones Sábalo y Puyango, los cuales representan los conjuntos litológicos depositados en la etapa inicial de la cuenca, durante el Aptiano-Albiano, (2) el Grupo Celica, con las Formaciones Celica y Ciano, que corresponden a los depósitos volcánicos, volcanoclásticos y sedimentarios asociados al Arco Celica, del Albiano Medio-Turoniano, y (3) el Grupo Zapotillo, con las Formaciones Chaquino, Tronco Quemado, Mangahurco, Cañaveral y Cazaderos, que representan los sedimentos marinos siliciclásticos de la cuenca de antearco del Arco Celica, depositados durante el Cenomaniano-Maastrichtiano.
- En las rocas meta-sedimentarias del basamento, correspondientes a los depósitos paleozoicos de la Unidad El Tigre, se evidencia una procedencia principalmente de una fuente de corteza continental, derivada probablemente de la erosión del cratón sudamericano.
- Durante el Aptiano, posterior al evento Peltetec (Litherland et al., 1994), se produce la depositación de los sedimentos continentales de la Formación Sábalo en discordancia angular sobre rocas del basamento. En su parte inferior (Miembro Cochurco) la procedencia indica un aporte principalmente continental y en la parte superior (Miembro Bosque de Piedra) manifiesta una fuente mixta derivada de fuentes continentales y volcánicas. Las edades U-Pb de los zircones detríticos del Miembro Bosque de Piedra, donde ocurren los troncos fósiles petrificados, indican una edad máxima de depositación de 122 ± 3.1 Ma (Aptiano Temprano), la misma que estaría asociada a la edad del volcanismo coetáneo que produjo la ocurrencia del bosque petrificado de Puyango.
- Las secuencias sedimentarias y volcanoclásticas correspondientes a la Formación Ciano (Cenomaniano-Turoniano) indica un ambiente de pendiente submarina con abanicos y depósitos de transporte en masa, y exhiben una procedencia casi totalmente derivada de una fuente volcánica, por lo tanto, representaría las facies distales del Arco Celica.
- Las rocas de las Formaciones Chaquino y Tronco Quemado (Cenomaniano-Maastrichtiano Temprano) muestran una procedencia mixta, dominada mayormente por una fuente relacionada un arco magmático y en menor

cantidad de una fuente de corteza continental. La fuente magmática corresponde al Arco Celica y la fuente continental a zonas del basamento expuestos en los bordes de la cuenca. Las edades U-Pb de los zircones detríticos al tope de la Formación Tronco Quemado, indican una edad máxima de depositación de 69 ± 1.4 Ma (Maastrichtiano Temprano).

- El análisis de procedencia de dataciones U-Pb de zircones detríticos de la Formación Tronco Quemado muestra una población muy importante entre los 69 a 100 Ma, con un pico muy marcado a los 80 Ma. En los que se diferencia los zircones entre ~100-90 Ma para el volcanismo del Arco Celica sensu-stricto y los zircones con edades entre ~90-69 para un volcanismo post-Celica. Este volcanismo post-Celica es definido en este trabajo puesto podrían representar la continuación del Arco Celica u también otro volcanismo desarrollado bajo condiciones diferentes.
- Las rocas de las Formaciones Mangahurco y Cañaverál (Campaniano Medio-Maastrichtiano Temprano), presentan una procedencia mixta dominada por una fuente de corteza continental relacionada al levantamiento del Bloque Amotape-Tahuín como consecuencia de la acreción del Plateau del Caribe al norte y noroeste de la Cuenca Alamor-Lancones, y en menor cantidad de una fuente volcánica asociada probablemente al Arco Celica.
- La Formación Cazaderos (Maastrichtiano Temprano-Daniano) indica una procedencia relacionada principalmente de una fuente volcánica con menor aporte de una fuente continental.
- El análisis litoestratigráfico, sedimentológico y de procedencia de este estudio, así como los datos de análisis estructurales, paleo-magnéticos y geoquímicos de otras investigaciones, sugieren que la Cuenca Alamor-Lancones y el Arco Celica se desarrolló *in-situ* dentro de una corteza continental durante el Cretácico, lo que difiere de la interpretación propuesta en el Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000 (Egüez et al., 2017), como un terreno oceánico alóctono, equivalente al Plateau Oceánico del Caribe de la Costa de Ecuador y Colombia (“Terreno Piñón”), acrecionado en el Campaniano a lo largo de la Falla las Aradas.

5.2 Recomendaciones

- Realizar estudios paleo-magnéticos, geocronológicos, geoquímicos e isotópicos en los depósitos volcánicos del Arco Celica en la parte ecuatoriana de la Cuenca Alamor-Lancones.
- Desarrollar un estudio de termocronología en los depósitos sedimentarios cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones para entender los eventos tectono-térmicos y los periodos de exhumación que han afectado la región.
- Empezar un estudio estructural, litoestratigráfico y de procedencia para el conjunto litológico de las Filitas Zambí, para entender su relación con el basamento y los depósitos sedimentarios cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones.
- Realizar un estudio sedimentológico y de estratigrafía secuencial en las formaciones sedimentarias de la Cuenca Alamor-Lancones para entender mejor los cambios laterales de sus facies y los ambientes sedimentarios en los que se generaron.

BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L. (1992). Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica Formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications. *Tectonophysics*, 205 (1-3), 223-237.

Allen, J. R. L. (1968). *Current ripples. Their relation to patterns of water and sediment motion*. Amsterdam: North Holland Publ. Comp., 433 p.

Andamayo, K. (2008), *Nuevo estilo estructural y probables sistemas petrolíferos de la cuenca Lancones*. Tesis Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú, 129 p.

Aspden, J.A., Bonilla, W., & Duque, P., (1995), *The El Oro metamorphic complex, Ecuador: Geology and economic mineral deposits. Overseas Geology and Mineral Resources No. 67*. British Geological Survey, Keyworth, Nottingham, 67 p.

Barragán R., Christophoul F., White H., Baby P., Rivadeneira M., Ramirez F., & Rodas J. (2014). Estratigrafía Secuencial del Cretácico de la Cuenca Oriente del Ecuador. En *La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo 3ra. Edición*, IFEA, 55-78.

Bas, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27 (3), 745-750.

Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits, Agraphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, p. 168.

Bristow, C.R., & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Amérique Latine: Ecuador*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 5, 412 p.

Chalco, A. (1955). Estudio Geológico Preliminar de la Región de Sullana-Lancones. En *Boletín Técnico Empresa Petrolera, Ministerio de Fomento Público, Lima, Perú*, 3, 45-63.

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 (5-6), 697-711.

Clark, J. D., & Pickering, K. T. (1996). Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. *AAPG bulletin*, 80(2), 194-220.

Davis, R. A. (1985). Beach and nearshore zone. In *Coastal sedimentary environments* (pp. 379-444). Springer, New York, NY.

Demaison, G. J., & Moore, G. T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, 64 (8), 1179-1209.

Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40 (2), 695-707.

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.

Dickinson, W. R., & Gehrels, G. E. (2003). U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 163 (1-2), 29-66.

Dixon, J. F., Steel, R. J., & Olariu, C. (2012a). Shelf-edge delta regime as a predictor of deep-water deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 82(9), 681-687.

Dixon, J. F., Steel, R. J., & Olariu, C. (2012b). River-dominated, shelf-edge deltas: delivery of sand across the shelf break in the absence of slope incision. *Sedimentology*, 59(4), 1133-1157.

Dixon, J. F., Steel, R. J., & Olariu, C. (2013). A model for cutting and healing of deltaic mouth bars at the shelf edge: mechanism for basin-margin accretion. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (3), 284-299.

Egüez, A., & Poma, O. (2001). La cuenca Alamor–Lancones en el contexto Geodinámico de los Andes de Huancabamba, SW Ecuador. *Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra, Memorias, Escuela Politécnica Nacional*, 19-22.

Egüez, A., Gaona, M. & Albán, A. (2017). *Mapa Geológico de la República del Ecuador, escala 1:1000000*. INIGEMM, Quito, Ecuador.

Feininger, T. (1975). *Geología de la zona Arenillas-Puyango (Provincia de El Oro)*. Subcomisión Ecuatoriana PREDESUR (Programa Regional para Desarrollo del Sur de Ecuador), Quito, Ecuador, 37, 143 p.

Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69 (3), 849-874.

Fischer, A. G. (1956). Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el Mesozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 30, 117-190.

Frei, D., & Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261 (3-4), 261-270.

Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 141-161.

Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, 129 (2), 93-131.

Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 12, 69-97.

Gerdes, A., & Zeh, A. (2006). Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, 249 (1-2), 47-61.

Haq, B. U., Hardenbol, J. A. N., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235 (4793), 1156-1167.

Hein, F. J., & Walker, R. G. (1982). The Cambro Ordovician Cap Enrageformation, Quebec Canada: Conglomeratic Deposits Ofa Braided Channel with terrace. *Sedimentology*, 29 (3).

Henderson, W. G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136 (3), 367-378.

Hessel, M.H.R. (1988). Lower Turonian inoceramids from Sergipe, Brazil: systematics, stratigraphy and palaeoecology. *Fossils & Strata*, 22, 1-49.

Horton, B. K. (2018). Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*, 37 (2), 402-429.

Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross

composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 32 (3), 440-450.

Iddings, A., & Olsson, A. A. (1928). Geology of northwest Peru. *AAPG Bulletin*, 12 (1), 1-39.

Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54 (1), 103-116.

Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico – INIGEMM. (2013). *Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:100000: Memoria Técnica de la Hoja Geológica Cariamanga*. Quito, Ecuador.

Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico – INIGEMM. (2018). *Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:100000: Memoria Técnica de la Hoja Geológica Alamor*. Quito, Ecuador.

Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico – INIGEMM. (2017). *Proyecto Mapeo Geológico Escala 1:100000: Memoria Técnica de la Hoja Geológica Puyango*. Quito, Ecuador.

Irvine, T. N. J., & Baragar, W. R. A. F. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8 (5), 523-548.

Ito, M. (1985). The Ashigara Group: a regressive submarine fan-fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, north of Izu Peninsula, central Honshu, Japan. *Sedimentary geology*, 45 (3-4), 261-292.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., & Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211 (1-2), 47-69.

Jaillard, E., Bengtson, P., & Dhondt, A. V. (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: a refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 19 (3), 307-323.

Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. V., & Bulot, L. G. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (1), 51-68.

Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern

Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (1-2), 131-140.

Kennan, L., & Pindell, J. L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?. *Geological Society, London, Special Publications*, 328 (1), 487-531.

Kennerley, J.B. (1973). *Geology of the Loja Province, Southern Ecuador*. London Institute of Geological Sciences Report 23, 34 p.

Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159 (5), 577-594.

Lebrat, M. (1985). *Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'occident équatorien: implications géodynamiques*. Ph.D. Thesis, Université des sciences et Techniques du Languedoc, France, 118 p.

Leon, W., Palacios, O., Vargas, L., & Sanchez, A. (2000). Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú (1999): Lima, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. *Carta Geológica Nacional, Boletín* 136, 73 p.

Levin, H. L., & King Jr, D. T. (2016). *The Earth Through Time, Binder Ready Version*. John Wiley & Sons.

Litherland, M., Aspden, J., Jemielita, R.A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir, 11, 147 p.

Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52 (1).

Luzieux, L. (2007). *Origin and Late Cretaceous-Tertiary evolution of the Ecuadorian forearc*. Ph.D. thesis, Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland, 196 p

Mange, M.A., & Maurer, H.F.W., (1992). Heavy Minerals in Colour. Chapman and Hall, London.

Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society*, 141 (5), 893-900.

Meschede, M. (1986). A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical geology*, 56 (3-4), 207-218.

Michalak M.J. (2013). *Exhumation of the Peruvian Andes: Insights from mineral chronometers*. PhD Thesis, University of California, Santa Cruz, USA, 176 p.

Middleton, G.V., Hampton, M.A. (1973). Sediment gravity flows, mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V., Bouma, A.H. (Eds.), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. California, Los Angeles, pp. 138. PacificSection SEPM.

Morton, A. C. (1985). Heavy minerals in provenance studies. In *Provenance of arenites* (pp. 249-277). Springer, Dordrecht.

Morton, A. C. (1991). Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Geological Society, London, Special Publications*, 57 (1), 31-45.

Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., & Medrano, A. F. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88 (1-2), 182-192.

Muto, T., & Steel, R. J. (2002). In defense of shelf-edge delta development during falling and lowstand of relative sea level. *The Journal of Geology*, 110(4), 421-436.

Mutti, E., & Ricci Lucchi, F. (1978). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International geology review*, 20(2), 125-166.

Nemec, W., Porębski, S., & Steel, R. J. (1980). Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian—Tournaisian), southwestern Poland. *Sedimentology*, 27 (5), 519-538.

Nicols, G. (1999) *Sedimentology and stratigraphy*. Blackwell, Oxford, 355 p.

Nie, J., Horton, B. K., Saylor, J. E., Mora, A., Mange, M., Garziona, C. N., Basu, A., Moreno, C. J., Caballero, V., & Parra, M. (2012). Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U–Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. *Earth-Science Reviews*, 110 (1-4), 111-126.

Nocquet, J. M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza J. M., Martinez, W., Tavera H., & Yepes H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7 (4), 287-291.

Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG bulletin*, 54 (11), 2170-2195.

Olariu, C., Steel, R. J., & Petter, A. L. (2010). Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG bulletin*, 94 (6), 819-845.

Olsson, A. A. (1934). Contributions to the paleontology of northern Peru: The Cretaceous of the Amotape Region. *Bulletins of American Paleontology, Paleontological Research Institution*, v. 20, No.69, p. 1-104.

Ordóñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología Ecuatoriana*. Petroproducción and Centro de Investigaciones Geológicas, Guayaquil, Ecuador, 634 p.

Pearce, J. A., & Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19 (2), 290-300.

Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25 (4), 956-983.

Petersen, G. (1949). Condiciones geográficas y geológicas de la cuenca del río Zarumilla. *Sociedad Geológica del Perú*, 7, 1-39.

Pettijohn, F. J. (1941). Persistence of heavy minerals and geologic age. *The Journal of Geology*, 49 (6), 610-625.

Pickering, K. T., Clark, J. D., Smith, R. D. A., Hiscott, R. N., Lucchi, F. R., & Kenyon, N. H. (1995). Architectural element analysis of turbidite systems and selected topical problems for sand-prone deep-water systems. In *Atlas of deep water environments* (pp. 1-10). Springer, Dordrecht.

Pilatasig, L., Ibadango, E., & Torres, C. (2013). *Síntesis litoestratigráfica, estructural, geoquímica y evolución de Cuenca Alamor-Punta de Piedra, sector Zaruma-Cariamanga*. INIGEMM-SENESCYT, Quito, Ecuador, 172 p.

Plink-Björklund, P., & Steel, R. J. (2004). Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165(1-2), 29-52.

Postma, G. (1984). Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12 (1), 27-30.

Potter, P. E., Maynard, J. B., & Depetris, P. J. (2005). *Mud and mudstones: Introduction and overview*. Springer Science & Business Media.

Pratt, W. T., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399 (1-4), 251-278.

Ramezani, J., Hoke, G. D., Fastovsky, D. E., Bowring, S. A., Therrien, F., Dworkin, S. I., Atchley, S. C., & Nordt, L. C. (2011). High-precision U-Pb zircon geochronology of the Late Triassic Chinle Formation, Petrified Forest National Park (Arizona, USA): Temporal constraints on the early evolution of dinosaurs. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (11-12), 2142-2159.

Rawson, P.F., Allen, P.M., Brenchley, P.J., Cope, J.C.W., Gale, A.S., Evans, J.A., Gibbard, P.L., Gregory, F.J., Hailwood, E.A., Hesselbo, S.P., Knox, R.W.O.B., Marshall, J.E.A., Oates, M., Riley, N.J., Smith, A.G., Trewin, N., & Zalasiewicz, J.A. (2002). *Stratigraphic Procedure*. The Geological Society, London.

Reyes, L., & Caldas, J. (1987). *Geología de los cuadrángulos de Las Playas 9-c, La Tina 9-d, Las Lomas 10-c, Ayabaca 10-d, San Antonio 10-e, Chulucanas 11-c, Morropón 11-d, Huancabamba 11-e, Olmos 12-d, Pomahuaca 12-e*. Boletín del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima, Perú, 39, 83p.

Reyes, L., & Vergara, J. (1987). *Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones*. Petroperú report, Lima, Peru, 57 p.

Riggs, N. R., Ash, S. R., Barth, A. P., Gehrels, G. E., & Wooden, J. L. (2003). Isotopic age of the Black Forest Bed, Petrified Forest Member, Chinle Formation, Arizona: an example of dating a continental sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, 115 (11), 1315-1323.

Riggs, N. R., Oberling, Z. A., Howell, E. R., Parker, W. G., Barth, A. P., Cecil, M. R., & Martz, J. W. (2016). Sources of volcanic detritus in the basal Chinle Formation, southwestern Laurentia, and implications for the Early Mesozoic magmatic arc. *Geosphere*, 12 (2), 439-463.

Romero, C. W. (2018). Identificación y Caracterización de Facies de la Formación Hollín en Centro Shaima: El Registro de una Transición Fluvio-Marina en la Región Sur Oriental del Ecuador. Tesis de Ingeniería Geológica. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 280 p.

Schutte, P. (2009). *Geochronology, geochemistry, and isotopic composition (Sr, Nd, Pb) of Tertiary porphyry systems in Ecuador*. Ph.D. Thesis, University of Geneva, Switzerland, 182 p.

Shanmugam, G. (2003). Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (5), 471-491.

Shanmugam, G. (2012). *New perspectives on deep-water sandstones: Origin, recognition, initiation, and reservoir quality* (Vol. 9). Elsevier.

Shanmugam, G. (2016). Submarine fans: a critical retrospective (1950–2015). *Journal of Palaeogeography*, 5 (2), 110-184.

Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59 (1), 101-118.

Shoemaker, R. E. (1982). Fossil leaves from the Lower Cretaceous Ciano Formation southwestern Ecuador. *Palaeontographica Abteilung B*, 120-132.

Sigal, J. (1968). *Estratigrafia micropaleontologica del Ecuador, datos anteriores y nuevos*. Institut Francès du Petrole-Servicio Nacional de Geologia y Minería report, Quito, Ecuador.

Simons, D. B., Richardson, E. V., & Nordin Jr, C. F. (1960). Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels.

Sircombe, K. N. (2004). AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers & Geosciences*, 30 (1), 21-31.

Sohn, Y. K. (2000). Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3), 491-503.

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 (4), 649-668.

Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399 (1-4), 195-220.

Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186 (1), 57-73.

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*, 27 (1), 95-139.

Steel, R. J., Porebski, S. J., Plink-Bjorklund, P., Mellere, D., & Schellpeper, M. (2003). Shelf-edge delta types and their sequence-stratigraphic relationships. *Shelf Margin Deltas and Linked Down Slope Petroleum Systems*, 205-230.

Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1), 313-345.

Surlyk, F. (1995). Deep-sea fan valleys, channels, lobes and fringes of the Silurian Peary Land Group, North Greenland. In *Atlas of Deep Water Environments* (pp. 124-138). Springer, Dordrecht.

Tappan, H. (1951). Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 236A, 1-20.

Thomsen, T. B., Heijboer, T., & Guarnieri, P. (2016). jAgeDisplay: software for evaluation of data distributions in U-Th-Pb geochronology. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 35, 103-106.

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

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

Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell, Oxford, 262 p.

Tyson, R. V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 26 (1), 47-67.

Ulrich, T. D. (2005). *Summary Report on Ar/Ar Dating for MAP: GAC. Activity PE – 05 Peru*. Laboratory Pacific Centre for Isotopic and Geochemical Research Earth & Ocean Sciences, University of British Columbia, Vancouver, Canada.

Valarezo, M. E. (2017). *Una sub-cuenca de antearco pre-acrecionaria del cretácico tardío: sub-cuenca Río Playas, sur del Ecuador*. Tesis de Ingeniería Geológica. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador, 64 p.

Vallejo, C., (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous–Paleogene)*. Ph.D. thesis, Institute of Geology, ETH Zürich, Switzerland, 208 p.

Vermeesch, P. (2004). How many grains are needed for a provenance study?. *Earth and Planetary Science Letters*, 224 (3-4), 441-451.

Vermeesch, P. (2012). On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology*, 312, 190-194.

von Eynatten, H., & Gaupp, R. (1999). Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, 124 (1-4), 81-111.

Walker, R. G. (1967). Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Research*, 37, 25-43.

Walker, R. G. (1975). Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, 86 (6), 737-748.

Walker, R. G. (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62 (6), 932-966.

Walker, R. G., & Mutti, E. (1973). Part IV. Turbidite facies and facies associations.

Weibel, R. (1996). Petrified wood from an unconsolidated sediment, Voervadsbro, Denmark. *Sedimentary Geology*, 101 (1-2), 31-41.

Whalen, J. B., Currie, K. L., & Chappell, B. W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95 (4), 407-419.

Wilson, M. (1992). Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity?. *Geological Society, London, Special Publications*, 68 (1), 241-255.

Winchester, J. A., & Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.

Winter, L. S., Tosdal, R. M., Mortensen, J. K., & Franklin, J. M. (2010). Volcanic stratigraphy and geochronology of the Cretaceous Lancones Basin, northwestern Peru: Position and timing of giant VMS deposits. *Economic Geology*, 105 (4), 713-742.

Winter, L.S., (2008). *The genesis of "giant" copper-zinc-gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Peru: Age, tectonic setting, paleomorphology, litho geochemistry and radiogenic isotopes*. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada, 260 p.

Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *Tectonics*, 25 (3), 1-22.

Witt, C., Rivadeneira, M., Poujol, M., Barba, D., Beida, D., Beseme, G., & Montenegro, G. (2017). Tracking ancient magmatism and Cenozoic topographic growth within the Northern Andes forearc: Constraints from detrital U-Pb zircon ages. *Geological Society of America Bulletin*, 129 (3-4), 415-428.

Wood, D. A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50 (1), 11-30.

Zuffa, G. G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 50 (1), 21-29.

ANEXOS

Anexo 1. Muestras a las que se realizó el análisis de procedencia

Código	Formación	Ubicación UTM WGS84		Análisis de Procedencia		
		X	Y	Minerales pesados	Petrografía de Arenitas	Datacion U-Pb
FP094	Cazaderos	568699	9557586	x		
FP025	Cazaderos	558656	9547476	x	x	
BS021b	Cazaderos	594567	9566255	x	x	
FP074	Cañaverál	558798	9545898		x	
FP021	Cañaverál	567406	9549339		x	
FP028	Cañaverál	564797	9548902	x		
HC155	Cañaverál	566207	9549743	x		
FP091	Cañaverál	564130	9545644		x	
FP009a	Mangahurco	563638	9540709	x	x	
CR043	Mangahurco	568729	9538512	x	x	
FP010	Mangahurco	569717	9538836		x	
JT023	Tronco Quemado	585136	9548934	x	x	
HC007	Tronco Quemado	571162	9536682	x	x	x
JT008	Tronco Quemado	590357	9543869	x	x	
HC004	Chaquino	573433	9537530	x	x	
HC002	Chaquino	573433	9537530		x	
DCH019	Ciano	609544	9554291	x	x	
DCH008	Ciano	599953	9549989	x	x	
CV002	Ciano	605552	9555940	x		
HC133b	Sábalos (Mb. Bosque de Piedra)	602644	9569032	x		
HC133a	Sábalos (Mb. Bosque de Piedra)	602644	9569032	x		
TGJ009	Sábalos (Mb. Bosque de Piedra)	600703	9571161		x	
TGJ010	Sábalos (Mb. Bosque de Piedra)	600740	9571227	x	x	x
TGJ012	Sábalos (Mb. Bosque de Piedra)	600811	9571363		x	
BS005	Sábalos (Mb. Cochurco)	608162	9571243	x	x	
BS028	Sábalos (Mb. Cochurco)	606171	9570575		x	
FP024	Sábalos (Mb. Cochurco)	560800	9555250	x		
HC130	Sábalos (Mb. Cochurco)	607961	9571224	x		
HC137a	Sábalos (Mb. Cochurco)	606190	9572549	x		
TGJ026	El Tigre	600646	9572376	x	x	
TGJ022	El Tigre	600789	9572185	x	x	
CV001	El Tigre	608999	9568697	x		

Anexo 2. Abundancia de minerales pesados de las muestras de la Cuenca Alamor-Lancones

Muestra	Zircon	Turmalina	Rutilo	Branti	Apatito	Pumpelleita	Granate	Grupo de la Epidota	Hornblenda	Piroxeno	TOTAL
<i>FP094</i>	0	2	0	0	48	0	0	0	15	134	199
<i>FP025</i>	7	3	0	0	50	0	3	0	5	14	82
<i>BS021b</i>	1	25	0	0	138	0	0	4	53	15	236
<i>FP028</i>	80	135	8	0	16	0	23	0	0	1	263
<i>HC155</i>	29	75	3	0	17	0	9	5	0	21	159
<i>FP009a</i>	20	75	2	0	12	0	1	0	7	72	189
<i>CR043</i>	51	75	2	0	50	0	23	13	11	68	293
<i>JT023</i>	0	25	0	0	14	0	0	8	10	183	240
<i>HC007</i>	5	50	0	0	25	0	80	5	14	89	268
<i>JT008</i>	3	43	0	0	46	4	0	0	17	78	191
<i>HC004</i>	17	2	0	1	23	0	0	1	10	56	110
<i>DCH019</i>	0	4	0	0	14	0	0	13	26	127	184
<i>DCH008</i>	0	0	0	0	0	0	0	41	7	185	233
<i>CV002</i>	4	5	1	0	20	0	0	2	12	50	94
<i>HC133b</i>	20	25	1	0	17	0	0	7	0	51	121
<i>HC133a</i>	35	21	7	1	25	0	0	7	0	12	108
<i>TGJ010</i>	5	25	3	11	33	0	9	27	12	15	140
<i>BS005</i>	100	32	67	0	3	0	0	0	3	0	205
<i>FP024</i>	45	65	5	0	7	0	4	0	1	3	130
<i>HC130</i>	137	33	17	0	42	0	29	0	0	0	258
<i>HC137a</i>	110	80	27	0	7	0	0	0	0	0	224
<i>TGJ026</i>	75	72	30	0	4	0	10	1	0	0	192
<i>TGJ022</i>	27	22	27	0	7	0	16	16	0	0	115
<i>CV001</i>	73	60	80	0	21	0	0	0	0	2	236

Anexo 3. Abundancia de cuarzo-feldespato-líticos de las muestras de la Cuenca Alamor Lancones

Muestra	Qm	Qp	Qt	P	K	F	Lv	Ls	L	Lt	TOTAL
<i>FP025</i>	29	31	60	41	36	77	160	9	169	200	306
<i>BS21B</i>	22	22	44	42	25	67	77	2	79	101	190
<i>FP074</i>	88	67	155	0	96	96	0	18	18	85	269
<i>FP091</i>	49	62	111	3	101	104	0	38	38	100	253
<i>FP021</i>	76	62	138	4	110	114	0	12	12	74	264
<i>CR043</i>	53	43	96	42	50	92	62	17	79	122	267
<i>FP0009A</i>	100	80	180	45	42	87	7	15	22	102	289
<i>FP010</i>	62	70	132	16	97	113	2	12	14	84	259
<i>HC007</i>	69	51	120	48	30	78	110	1	111	162	309
<i>JT023</i>	17	12	29	98	55	153	67	7	74	86	256
<i>JT008</i>	20	11	31	80	47	127	97	6	103	114	261
<i>HC004</i>	22	26	48	112	76	188	66	17	83	109	319
<i>HC002</i>	67	17	84	69	30	99	110	5	115	132	298
<i>DCH008</i>	11	7	18	86	52	138	125	2	127	134	283
<i>DCH019</i>	7	12	19	82	57	139	125	12	137	149	295
<i>TGJ010</i>	4	46	50	25	10	35	163	7	170	216	255
<i>TGJ012</i>	2	27	29	30	26	56	150	2	152	179	237
<i>TGJ009</i>	5	20	25	15	20	35	158	16	174	194	234
<i>BS005</i>	100	39	139	0	114	114	0	0	0	39	253
<i>BS028</i>	111	12	123	3	157	160	0	0	0	12	283
<i>TGJ026</i>	95	16	111	6	125	131	5	2	7	23	249
<i>TGJ022</i>	93	46	139	11	134	145	0	0	0	46	284

Qm: Cuarzo monocristalino

Qp: Cuarzo policristalino

Qt: Cuarzo total (Qt=Qm+Qp)

P: Plagioclasa

K: Feldespato de potasio

F: Feldespatos (F=K+P)

Lv: Líticos volcánicos/metavolcánicos

Ls: Líticos sedimentarios/metasedimentarios

L: Líticos (L=Lv+Ls)

Lt: Líticos totales (Lt=L+Qp)

Total = Qm+Qp+P+K+Lv+Ls

Anexo 4. Datos U-Pb de los zirrones detríticos de las muestras analizadas

Sample TGJ010																						
Zircon	CONCENTRATIONS ^a						RATIOS								AGES						CONCORDANCE	
	U [ppm]	2σ	Th [ppm]	2σ	Pb [ppm]	2σ	U/Th ^a	²⁰⁷ Pb- ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb- ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U ^b	2σ ^d	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb ^e	2σ ^d	Wetherill	Wetherill
TGJ010_1	138	15	45	3	483	23	3,09	13,940	0,200	0,539	0,009	0,920	0,1874	0,0017	2745	14	2777	39	2719	15	101	102
TGJ010_2	228	30	69	12	113	18	3,33	0,583	0,021	0,075	0,002	0,738	0,0560	0,0014	466	14	468	15	449	57	100	104
TGJ010_3	440	39	138	11	347	28	3,26	1,007	0,011	0,116	0,002	0,808	0,0635	0,0007	707	5,6	707	10	723	25	100	98
TGJ010_4	357	20	79	3	160	11	4,82	0,844	0,019	0,100	0,002	0,533	0,0613	0,0017	621	11	613	12	648	60	99	95
TGJ010_5	248	62	82	20	186	46	3,13	0,826	0,057	0,099	0,007	0,996	0,0605	0,0005	611	32	607	43	621	18	99	98
TGJ010_6	196	30	31	4	73	8	6,58	0,921	0,016	0,108	0,003	0,701	0,0610	0,0010	663	8,5	662	14	653	26	100	101
TGJ010_7	468	10	151	42	450	130	3,70	1,275	0,057	0,136	0,002	0,750	0,0677	0,0026	834	25	824	14	856	79	99	96
TGJ010_8	290	24	75	5	555	26	4,01	6,840	0,180	0,395	0,010	0,947	0,1256	0,0009	2090	23	2145	45	2037	12	103	105
TGJ010_9	314	34	71	5	143	9	4,47	0,768	0,015	0,092	0,001	0,709	0,0609	0,0007	578	8,4	566	6,4	635	24	98	89
TGJ010_10	1260	190	79	3	164	5	16,20	0,775	0,008	0,095	0,001	0,847	0,0589	0,0004	583	4,4	587	6,4	563	16	101	104
TGJ010_11	2030	270	70	9	161	31	30,11	0,692	0,010	0,085	0,001	0,129	0,0590	0,0007	534	5,7	527	7,4	567	27	99	93
TGJ010_12	234	4	173	4	71	5	1,39	0,152	0,005	0,019	0,000	0,083	0,0587	0,0017	143	4,7	120	2,9	552	63	84	22
TGJ010_13	273	22	129	12	789	66	2,16	4,419	0,092	0,308	0,007	0,868	0,1045	0,0013	1715	17	1731	35	1706	24	101	101
TGJ010_14	202	12	18	1	57	12	11,57	1,150	0,031	0,124	0,003	0,816	0,0675	0,0014	777	15	753	15	852	42	97	88
TGJ010_15	58	3	72	2	159	4	0,85	0,821	0,020	0,098	0,001	0,340	0,0610	0,0016	609	11	605	6,1	634	54	99	95
TGJ010_16	147	12	31	2	57	4	4,98	0,676	0,010	0,085	0,001	0,142	0,0575	0,0011	524	6,2	527	4,3	509	42	101	104
TGJ010_17	129	7	43	4	105	12	3,17	0,921	0,021	0,109	0,001	0,439	0,0615	0,0013	663	11	667	6,9	655	45	101	102
TGJ010_18	274	22	61	1	216	21	4,68	1,288	0,019	0,130	0,002	0,985	0,0717	0,0012	840	8,5	790	11	977	34	94	81
TGJ010_19	201	22	42	4	96	9	4,91	0,821	0,015	0,099	0,001	0,292	0,0608	0,0010	609	8,4	607	8,1	629	35	100	97
TGJ010_20	370	21	137	25	507	98	2,87	2,262	0,056	0,198	0,002	0,652	0,0831	0,0017	1200	17	1164	11	1271	39	97	92
TGJ010_21	320	110	102	23	230	40	3,17	0,757	0,012	0,092	0,002	0,843	0,0597	0,0009	572	6,7	568	10	594	33	99	96
TGJ010_22	169	8	55	3	117	7	3,15	0,782	0,014	0,093	0,001	0,266	0,0610	0,0011	586	7,9	576	7,8	638	38	98	90
TGJ010_23	106	7	51	3	96	3	2,08	0,655	0,018	0,083	0,001	0,384	0,0576	0,0016	511	11	514	7,6	527	53	101	97
TGJ010_24	224	42	49	4	178	13	4,56	1,644	0,031	0,165	0,002	0,564	0,0727	0,0007	987	12	984	9,4	1005	18	100	98
TGJ010_25	590	120	25	20	104	82	65,00	1,723	0,075	0,170	0,005	0,979	0,0734	0,0011	1017	28	1010	29	1026	31	99	98
TGJ010_26	325	18	49	11	98	20	7,60	0,727	0,017	0,088	0,002	0,474	0,0596	0,0016	555	10	545	13	603	50	98	90
TGJ010_27	390	110	36	3	82	6	11,80	0,817	0,025	0,099	0,004	0,899	0,0605	0,0009	606	14	607	20	619	32	100	98
TGJ010_28	112	8	47	2	87	5	2,40	0,664	0,017	0,081	0,001	0,410	0,0590	0,0014	517	10	501	4,1	563	52	97	89
TGJ010_29	451	79	98	15	374	51	4,64	1,698	0,049	0,165	0,004	0,853	0,0743	0,0017	1008	18	983	22	1048	46	98	94
TGJ010_30	119	23	23	5	74	14	5,25	1,310	0,039	0,138	0,001	0,556	0,0693	0,0017	850	17	830	7,8	905	50	98	92
TGJ010_31	700	120	113	11	262	34	5,80	0,773	0,030	0,089	0,002	0,110	0,0621	0,0015	581	17	552	11	673	52	95	82
TGJ010_32	120	8	50	5	88	7	2,54	0,631	0,088	0,064	0,001	0,444	0,0694	0,0086	490	52	402	7,8	830	230	82	48
TGJ010_33	24	2	106	5	224	12	0,24	0,806	0,068	0,084	0,002	0,051	0,0694	0,0063	599	39	519	14	890	200	87	58
TGJ010_34	172	9	18	1	37	2	9,65	0,692	0,014	0,084	0,001	0,339	0,0594	0,0015	534	8,3	520	7,5	581	55	97	90
TGJ010_35	649	37	202	25	351	42	3,35	0,567	0,010	0,070	0,001	0,098	0,0586	0,0012	456	6,4	435	5,1	552	43	95	79
TGJ010_36	273	52	46	7	144	21	5,96	1,227	0,031	0,130	0,002	0,729	0,0680	0,0011	813	14	788	10	866	34	97	91
TGJ010_37	605	44	24	2	53	4	25,68	0,820	0,022	0,098	0,001	0,691	0,0603	0,0013	608	12	601	6,6	614	46	99	98
TGJ010_38	107	9	21	3	90	16	5,17	1,691	0,051	0,166	0,003	0,747	0,0727	0,0012	1005	19	992	16	1004	34	99	99

TGJ010_39	232	31	57	7	141	18	4,11	0,837	0,016	0,099	0,001	0,453	0,0613	0,0010	618	9,1	606	6,6	650	35	98	93
TGJ010_40	389	71	144	20	211	24	2,68	0,479	0,014	0,062	0,001	0,353	0,0555	0,0013	397	10	386	3,8	429	53	97	90
TGJ010_41	360	36	38	3	80	7	9,56	0,741	0,013	0,090	0,002	0,750	0,0586	0,0011	563	7,5	555	9,2	549	42	99	101
TGJ010_42	376	32	73	6	158	11	5,37	0,799	0,014	0,094	0,001	0,480	0,0611	0,0011	596	7,7	581	6,1	642	40	97	90
TGJ010_43	123	16	28	4	115	12	4,44	1,769	0,044	0,174	0,002	0,878	0,0728	0,0009	1034	16	1034	11	1009	25	100	102
TGJ010_44	78	4	18	1	46	3	4,51	0,935	0,032	0,107	0,003	0,658	0,0632	0,0017	669	17	654	14	726	60	98	90
TGJ010_45	84	3	38	2	130	8	2,28	1,630	0,058	0,158	0,002	0,702	0,0746	0,0028	982	23	943	9,8	1057	75	96	89
TGJ010_46	175	31	106	20	219	35	1,73	0,721	0,022	0,088	0,002	0,712	0,0598	0,0020	551	13	545	10	606	74	99	90
TGJ010_47	242	22	61	5	163	12	4,05	0,956	0,029	0,113	0,001	0,692	0,0611	0,0014	681	15	690	8	642	49	101	107
TGJ010_48	361	20	100	8	314	22	3,73	1,217	0,024	0,126	0,002	0,662	0,0700	0,0009	808	11	767	12	928	27	95	83
TGJ010_49	332	29	116	6	276	9	3,00	0,811	0,009	0,096	0,002	0,580	0,0607	0,0010	603	5,3	590	9	626	37	98	94
TGJ010_50	167	46	61	17	420	110	2,85	4,970	0,100	0,333	0,005	0,857	0,1084	0,0013	1813	18	1854	24	1772	22	102	105
TGJ010_51	165	34	66	15	30	6	2,44	0,131	0,005	0,019	0,000	0,250	0,0511	0,0026	125	4,8	122	3,1	230	110	97	53
TGJ010_52	88	5	22	1	46	3	4,11	0,644	0,040	0,082	0,001	0,328	0,0577	0,0037	504	25	507	5,9	510	140	100	99
TGJ010_53	321	23	84	2	568	11	3,78	4,895	0,096	0,325	0,007	0,889	0,1093	0,0010	1801	16	1812	32	1787	17	101	101
TGJ010_54	166	17	56	4	201	12	3,00	1,501	0,020	0,157	0,003	0,336	0,0697	0,0011	931	8,2	938	15	918	32	101	102
TGJ010_55	135	17	48	8	81	11	2,97	0,596	0,015	0,077	0,002	0,460	0,0573	0,0012	474	9,4	476	9,2	516	34	100	92
TGJ010_56	439	38	126	7	362	19	3,51	1,141	0,018	0,127	0,002	0,903	0,0651	0,0007	773	8,6	772	11	775	23	100	100
TGJ010_57	246	26	37	2	174	9	6,92	2,610	0,086	0,227	0,006	0,978	0,0833	0,0010	1302	25	1317	33	1275	23	101	103
TGJ010_58	187	11	50	5	160	13	3,84	1,228	0,021	0,135	0,001	0,581	0,0664	0,0010	813	9,7	815	4	818	30	100	100
TGJ010_59	458	21	143	16	664	55	3,31	2,370	0,078	0,214	0,009	0,960	0,0806	0,0014	1233	24	1250	47	1211	35	101	103
TGJ010_60	180	22	30	4	68	8	6,15	0,831	0,018	0,100	0,001	0,322	0,0603	0,0012	614	9,7	616	4,7	613	44	100	100
TGJ010_61	117	6	57	6	615	74	2,06	14,010	0,190	0,531	0,008	0,712	0,1911	0,0021	2750	13	2745	33	2752	18	100	100
TGJ010_62	176	2	55	4	116	11	3,37	0,752	0,013	0,091	0,001	0,318	0,0604	0,0009	569	7,4	560	6,4	616	31	98	91
TGJ010_63	145	3	62	1	274	7	2,43	1,943	0,020	0,187	0,003	0,009	0,0753	0,0016	1096	7	1106	17	1075	43	101	103

^aU, Th and Pb concentrations with errors (2SE) and U/Th ratios are calculated relative to the GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background, downhole and within-run Pb/U fractionation. Normalised to the reference zircon GJ-1 (TIMS/measured values). The ²⁰⁷Pb/²³⁵U is calculated through: (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137.88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷/²³⁵U ratios

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SE) and the all-session reproducibility of GJ-1 (2 SE)

^eNormalised to the GJ-1 reference zircon (~0.6 per atomic mass unit)

Sample HC007																						
Zircon	CONCENTRATIONS ^a						RATIOS								AGES						CONCORDANCE	
	U [ppm]	2σ	Th [ppm]	2σ	Pb [ppm]	2σ	U/Th ^a	²⁰⁷ Pb- ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U ^b	2σ ^d	rho ^c	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb ^e	2σ ^d	²⁰⁷ Pb- ²³⁵ U ^b	2σ ^d	²⁰⁶ Pb- ²³⁸ U ^b	2σ ^d	²⁰⁷ Pb- ²⁰⁶ Pb ^e	2σ ^d	Wetherill	Terra-Wasserburg
HC007_1	259	31	36	3	11	1	7,55	0,084	0,002	0,013	0,000	0,603	0,0487	0,0010	82	2,1	81	1,7	130	48	98	62
HC007_2	196	13	25	2	10	1	8,10	0,097	0,007	0,014	0,000	0,170	0,0519	0,0040	94	6,6	87	2,3	250	160	93	35
HC007_3	148	19	41	5	14	2	3,76	0,091	0,005	0,013	0,000	0,221	0,0501	0,0026	88	5	85	2,7	160	130	96	53
HC007_4	207	3	22	1	7	1	10,13	0,086	0,005	0,013	0,000	0,564	0,0478	0,0022	84	4,4	84	1,5	94	96	100	89
HC007_5	194	25	51	7	14	2	4,01	0,085	0,005	0,013	0,000	0,105	0,0467	0,0029	83	4,8	84	2	50	120	101	168
HC007_6	345	29	78	8	26	4	4,38	0,086	0,005	0,013	0,000	0,322	0,0481	0,0025	84	4,5	83	1,6	110	110	99	76
HC007_7	332	28	65	31	18	9	6,40	0,080	0,002	0,012	0,000	0,576	0,0476	0,0013	78	2,2	76	2,7	80	62	98	95
HC007_8	280	37	43	6	15	2	6,53	0,088	0,004	0,013	0,000	0,047	0,0480	0,0022	86	3,4	86	1,8	106	96	99	81
HC007_9	438	24	69	6	19	2	6,34	0,079	0,003	0,012	0,000	0,044	0,0487	0,0017	78	2,7	76	0,87	135	76	98	56
HC007_10	464	39	57	7	17	2	7,89	0,072	0,003	0,011	0,000	0,135	0,0466	0,0017	70	2,4	71	0,98	44	75	101	162
HC007_11	152	13	42	6	12	2	3,83	0,083	0,006	0,012	0,000	0,284	0,0493	0,0035	81	5,2	78	1,5	160	150	97	49
HC007_12	445	17	110	7	39	5	4,20	0,099	0,002	0,015	0,000	0,351	0,0476	0,0008	95	1,9	96	1,6	78	40	101	123
HC007_13	316	40	82	7	25	3	3,77	0,084	0,005	0,013	0,000	0,255	0,0475	0,0021	82	4,2	83	1,1	80	96	102	104
HC007_14	224	13	30	2	69	3	7,55	0,802	0,017	0,096	0,002	0,685	0,0605	0,0014	598	9,4	589	11	622	49	98	95
HC007_15	189	16	26	4	7	2	7,63	0,085	0,005	0,012	0,000	0,914	0,0501	0,0020	82	4,7	78	1,8	198	87	94	39
HC007_16	313	25	94	16	28	4	3,51	0,081	0,003	0,013	0,000	0,367	0,0455	0,0015	79	2,9	81	2,5	-12	66	103	-678
HC007_17	331	23	57	4	17	1	5,94	0,086	0,004	0,013	0,000	0,384	0,0481	0,0014	84	3,7	81	2,2	105	63	97	77
HC007_18	271	26	93	9	25	3	2,96	0,079	0,004	0,012	0,000	0,411	0,0482	0,0022	77	3,7	76	0,87	111	98	98	69
HC007_19	408	16	49	6	14	2	8,37	0,081	0,002	0,012	0,000	0,507	0,0473	0,0013	79	2,1	79	1,3	68	58	100	116
HC007_20	552	59	63	10	19	3	9,00	0,081	0,002	0,012	0,000	0,337	0,0476	0,0014	79	2,2	79	1,4	83	61	100	95
HC007_21	80	8	15	2	59	2	5,43	1,931	0,089	0,179	0,008	0,761	0,0778	0,0027	1092	31	1062	41	1142	67	97	93
HC007_22	609	99	144	21	43	6	4,32	0,083	0,003	0,013	0,000	0,418	0,0483	0,0012	81	2,7	82	2,4	115	57	100	71
HC007_23	450	110	111	27	426	68	4,07	1,991	0,074	0,184	0,006	0,967	0,0780	0,0007	1112	25	1088	33	1146	18	98	95
HC007_24	257	9	35	2	11	1	7,62	0,090	0,004	0,013	0,000	0,506	0,0496	0,0021	87	3,4	85	1,4	174	93	98	49
HC007_25	151	7	44	5	14	2	3,54	0,086	0,004	0,013	0,000	0,358	0,0488	0,0028	84	3,9	82	1,2	200	160	98	41
HC007_26	613	38	270	35	88	12	2,41	0,092	0,002	0,014	0,000	0,181	0,0476	0,0010	89	1,5	89	1,2	78	46	100	114
HC007_27	307	32	48	10	14	2	7,15	0,084	0,003	0,012	0,000	0,065	0,0491	0,0021	82	2,9	80	1,5	150	90	97	53
HC007_28	228	19	68	6	18	2	3,46	0,081	0,003	0,013	0,000	0,609	0,0478	0,0014	79	3,2	80	1,6	92	63	101	87
HC007_29	262	10	63	6	18	2	4,51	0,083	0,003	0,012	0,000	0,466	0,0488	0,0017	81	3,1	79	0,96	134	79	98	59
HC007_30	207	12	31	3	10	2	6,86	0,090	0,009	0,013	0,000	0,574	0,0494	0,0052	87	8,1	85	2,5	160	230	97	53
HC007_31	220	28	26	5	8	1	8,38	0,089	0,003	0,013	0,000	0,393	0,0502	0,0019	87	2,9	82	2	198	84	95	41
HC007_32	167	13	37	4	12	1	4,48	0,089	0,006	0,013	0,000	0,606	0,0475	0,0023	86	5,3	86	2	80	100	99	107
HC007_33	180	29	23	2	6	1	8,10	0,088	0,008	0,012	0,000	0,294	0,0512	0,0049	85	7,3	80	1,1	230	200	93	35
HC007_34	254	29	53	7	18	3	4,94	0,091	0,004	0,014	0,000	0,325	0,0489	0,0022	89	3,6	87	1,5	140	100	98	62
HC007_35	551	48	157	11	281	20	3,62	0,521	0,016	0,066	0,002	0,948	0,0579	0,0007	426	11	409	12	524	27	96	78
HC007_36	292	29	35	6	10	2	8,96	0,084	0,002	0,013	0,000	0,200	0,0486	0,0013	82	1,8	81	1,1	130	60	98	62
HC007_37	1820	200	1430	230	354	60	1,38	0,071	0,002	0,011	0,000	0,697	0,0486	0,0014	70	1,9	69	1,4	127	66	99	55
HC007_38	133	2	12	1	5	2	11,36	0,084	0,011	0,012	0,000	0,054	0,0501	0,0069	82	9,9	78	1,4	180	290	96	43
HC007_39	334	38	61	5	17	2	5,78	0,083	0,004	0,013	0,000	0,429	0,0476	0,0019	81	3,5	81	1,1	84	87	100	97
HC007_40	327	35	48	11	13	3	7,70	0,075	0,004	0,012	0,000	0,580	0,0463	0,0022	74	4,1	76	2,4	26	96	103	291

HC007 41	368	11	51	1	14	2	7,39	0,079	0,003	0,012	0,000	0,127	0,0475	0,0020	77	2,9	78	1,9	78	90	101	100
HC007 42	362	52	46	5	16	2	8,01	0,084	0,005	0,013	0,000	0,423	0,0483	0,0030	82	4,9	80	1,7	110	140	98	73
HC007 43	443	51	84	14	25	4	5,50	0,084	0,002	0,013	0,000	0,293	0,0477	0,0012	82	2,3	83	1,3	86	55	101	96
HC007 44	321	21	39	7	13	2	8,90	0,077	0,004	0,012	0,000	0,489	0,0483	0,0023	75	4	75	1,5	110	100	100	68
HC007 45	369	68	42	4	12	2	8,78	0,082	0,010	0,012	0,000	0,621	0,0488	0,0052	80	9,6	79	1,9	140	230	98	56
HC007 46	324	49	39	9	11	3	8,90	0,085	0,004	0,013	0,000	0,008	0,0488	0,0018	83	3,3	81	1,9	135	87	98	60
HC007 47	344	22	52	8	14	2	6,65	0,080	0,002	0,012	0,000	0,430	0,0481	0,0015	78	2,2	77	1,3	106	67	99	73
HC007 48	490	26	70	8	20	3	7,48	0,082	0,003	0,012	0,000	0,062	0,0482	0,0016	80	2,8	78	1,2	112	71	98	70
HC007 49	225	10	80	14	23	5	3,08	0,083	0,003	0,013	0,000	0,005	0,0482	0,0025	81	3	81	2,4	110	110	101	74
HC007 50	336	26	57	6	16	1	6,06	0,087	0,004	0,013	0,000	0,419	0,0495	0,0022	85	3,9	82	2	170	100	97	48
HC007 51	374	36	48	6	13	2	8,14	0,079	0,002	0,012	0,000	0,156	0,0482	0,0014	77	2,1	77	1,3	91	68	100	85
HC007 52	306	24	61	8	17	2	5,60	0,084	0,004	0,012	0,000	0,302	0,0485	0,0023	81	3,8	80	1,8	120	100	98	67
HC007 53	366	11	61	6	18	2	6,21	0,082	0,002	0,012	0,000	0,101	0,0476	0,0017	80	2,1	80	1,4	82	77	100	97
HC007 54	96	8	23	3	6	1	4,43	0,083	0,006	0,012	0,000	0,280	0,0496	0,0038	81	5,4	79	2,1	170	160	97	46
HC007 55	285	21	65	6	17	2	4,44	0,076	0,003	0,012	0,000	0,270	0,0460	0,0019	75	2,9	76	1,1	17	83	102	449
HC007 56	358	23	32	2	9	1	11,00	0,083	0,004	0,012	0,000	0,440	0,0509	0,0023	81	3,4	77	1,2	230	100	95	33
HC007 57	170	4	39	5	10	2	4,80	0,079	0,003	0,012	0,000	0,119	0,0471	0,0018	78	3	77	1,2	62	81	99	124
HC007 58	102	6	10	1	2	1	10,46	0,077	0,008	0,011	0,000	0,441	0,0475	0,0049	75	7,1	74	1,5	90	210	98	82
HC007 59	161	15	27	2	8	1	6,09	0,086	0,008	0,013	0,000	0,149	0,0489	0,0046	84	7,5	81	2,3	150	190	96	54
HC007 60	427	19	167	12	50	5	2,60	0,086	0,007	0,012	0,000	0,417	0,0506	0,0039	84	6,6	78	1,8	210	170	93	37
HC007 61	389	22	53	3	18	2	7,26	0,086	0,004	0,013	0,000	0,692	0,0467	0,0016	83	4,1	83	1,7	44	72	99	188
HC007 62	249	30	30	4	9	2	8,35	0,082	0,004	0,012	0,000	0,380	0,0478	0,0024	80	4	78	0,86	90	110	98	87
HC007 63	445	49	33	4	10	2	14,30	0,079	0,004	0,012	0,000	0,031	0,0488	0,0024	77	3,6	74	0,85	140	110	96	53
HC007 64	98	13	10	3	3	1	10,10	0,084	0,011	0,012	0,000	0,423	0,0494	0,0059	82	9,9	78	2,3	170	250	95	46
HC007 65	404	81	36	6	11	3	11,80	0,083	0,003	0,012	0,000	0,361	0,0479	0,0022	81	3,1	78	2,2	97	97	97	81
HC007 66	458	18	41	2	12	1	11,16	0,080	0,003	0,012	0,000	0,080	0,0485	0,0019	78	2,8	76	1,3	124	87	97	61
HC007 67	318	28	33	4	8	1	9,72	0,080	0,003	0,012	0,000	0,457	0,0472	0,0019	78	2,3	76	1,2	64	81	98	119
HC007 68	352	37	41	6	13	1	9,04	0,080	0,003	0,012	0,000	0,043	0,0481	0,0021	78	2,6	78	1,6	100	95	100	78
HC007 69	496	72	74	12	22	3	7,03	0,080	0,002	0,012	0,000	0,055	0,0469	0,0016	78	2,2	79	1,5	50	72	101	158
HC007 70	221	15	32	3	8	1	7,31	0,085	0,005	0,013	0,000	0,065	0,0468	0,0027	83	4,5	84	0,97	50	120	101	167
HC007 71	295	17	38	3	11	1	8,07	0,081	0,004	0,012	0,000	0,112	0,0477	0,0017	79	3,5	78	1,9	91	75	99	86
HC007 72	690	160	108	18	30	6	6,58	0,076	0,004	0,012	0,000	0,195	0,0477	0,0024	75	3,6	74	1,6	90	110	99	82
HC007 73	264	13	79	2	24	1	3,41	0,080	0,003	0,012	0,000	0,369	0,0471	0,0021	78	3,2	79	0,98	66	91	100	119
HC007 74	262	10	30	2	9	2	9,27	0,079	0,007	0,012	0,001	0,387	0,0494	0,0042	78	6,9	75	3,3	160	180	96	47
HC007 75	160	15	25	4	7	2	7,20	0,079	0,004	0,012	0,000	0,688	0,0478	0,0016	78	3,1	78	2,7	89	72	99	87
HC007 76	205	18	30	5	9	1	7,25	0,085	0,003	0,013	0,000	0,029	0,0478	0,0019	83	3,1	82	1,4	92	85	98	89
HC007 77	267	22	35	4	10	1	7,81	0,080	0,003	0,012	0,000	0,086	0,0485	0,0017	78	2,9	77	1,3	122	78	98	63
HC007 78	276	18	27	3	8	1	10,33	0,083	0,004	0,012	0,000	0,567	0,0488	0,0020	81	3,5	79	1,7	135	89	97	58
HC007 79	131	11	39	1	12	1	3,35	0,086	0,004	0,013	0,000	0,226	0,0476	0,0021	84	4	82	1,4	81	92	98	101
HC007 80	211	16	51	3	14	2	4,15	0,081	0,005	0,012	0,000	0,025	0,0500	0,0031	80	4,2	76	1,5	190	130	95	40
HC007 81	412	15	124	15	35	4	3,49	0,075	0,002	0,012	0,000	0,422	0,0470	0,0011	73	1,9	74	1,3	53	52	101	140
HC007 82	565	23	189	3	60	4	3,07	0,087	0,004	0,012	0,000	0,099	0,0510	0,0031	85	3,8	80	1,9	240	140	94	33
HC007 83	137	14	16	2	5	1	8,93	0,086	0,005	0,013	0,000	0,067	0,0501	0,0033	84	4,6	81	1,1	150	160	96	54
HC007 84	326	6	52	6	15	2	6,76	0,085	0,003	0,012	0,000	0,118	0,0510	0,0020	83	2,3	78	1	234	89	95	33
HC007 85	344	91	58	12	19	4	6,29	0,092	0,007	0,013	0,000	0,218	0,0526	0,0041	89	6,3	81	2,7	330	150	91	25
HC007 86	166	27	29	11	8	3	7,90	0,081	0,004	0,012	0,000	0,279	0,0485	0,0023	79	3,3	78	2,4	124	99	99	63
HC007 87	240	31	29	4	9	1	8,22	0,088	0,002	0,013	0,000	0,384	0,0495	0,0018	86	2,1	81	1,8	169	79	95	48
HC007 88	186	29	42	4	13	2	4,51	0,084	0,005	0,013	0,000	0,713	0,0495	0,0018	82	4,5	81	2,6	146	87	98	55
HC007 89	217	22	38	8	9	2	6,80	0,084	0,004	0,013	0,000	0,222	0,0473	0,0026	82	3,9	81	1,6	80	110	98	101

HC007_90	113	8	30	3	9	1	3,96	0,085	0,006	0,012	0,000	0,016	0,0483	0,0033	83	5,4	80	2,2	120	140	96	66
HC007_91	249	7	28	4	8	2	9,08	0,088	0,008	0,013	0,000	0,599	0,0494	0,0042	85	7,8	82	1,8	170	180	96	48
HC007_92	501	16	88	6	24	2	5,83	0,076	0,003	0,012	0,000	0,504	0,0468	0,0016	74	2,9	74	1,2	48	72	101	155
HC007_93	167	11	34	5	11	2	5,31	0,091	0,005	0,014	0,000	0,174	0,0481	0,0024	89	4,4	87	2	110	100	98	79
HC007_94	83	10	40	4	156	11	2,12	1,753	0,083	0,170	0,006	0,868	0,0746	0,0028	1028	31	1010	33	1057	76	98	96
HC007_95	467	42	103	14	29	5	4,55	0,081	0,003	0,012	0,000	0,141	0,0490	0,0017	79	2,9	76	1,4	145	76	96	52
HC007_96	142	18	50	11	16	4	3,22	0,083	0,003	0,013	0,000	0,193	0,0477	0,0031	81	3,2	82	2,9	90	130	100	91
HC007_97	214	28	53	11	16	4	4,59	0,084	0,003	0,013	0,000	0,011	0,0467	0,0023	82	3	82	2,2	45	98	100	183
HC007_98	349	18	46	6	44	11	7,94	0,103	0,005	0,015	0,000	0,261	0,0486	0,0028	99	4,6	98	3,1	130	130	98	75
HC007_99	345	24	41	4	13	2	8,85	0,083	0,003	0,013	0,000	0,328	0,0474	0,0012	81	2,4	81	1,9	56	60	99	144
HC007_100	492	14	47	4	96	9	11,08	0,632	0,021	0,077	0,002	0,393	0,0588	0,0020	497	13	481	9,6	557	76	97	86
HC007_101	529	57	67	10	19	3	8,33	0,083	0,003	0,013	0,000	0,518	0,0471	0,0015	81	2,8	81	1,7	62	65	100	130
HC007_102	332	31	58	11	15	3	6,43	0,080	0,004	0,012	0,000	0,376	0,0469	0,0018	78	3,4	80	2	31	88	102	257
HC007_103	505	31	94	9	122	12	5,62	0,367	0,019	0,046	0,001	0,872	0,0572	0,0034	317	14	291	5,8	490	130	92	59
HC007_104	315	27	72	6	22	2	4,55	0,093	0,005	0,013	0,000	0,537	0,0507	0,0025	90	5	84	2,4	220	110	94	38
HC007_105	247	22	39	4	14	1	6,61	0,087	0,004	0,013	0,000	0,683	0,0492	0,0022	85	3,8	84	2,4	152	95	99	55
HC007_106	195	41	23	2	8	2	8,70	0,088	0,007	0,013	0,000	0,534	0,0511	0,0051	86	6,8	81	2,3	230	220	94	35
HC007_107	359	15	54	4	17	1	6,86	0,082	0,004	0,012	0,000	0,177	0,0468	0,0020	80	3,4	80	1,7	49	90	100	162
HC007_108	730	46	138	8	40	5	5,48	0,075	0,005	0,011	0,000	0,993	0,0475	0,0010	74	4,4	73	3,1	76	52	99	96
HC007_109	327	34	40	6	13	2	8,54	0,083	0,002	0,013	0,000	0,000	0,0472	0,0015	81	1,9	81	2,4	62	67	100	131
HC007_110	390	41	56	6	17	2	6,95	0,085	0,003	0,013	0,000	0,112	0,0481	0,0021	82	3,1	81	1,3	106	91	98	76

^aU, Th and Pb concentrations with errors (2SE) and U/Th ratios are calculated relative to the GJ-1 reference zircon

^bCorrected for background, downhole and within-run Pb/U fractionation. Normalised to the reference zircon GJ-1 (TIMS/measured values). The ²⁰⁷Pb/²³⁵U is calculated through: (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb)/(²³⁸U/²⁰⁶Pb * 1/137,88)

^cRho is the error correlation defined as the quotient of the propagated errors of the ²⁰⁶Pb/²³⁸U and ²⁰⁷/²³⁵U ratios

^dQuadratic addition of within-run errors (2 SE) and the all-session reproducibility of GJ-1 (2 SE)

^eNormalised to the GJ-1 reference zircon (-0.6 per atomic mass unit)