

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA DE LAS FORMACIONES DE LA
CUENCA DE CUENCA AL SUR DEL ECUADOR Y SUS
IMPLICACIONES EN EL CONTEXTO GEOLÓGICO**

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

OPCIÓN: PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN

BRYAN STALIN PILATASIG GUAMÁN
bryan.pilatasig@epn.edu.ec

DIRECTOR: PhD. CRISTIAN FERNANDO VALLEJO CRUZ
cristian.vallejo@geostrats.com

Quito, Febrero 2020

DECLARACIÓN DE AUTORÍA

Yo Bryan Stalin Pilatasig Guamán, 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 correspondiente a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Bryan Stalin Pilatasig Guamán

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Bryan Stalin Pilatasig Guamán, bajo mi supervisión.

PhD. Cristian Vallejo
DIRECTOR DEL TRABAJO

DEDICATORIA

A mi familia:

Aurora Guamán

Miguel Ángel Pilatasig

Mayra Pilatasig

Jhon Centeno

AGRADECIMIENTO

En primer lugar quiero dar mi agradecimiento a ese ser omnipotente que nos cuida desde arriba y que me ha levantado día y noche.

A mi madre Aurora Guamán y mi padre Miguel Ángel Pilatasig por brindarme la oportunidad de haber alcanzado una carrera.

A mi hermana Mayra por su apoyo incondicional.

Agradezco al PhD. Cristian Vallejo por darme la oportunidad de realizar este proyecto de investigación y por sus sugerencias.

Al curso de Campo II (2018 B) por haberme apoyado durante el trabajo de campo: Elena Angulo, Mayelin Cabascango, María Fernanda Herrería, Paúl Sotomayor, Sergio Espinoza

Agradezco a los profesores que me motivaron durante toda la carrera:

Thomas Espinoza, Galo Plaza, Fabián Villares, Arturo Egüez, Marco Rivadeneira, Ana Cabero, Pedro Reyes, Bernardo Beate y Ximena Díaz.

Agradezco a los amigos de mi generación:

Alejandra Pérez, Elías Rubio, Francisco Chávez, Jorge Iglesias, María José Povea, Michael Galárraga, Nicole Vizuete, Valeria Nogales.

Y a los de otras generaciones (son muchos). Especialmente María Fernanda Herrería por sus importantes sugerencias y apoyo.

A mis amigos de otras carreras con quienes compartí clases y me enseñaron estudiar desde cero: Andrés Cornejo, Mateo Montenegro y Jefferson Herrera.

A mis amigas del colegio que son prácticamente mi otra familia: Andrea Ullaguari, Mayra Oña y Tania Campoverde. Gracias por todos los momentos enriquecedores.

Y finalmente a Richard Díaz por su apoyo y palabras de aliento de principio a fin.

ÍNDICE DE CONTENIDO

DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTO.....	IV
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	V
RESUMEN.....	XII
ABSTRACT.....	XIII
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 ANTECEDENTES.....	1
1.2 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA.....	2
1.2.1 Justificación teórica.....	2
1.2.2 Justificación metodológica.....	3
1.2.3 Justificación práctica.....	3
1.3 OBJETIVOS.....	4
1.3.1 OBJETIVO GENERAL.....	4
1.3.2 OBJETIVO ESPECÍFICO.....	4
1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	4
2. MARCO TEÓRICO.....	7
2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE CUENCA.....	7
2.2 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA.....	8
2.2.1 BASAMENTO.....	8
2.2.1.1 FORMACIÓN ALAO.....	8
2.2.1.2 FORMACIÓN YUNGUILLA.....	10
2.2.2 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO.....	12
2.2.2.1 FORMACIÓN CHINCHIN.....	12
2.2.2.2 FORMACIÓN QUINGEO.....	13
2.2.3 VOLCÁNICOS DEL OLIGOCENO A MIOCENO INFERIOR.....	17
2.2.3.1 FORMACIÓN SARAGURO.....	17
2.2.4 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA.....	19
2.2.4.1 FORMACIÓN BIBLIÁN.....	19
2.2.4.2 FORMACIÓN LOYOLA.....	21
2.2.4.3 FORMACIÓN AZOGUES.....	26
MIEMBRO AZOGUES.....	26
MIEMBRO COCHAS.....	29

MIEMBRO GUAPÁN	30
2.2.4.4 FORMACIÓN MANGÁN	31
2.2.4.5 FORMACIÓN TURI	32
MIEMBRO TURI	33
MIEMBRO SANTA ROSA	35
2.2.4.6 FORMACIÓN TARQUI	37
MIEMBRO LLACAO	39
2.2.5 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE GIRÓN – SANTA ISABEL	40
2.2.5.1 FORMACIÓN JACAPA	40
2.2.5.2 FORMACIÓN BURROHUAYCO	41
2.4. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA	43
2.4.1 MINERALES PESADOS	43
2.4.1.1 DEFINICIÓN	43
2.4.2 ÍNDICE ZTR	44
2.4.3 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS	44
2.4.4 TIPOS DE FUENTES	45
2.4.4.1 Bloque continental	45
2.4.4.2 Arco magmático	46
2.4.4.3 Orógenos reciclados	46
3. METODOLOGÍA	48
4. RESULTADOS	52
4.1 BASAMENTO CRETÁCICO DE LA CUENCA	53
4.1.1 FORMACIÓN ALAO	53
4.1.2 FORMACIÓN YUNGUILLA	53
4.2 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO	54
4.2.1 FORMACIÓN CHINCHÍN	54
4.2.2 FORMACIÓN QUINGEO	55
4.3 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA	56
4.3.1 FORMACIÓN BIBLIÁN	56
4.3.2 FORMACIÓN LOYOLA	58
4.3.3 FORMACIÓN AZOGUES	59
4.3.4 FORMACIÓN MANGÁN	60
4.3.5 FORMACIÓN TURI	61
4.3.6 MIEMBRO LLACAO	62
4.3.7 FORMACIÓN TARQUI	62
4.4 SUCESIÓN DE LA CUENCA GIRÓN-SANTA ISABEL	63
4.4.1 FORMACIÓN JACAPA	63

4.4.1	FORMACIÓN BURROHUAYCO.....	63
5.	DISCUSIÓN	65
5.1	FUENTES DE APORTE PARA LA CUENCA DE CUENCA	65
5.1.1	BASAMENTO CRETÁCICO DE LA CUENCA	65
5.1.2	SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO	65
5.1.3	SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA.....	66
5.2	CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	67
6.	CONCLUSIONES.....	70
7.	RECOMENDACIONES	71
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72
	ANEXOS.....	78

ÍNDICE DE FIGURAS

- **Figura 1.** Mapa de ubicación del área de estudio, los puntos azules muestran las muestras recogidas en campo y pueden ser apreciadas en anexo 1.5
- **Figura 2.** Mapa geológico simplificado, donde se pueden observar la distribución las Cuencas Intermontañosas al sur del Ecuador (Modificado de Hungerbühler et al., 2002).6
- **Figura 3.** A. Meta areniscas con clastos de cherts en contacto con esquistos verdes. B. Inyectita de arena (UTM: 739372/9664479).....9
- **Figura 4.** Secuencias del arco Alao en la zona de La Josefina (UTM: 739372/9664479), se observa un pliegue (dirección NE/SW). En la foto B se puede observar la tendencia de plegamiento de la Formación Alao en sus estratos, en esta zona fueron identificados budines de cuarzo.9
- **Figura 5.** Vista panorámica del afloramiento. En la parte derecha la brecha polimíctica de Alao, puente San..... 10
- **Figura 6.** Vista panorámica del afloramiento de Yunguilla (UTM: 739444/9680789).... 11
- **Figura 7.** Vista panorámica de volcánicos de la Formación Chinchín, nótese el color verdoso en los sedimentos causados por la alteración a esmectita. La muestra SP19-003 fue tomada en este sitio (744623/9681128)..... 12
- **Figura 8.** Secuencias más gruesas de la Formación Quingeo (UTM: 728399/9663775), en la foto se observan estratos de diferentes espesores los cuales se asocian con un ambiente de abanico aluvial (mayor detalle en la columna estratigráfica de la **Figura 8**). 13
- **Figura 9.** Secuencias más gruesas de la Formación Quingeo (UTM: 728399/9663775), en la foto se describe cada una de las litofacies las cuales se asocian con un ambiente de abanico aluvial 14
- **Figura 10.** Afloramiento de la Formación Quingeo en donde se observan las facies lacustres (724801/9658687). 15
- **Figura 11.** Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Quingeo. 16
- **Figura 12.** Afloramiento de la Formación Quingeo en donde se exponen las facies fluviales. Los sedimentos rojizos corresponden a paleosuelos en donde se muestran restos de raíces. Los conglomerados se presentan sin estructura y con clastos de composición ígneos, sedimentarios y metamórficos (730971/9669589)..... 17
- **Figura 13.** Fotografía panorámica de la Formación Biblián, presencia de capas rojas, moradas, vino. Se logró observar estratificación cruzada en artesa en los estratos (**Ver**

Figura 14). La muestra SP19-038A y SP19-038B fueron tomadas en este afloramiento (735708/9697059).....	19
▪ Figura 14. Estratificación cruzada en artesa en las arenas (UTM: 0735708/9697059) 20	
▪ Figura 15. Fotografía Panorámica de la Formación Biblián expuesta en la carretera Cuenca – Azogues (735503/9688892). Se observan sedimentos de color rojo y amarillentos correspondientes a arcillas y limolitas de facies fluviales.	21
▪ Figura 16. Afloramiento de la Formación Loyola en el anticlinal de Burgay (UTM: 733440/9698675), se observan restos de bivalvos, gasterópodos, turrítelas, improntas de hojas. Para mayor detalle (Ver figura 18).....	22
▪ Figura 17. Afloramiento expuesto de la Formación Loyola en la carretera Cuenca – Azogues. Se puede observar un pliegue, entre los límites de los estratos se encuentran nódulos calcáreos y vetas de yeso (737115/9691385).....	22
▪ Figura 18. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Loyola.....	23
▪ Figura 19. Restos de fósiles encontrados en la Formación Loyola (UTM: 733440/9698675) Fauna fósil encontrada en la Formación Loyola en el anticlinal de Burgay (UTM: 733440/9698675), se observan restos de bivalvos, gasterópodos, turrítelas, improntas de hojas.....	24
▪ Figura 20. Secuencias de barras y canales de conglomerados y areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar, las capas presentan una dirección N7E/50SW (UTM: 733440/9698675).....	25
▪ Figura 21. Afloramiento de la Formación Azogues (UTM: 0737615/9693227). Ver figura 22 para detallar la columna estratigráfica de este afloramiento.	26
▪ Figura 22. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Azogues.	27
▪ Figura 23. A. Laminación convoluta en sedimentos de grano fino. B. Areniscas con laminación horizontal C. Clastos flotantes en medio de un estrato. D. Estratos de carbón en lutitas (UTM: 0737615/ 9693227).	29
▪ Figura 24. Afloramiento de arenisca de la Formación Mangán (UTM: 7316231/9688738)	31
▪ Figura 25. Conglomerados gruesos con arenisca de grano medio a grueso. (UTM: 717458/9669600) (Columna estratigráfica detallada en la Figura 26)	33
▪ Figura 26. Columna estratigráfica levantada en campo del Miembro Turi.	34
▪ Figura 27. Asociación de facies para la Formación Turi. Depósitos aluviales: Gmg, Sp, Gt, Sp	36
▪ Figura 28. Formación Tarqui, se puede apreciar estratos que contienen clastos tamaño lapilli de piedra pómez y restos de rocas ígneas. En el afloramiento fue encontrado improntas de hojas (726560/9661683).....	38

▪ Figura 29. Fotografía panorámica del Miembro Llacao. Se presentan conglomerados matriz soportada con leves imbricaciones y estratificación cruzada en artesa. Facies Gh, Gt, Gp y Gm son descritas en el anexo 3.	39
▪ Figura 30. Formaciones de la cuenca de Girón – Santa Isabel. A) Fotografía panorámica de la Formación Burrohuayco (UTM: 683143/9633155). B) Fotografía de la Formación Jacapa, se pueden apreciar estratificación paralela en areniscas (UTM: 683137/9621133). C) Fotografía de restos de flora y fauna en una muestra de arenisca de la Formación Jacapa.....	41
▪ Figura 31. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Burrohuayco.	42
▪ Figura 32. Morfología de los cristales de circón observados bajo el microscopio. Nótese los granos euhedrales, que indican granos más jóvenes o tiempo limitado en un sistema de transporte de sedimentos, y granos bien redondeados que indican tiempo prolongado en un sistema de transporte.	45
▪ Figura 33. Guía cronológica para la realización de los pasos de la metodología. A. Recopilación bibliográfica. B. Visita del afloramiento. C. Muestreo. D. Trituración manual. E. Trituración mecánica. F. Tamizado. G. Limpieza de tamices. H. Ataque con ácido clorhídrico. I. Ataque con ácido nítrico. J-K. Secado de las muestras en el horno. L. Separación de minerales por líquidos pesados en peras de separación. M. Análisis en el binocular. N-O. Polvo de piperina para el montaje de la lámina delgada. P. Conteo modal de minerales pesados en el microscopio.	50
▪ Figura 34. Variaciones porcentuales de los principales minerales pesados en la cuenca de Cuenca.	52
▪ Figura 35. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Alao.	53
▪ Figura 36. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Yunguilla.	54
▪ Figura 37. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Chinchín.	54
▪ Figura 38. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Quingeo.....	55
▪ Figura 39. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Biblián.....	57
▪ Figura 40. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Loyola.	58
▪ Figura 41. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Azogues.	60
▪ Figura 42. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Mangán.	61
▪ Figura 43. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Turi.	61
▪ Figura 44. Porcentajes de minerales pesados para el Miembro Llacao.....	62
▪ Figura 45. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Tarqui.	63
▪ Figura 46. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Burrohuayco y Jacapa.	64

- **Figura 47.** Correlaciones estratigráficas realizadas en la el área de Cuenca con la Cordillera Occidental y la cuenca de antearco en la costa. Modificado de Vallejo et al. (2019).....69

ÍNDICE DE TABLAS

- **Tabla 1.** Asociación de minerales pesados y sus áreas fuente. Tomado de: Pettijohn et al. (1972).44
- **Tabla 2.** Procedencia y características composicionales de las arenas asociadas. Modificado de: Dickinson et al.(1983).45
- **Tabla 3.** Tabla de concentraciones de politungstato de sodio y agua destiltilada. Tomado de: www.sometu.de.....49

ÍNDICE DE ANEXOS

- **Anexo 1.** Tabla de muestras recolectadas en campo con una breve descripción litológica.79
- **Anexo 2.** Tabla de porcentajes de minerales pesados para todas las muestras analizadas.83
- **Anexo 3.** Tabla de facies para las columnas estratigráficas de las diferentes Formaciones.....84

RESUMEN

Los minerales pesados son muy útiles para los análisis de procedencia y han sido utilizados para la correlación de unidades estratigráficas en diversas investigaciones. Los estudios detallados de algunos minerales pesados ayudan a entender la historia del transporte. Además, el carácter morfológico y el color de los minerales pesados se utiliza para sugerir fuentes de aporte para las Formaciones de interés. En este estudio se realizó la separación densimétrica de los minerales pesados mediante politungstato de sodio con el fin de realizar una lámina delgada de minerales pesados. En el análisis microscópico se identificó los conjuntos minerales, se observaron las características morfológicas y se realizó el conteo modal de las láminas delgadas.

La Cuenca de Cuenca ubicada en el Valle Interandino presenta un relleno de edad Miocénica caracterizado por litologías sedimentarias y volcánicas. El análisis de procedencia realizado en este estudio para las Formaciones Yunguilla, Chinchín, Quingeo, Biblián, Loyola, Azogues, Mangán, Turi y Tarqui reflejan que la cuenca tiene fuentes de aporte cratónico o continental que ha sido relacionado con la Cordillera Oriental (Formaciones Yunguilla, Quingeo y Biblián) y fuentes volcánicas que corresponderían a una proveniencia de la Cordillera Occidental (Formaciones Chinchín, Azogues, Mangán, Turi y Tarqui). Estos resultados fueron confirmados por estudios recientes realizados por (Vallejo et al., 2019), en el que sugiere que la fuente de la Formación Yunguilla es de la Cordillera Real con cierto aporte volcánico; y por George, (2019) con análisis de edades de circones detríticos, paleocorrientes y conteo de clastos, sugiere que las edades detríticas más jóvenes y los clastos volcánicos encontrados en las Formaciones Azogues, Mangán, Turi y Tarqui provienen desde el occidente, mientras que los clastos metamórficos encontrados en Biblián se deben a un aporte desde el SSE relacionado a la exposición del basamento durante la subsidencia de la cuenca.

Las correlaciones estratigráficas realizadas entre esta cuenca y las Formaciones de la Costa y Cordillera Occidental no son consistentes; por un lado, la Formación Quingeo que podría correlacionarse con el Grupo Angamarca y con el Grupo Ancón, presenta problemas con las edades obtenidas por (George et al., 2017) y por otro, las Formaciones Miocénicas presentan ambigüedades respecto a sus principales fuentes de aporte.

PALABRAS CLAVE: Cuenca de Cuenca, Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, análisis de procedencia, correlaciones

ABSTRACT

Heavy minerals are very useful for provenance analyses and have been used for the correlation of stratigraphic units in numerous investigations. Detailed studies of some heavy minerals help to understand the history of transport. In addition, the morphological character and colour of the heavy minerals is used to suggest sources of input of sediments to the Formations of interest. In this study, the densimetric separation of the heavy minerals was carried out by through sodium polytungstate in order to make a thin section of heavy minerals. Microscopic analysis was done to identify the mineral assemblages, describe morphological characteristics and the modal count was realized.

The Cuenca Basin located in the Interandean Valley has a sedimentary and volcanic fill of Mio-Pliocene age characterized by diverse lithologies. The analyzes of provenance carried out in the present study reflect that the basin has sources of cratonic or continental input that has been related to the Eastern Cordillera (Yunguilla, Quingeo and Biblián Formations) and volcanic sources that would correspond to a provenance of the Western Cordillera (Chinchín, Azogues, Mangán, Turi and Tarqui Formations). These results were confirmed by recent studies by Vallejo et al., (2019), in which they suggests that the source of the Yunguilla Formation is from the Cordillera Real with some volcanic input; and by George, (2019), who with age analysis of detrital zircons, paleocurrents and clast count, suggests that the younger detrital ages and volcanic clasts found in the Azogues, Mangán, Turi and Tarqui Formations come from the west, while the metamorphic clasts found in Biblián Formation are due to an input from the SSE related to the exposure of the basement during the subsidence of the basin.

The stratigraphic correlations done between this basin and the Formations of the Coast and Western Cordillera are not consistent; on the one hand, the Quingeo Formation that could be correlated with the Angamarca Group and with the Ancón Group, presents problems with the ages obtained by George et al. (2017); and on the other hand, the Miocenic Formations present ambiguities regarding their main sediment sources.

KEYWORDS: Cuenca Basin, Western Cordillera, Eastern Cordillera, provenance analysis, correlations

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES

Las cuencas intramontañas en los Andes del Sur del Ecuador registran depósitos desde el Eoceno en la cuenca de Quingeo, continuando en el Mioceno con las cuencas de Cuenca, Loja, Gonzanamá - Catamayo, Malacatos - Vilcabamba, Girón - Santa Isabel y Nabón. La cuenca de Quingeo se encuentra subyacida por Formaciones del Jurásico – Cretácico, como por el terreno metamórfico Alao - Paute del Jurásico Medio, la Formación sedimentaria Yunguilla del Cretácico y la Formación volcánica Chinchín del Paleoceno – Eoceno (Steinmann, 1997). La cuenca de Cuenca ubicada a ~ 3°S dentro del Valle Interandino es considerada como la cuenca que presenta los afloramientos de sedimentos miocénicos más grandes en el Ecuador (Hungerbühler et al., 2002), esta se encuentra sobreyaciendo a la Formación Quingeo y a la Formación volcánica Saraguro del Oligoceno (Hungerbühler et al., 2002; Lavenu et al., 1992).

La interpretación de la secuencia estratigráfica de la Cuenca de Cuenca aún es muy discutida, por lo que su evolución no es clara. Por un lado, se piensa que el relleno de la cuenca tuvo lugar en dos etapas separadas por eventos de compresión e inversión tectónica (9,5 y 8 Ma); la primera etapa (15 y 9 Ma) estaría asociada a una variación de ambientes deltaicos a marinos salobres, y la segunda (8 y 5 Ma), a ambientes continentales con la depositación discordante de series más jóvenes (Steinmann, 1997; Hungerbühler et al., 2002). Por otro lado, Cuenca pudo haberse formado como una cuenca intermontañosa, separada de las fuentes marinas, siendo afectada por una elevación moderada a los 10 Ma (C. Noblet & Marocco, 1989; Noblet, Lavenu, & Schneider, 1988; R. Marocco & Baudino, 1995).

Los estudios más recientes en la cuenca de Cuenca son realizados por George (2019) y George et al. (2017) presentando edades geocronológicas en circones detríticos, conteos de clastos y mediciones de paleocorrientes. En George et al. (2017), se presentan edades para la Formación Yunguilla con abundantes picos de las fuentes de aporte, para la Formación Quingeo es un caso especial ya que presenta un pico máximo a los 63 Ma. Los resultados presentados por George (2019) muestran edades máximas de depositación para las Formaciones Miocénicas, Biblián 15.7-13.6 Ma, Azogues 13 Ma, Mangán 11.5 Ma; sin embargo, todas las muestras reflejan edades de Paleoceno-Oligoceno, Cretácico, Jurásico, Triásico y Arqueano, además George (2019) indica edades 9.7 Ma para la Formación Tarqui.

Los resultados presentados por George et al. (2017) y (2019) muestra que (10-25%) de los clastos metamórficos se encuentran en la parte basal de la Formación Biblián a lo largo

de la Falla de Deleg y la parte superior de la Formación Mangán al norte de la cuenca de Cuenca, además señala que en la parte inferior de Biblián los clastos metamórficos indican una exposición del basamento durante el inicio de la subsidencia de la cuenca y de igual manera los clastos metamórficos en Mangán indican un posible aporte de material metamórfico que ha sido rellenado a lo largo de la Falla de Deleg. Dado esto, George (2019) sugiere que los clastos metamórficos se presentan por un adelgazamiento de la corteza producto de la deformación y exhumación del basamento metamórfico.

Durante el relleno de la cuenca de Cuenca predominó un flujo axial de sur a norte con variaciones entre las Formaciones; además, como acotación se reportó que la Formación Biblián presenta una gran variedad de flujos que son justificados por pertenecer a un sistema meándrico (George et al., 2017). En resumen para la Formación Biblián, se reportó transporte con dirección SSE, la Formación Azogues con un transporte con dirección hacia el N y las Formaciones Mangán y Turi con coincide dirigiéndose hacia el E (George, 2019).

El presente proyecto de investigación comprende un análisis de minerales pesados integrado con estudios recientes de paleocorrientes y conteo de clastos realizados en la zona de Cuenca (George, 2019), que permiten determinar las posibles fuentes de aporte sedimentario de la cuenca, con el fin de aportar a la interpretación y comprensión estratigráfica de las Formaciones de esta área. Además se han analizado otras Formaciones pertenecientes a la serie de la cuenca Quingeo y de la cuenca de Girón – Santa Isabel.

1.2 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

1.2.1 Justificación teórica

Para determinar fuentes de procedencia de rocas detríticas como conglomerados, areniscas y limolitas es útil emplear el análisis de minerales pesados. Esto se debe a que estos forman parte de los minerales accesorios de las rocas sedimentarias, dichos cristales se caracterizan por ser resistentes a la meteorización, abrasión y destrucción mecánica de los fragmentos durante el transporte, depositación y diagénesis (M. A. Mange & Maurer, 1992; Pettijohn et al., 1972).

Los minerales pesados generalmente representan el 1% de la roca por eso es necesario concentrarlos. La separación de minerales pesados se basará en la metodología descrita por Mangué & Maurer (1992), esta incluye: trituración de la muestra en una trituradora de mandíbulas; tamizado empleando mallas de diferentes aperturas; y por último separación de minerales pesados con líquidos de alta densidad (Politungstato de sodio, densidad $2.8\text{g}/\text{cm}^3$).

Los minerales son observados e identificados en un microscopio con luz paralela y polarizada, usando como guía el libro “Heavy Minerals in Color” de Mangué & Maurer (1992), también se considerará el tamaño, forma y densidad de los granos.

1.2.2 Justificación metodológica

Se recolectaron muestras pertenecientes a las Formaciones de la cuenca de Cuenca (Fm. Alao, Fm. Yunguilla, Fm. Chinchin, Fm. Quingeo, Fm. Biblián, Fm. Loyola, Fm. Azogues, Fm. Mangán, Fm. Turi y Fm. Tarqui,). Para cada muestra se realizará una preparación y concentración con las técnicas convencionales de trituración manual y en trituradora.

La separación de minerales pesados se basa en el hecho de que diferentes minerales tienen distintas densidades. Por lo tanto, si una mezcla de minerales con diferentes densidades se puede colocar en un líquido con una densidad determinada, los granos con densidades menores que la del líquido flotarán y los granos con densidades mayores que el líquido se hundirán. Las densidades de minerales varían desde aproximadamente 2.2 g / cm^3 hasta 8 g / cm^3 (M. A. Mangué & Maurer, 1992). En este estudio los minerales de interés se encuentran en un rango de 2.7 y 3.5 g / cm^3 . Los líquidos para la separación por densidad son bromoformo (densidad = $2,84 \text{ g / cm}^3$) y diyodometano (densidad = $3,31 \text{ g / cm}^3$). Sin embargo, una tercera opción y la usada en este estudio es el politungstato de sodio que también se pueden preparar disolviendo polvo de politungstato de sodio en agua destilada hasta obtener una densidad de 2.8 g / cm^3 (Callahan, 1987).

Una vez separado los minerales pesados se procede a realizar el montaje de la lámina delgada con piperina. Posteriormente se procede a realizar un conteo modal de 300 granos, realizar los porcentajes correspondientes e interpretarlos en base a las asociaciones mineralógicas.

1.2.3 Justificación práctica

El presente trabajo de investigación aporta nuevos datos que permite establecer con mejor claridad la procedencia de los sedimentos depositados en la cuenca de Cuenca, complementando la investigaciones realizadas de Bristow (1973), Noblet et al. (1988), Steinmann, (1997), Hungerbühler (1997), Steimann et al. (1999), Hungerbühler et al. (2002) y George (2019). De igual manera permite establecer mejores interpretaciones al momento de estudiar las correlaciones estratigráficas de las cuencas intermonatañosas al sur de Ecuador.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 OBJETIVO GENERAL

- Analizar la proveniencia de Formaciones de la cuenca de Cuenca mediante la separación de minerales pesados para determinar sus potenciales fuentes de aporte y mejorar las correlaciones estratigráficas.

1.3.2 OBJETIVO ESPECÍFICO

- Identificar los minerales pesados de Formaciones de la cuenca de Cuenca y otras Formaciones de las cuencas intermontañas al sur del Ecuador.
- Realizar correlaciones estratigráficas entre las Formaciones de la cuenca de Cuenca y los análisis de procedencia realizados en otras cuencas del sur.
- Interpretar los resultados obtenidos e identificar las posibles fuentes de aporte sedimentario a la cuenca de Cuenca.

1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde a la Cuenca de Cuenca localizada al Sur del Ecuador, sus límites se extienden desde 2°25´S a los 3°05´S y desde los 79°05´W hasta los 78°40´W. Su altitud puede variar de los 4200 metros en la parte norte (Parque Nacional Cajas) a los 2300 metros en la parte sur (río Paute). La Cuenca de Cuenca se extiende a lo largo de la dirección del eje Andino (N20 – N40). Los límites laterales están formados por la Cordillera Real y la Cordillera Occidental, la Cordillera Real está formada por rocas metamórficas Jurásicas, mientras que la Cordillera Occidental está constituida por rocas oceánicas y continentales (Ver **Figura 1 y 2**).

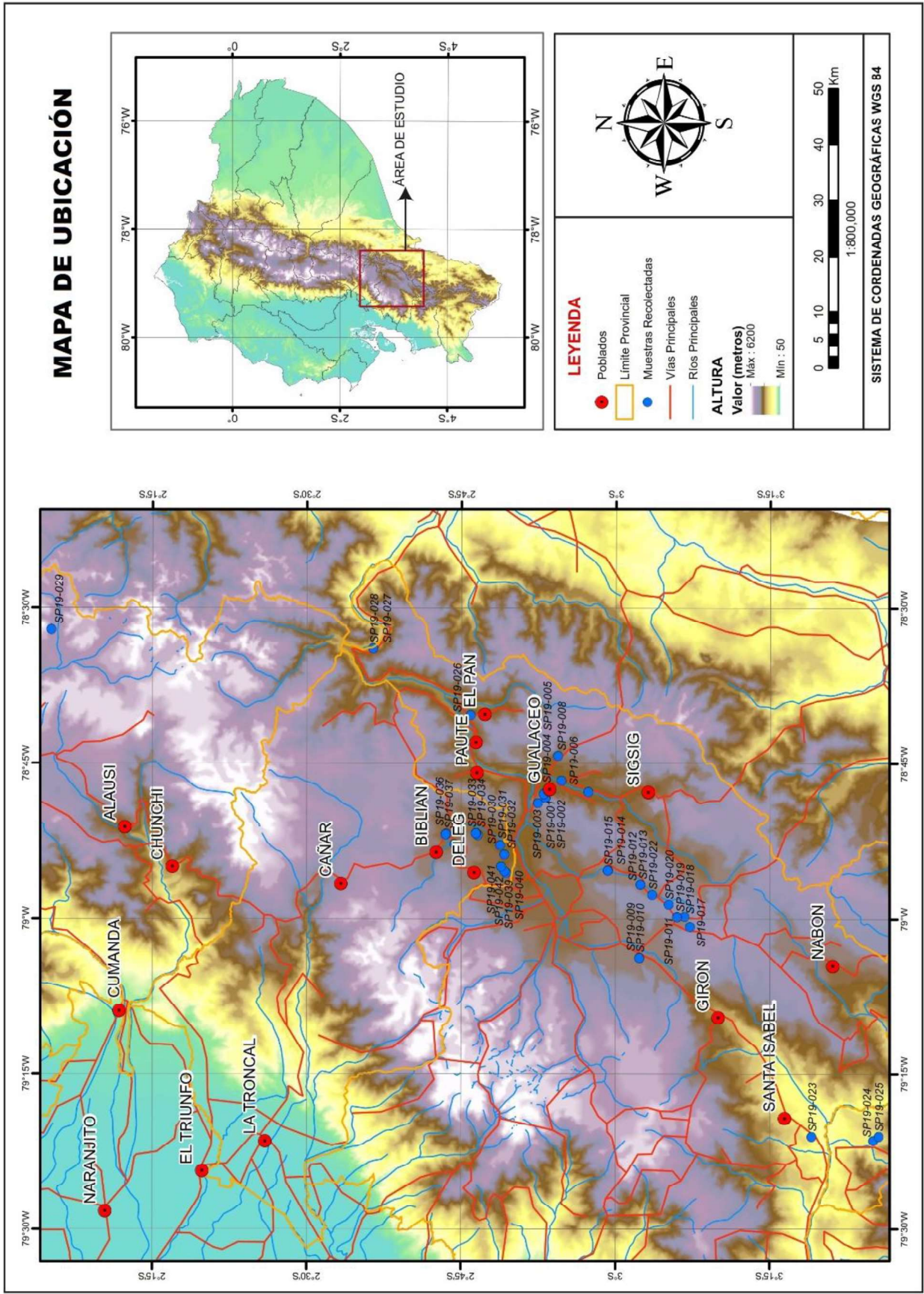


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio, los puntos azules muestran las muestras recogidas en campo y pueden ser apreciadas en anexo 1.

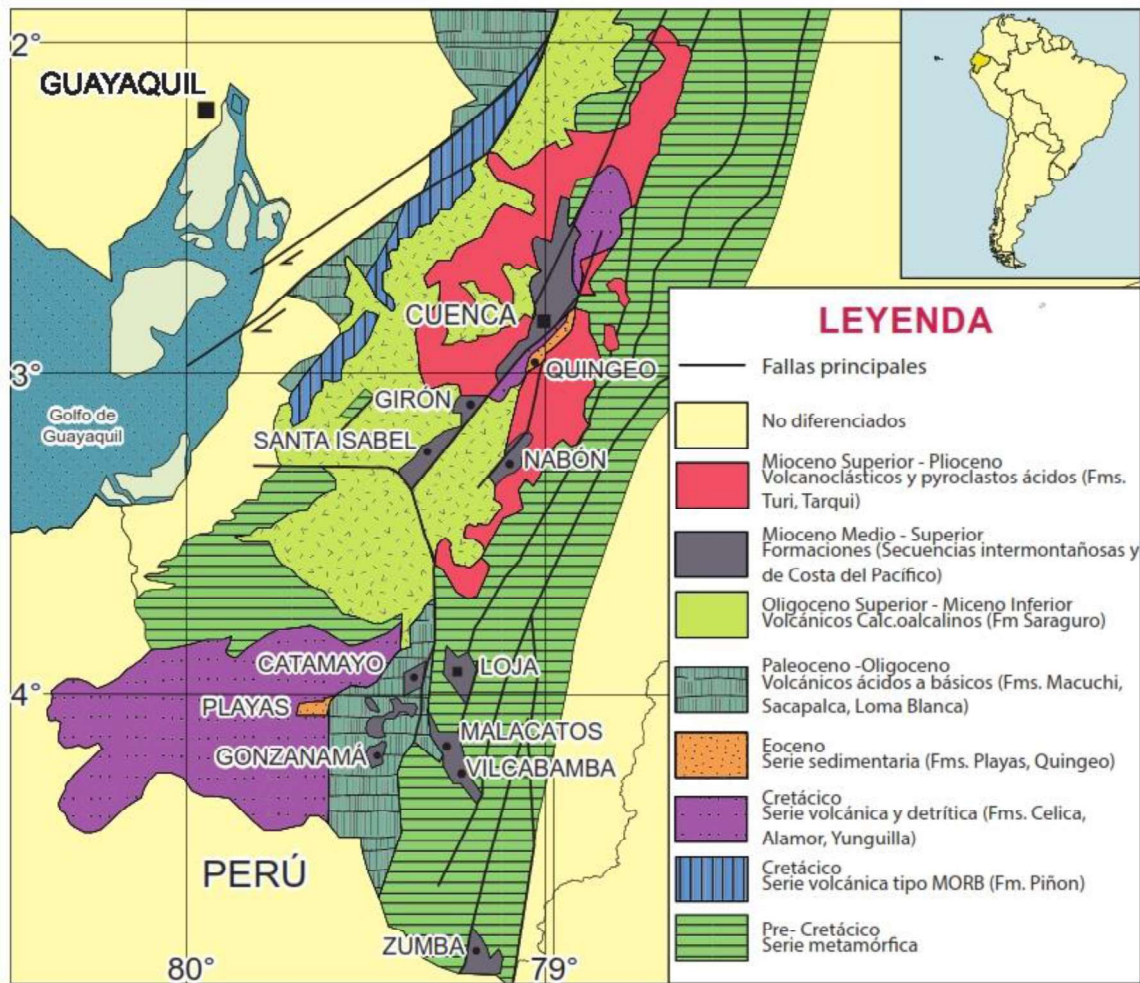


Figura 2. Mapa geológico simplificado, donde se pueden observar la distribución las Cuencas Intermontañas al sur del Ecuador (Modificado de Hungerbühler et al., 2002).

2. MARCO TEÓRICO

2.1 MARCO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE CUENCA

El Valle Interandino está dividido en varias cuencas que están rellenas por rocas sedimentarias y volcanoclásticas desde el Paleoceno hasta el Plioceno, así, la cuenca de Cuenca, ubicada en la zona sur de este valle, presenta un relleno de edad Mio-Pliocénica.

El basamento de la Cuenca de Cuenca corresponde a las Formaciones: Alao (Jurásico-Cretácico Inferior), conformado por depósitos proximales y distales de un arco volcánico depositados en un ambiente de abanico submarino progradante; y Yunguilla (Maastrichtiano) depositada subarealmente durante el Cretácico Tardío en forma de abanicos o deltas, cuya fuente corresponde a la Cordillera Real y/o material derivado del cratón (Hungerbühler et al., 2002). Estas Formaciones se encuentran actualmente deformadas debido a dos eventos acrecionarios que existieron en el Ecuador, el primero, el evento Peltetec (acreción del arco Alao- Paute 120 ± 5 Ma, (Eguez & Aspden, 1993)), y el segundo la acreción del plateau Caribe en dirección SW-NE durante el Cretácico Tardío –Paleoceno Temprano.

Posteriormente, durante el Eoceno-Oligoceno, al sur del Ecuador, se deposita la Formación Chinchín correspondiente a rocas volcánicas intermedias, y la Formación Quingeo que es parte de un sistema fluvial de alta energía. Además, durante el Oligoceno al sur de Ecuador existió la presencia de un volcanismo calco-alcalino, representado en el Grupo Saraguro (Dunkley & Gaibor, 1997).

Durante el Mioceno Medio, la subsidencia extensional en la región interandina causó la entrada de mares poco profundos al área de Cuenca (Etapa Pacífico, Hungerbühler et al., (2002)). Durante esta etapa se depositaron sedimentos fluviales, deltaicos, lacustres, además de volcánicos, correspondientes a las Formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán.

Entre 10 a 9 Ma, la compresión y la inversión tectónica iniciaron en el área del antearco y en el área Interandina. En la región Interandina, varias cuencas intramontañosas más pequeñas se desarrollaron desde 9.5 a 5.0 Ma (Cuenca, Girón – Santa Isabel, Loja, Vilcabamba). En este periodo se deposita la Formación Turi, en la cual se evidencia un ambiente fluvial de alta energía, de ríos trenzados, asociado al cambio de energía en la cuenca debido a la rápida exhumación de la cordillera. Finalmente, a los 8 Ma una importante actividad volcánica en los bordes de la cuenca desarrollando los volcánicos de Tarqui, los cuales cubrieron de manera discordante a los sedimentos de relleno de la cuenca.

2.2 ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA

2.2.1 BASAMENTO

2.2.1.1 FORMACIÓN ALAO

Ocurrencia

Forma parte del Terreno Alao perteneciente a la Cordillera Real, en el área de estudio, aflora al Este, en el sector del deslizamiento de La Josefina (UTM: 739372/9664479), es observado como una franja de ~800 metros de ancho; hacia la zona del poblado de Gualaceo vía a Chaucán afloran las facies volcanosedimentarias (UTM: 743512/9669340) como una franja de ~900 metros de ancho, y en el puente San Francisco (UTM: 751482/9678516) como unas secuencias de volcanosedimentos intercalados con brechas. Las rocas presentan marcado clivaje y esquistosidad en dirección NNE, además la paragénesis mineral es típica de facies de esquistos verde.

Litología

El terreno Alao se encuentra conformado por metavolcánicos, intercalados con esquistos verdes, esquistos grafitosos, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármol (Herbert & Pichler, 1983; Litherland, 1994; Steinmann, 1997). **Ver Figura 3, 4 y 5.**

Relación estratigráfica

Se encuentra limitado por el Terreno Loja hacia el este y al oeste por el Terreno Guamote que a su vez está limitado por la Falla de Peltetec (Litherland, Aspen, Jemielita, & Survey, 1994).

Edad

Rundle (1988) ha reportado edades del Cretácico temprano (115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma) por K/Ar en hornblendas. Por otro lado, Litherland et al. (1994) indica edades del Jurásico a Cretácico por presencia de polen, esporas y dinoflagelados en Maguazo con alta abundancia, lo que haría que las edades de K/Ar fueran interpretadas como un reseteo.

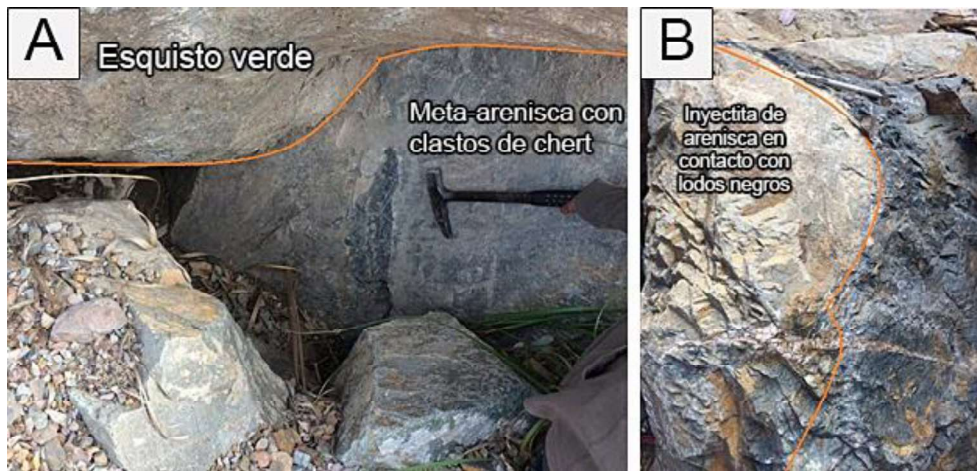


Figura 3. A. Meta areniscas con clastos de cherts en contacto con esquistos verdes. B. Inyectita de arena (UTM: 739372/9664479).



Figura 4. Secuencias del arco Alao en la zona de La Josefina (UTM: 739372/9664479), se observa un pliegue (dirección NE/SW). En la foto B se puede observar la tendencia de plegamiento de la Formación Alao en sus estratos, en esta zona fueron identificados budines de cuarzo.

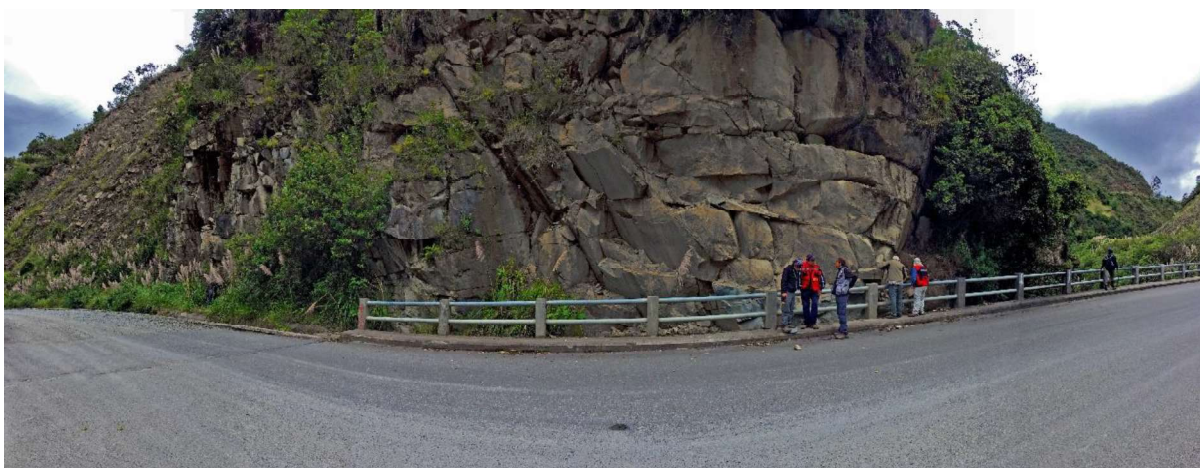


Figura 5. Vista panorámica del afloramiento. En la parte derecha la brecha polimíctica de Alao, puente San Francisco. La muestra SP19-008 fue extraída de este afloramiento (751482/9678516).

2.2.1.2 FORMACIÓN YUNGUILLA

Historia

La Formación Yunguilla fue sugerida por primera vez por Erazo (1951), y definida como una sucesión de areniscas y limolitas, además se le atribuyó edad Cretácica por la presencia de amonites y foraminíferos (Bristow, 1973). En el área de Cuenca fue nombrada como la Formación San Marcos por un informe de la O.N.U. Anonymus, (1969a), sin embargo, se propuso dejar a un lado el nombre de San Marcos y tomar el nombre de Yunguilla (C. R. ; Bristow, et. al 1974; Bristow, 1973; Henderson, Endara, & Misión Británica (Supervisión), 1979). Para optar por el término Yunguilla se tomó en consideración las características descritas por Thalmann (1946) ya que se evidenció correlaciones estratigráficas entre los afloramientos presentes en el norte y sur del Ecuador. Vallejo, (2007) indica que a pesar de los estudios previos realizados la Formación Yunguilla se encuentra pobremente definida debido a la ausencia de contactos estratigráficos con otras Formaciones sedimentarias o volcánicas.

Ocurrencia

Los sedimentos de la Formación Yunguilla pueden ser observados al este de la cuenca, cercano al poblado de Cumbe (UTM: 720759/9654871). La litología típica está conformada por turbiditas, limolitas masivas, cherts pelágicos de color gris, además de areniscas bien sorteadas con cemento calcáreo. El ambiente de depositación representa partes medias a distales de abanicos turbidíticos, que probablemente se acumularon en una cuenca de

antearco. La presencia abundante de cuarzo y minerales metamórficos indican que el origen de la Formación Yunguilla tuvo como fuente rocas metamórficas del Cretácico Temprano de la Cordillera Real (Vallejo, 2007).



Figura 6. Vista panorámica del afloramiento de Yunguilla (UTM: 739444/9680789)

Litología

Se observan secuencias de areniscas masivas grises de grano medio, bien compactadas, intercaladas con areniscas grises de grano fino, lutitas masivas gris oscuro y niveles de lodos negros ricos en materia orgánica Steinmann et al. (1999). Además, Steinmann (1997) señala que las areniscas presentan micro cristales de plagioclasas, feldespato, cuarzo, minerales máficos y sericita, así como líticos volcánicos y metamórficos. Los estratos se encuentran bien estratificados y presentan espesores entre 10 a 50 cm, con gradación normal, laminación paralela y estratificación cruzada en algunas secuencias, se observan algunas estructuras de carga y ripples. Bristow (1973) indica afloramientos de arcillolitas de color púrpura y violeta intercaladas con grauvacas cerca de Cumbe (**Ver Figura 6**).

Espesor

Steinmann (1997) señala que el espesor de la Formación no puede ser definido por la alta tasa de deformación, sin embargo, Bristow (1973) da un estimado de 1200 metros en la parte de Santa Ana cerca de Cumbe.

Relación estratigráfica

La Formación Yunguilla no presenta un contacto visible a lo largo de la vía Cuenca-Gualaceo. Steinmann (1997) la ubica entre la Formación Chinchín y Quingeo, sin embargo ningún contacto es visible.

Edad

Edades por fósiles permitieron determinar una edad de Maastrichiano, para los foraminíferos (Anonymus, 1969b; Bristow, 1973). Por otra parte, Steinmann (1997) obtuvo un promedio de 97.8 ± 6.7 Ma para esta Formación por medio de trazas de fisión en circones. Es de igual importancia mencionar que dataciones de U-Pb en circones detríticos han sido realizados por Vallejo et al. (2019) y Vallejo(2007) en una muestra de la Formación Yunguilla tomada en la vía Calacali – Pacto (en la parte norte de Ecuador), en la cual obtuvo un promedio de 72.4 ± 6.4 Ma que permitió correlacionar las edades bioestratigráficas de (Jaillard et al., 2004).

2.2.2 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO

2.2.2.1 FORMACIÓN CHINCHIN

Historia

La Formación Chinchín fue previamente mapeada como una parte de los volcánicos de la Formación Tarqui por Bristow et al.(1974). Sin embargo, Steinmann (1997) discriminó esta Formación basándose en su composición y en su edad.



Figura 7. Vista panorámica de volcánicos de la Formación Chinchín, nótese el color verdoso en los sedimentos causados por la alteración a esmectita. La muestra SP19-003 fue tomada en este sitio (744623/9681128).

Ocurrencia

Se observa de este a oeste a lo largo de la vía Cuenca-Gualaceo y la via Cuenca-Paute; la localidad tipo se encuentra en el poblado de Chinchín (740000/9681000), a 5 km al sureste de la intrusión de Tahual (Steinmann, 1997).

Litología

Consiste principalmente de volcánicos de composición básica a intermedia, flujos de lava y cenizas intercaladas, algunos afloramientos están expuestos a lo largo de la carretera Cuenca-Gualaceo, en el tope de la secuencia se observan flujos piroclásticos retrabajados (Steinmann, 1997).

Espesor

Se reportaron afloramientos con espesor mínimo de 3500 a 4000 metros (Steinmann, 1997).

Relación estratigráfica

Steinmann (1997) reporta varios contactos concordantes con la Formación Quingeo al este de la cuenca de Cuenca; sin embargo, no se observan contactos visibles con las Formaciones Quingeo y Saraguro al oeste.

Edad

Una sola edad fue determinada a partir de una muestra de andesita que arrojó una edad de Eoceno medio a tardío (42.8 ± 3.8 Ma) (Steinmann, 1997).

2.2.2.2 FORMACIÓN QUINGEO



Figura 8. Secuencias más gruesas de la Formación Quingeo (UTM: 728399/9663775), en la foto se observan estratos de diferentes espesores los cuales se asocian con un ambiente de abanico aluvial (mayor detalle en la columna estratigráfica de la **Figura 8**).

Historia

El nombre de Quingeo fue usado por Steinmann (1997) quien atribuyó el nombre al poblado de Quingeo ubicado en la parte sur de la cuenca. Litológicamente se correlacionaba perfectamente con Biblián pero las dataciones realizadas por Steinmann permitieron discriminar una Formación de la otra.

Ocurrencia

Según Steinmann (1997) la localidad tipo se puede observar en la parte sur de la cuenca de Cuenca, además otros afloramientos son visibles en la antigua vía al Río Quingeo, además existen otros afloramientos que se pueden observar a lo largo del eje de la cuenca desde Quingeo hasta Tahuai. Se pudo observar un afloramiento tipo el cual representa las facies más proximales de Quingeo (UTM: 728399/9663775), con depósitos de conglomerados mal sorteados masivos y afloramientos más meteorizados (UTM: 722629/9655876, 722542/9657187 y 724801/9658687) que representan las facies más distales de las secuencias, con areniscas fino granulares y limos con laminación paralela, restos de plantas y bioturbación.

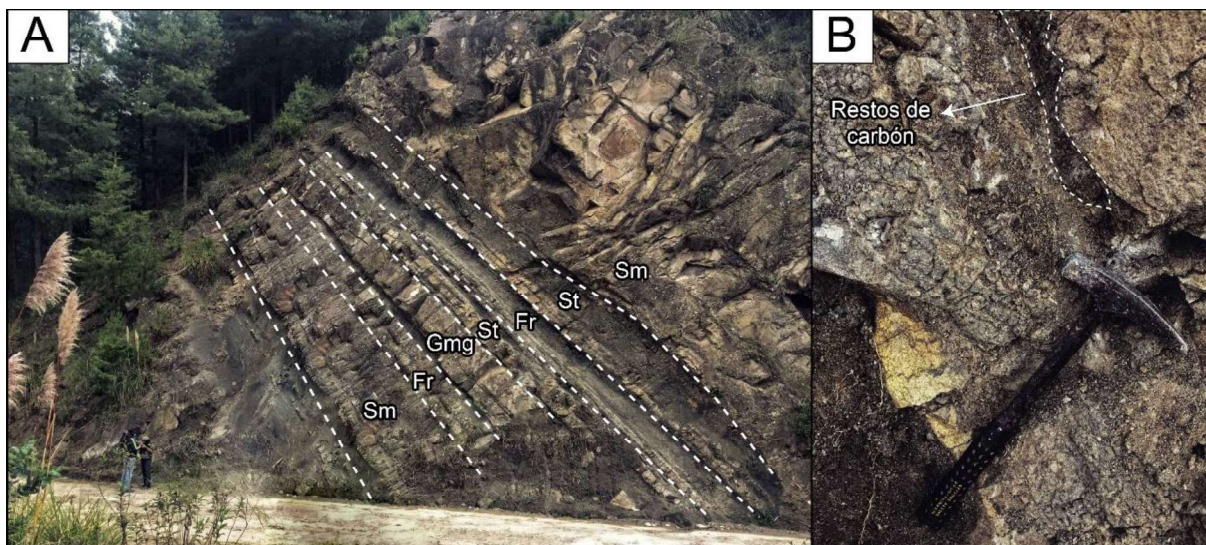


Figura 9. Secuencias más gruesas de la Formación Quingeo (UTM: 728399/9663775), en la foto se describe cada una de las litofacies las cuales se asocian con un ambiente de abanico aluvial .

Litología

La Formación Quingeo se caracteriza por presentar conglomerados con cantos redondeados y mal sorteados, además se indica la presencia de areniscas de grano fino y limolitas de color rojizo (Steinmann, 1997). Los cantos metamórficos de esta Formación provienen de

derivados de la Formación Yunguilla y cuarzo de veta. Steinmann (1997) Indica que los colores rojizos que presentan las facies fluviales de Quingeo se deben a la presencia de hematita. En observaciones de campo se pusieron apreciar presencia de paleosuelos restos de raíces, e improntas de hojas. La Formación Quingeo comprende una variedad de ambientes; entre ellos abanicos aluviales, ambientes fluviales y lacustres (**Figura 8, 9 , 10, 11 y 12**).



Figura 10. Afloramiento de la Formación Quingeo en donde se observan las facies lacustres (724801/9658687).

Espesor

Se reportó aproximadamente 1200 metros de espesor para la Formación Quingeo según Steinmann (1997).

Relación estratigráfica

Steinmann (1997) señala que presenta un contacto concordante a la base de la Formación Quingeo con la Formación volcánica Chinchín a lo largo de la vía Cuenca – Gualaceo, y por encima de la Formación Quingeo se encuentra superpuesta la Formación Yunguilla. Además Steinmann indica que la Formación entera se encuentra buzando con un ángulo aproximado de 65°.

Edad

Debido a la similitud en litología y color con la Formación Biblián, hizo que varios investigadores correlacionaron la Formación Quingeo con la Formación Biblián en la cuenca de Cuenca. Steinmann (1997) determinó que la edad de Quingeo oscila entre 42 y 35 Ma (Eoceno Medio a Tardío) y, por lo tanto, excluye una correlación con la Formación Mioceno de Biblián. Edades realizadas por el método de U-Pb en circones (George et al., 2017) indican picos en el Paleoceno, aproximadamente 63 Ma.

COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN QUINGEO EN LA CUENCA DE CUENCA

LEYENDA

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> — Laminación Criníde ~ Riples ▨ Estr. Cruzada Herringbone ▩ Estr. Cruzada ▧ Cpas de Lodo ▦ Laminación Lenticular ▥ Laminación Wispay ▤ Laminación Paralela ▣ Clastos Flotantes ▢ Estructuras de Carga | <ul style="list-style-type: none"> ○ Nódulos Calcáreos ● Bivalvos ◐ Clastos de Lodo ▬ Laminación Flaser ⋈ Raíces ⋉ Gasterópodos ⋊ Laminación Ondular ⋋ Vetas de Yeso ⋌ Restos de Carbón |
|--|--|

LITOLOGÍA

- Conglomerate
- Arenisca
- Limolita
- Lutita

Sistema de coordenadas WGS84 17S

X/Y: 728399/9663775

Simbología de facies tomada de: Miall (2006) [Ver anexo 3](#)

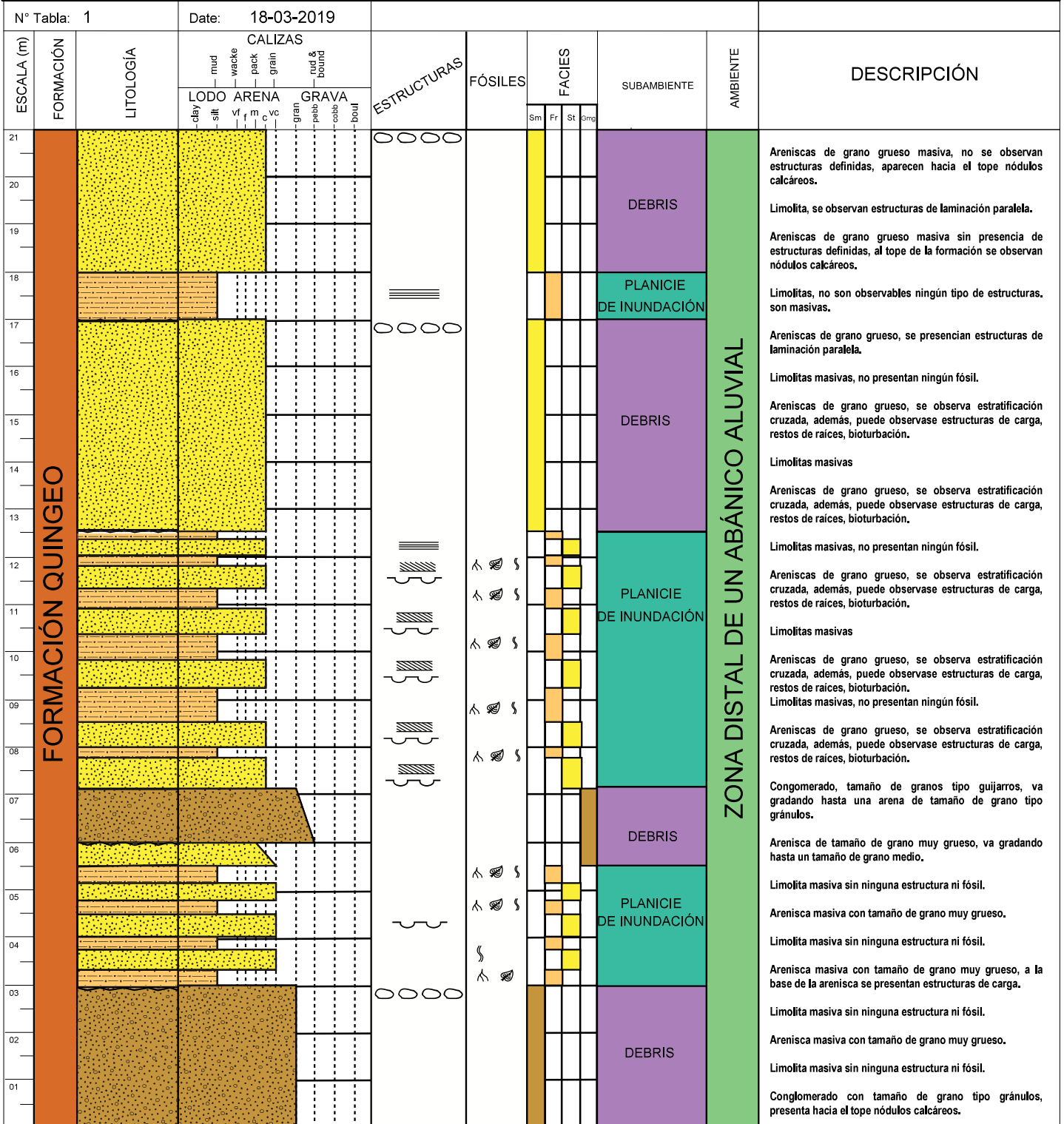


Figura 11. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Quingeo



Figura 12. Afloramiento de la Formación Quingeo en donde se exponen las facies fluviales. Los sedimentos rojizos corresponden a paleosuelos en donde se muestran restos de raíces. Los conglomerados se presentan sin estructura y con clastos de composición ígneos, sedimentarios y metamórficos (730971/9669589).

2.2.3 VOLCÁNICOS DEL OLIGOCENO A MIOCENO INFERIOR

2.2.3.1 FORMACIÓN SARAGURO

Historia

La Formación Saraguro fue descrita por Kennerley (1973) y Baldock (1982) incluyó las Formaciones Loma Blanca, Saraguro, Chinchillo y Alausí dentro del Grupo Saraguro (Tabla 3.2). Sin embargo excluyó una parte la Formación Chinchillo del Grupo Saraguro y la renombró como volcánicos de Pisayambo. Además, Hungerbühler et al. (1995) sostienen que la Formación Chinchillo corresponde al Grupo Saraguro puesto que no existen diferencias litológicas para distinguir una de la otra, por otro lado Hungerbühler(1997) excluye a la serie volcánicos de composición intermedia que afloran a al margen oeste de la cuenca de Girón-Santa Isabel y los renombra como la Formación Santa Isabel.

Ocurrencia

La Formación Saraguro cubre un área de aproximadamente 14000 km² entre el flanco este de la Cordillera Occidental y flanco oeste de la Cordillera Real. Esta Formación se encuentra aflorando alrededor de los cantones Oña y Saraguro a lo largo de la vía principal e-ntre la

ciudad de Cuenca y Loja, también en el norte del Ecuador se puede apreciar afloramientos, en el sur de Riobamba y al extremo sur del Ecuador en la parte sur de la ciudad de Portovelo (Hungerbühler, 1995). Se pueden apreciar pequeños afloramientos de ignimbritas entre la ciudad de Pasaje y El Guabo (Zuñiga & Cilio, 1980).

Litología

Baldock (1982) describe a la Formación Saraguro como una secuencia de lavas andesíticas e ignimbritas piroclásticas. A la base se encuentran lavas de composición andesítica a dacítica y hacia el tope presentan composiciones riolíticas a intermedias (Hungerbühler, 1997). Debido al retrabajamiento que han sufrido las rocas volcánicas estas se encuentran alteradas a arcillas y pueden presentar alteración hidrotermal hacia la Cordillera Occidental (Steinmann, 1997).

Espesor

Baldock y Longo (1982) reportan espesores de 1500 a 2000 metros para esta Formación. Se ha reportado también espesores de 500 a 2000 metros, la variación se debe a que los flujos piroclásticos han rellenado la topografía pre-existente de valle (Hungerbühler, 1997). Sin embargo, Steinmann (1997) señala que por debajo de la cuenca de Cuenca no presentaría un espesor mayor de 300 – 500 metros.

Relación estratigráfica

La Formación Saraguro posee una variedad de discordancias angulares con la Formación Yunguilla, cerca de Cumbe (721000/9658200); con la Formación Quingeo, al este de Santa Ana (731500/96752); con la Formación Chinchín en la carretera Cuenca – Gualaceo; y con los metamórficos de Alao-Paute cerca de Gualaceo (747000/96805).

Edad

Para esta Formación se reportan varias edades en diferentes localidades al sur del Ecuador. En el área de Nabón se determinaron cinco edades de 26.4 a 18.5 Ma por medio de trazas de fisión en circones. En el área de la cuenca de Cuenca 14 edades de 29.5 a 20.5 Ma fueron determinadas a partir de ZFT (Steinmann, 1997). En el área de Girón – Santa Isabel edades de 26 a 22 Ma fueron determinadas (Hungerbühler, 1997). Varios autores confirman las edades establecidas dentro de un rango de 18 a 29 Ma. (Barberi et al., 1988; Bristow, Hoffstetter, & Feininger, 1977; Kennerley, 1980).

2.2.4 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA

2.2.4.1 FORMACIÓN BIBLIÁN

Historia

Fue descrita por primera vez por Sheppard (1934) como los sedimentos terciarios más antiguos de la cuenca de Cuenca y estaban conformados por areniscas y conglomerados que afloraban en el eje del anticlinal de Biblián. Sheppard nombró a la Formación Biblián tomando en consideración a un pueblo ubicado a unos 30 km al noreste de Cuenca. Liddle & Palmer (1941) reconocían solamente aquellos afloramientos presentes cerca del puente del ferrocarril en la vía Azogues - Biblián aunque ahora se los conoce como Loyola basal.

Ocurrencia



Figura 13. Fotografía panorámica de la Formación Biblián, presencia de capas rojas, moradas, vino. Se logró observar estratificación cruzada en artesas en los estratos (Ver Figura 14). La muestra SP19-038A y SP19-038B fueron tomadas en este afloramiento (735708/9697059).

La Formación Biblián está expuesta en el núcleo de la anticlinal de Biblián que se encuentra desde el NNO al SSE de Cuenca (Bristow, 1973). Bristow señala que se puede observar otro afloramiento que puede verse desde Jadán hacia el área de Quingeo al sur de Santa Ana. Por otro lado, Hungerbühler et al. (2002) señala que pocos afloramientos son visibles y que se presentan en la vía Azogues - Cuenca, además se aprecian al menos dos afloramientos cerca de Cojitambo.



Figura 14. Estratificación cruzada en artesa en las arenas (UTM: 0735708/9697059)

Litología

En el área de Azogues y Biblián se observan secuencias acillosas con zonas lenticulares de secuencias clásticas de tamaño de grano grueso y con bases irregulares, mientras que las secuencias clásticas más gruesas se observan en el área de Jadán (Bristow, 1973). Bristow señala que los colores de algunas areniscas suelen ser de color café claro, sin embargo la mayoría de la Formación presenta colores rojizos, violáceos y grises. Las areniscas varían de grano fino a grueso, son subredondeados y progradan a conglomerados pobremente sorteados con mal redondeo de los clastos. Sin embargo, Hungerbühler et al. (2002) reporta solamente sedimentos de grano fino a medio de color púrpuras, rojos y arcillolitas verdosas. En observaciones de campo se pudieron apreciar diferentes facies, entre estas se reportan facies fluviales canalizadas. Además, se reporta la presencia dunas, paleosuelos y bioturbación (**Ver Figura 13, 14 y 15**).

Espesor

El espesor máximo reportado es de 1000 metros observados en el área de Santa Ana (Bristow, 1973). Sin embargo, Steinmann (1997) señala que el espesor de la Formación Biblián no excede los 300 metros.

Relación estratigráfica

Bristow (1973) señala que la base de la Formación Biblián contiene un contacto discordante con la Formación Yunguilla. Mientras que Hungerbühler et al. (2002) señala que la Formación

Biblián está depositada discordantemente sobre la Formación Saraguro por un hiato entre los 7-10 Ma. Steinmann (1997) indica que la Formación Loyola y Biblián presentan un contacto concordante en varios afloramientos.



Figura 15. Fotografía Panorámica de la Formación Biblián expuesta en la carretera Cuenca – Azogues (735503/9688892). Se observan sedimentos de color rojo y amarillentos correspondientes a arcillas y limolitas de facies fluviales.

Edad

Por medio de trazas de fisión en circones detríticos se obtuvo dos edades de 14.7 ± 2.4 y 12.3 ± 1.6 Ma (Steinmann, 1997). Nuevas dataciones realizadas por (George, 2019; George et al., 2017) mediante U-Pb en circones arrojaron edades entre 15.7 ± 0.5 a 13.6 ± 0.9 Ma.

2.2.4.2 FORMACIÓN LOYOLA

Historia

El nombre de Formación Loyola fue utilizado por primera vez por Las Naciones Unidas en Julio de 1965 por los autores Schneider - Scherbina de un trabajo no publicado. Sin embargo, Sheppard (1934) describió inicialmente a la Formación Loyola como las "Lutitas blancas de Cuenca" y se los atribuía a los sedimentos que se encontraban entre los conglomerados y areniscas de Biblián y las areniscas de Azogues. Liddle y Palmer (1941) renombraron a la Formación Loyola como "Lutitas de Cuenca". Erazo (1951) discriminó al Miembro Guapán del mapa de Sheppard de 1931 que agrupaba dicho Miembro dentro de la Formación Loyola. Hungerbühler et al. (2002) describe a la Formación como areniscas de color naranja en la mayoría de afloramientos sin embargo señala que existe la presencia de laminación de lutitas negras ricas en pirita en la parte norte y central del área de Cuenca, además indica que en la parte sur del área se presentan intercalaciones de lutitas negras y areniscas de grano grueso.



Figura 16. Afloramiento de la Formación Loyola en el anticlinal de Burgay (UTM: 733440/9698675), se observan restos de bivalvos, gasterópodos, turritelas, improntas de hojas. Para mayor detalle (Ver figura 18)

Ocurrencia

La Formación Loyola aflora en los flancos del Anticlinal de Biblián, son observables pequeños afloramientos ubicados en el lado este del sinclinal de Azogues (Bristow, 1973). Bristow señala que en esta Formación se puede observar desde aproximadamente a 4.5 km al NNO de Biblián hasta el SSO de Cuenca y que se pueden observar capas rojas en la zona del cruce del ferrocarril que llegan hasta la parte sur del Descanso.



Figura 17. Afloramiento expuesto de la Formación Loyola en la carretera Cuenca – Azogues. Se puede observar un pliegue, entre los límites de los estratos se encuentran nódulos calcáreos y vetas de yeso (737115/9691385).

COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LOYOLA EN LA CUENCA DE CUENCA

LEYENDA

- Laminación Crinkle
- Ripples
- Estr. Cruzada Herringbone
- Estr. Cruzada
- Cpas de Lodo
- Laminación Lenticular
- Laminación Wispy
- Laminación Paralela
- Clastos Flotantes
- Estructuras de Carga
- Nódulos Calcáreos
- Bivalvos
- Clastos de Lodo
- Laminación Flaser
- Raíces
- Gasterópodos
- Laminación Ondular
- Vetas de Yeso
- Restos de Carbón

LITOLOGÍA

- Conglomerate
- Arenisca
- Limolita
- Lutita

Sistema de coordenadas WGS84 17S
X/Y: 737549/9698500
Simbología de facies tomada de: Miall (2006) *Ver anexo 3*

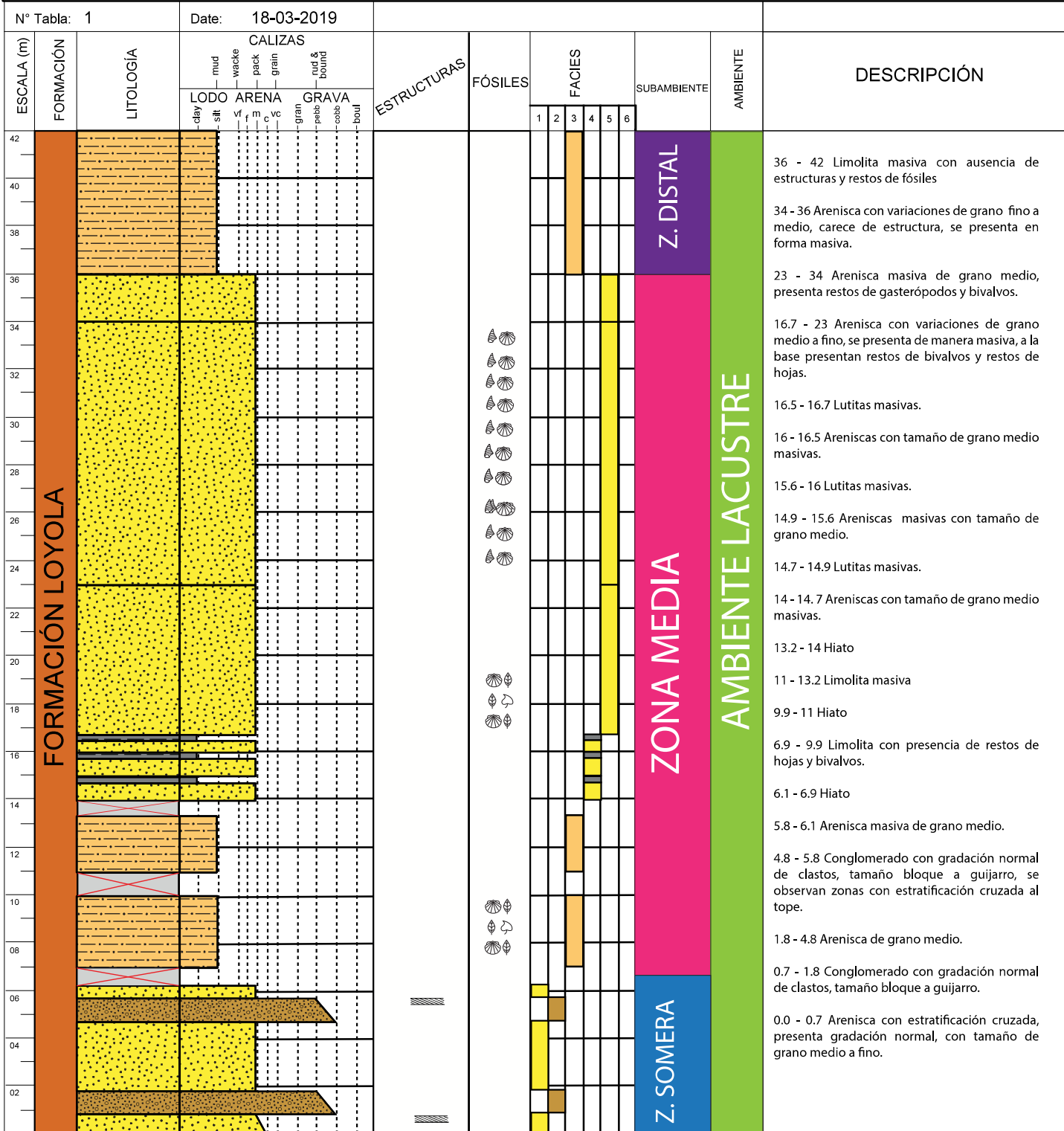


Figura 18. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Loyola.

Litología

Bristow (1973) describe a la Formación Loyola como lutitas grises oscuras y limolitas amarillentas cremosas que localmente contienen lentes de limolita en conjunto con capas de arenisca oxidadas de grano fino, además, se presentan vetas de yeso en los sedimentos alterados y en ocasiones como capas centimétricas.

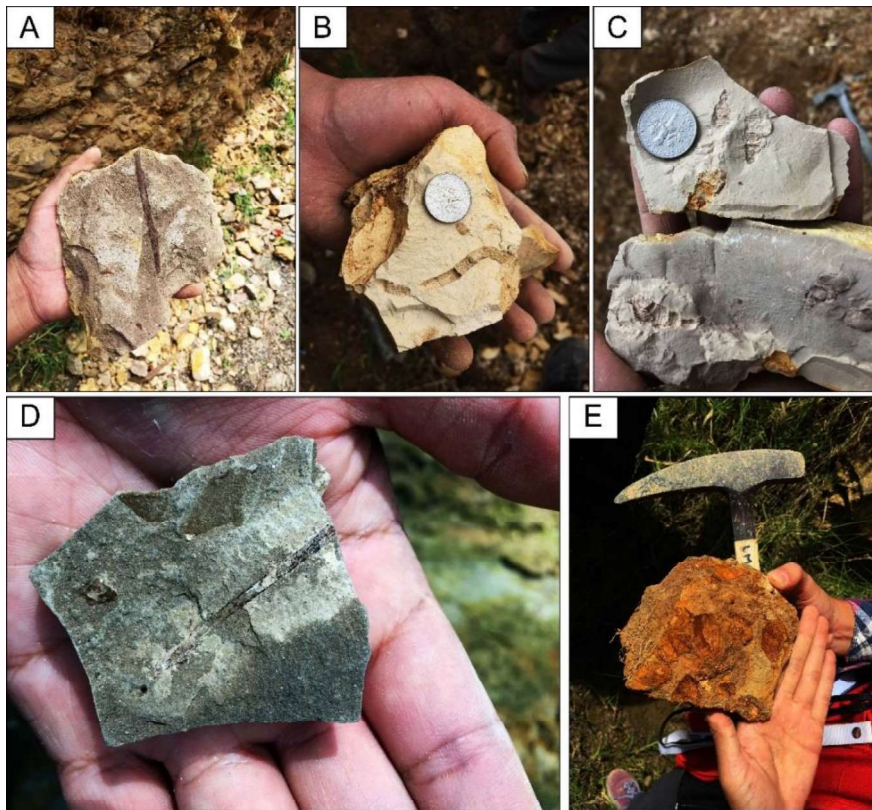


Figura 19. Restos de fósiles encontrados en la Formación Loyola (UTM: 733440/9698675) Fauna fósil encontrada en la Formación Loyola en el anticlinal de Burgay (UTM: 733440/9698675), se observan restos de bivalvos, gasterópodos, turritelas, improntas de hojas

Bristow indica que al este de la cuenca se presentan conglomerados y areniscas a la base de la Formación Loyola y se encuentran depositadas directamente sobre la Formación Biblián. La Formación posee un amplia gama de moluscos, gasterópodos, esqueletos de peces, ostrácodos y crustáceos marinos costeros. (Clement R. Bristow & Parodiz, 1982; Feldmann et al., 1993; Nuttall, 1990; Steinmann, 1997). En el afloramiento observado en el anticlinal de Burgay (UTM: 733440/9698675), está compuesto por secuencias transicionales finas y de grano medio de lutitas de color café oscuro. La Formación Loyola presenta improntas de hojas y conchas de turritelas y bivalvos, estas secuencias finas están intercaladas con areniscas de grano medio a fino de color gris oscuro, presenta restos de

carbón. Las capas de arena presentan laminación lenticular y cruzada. Hacia la base del estrato se observan secuencias de conglomerados y areniscas de grano grueso, asociados con un sistema de barras y canales, estos estratos presentan estratificación cruzada y en los niveles de arenas se observan fósiles de conchas y turrítelas bien preservados (**Ver Figura 16, 17, 18, 19, 20, 21**).

Espesor

Bristow señala un máximo 360 m de espesor, además, un máximo de 45 m de espesor para Loyola basal. Por otro lado, Steinmann (1997) indica 450 metros de lutitas intercaladas con limolitas oxidadas con vetas de yeso.

Relación estratigráfica

Existen secuencias bien desarrolladas de la Formación Loyola que se superponen a la Formación Biblián y estas descansan directamente sobre la Formación Yunguilla. Estos afloramientos son observables en la parte este de la cuenca (Bristow, 1973). Hungerbühler et al. (2002) indican que existen variaciones laterales (interdigitación) de capas de areniscas del miembro Azogues con la Formación Loyola. Bristow señala también que en la zona del Descanso se presentan restos de Loyola basal depositados sobre una andesita extrusiva.



Figura 20. Secuencias de barras y canales de conglomerados y areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar, las capas presentan una dirección N7E/50SW (UTM: 733440/9698675).

Edad

Por medio de trazas de fisión en circones para cinco muestras recolectadas a lo largo de la cuenca de Cuenca, Steinmann (1997) determinó edades de 13.9 a 11.1 Ma.

2.2.4.3 FORMACIÓN AZOGUES

Steinmann (1997) separó a la Formación Azogues en tres Miembros: Miembro Azogues, Chochas y Guapán.

MIEMBRO AZOGUES

Historia

Bristow (1973) indica que Wolf (1879) y (1892) usó el término "Areniscas de Azogues" para todos los sedimentos de la cuenca de Cuenca. Sin embargo, Sheppard (1934) discriminó a la Formación Azogues considerando solamente a aquellas capas por encima de las lutitas blancas de Cuenca (Formación Loyola). Posteriormente Liddle y Palmer (1941) las renombraron como areniscas del Río Azogues (actual Río Burgay). Erazo (1957) reconoció solamente a Azogues a las capas que se encuentran entre Guapán y las lutitas blancas de Cuenca.

Ocurrencia

El miembro aflora a los extremos del sinclinal de Azogues, se presenta desde la parte norte de Azogues hasta cerca de El Valle Bristow (1973). Señala además, que al sur de la cuenca se presenta al lado oeste del anticlinal de Biblián y se extiende hacia NNO hasta Cojitambo.



Figura 21. Afloramiento de la Formación Azogues (UTM: 0737615/9693227). Ver figura 22 para detallar la columna estratigráfica de este afloramiento.

COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN AZOGUES EN LA CUENCA DE CUENCA

LEYENDA

- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> — Laminación Criníde — Riples — Estr. Cruzada Herringbone — Estr. Cruzada — Cpas de Lodo — Laminación Lenticular — Laminación Wispia — Laminación Paralela — Clastos Flotantes — Estructuras de Carga | <ul style="list-style-type: none"> ○ Nódulos Calcáreos ● Bivalvos — Clastos de Lodo — Laminación Flaser — Raíces — Gasterópodos — Laminación Ondular — Vetas de Yeso — Restos de Carbón |
|--|--|

LITOLOGÍA

- Conglomerate
- Arenisca
- Limolita
- Lutita

Sistema de coordenadas WGS84 17S

X/Y: 737615/9693227

Simbología de facies tomada de: Miall (2006) [Ver anexo 3](#)

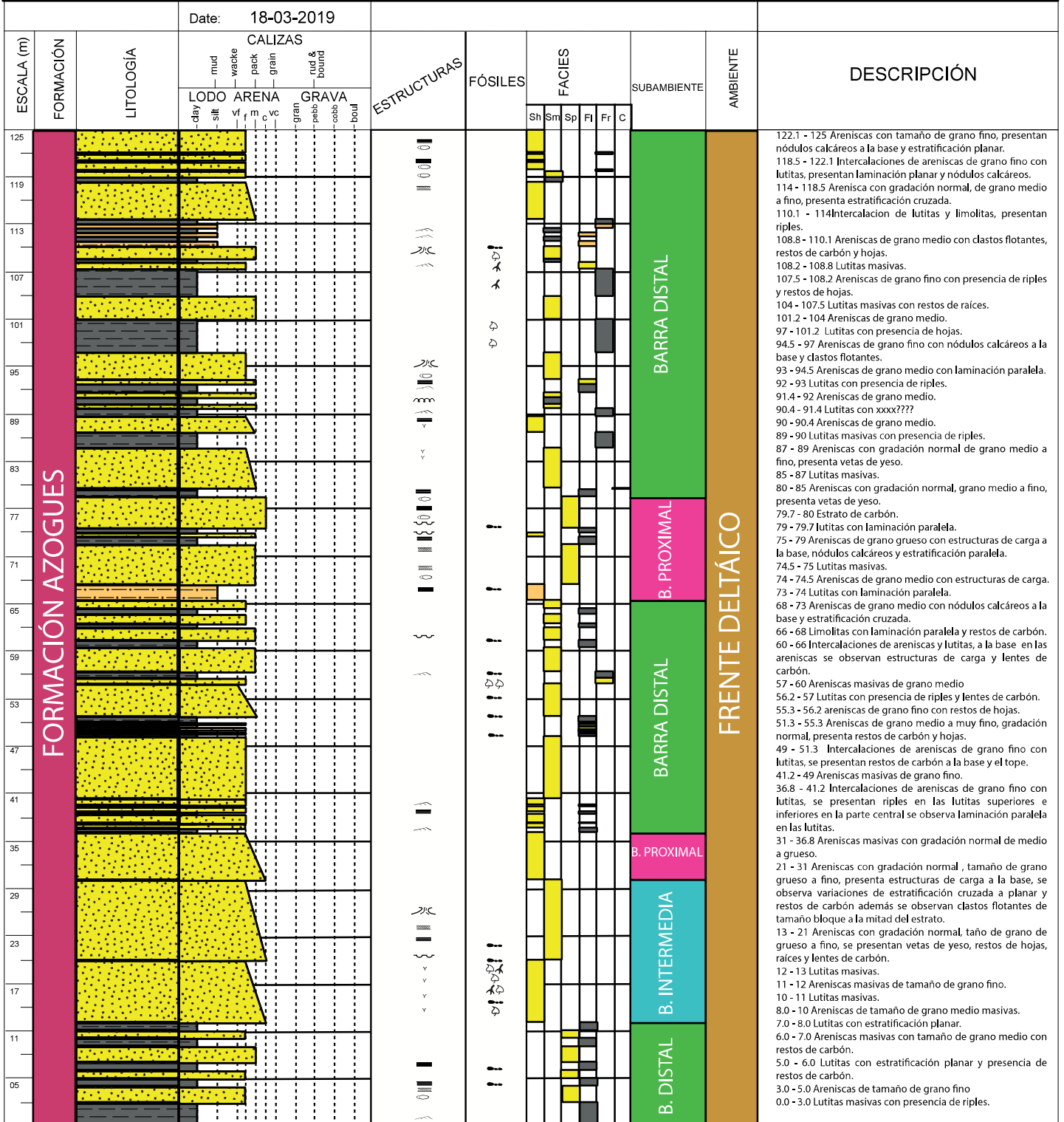


Figura 22. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Azogues.

Litología

La Formación se caracteriza por poseer areniscas tobáceas de color pardo con tamaño de grano medio, también se presentan capas milimétricas de lutitas en la parte inferior (Bristow, 1973). Además, reporta que a la base de la Formación Azogues se presentan conglomerados con clastos bien redondeados de 1-10 cm de diámetro, los clastos se encuentran conformados por rocas ígneas, cuarzo, lutitas y limolitas. Hungerbühler et al. (2002) indica que el Miembro Azogues está conformada por areniscas intercaladas con limolitas y menores cantidades de lutitas, son observables con restos de carbón. El primer afloramiento observado de la Formación Azogues (UTM: 0737615/9693227) consistía de la intercalación de varias capas de lutitas con laminación planar y ripples, limolitas masivas con nódulos calcáreos, areniscas masivas de grano fino, lodos, limolitas con ripples, carbón, areniscas de grano medio a grueso. Además de presentar vetas de yeso, bioturbación, estructuras de carga y laminación convolutas. Las areniscas varían de colores amarillo a verde y están compuestas de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y líticos andesíticos (***Ver Figura 21, 22 y 23***).

Espesor

Bristow (1973) indica que el espesor máximo registrado se presenta en El Tablón con 280 metros de espesor. Sin embargo, Steinmann (1997) señala que el espesor estimado para el Miembro Azogues es de 450 a 500 metros.

Relación estratigráfica

En la parte norte y este de Azogues se observa a la Formación Azogues superponiéndose a la Formación Loyola y a su vez sobre la Formación Biblián que se superpone discordantemente sobre la Yunguilla (Bristow, 1973). Por otro lado esta Formación se encuentra en contacto con la Formación Tarqui por una inconformidad. Hungerbühler et al. (2002) indica que la parte basal de Azogues se encuentra interdigitada con la Formación Loyola. Steinmann (1997) señala que el Miembro Azogues se encuentra separado por una discordancia angular con la Formación Mangán.

Edad

Por medio de trazas de fisión en circones se determinaron edades de 13.0 a 8.0 Ma. (Steinmann, 1997). Así mismo, Hungerbühler et al. (2002), determinó edades a partir de cinco muestras para este Miembro con edades que van desde los 13.0±1.0 a 10.2±1.2 Ma. No

obstante, en (George, 2019; George et al., 2017) se determinó una edad deposicional de 13.0 ± 0.8 Ma por medio de U-Pb en circones.

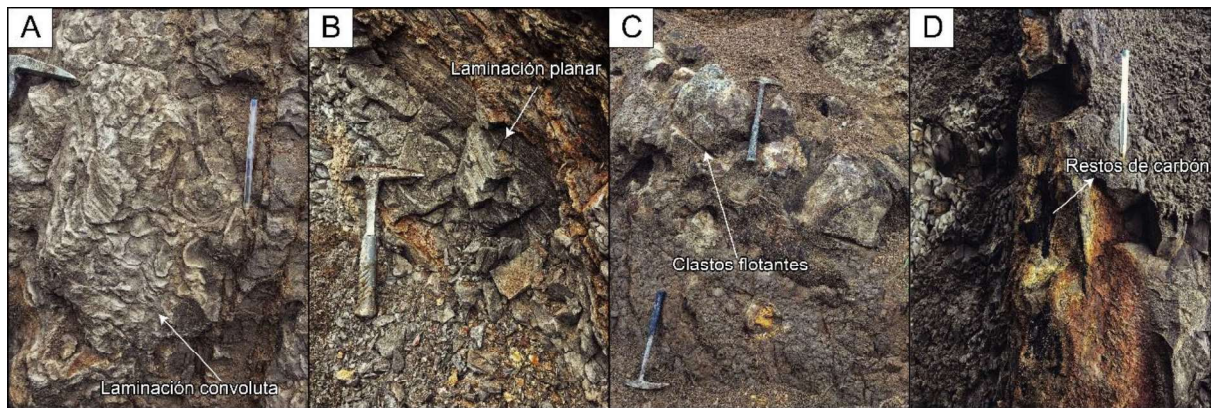


Figura 23. A. Laminación convoluta en sedimentos de grano fino. B. Areniscas con laminación horizontal C. Clastos flotantes en medio de un estrato. D. Estratos de carbón en lutitas (UTM: 0737615/ 9693227).

MIEMBRO COCHAS

Historia

El Miembro Cochás fue descrito inicialmente por Steinmann (1997).

Ocurrencia

Aflora solamente al sureste de Cuenca entre las localidades de El Descanso y El Valle con una dirección NE-SO (Steinmann, 1997). Además, se indica que los mejores cortes se presentan en Challuabamba (734500/908400).

Litología

Steinmann (1997) describe al Miembro Cochás como volcánicos primarios. Se observan tobas de un metro de espesor de color gris a café y se presentan como retrabajados fluviales. También se indica el contenido de clastos de tobas y biotitas idiomorfas dentro de los conglomerados, y presencia de componentes metamórficos y troncos silicificados.

Espesor

Se reportaron más de 100 metros por (Steinmann, 1997)

Relación estratigráfica

Una transición gradual con el Miembro Azogues fue reportado por Steinmann (1997).

Edad

Se ha determinado edades de 11.0 a 11.2 Ma con trazas de fisión a partir de tres muestras (Steinmann, 1997).

MIEMBRO GUAPÁN

Historia

Debido a las similitudes litológicas, el Miembro Guapán fue confundido en las primeras investigaciones con la Formación Loyola. Erazo (1957) discriminó a este Miembro, sin embargo el nombre fue asignado por (O'Rourke et al., 1968).

Ocurrencia

Afloramientos de este Miembro se pueden observar en la ciudad de Azogues (Steinmann, 1997). De igual manera Bristow (1973) indica afloramientos presentes dentro de la parte central del Sinclinal de Azogues, además, señala que un pequeño afloramiento entre Ayancay y Cojitambo, es observable al costado occidental del Anticlinal de Biblián.

Litología

El Miembro Guapán está conformado por lutitas café oscuro a negras, estas poseen laminación muy delgada (Bristow, 1973). Se presentan diatomitas blancas y lutitas arcillosas al este de Macas (Steinmann, 1997), además de limolitas amarillas en los afloramientos más alterados.

Espesor:

Se han reportado al menos 200 metros de espesor al Miembro Guapán por Steinmann (1997).

Relación estratigráfica

Steinmann (1997) indica que es observable una transición gradual con el Miembro Azogues, además que no existen contactos con Formaciones más jóvenes. También, se la correlaciona con las partes superiores del Miembro Azogues.

Edad

Mioceno Tardío (11.5 ± 1.4 Ma), lo que indica la deposición simultánea con el Miembro Azogues (Steinmann, 1997). El método para la determinación de esta edad fue trazas de fisión en circones.

2.2.4.4 FORMACIÓN MANGÁN

Historia

Esta Formación fue incluida dentro de las areniscas superiores de las “Areniscas de Azogues” descritas por el estudio de Wolf citado en Bristow (1973). Más tarde fue diferenciado por Erazo (1957) y estudiado a más detalle por las Naciones Unidas en año de 1969. Bristow (1973) sintetizó de mejor manera sustituyendo el “Grupo Ayancay” por Formación Mangán, estas consideraciones fueron tomadas en cuenta para los estudios posteriores realizados por Steinmann (1997), Hungerbühler et al. (2002), George (2019).



Figura 24. Afloramiento de arenisca de la Formación Mangán (UTM: 7316231/9688738)

Ocurrencia

La Formación se presenta al extremo oeste de la cuenca de Cuenca (Steinmann, 1997). Los mejores afloramientos se encuentran entre Cuenca y Cañar, en Ayancay y Deleg (Hungerbühler et al., 2002).

Litología

Bristow (1973) sugiere que la Formación Mangán sea se divide litológicamente en una parte superior, media e inferior. A la base se encuentran conglomerados, lutitas arcillosas y

areniscas de grano fino con estratificación cruzada, presentan menos de un metro de espesor. Bristow señala que los conglomerados se presentan de manera compacta y con fracturas poligonales en sus clastos y que el resto de capas tiene tonalidades claras además, que en la parte inferior de la Formación Mangán es en donde se encuentran los únicos restos de fósiles de gasterópodos y restos de diferentes hojas. En la parte media se pueden observar filones de carbón, la bentonita fue descrita con aproximadamente 15 metros de espesor en la localidad de Curiquingue y adyacentemente se presentan los filones de carbón en la Mina San Nicolás. A la parte superior se presentan areniscas tobáceas de color café, con cantos rodados con frecuencia y va convirtiéndose a conglomerado hacia el tope. Se presentan además intercalaciones de areniscas con limolitas y lutitas de color gris, verdes y rojas (Steinmann, 1997) (**Ver Figura 24**).

Espesor

Son reportados 1000 – 1200 metros preservados en la parte este oeste del centro de la cuenca de Cuenca (Hungerbühler et al., 2002; Steinmann, 1997).

Relación estratigráfica

En el centro de la cuenca de Cuenca se reporta una disconformidad con la Formación Azogues; además, se puede observar en la parte norte un contacto concordante con la Formación Loyola y la Formación Azogues (Steinmann, 1997). Por encima de la Formación Mangán es observable una discordancia angular con la Formación Turi (Hungerbühler, 1997).

Edad

Se determinaron edades de 9.9 a 9.5 Ma mediante trazas de fisión en circones realizadas por Steinmann (1997). Estas edades pertenecientes al Mioceno tardío fueron confirmadas para la presencia de dientes de roedores encontrados en la zona (Hungerbühler et al., 1995). Eventualmente nuevas dataciones radiométricas se realizaron con el método U-Pb para circones detríticos, dando como resultado 10.8 ± 0.2 Ma.

2.2.4.5 FORMACIÓN TURI

Basándose en la descripción realizada por Steinmann (1997) y Hungerbühler et al. (2002) la Formación Turi ha sido dividida en dos miembros contemporáneos que yacen discordantemente a las Formaciones anteriormente descritas.

MIEMBRO TURI

Historia

Este fue definido por primera vez por Erazo (1957) como la Formación más joven de la Cuenca de Cuenca. (Randel y Lozada, 1974) mapearon la Formación Turi al noroeste de la Cuenca de Girón - Santa Isabel. Hungerbühler (1997) basándose en características litológicas estima que aproximadamente un área de 200km² mapeados como la Formación Tarqui por (Randel y Lozada, 1974) corresponden al Miembro Turi y se encuentran distribuidos entre los poblados de Asunción y San Fernando y en las zonas montañosas de Filo de Sombrero hasta Nudo de Portete en el extremo norte de la subcuenca de Girón (Hungerbühler, 1997).

Ocurrencia

Se extiende a lo largo del flanco este de la Cordillera Occidental desde el pueblo de Sucas al norte hasta el pueblo de Girón al sur. Sin embargo el Miembro Turi se presenta en la parte central del Valle Interandino y debido a que no se encuentra relleno por esta Formación Hungerbühler (1997) concluye que una estructura tipo graben se forma después. En la cuenca de Cuenca aflora cerca del pueblo de Turi (721400/9677100) Steinmann (1997).



*Figura 25. Conglomerados gruesos con arenisca de grano medio a grueso. (UTM: 717458/9669600)
(Columna estratigráfica detallada en la Figura 26)*

Litología

La parte inferior del Miembro Turi se compone por conglomerados, areniscas tobáceas y pequeños intervalos de limolitas. Los conglomerados son pobremente sorteados, clasto soportados, canalizados, y los clastos son andesitas bien redondeadas. Las areniscas se presentan con estratificación planar y cruzada además existen pequeños afloramientos de brechas clasto soportadas con clastos volcanoclasticos y pocas intercalaciones de piroclastos (Hungerbühler, 1995). Hungerbühler indica que en la parte media y superior de la Formación Turi son predominantes los conglomerados clasto soportados con muy mal sorteo, los cantos rodados son andesíticos de hasta tres metros de diámetro y también se presentan brechas matriz soportadas con clastos andesíticos.

COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN TURI EN LA CUENCA DE CUENCA

LEYENDA

- | | |
|-----------------------------|----------------------|
| — Laminación Crinkle | ○ Nódulos Calcáreos |
| ~ Riples | ○ Bivalvos |
| ▨ Estr. Cruzada Herringbone | ○ Clastos de Lodo |
| ▨ Estr. Cruzada | — Laminación Flaser |
| ▨ Cpas de Lodo | — Raíces |
| ▨ Laminación Lenticular | — Gasterópodos |
| ▨ Laminación Wispy | — Laminación Ondular |
| ▨ Laminación Paralela | — Vetas de Yeso |
| ▨ Clastos Flotantes | — Restos de Carbón |
| — Estructuras de Carga | |

LITOLÓGIA

- | | |
|--|--------------|
| | Conglomerate |
| | Arenisca |
| | Limolita |
| | Lutita |

Sistema de coordenadas WGS84 17S

X/Y: 717458/9669600

Simbología de facies tomada de: Miall (2006) [Ver anexo 3](#)

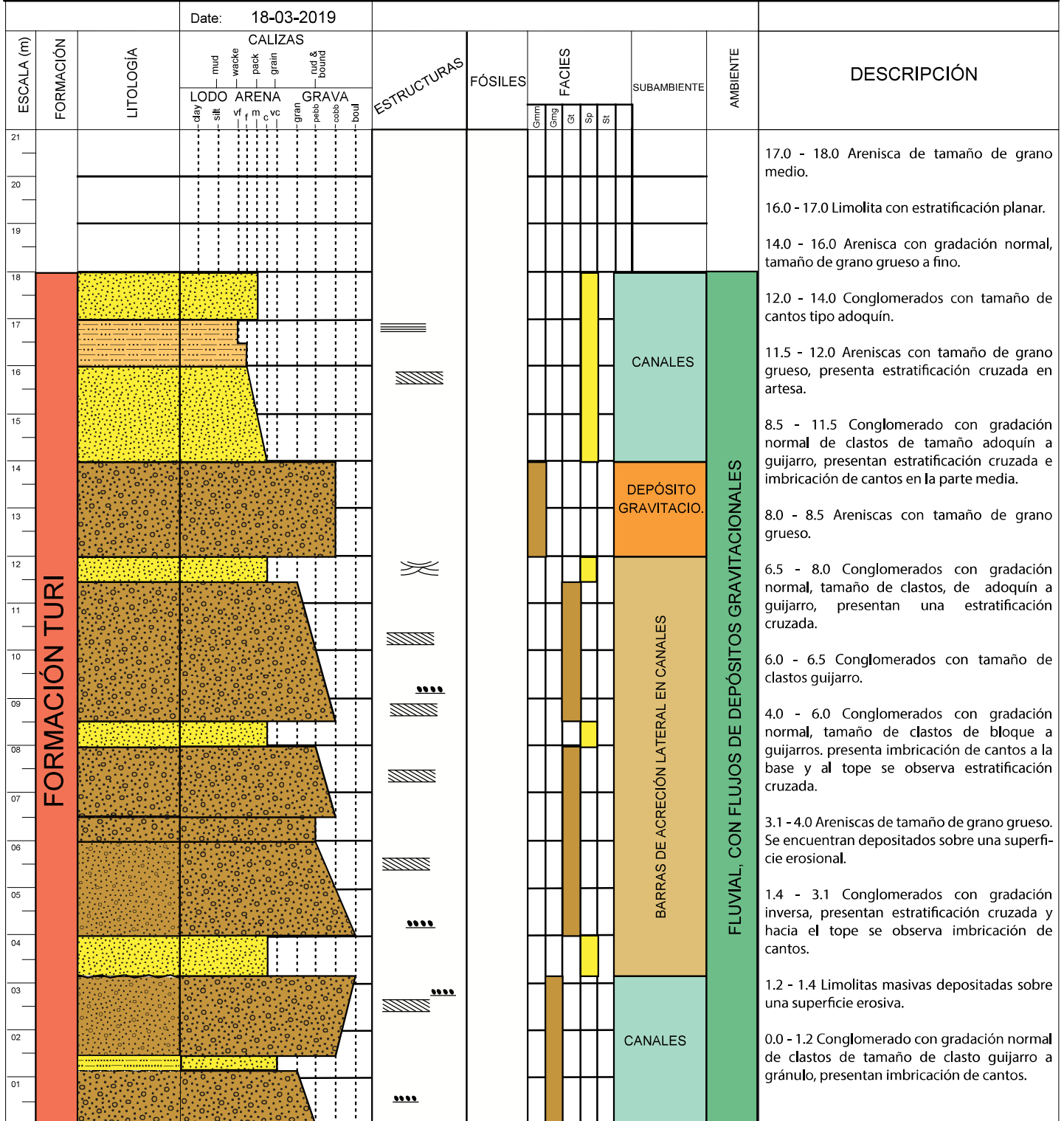


Figura 26. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Turi.

Las intercalaciones de piroclastos y areniscas se pierden hacia el tope debido a que los depósitos gruesos son predominantes en la parte superior, también se observan secuencias granocrecientes al oeste (Hungerbühler, 1997) (**Ver Figura 25, 26 y 27**).

Espesor

Steinmann (1997) indica que en el Cerro Monjas (72000/967600) existe un afloramiento con un espesor máximo de 300 metros. Sin embargo, también se reporta un espesor máximo de 1000 metros (Hungerbühler, 1997).

Relación estratigráfica

El Miembro Turi yace sobre Formación Girón, además de la parte inferior y media de la Formación Santa Isabel, en la Cuenca de Giron con una discordancia angular, además se aprecian contactos concordantes y discordantes con la Formación Tarqui (Hungerbühler, 1997). A la vez, Steinmann (1997) reporta una discordancia angular con la parte superior de la Formación Mangán y una paraconformidad con la Formación Tarqui.

Edad

Randel y Lozada (1974) asumen una edad Plioceno - Pleistoceno. Sin embargo Hungerbühler (1997) indica tres edades de la parte inferior y media que revelan edades de Formación de 10.5 +/- 2.2 ha 7.6+/-1.2 Ma pertenecientes al Mioceno tardío. Una intercalación de la Formación Santa Isabel con la Formación Turi indica una edad de ZFT de 8.0+/-2.2 Ma. confirmando la interdigitación entre estas dos Formaciones.

MIEMBRO SANTA ROSA

Historia

Según Bristow (1973) la Formación Santa Rosa fue nombrada a la parte superior del grupo Ayancay por las Naciones Unidas en 1968. Steinmann (1997) indicó que sedimentos mapeados como el Miembro Santa Rosa eran mal interpretados y basándose en el contenido de clastos y sus facies concluyó que ciertos estratos en poblado de Santa Rosa eran pertenecientes al Miembro Turi.

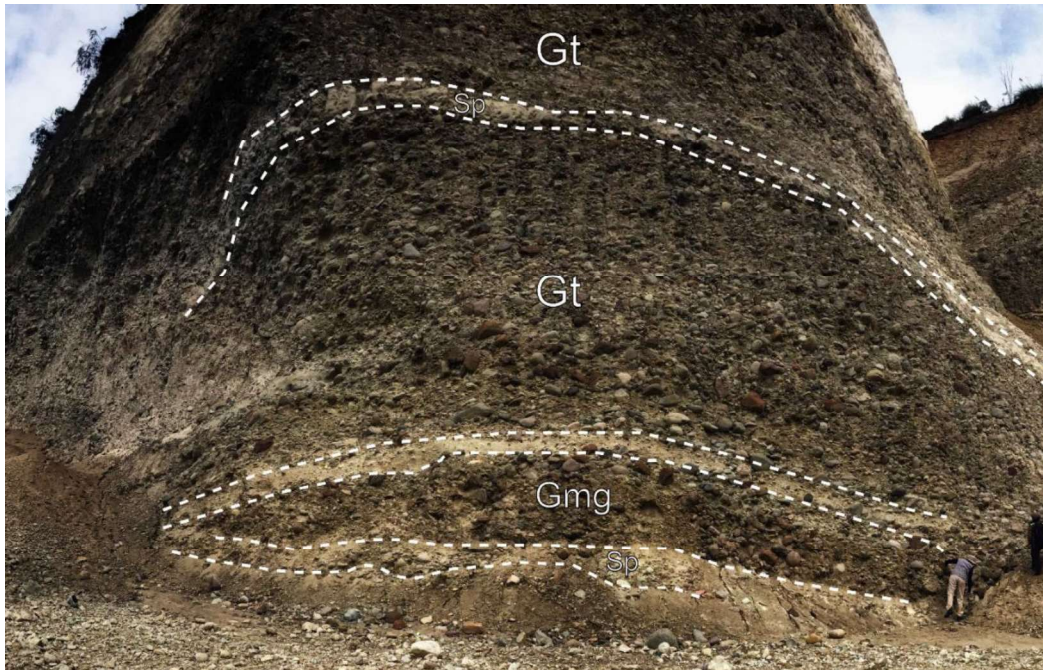


Figura 27. Asociación de facies para la Formación Turi. Depósitos aluviales: Gmg, Sp, Gt, Sp

Ocurrencia

El Miembro Santa Rosa aflora 13 km al NNE de Cuenca en la aldea Santa Rosa, y en el área de Nazón, además, se encuentra un afloramiento tipo al oeste de la Formación Mangán (Bristow, 1973).

Litología

El Miembro Santa Rosa consiste principalmente de conglomerados gruesos con mal sorteo en forma de lentes con areniscas (Steinmann, 1997). Además, Bristow (1973) señala que existen alternancias de limolitas rojas, lutitas y areniscas.

Espesor

Aparecen por lo menos 500 metros de espesor en los afloramientos descritos por Bristow (1973). Por otro lado, Steinmann (1997) señala que en el área de Nazón se estiman 150 metros de espesor en los afloramientos que se encuentran esparcidos en el área.

Relación estratigráfica:

Al igual que el Miembro Turi, el Miembro Santa Rosa yace discordantemente con el resto de Formaciones, excepto con la Formación Mangán con un ángulo de 60° (Bristow, 1973). Por otra parte, Steinmann (1997) señala que existe un contacto discordante con la Formación

Tarqui hacia el tope y que debido a la deformación se espera una disconformidad con la Formación Mangán.

Edad

No existen registros de edades para este Miembro, sin embargo Steinmann (1997) indica que las relaciones yacentes y subyacentes de este miembro son contemporáneas con el Miembro Turi.

2.2.4.6 FORMACIÓN TARQUI

Historia

La Formación ha sido estudiada desde los años 60's y 70's; los primeros mapeos realizados son atribuidos a el "United Nations Development Programme" y "British Technical Aid Programme", quienes agruparon a todos los depósitos piroclásticos alterados como la Formación Tarqui (Hungerbühler, 1997). Posteriormente un mapeo geológico elaborado por (Baldock, 1982; Kennerley, 1973; Randel & Lozada, 1974) no distinguía adecuadamente las Formaciones Saraguro y Tarqui. Las primeras dataciones radiométrica realizadas por (Barberi et al., 1988; Lavenu et al., 1992; Rivera et al., 1992) dieron edades más antiguas, por lo que estas fueron útiles para discriminar los piroclastos de la Formación Tarqui de Saraguro. Hungerbühler (1997) con edades de traza de fisión ratificó que la extensión de la Formación Tarqui no era tan extensa como la reportaron los estudios previos.

Ocurrencia

Los afloramientos de esta Formación Tarqui se encuentran distribuidos en la parte Sur de Cuenca en el pueblo de Tarqui (718800/9667000) Hungerbühler(1997). Steinmann (1997) reporta afloramientos en el margen oriental de la cuenca de Cuenca y al margen este de la cuenca de Nabón (Hungerbühler et al., 1995). La Formación Tarqui se encuentra también en la provincia de Loja entre la ciudad de Saraguro y Oña, en el área del Carboncillo en el Paramó (Pratt et al., 1997).

Litología

Esta Formación se caracteriza por poseer abundantes piroclastos intermedios a ácidos, están conformado por brechas, tobas, flujos piroclásticos e ignimbritas que van desde composiciones andesíticas a riolíticas (Baldock, 1982). Steinmann (1997) señala que los depósitos de caída han sido fuertemente caolinitizados; además, indica que los depósitos se

encuentran retrabajados debido a la presencia de canales de esta Formación y que poseen colores rojizos, violáceos y azules (**Ver Figura 28**).

Espesor

Baldock et al. (1982) reportan espesores de hasta 1200m de altura; sin embargo, Steinmann (1997) indica espesores de no más de 300m. Por otro lado, Hungerbühler (1997) señala que los depósitos van de 20-200m.

Relación estratigráfica

Hungerbühler et al. (1995) señalan que la Formación Tarqui yace discordantemente sobre la Formación Saraguro, Formación Turi y Formación Nabón; además, que sobre esta se encuentran depositados los sedimentos Cuaternarios poco consolidados. Por otro lado, Steinmann (1997) indica que la Formación Tarqui aflora discordantemente sobre todo el relleno de la cuenca de Cuenca.



Figura 28. Formación Tarqui, se puede apreciar estratos que contienen clastos tamaño lapilli de piedra pómez y restos de rocas ígneas. En el afloramiento fue encontrado improntas de hojas (726560/9661683).

Edad

Edades de trazas de fisión realizadas por Steinmann (1997) arrojan edades de Mioceno tardío a Plioceno temprano (6.8 a 5.1 Ma). Las últimas dataciones realizadas por (George, 2019; George et al., 2017) mediante U-Pb señalan edades de 11.3 a 9.7 Ma.

MIEMBRO LLACAO

Ocurrencia

Los únicos afloramientos reportados por Steinmann (1997) y Hungerbühler et al.(2002) se encuentran en la parte centro-oeste de la cuenca en la Loma Cochamama.

Litología

El Miembro Llaqueo comprende depósitos piroclásticos y/o volcanoclásticos que se presentan como sedimentos re TRABAJADOS de tamaño decamétrico de canales fluviales, que contienen fragmentos de piedra pómez. Además, se reporta evidencia de lentes de areniscas y conglomerados (Steinmann, 1997). Igualmente Hungerbühler et al.(2002) indica que presentan sedimentos de desbordamiento y flujos de escombros derivados de una fuente occidental y se presentan depósitos de caída que son poco frecuentes (**Ver Figura 29**).

Espesor

El afloramiento tipo de este Miembro se encuentra en la localidad de Loma Cochamama con un espesor aproximado de 250 metros.

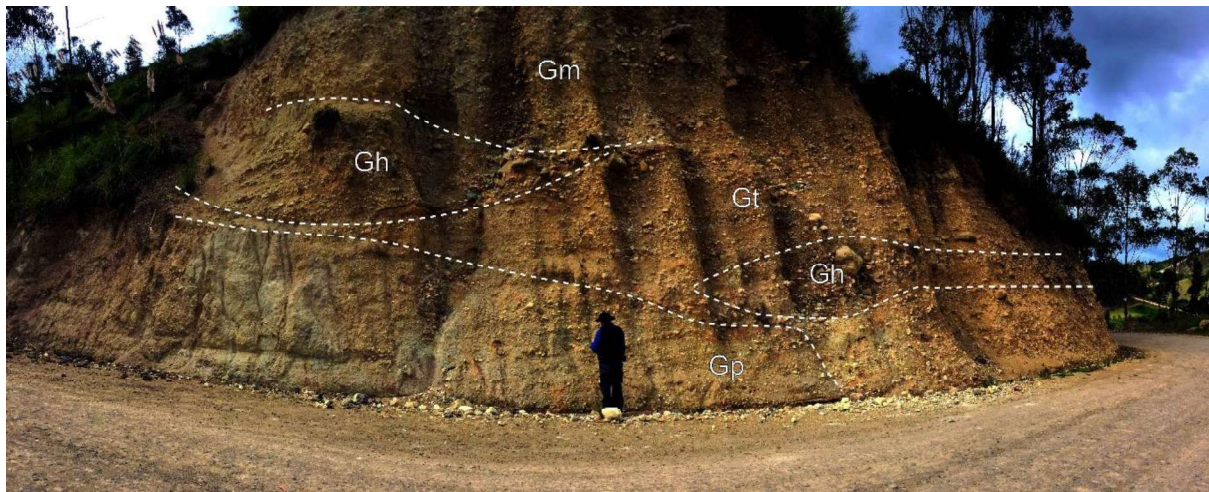


Figura 29. Fotografía panorámica del Miembro Llaqueo. Se presentan conglomerados matriz soportada con leves imbricaciones y estratificación cruzada en artesa. Facies Gh, Gt, Gp y Gm son descritas en el anexo 3.

Relación estratigráfica

Se reporta una discordancia angular de aproximadamente 60° con la Formación Mangán; además, interdigitaciones con el Miembro Tarqui son observables; no obstante, debido a la erosión en la parte superior, en donde los sedimentos más jóvenes de Tarqui se encontraban, no existen contactos en su parte superior.

Edad

Una muestra de Steinmann (1997) indica una edad de 5.1 ± 0.6 Ma. Por otro lado, George (no publicado) indica una sola edad 7.2 ± 2.1 Ma en una muestra por el método de U-Pb.

2.2.5 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE GIRÓN – SANTA ISABEL

Esta sucesión corresponde a una de las cuencas intermontañas adyacentes a la cuenca de Cuenca y Quingeo. Para esta sucesión se han muestreado dos Formaciones: Formación Burrohuayco y Formación Jacapa. Estas son descritas brevemente ya que no forman parte de este estudio, sin embargo es importante incluirlos en el capítulo de resultados.

2.2.5.1 FORMACIÓN JACAPA

Ocurrencia

Según Hungerbühler (1997) la Formación Jacapa posee una tendencia N-S de de 100 m de espesor aproximadamente de rocas sedimentarias ocurre entre las Formaciones volcánicas Saraguro y Santa Isabel en la parte sur del área de Santa Isabel .

Litología

La Formación Jacapa según Hungerbühler (1997) consiste en arenas finas a gruesas, limolitas masivas y calizas de capas delgadas. Además, se señala abundante fauna de ostrácodos (Hungerbühler et al., 2002). (**Ver Figura 31 B-C**)

Relación estratigráfica

La Formación Jacapa se encuentra en contacto discordante con las Formaciones volcánicas de Saraguro y Santa Isabel. La Formación fue depositada durante la etapa inicial de inicio de relleno de la cuenca de Cuenca (Hungerbühler, 1997).

Ambiente de depositación

Las facies sedimentarias y contenido de fauna sugieren que la deposición ocurrió en un ambiente lacustre y de planicie fluvial.

Edades

Edades Micénicas son reportadas por trazas de fisión en circones arrojaron edades de 19.1 ± 1.4 y 18.4 ± 2.0 Ma (Hungerbühler, 1997).

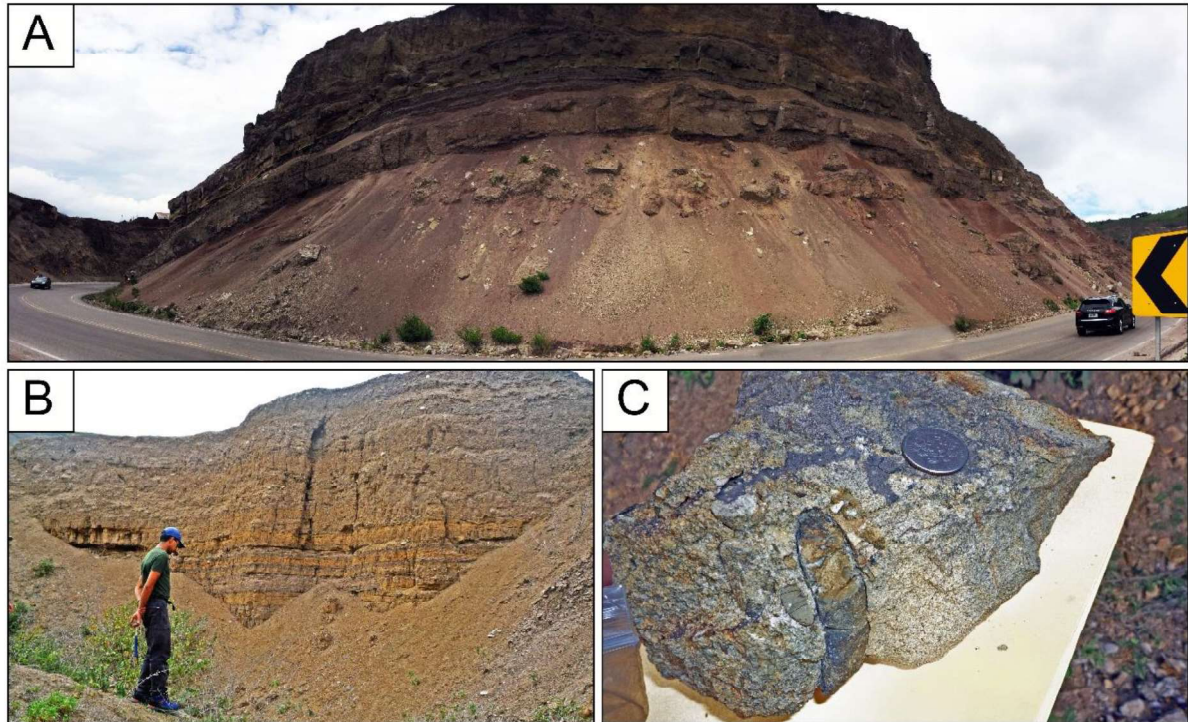


Figura 30. Formaciones de la cuenca de Girón – Santa Isabel. A) Fotografía panorámica de la Formación Burrohuayco (UTM: 683143/9633155). B) Fotografía de la Formación Jacapa, se pueden apreciar estratificación paralela en areniscas (UTM: 683137/9621133). C) Fotografía de restos de flora y fauna en una muestra de arenisca de la Formación Jacapa.

2.2.5.2 FORMACIÓN BURROHUAYCO

Ocurrencia

La Formación Burrohuayacu fue descrita por Hungerbuhler (1997). En la región típica esta ocurre entre los poblados de Uchucay (681000/9630000) y la Quebrada Burrohuayacu (684000/9632000) (Hungerbühler, 1997).

Litología

La Formación se subdivide en Miembro Volcanoclástico, Miembro Principal Arenisca y en Miembro Conglomerado (Hungerbühler, 1997). El Miembro Volcanoclástico consiste de depósitos de areniscas volcanoclásticas y conglomerados. El supra yacente Miembro Arenisca es una espesa serie de limolitas rojas con apilamientos laterales y verticales, decámetricos cuerpos de areniscas canalizados (Hungerbühler, 1997). El Miembro Conglomerado está compuesto de gruesos conglomerados, clasto soportado, pobremente sorteado (Hungerbühler, 1997). **(Ver Figura 30A - 31)**

COLUMNA SEDIMENTOLÓGICA Y ESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN BURROHUAYCU EN LAS CUENCAS INTRAMONTAÑOSAS

LEYENDA

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Laminación Crinide Riples Estr. Cruzada Herringbone Estr. Cruzada Cpas de Lodo Laminación Lenticular Laminación Wispy Laminación Paralela Clastos Flotantes Estructuras de Carga | <ul style="list-style-type: none"> Nódulos Calcáreos Bivalvos Clastos de Lodo Laminación Flaser Raíces Gasterópodos Laminación Ondular Vetas de Yeso Restos de Carbón |
|---|---|

LITOLOGÍA

- Conglomerate
- Arenisca
- Limolita
- Lutita

Sistema de coordenadas WGS84 17S

X/Y: 683143/9633155

Simbología de facies tomada de: Miall (2006) [Ver anexo 3](#)

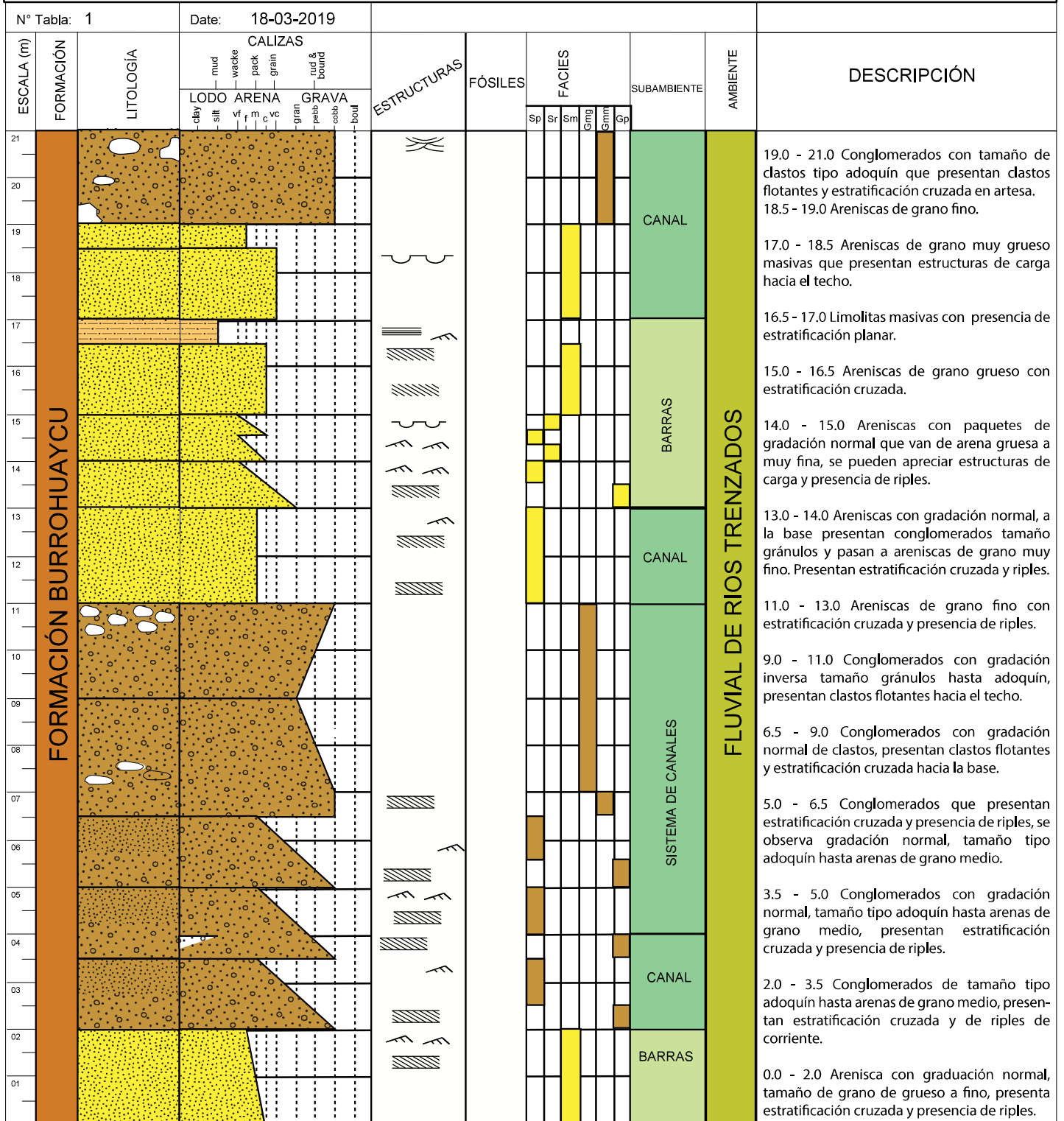


Figura 31. Columna estratigráfica levantada en campo de la Formación Burrohuayco.

Relación estratigráfica

La Formación Burrohuayacu se superpone en discordancia a la Formación Saraguro y parte inferior de la Formación Santa Isabel (Hungerbühler, 1997).

Ambiente de depositación

Dadas las características litológicas y estructurales determinaron ambientes fluviales de ríos trezados de baja energía con dominio de arenas (Hungerbühler et al., 2002).

Edades

Se determinaron diez edades de trazas de fisión en circones de la Formación Burrohuayacu y se encuentran en un rango entre 14.7 ± 1.2 y 10.5 ± 1.6 Ma (Hungerbühler, 1997).

2.4. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Las correlaciones litológicas realizadas en anteriores estudios en la cuenca de Cuenca han sido investigadas por la geocronología de circones detríticos, análisis de paleocorrientes y conteo de clastos. En esta sección se detallan las nociones a tomar en cuenta en el análisis de procedencia mediante asociaciones de minerales pesados, sus características morfológicas así como sus principales fuentes de aportes según sus características.

2.4.1 MINERALES PESADOS

2.4.1.1 DEFINICIÓN

Los minerales pesados se dividen comúnmente en dos grupos en función de las propiedades ópticas: opacos y no opacos (M. A. Mange & Maurer, 1992). Los minerales pesados opacos incluyen magnetita, ilmenita, hematita y limonita, pirita, entre otros (Limonta, 2014). Además, estos son difíciles de identificar con un microscopio petrográfico ordinario. Por otro lado, los minerales pesados no opacos comprenden un grupo muy grande de más de 100 minerales, de los cuales el olivino, clinopiroxenos, ortopiroxenos, anfíboles, granate, epidota, clinozoisita, zoisita, cianita, silimanita, andalusita, estaurolita, apatito, monazita, rutilo, esfeno. (titanita), turmalina y circón son particularmente los más comunes (Callahan, 1987).

Los minerales pesados son muy útiles para los estudios de procedencia y se han utilizado para la correlación de unidades estratigráficas. Los estudios detallados de algunos minerales

pesados ayudan a comprender el historial de transporte y se obtienen indicios de los procesos y el ambiente de depositación (Mangue & Maurer, 1992). El carácter morfológico y el color de los minerales pesados se han utilizado para ubicar las rocas de origen de manera más categórica (Limonta, 2014) (**Ver Tabla 1**).

2.4.2 ÍNDICE ZTR

El índice ZTR es el porcentaje de granos combinados de circón, turmalina y rutilo entre los minerales pesados. Los datos para Formaciones seleccionadas sugieren que el índice ZTR es más alto para las cuarzoareniscas y puede ser menor para las areniscas feldespáticas (Hubert, 1962). El circón y la turmalina son particularmente resistentes tanto a la descomposición química como a la abrasión mecánica y, como el cuarzo, pueden sobrevivir al reciclaje múltiple (Morton & Hallsworth, 2007, p. 7). Por ende, Hubert (1962) propuso un índice de circón-turmalina-rutilo (ZTR) como una medida de la madurez mineralógica de ensambles de minerales pesados.

2.4.3 CARACTERÍSTICAS MORFOLÓGICAS

La proporción de minerales pesados en una muestra no es la única información útil que se puede obtener bajo el análisis microscópico. La morfología de los granos también proporciona información sobre el historial de transporte y se puede utilizar para subdividir la población de un mineral en subpoblaciones que pueden estar relacionadas con la duración del transporte y, por lo tanto, estimar si la fuente era más proximal o distal (Boggs, 2009). Esto podría ser particularmente útil para elegir entre las posibles procedencias que se identificaron porque tenían la composiciones de origen volcánico o metamórfico de minerales pesados (Bateman & Catt, 2007, p. 5). Por lo general, el análisis morfológico agrupa los granos en categorías que van de redondeadas a euhedrales, con probabilidad de que los granos euhedrales se originen en una fuentes proximales (Limonta, 2014) (**Ver Figura 32**).

Tabla 1. Asociación de minerales pesados y sus áreas fuente. Tomado de: Pettijohn et al. (1972).

Asociación	Área fuente
Apatito, biotita, brokita, hornblenda, monzonita, rutilo, titanita, turmalina, zircón.	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, fluorita, granate, monacita.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsido, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino.	Rocas ígneas básicas
Andalucita, corindón, granate, flogopita, estauroлита, topacio, wollastonita, zoisita, sillimanita, cloritoide, pumpellita.	Rocas metamórficas
Barita, leucoxeno, rutilo, turmalina, zircón (fragmentos redondeados)	Rocas sedimentarias

Zircon types



Figura 32. Morfología de los cristales de circón observados bajo el microscopio. Nótese los granos euhedrales, que indican granos más jóvenes o tiempo limitado en un sistema de transporte de sedimentos, y granos bien redondeados que indican tiempo prolongado en un sistema de transporte.

2.4.4 TIPOS DE FUENTES

Dickinson (1985), Dickinson et al. (1983, 1988), Dickinson & Suczek (1979) sugieren que las tres fuentes características principales se dividen en: bloques continentales, arcos magmáticos y orógenos reciclados. Cada una de estas configuraciones de procedencia incluye agrupaciones distintivas de rocas fuente que vierten sedimentos en las cuencas asociadas (**Ver Tabla 2**).

Tabla 2. Procedencia y características composicionales de las arenas asociadas. Modificado de: Dickinson et al. (1983).

Tipo de procedencia	Composición de las arenas
Cratón estable (interior del cratón o plataforma pasiva)	Arenas ricas en Q (cuarzo) principalmente Qm (cuarzo monocristalino).
Basamentos elevados (hombreira de rift o falla transformante)	Arenas cuarzo-feldespáticas (Q + F), bajo contenido de L (líticos).
Arcos magmáticos (arco de islas o continental)	Arenas feldespatolíticas (F + L), altos valores de Lv (líticos volcánicos), bajos valores de Qm.
Orógenos reciclados (cadena montañosa)	Arenas cuarzolíticas (Q + L), altos valores de Qp (cuarzo policristalino) y Lm (líticos metamórficos), bajos valores de F (feldespatos).

2.4.4.1 Bloque continental

En esta categoría de procedencias se incluyen los principales cratones y plataformas, así como basamentos levantados. La fuente cratónica consiste en rocas ígneas plutónicas y metamórficas en gran parte félsicas. Las arenas derivadas de los interiores de cratón son

típicamente areniscas cuarzosas que contienen feldespatos en pequeñas cantidades, lo que refleja la abundante erosión por la intensa meteorización, y las largas distancias de transporte en cratones de bajo relieve. Las relaciones de K-feldespato a plagioclasa tienden a ser altas. Por lo tanto, las procedencias interiores de cratón producen en gran medida cuarzoareniscas, aunque algunas arenitas líticas podrían derivarse de áreas ubicadas marginalmente a bloques continentales. Los sedimentos derivados de los cratones se depositan en las cuencas locales dentro del cratón, en las cuencas de foreland, o a lo largo de los márgenes continentales, zonas de pendiente o en los ambientes de aguas más profundas. (Boggs, 2009). Los basamentos levantados y con fallas, típicamente están formados por rocas graníticas y gneis. El alto relieve en estos bloques produce una erosión rápida, que forman areniscas y arcosas ricas en feldespato. Los basamentos levantados son comúnmente depositado sin mucho transporte en las cuencas interiores cercanas (Cawood et al., 2010).

2.4.4.2 Arco magmático

Los arcos magmáticos se presentan como arcos insulares o como márgenes continentales. Los arcos magmáticos a lo largo de los márgenes continentales que se erosionan o disecan profundamente en las cámaras magmáticas, debido a esto pueden exponer rocas plutónicas profundamente asentadas. Los arcos jóvenes y activos tienden a tener una cubierta casi continua de rocas volcánicas. Por lo tanto, gran parte de los restos volcánicos se desprenden de arcos activos (Dickinson y Suczek, 1979). Estos restos consisten principalmente en feldespatos de plagioclasa y fragmentos líticos volcánicos, muchos de los cuales contienen fenocristales de plagioclasa. Por lo tanto, las areniscas derivadas de arcos magmáticos no detectados son arenitas líticas volcánicas, casi exclusivamente. Los sedimentos tienden a depositarse en cuencas de backarc, cuencas de forearc, cuencas intraarc (Nichols, 2009). Los arcos disectados que exponen rocas plutónicas profundas arrojan una mezcla de detritos volcánicos y plutónicos y, en algunas condiciones, incluso pueden presentar detritos metamórficos o sedimentarios. Por lo tanto, los feldespatos K y el cuarzo plutónico pueden estar presentes en este detrito junto con el material volcánico. Las areniscas derivadas de los arcos disectados son menos líticas que las de los arcos no disectados.

2.4.4.3 Orógenos reciclados

Los orógenos reciclados son regiones de plegamiento de terrenos sedimentarios o metasedimentarios, estas regiones son recicladas y transportadas a las cuencas asociadas. Los orógenos reciclados se formaron también por la colisión de bloques continentales, este

proceso crea elevación y suelda los terrenos a lo largo de una zona de sutura. Por lo tanto, se pueden derivar una compleja variedad de sedimentos a partir de dichos orógenos. Dickinson y Suczek (1979) sugieren que las areniscas típicas están compuestas de materiales sedimentarios reciclados, tienen contenidos de cuarzo intermedios y contienen una abundancia de fragmentos líticos sedimentarios-metasedimentarios, además, señalan que las areniscas menos típicas derivadas de los orógenos de colisión son arenitas de cuarzoareniscas cuarzosas, areniscas feldespáticas y areniscas ricas en sílex. Los sedimentos que se desprenden de los orógenos de colisión pueden arrojarse a las cuencas de antepaís o pueden transportarse longitudinalmente a las cuencas oceánicas adyacentes (Cawood et al., 2010).

3. METODOLOGÍA

Para la obtención de datos se realizó salidas campo al sur del Ecuador, en las cuencas intermontañas, con el fin de recolectar muestras en afloramientos mencionados en estudios previos y compararlos con los resultados de este estudio. Para la recolección de muestras de las diferentes Formaciones y Miembros se tomaron en consideración las coordenadas planteadas en la bibliografía y las facies de grano medio a grueso. Además se realizó columnas estratigráficas de ciertas Formaciones. La separación de minerales pesados se ha realizado ensayos en los Laboratorios de Geoquímica y Sedimentología de la Facultad de Geología en la Escuela Politécnica Nacional. Se detalla a continuación una serie de pasos que han permitido cumplir con los objetivos planteados en la investigación.

- Se recolectaron las muestras (aproximadamente 2kg) de las Formaciones de la cuenca de Cuenca. Es importante destacar que las muestras deben ser lo más frescas posibles con el fin de evitar la presencia de minerales opacos que dificulten el análisis de datos al final del procedimiento; además, que las muestras recolectadas deben tener el mayor tamaño de grano posible ya que en sedimentos finos la tarea de obtener la fracción granulométrica de interés (45-250um) se ve más afectada debido a que sedimentos como arcillas o limos tienen menor tamaño de grano al indicado (**Ver Figura 33 A**).
- La recolección de muestras se las realiza en fundas herméticamente selladas, el etiquetado de las mismas debe realizarse con un rotulador permanente para evitar que se degaste el código asignado y evitar confusiones. Es recomendable señalar que de ser posible se colocarán dos fundas ziploc con el fin de evitar rupturas y por ende, contaminación entre muestras (**Ver Figura 33 B**).
- Consecuentemente se procede a la destrucción mecánica de la roca lo cual implica la reducción de tamaño de grano. El proceso puede ser realizado de forma manual o por medio de una trituradora de mandíbulas. Si la muestra presenta poca competencia se puede realizar la trituración con ayuda de un mortero y pistilo, se molerá la fracción hasta obtener un sedimento de tamaño fino. En el caso de que la muestra presente alta competencia será necesario usar la trituradora de mandíbulas BB 200 de la marca Retsch presente en el Laboratorio de Geoquímica. Cabe señalar que si la muestra se encuentra húmeda es necesario secar la muestra antes de pasarla por la trituradora, puesto que puede generar una masa de lodo en la máquina e interrumpir el proceso de trituración. La trituración por medio de la trituradora de mandíbulas puede realizarse en dos fases: una hasta obtener un tamaño de grano grueso y otra hasta obtener un tamaño de grano fino (**Ver Figura 33 C-D**).

➤ **Tabla 3.** Tabla de concentraciones de politungstato de sodio y agua destilada. Tomado de:
www.sometu.de

Solución	Densidad (g/ml)	SPT (g)	H2O (ml)	Solución	Densidad (g/ml)	SPT (g)	H2O (ml)
1000 ml	1,00	0	1000	1000 ml	1,95	1178	772
1000 ml	1,05	52	998	1000 ml	2,00	1250	750
1000 ml	1,10	121	979	1000 ml	2,25	1576	676
1000 ml	1,15	195	955	1000 ml	2,30	1662	637
1000 ml	1,20	264	936	1000 ml	2,35	1741	612
1000 ml	1,25	325	925	1000 ml	2,40	1803	595
1000 ml	1,30	379	921	1000 ml	2,45	1870	581
1000 ml	1,35	432	918	1000 ml	2,50	1930	570
1000 ml	1,40	504	896	1000 ml	2,55	1995	556
1000 ml	1,45	558	892	1000 ml	2,60	2052	545
1000 ml	1,50	615	885	1000 ml	2,65	2114	538
1000 ml	1,55	694	859	1000 ml	2,70	2175	527
1000 ml	1,60	741	856	1000 ml	2,75	2247	508
1000 ml	1,65	808	842	1000 ml	2,80	2297	504
1000 ml	1,70	867	833	1000 ml	2,85	2356	492
1000 ml	1,75	927	823	1000 ml	2,90	2420	478
1000 ml	1,80	990	810	1000 ml	2,95	2478	472
1000 ml	1,85	1051	799	1000 ml	3,00	2552	450
1000 ml	1,90	1125	775				

- Posteriormente se realizó una separación granulométrica mediante un juego de tamices estandarizados (la fracción de interés varía entre 45 – 250 µm). El tamizado se lo realizó en húmedo y los tamices utilizados fueron el de 45, 250, 350 y 500 micras. Se utilizó la tamizadora presente en el Laboratorio de Sedimentología ya que eléctricamente realizará la vibración de las partículas y permitirá obtener la fracción de interés en aproximadamente 15 minutos por cada muestra (**Ver Figura 33 F-G**).
- Una vez realizada la separación granulométrica es necesario atacar a los carbonatos en la muestra; para esto fue necesario hacer uso del ácido clorhídrico (HCl) y dejarlo actuar en húmedo y mezclarlo cada ocho horas con el fin de eliminar cualquier tipo de carbonato, la reacción se la dejará actuar al menos por dos días hasta que no se observe ningún tipo de reacción. Una vez dejado actuar el ácido clorhídrico es necesario lavar la muestra para eliminar el contenido del ácido (**Ver Figura 33 H**).
- La eliminación de minerales opacos es necesaria puesto que muchos de estos minerales poseen gran densidad y es necesario apartarlos de los minerales no opacos. Para este paso es necesario dejar actuar en húmedo el ácido nítrico por dos días revolviendo la muestra constantemente (cada ocho horas) con fin de disolver una parte de minerales opacos, muchos de estos son atribuidos a sulfuros. Una vez dejado actuar es necesario lavar la muestra con abundante agua hasta eliminar el ácido nítrico (**Ver Figura 33 I**).



Figura 33. Guía cronológica para la realización de los pasos de la metodología. **A.** Recopilación bibliográfica. **B.** Visita del afloramiento. **C.** Muestreo. **D.** Trituración manual. **E.** Trituración mecánica. **F.** Tamizado. **G.** Limpieza de tamicas. **H.** Ataque con ácido clorhídrico. **I.** Ataque con ácido nítrico. **J-K.** Secado de las muestras en el horno. **L.** Separación de minerales por líquidos pesados en peras de separación. **M.** Análisis en el binocular. **N-O.** Polvo de piperina para el montaje de la lámina delgada. **P.** Conteo modal de minerales pesados en el microscopio.

- Una vez realizada la separación granulométrica, y eliminado los carbonatos y disuelto los minerales opacos es necesario secar la muestra. Para esto se utilizó el horno presente en el Laboratorio de Sedimentología. Se recomienda dejar secar la muestra a 40° centígrados por unos dos días (**Ver Figura 33 J-K**).
- A continuación se realizará la separación densimétrica de los minerales para esto fue necesario preparar una solución de agua destilada con polvo de politungstato de sodio. La densidad adecuada para realizar el procedimiento es de 2.89 g/cm^3 , para ello se ha mezclado proporcionalmente el agua destilada y el politungstato de sodio según la (**Ver Tabla 3**).
- Las separaciones por líquidos pesados se hacen generalmente en embudos de separación. El procedimiento es simple. La muestra se coloca en el embudo de separación y se agrega el líquido pesado. Luego se deja el embudo durante un tiempo (~ 2 horas) para permitir que floten los minerales ligeros y que se hundan los minerales pesados. Cuando los minerales se han separado, el embudo de separación se abre y los minerales más pesados se transfieren a un papel filtro sobre un embudo (para permitir que el líquido pesado se drene y poder recuperarlo (**Ver Figura 33 L**).
- Una vez separados por densidad, los minerales pesados se lavan con agua destilada caliente, se los deja secar y se examinan ópticamente en un binocular para corroborar si existe la presencia que minerales pesados y se procede a realizar una lámina delgada (**Ver Figura 33 M**).
- El montaje de lámina delgada se lo realizó con piperina, para esto fue necesario cuartear, calentar en una parrilla un portaobjetos, se coloca con un paleta un poco de piperina que cubra toda la superficie de montaje y se espera a que se convierta en líquido. Ya que se encuentre en estado líquido se procede a esparcir los minerales en la superficie uniformemente y colocar el cubre objetos (**Ver Figura 33 N-O**).
- Finalmente, se procede a realizar un conteo modal de los minerales pesados. Según Mange, se deben contar al menos 300 puntos con el fin de determinar proporciones de los minerales pesados (**Ver Figura 33 P**).

Nota: Las densidades de bromoformo y diyodometano se pueden ajustar agregando acetona (densidad de aproximadamente 0.7 g / cc) y las densidades de las soluciones de politungstato de sodio pueden variarse agregando agua o más politungstato de sodio. Por lo tanto, los minerales con densidades ligeramente diferentes se pueden separar ajustando la densidad del líquido pesado hasta que se encuentre entre los minerales. El bromoformo y el diyodometano son líquidos orgánicos halogenados y, como tales, presentan importantes riesgos para la salud. Las soluciones de politungstato de sodio son más seguras, pero son bastante costosas.

4. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados de los análisis obtenidos de 25 muestras correspondientes al Valle Interandino, centrándose principalmente en el área de Cuenca. Se detalla a continuación los porcentajes de asociaciones de minerales pesados obtenidos para cada muestra, el promedio de las asociaciones para cada Formación y las características morfológicas de los circones detríticos para cada Formación (*Ver Figura 34*).

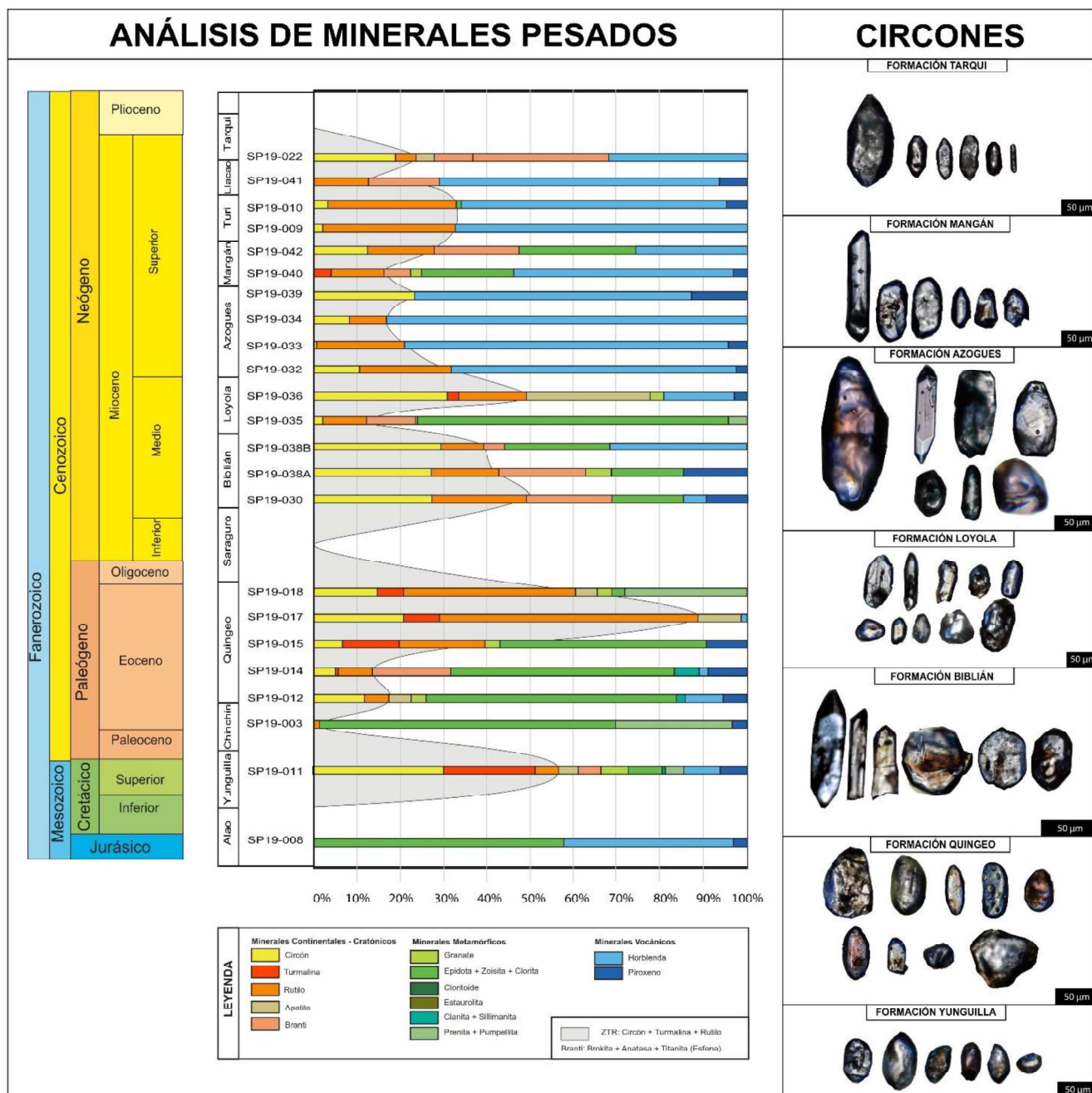


Figura 34. Variaciones porcentuales de los principales minerales pesados en la cuenca de Cuenca.

4.1 BASAMENTO CRETÁCICO DE LA CUENCA

4.1.1 FORMACIÓN ALAO

La Formación Alao presenta una muestra SP19-008 que corresponde a una roca volcanoclástica con tamaño lapilli de color verde y con líticos de composición andesítica. La muestra con coordenadas (751482/9678516) fue recogida en la vía a Gulag, parroquia Remigio Crespo Toral, la cual contiene minerales de origen volcánico como hornblenda (39.2%) y piroxeno (3.1 %). Además, se observa la presencia de minerales de origen metamórfico con un 57.7 % de clorita producto de alteración de los minerales máficos (**Ver Figura 35**).

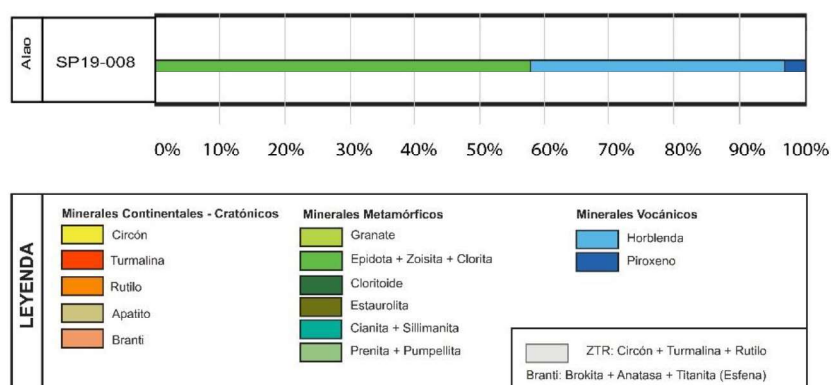


Figura 35. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Alao.

4.1.2 FORMACIÓN YUNGUILLA

La Formación Yunguilla presenta una muestra SP19-011 con coordenadas (720759/9654871). Fue recogida al sur de la cabecera parroquial de Cumbe, en la carretera Panamericana E35. La muestra corresponde a una arenisca de grano medio de color gris pardo. la cual contiene minerales continentales de circón (30.1%), turmalina (21.2%), rutilo (5.6%), apatito (4.1%) y branti (6.3%). Además, se observó minerales de origen metamórfico de granate (4.8%), clorita (9.3%), sillimanita (0.7%) y prenitita + pumpellita (4.5%) en cuanto a minerales de origen volcánico se registró hornblenda (7.4%) y piroxeno (5.9%). El índice ZTR (56.9%) nos muestra un alto grado de la madurez de la roca lo que sugiere que proviene de una fuente cratónica o de un orógeno reciclado. Además, cristales de circones muestran cristales redondeados en su mayoría, además se evidencian colores rosados, violetas y

rojizos lo que sirve como indicativo de una fuente lejana debido al alto grado de transporte (Ver Figura 36 y 47).

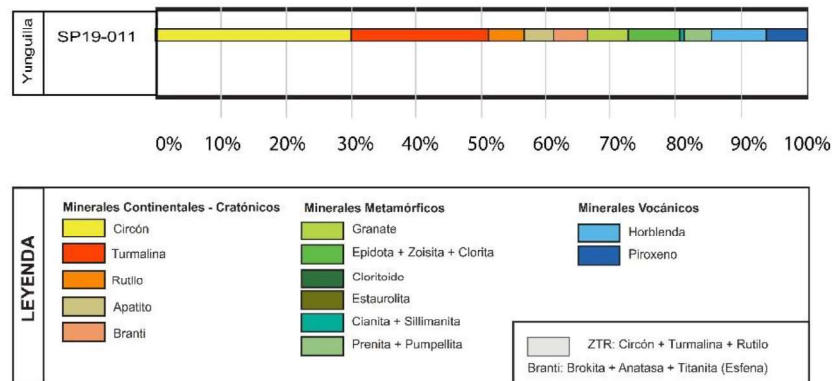


Figura 36. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Yunguilla.

4.2 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO

4.2.1 FORMACIÓN CHINCHÍN

La Formación Chinchín presenta una muestra SP19-003 con coordenadas (743029/9682145). Esta muestra fue recogida en la vía a la población de Jadán al noroeste del cantón Gualaceo, la cual contiene minerales de origen continental de rutilo (1.8%); en cuanto a minerales de origen metamórfico se observó epidota (68.1%) y prenita + pumpellita (27.7%). Por último, como minerales de origen volcánico se registró piroxeno (2.4%). Basado en los porcentajes obtenidos en esta Formación es claro que el aporte de esta Formación proviene de origen netamente volcánico con minerales de tipo metamórfico presentes debido al alto grado de alteración que presentaba la afloramiento (Ver Figura 37).

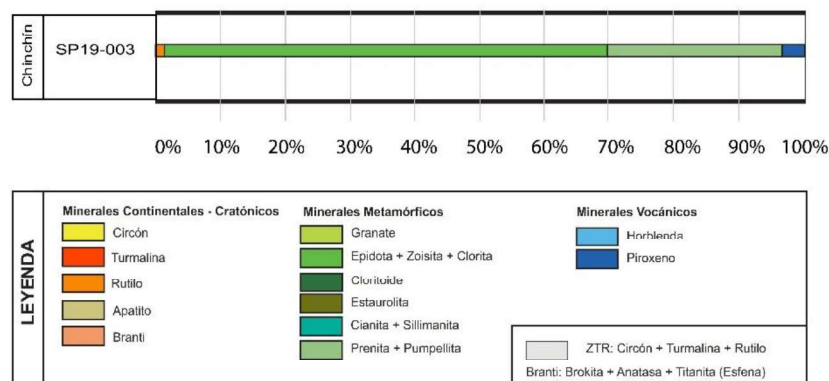


Figura 37. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Chinchín.

4.2.2 FORMACIÓN QUINGEO

La Formación Quingeo presenta una muestra de arenisca de grano medio y color gris oscuro, esta muestra presenta el código SP19-012 con coordenadas (728399/9663775) y está asociada a las facies más proximales de un abanico aluvial. La arenisca fue recogida en la vía que conduce a la comunidad de Macas, la cual contiene minerales continentales de circón (12.3%), rutilo (10.0%) y apatito (5.5%); además se observó minerales metamórficos de granate (3.2%), epidota (53.9%) y sillimanita con un 1.8%; en minerales volcánicos se presentó hornblenda (8.2%) y piroxeno (5.0%). El índice ZTR (22.4%) presenta un bajo porcentaje (**Ver Figura 38**).

La segunda muestra SP19-014 con coordenadas (730971/9669589) recogida en la vía que conduce a la comunidad de Dizha es una Limolita roja y se encuentra asociado a las facies fluviales de la Formación Quingeo. La muestra contiene minerales continentales de circón (4.9%), turmalina (0.8%), rutilo (7.8%) y branti (17.6%); presenta minerales metamórficos de epidota + clinozoisita (52.0%) y sillimanita (5.7%) y se observó minerales volcánicos de hornblenda (2.0%) y piroxeno (9.0%), El índice ZTR para esta muestra es de 13.5% (**Ver Figura 38**).

La tercera muestra analizada de la Formación Quingeo SP19-015 corresponde a una arenisca masiva de grano fino a medio de color amarillo con coordenadas (730892/9669673), Esta muestra se encuentra asociada a las facies fluviales de la Formación Quingeo. La arenisca fue recolectada en la vía que conduce a la comunidad de Cochapamba Grande la cual presenta minerales continentales de circón (7.9%), turmalina (12.2%) y rutilo (19.4%), incluyen minerales metamórficos de granate (4.3%), clorita (46.8%), además se observó minerales volcánicos de piroxeno (9.4%). El índice ZTR (39.6%) es alto (**Ver Figura 38**).

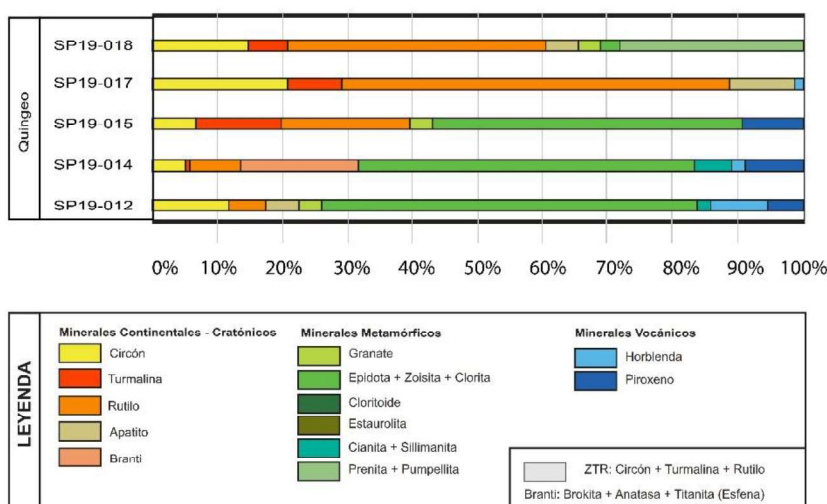


Figura 38. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Quingeo.

La cuarta muestra analizada para Formación Quingeo es una arenisca de grano fino a medio que presenta un color rojizo (SP19-017) con coordenadas (722629/9655876), esta muestra fue recolectada en la vía a Jima. Esta se encuentra asociada a las facies lacustres de Quingeo. La muestra presenta minerales continentales de circón (20.6%), turmalina (8.8%), rutilo (59.4%) y apatito (10.0%) y minerales de origen volcánico de hornblenda (1.2%) y presenta un ZTR muy alto (88.8%) (**Ver Figura 38**).

Como última muestra de la Formación Quingeo se analizó la SP19-018 que corresponde a una arenisca masiva de grano fino a medio de color café. Presenta coordenadas (722542/9657187). La muestra se asocia a las facies lacustres de la Formación. La muestra de arenisca fue recolectada cercana a la "Y" de Cumbe la cual contiene minerales continentales de circón (14.8%), turmalina (0.3%), rutilo (39.4%) y apatito (5.6%), se observó minerales metamórficos de granate (2.8%), epidota (2.8%) y prenita (28.2%), el ZTR para esta muestra es de 60.6% (**Ver Figura 38**).

Las muestras recolectadas en las localidades de Cochapamba, Macas y Cumbe pertenecen a la Formación Quingeo presentan en promedio minerales continentales de circón (12.1%), turmalina (5.6%), rutilo (27.2%), apatito (4.2%) y branti (3.5%); en cuanto a minerales metamórficos se evidenció granate (2.1%), epidota, clorita y zoisita (31.1%), sillimanita (1.5%), prenita + pumpellita (5.6%); además, se observó minerales de origen volcánico: hornblenda (2.3%) y piroxeno (4.7%). En promedio el ZTR (45.0%) de estas muestras analizadas indican un fuente cratónica o de orógeno reciclado. Al observar la morfología de los cristales de circón para esta Formación se evidencia que poseen formas anhedrales alargadas y semicirculares con bordes bien redondeados; además, estos cristales presentan colores violetas, azules y rojizos. Dadas estas características se puede sugerir que la Formación Quingeo tuvo una fuente de aporte de un cratón u orógeno reciclado (**Ver Figura 34**).

4.3 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA

4.3.1 FORMACIÓN BIBLIÁN

La Formación Biblián presenta una muestra arenisca de grano fino y de color café, la muestra SP19-030 con coordenadas (735503/9688892). Esta se encuentra asociada a las facies fluviales finas de Biblián. La muestra se recolectó en la vía Azogues-Cuenca, que presentó minerales continentales de circón (28.0%), rutilo (21.5%) y branti (18.3%), se observó minerales metamórficos de epidota (17.2%), además, se registró la presencia de

minerales de origen volcánico de hornblenda (5.4%) y piroxeno (9.7%), el ZTR (49.5%) de la muestra presenta valores altos (**Ver Figura 39**).

Una segunda muestra (SP19-038A) de la Formación Biblián fue analizada y corresponde a una arenisca de grano grueso y de color gris con coordenadas (735708/9697059). Esta corresponde a las facies fluviales y fue recolectada en la vía a Cojitambo. La muestra contiene minerales continentales de circón (28.8%), rutilo (15.1%) y branti (17.8%), presentó minerales metamórficos de granate (8.2%), epidota (16.4%), además, se observó minerales volcánicos de piroxeno (13.7%). El índice ZTR presenta un 43.8% (**Ver Figura 39**).

La tercera muestra de la Formación Biblián corresponde a una arenisca de grano grueso de color gris claro. La arenisca recolectada pertenece a las facies fluviales. La muestra SP19-038B presenta las coordenadas (735708/9697059). Esta fue recolectada en la vía a Cojitambo en el mismo afloramiento de la muestra SP19-038A, presentó minerales continentales de circón (29.3%), rutilo (9.8%), branti (4.9%), además, se observó minerales metamórficos de epidota (24.4%), y minerales de origen volcánico de hornblenda (31.7%). El índice ZTR muestra un 39.0% (**Ver Figura 39**).

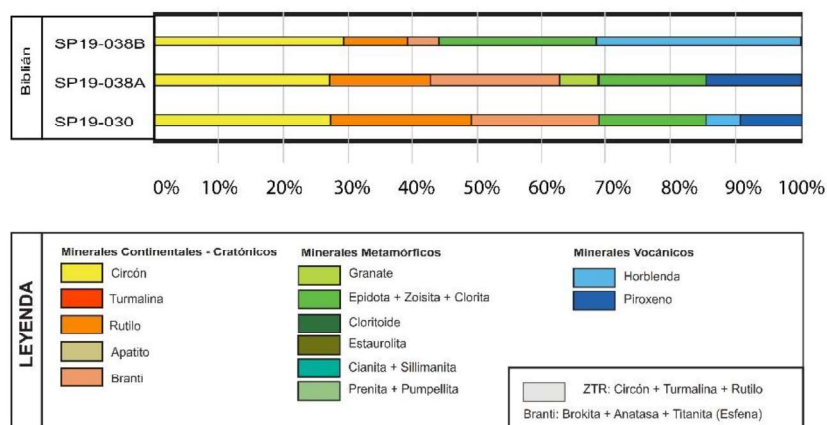


Figura 39. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Biblián.

En promedio las muestras de la Formación Biblián que fueron recolectadas en la vía a Cojitambo y en la vía Azogues-Cuenca, cercana a la localidad de Zhullin en la Panamericana E35, presentan minerales continentales correspondientes a circón (28.7%), rutilo (15.4%) y branti (13.7%); en cuanto a minerales metamórficos se observó granate (2.7%) y epidota + clorita (19.3%); y hornblenda (12.4%) y piroxeno (7.8%) como minerales volcánicos, el ZTR en promedio llega al 44.1%. Por otro lado, los circones observados en la Formación Biblián presentan circones euhedrales y subhedrales con colores azules y translucidos que representarían cristales relativamente jóvenes debido a al poco transporte que estos han sufrido; y también se presentan circones anhedrales y subredondeados que presentan

colores violetas y se los asocia con los circones más antiguos debido al alto grado de transporte que los cristales han atravesado. Dado esto se sugiere que la Formación Biblián tiene una fuente cratónica o de un orógeno reciclado; sin embargo la presencia de circones euhedrales y minerales de piroxeno y anfíbol indican que los sedimentos tienen un evidente aporte volcánico reciente (**Ver Figura 34**).

4.3.2 FORMACIÓN LOYOLA

La Formación Loyola presenta una muestra de arenisca de grano fino color amarillo (SP19-035) con coordenadas (737447/9698622), fue recogida en la vía a Sageo - Azogues (orillas norte del río Burgay) de la cual se observó circón (1.9%), rutilo (9.8%), y branti (11.0%), presentó minerales metamórficos de granate (0.4%), epidota (73.9%) y prenita + pumpellita (3.0%). El índice ZTR para esta muestra es de 11.7% (**Ver Figura 40**).

Otra muestra de la Formación Loyola corresponde a una muestra de arenisca de grano fino color amarillo con código SP19-036 y coordenadas (737549/9698500). Fue recolectada en el mismo sitio, en la vía Sageo – Azogues (orillas sur del río Burgay), presentó minerales continentales de circón (30.5%), turmalina (2.5%), rutilo (6.0%) y apatito (38.7%), se observó minerales metamórficos de granate (2.5%), epidota (15.9%), y minerales de origen volcánico de hornblenda (3.8%). EL índice ZTR (39.0%) es alto para esta muestra (**Ver Figura 34**).

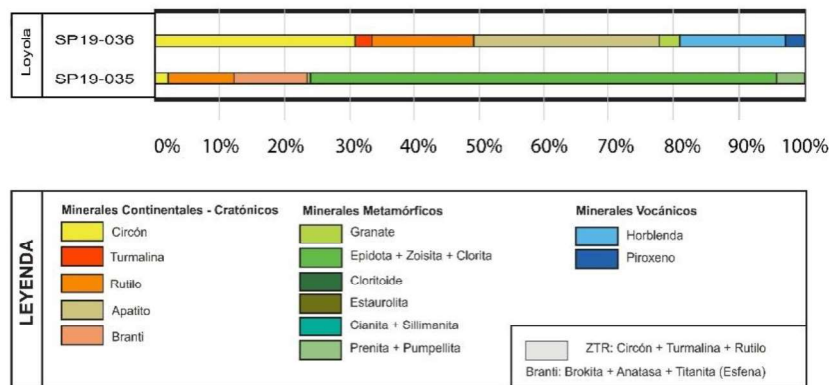


Figura 40. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Loyola.

Las muestras recolectadas en la parroquia de Sageo corresponden a la Formación Loyola, la cuales en promedio presentan minerales continentales como circón (16.2%), turmalina (1.3%), rutilo (7.9%), apatito (19.4%) y branti (5.5%), se observó minerales metamórficos como granate (1.5%), epidota (44.9%) y prenita + pumpellita (1.5%) en minerales volcánicos se observó hornblenda (1.9%). El índice ZTR en promedio es de 25.4%. Los circones para la esta Formación presentan una variedad de circones desde anhedrales a euhedrales,

prismáticos a redondeados y de colores translucidos pasando a azules y violetas. En consecuencia se puede notar, que en base al alto índice ZTR; la diversidad de circones presentes en la muestra; y la presencia de minerales continentales, metamórficos y volcánicos; la fuente de la Formación Loyola pertenece a una fuente volcánica como metamórfica (**Ver Figura 34**).

4.3.3 FORMACIÓN AZOGUES

Para la Formación Azogues una muestra de arenisca de grano fino fue muestreada y presenta el código SP19-032 con coordenadas (737615/9693227), esta se recolectó en la vía Azogues - Cuenca, la cual presentó minerales continentales de circón (10.5%) y rutilo (21.3%), se registró minerales de origen volcánico de hornblenda (65.7%) y piroxeno (2.5%). El índice ZTR (31.8%) es alto (**Ver Figura 41**).

La Formación Azogues presenta una segunda muestra de arenisca de grano medio a grueso de color verde SP19-033 con coordenadas (737615/9693227), fue recolectada en el mismo sitio, en la vía Azogues - Cuenca, se observó minerales continentales de circón (0.7%) y rutilo (20.1%), minerales de origen volcánico de hornblenda (75.0%) y piroxeno (4.2%). El ZTR (20.8%) es relativamente alto (**Ver Figura 41**).

La Formación Azogues presenta una muestra SP19-034, corresponde a una arenisca verde de grano medio a grueso con coordenadas (737615/9693227), de la cual se observó minerales continentales de circón (8.2%) y rutilo (8.5%) y se registró minerales volcánicos de hornblenda (83.3%), el ZTR (16.7%) es bajo en comparación a el resto de muestras (**Ver Figura 41**).

Una cuarta muestra de la Formación Azogues presenta una muestra SP19-039 de arenisca color anaranjada con coordenadas (733798/9688122), recolectada en la vía a Ayancay, la cual presentó minerales continentales de circón (24.0%) y minerales volcánicos de hornblenda (64.0%) y piroxeno (12.0%), el ZTR (24.0%) es relativamente alto (**Ver Figura 41**).

Las muestras recolectadas en la Panamericana E35, vía Azogues - Cuenca y en la vía a localidad de Ayancay pertenecen a la Formación Azogues, de las cuales se registró minerales continentales con circón (10.8%) y rutilo (12.5%), en cuanto a minerales de origen volcánico se observó hornblenda (72.0 %) y piroxeno (4.7%), el ZTR (23.3%) en promedio muestra un porcentaje alto. Las morfologías de circones para la Formación Azogues van desde anhedrales a euhedrales, se pueden observar cristales prismáticos, azules e incoloros que representan una fuente reciente y por otro lado, se observaron cristales redondeados y subredondeados que evidencian una alto grado de transporte; además, presentan colores violetas, lo que indica la presencia de una población de circones muy antiguos. Basándose

en la características descritas, el conjunto de minerales pesados y el índice ZTR podemos indicar que la fuente de la Formación Azogues es mayoritariamente volcánica, sin embargo es observable también el aporte de una fuente cratónica u orógeno reciclado (**Ver Figura 34**).

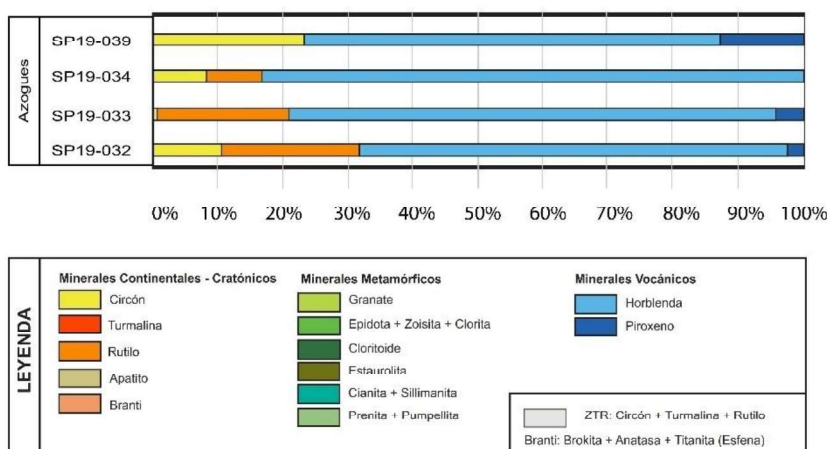


Figura 41. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Azogues.

4.3.4 FORMACIÓN MANGÁN

La Formación Mangán presenta una muestra de arenisca de grano grueso SP19-040 con coordenadas (730479/9687776), recolectada en la vía al recinto Borma, presentó minerales continentales de circón (4.4%), rutilo (11.5%) y branti (5.3%), además, se observó minerales metamórficos de granate (2.2%), epidota (22.6%) y minerales de origen de volcánico de hornblenda (51.3%) y piroxeno (2.7%). El índice ZTR es de 15.9% (**Ver Figura 42**).

La segunda muestra para Formación Mangán corresponde a una muestra de arenisca de grano grueso y de color amarillo SP19-042 con coordenadas (731623/9688738), recolectada en la vía a Yolón, de la cual se observó minerales continentales circón (12.4%), rutilo (15.5%) y branti (19.6%), minerales metamórficos de epidota (26.8%) y minerales de origen volcánico de hornblenda (25.8%), el ZTR (27.8%) (**Ver Figura 42**).

Las muestras correspondientes a la Formación Mangán fueron recolectadas en la vía a Yolón, cercana a la localidad de La Caldera y en la vía que conduce a la localidad de Borma en las cuales en promedio presentan: circón (8.4%), rutilo (13.5%) y branti (12.4%); en cuanto a minerales metamórficos se evidenció granate (1.1%) y epidota (24.7%); además se registró minerales volcánicos: hornblenda (38.6%) y piroxeno (1.3%) el ZTR (21.9%). Mayoritariamente los cristales de circón presentan formas prismáticas euhedrales y de colores translucidos atribuyéndolos a fuentes volcánicas, en minoría se puede evidenciar circones subredondeados y con colores violetas que se los atribuye a los cristales que mayor transporte han sufrido y que probablemente provienen de una fuente cratónica u orógeno reciclado (**Ver Figura 34**).

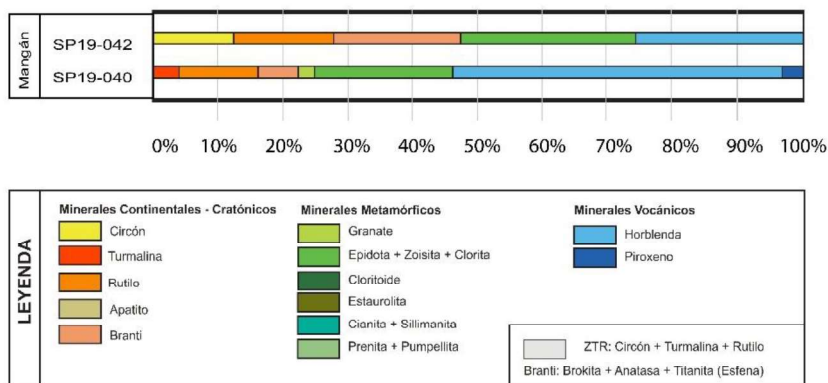


Figura 42. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Mangán.

4.3.5 FORMACIÓN TURI

La Formación Turi presenta una muestra de arenisca de grano medio a grueso y de color pardo SP19- 009, la muestra tiene coordenadas (715243/9663945) y fue recolectada en la vía a San Agustín, presentó minerales continentales de circón (1.9%) y rutilo (30.8%), además se observó minerales de origen volcánico de hornblenda (67.3%), el ZTR (32.7%) (**Ver Figura 43**).

La segunda muestra de la Formación Turi corresponde a una arenisca masiva de color café y con grano medio (SP19-010). La muestra tiene coordenadas (715243/9663945) y fue recolectada en la vía a San Agustín, presentó minerales continentales de circón (3.2%), rutilo (29.2%) y apatito (1.2%), además, se observó minerales metamórficos de epidota (1.2%) y minerales de origen volcánico de hornblenda (60.5%) y piroxeno (4.7%), el ZTR (32.4%) (**Ver Figura 43**).

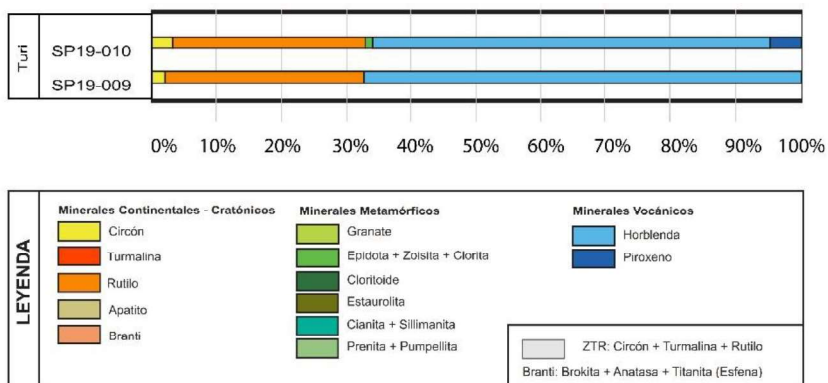


Figura 43. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Turi.

Las muestras recolectadas en la vía a San Agustín en la parroquia Victoria del Portete pertenecen a la Formación Turi de las cuales en promedio se identificaron minerales continentales como circón (2.5%), rutilo (30.0%) y apatito (0.6%); en cuanto a minerales metamórficos se observó epidota, clorita y zoisita (0.6%), además, se observó hornblenda

(63.9%) y piroxeno (2.4%), minerales de origen volcánico y el ZTR (32.6%). La morfología de circones evidencia que en mayoría presentan cristales euhedrales translúcidos y colores ligeramente azulados provenientes de fuentes volcánicas, por otro lado como minoría se encuentran circones subredondeados que evidencian el aporte de una fuente alejada como un orógeno reciclado (**Ver Figura 34**).

4.3.6 MIEMBRO LLACAO

El Miembro Llacao presenta una muestra SP19-041 con coordenadas (730794/9688121), recolectada en la vía al recinto de Borna, de la cual se observó minerales continentales de rutilo (12.6%) y branti (16.2%), minerales de origen volcánico de hornblenda (64.9%) y piroxeno (6.3%), el ZTR (12.6%) pero cabe destacar que esto es debido solo debido a la presencia de rutilo que también puede estar presente en rocas volcánicas. La muestra de la Formación Llacao muestra netamente aporte volcánico (**Ver Figura 44**).

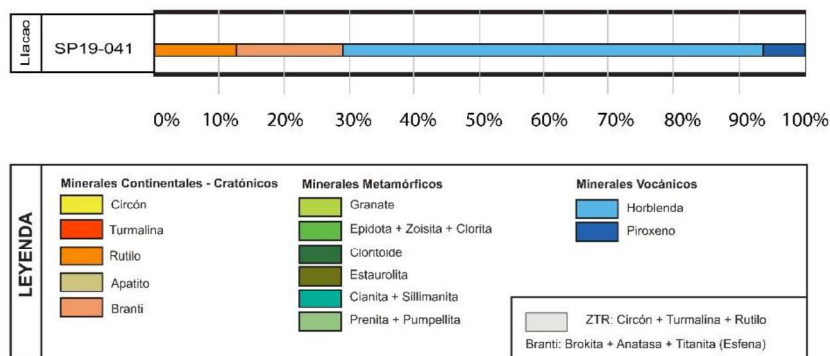


Figura 44. Porcentajes de minerales pesados para el Miembro Llacao.

4.3.7 FORMACIÓN TARQUI

La Formación Tarqui presenta una muestra SP19-022 con coordenadas (726560/9661683), recolectada en la vía a Cumbe, presentó minerales continentales de circón (18.1%), rutilo (4.8%), apatito (4.8%) y branti (9.6%), se observó minerales metamórficos de epidota (31.3%) y minerales volcánicos de hornblenda (31.3%), el ZTR (22.9%). La morfología de circones para esta Formación evidencian formas euhedrales con colores translucidos a levemente azulados lo que evidencia que el aporte tuvo poco transporte y se lo asocia a una fuente volcánica. Unos cuantos granos de circón evidenciaban un alto transporte debido a numerosas fracturas y alto grado de redondeo evidenciando un ligero aporte que podría derivar de una fuente muy antigua (**Ver Figura 45**).

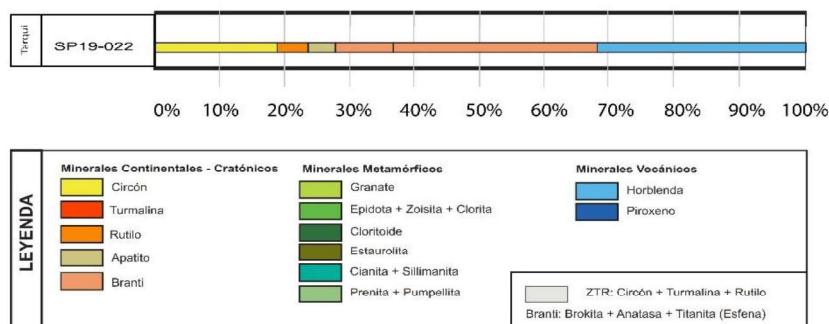


Figura 45. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Tarqui.

4.4 SUCESIÓN DE LA CUENCA GIRÓN-SANTA ISABEL

4.4.1 FORMACIÓN JACAPA

La Formación Jacapa presenta una muestra SP19-025 con coordenadas (683137/9621133), recolectada por un sendero de la vía a la localidad de la Cochas, de la cual se registró minerales continentales de circón (4.8%), turmalina (3.6%) y rutilo (14.3%), además de minerales metamórficos de granate (1.2%), epidota + clorita + zoisita (42.9%) y estaurolita (8.3%) y minerales de origen volcánico de hornblenda (25.0%), el ZTR (22.6%). En esta formación se evidenció presencia de cristales con formas anhedrales a subhedrales, algunos de estos presentan formas subredondeadas, por lo que sugieren gran transporte de los minerales. Se evidencian cristales de granate y estaurolita que es un claro indicativo de aporte de un orógeno reciclado o cratón.

4.4.1 FORMACIÓN BURROHUAYCO

La Formación Burrohuayco presenta una muestra SP19-023 con coordenadas (683143/9633155), recolectada en la vía sur de Santa Isabel, presento minerales continentales de turmalina (6.0%) y branti (35.5%), además se observó minerales de origen volcánico de hornblenda (53.6%) y piroxeno (4.8%), el ZTR (6.0%) (**Ver Figura 46 y anexo 2**). En base a las asociaciones mineralógicas se puede sugerir un claro aporte volcánico para la Formación Burrohuayco.

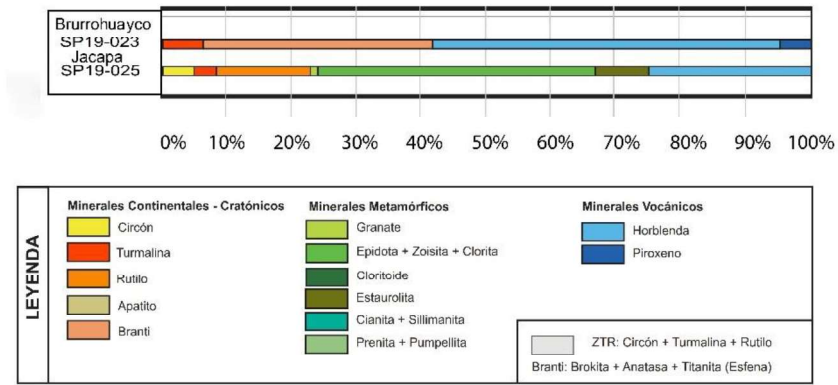


Figura 46. Porcentajes de minerales pesados para la Formación Burrohuayco y Jacapa.

5. DISCUSIÓN

5.1 FUENTES DE APORTE PARA LA CUENCA DE CUENCA

5.1.1 BASAMENTO CRETÁCICO DE LA CUENCA

El análisis de minerales pesados realizado en la Formación Alao determina que la posible fuente de esta Formación es volcánica, y que los minerales metamórficos encontrados, como epidota, reflejarían una alteración de los minerales máficos presentes (hornblenda, piroxeno).

En el caso de la Formación Yunguilla, se tiene un origen continental o cratónico, así coincidiendo con los análisis de minerales pesados y de circones detríticos realizados por Vallejo et al., (2019). En dicho estudio indica que esta Formación tiene un fuerte aporte metamórfico y de corteza continental, con menores asociaciones de fuentes volcánicas. Esto es corroborado con las edades detríticas obtenidas (2642 a 72 Ma), donde los circones detríticos con edades superiores a 400 Ma estarían relacionados con las edades reportadas para las rocas fuente en la Cordillera Real y en el cratón sudamericano (Chew et al., 2007; George, 2019; Horton et al., 2010, 2015, 2018) Por otra parte que la población entre 72-115 Ma obtenida, se superpone parcialmente a la edad del magmatismo al sureste de Ecuador en el Cretácico.

5.1.2 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE QUINGEO

El análisis de minerales pesados realizado para la muestra obtenida de los volcánicos de la Formación Chinchín mostró una fuente netamente volcánica, y los minerales metamórficos encontrados se interpretan como resultado de un alto grado de alteración de sus minerales máficos. De acuerdo a la edad obtenida por (Steinmann, 1997) esta Formación puede representar una unidad temprana del evento volcánico Saraguro (Hungerbühler et al., 2002).

La Formación Quingeo de edad Eocénica, mediante el análisis de procedencia de minerales pesados, mostró aportes con una fuente mayormente cratónica, con un menor porcentaje de conjuntos minerales metamórficos y un mínimo aporte volcánico. Edades detríticas obtenidas por George, (2019) muestran importantes picos en el Paleoceno, Triásico, además de poblaciones con edades superiores a los 400 Ma. Los estudios de paleocorrientes muestran tendencias hacia el suroeste, es decir, que hubo un transporte desde el noreste. De igual importancia, el conteo de clastos muestra un alto porcentaje de minerales metamórficos, con menor cantidad de volcánicos. Estos datos sugieren que la

Formación Quingeo podría tener un origen desde el este, es decir de la Cordillera Real, con cierto aporte del volcanismo.

5.1.3 SUCESIÓN DE LA CUENCA DE CUENCA

La Formación sedimentaria Biblián presenta un alto porcentaje de asociaciones minerales de origen continental, pero también presenta minerales volcánicos y metamórficos, estos últimos interpretados como alteraciones de los minerales máficos; además se observó que los circones encontrados eran de morfologías tanto euhedrales como anhedrales. Las edades U-Pb de circones detríticos en esta Formación presentan poblaciones importantes entre los 25-35 Ma. Además, el análisis de paleocorrientes indica un transporte desde sur-sureste; y el conteo de clastos muestra porcentajes altos de clastos volcánicos y metamórficos. Con base en estos estudios se puede concluir que la Formación Biblián, que registra la apertura de esta cuenca, tiene una fuente cratónica con aporte volcánico reciente.

Los análisis de procedencia realizados en la Formación Loyola no muestran resultados concluyentes, es decir que con base a las dos muestras analizadas no se puede determinar su fuente de aporte. Por un lado podría ser volcánica (por la hornblenda y epidota que podría ser de alteración) como también cratónica o continental.

Los resultados obtenidos por análisis de minerales pesados para la Formación Azogues muestran asociaciones minerales mayoritariamente volcánicos con un menor aporte de minerales continentales. Los análisis de circones detríticos por U-Pb de George et al. (2017) y George (2019) muestran picos importantes en el Oligoceno y Mioceno. La dirección de flujo determinada por análisis de paleocorrientes indica un transporte hacia el norte. Además, el conteo de clastos muestra que la mayoría de estos son de tipo volcánico. Todos estos datos obtenidos llevan a la conclusión de que la principal fuente de aporte de la Formación Azogues es volcánica (Cordillera Occidental).

La Formación Mangán presenta un alto porcentaje de minerales pesados volcánicos con porcentajes menores de origen cratónico y metamórfico. Las edades detríticas muestran una importante población en el Mioceno Medio y otra menor en el Oligoceno. El análisis de paleocorrientes indica que hubo un transporte desde el oeste hacia el este. Por otra parte, el conteo de clastos realizado determina una alta cantidad de minerales volcánicos y de minerales metamórficos (George, 2019). Por lo tanto, la Formación Mangán tiene un origen volcánico, que estaría relacionado a la Cordillera Occidental.

Los análisis de minerales pesados para la Formación Turi mostraron que la principal fuente de aporte podría ser volcánica con un menor porcentaje de fuente cratónica, lo que es corroborado por la morfología de los circones, puesto que se observó que la mayoría de estos eran euhedrales y pocos eran subredondeados. George (2019) determinó que la principal

dirección de transporte es hacia el este y además que la mayoría de clastos presentes eran volcánicos; por lo que se establece que la fuente de esta Formación es la Cordillera Occidental.

Finalmente, la Formación Tarqui por el análisis de procedencia de minerales pesados realizado en una muestra del Miembro Llaqueo determina un aporte netamente volcánico, lo que es confirmado por las edades detríticas de U-Pb de George et al. (2017) y George (2019) que muestran un pico importante en el Mioceno Superior, indicando una fuente relacionada a la Cordillera Occidental.

La ubicación de la Cuenca de Cuenca en el Valle Interandino permite que esta cuenca presente dos principales fuentes, por un lado la Cordillera Real, la cual es la principal fuente de aporte hasta el Mioceno Medio (hasta la Formación Biblián); y por otro la Cordillera Occidental, desde el Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior.

5.2 CORRELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

Basándonos en las asociaciones minerales obtenidas, sus fuentes de aporte y sus edades se pueden correlacionar la cuenca de Cuenca con Formaciones pertenecientes a la Cordillera Occidental y las cuencas de la Costa.

Steinmann (1997) señala que la Formación Chinchín se correlaciona con la Formación Silante. Analizando los resultados de procedencia obtenidos en este estudio con los de Almagor (2019) y Vallejo (2007) de Silante, estas indican una fuente volcánica; sin embargo, nuevas dataciones realizadas para esta Formación por Almagor (2019) arrojan edades de circones detríticos con picos entre 25-16 Ma, por lo que no coinciden con la edad reportada por Steinmann (1997). Algo a destacar son las características litológicas reportadas para Chinchín y Macuchi, y sus edades situadas entre los 42 Ma. (Steinmann, 1997 y Vallejo, 2007), lo que sugeriría una correlación entre estas dos.

La Formación Quingeo en el Valle Interandino comparte similares características litológicas y rango de edades con Formaciones pertenecientes al Grupo Angamarca (Apagua y Rumi Cruz) de la Cordillera Occidental y al Grupo Ancón (Socorro, Seca y Punta Ancón) de la Costa; complementando los datos obtenidos en este estudio con los conjuntos minerales de Vallejo (2007) y Vallejo et al. (2019) existe una clara correlación, ya que estos sedimentos han recibido aporte de minerales metamórficos que probablemente fueron derivados de la Cordillera Real. Esta información es análoga con las edades de ZFT reportadas por Steinmann (1997) para Quingeo (42 y 35 Ma). Sin embargo, George et al. (2017) reporta edades de circones detríticos (U-Pb) con un pico a los 63 Ma y ninguno durante el Eoceno, lo que sugiere que las edades de Steinmann podrían corresponder a edades de enfriamiento.

Por otro lado, ubicándonos en la parte Miocénica de la cuenca, nos encontramos con la Formación Biblián, Loyola, Azogues y Mangán. Los resultados de procedencia muestran aporte volcánico en su mayoría con cierto grado de aporte metamórfico, esto puede deberse al aporte de la Cordillera Real o a la exposición del basamento de la cuenca durante los eventos de deformación. Edades de circones detríticos muestran pequeños picos que llegan hasta casi los 600 Ma. En la Costa, comparando los resultados obtenidos con los de Lexius (2007), se evidencia una clara correlación de aporte volcánico y un ligero aporte metamórfico, lo que sugiere una correlación con las Formaciones costeras Miocénicas (Villangota, El Consuelo, El Progreso y Onzole).

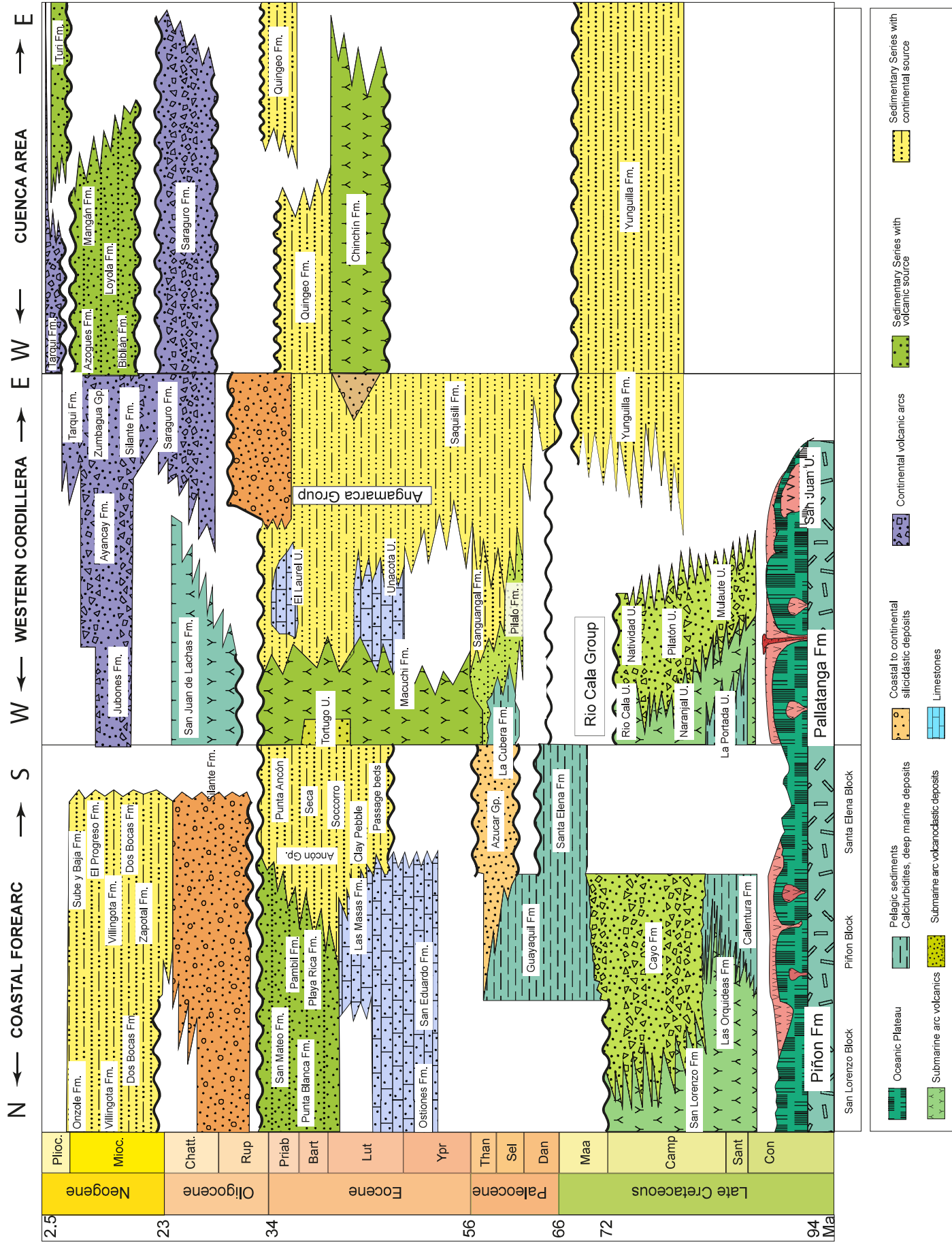


Figura 47. Correlaciones estratigráficas realizadas en el área de Cuenca con la Cordillera Occidental y la cuenca de antearco de la costa. Modificado de Vallejo et al. (2019).

6. CONCLUSIONES

- ❖ Los análisis de procedencia realizados por George et al. (2017) y George (2019) en las Formaciones de la cuenca de Cuenca con edades detríticas U-Pb, paleocorrientes y por conteo de clastos; y los de este estudio mediante minerales pesados y características morfológicas en circones indican que existen dos principales fuentes de aporte, por un lado fuentes continentales o cratónicas que se las puede relacionar con la Cordillera Real, y por otro, fuentes de tipo volcánico correspondientes a la Cordillera Occidental.
- ❖ El análisis de minerales pesados realizado para el basamento de esta cuenca muestra un aporte de tipo continental o cratónico (Formación Yunguilla) y de tipo volcánico (Formación Alao y Yunguilla). Esta procedencia determinada para la Formación Yunguilla coincide con los análisis realizados por Vallejo et al., (2019).
- ❖ Mediante el análisis de procedencia de la cuenca de Quingeo realizados en este estudio y por George, (2019), se sugiere que la fuente de aporte para la Formación Chinchín es netamente volcánico, asociado al evento volcánico Saraguro (Hungerbühler et al., 2002); y que la fuente para la Formación Quingeo sería la Cordillera Real, con cierto aporte de volcanismo.
- ❖ La Formación Quingeo podría correlacionarse con el Grupo Angamarca de la Cordillera Occidental y con el Grupo Ancón de la Costa, sin embargo, las edades obtenidas por George et al. (2017), hace que esta correlación sea inconsistente.
- ❖ La proveniencia para la cuenca de Cuenca inicia con un aporte cratónico, con cierto aporte volcánico (Formación Biblián), que coincide con la exposición del basamento durante la apertura de la cuenca (George, 2019); seguido de un aporte netamente de tipo volcánico de la Cordillera Occidental.
- ❖ Las correlaciones estratigráficas entre las Formaciones Miocénicas de la Costa y los sedimentos de la cuenca de Cuenca muestran asociaciones minerales similares, sin embargo se presentan ambigüedades respecto a sus principales fuentes de aporte.

7. RECOMENDACIONES

- ❖ Se recomienda realizar estudios de procedencia en los sedimentos de la Formación Loyola, puesto que los resultados obtenidos no son concluyentes para determinar la fuente de aporte de esta Formación.
- ❖ Se recomienda realizar un estudio más exhaustivo de la Formación Quingeo ya que existen aún varias incertidumbres con respecto a su posición estratigráfica; esto contribuiría a futuros estudios relacionados con la estratigrafía y con la evolución de la Cuenca de Quingeo y de la cuenca de Cuenca
- ❖ Realizar nuevas dataciones de circones detríticos para las Formaciones del Mioceno; tanto en la Costa como en el la cuenca de Cuenca, ya que esto permitirá contar con nuevas propuestas para mejorar las correlaciones estratigráficas y establecer de mejor manera las principales fuentes de aporte.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anonymus. (1969a). *Survey of Metallic and Non-metallic minerals* [Technical Report. No 1 Coal Investigations (Operation N°1, Cuenca-Biblián and Loja)]. United Nations Development Programme.
- Anonymus. (1969b). *Survey of Metallic and Non-metallic minerals* [Technical Report. No 3 Clays and Trevertine (Operation N°3, Cuenca)]. United Nations Development Programme.
- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., & Innocenti, F. (1988). *Plio-Quaternary volcanism in Ecuador*. Geological magazine.
- Bateman, R. M., & Catt, J. A. (2007). Chapter 5 Provenance and Palaeoenvironmental Interpretation of Superficial Deposits, with Particular Reference to Post-Depositional Modification of Heavy Mineral Assemblages. En Maria A. Mange & D. T. Wright (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 58, pp. 151–188). Elsevier.
- Boggs, S. (2009). *Petrology of sedimentary rocks* (2nd ed). Cambridge University Press.
- Bristow, Clement Roger. (1973). *Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador*. Ecuadorian Geological and Geophysical Society.
- Bristow, C. R., Guevara, S., Nuñez, R., & Ruales Montalvo, G. (1974). *Mapa geológico del Ecuador -Azogues* (1a–1974a eds.) [Map]. Instituto Geologico Militar (IGM).
- Bristow, C. R., Hoffstetter, R., & Feininger, T. (1977). *Lexique stratigraphique international: Amérique Latine. Ecuador* (Fascicule 5a). Centre National de la Recherche scientifique.
- Bristow, Clement Roger, & Parodiz, J. J. (1982). *Stratigraphical paleontology of the tertiary non-marine sediments of Ecuador*.
- Callahan, J. (1987). A Nontoxic Heavy Liquid and Inexpensive Filters for Separation of Mineral Grains: RESEARCH METHOD PAPER. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4).

- Cawood, P., Hawkesworth, C., Dhuime, B., Kemp, T., & Prave, T. (2010). Detrital Zircon Record and Continental Growth: Differentiating Crustal Generation versus Preservation. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 3932.
- Chew, D. M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M. J., Gutjahr, M., Spikings, R. A., & Mišković, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 119(5–6), 697–711. Scopus.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting Provenance Relations from Detrital Modes of Sandstones. En G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* (pp. 333–361). Springer Netherlands.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A., & Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222.
- Dickinson, W. R., Klute, M. A., Hayes, M. J., Janecke, S. U., Lundin, E. R., McKittrick, M. A., & Olivares, M. D. (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. *Geological Society of America Bulletin*, 100(7), 1023–1039.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. A. (1979). Plate Tectonics and Sandstone Compositions. *AAPG Bulletin*, 63(12), 2164–2182.
- Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00'S*. Quito.
- Egeuz, A., & Aspden, J. A. (1993). *The mesozoic-cenozoic evolution of the ecuadorian andes*. Second ISAG.
- Erazo, M. T. (1951). *Apuntes sobre la geología y estructura del Valle de Cuenca* (Vol. 1).
- Feldmann, R. M., Chririno-Galvez, G., Mason, G. L., Duncan, P. W., Ward, R. A., & Salem, D. R. (1993). Fossil Penaeidae (Crustacea: Decapoda) from the Loyola Formation, Ecuador. *Annals of the Carnegie Museum*, 62(3), 229–243.
- George, S. W., Horton, B. K., Vallejo, C., & Nogales, V. (2017). Provenance of Miocene hinterland basins in Ecuador: Implications for the growth of topographic barriers in the northern Andes. *AGU Fall Meeting Abstracts*.4

- George, S. W. (2019). *Basin evolution, deformation, and magmatism during variable tectonic regimes in the region linking the Central and Northern Andes*. The University of Texas at Austin.
- Henderson, W. G., Endara, K., & Misión Británica (Supervisión). (1979). *Mapa geológico del Ecuador: Quevedo* (Edición provisional 1979) [Map]. Instituto Geográfico Militar (IGM).
- Herbert, H.-J., & Pichler, H. (1983). K-Ar Ages of Rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Zeitschrift Der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 483–493.
- Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122(9–10), 1423–1442.
- Horton, Brian K., Perez, N. D., Fitch, J. D., & Saylor, J. E. (2015). Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru: Implications for early Andean mountain building. *Lithosphere*, 7(2), 117–137.
- Horton, Brian K. (2018). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279–309.
- 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.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Forda, M., Friedrich, H., & Eguez, A. (1995). *An integrated study of fill and deformation in the Andean intermontane basin of Nabón (Late Miocene), southern Ecuador*. Elsevier.
- Hungerbühler, D. (1997). *Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: Evolution, deformation and regional tectonic implications* [ETH Zurich].
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg, U., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1), 75–124.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous–Paleogene deposits of the cordillera occidental of central

ecuador: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(1), 49–58. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.05.003>

- Kennerley, J. B. (1973). *Geology of Loja Province, Southern Ecuador, Institute of Geological Sciences* (Report 23). https://scholar.google.com/scholar?hl=es&as_sdt=0%2C5&q=Kennerley%2C+J.B.%2C+1973%2C+Geology+of+Loja+Province%2C+southern+Ecuador&btnG=
- Kennerley, J. B. (1980). Outline of the geology of Ecuador. *Outline of the geology of Ecuador*.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K–Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3), 309–320. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90028-W](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90028-W)
- Liddle, R. A., & Palmer, K. V. W. (1941). *The geology and paleontology of the Cuenca-Azogues-Biblian region provinces of Canar and Azuay, Ecuador*. Paleontological Research Inst.
- Limonta, M. (2014). *Heavy minerals: A key to unravel orogenic processes . Sediment generation and recycling at convergent plate boundaries (indo-burman-andaman-nicobar and barbados ridges)*. <https://boa.unimib.it/handle/10281/50093?mode=full.9>
- Litherland, M., Aspen, J. A., Jemielita, R. A., & Survey, B. G. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador*. British Geological Survey.
- Litherland, Martín. (1994). *Geological and metal occurrence maps of the southern Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador* (1994a ed.) [Map]. Instituto Geográfico Militar (IGM).
- Mange, M. A., & Maurer, H. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2>
- Morton, A. C., & Hallsworth, C. (2007). Chapter 7 Stability of Detrital Heavy Minerals During Burial Diagenesis. En Maria A. Mange & D. T. Wright (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 58, pp. 215–245). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(07\)58007-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(07)58007-6)
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed). Wiley-Blackwell.

- Noblet, Christophe, Lavenu, A., & Schneider, F. (1988). *Etude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du Sud de l'Equateur: L'exemple du bassin de Cuenca*.
- Noblet, C., & Marocco, R. (1989). Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike-slip basin: The miocene cuenca basin of South Ecuador. *International Symposium on Intermontane Basins : Geology and Resources*, 282–293.
- Nuttall, C. P. (1990). *A Review of the Tertiary Non-marine Molluscan Faunas of the Pebasian and Other Inland Basins of North-western South America*. British Museum (Natural History).
- O'Rourke, J. E., Schneider-Scherbina, A., Mosquera, C. F., Alvarado, R., & Nuñez del Arco, E. (1968). *Geology, coal, and hydrocarbons of the Cenozoic basin of southern Ecuador* (Coal and Hydrocarbons Final Report "Operation 1").
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1972). *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-1-4615-9974-6>
- Pratt, W. T., Figueroa, J., & Flores, B. (Eds.). (1997). *Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S*. Quito.
- R. Marocco, A. L., & Baudino, R. (1995). *Intermontane Late Paleogene-Neogene Basins of the Andes of Ecuador and Peru: Sedimentologic and Tectonic Characteristics*. 597–613.
- Randel, R. P., & Lozada, F. T. (1974). *Mapa geológico del Ecuador—Girón* (Edición 1-1974) [Map]. IGM.
- Rivera, M., Egüez, A., & Beate, B. (1992). El volcanismo neógeno de los Andes australes; sus manifestaciones en la zona entre Cuenca y Soldados, Ecuador. En *Segundas Jornadas de Ciencias de la Tierra Resúmenes*.
- Rundle, C. C. (1988). Potassium-Argon Ages for Minerals from the Cordillera Real, Ecuador. *Natural Environment Research Council, Isotope Geology Centre Report 88/7*.
- Sheppard, G. (1934). Geology of the Interandine Basin of Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine*, 71(8), 356–370. <https://doi.org/10.1017/S0016756800093596>
- Steinmann, M. (1997). *The Cuenca basin of southern Ecuador: Tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution* [Doctoral Thesis, ETH Zurich]. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-001843356>

- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., & Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307(3), 255–276. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00100-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00100-6)
- Thalmann, H. E. (1946). Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *AAPG Bulletin*, 30(3), 337–347.
- Vallejo Cruz, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)* [ETH Zurich]. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-005416411>
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. B. (2019). Chapter 8 - Late cretaceous to miocene stratigraphy and provenance of the coastal forearc and Western Cordillera of Ecuador: Evidence for accretion of a single oceanic plateau fragment. En Brian K. Horton & A. Folguera (Eds.), *Andean Tectonics* (pp. 209–236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>
- Wolf, T. (1879). *Viajes científicos por la República del Ecuador, verificados y publicados por orden del supremo Gobierno de la misma República*. <http://repositorio.casadelacultura.gob.ec/handle/34000/18089>
- Wolf, T. (1892). *Wolf: Geografía y geología del Ecuador*. https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Geografia+y+Geologia+del+Ecuador&publication+year=1892&author=Wolf+T.
- Zuñiga, A., & Cilio, E. (1980). *Mapa geológico del Ecuador: Machala* (Edición provisional 1980) [Map]. Instituto Geográfico Militar (IGM).