

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**SEDIMENTOLOGÍA, ESTRATIGRAFÍA Y PROVENIENCIA DE LA
FORMACIÓN RUMI CRUZ DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR**

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

OPCIÓN: PROYECTOS DE INVESTIGACIÓN

YARIV GERARDO DÍAZ MORÁN

yariv.diaz@epn.edu.ec

DIRECTOR: Ph.D CRISTIAN FERNANDO VALLEJO CRUZ

cristian.vallejo@geostrat.com

Quito, marzo 2022

CERTIFICACIONES

Yo, YARIV GERARDO DÍAZ MORÁN declaro que el trabajo de titulación 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.



YARIV GERARDO DÍAZ MORÁN

Certifico que el presente trabajo de titulación fue desarrollado por YARIV GERARDO DÍAZ MORÁN, bajo mi supervisión.



PH.D CRISTIAN FERNANDO VALLEJO CRUZ

DECLARACIÓN DE AUDITORÍA

A través de la presente declaración, afirmamos que el trabajo de titulación aquí descrito, así como el (los) producto(s) resultante(s) del mismo, son públicos y estarán a disposición de la comunidad a través del repositorio institucional de la Escuela Politécnica Nacional; sin embargo, la titularidad de los derechos patrimoniales nos corresponde a los autores que hemos contribuido en el desarrollo del presente trabajo; observando para el efecto las disposiciones establecidas por el órgano competente en propiedad intelectual, la normativa interna y demás normas.



YARIV GERARDO DÍAZ MORÁN



**PH.D CRISTIAN FERNANDO
VALLEJO CRUZ**

AGRADECIMIENTOS

Primero, agradezco a Dios, porque es gracias a Él que he llegado hasta aquí, con su ayuda y fuerza para seguir adelante, siempre seré agradecido.

A mis padres, Wilson Díaz y Maritza Morán, quienes me han apoyado, levantado y animado desde siempre hasta aquí, durante mi vida y carrera estudiantil.

A mis hermanos, Andrey Díaz y Fernanda Díaz, siendo también han sido un apoyo fundamental en el desarrollo de mi persona y carrera estudiantil.

Al Ph.D Cristian Vallejo y GEOSTRAT S.A. quienes me han impartido conocimiento y apoyo durante mi carrera universitaria, así como también, el uso de sus laboratorios para los respectivos trabajos correspondientes.

A los Ph.D Arturo Egüez y Fabián Villares quienes me han impartido su conocimiento durante mi carrera y de la misma forma, la propia formación académica correspondiente.

A mis líderes personales del CENTI, Gustavo Alcívar y Laura Orellana que en mi desarrollo personal, social y espiritual han estado conmigo en los mejores y peores momentos.

A mis profesores de primaria, Sissy Rivas y Hugo Rivas, que desde temprana edad, por ellos, he aprendido a confiar en mí y mis trabajos de manera humilde y sensata.

De manera especial, a mi amigo, David Morales, quien desde el inicio de esta carrera universitaria, ha sido un gran amigo quien me ha ayudado tanto en la vida personal, así como también durante el desarrollo de mi trabajo de titulación.

Asimismo, a Samira Samantha, que, ha sido una gran motivación, apoyo, compañera y gran amiga en un corto pero importante tiempo durante la culminación de mi carrera universitaria, y de la misma forma, una gran persona que me ha acompañado en buenos y duros momentos.

También, a mis grandes amigos: Daniel Espinosa, Carlos Amador, Jimmy Vera, Pablo Ordóñez y Carlos Molina, que han estado siempre, en las buenas y malas y compartido momentos importantes y divertidos desde el colegio hasta aquí.

Finalmente, durante mi vida universitaria, agradecer a Leidy Zapata, Ana Andrade, Gissela Grijalva, Eliana Noroña, Jenny Tonguino, Evelyn Pillajo y Alexis Ayala que han sido partícipes de buenos momentos, y de la misma forma, aprendizaje y apoyo.

DEDICATORIA

A mi Dios,

A mis padres, Wilson F. Díaz y Maritza Morán

A mis hermanos, Andrey Díaz y Fernanda Díaz

A mis abuelitas, Romelia Baquero y Teresita Phan, que me apoya desde arriba.

ÍNDICE DE CONTENIDO

CERTIFICACIONES	i
DECLARACIÓN DE AUDITORÍA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
DEDICATORIA	iv
ÍNDICE DE CONTENIDO	v
ÍNDICE DE FIGURAS.....	ix
ÍNDICE DE TABLAS	xiv
ÍNDICE DE ANEXOS.....	xiv
RESUMEN.....	xv
ABSTRACT	xvi
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. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	4
1.5. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN	6
2. MARCO TEÓRICO	7
2.1. MARCO GEODINÁMICO ACTUAL.....	7
2.2. GEOLOGÍA REGIONAL	8
2.3. ESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL (CRETÁCICO-EOCENO).....	10
2.3.1. FORMACIÓN PALLATANGA	10

2.3.2.	UNIDAD SAN JUAN	11
2.3.3.	GRUPO RÍO CALA.....	12
2.3.3.1.	UNIDAD LA PORTADA	12
2.3.3.2.	UNIDAD MULAUTE.....	13
2.3.3.3.	UNIDAD PILATÓN	13
2.3.3.4.	UNIDAD NATIVIDAD.....	14
2.3.3.5.	UNIDAD RÍO CALA	15
2.3.4.	FORMACIÓN YUNGUILLA.....	16
2.3.5.	UNIDAD TANDAPI	17
2.3.6.	FORMACIÓN PILALÓ	18
2.3.7.	FORMACIÓN MACUCHI	20
2.3.8.	GRUPO ANGAMARCA	22
2.3.8.1.	FORMACIÓN SAQUISILÍ	22
2.3.8.2.	FORMACIÓN UNACOTA	23
2.3.8.3.	FORMACIÓN APAGUA.....	25
2.3.8.4.	FORMACIÓN RUMI CRUZ.....	27
2.4.	PROBLEMAS SEDIMENTOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN RUMI CRUZ.....	29
2.4.1.	RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	29
2.4.2.	EDAD	30
2.4.3.	PROVENIENCIA	30
2.4.4.	AMBIENTE DE DEPÓSITO.....	31
2.5.	FACIES SEDIMENTARIAS.....	32
2.5.1.	CONCEPTOS BÁSICOS	32
2.5.1.1.	ROCAS SEDIMENTARIAS.....	32
2.5.1.2.	PROCESOS SEDIMENTARIOS.....	33
2.5.1.3.	AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y FACIES	33
2.5.2.	DESCRIPCIÓN DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS TERRÍGENOS Y ROCAS SILICICLÁSTICAS.....	34
2.5.2.1.	SORTEO	36

2.5.2.2.	MATRIZ.....	37
2.5.2.3.	GRADO DE MADUREZ.....	37
2.5.3.	PROCESOS DE TRANSPORTE	38
2.5.4.	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS.....	38
2.5.4.1.	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS EROSIONALES.....	39
2.5.4.2.	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DEPOSITACIONALES	40
2.5.4.3.	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS POST-DEPOSITACIONALES	46
2.5.4.4.	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS BIOGÉNICAS	48
2.6.	AMBIENTE DE DEPÓSITO A ESTUDIAR EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	49
2.6.1.	ABANICOS ALUVIALES.....	49
2.6.2.	DELTAS	50
2.6.2.1.	PLANICIE DELTAICA.....	51
2.6.2.2.	FRENTE DELTAICO	52
2.6.3.	FAN DELTA.....	53
2.6.4.	FLUJOS HIPERPÍCNICOS Y DEPÓSITOS.....	56
2.7.	ANÁLISIS DE FACIES.....	57
2.8.	ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN MINERALES PESADOS	58
2.9.	GEOCROLOGÍA EN ZIRCONES DETRÍTICOS	59
2.9.1.	RELACIONES Th/U EN ZIRCONES	59
2.9.2.	EDAD MÁXIMA DE DEPOSITACIÓN (MDA)	60
3.	METODOLOGÍA	60
3.1.	ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO	60
3.2.	PREPARACIÓN DE LÁMINAS DELGADAS PARA ANÁLISIS PETROGRÁFICO	61
3.3.	SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS.....	64
3.3.1.	PARA ANÁLISIS DE PROVENIENCIA	65
3.3.2.	PARA EXTRACCIÓN DE ZIRCONES DETRÍTICOS PARA DATACIONES U-Pb	66
4.	RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	68
4.1.	ANÁLISIS Y DEFINICIÓN DE LITOFACIES	68

4.1.1.	FORMACIÓN RUMI CRUZ.....	68
4.1.1.1.	LUTITAS NEGRAS LAMINADAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCA FINA (FI).....	68
4.1.1.2.	ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TIPO HUMMOCKY (HCS) Y SWALEY (SCS) (Sp).....	69
4.1.1.3.	ARENISCAS GUIJARROSAS MASIVAS (Sm).....	71
4.1.1.4.	CONGLOMERADOS MATRIZ SOPORTADA (Gmu).....	72
4.1.1.5.	CONGLOMERADOS CLASTO SOPORTADO (Gci).....	74
4.1.1.6.	CONGLOMERADOS IMBRICADOS MATRIZ SOPORTADA (Gcn).....	76
4.1.1.7.	CONGLOMERADOS IMBRICADOS CLASTO SOPORTADO (Gt).....	77
4.1.2.	FORMACIÓN APAGUA (FACIES HETEROLÍTICAS Hf).....	78
4.1.3.	FORMACIÓN UNACOTA (CALIZAS FOSILÍFERAS Lgb).....	80
4.2.	ASOCIACIÓN DE LITOFACIES.....	81
4.3.	PETOGRAFÍA EN LÁMINAS DELGADAS.....	90
4.4.	ANÁLISIS DE PROVENIENCIA DE MINERALES PESADOS.....	94
4.5.	EDADES U-Pb y RELACIONES Th/U EN ZIRCONES DETRÍTICOS.....	95
5.	DISCUSIÓN.....	101
5.1.	FORMACIÓN RUMI CRUZ.....	101
5.2.	FORMACIÓN APAGUA.....	107
5.3.	FORMACIÓN UNACOTA.....	108
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	110
6.1.	CONCLUSIONES.....	110
6.2.	RECOMENDACIONES.....	112
7.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	112
8.	ANEXOS.....	123

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Posición estratigráfica de la Formación Rumi Cruz acorde a diferentes autores.	2
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	5
Figura 3. Formación Rumi Cruz, zona de estudio (rectángulo blanco). Tomado de Google Earth.	6
Figura 4. Contexto geodinámico del Ecuador. Tomado de Gutscher et al., (1999).	8
Figura 5. Principales provincias tectónicas del Ecuador y mapa geológico simplificado de la Costa y Cordillera Occidental. Tomado de Vallejo et al., (2019).	9
Figura 6. Formación Pallatanga y Unidad San Juan. A. Pillow basaltos en el Valle Pallatanga (UTM:733662-9793241). Tomado de Vallejo (2007). B. Unidad San Juan en la carretera Quito-Chiriboga (UTM:758987-9974247). Tomado de Vallejo (2007).	12
Figura 7. Grupo Río Cala. A. Contacto tectónico entre turbiditas de la Formación Natividad y basaltos de la Formación La Portada (UTM:0818623-0064857). B. Formación Pilatón expuesta en la vía Ibarra-Lita (UTM: 0810301-0079791) C. Turbiditas meteorizadas de la Formación Mulaute, vía Alóag-Santo Domingo (UMT: 731253-9965439) D. Turbiditas intercaladas con tobas basálticas de la formación Natividad, vía Ibarra-Lita (UTM: 818653-10064565). Tomado de Vallejo (2007).	15
Figura 8. Formación Yunguilla. A. Turbiditas plegadas de la Fm. Yunguilla en la vía Nono-Tandayapa. B. Turbiditas caóticas plegadas de la Fm. Yunguilla en la vía Calacalí-Pacto (UTM: 768380-00560). Tomado de Vallejo (2007).	17
Figura 9. Unidad Tandapi expuesta en la carretera Alóag-Santo Domingo km. 42. Tomado de Almagor (2019).	18
Figura 10. Formación Pilaló. A. Andesitas de la Fm. Pilaló en la vía Latacunga-La Maná. B. Turbiditas calcáreas cerca al contacto fallado con la Fm. Yunguilla en la vía Nono-Tandayapa (UTM: 766437-9993801) C. Tobas retrabajadas a la base de la Fm Pilaló en la vía Nono-Tandayapa (UMT: 65615-9994229). Tomado de Vallejo (2007).	20
Figura 11. Unidad Macuchi. A. Lavas basálticas de la Unidad Macuchi expuestas en el río Toachi (UTM: 0717347-9967521). B. Turbiditas de la Unidad Macuchi en la vía Alóag-Santo Domingo (UTM: 728072-9965008). Tomado de Vallejo (2007).	22
Figura 12. Formación Saquisilí. A. Turbitas y debritas arenosas de la Fm. Saquisilí (UTM: 738259-9821523). Tomado de Vallejo et al., (2019). B. Turbiditas de la Fm-Saquisilí con estructuras de carga (UTM: 738259-9821523). Tomado de Vallejo (2007).	23
Figura 13. Bancos de calizas de la Formación Unacota expuesta al noroeste de Apagua (UTM: 727886-9893308).	24

Figura 14. Formación Apagua. A. Turbiditas y debritas de la Formación Apagua en la vía Latacunga-La Maná (UTM: 728106-9890897). B. Areniscas laminadas (secuencia T _b) rica en feldespatos, vía Latacunga-La Maná. C. Conglomerados y microconglomerados de la Formación Apagua, poblado de Apagua (UTM: 730490-9892869). D. Contacto estratigráfico entre la Formación Apagua y Unidad Macuchi en la vía Bucay-Pallatanga (UTM: 721613-9766370). Tomado de Vallejo (2007).	26
Figura 15. Contactos estratigráficos entre la Formación Apagua y Unidad Macuchi en la vía Guaranda-Riobamba. A. Formación Apagua sobre la Unidad Macuchi. B. Fm. Apagua (rica en cuarzo) y Unidad Macuchi (lavas y volcanosedimentos).	27
Figura 16. Ridge (cresta) de la Formación Rumi Cruz. Cerro Rumi Cruz Chico (estrella amarilla). Modificado de Google Earth.	28
Figura 17. Formación Rumi Cruz. A. Lutitas intercaladas con areniscas finas de la Fm. Rumi Cruz en el Cerro Rumi Cruz. (UTM: 731728-9886947) B. Conglomerados y microconglomerados de la Fm. Rumi Cruz en la vía Apagua-Angamarca. (UTM: 729953-9887429).	29
Figura 18. Conglomerados matriz soportada de la Fm. Rumi Cruz en la Quebrada Ingapirca, Cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 730534-9887539).	31
Figura 19. Clasificación de sedimentos y rocas sedimentarias. Tomado de Nichols (2009).	33
Figura 20. Escala de Udden-Wentworth para tamaño de grano. Tomado de Nichols (2009).	35
Figura 21. Categoría de grado de redondez para granos de sedimentos. Tomado de Tucker (2003).	36
Figura 22. La relación entre imbricación y dirección de flujo. Tomado de Nichols (2009).	36
Figura 23. Grado de sorteo, estimación visual. Tomado de Tucker (2003).	37
Figura 24. Fábrica y grado de sorteo de los granos. Tomado de Tucker (2003).	37
Figura 25. Canal fluvial relleno con arenas gruesas. Tomado de Tucker (2003). ...	39
Figura 26. Sole marks. Tomado de Nichols (2009)	40
Figura 27. Terminología para estratos. Tomado de Nichols (2009).	41
Figura 28. Diferentes tipos de estratificación o laminación. Tomado de Tucker (2003).	41
Figura 29. Formación y estructura de un ripple. Modificado de Nichols (2009).	42
Figura 30. Tipos de ripples. Tomado de Nichols (2009).	42
Figura 31. Tipos de estratificación cruzada. Tomado de Nichols (2009).	43
Figura 32. Estratificación cruzada hummocky (HCS) y swaley (SCS). Tomado de Tucker (2003).	44

Figura 33. Diferentes tipos de estratificación gradada. Tomado de Tucker (2003).	44
Figura 34. Areniscas con estructura masiva intercaladas con areniscas estratificación cruzada. Tomado de Tucker (2003).	46
Figura 35. Mecanismos de transporte por gravedad en pendientes. Tomado de Nichols (2009).	47
Figura 36. Características principales de un slump. Tomado de Tucker (2003).	47
Figura 37. Laminación convoluta en areniscas. Tomado de Nichols (2009).	48
Figura 38. Estructuras de carga. Tomado de Nichols (2009).	48
Figura 39. Icnofósil tipo skolithos. Madriguera de vivienda. Tomado de Tucker (2003).	49
Figura 40. Tipos de abanicos aluviales. Tomado de Nichols (2009).	50
Figura 41. Tipos de deltas. Tomado de Nichols (2009).	51
Figura 42. Subambientes de un delta. Tomado de Nichols (2009).	53
Figura 43. Sección transversal de un delta mostrando la progradación. Tomado de Nichols (2009).	53
Figura 44. Tipos de delta según la profundidad del agua a la que se forman. Tomado de Nichols (2009).	55
Figura 45. Deltas tipo Gilbert. Tomado de Nichols (2009).	55
Figura 46. Origen de un flujo hipopícnico (a), homopícnico (b) e hiperpícnico (c). Tomado de Zavala (2020).	56
Figura 47. Procedimiento para el análisis de facies. Modificado de Dalrymple y James (2010).	61
Figura 48. Procedimiento para elaboración de láminas delgadas A. Selección de la muestra. B. Corte de la muestra en chips. C. Pulimento de los chips. D. Epoxi utilizado para pegar los chips en el portaobjetos. E. Cubreobjetos a utilizar. F. Análisis microscópico.	63
Figura 49. Procedimiento para extracción y montaje de minerales pesados. A. Trituración de la muestra. B. Muestras trituradas. C. Tamizado de muestras. D. Decantación de minerales pesados con líquido pesado. E. Montaje de minerales pesados sobre portaobjetos. F. Análisis microscópico y conteo modal.	66
Figura 50. Procedimiento para extracción y obtención de zircones detríticos. A. Handpicking de zircones. B. Zircones de la Formación Rumi Cruz.	67
Figura 51. Facie Fl, lutitas negras con laminación e intercalación de areniscas de grano fino (UTM: 731355-9887036).	69
Figura 52. Facies Sp, areniscas con HCS y SCS. A. Areniscas con formas de cuñas, cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 732185-9891394). B. Intercalación de facie Sp con Fl, vía Apagua-Angamarca (UTM: 729959-9887371). C. Hummocky cross stratification en	

facies Sp intercalados con la facie Fl. Vía Apagua-Angamarca (UTM: 730609-9888150).	70
Figura 53. Facie Sm, areniscas masivas. A. Estrato de areniscas masivas guijarrosas, Cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 731544-9888949). B. Estrato de areniscas masivas guijarrosas, Quebrada Ingapirca (UTM: 730534-9887539). C. Relación estratigráfica entre las areniscas masivas y conglomerados (Gci) (UTM: 731166-9886955). Nótese la deformación sedimentaria de las areniscas.	72
Figura 54. Facie Gmu, conglomerados matriz soportada, bajo conglomerados Gci (UTM: 731742-9886819).....	74
Figura 55. Facie Gci, conglomerados clasto soportados (UTM: 731754-9886846). A. Conglomerados clastos soportados de tamaño de grano grueso (cantos). B. Vista de los conglomerados en A, obsérvese la gradación inversa (aumento de tamaño de grano hacia arriba).....	75
Figura 56. Sección paralela a una pendiente mostrando la ubicación de los conglomerados en un subambiente de pendiente. Tomado de Colella et al., (1987)...	76
Figura 57. Facie Gci, conglomerados matriz-clasto soportado con imbricación (UTM: 730119-9887886). A. Gradación inversa y disminución de matriz en conglomerados Gcn. B. Imbricación de los clastos de la facie Gcn.	77
Figura 58. Facie Gt. Conglomerados matriz-clasto soportado con imbricación y estratificación cruzada. Río Quindigua, vía Apagua-Angamarca (UTM: 731911-9882255). A. Imbricación de los conglomerados. B. Base erosiva de los conglomerados. C. Estratificación cruzada de los conglomerados en un bloque caído cerca del afloramiento.....	78
Figura 59. Facies Hf, facies heterolíticas. A. Afloramiento mapeado como Apagua por la BGS-CODIGEM (UTM: 731109-9880722). B. Estratificación rítmica de areniscas de tamaño de grano fino y lodos C. Dobles capas de lodos (DML).....	80
Figura 60. Columna estratigráfica de la sección inferior de la Formación Rumi Cruz. Vía Apagua-Angamarca.....	84
Figura 61. Columna estratigráfica de la sección superior de la Formación Rumi Cruz. Cerro Rumi Cruz Chico.....	85
Figura 62. Asociación de facies de la Formación Rumi Cruz. Vía Apagua-Angamarca (UTM: 730119-9887886).....	87
Figura 63. Asociación de facies de la Formación Rumi Cruz. Quebrada Ingapirca-Cerro. Rumi Cruz Chico. (UTM:730534-9887539)	88
Figura 64. Tidalitas vs turbiditas. A. Tidalitas de Shanmugam et al., (2009). B. Turbiditas de la facie Hf mapeada como Apagua. Secuencia de Bouma en rojo. C. Dobles capas de lodo (DML) en la facie Hf.	89

Figura 65. Sección delgada de la muestra YD21-001. A. Cuarzos subredondeados, plagioclasas, arcillas e intraclastos de lutita. B. Líticos de cuarcita con cuarzo elongado, cuarzo detrítico y fragmentos de plagioclasa. C. Cristales subangulosos de cuarzo junto a clastos de andesita con textura porfírica; clorita fibrosa y clastos de lutita. D. Fragmentos de plagioclasa con maclas polisintéticas, cuarzo, clastos de arenisca cuarzosa y lutita con vetillas. (Fotografías con luz polarizada cruzada, XLP) (Qtz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Arc: Arcilla; Chl: Clorita).....	91
Figura 66. Sección delgada de la muestra YD-SD-15. A. Fragmentos de plagioclasa con maclas polisintéticas, cristales de clorita con birrefringencia baja y colores de interferencia anómalos (gris-verdoso), clastos de cuarcita con cuarzo elongado, clastos de areniscas y cemento esparítico (calcita). B. Cuarzo detrítico subanguloso con bajo grado de esfericidad, arcillas de color marrón y zeolitas con su extinción radial y colores de interferencias de gris-negro de primer orden. C. Abundante contenido de cuarzo detrítico junto con fragmento de plagioclasa y cemento esparítico (calcita). D. Clasto de arenisca cuarzosa junto con cuarzo detrítico, arcillas con óxidos (color café oscuro) y clastos de lutita. (Fotografías bajo luz polarizada cruzada, XLP). (Qtz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Zeo: Zeolita; Chl: Clorita; Cal: Calcita. Arc: Arcillas).....	92
Figura 67. Sección delgada de la muestra YD-MS-12. A. Lentes de lodo (color negro-café) junto con cuarzo detrítico. B. Clastos de lutitas, cuarzo detrítico y vetillas de calcita. C. Fragmentos de plagioclasa, cuarzo detrítico, arcillas y rutilo (color rojo y relieve alto). D. Cristales de moscovita con colores de interferencia de segundo orden (azul-amarillo) y su variante microcristalina, la sericita junto con cuarzo detrítico. (Fotografías bajo luz polarizada cruzada, XLP). (Qtz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Ms: Moscovita; Ser: Sericita; Cal: Calcita; Arc: Arcilla; Rt: Rutilo).....	93
Figura 68. Diagrama de ocurrencia de minerales pesados.....	95
Figura 69. Histograma de edades U-Pb y funciones de densidad (curva azul) en zircones detríticos (0-2500 Ma.).....	97
Figura 70. Histograma de edades U-Pb y funciones de densidad (curva azul) y probabilidad (curva negra) en zircones detríticos (0-200 Ma.).....	98
Figura 71. Gráfico de las relaciones Th/U vs edades U-Pb para las muestras YD-SD-15, YD-SD-23 y YD-SD-27 entre 0 y 3500 Ma.	99
Figura 72. Gráfico de las relaciones Th/U vs edades U-Pb para las muestras YD-SD-15, YD-SD-23 y YD-SD-27 entre 0 y 200 Ma.	100
Figura 73. Modelo sedimentológico conceptual tipo Fan-Delta de la Formación Rumi Cruz indicando las litofacies respectivas. Adaptado de Rees et al., (2018).....	101

Figura 74. Modelo conceptual de depósito y relación de la Formación Rumi Cruz, Apagua y Unacota. Fan delta a abanico submarino. Adaptado de Ricketts y Evenchick (2007).....	102
Figura 75. Análisis de proveniencia en este estudio y los obtenidos por Vallejo (2007) de la Formación Rumi Cruz y Apagua.	104
Figura 76. Historial térmico de muestras de la Cordillera Occidental. Tomado de Spikings et al., (2005).	105
Figura 77. Análisis de proveniencia de la Formación Tiyuyacu. Tomado de Añazco (2020).....	105

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Asociación de minerales pesados y sus áreas fuente. Modificado de Pettjohn et al., (1972).	58
Tabla 2. Asociación de litofacies de las formaciones Rumi Cruz, Apagua y Unacota. 82	

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Ubicaciones de muestras recolectadas en salida de reconocimiento del área de estudio.....	123
Anexo 2. Paradas y ubicaciones de afloramientos estudiados y muestras recolectada (Salida principal).	123
Anexo 3. Muestras recolectadas para datación y análisis de proveniencia.	124
Anexo 4. Conteo modal de minerales pesados en este estudio.	124
Anexo 5. Conteo modal obtenido de Vallejo (2007).	125
Anexo 6. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-15.....	126
Anexo 7. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-23.....	129
Anexo 8. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-27.....	132

RESUMEN

La formación Rumi Cruz, nombre derivado de los cerros ubicados a 8 kilómetros al suroeste del poblado de Zumbahua, ha sido poco estudiada desde el punto de vista sedimentológico. Si bien es cierto que la formación, en relación con la estratigrafía está definida, los pocos o nulos estudios sedimentológicos, de proveniencia y de edad han dado múltiples interpretaciones limitadas sobre el Grupo Angamarca y, por lo tanto, de la formación Rumi Cruz respecto a su origen y formación dentro de la evolución geológica de la Cordillera Occidental.

En este proyecto de investigación, los resultados de los estudios sedimentológicos y estratigráficos junto con el levantamiento de columnas estratigráficas, análisis en secciones delgadas, minerales pesados y edades en zircons detríticos han permitido entender, de mejor forma, a la formación Rumi Cruz y por ende al sistema de depósito del Grupo Angamarca.

En el análisis sedimentológico se identificaron 7 facies, las cuales se interpretan que se depositaron en un sistema depositacional de *Fan-Delta* que evolucionó desde un ambiente marino profundo. El análisis de procedencia en minerales pesados combinado con el análisis en láminas delgadas muestra que el origen de los sedimentos de la Formación Rumi Cruz proviene de la erosión de una fuente cratónica reciclada, rocas metamórficas y, en menor proporción, un arco volcánico.

Edades U-Pb de ~38 Ma, obtenidas en zircons detríticos de muestras recolectadas a lo largo de la vía Apagua-Angamarca y Zumbahua-Apagua representan las edades de máxima depositación y se proponen como el inicio de la depositación de la Formación Rumi Cruz. Con estos datos, se interpreta que la Formación Rumi Cruz se depositó en el Eoceno tardío durante el levantamiento de la Cordillera Real y un volcanismo contemporáneo, que sería el volcanismo del arco Macuchi en su fase final.

PALABRAS CLAVE: Formación Rumi Cruz, Grupo Angamarca, Cordillera Real, Cordillera Occidental, volcanismo Macuchi, Análisis de procedencia, edades U-Pb.

ABSTRACT

The Rumi Cruz Formation has been the subject of few sedimentological studies. Although the stratigraphy, is well defined, the few or no sedimentological, provenance and age studies have given multiple limited interpretations of the Angamarca Group and, therefore, of the Rumi Cruz formation with respect to its origin and formation within the evolution of the Western Cordillera.

In this research project, the results of the sedimentological and stratigraphic studies together with the survey of stratigraphic columns, analysis of thin sections, heavy minerals and detrital zircons ages have allowed a better understanding of the Rumi Cruz Formation and therefore the Angamarca Group depositional system.

In the sedimentological analysis, 7 facies were identified, which are interpreted to have been deposited in a Fan-Delta type system developed to a deep marine environment, together with the analyzed facies of the adjacent formations belonging to the Angamarca Group. Provenance analysis in heavy minerals combined with analysis in thin sections shows that the origin of the sediments of the Rumi Cruz Formation comes from the erosion of a recycled cratonic source, metamorphic rocks and, to a lesser extent, a volcanic arc.

The U-Pb ages of ~38 Ma. obtained in detrital zircons from samples collected along the Apagua-Angamarca and Zumbahua-Apagua roads represent the ages of maximum deposition and are proposed as the beginning of the deposition of the Rumi Cruz Formation. With these data, it has been possible to consider that the Rumi Cruz Formation was deposited in the late Eocene during the uplift of the Eastern Cordillera and a contemporary volcanism of the Macuchi arc.

KEY WORDS: Rumi Cruz Formation, Angamarca Group, Eastern Cordillera, Western Cordillera, Macuchi volcanism, Provenance analysis, U-Pb ages.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES

La Formación Rumi Cruz, nombre derivado de los cerros (UTM: 730490 - 9892869) ubicados a 8 kilómetros al suroeste del poblado de Zumbahua ha sido partícipe de escasos estudios sedimentológicos. Si bien es cierto que la formación, en relación con la estratigrafía está definida, los pocos o nulos estudios sedimentológicos, de proveniencia y de edad han dado múltiples interpretaciones limitadas sobre el Grupo Angamarca (p.e. Hughes y Bermúdez, 1997) y, por lo tanto, de la formación Rumi Cruz respecto a su origen y formación.

Las edades atribuidas a la Formación Rumi Cruz, anteriormente denominada Conglomerados Apagua por Egüez (1986) van desde el Eoceno inferior hasta el Oligoceno debido a la posición estructural y estratigráfica sobre las formaciones adyacentes de Apagua y Unacota (Egüez y Bourgois, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007) **(Figura 1)**

Como se mencionó anteriormente, la información disponible sobre la formación Rumi Cruz no presenta estudios sedimentológicos a detalle, análisis de proveniencia y datación, por lo que, en este proyecto de investigación se presentan estos nuevos datos buscando, de esta manera, definir un ambiente de depósito de la Formación Rumi Cruz, las relaciones entre sus formaciones adyacentes, Apagua y Unacota, las implicaciones geológicas del Grupo Angamarca, así como también, las fuentes de los sedimentos y edad de depositación de la formación Rumi Cruz a través de los estudios sedimentológicos y estratigráficos, análisis en minerales pesados y dataciones U-Pb en zircones detríticos en la sección Apagua-Angamarca.

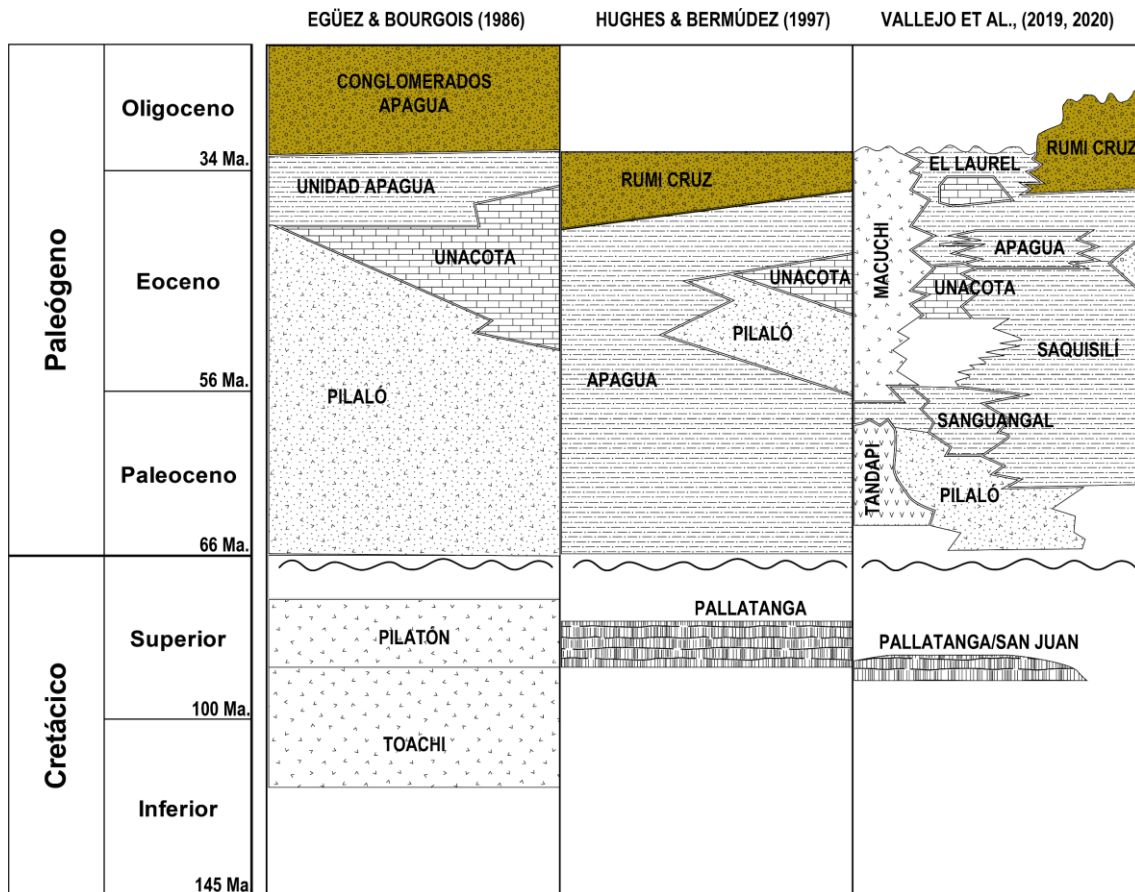


Figura 1. Posición estratigráfica de la Formación Rumi Cruz acorde a diferentes autores.

1.2. JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

1.2.1. JUSTIFICACIÓN TEÓRICA

La Formación Rumi Cruz es la parte más joven del Grupo Angamarca e incluye conglomerados masivos, areniscas y lutitas rojas depositadas en un ambiente transicional de costero a marino. Los afloramientos se presentan en la sección de la carretera Apagua-Angamarca al sur del poblado de Apagua. Colectivamente, con los datos de las Formaciones más antiguas del Grupo Angamarca representaría una somerización de la cuenca de antearco con una sucesión progradacional donde registra un cambio de un ambiente de abanico submarino a fan-delta (Hughes y Pilatasig, 2002).

En este trabajo de titulación se propone realizar un estudio detallado de la Formación Rumi Cruz, que implica la elaboración de estudios sedimentológicos, estratigráficos, proveniencia y lito-geoquímica, para poder realizar una mejor interpretación y delimitación de la Formación Rumi Cruz en cuanto a ambientes sedimentarios y edad, así como las relaciones entre las formaciones adyacentes y explicar de mejor manera,

el evento de somerización ocurrido a lo largo de la deposición de las rocas del Grupo Angamarca. La importancia de este estudio es también el que el cambio de los depósitos submarinos de la Formación Apagua a los depósitos continentales de la Formación Rumi Cruz marca el evento de levantamiento más importante de la Cordillera Occidental y la finalización de la sedimentación marina en gran parte del margen continental.

1.2.2. JUSTIFICACIÓN METODOLÓGICA

En ambientes siliciclásticos, ocurren procesos de erosión, transporte y depositación de material por lo que los estudios sedimentológicos y estratigráficos, complementados con análisis de la distribución espacial de los estratos y superficies de erosión, permiten definir, de mejor manera, la dinámica de los ambientes sedimentarios (Tedesco et al., 2010) y por consiguiente, la interpretación de ambientes sedimentarios ayuda a la interpretación de cambios de un ambiente profundo a uno más somero y los procesos tectónicos asociados. Los análisis sedimentológicos estratigráficos complementados con análisis de proveniencia que incluye minerales pesados y dataciones U/Pb en zirrones detríticos, permiten en una mejor caracterización de la formaciones o unidades geológicas y su relación con los diversos ambientes geodinámicos existentes al tiempo de su deposición (e.g. Horton et al., 2018; Vallejo et al., 2019).

1.2.3. JUSTIFICACIÓN PRÁCTICA

Realizar este trabajo permitirá a la comunidad geológica ampliar el conocimiento sobre los ambientes sedimentarios y su dinámica en la Cordillera Occidental del Ecuador, ayudando en un futuro, a la elaboración de mejores análisis y modelos geológicos, complementado con los estudios estructurales y no trabajarlos por separado. Es por ello, que es importante complementar todos estos análisis y técnicas, puesto que, de esta forma, se puede obtener una mejor idea de la Geología del Ecuador, con sus diversas implicaciones geodinámicas y ambientes sedimentarios correspondientes. El estudio de la Formación Rumi Cruz será un importante aporte técnico-científico que mejorará la comprensión de la evolución geológica de la Cordillera Occidental y la caracterización de las rocas del Cenozoico en términos petrográficos, geográficos, litogeoquímicos y sus diversas fuentes, contribuyendo a un mejor entendimiento de la geología en la región de estudio y cuyas técnicas pueden ser aplicadas para otras áreas como Yacimientos Minerales, Yacimientos Petrolíferos, Recursos Hídricos y Planificación Territorial.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. OBJETIVO GENERAL

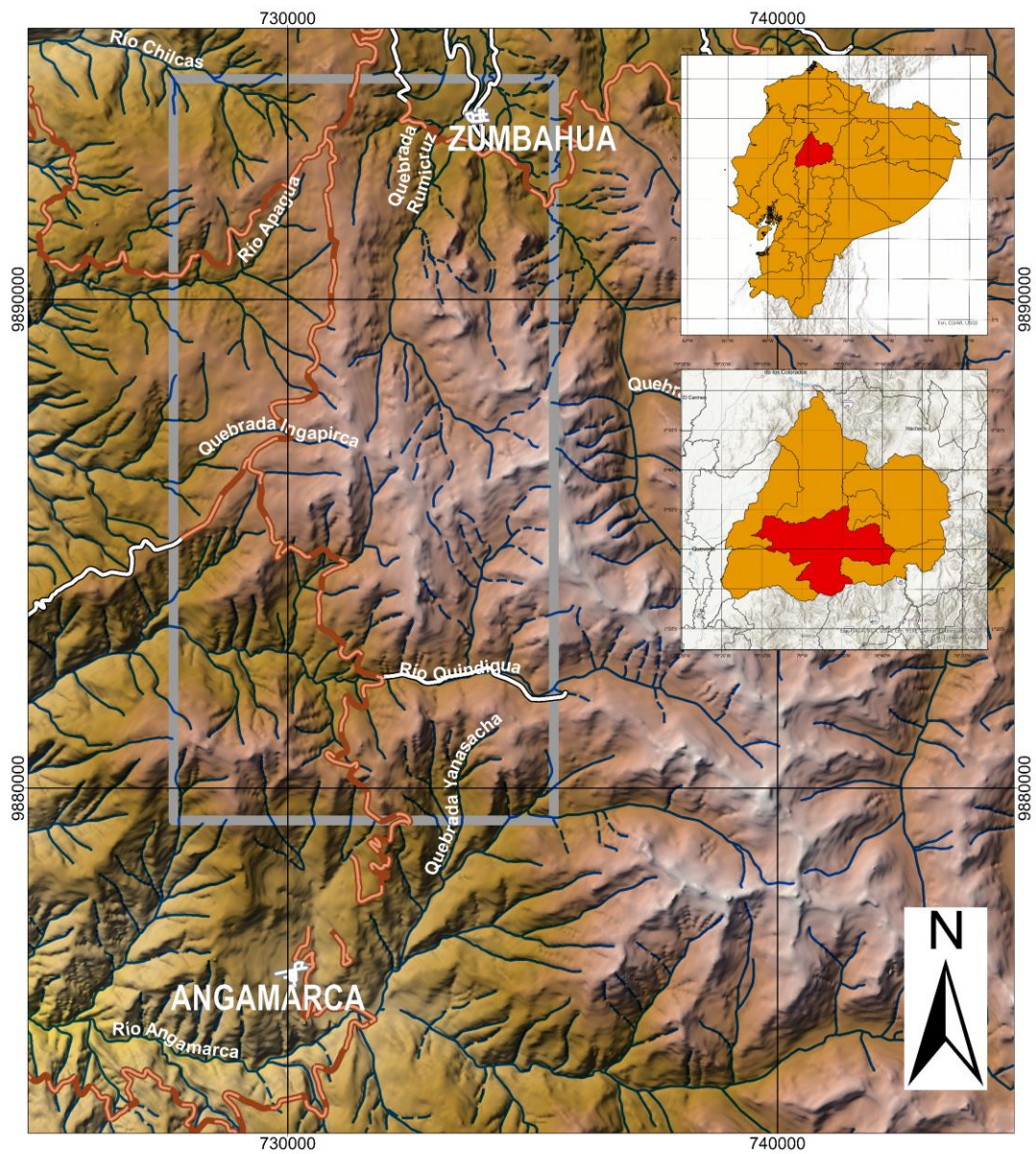
Caracterizar a la Formación Rumi Cruz en la sección Apagua-Angamarca mediante estudios sedimentológicos, geoquímicos, estratigráficos, cronoestratigráficos y de proveniencia.

1.3.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar secciones y levantamiento de columnas estratigráficas de la Formación Rumi Cruz y las unidades litológicas adyacentes.
- Reconocer las facies sedimentarias presentes en la Formación Rumi Cruz.
- Determinar la procedencia de los sedimentos mediante el estudio de minerales pesados.
- Determinar la edad de las rocas fuentes de la Formación Rumi Cruz a través de la datación de U-Pb en zircones detríticos.
- Proponer un ambiente sedimentario para la Formación Rumi Cruz mediante los análisis sedimentológicos y estratigráficos.
- Elaborar un modelo geológico con la información obtenida previamente.

1.4. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio de este proyecto de investigación se encuentra en la Cordillera Occidental, al SW de la parroquia de Zumbahua, en la sección Apagua-Angamarca, cantón Pujilí, provincia de Cotopaxi (**Figura 2, 3**).



Leyenda

- | | |
|---------------------------|-------------------|
| Vías | — PERENNE |
| — DURO/PAVIMENTO,VÍA | Áreas |
| — OTRO,CALLE | ■ ZUMBAHUA |
| — SUELTO/NO PAVIMENTO,VÍA | ■ ANGAMARCA |
| — TEMPORAL,VÍA | ■ Zona de estudio |
| Ríos | |
| — INTERMITENTE | |



Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio.



Figura 3. Formación Rumi Cruz, zona de estudio (rectángulo blanco). Tomado de Google Earth.

1.5. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

Este proyecto de investigación siguió la metodología propuesta por Dalrymple y James (2010) una vez reconocida la zona de estudio a través de la bibliografía y cartografía apropiada:

1. Realizar observaciones en los afloramientos.
2. Toma de muestras para análisis petrográficos y de proveniencia.
3. Separar la sucesión de facies en los afloramientos de estudio.
4. Deducir los procesos responsables de cada facie de los afloramientos.
5. Combinar las facies en asociación o sucesión de facies.
6. Integrar el conocimiento de modelo de facies obtenido de la bibliografía.
7. Deducir ambientes y sub-ambientes de depósito para cada asociación o sucesión de facies analizadas.
8. Complementar el análisis de facies y de ambientes de depósito con estudios de laboratorio:
 - a. Análisis petrográficos en lámina delgada.
 - b. Análisis de proveniencia en minerales pesados.
 - c. Dataciones de zircones detríticos.

2. MARCO TEÓRICO

2.1. MARCO GEODINÁMICO ACTUAL

La Cordillera de los Andes comprende una cadena montañosa de más de 7000 kilómetros de largo localizados a lo largo del margen Pacífico de Sudamérica. Los Andes han sido divididos en cuatro segmentos volcánicos: la Zona Volcánica Norte, la Zona Volcánica Central, la Zona Volcánica Sur y la Zona Volcánica Austral (Harmon y Barreiro, 1984; Thorpe, 1982). El Ecuador se encuentra en la Zona Volcánica Norte junto con Colombia.

La gran actividad sísmica y magmática en el Ecuador es debido a la ubicación sobre un límite convergente activo, en donde la placa de Nazca, junto a la Cordillera de Carnegie, subducen bajo la placa Sudamericana (Pennington, 1981). La placa de Nazca se subduce, de manera aproximada en una dirección Este-Oeste a una velocidad de 5 a 7 centímetros por año (Gutscher et al., 1999; Nocquet et al., 2014; Trenkamp et al., 2002).

Es importante destacar que el margen costero del Ecuador sufre deformaciones debido a la propia subducción de la placa de Nazca, el sistema de Rift de Malpelo, la zona de Fractura de Grijalva y la entrada de la Cordillera de Carnegie en el límite convergente (Collot et al., 2009). La edad de subducción de la Cordillera de Carnegie es debatida por algunos autores proponiendo su llegada a 1-3 millones de años (Ma.) (Lonsdale y Klitgord, 1978), 4-5 Ma. (Collot et al., 2009), 15 Ma. (Spikings et al., 2001) y 3-6 Ma. (Yepes et al., 2016).

La subducción de placas genera esfuerzos en la placa Sudamericana y a su vez, es controlada por una serie de sistema de fallas siendo una de las principales, el sistema de fallas dextrales Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), la misma que controla el movimiento y escape de un bloque tectónico en el Ecuador conocido como Bloque Nor-Andino (Alvarado et al., 2016). El Bloque Nor-Andino consiste en un bloque oceánico acrecionado al margen continental hace 75 Ma (Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006) y se mueve hacia el NE a una velocidad de 7,5 a 9,5 milímetros por año a través de su límite oriental en el Ecuador que sería el sistema de fallas CCPP (Nocquet et al., 2014). **(Figura 4).**

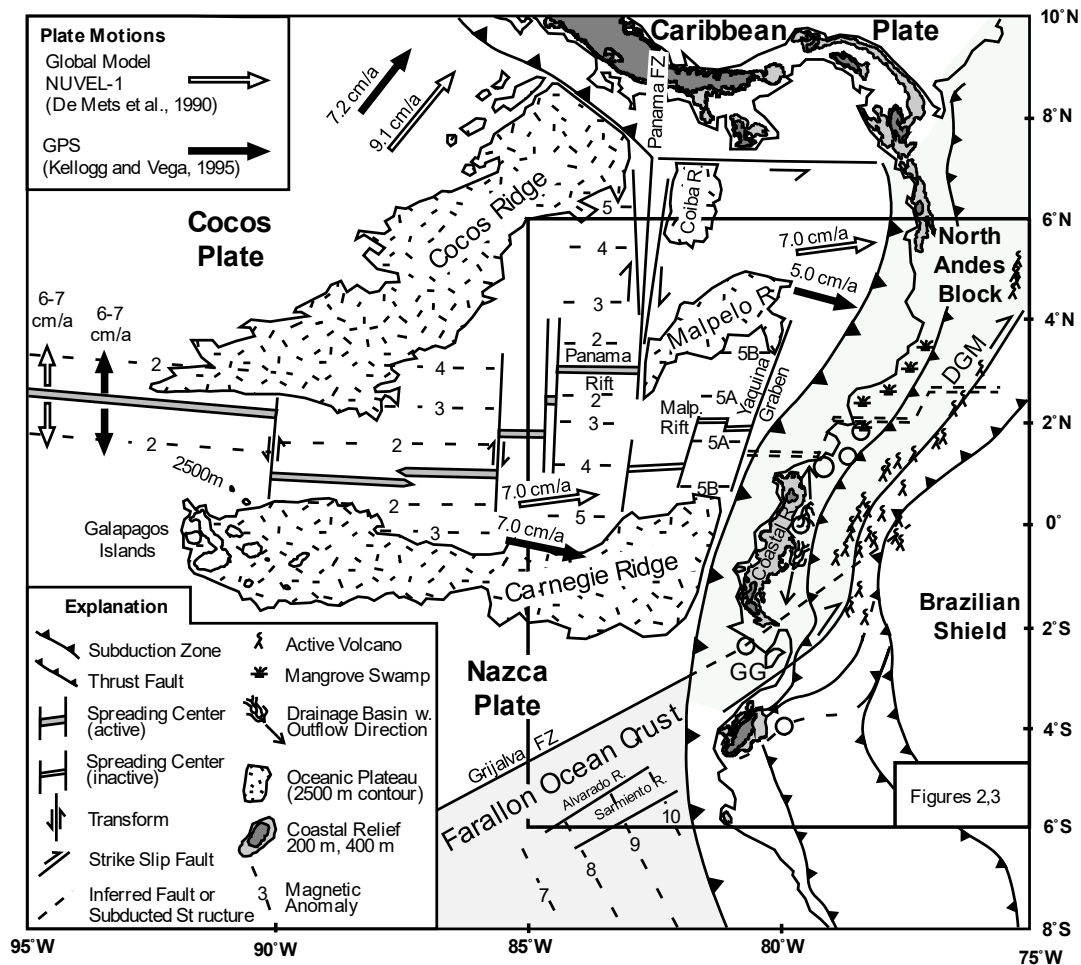


Figura 4. Contexto geodinámico del Ecuador. Tomado de Gutscher et al., (1999).

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

Ecuador puede ser dividido en 5 regiones morfotectónicas (Figura 5):

- (1) **El antearco costero** está compuesto por una corteza oceánica máfica (Feininger y Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995; Luzieux et al., 2006; Reynaud et al., 1999)
- (2) **La Cordillera Occidental** que consiste en rocas extrusivas máficas e intermedias y rocas intrusivas tectónicamente yuxtapuestas con depósitos sedimentarios de edades del Cretácico tardío a Mioceno (Hughes y Bermúdez, 1997; Jaillard et al., 2004).
- (3) **El Valle Interandino** que se encuentra entre las cordilleras Real y Occidental y está cubierto de depósitos volcánicos gruesos del Plioceno al Pleistoceno. Pequeñas inclusiones debajo de las rocas volcánicas cenozoicas dentro del sistema de cuencas del Valle Interandino revelan un basamento de composición máfica y metamórfica (p.e., Cotteccia and Zezza, 1969; Bruet, 1949). Sus límites son: el flanco occidental con el sistema de fallas CCPP (Hughes y Pilatasig, 2002; Nocquet et al., 2014). Este sistema

de fallas, parcialmente expuesto a lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental, define una sutura reactivada entre el margen continental sudamericano y rocas oceánicas acrecionadas. (Aspden y Litherland, 1992) ver subcapítulo 2.1.

(4) **La Cordillera Real** está compuesta de rocas metamórficas paleozoicas y granitoides y rocas metasedimentarias mesozoica (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015). Esta región está separada del Valle Interandino por la falla Peltetec (Spikings et al., 2015).

(5) **La Cuenca Oriente (CO)** que incluye la Zona Sub-andina es una cuenca tipo *foreland* (de antepaís) del Cretácico tardío a Cuaternario desarrollado en el margen de la placa sudamericana en respuesta del crecimiento de la Cordillera Real. (Horton, 2018; Martin-Gombojav y Winkler, 2008).

Este trabajo se enfoca en la región morfotectónica de la Cordillera Occidental.

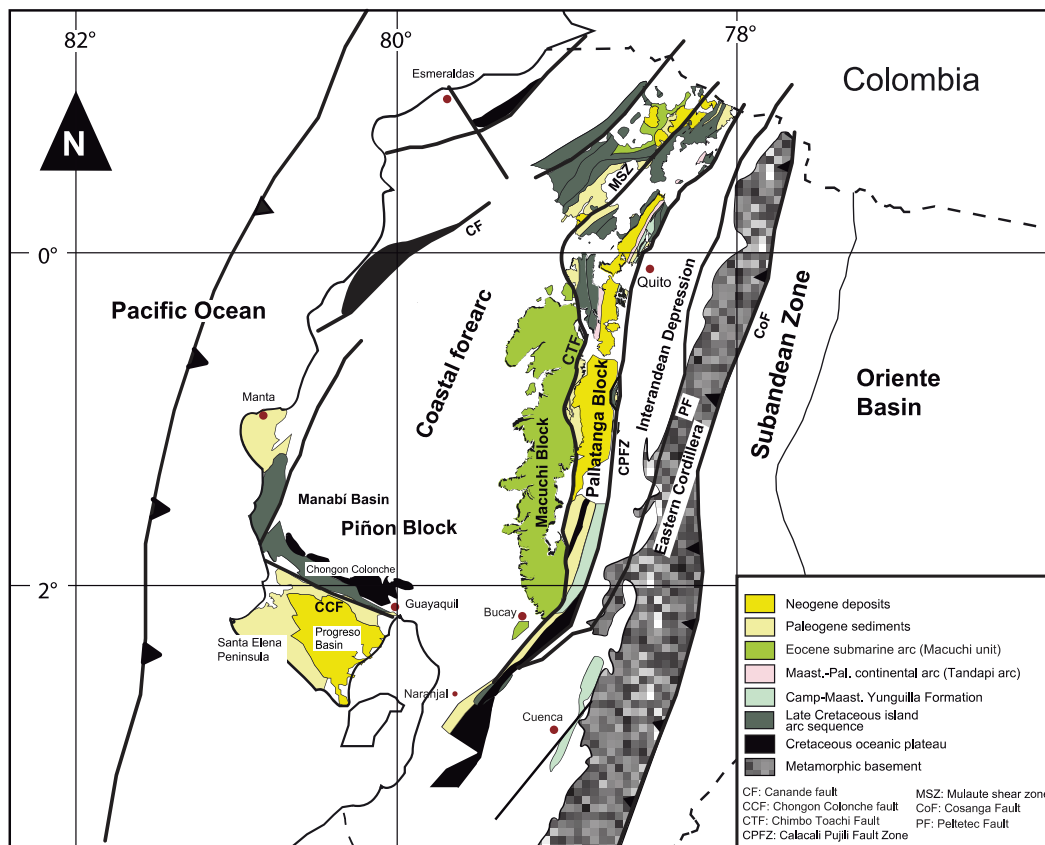


Figura 5. Principales provincias tectónicas del Ecuador y mapa geológico simplificado de la Costa y Cordillera Occidental. Tomado de Vallejo et al., (2019).

2.3. ESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL (CRETÁCICO-EOCENO)

La Cordillera Occidental del Ecuador es una región geológica muy compleja debido a la existencia de diversos tipos de rocas ígneas y sedimentarias, con diferentes grados de deformación y contactos tectónicos entre las diferentes unidades (Hughes y Pilatasig, 2002). Varios trabajos de investigación se han realizado para caracterizar los depósitos y estructuras existentes en la región y, posteriormente, tener mejor comprensión de su evolución geológica en el tiempo. Los principales trabajos son los realizados por Egüez (1986), PRODEMINCA entre 1997 y 2000, Vallejo (2007) y Vallejo et al. (2019). A continuación, se mostrará una síntesis de las formaciones principales de la Cordillera Occidental desde el Cretácico hasta el Eoceno.

2.3.1. FORMACIÓN PALLATANGA

Ocurrencia: La Formación Pallatanga se encuentra expuesta a lo largo del borde oriental de la Cordillera Occidental y está separado del Valle Interandino por el sistema de fallas CCPP. Afloramientos de la formación se encuentran en el valle del mismo nombre, Pallatanga, (**Figura 6 A**) y en las carreteras Alóag-Santo Domingo, Ibarra-Lita, Otavalo-Selva Alegre, Quito-Chiriboga, Calacalí-Pacto, Guaranda-Riobamba, así como también al oeste del pueblo de Calacalí y Huayrapungo. (Boland et al., 2000; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007).

Litología: La formación Pallatanga es el basamento de la Cordillera Occidental y consiste en basaltos, microgabros, diabasas, peridotitas, *pillow lavas* (lavas almohadillas), doleritas masivas y no vesiculares y hialoclastitas (Boland et al., 2000; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). Los basaltos son de textura hipocristalina a holocristalina y también exhiben texturas intersertales e intergranulares y sus principales constituyentes son clinopiroxeno, plagioclasa y minerales opacos con reemplazamientos de plagioclasa por albita o minerales arcillosos y clorita o actinolita por la transformación del clinopiroxeno debido a la alteración hidrotermal de piso oceánico que ha sufrido la formación (Vallejo, 2007).

Geoquímica: Los análisis geoquímicos de las rocas de la Formación Pallatanga indican que las composiciones de las rocas varían entre E-MORB y basaltos de plateau oceánico (Hughes y Bermúdez, 1997; McCourt et al., 1997; Dunkley y Gaibor, 1997; Boland et al., 2000; Kerr et al., 2002a; Hughes y Pilatasig, 2002). Las gráficas de REE normalizadas a condrita producen proporciones de patrones planos (La/Yb) N de ~1 (Vallejo, 2007). La composición geoquímica general de la Formación Pallatanga

(Hughes y Pilatasig, 2002; Kerr et al., 2002a; Lapiere et al., 2000; Reynaud et al., 1999) indica un origen de plateau oceánico, posiblemente formado por una pluma de manto.

Relaciones Estratigráficas: A lo largo de la Cordillera Occidental, la Formación Pallatanga se encuentra, respecto a las otras formaciones, en contactos tectónicos y, a menudo, se encuentra asociado espacialmente con la Formación Yunguilla aunque el contacto entre ambas formaciones también es tectónico (Vallejo, 2007). Jaillard et al., (2004) indican que en la parte central del Ecuador la Formación Pallatanga está cubierta por cherts pelágicos de edad Campaniano-Maastrichtiano.

Edad: La Formación Pallatanga no ha sido datada debido al alto grado de deformación que presentan las rocas, sin embargo, en el trabajo de Vallejo et al., (2006) zircones extraídos de gabros interpretados como las raíces de la secuencia de plateau oceánico de Pallatanga (Mamberti et al., 2004), muestran una edad media ponderada de U/Pb de $87.1 \pm 1,7$ Ma. Dicha edad es interpretada como la edad de cristalización del basamento cristalino de la Formación Pallatanga.

2.3.2. UNIDAD SAN JUAN

Ocurrencia: La unidad se encuentra mejor expuesta a lo largo de la vía Quito-Chiriboga y el Río Saloya. (Vallejo, 2007) (**Figura 6 B**).

Litología: La Unidad San Juan es una secuencia ultramáfica que incluye peridotitas serpentinizadas, dunitas y gabros olivínicos estratificados (Hughes y Bermúdez, 1997) (**Figura 5D**). Al igual que la Formación Pallatanga, esta unidad se encuentra afectada por alteración hidrotermal.

Geoquímica: Datos geoquímicos e isotópicos sugieren que la Unidad San Juan representa el componente intrusivo de un plateau oceánico (Mamberti et al., 2004).

Relaciones Estratigráficas: Los contactos de la Unidad San Juan con las formaciones adyacentes son tectónicos siendo, al este con la Formación Yunguilla y al oeste con la Formación Pallatanga (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007)

Edad: Lapiere et al., (2000) obtuvo una edad de Sm/Nd de 123 ± 13 Ma. en rocas máficas extraídas de la Unidad San Juan, sin embargo, de acuerdo con Spikings et al., (2015) en Vallejo et al., (2019), esta edad representaría, probablemente, a un fragmento desprendido de la Unidad Peltetec de la Cordillera Real, por lo tanto, en referencia a la edad extraída de un zircón en la Unidad San Juan que muestra una edad de $87.1 \pm 1,7$

Ma. sería interpretada como la edad de cristalización de las raíces del plateau oceánico de Pallatanga (Vallejo, 2007).

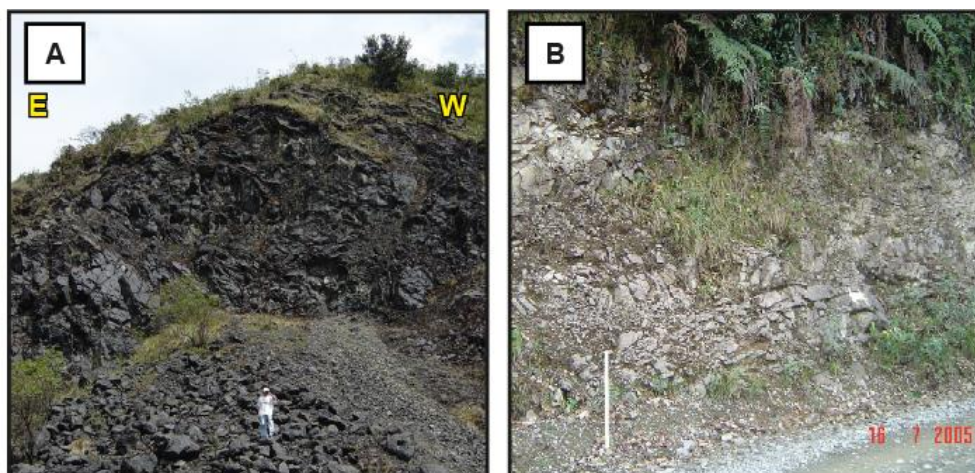


Figura 6. Formación Pallatanga y Unidad San Juan. **A.** Pillow basaltos en el Valle Pallatanga (UTM:733662-9793241). Tomado de Vallejo (2007). **B.** Unidad San Juan en la carretera Quito-Chiriboga (UTM:758987-9974247). Tomado de Vallejo (2007).

2.3.3. GRUPO RÍO CALA

El arco volcánico Río Cala incluye rocas volcánicas y vulcanoclásticas que se encuentran en contacto discordante sobre la Formación Pallatanga (Vallejo et al., 2009). Estos fueron depositados como capas turbidíticas intercaladas con flujos de escombros (*debris flows*) de edad del Cretácico tardío (Vallejo et al., 2019) (**Figura 7**). Datos geoquímicos de los componentes volcánicos de este grupo sugieren un ambiente de tipo arco de islas intraoceánico (Chiaradia, 2009; Vallejo, 2007). El grupo Río Cala incluye las formaciones La Portada, Mulaute, Pilatón, Natividad y Río Cala que se describen a continuación:

2.3.3.1. UNIDAD LA PORTADA

Ocurrencia: La unidad La Portada está restringida a la parte norte del Ecuador (0-1° N). De acuerdo con Kerr et al., (2002a) en Vallejo (2007), la sección tipo de Formación La Portada está expuesta en la quebrada la Portada, a lo largo de la carretera Otavalo-Selva Alegre.

Litología: Está constituida por basaltos almohadillas (*pillowed basalts*) y de textura afanítica. Estas rocas están altamente oxidadas y presentan alteración hidrotermal. Se diferencian de las rocas de la Fm. Pallatanga únicamente por su composición geoquímica (Vallejo, 2007).

Relaciones Estratigráficas: Los *pillow basalts* de la unidad La Portada expuestas en la vía Otavalo-Selva Alegre están en contacto tectónico con las turbiditas de la Fm. Natividad al este y rocas volcanoclásticas de la formación más joven, Silante, al oeste (**Figura 7 A**).

Edad: Una edad Santoniano-Campaniano temprano de la Fm. La Portada está basado en la presencia de foraminíferos en una secuencia de lodolitas intercalados con las *pillow lavas* (Boland et al., 2000).

2.3.3.2. UNIDAD MULAUTE

Ocurrencia: Escamas tectónicas de la unidad Mulaute están restringidos a la parte norte de la Cordillera Occidental. La mejor exposición de la formación se encuentra en el valle del Río Mulaute (Hughes y Bermúdez, 1997). También son observables en la vía Aloag-Santo Domingo, considerando estos como las secciones tipo (Vallejo, 2007) (**Figura 7 C**). La Fm. Mulaute es intruida por el batolito de Apuela (Boland et al., 2000).

Litología: La unidad Mulaute es una secuencia sedimentaria que comprende varias facies con un input volcánico importante (Hughes y Bermúdez, 1997). La formación Mulaute en la sección Alóag-Santo Domingo es definida por Vallejo (2007) como turbiditas finas a medias con abundante plagioclasa, piroxeno y epidota.

Relaciones Estratigráficas: Hughes y Bermúdez (1997) definen el contacto oriental como tectónico con la Fm. Pilatón aunque no está expuesto, y su límite occidental es atribuida por el autor a la falla Toachi-Toacazo.

Edad: Una edad Cretácico tardío es atribuida por Hughes y Bermúdez (1997) al realizar relaciones tectono-estratigráficas entre formaciones aledañas y la falla Toachi-Toacazo.

2.3.3.3. UNIDAD PILATÓN

Ocurrencia: La unidad Pilatón puede ser observada a lo largo de la carretera Alóag-Santo Domingo, Pacto-Gualea y Pacto-El Paraíso. Buenas exposiciones también están presentes en las carreteras Ibarra-San Lorenzo (**Figura 7 B**) y Quito-Chiriboga. La sección Alóag-Santo Domingo es la más representativa de la formación siendo considerada la sección tipo (Vallejo, 2007).

Litología: Está compuesto de turbiditas potentes que son ricas en fragmentos volcánicos y microbrechas que contienen fragmentos volcánicos y líticos (Vallejo, 2007). Hughes y Bermúdez (1997) diferencian a esta formación de la Fm. Mulaute debido a

que la unidad posee material bien sorteado, secuencias turbidíticas reconocibles (T_{abc}) y muy poca variación composicional y de facies, distinto de la Fm. Mulaute, descrito por el mismo autor, como una secuencia sedimentaria con varias facies.

Relaciones Estratigráficas: Los contactos de la unidad Pilatón con las formaciones vecinas son principalmente tectónicos. En la vía Alóag-Santo Domingo, las turbiditas de la unidad Pilatón están sobre rocas basálticas de la Fm. Mulaute (Vallejo, 2007). Egüez, (1986) definió las rocas basálticas intercaladas en la Formación Pilatón como Unidad Toachi.

Edad: Reynaud et al., (1999) reportó una edad Turoniano-Coniaciano para la unidad Pilatón basado en fósiles de inoceramus. Sigal (1986) en Boland et al., (2000) plantea una edad Senoniano a partir de la presencia de foraminíferos. Aquellos fósiles fueron recolectados en afloramientos de la sección Alóag-Santo Domingo (Boland et al., 2000). Vallejo (2007) interpreta una edad del Cretácico tardío a partir de las observaciones estratigráficas donde la Fm. Silante sobreyace a la unidad Pilatón (La formación Silante era interpretada como paleocénica en ese trabajo, sin embargo, en trabajos posteriores, esta formación fue reubicada en el Mioceno (Almagor, 2019; Vallejo et al., 2020).

2.3.3.4. UNIDAD NATIVIDAD

Ocurrencia: La sección tipo se encuentra a lo largo de la vía Otavalo-Selva Alegre alrededor de la quebrada Natividad mientras que afloramientos extensos también pueden ser vistos en el Río Guayllabamba al oeste de Perucho y la vía Salinas-Lita (Boland et al., 2000; Vallejo, 2007).

Litología: Boland et al., (2000) describe a la Unidad Natividad como una secuencia sedimentaria que incluye areniscas turbidíticas, lutitas, cherts e intercalaciones de lavas y tobas de composición basáltica. Análisis de proveniencia indican una fuente principalmente volcánica.

Relaciones Estratigráficas: Vallejo (2007) reporta un contacto tectónico entre las turbiditas de la Fm. Natividad y basaltos de la Fm. La Portada en la carretera Salinas-Lita cerca al poblado de Tres Pasos.

Edad: Boland et al., (2000) reportó una edad del Campaniano-Maastrichtiano basado en foraminíferos en las muestras recolectadas en la vía Otavalo-Selva Alegre.

2.3.3.5. UNIDAD RÍO CALA

Ocurrencia: La mejor exposición de esta unidad es en la sección Urcutambo de la vía Otavalo-Selva Alegre en el río Cala sobre su confluencia con la Quebrada Pucará. También aparece en la carretera Lita-Ibarra y al NNO de Imantag (Boland et al., 2000; Vallejo, 2007).

Litología: La unidad Río Cala consiste en lavas basálticas masivas a andesíticas, brechas volcánicas y en menor proporción, areniscas volcanoclásticas (Boland et al., 2000; Kerr et al., 2002a; Vallejo, 2007). Bajo el microscopio, las andesitas muestran una textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno rodeados de una matriz vítrea (Vallejo, 2007).

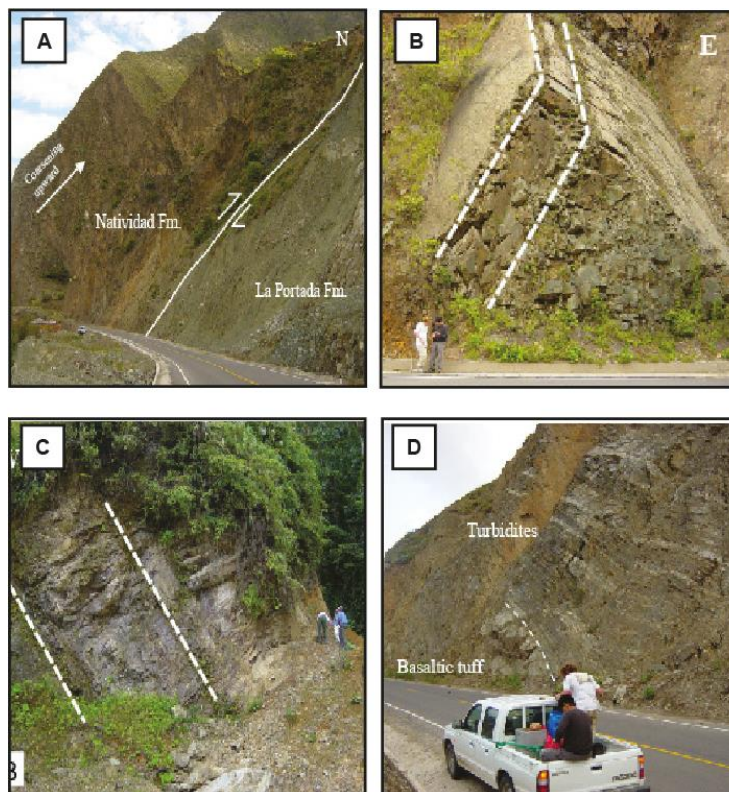


Figura 7. Grupo Río Cala. **A.** Contacto tectónico entre turbiditas de la Formación Natividad y basaltos de la Formación La Portada (UTM:0818623-0064857). **B.** Formación Pilatón expuesta en la vía Ibarra-Lita (UTM: 0810301-0079791) **C.** Turbiditas meteorizadas de la Formación Mulaute, vía Alóag-Santo Domingo (UMT: 731253-9965439) **D.** Turbiditas intercaladas con tobas basálticas de la formación Natividad, vía Ibarra-Lita (UTM: 818653-10064565). Tomado de Vallejo (2007).

Relaciones Estratigráficas: Turbiditas de la unidad Natividad están en contacto concordante con las lavas basalto-andesíticas y brechas volcánicas de la unidad Río Cala (**Figura 7 D**). Los contactos con formaciones adyacentes son tectónicos (Vallejo, 2007).

Edad: Por la relación estratigráfica que posee con la unidad Natividad, la edad sugerida para la unidad Río Cala sería Campaniano-Maastrichtiano. Una edad plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $66,7 \pm 16$ Ma. en piroxeno es obtenida e interpretada como la edad de cristalización (Vallejo, 2007).

2.3.4. FORMACIÓN YUNGUILLA

Ocurrencia: La Formación Yunguilla aparece en el borde oriental de la Cordillera Occidental, principalmente en las secciones Nono-Tandayapa (**Figura 8 A**), Calacalí-Nanegalito (**Figura 8 B**), Quito-Chiriboga, al oeste de Riobamba y Cuenca (Boland et al., 2000; Bristow y Hoffstetter, 1977; Hughes y Bermúdez, 1997). La ocurrencia real de esta formación está pobremente contrastada debido a la ausencia de contactos estratigráficos con otras formaciones sedimentarias o volcánicas (Vallejo, 2007). Anteriormente, se correlacionaba esta formación con rocas más jóvenes de la sección Latacunga-La Maná (p.e. Bristow y Hoffstetter, 1997; Henderson, 1979), sin embargo, Egüez (1986) dio paso a una nueva formación de edad eocénica en esa sección debido a estudios bioestratigráficos diferenciándola de la Fm. Yunguilla (ver sección 2.3.9).

Litología: La formación está compuesta de litologías típicas que incluyen limos masivos gris oscuros, cherts pelágicos, areniscas de grano fino bien sorteadas y calciturbiditas (Hughes y Bermúdez, 1997; Boland et al., 2000; Vallejo, 2007). Thalmann (1946) en Boland et al., (2000) definió a la formación como una serie sedimentaria compuesta de limos y areniscas turbidíticas grises. Vallejo (2007) la define como una serie turbidítica de grano medio a fino que contiene una significativa proporción modal de material derivado de una fuente rica cuarzo y material volcánico, derivada de la erosión de rocas metamórficas y volcánicas.

Relaciones Estratigráficas: Boland et al., (2000) reporta que los contactos con la Fm. Pallatanga y la Fm. Natividad son fallados, mientras que Hughes y Bermúdez (1997) menciona que el contacto de la Fm. Yunguilla con la Fm. Silante no es fallado y es interpretado como un posible hiato deposicional entre ambas formaciones.

Edad: Una edad del Campaniano-Maastrichtiano es sugerida en base a estudios bioestratigráficos (Boland et al., 2000; Bristow y Hoffstetter, 1977; Jaillard et al., 2004).

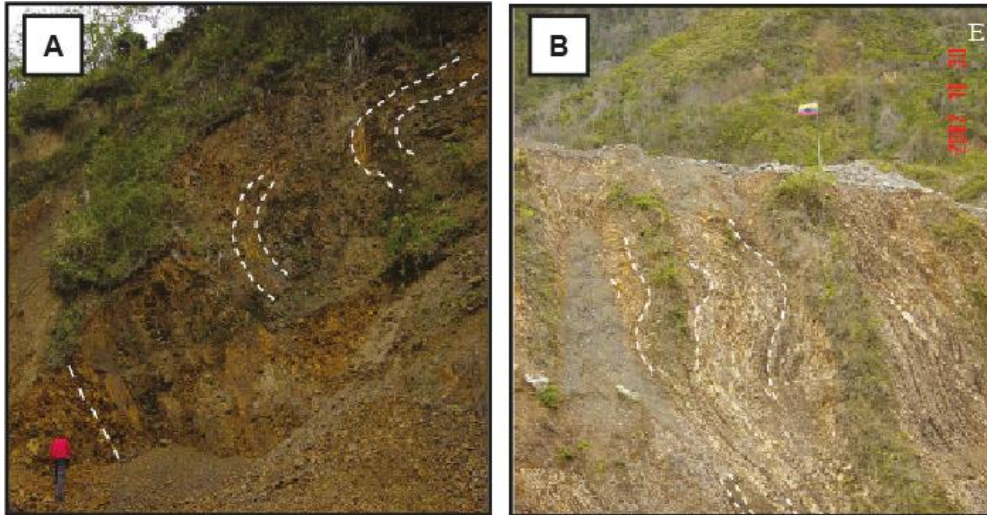


Figura 8. Formación Yunguilla. **A.** Turbiditas plegadas de la Fm. Yunguilla en la vía Nono-Tandayapa. **B.** Turbiditas caóticas plegadas de la Fm. Yunguilla en la vía Calacalí-Pacto (UTM: 768380-00560). Tomado de Vallejo (2007).

2.3.5. UNIDAD TANDAPI

Ocurrencia: Las rocas de la unidad Tandapi definidas por Kehrer y Van der Kaaden (1979) como *Tandapi Beds* como una secuencia de material volcánico, tobas y aglomerados, se encuentran expuestos en la sección Alóag-Santo Domingo, cerca del poblado de Tandapi (ahora Manuel Cornejo Astorja) en el km. 42 (Almagor, 2019; Vallejo, 2007) (**Figura 9**).

Litología: Compuesto de andesitas, dacitas y brechas volcánicas con coloración gris verdosa, textura porfirítica, apariencia fresca y libre de epidota (Kehrer y Van der Kaaden, 1979). Egüez (1986), por su parte, describe a esta unidad como una secuencia de andesitas y brechas volcánicas dispuestas de base a techo respectivamente, en donde las brechas, están compuestas de elementos verdes, grises y púrpuras y corresponden a lavas subporfiríticas. De acuerdo con Vallejo (2007), las rocas volcánicas y subvolcánicas de Tandapi son andesitas porfiríticas con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y hornblendas.

Varios investigadores han presentado datos geoquímicos de rocas volcánicas primarias dentro de la Formación Silante. Kehrer y Van der Kaaden (1979) derivaron una afinidad calco-alcalina por las rocas de la facies Tandapi. De igual forma, Egüez (1986) y Cosma et al. (1998) publicaron datos geoquímicos de andesitas de la facies volcánica Tandapi en la vía Alóag – Santo Domingo, que también revelan una afinidad calco-alcalina con un enriquecimiento en LREE, y una anomalía de Nb negativa, sugiriendo una configuración de un arco volcánico continental (Vallejo, 2007).

Relaciones Estratigráficas: La Unidad Tandapi presenta un contacto discordante entre las unidades Pilatón y Toachi que, anterior a la discordancia, fueron deformados y alterados (Egüez, 1986; Kehrer y Van Der Kaaden, 1979). Vallejo (2009), correlacionó a la unidad Tandapi con rocas ígneas en contacto con capas rojas de la formación Silante a lo largo de la vía Nono-Tandayapa y Calacalí-Nanegalito.

Edad: Kehrer y Van der Kaaden (1979) proponen una edad del pre-Maastrichtiano (Santoniano-Campaniano).

Egüez (1986) sugiere una edad del Paleoceno-Eoceno en base a la posición estratigráfica de la unidad frente a las unidades Pilatón y Toachi y el contacto transicional hacia la Fm. Silante.

Edades plateau de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $65,68 \pm 4,36$ Ma, $58,1 \pm 3,9$ Ma, $61 \pm 1,1$ Ma y $63,96 \pm 10,7$ Ma (en plagioclasa) fueron obtenidas por Vallejo (2007) en rocas ígneas de las secciones Nono-Tandayapa y Calacalí-Nanegalito, mostrando que las facies volcánicas (Unidad Tandapi, para el autor) fueron depositadas desde el Maastrichtiano tardío al Paleoceno temprano.



Figura 9. Unidad Tandapi expuesta en la carretera Alóag-Santo Domingo km. 42. Tomado de Almagor (2019).

2.3.6. FORMACIÓN PILALÓ

Ocurrencia: La Fm. Pilaló es una unidad volcanoclástica sedimentaria designada por Egüez y Bourgois (1986) como Volcánicos Pilaló, localizada en el pueblo de Pilaló en la sección La Maná – Latacunga (**Figura 10 A**). Hughes y Bermúdez (1997) interpretaron

esta formación como un equivalente lateral de la Fm. Apagua pero con una discreta fuente volcánica andesítica, por lo cual, el autor incluye esta formación dentro del Grupo Angamarca (sección 2.3.9). Vallejo (2007) menciona que en el área tipo, la caliza de Unacota y la Formación Apagua de edad eocénica sobreyacen a la Fm. Pilaló, por lo cual, el autor interpreta que la Fm. Pilaló y la Fm. Apagua no son equivalentes laterales.

Buenas exposiciones de esta formación se encuentran en el pueblo de Pilaló, en el valle del Río Chilcas-Pilaló, también en la sección Sigchos-Chugchilán (Egüez, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). Vallejo (2007) incluye rocas similares que se encuentran en el noroccidente de Quito, en el Río Alambí como parte de la Formación Pilaló (**Figuras 10 B, C**).

Litología: Egüez y Bourgois (1986) separan a los Volcánicos Pilaló en dos unidades: unidad inferior que incluye brechas volcánicas verdes, heterogéneas, con elementos mal clasificados de lavas de color verde, gris y marrón-rojizo, en general vitrofídicas con pequeños cristales de plagioclasa y piroxeno. La unidad superior la describe como una serie detrítica-tobácea constituida por aglomerados, arcosas, grawvacas y tobas conglomeráticas y cuya matriz es tobácea con cristales de plagioclasa y hornblenda. Hughes y Bermúdez (1997) reporta la presencia de feldespatos potásicos en algunos clastos y matriz de las rocas de la unidad superior de Egüez y Bourgois (1986). Vallejo (2007) describe a las rocas de la zona del río Alambí como calciturbiditas bioturbadas, lutitas negras y volcanosedimentos datadas del Daniano por Sigal (1969) referido en Vallejo (2007). Las calciturbiditas poseen abundantes foraminíferos y los volcanosedimentos contienen plagioclasa, piroxenos, clastos andesíticos y fragmentos de troncos. Al sur de Sigchos en la sección Sigchos-Chugchilán, lutitas negras con intercalación de areniscas volcánicas, brechas y tobas ricas en cristales son correlacionables con la Fm. Pilaló (Vallejo, 2007).

Relaciones Estratigráficas: La Fm. Pilaló se sobrepone de forma concordante con las facies volcánicas en el río Alambí (volcánicos Alambí de Almagor, 2019; facies Tandapi de Vallejo, 2007). Se propone que la Fm. Pilaló debe encontrarse en contacto con la Unidad Macuchi en la sección La Maná-Latacunga, sin embargo, esto no ha podido ser determinado (Vallejo, 2007). Hughes y Bermúdez (1997) proponen un contacto concordante entre la formación superior Unacota y la formación inferior Pilaló y es observable en el Río Chilcas.

Edad: Savoyat et al. (1970) reporta la presencia de foraminíferos en dos muestras en el área del río Alambí. En la primera muestra, el autor correlacionó estos foraminíferos con la edad Daniano. En la segunda muestra, el conjunto de foraminíferos indicaría edades

del Paleoceno-Eoceno temprano (Vallejo, 2007) y además con las observaciones en campo en el área de Pilaló en donde las calizas eocénicas de Unacota se sobrepone a la Fm. Pilaló, reafirmarían que esta última formación sería de edad paleocénica y que posiblemente se extienda hasta el Eoceno temprano (Vallejo, 2007). Un pórfido andesítico que intruye a la Fm. Pilaló fue datada por Egüez y Bourgois (1986) obteniendo una edad de roca total de K/Ar de $24,7 \pm 1,2$ Ma que correspondería a los episodios volcánicos del Oligoceno-Mioceno tardío de Hall y Calle (1981) en Egüez y Bourgois (1986).

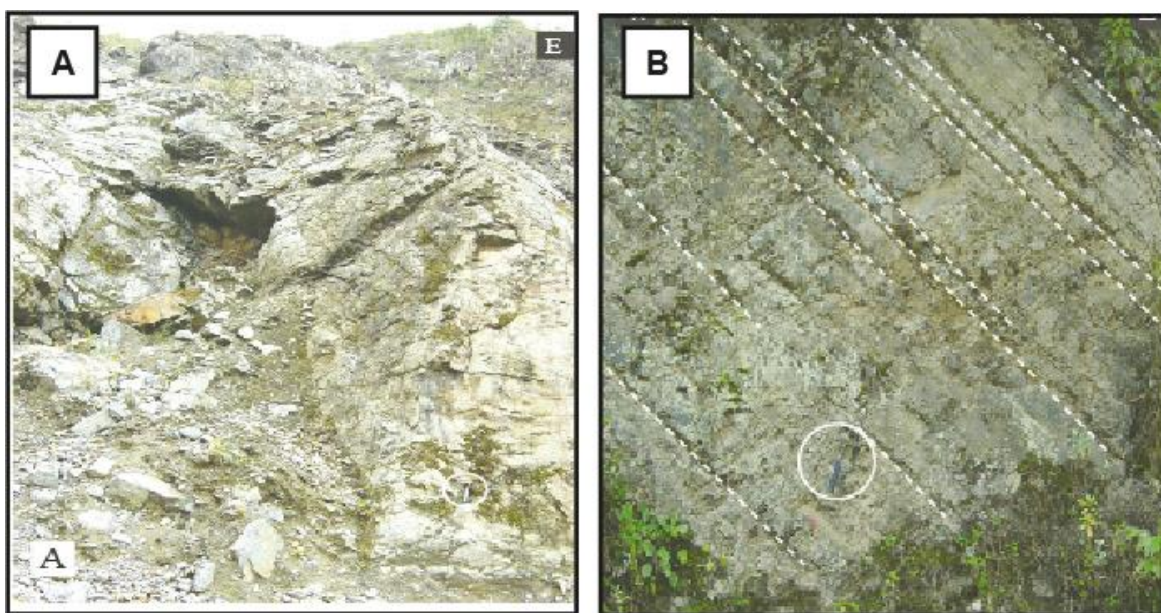


Figura 10. Formación Pilaló. **A.** Andesitas de la Fm. Pilaló en la vía Latacunga-La Maná. **B.** Turbiditas calcáreas cerca al contacto fallado con la Fm. Yunguilla en la vía Nono-Tandayapa (UTM: 766437-9993801) **C.** Tobas retrabajadas a la base de la Fm Pilaló en la vía Nono-Tandayapa (UMT: 65615-9994229). Tomado de Vallejo (2007).

2.3.7. FORMACIÓN MACUCHI

Ocurrencia: La Unidad Macuchi ocupa grandes áreas a lo largo del borde occidental de la Cordillera Occidental (Egüez, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). Depósitos cuaternarios potentes cubren el contacto occidental con el Bloque Piñón (Vallejo, 2007). Los afloramientos más representativos son los que se encuentran en la vía Alóag-Santo Domingo, especialmente entre la Unión del Toachi y la Hacienda Bonanza (Hughes y Bermúdez, 1997) (**Figura 11 A**). También se reportan afloramientos de esta unidad en la vía La Maná-Latacunga a la altura de la Esperanza, El Guango, la

quebrada Amaya y río Minchoa (Egüez, 1986). Vallejo (2007) describe afloramientos de la unidad Macuchi en el valle del Río Chimbo al sur de Pallatanga y al este de Lita.

Litología: La Unidad Macuchi contiene *pillow lavas* basálticas, tobas líticas de composición basáltica-andesítica, brechas basálticas, intrusiones andesíticas de alto nivel, material volcánico redepositado en forma de turbiditas, cherts (**Figura 11 B**). Capas volcanoclásticas comprenden la litología más común de la unidad, aproximadamente un 80% de la secuencia (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007) y en menor volumen dacitas y riocitas (Vallejo et al., 2016). La composición bimodal de las rocas de esta unidad es justificada petrográficamente y con geoquímica (Chiaradia y Fontboté, 2001; Hughes y Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2016).

Relaciones Estratigráficas: Las relaciones estratigráficas de la Unidad Macuchi han sido siempre controversiales debido a la ausencia de exposiciones de la unidad las cuales están cubiertas por vegetación, trayendo problemas en la estratigrafía de la Cordillera Occidental (Vallejo, 2007).

Varios autores han propuesto un origen alóctono para la unidad sugiriendo que la Unidad Macuchi y su basamento tienen un origen intra oceánico y habrían colisionado contra el margen sudamericano durante el Paleoceno tardío a Eoceno (p.e. Hughes y Bermúdez, 1997; Hughes y Pilatasig, 2002), sin embargo, según Vallejo (2007) no existe información suficiente que sustente esta idea, proponiendo un origen autóctono para la unidad debido a las relaciones estratigráficas con la Formación Apagua, cuyo contacto sería estratigráfico y no tectónico como lo es visto por el autor en el valle de Pallatanga cerca del poblado de Las Rocas. Vallejo et al., (2019) reporta un contacto entre la Fm. Apagua y la Unidad Macuchi en la parte central de la Cordillera Occidental cerca de Bucay, donde se interdigitan. En este trabajo también se ha podido observar el contacto estratigráfico entre la Fm. Apagua y la Unidad Macuchi en la vía Riobamba-Guaranda (ver sección 2.3.9, subsección 3 / Formación Apagua). Zirrones precámbricos dentro de sedimentos de la unidad Macuchi podrían soportar la interpretación de un origen autóctono para la Unidad Macuchi.

Edad: Egüez (1986) describe una intercalación de rocas sedimentarias (Unidad Las Juntas de Egüez) dentro de las andesitas y tobas de la Unidad Macuchi en la Unión del Toachi. La fauna en estas rocas es de foraminíferos que indican una edad del Eoceno tardío. El mismo autor también obtiene edades K/Ar con rangos de 42 a 36 Ma en las intrusiones andesíticas de alto nivel a lo largo de la vía La Maná-Latacunga.

Vallejo (2007) obtiene edades de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de $42,61 \pm 1,3$ Ma y $35,12 \pm 1,66$ Ma en flujos de lavas andesíticas expuestos en la vía Alóag-Santo Domingo y en

el pueblo de Lita respectivamente. Adicionalmente, Vallejo et al. (2016) obtiene una edad U-Pb en zircones de 42 Ma. en riodacitas de la Unidad Macuchi y otra edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 41,5 Ma. en volcanisedimentos sobreyaciendo las dacitas.

Con estas edades, las relaciones estratigráficas y datación de la formación Apagua (ver resultados de dataciones en el capítulo 4), sugieren que la Unidad Macuchi se depositó durante el Eoceno medio a tardío. (Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2016).

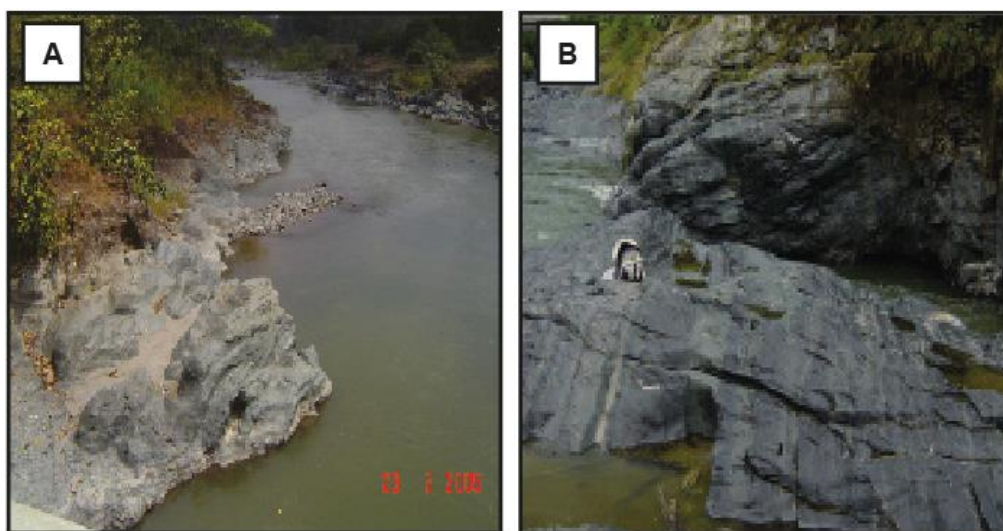


Figura 11. Unidad Macuchi. **A.** Lavas basálticas de la Unidad Macuchi expuestas en el río Toachi (UTM: 0717347-9967521). **B.** Turbiditas de la Unidad Macuchi en la vía Alóag-Santo Domingo (UTM: 728072-9965008). Tomado de Vallejo (2007).

2.3.8. GRUPO ANGAMARCA

2.3.8.1. FORMACIÓN SAQUISILÍ

Ocurrencia: La Formación Saquisilí se encuentra bien expuesta entre la Victoria y Saquisilí (Hughes y Bermúdez, 1997). Vallejo (2007) reporta afloramientos extensos al este de Guaranda, a lo largo de la vía Guaranda-Riobamba y Chimbo-Riobamba. Esta formación anteriormente fue correlacionada con la Formación Yunguilla (Baldock, 1982) debido a su similitud litológica.

Litología: La Fm. Saquisilí es una secuencia turbidítica compuesta por areniscas micáceas grises a negras grisáceas, limos y lodolitas limosas principalmente en secuencias (T_{bcde}) y algunas capas son ligeramente calcáreas (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007) (**Figura 12 A**). Las areniscas son de grano fino de composición cuarzosa y micácea. Estructuras de cargas pueden ser observadas en las turbiditas de la Fm. Saquisilí en Guaranda (Vallejo, 2007) (**Figura 12 B**).

Relaciones Estratigráficas: En la localidad tipo, este del pueblo de Saquisilí, la Fm. Saquisilí, los límites este y oeste están fallados y los contactos primarios con formaciones subyacentes o suprayacentes no pueden ser inferidos (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007).

Edad: Hughes y Bermúdez (1997) encontraron fauna foraminífera en la Quebrada Pusuchusi, que existieron durante el Paleoceno Temprano a Medio. Jaillard et al., (2004) obtuvo datos bioestratigráficos de los afloramientos de la sección Guaranda-Riobamba y los mostró como una serie turbidítica del Paleoceno correlacionándolo con la Fm. Saquisilí.

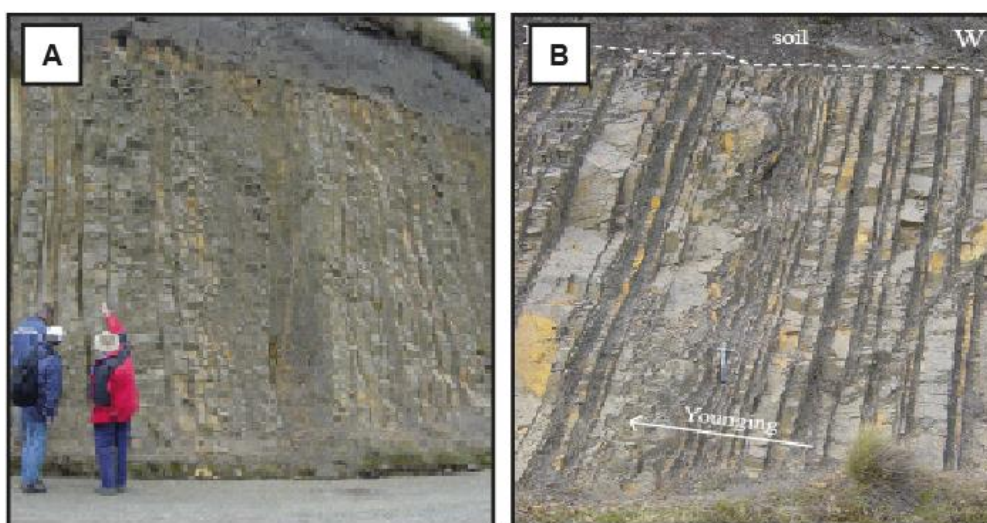


Figura 12. Formación Saquisilí. **A.** Turbitas y debritas arenosas de la Fm. Saquisilí (UTM: 738259-9821523). Tomado de Vallejo et al., (2019). **B.** Turbiditas de la Fm- Saquisilí con estructuras de carga (UTM: 738259-9821523). Tomado de Vallejo (2007).

2.3.8.2. FORMACIÓN UNACOTA

Ocurrencia: Esta formación está expuesta al occidente del pueblo de Apagua en la vía Latacunga-La Maná (**Figura 13**), la sección del río Chilcas (Hughes y Bermúdez, 1997) y la quebrada Unacota (Egüez, 1986). Rocas litológicamente similares son observadas en la quebrada Tene fuerte, donde las calizas ocurren como bloques encima de la Unidad Macuchi (Vallejo, 2007).

Litología: La Fm. Unacota es una secuencia de calizas esparíticas y micríticas, expuestos como lentes discontinuos o bloques cubiertos por turbiditas y rocas pelágicas sedimentarias de la Fm. Apagua (Egüez, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). La fauna reportada en las calizas incluye foraminíferos: *Nummulites*, *Amphistegina sp.*, *Sphaerogypsina sp.*, *Helicolepidina* (Bristow y Hoffstetter, 1977) y

briozoos. Hughes y Bermúdez (1997) reportaron morfologías típicas de montículos de algas y arrecifes, así como también, tipo estromatolitos.

Relaciones Estratigráficas: Hay un contacto estratigráfico concordante entre la Fm. Unacota y la suprayacente Fm. Apagua (Egüez, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). Al norte de la vía Latacunga-La Maná, la Fm. Unacota está expuesta en el Río Chilcas, donde su contacto concordante superior con la Fm. Apagua está expuesta y el contacto inferior con la Fm. Pilaló puede ubicarse en un tramo estrecho pero inaccesible del río (Hughes y Bermúdez, 1997). Al oeste de Pilaló, las calizas de Tenufuerte se consideran equivalentes a las calizas de Unacota y cubren las rocas volcánicas de la Unidad Macuchi, aunque la naturaleza del contacto es difícil de establecer debido a la abundante vegetación (Vallejo, 2007).

Edad: Abundante fauna de foraminíferos y algas han sido recolectados en la Fm. Unacota (Bristow y Hoffstetter, 1977; Egüez, 1986; Egüez y Bourgois, 1986) incluyendo *Discocyclina barkeri*, *Sphaerogypsino*, *Amphistegina sp.*, *Nummulites sp.*, *Globorotalia*, *Discocyclina marginata*. El conjunto de foraminíferos indica una edad del Eoceno medio a tardío.

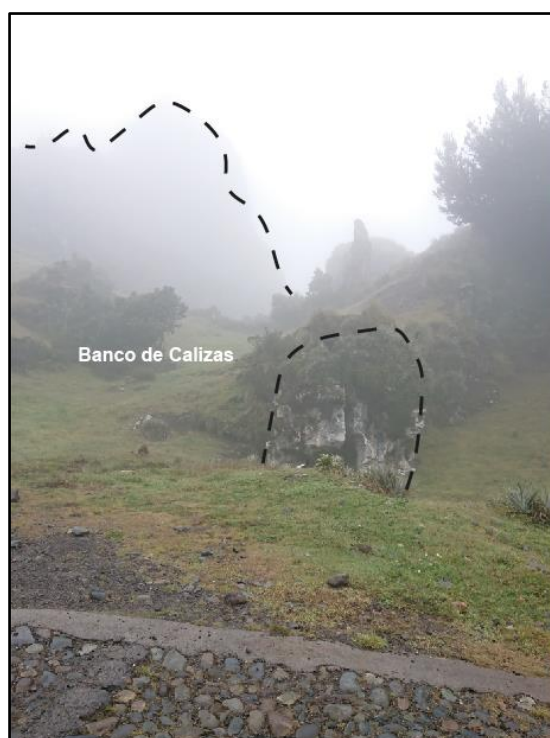


Figura 13. Bancos de calizas de la Formación Unacota expuesta al noroeste de Apagua (UTM: 727886-9893308)

2.3.8.3. FORMACIÓN APAGUA

Ocurrencia: La Formación Apagua fue establecida por Egüez y Bourgois (1986) y la describe como Unidad Inferior Apagua, como una serie turbidítica expuesta cerca al poblado de Apagua. Previamente, autores atribuyeron esta formación a la Fm. Yunguilla por su similitud en las facies turbidíticas (Faucher y Savoyat, 1973; Henderson, 1979).

La sección tipo aparece en la vecindad del poblado de Apagua a lo largo de la vía Latacunga - La Maná y se extiende hacia el sur hacia Angamarca. También existen afloramientos aislados en Huayrapungo y bajo el cono del estratovolcán Quilotoa (Hughes y Bermúdez, 1997). McCourt et al., (1997) reporta exposiciones de esta formación a lo largo de la vía Guaranda-Riobamba y al suroeste del Valle de Pallatanga, a lo largo del río Chimbo.

Litología: Las partes inferiores de la formación consisten en capas delgadas a medias de areniscas de grano fino a medio con delgadas capas de limolitas grises oscuras y lodolitas en secuencia T_{bcd} (**Figura 14 A**). Secuencias de grano grueso T_a también están presentes pero son escasas. Las areniscas son típicamente feldespáticas y contienen abundante cuarzo y micas (**Figura 14 B**) y son clasificadas como litoarenitas feldespáticas y sub-litoarenitas. Óxidos de hierro se observan frecuentemente en la matriz (Vallejo, 2007). Areniscas de tamaño de grano más grueso a microconglomerados empiezan a ser más comunes hacia el tope de la sucesión, gradadas y con bases guijarrosas (**Figura 14 C**). *Sills* y *stocks* de composición andesítica dentro de la Fm. Apagua son observables en la vía Apagua-Angamarca. Al sur del Valle de Pallatanga, Vallejo (2007), describe intercalaciones de tobas dentro de la Fm. Apagua. (Ver Capítulo 4).

Relaciones Estratigráficas: La Fm. Apagua se encuentra de forma concordante sobre la Fm. Unacota y es transicional con los conglomerados de la suprayacente Fm. Rumi Cruz. Vallejo et al. (2019) reporta la interdigitación entre las rocas de la Fm. Apagua y la Unidad Macuchi en la carretera Bucay-Pallatanga (**Figura 14 D**). Durante la realización de este trabajo, se pudo observar contactos estratigráficos entre turbiditas ricas en cuarzo de la Fm. Apagua y lavas con hialoclastitas de la Fm. Macuchi a lo largo de la vía Guaranda-Riobamba, ambos poseen el mismo ángulo de buzamiento (**Figura 15**).

Edad: Fauna de foraminíferos indican una edad del Eoceno medio (Egüez, 1986; Hughes y Bermúdez, 1997). En el área de Cumandá, las tobas intercaladas dentro de la Fm. Apagua fueron datadas y se obtuvieron edades de trazas de fisión de $37,8 \pm 3,5$ Ma (Dunkley y Gaibor, 1997) que es consistente con las edades paleontológicas, sin

embargo, la edad de traza de fisión pudo haber sido reseteada, según Vallejo (2007). Vallejo et al. (2019) reporta edades U-Pb detríticas para sedimentos de la formación Apagua interdigitados con la unidad Macuchi, con edades máximas de deposición de 44.3 ± 1.8 , 43 ± 2.2 y 39.9 ± 0.9 Ma.

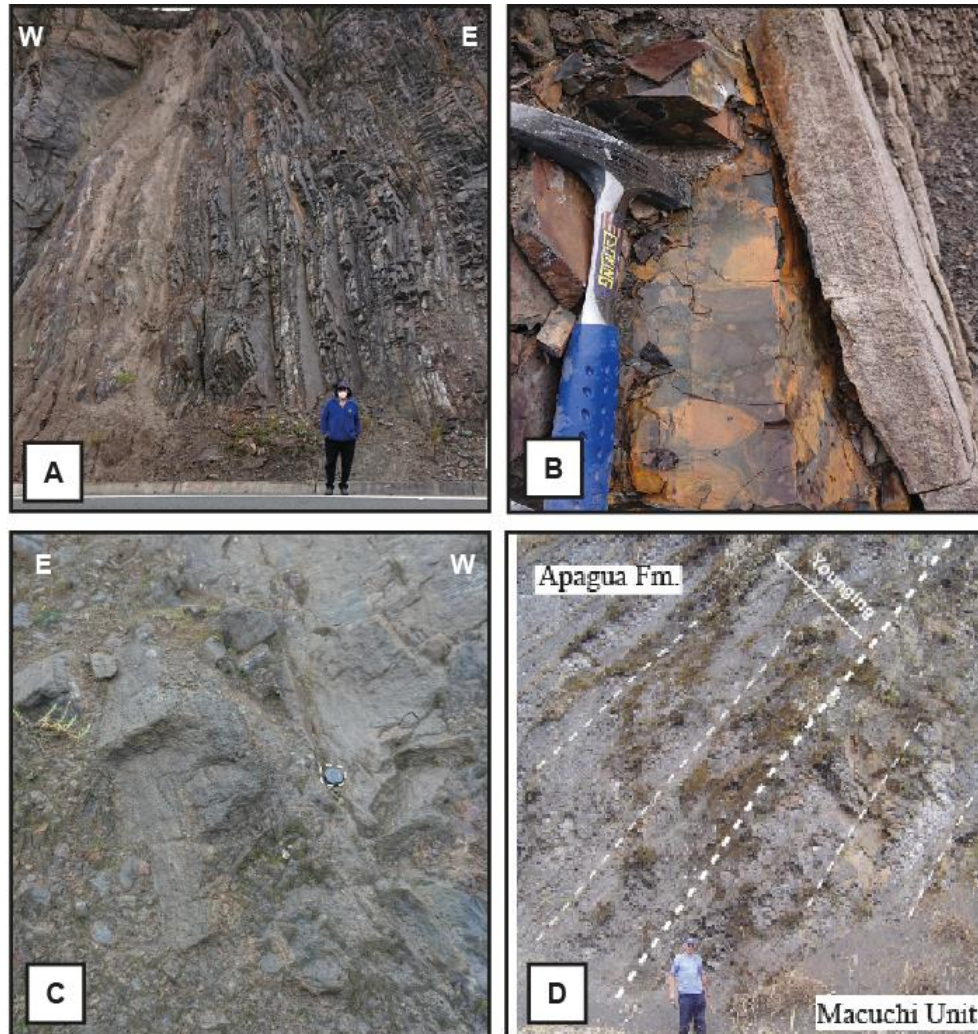


Figura 14. Formación Apagua. **A.** Turbiditas y debritas de la Formación Apagua en la vía Latacunga-La Maná (UTM: 728106-9890897). **B.** Areniscas laminadas (secuencia T_b) rica en feldespatos, vía Latacunga-La Maná. **C.** Conglomerados y microconglomerados de la Formación Apagua, poblado de Apagua (UTM: 730490-9892869). **D.** Contacto estratigráfico entre la Formación Apagua y Unidad Macuchi en la vía Bucay-Pallatanga (UTM: 721613-9766370). Tomado de Vallejo (2007).

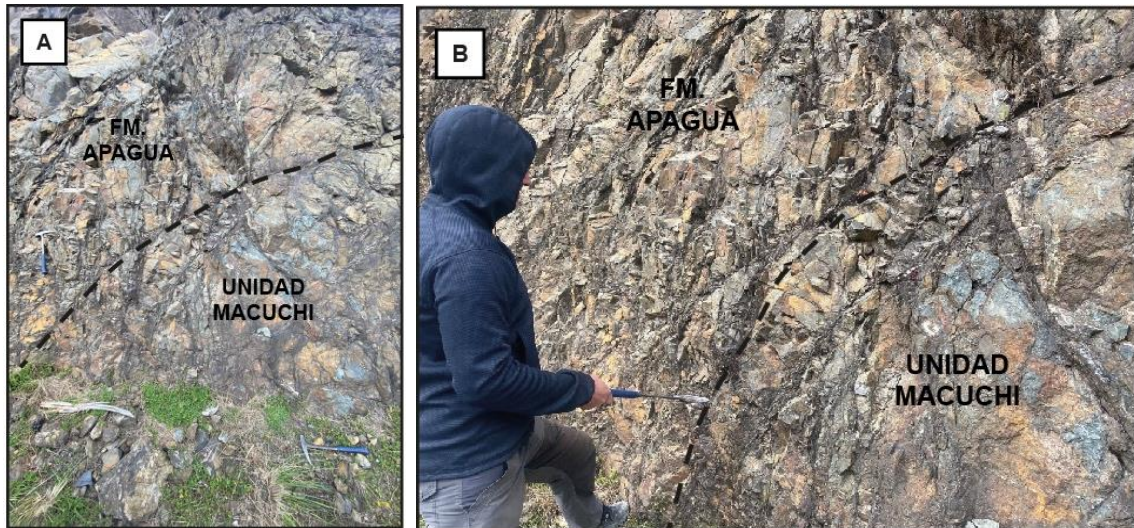


Figura 15. Contactos estratigráficos entre la Formación Apagua y Unidad Macuchi en la vía Guaranda-Riobamba. **A.** Formación Apagua sobre la Unidad Macuchi. **B.** Fm. Apagua (rica en cuarzo) y Unidad Macuchi (lavas y volcanosedimentos).

2.3.8.4. FORMACIÓN RUMI CRUZ

Ocurrencia: La formación está mejor expuesta al sur del poblado de Apagua, a lo largo de la vía Apagua-Angamarca y forma un *ridge* con dirección Norte-Sur (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007, este trabajo). Este *ridge* es claramente observable en imágenes satelitales (**Figura 16**). La Fm. Rumi Cruz fue, anteriormente, nombrada Conglomerados Apagua por Egüez y Bourgois (1986). Boland et al., (2000) interpreta como Fm. Rumi Cruz a conglomerados gruesos cubriendo de manera discordante a la Fm. Yunguilla en el sector de Los Reales al este de la carretera entre Calacalí e Infiernillo, sin embargo, en este trabajo descartamos que dichas rocas pertenezcan a la Fm. Rumi Cruz debido a que las rocas que describe Boland et al., (2000) contienen material volcánico de color verde, completamente distinto a las rocas de la localidad tipo que son ricos en cuarzo y minerales de origen metamórfico (cloritas, cloritoides, grupo de la epidota y aluminosilicatos).

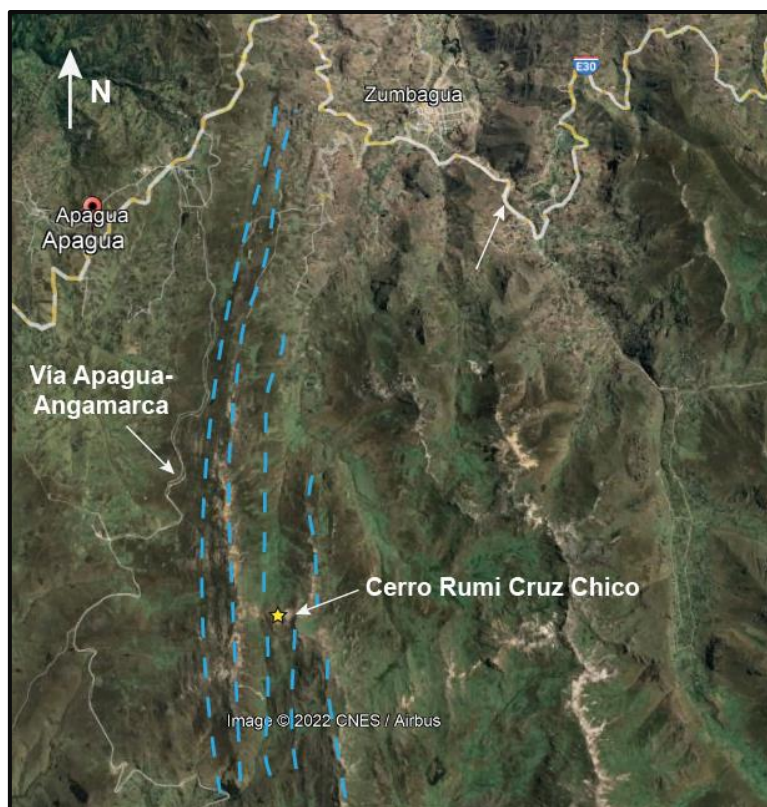


Figura 16. Ridge (cresta) de la Formación Rumi Cruz. Cerro Rumi Cruz Chico (estrella amarilla). Modificado de Google Earth.

Litología: La Fm. Rumi Cruz es una secuencia grano y estrato creciente que cubre de forma concordante a la Fm. Apagua. Litologías en la Fm. Rumi Cruz incluye, conglomerados clasto y matriz soportados, areniscas de grano grueso, lodolitas rojas y lutitas (**Figura 17 A**). Fragmentos de carbón y troncos son comunes a lo largo de la secuencia y sugieren una fuente continental proximal. Los conglomerados de la sección Apagua-Angamarca se encuentran en capas gruesas, con clastos de lutitas, abundante cuarzo y minerales de origen metamórfico. (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007; este trabajo) (**Figura 17 B**).

Edad: Se sugiere una edad del Eoceno tardío debido a que la Fm. Rumi Cruz se encuentra encima de la Fm. Unacota y la Fm. Apagua (Hughes y Bermúdez, 1997).



Figura 17. Formación Rumi Cruz. **A.** Lutitas intercaladas con areniscas finas de la Fm. Rumi Cruz en el Cerro Rumi Cruz. (UTM: 731728-9886947) **B.** Conglomerados y microconglomerados de la Fm. Rumi Cruz en la vía Apagua-Angamarca. (UTM: 729953-9887429).

2.4. PROBLEMAS SEDIMENTOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS DE LA FORMACIÓN RUMI CRUZ

En este apartado se describen los problemas encontrados en relación con la Formación Rumi Cruz, enfocado, principalmente, en las relaciones estratigráficas con las formaciones adyacentes, ambiente de depósito, proveniencia y edad. Es muy importante recalcar que es necesario describir lo que los autores proponen para todo el Grupo Angamarca y no solo de la Fm. Rumi Cruz.

2.4.1. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la vía Apagua-Angamarca, la Fm. Rumi Cruz está sobre la Fm. Apagua en contacto concordante. La Fm. Zumbahua está sobre la Fm. Rumi Cruz en contacto discordante (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007; este trabajo).

La formación se encuentra mejor expuesta al sur del poblado de Apagua donde forma un *ridge* (cresta) de dirección N-S de aproximadamente 20 km de conglomerados gruesos, brechas y areniscas de tamaño de grano grueso y que de forma concordante, está sobre la Fm. Apagua (Hughes y Bermúdez, 1997). En el mapa de la Cordillera Occidental de la BGS-CODIGEM 0°S a 1°S y 1°S a 2°S, se puede observar varios contactos entre la Fm. Rumi Cruz y la Fm. Apagua a lo largo de la vía Apagua-Angamarca, uno de ellos es observable en las cercanías del pueblo de Quindigua, en el río del mismo nombre donde turbiditas y microconglomerados de la Fm. Apagua

transicionan hacia el este hacia conglomerados y areniscas de tamaño de grano grueso de la Fm. Rumi Cruz (Ver Capítulo 4).

Si bien, respecto a las relaciones estratigráficas, la Fm. Rumi Cruz se encuentra bien definida, siendo la parte más joven del denominado Grupo Angamarca, es necesario analizar la transición que esta representa con respecto a la Fm. Apagua para la definición del ambiente de depósito y los eventos ocurridos en la Cordillera Occidental. Hughes y Bermúdez (1997) y Hughes y Pilatasig (2002) definen al Grupo Angamarca como una somerización de la cuenca de antearco con una sucesión progradacional donde registra un cambio de un ambiente de abanico submarino a fan-delta, sin embargo, estos autores no presentan un análisis detallado de la estratigrafía y sedimentología de la Formación Rumicruz.

2.4.2. EDAD

No hay una evidencia directa para definir una edad, sin embargo, Egüez y Bourgois (1986) sugieren una edad del Eoceno superior-Oligoceno para la formación debido a su posición estructural. Hughes y Bermúdez (1997) propone una edad Eoceno tardío debido a que la Fm. Rumi Cruz se encuentra encima de la Fm. Unacota, de edad Eoceno Medio y la Fm. Apagua.

2.4.3. PROVENIENCIA

Según el trabajo realizado por la BGS-CODIGEM (1997), el área fuente de los sedimentos no está probado, no obstante, el alto porcentaje de cuarzo soportan la idea que dicha área fuente sea la presente Cordillera Real. Aunque, según los mismos autores (Hughes y Bermúdez, 1997; McCourt et al., 1997) la ausencia de *debris* metamórficos no es consistente con la explicación dada antes y, probablemente, el Grupo Angamarca se trate de una unidad alóctona a la Cordillera Real, representando, más bien, depósitos fuera del margen continental en lugar de una sedimentación en el margen continental, en un ambiente de intra como propuso Egüez (1986).

Vallejo (2007) realizó un análisis de proveniencia en 5 muestras de la Fm. Rumi Cruz, sugiriendo, de esta manera, una fuente granítica/metamórfica y en menor proporción, volcánicos, para la formación.

2.4.4. AMBIENTE DE DEPÓSITO

Hughes y Bermúdez (1997) interpretan al Grupo Angamarca como una somerización de la cuenca de antearco con una sucesión progradacional donde registra un cambio de un ambiente de abanico submarino a fan-delta. Hughes y Bermúdez (1997) también indican que la Fm. Rumi Cruz, podrían representar relleno de canales, sin embargo, el autor menciona que la secuencia de los conglomerados es mucho más gruesa que los que presentan los rellenos de canales. También, en dicho trabajo se sugiere que en la Fm. Rumi Cruz no hay evidencia que indique un ambiente de depósito fluvial. La naturaleza de los conglomerados, que presentan una fábrica matriz soportada (**Figura 18**), sugiere que la depositación fue por mecanismos de flujos de masa y no por agentes fluviales.

A pesar de lo mencionado anteriormente, la naturaleza en forma de lóbulos, la gran extensión lateral, la presencia de capas rojas hacia el tope de la Fm. Rumi Cruz y la abundancia de fragmentos de troncos son grandes indicadores de influencia terrestre en la parte superior de la formación. Es por ello, que Hughes y Bermúdez (1997), interpreta a la Fm. Rumi Cruz como un ambiente de *fan-delta*, con material clástico maduro derivado de fuentes fluviales y redepositados por mecanismos de flujo de masa (*debris flow*) como extensas láminas laterales en aguas someras.



Figura 18. Conglomerados matriz soportada de la Fm. Rumi Cruz en la Quebrada Ingapirca, Cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 730534-9887539).

2.5. FACIES SEDIMENTARIAS

Previo a la revisión de los resultados de los análisis estratigráficos, sedimentológicos, de proveniencia y edades, es necesario entender algunos conceptos para mejor comprensión de este trabajo.

2.5.1. CONCEPTOS BÁSICOS

2.5.1.1. ROCAS SEDIMENTARIAS

Los sedimentos son materiales hechos de partículas o **clastos** derivados de rocas preexistentes. Los clastos son principalmente detritos erosionados de capas de roca y son comúnmente compuestos de minerales silíceos, aunque, pueden estar compuestos de otros materiales no necesariamente silíceos. Cuando estos sedimentos sufren el proceso de litificación, es decir, se convierten en roca, pasan a llamarse **rocas sedimentarias** (Nichols, 2009).

Las rocas sedimentarias se clasifican en clásticas y no clásticas (**Figura 19**). Para el caso de las rocas clásticas, estas rocas están compuestas por material clástico terrígeno, que es material que se deriva de rocas preexistentes (Nichols, 2009).

Las rocas sedimentarias no clásticas, por el contrario, están constituidas por precipitados químicos (carbonatos, sílice, fosfatos, sulfatos, etc.), carbón, *cherts*, evaporitas y material biogénico (Nichols, 2009).

Este trabajo se centra en ambos, sin embargo, para el caso de la Fm. Rumi Cruz, las rocas sedimentarias clásticas son el objeto principal de estudio. La Fm. Unacota, al ser una formación adyacente a la Fm. Rumi Cruz, es exclusiva de estudio de rocas sedimentarias no clásticas.

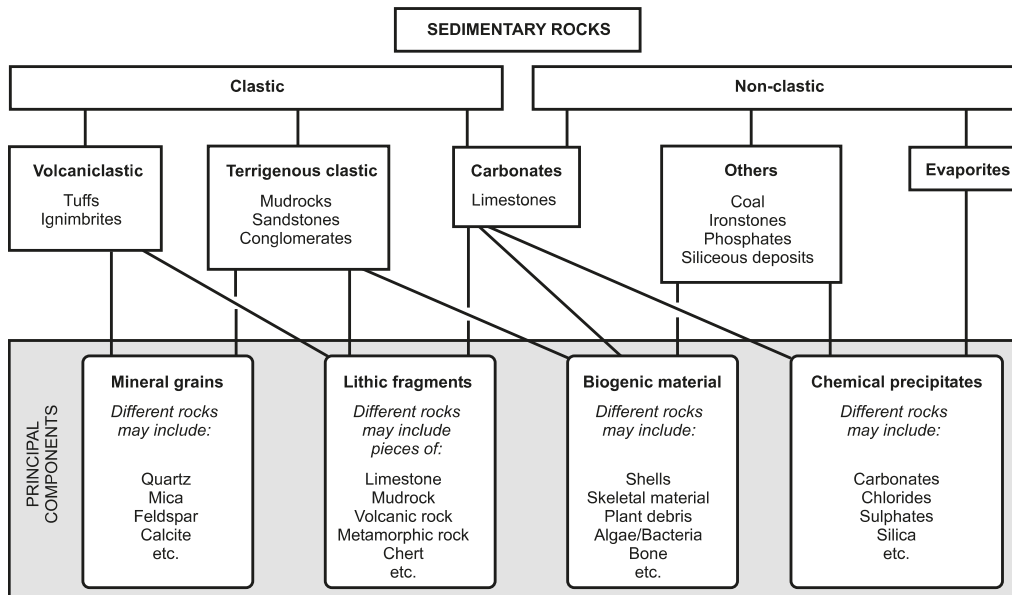


Figura 19. Clasificación de sedimentos y rocas sedimentarias. Tomado de Nichols (2009).

2.5.1.2. PROCESOS SEDIMENTARIOS

La naturaleza del material sedimentario es muy variada en origen, tamaño, forma y composición. Partículas como granos y guijarros pueden derivarse de la erosión una capa de roca más vieja o una erupción volcánica, directamente. Organismos y precipitaciones directas de minerales también contribuyen a los sedimentos en algunas ocasiones y son de suma importancia en el registro sedimentario (Nichols, 2009).

La formación de un cuerpo sedimentario involucra, ya sea el transporte del material erosionado por gravedad, agua, aire, hielo, flujos de masa o el crecimiento biológico o químico del material en su lugar (Dalrymple y James, 2010; Nichols, 2009).

Acumulación de sedimentos en un lugar puede estar influenciado por las características químicas, temperatura y biológicas (Nichols, 2009).

Finalmente, el proceso de transporte y deposición de los sedimentos puede ser determinado al observar capas individuales de sedimentos y estructuras que la forman (Nichols, 2009).

2.5.1.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS Y FACIES

El medio ambiente en cualquier punto de la tierra o debajo del mar se puede caracterizar por los procesos físicos y químicos que están activos allí y los organismos que viven bajo esas condiciones en ese momento. En la descripción de las rocas sedimentarias, el término **facie** es muy común (Nichols, 2009).

Una **facie** de una roca es un cuerpo de roca con características específicas que reflejan las condiciones bajo la cual se formó dicha roca (Nichols, 2009; Dalrymple y James, 2010).

Describir las facies de un cuerpo de sedimento implica documentar todas las características de su litología, textura, estructuras sedimentarias y contenido fósil que pueden ayudar a determinar los procesos de formación. Al reconocer asociaciones de facies es posible establecer las combinaciones de procesos que fueron dominantes; las características de un entorno deposicional están determinadas por los procesos que están presentes y, por lo tanto, existe un vínculo entre las asociaciones de facies y los entornos de depósito. (Nichols, 2009).

2.5.2. DESCRIPCIÓN DE SEDIMENTOS CLÁSTICOS TERRÍGENOS Y ROCAS SILICICLÁSTICAS

Las rocas sedimentarias clásticas están compuestas de material derivado de rocas pre-existentes que pueden ser minerales o fragmentos de rocas (Nichols, 2009; Tucker, 2003). Es importante describir el tamaño de grano de estos materiales y las formas, según ello, adquieren diferentes denominaciones presentadas a continuación.

El esquema más utilizado para la descripción del tamaño de los granos en rocas sedimentarias es el de Udden-Wentworth, a partir de allí, es como se reconocen 3 tipos de rocas de acuerdo con el tamaño de grano descrito (**Figura 20**).

mm	phi	Name	
256	-8	Boulders	Gravel Conglomerate
128	-7		
64	-6	Cobbles	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Pebbles	
4	-2	Granules	Sand Sandstone
2	-1	Very coarse sand	
1	0	Coarse sand	
0.5	1	Medium sand	
0.25	2	Fine sand	
0.125	3	Very fine sand	Mud Mudrock
0.063	4	Coarse silt	
0.031	5	Medium silt	
0.0156	6	Fine silt	
0.0078	7	Very fine silt	
0.0039	8	Clay	

Figura 20. Escala de Udden-Wentworth para tamaño de grano. Tomado de Nichols (2009).

La forma de los clastos es determinada por las propiedades de fractura de la capa de roca y la historia de transporte. Para el caso de los guijarros, si los clastos que componen la roca son redondeados se denominan conglomerados, caso contrario, si son angulosos, se conocen como brechas (Nichols, 2009).

Las formas subredondeadas a redondeadas de los granos indican mayor transporte, caso contrario que si son angulosos, indican que la fuente es cercana y poco transporte (Tucker, 2003; Nichols, 2009) **(Figura 21)**.

Formas ovaladas de clastos, principalmente en conglomerados, permiten conocer la dirección del flujo que depositó estos sedimentos (Tucker, 2003; Nichols, 2009) **(Figura 22)**.

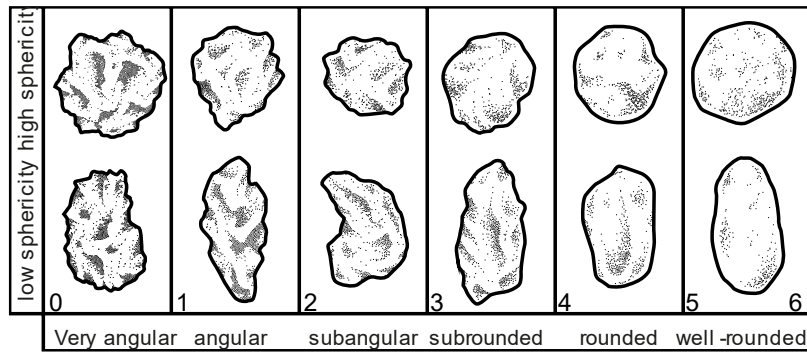


Figura 21. Categoría de grado de redondez para granos de sedimentos. Tomado de Tucker (2003).

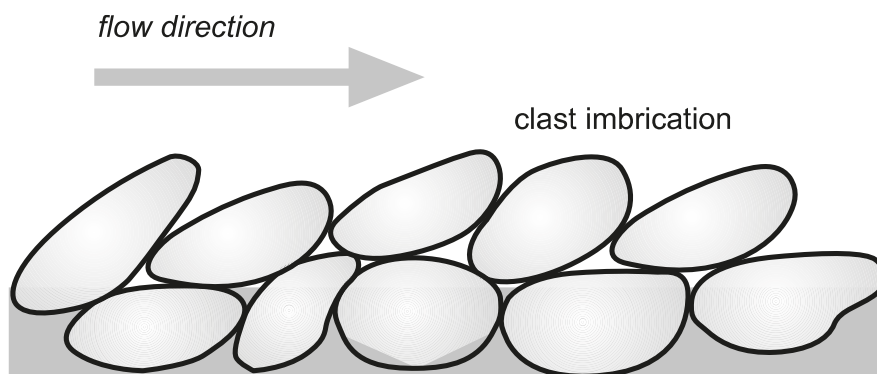


Figura 22. La relación entre imbricación y dirección de flujo. Tomado de Nichols (2009).

2.5.2.1. SORTEO

Es una descripción de la distribución de tamaños de clastos presentes: un sedimento bien clasificado está compuesto de clastos que caen principalmente en una clase en la escala de Wentworth (por ejemplo, arena media); un depósito mal clasificado contiene una amplia gama de tamaños de clastos. La clasificación es una función del origen y la historia del transporte de los detritos. Con el aumento de la distancia de transporte o la agitación repetida de un sedimento, los diferentes tamaños tienden a separarse. Se puede hacer una estimación visual de la clasificación por comparación con un gráfico (Nichols, 2009) (**Figura 23**).

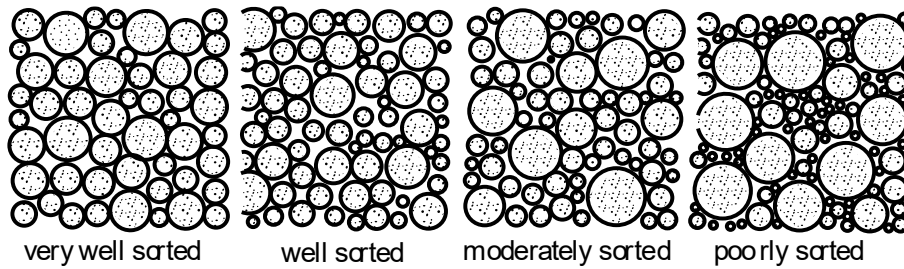


Figura 23. Grado de sorteo, estimación visual. Tomado de Tucker (2003).

2.5.2.2. MATRIZ

Se suele hacer una distinción entre los clastos y la matriz, siendo esta última el material de grano más fino que se encuentra entre los clastos (**Figura 24**). No existe un rango de tamaño absoluto para la matriz: la matriz de una arenisca puede ser un material del tamaño de limo y arcilla, mientras que la matriz de un conglomerado puede ser arena, limo o arcilla (Nichols, 2009).

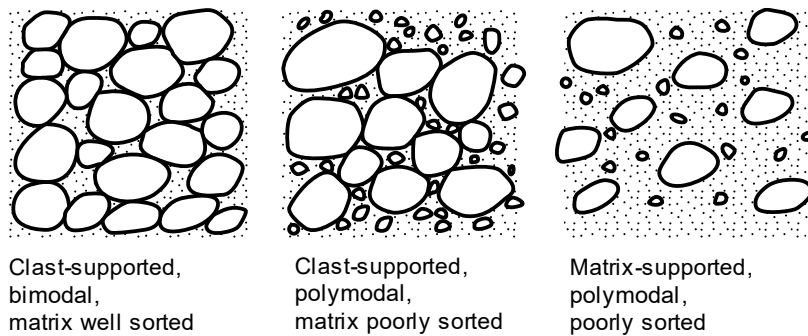


Figura 24. Fábrica y grado de sorteo de los granos. Tomado de Tucker (2003).

2.5.2.3. GRADO DE MADUREZ

Un sedimento clástico terrígeno o roca sedimentaria puede describirse como que tiene un cierto grado de madurez. Esto se refiere a la medida en que el material ha cambiado en comparación con el material de partida de la capa de roca del que se derivó. La madurez se puede medir en términos de textura y composición (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

El grado de clasificación, la redondez y el contenido de matriz en una arenisca contribuyen a la madurez textural del sedimento. Las areniscas texturalmente inmaduras están mal clasificadas con granos angulares y algo de matriz, mientras que las areniscas

texturalmente supermaduras están bien clasificadas con granos bien redondeados y sin matriz. (Tucker, 2003).

2.5.3. PROCESOS DE TRANSPORTE

La mayoría de los depósitos sedimentarios son el resultado del transporte de material en forma de partículas. El movimiento de los detritos puede deberse puramente a la gravedad, pero más comúnmente es el resultado del flujo de agua, aire, hielo o mezclas densas de sedimentos y agua. La interacción del material sedimentario con los medios de transporte da como resultado la formación de **formas de lecho** (*bedforms*), que pueden conservarse como **estructuras sedimentarias** en rocas y, por lo tanto, proporcionar un registro de los procesos que ocurren en el momento de la deposición (Nichols, 2009).

Un **bedform** es una característica morfológica formada por la interacción entre un flujo y sedimentos no cohesivos sobre el lecho. Los *ripples* en la arena en un arroyo que fluye y las dunas de arena en los desiertos son ejemplos de formas de lecho, las primeras como resultado del flujo en el agua, las últimas por el flujo del aire (Nichols, 2009). El reconocimiento de un **bedform** puede brindar información acerca de la fuerza de la corriente de un flujo, profundidad y la dirección de transporte del sedimento (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

2.5.4. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las estructuras sedimentarias son atributos importantes de las rocas sedimentarias. Ocurren en las superficies superior e inferior de los estratos, así como dentro de los estratos. Se pueden utilizar para deducir los procesos y condiciones de deposición, las direcciones de las corrientes que depositaron los sedimentos y, en áreas de rocas plegadas, la polaridad de los estratos conocido como *younging* (Tucker, 2003).

Entender lo que significa una estructura sedimentaria en términos físicos es uno de los puntos de partida para el análisis de las rocas sedimentarias en términos de ambientes de depósito (Nichols, 2009).

Las estructuras sedimentarias se clasifican en: erosionales, depositacionales, post-depositacionales y biogénicas (Tucker, 2003; Nichols, 2009). A continuación una breve descripción de cada una.

2.5.4.1. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS EROSIONALES

Un flujo turbulento sobre la superficie del sedimento que se ha depositado recientemente puede resultar en la remoción parcial y localizada del sedimento. Estas estructuras se localizan a la base de los estratos (Tucker, 2003).

Canales: La socavación puede formar un canal que confina el flujo, más comúnmente visto en tierra como ríos, pero flujos confinados similares pueden ocurrir en muchos otros entornos de depósito, hasta el fondo del mar profundo. Uno de los criterios para reconocer los depósitos de flujo canalizado dentro de los estratos es la presencia de una superficie de socavación erosiva que marca la base del canal (Nichols, 2009).

Otra característica de los canales es su forma cóncava (**Figura 25**), en sección transversal y comúnmente está relleno por sedimentos de grano grueso, a veces con una capa de conglomerados a la base (Tucker, 2003).

Marcas base (Sole Marks): Las características de erosión a pequeña escala en la superficie de un lecho se denominan *sole marks*. Se conservan en el registro de la roca cuando se deposita otra capa de sedimento en la parte superior, dejando la característica en el plano de estratificación (Nichols, 2009) (**Figura 26**).

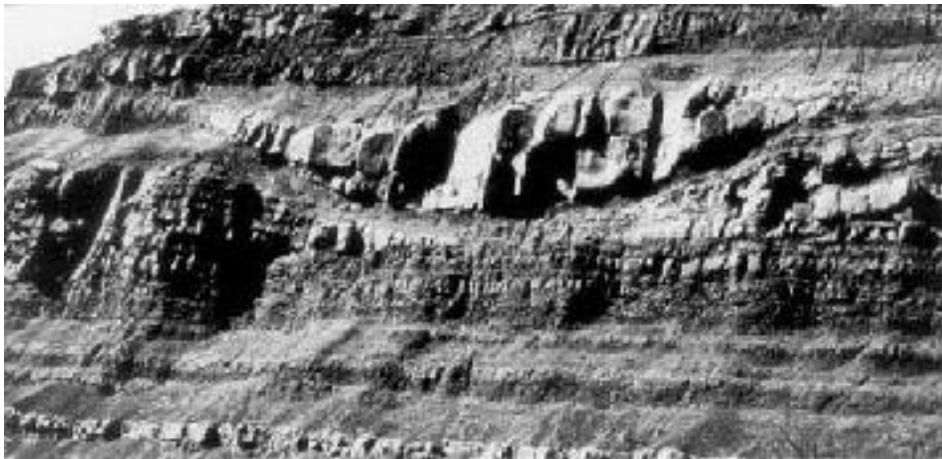


Figura 25. Canal fluvial relleno con arenas gruesas. Tomado de Tucker (2003).

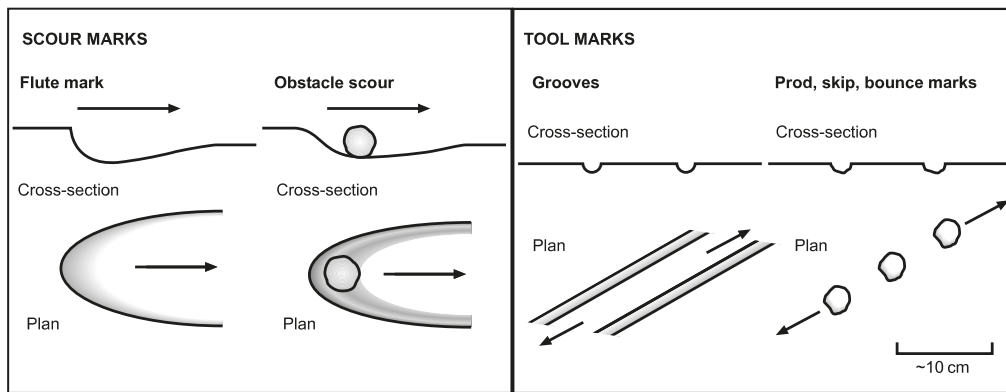


Figura 26. Sole marks. Tomado de Nichols (2009)

2.5.4.2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS DEPOSITACIONALES

Contrario a las estructuras sedimentarias erosionales, estas se localizan sobre o dentro de los estratos. En este grupo se encuentran las estructuras familiares: estratificación, laminación, estratificación cruzada, *ripples* y grietas de desecación (Tucker, 2003).

Estratificación y laminación: El término estratificación se utiliza para estructuras mayor a 1 centímetro de grosor mientras que laminación para menores a 1 centímetro (Tucker, 2003). Nichols (2009) plantea términos descriptivos en función del espesor de los estratos (**Figura 27**).

La estratificación puede ser producto del cambio en el tamaño de grano del sedimento, color o composición mineralógica. Partículas con las mismas características forman estratos que varían en forma y continuidad, desde estratos planares, curvados u ondulados (**Figura 28**). El cambio de un estrato a otro se puede observar normalmente por los límites que presentan las capas, los cuales pueden ser agudos, irregulares, o gradacionales (Tucker, 2003).

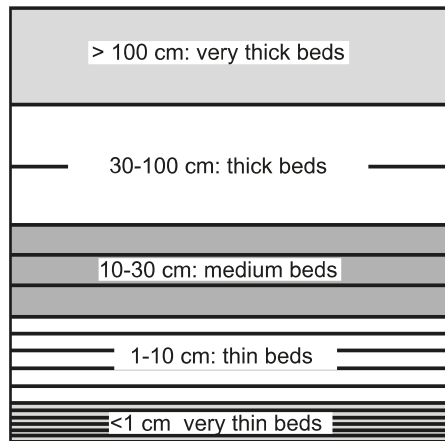


Figura 27. Terminología para estratos. Tomado de Nichols (2009).

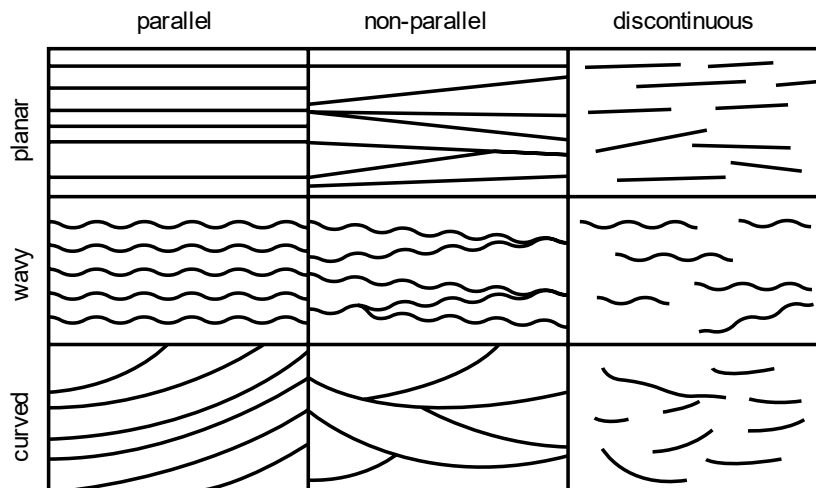


Figura 28. Diferentes tipos de estratificación o laminación. Tomado de Tucker (2003).

La laminación también ocurre debido a cambios en el tamaño de grano, mineralogía, composición y color. Generalmente se forma por depósitos en suspensión, o corrientes turbidíticas de baja densidad. Gradación normal y laminaciones de pocos milímetros de espesor son característicos en estos depósitos (Tucker, 2003).

Ripples: Se trata de *bedforms* desarrolladas principalmente en sedimentos del tamaño de arena, calizas o areniscas.

Los *ripples* son muy comunes y ocurren en las superficies de lecho, pero las dunas y los *ripples* de arena de mayor escala rara vez se conservan intactas como *bedforms*.

Los *ripples* de corriente son producidas por corrientes unidireccionales, por lo que son asimétricas con un lado de sotavento empinado (*lee-side*) (aguas abajo) y un lado suave (*stoss-side*) (aguas arriba) (**Figura 29**). Sobre la base de la forma, son comunes tres tipos de *ripples* de corriente: de cresta recta, sinuosas u ondulatorias y linguloides (Tucker, 2003; Dalrymple y James, 2010) (**Figura 30**).

La migración de *ripples*, dunas y *ripples* de arena en condiciones de la sedimentación neta da lugar a varios tipos de estratificación cruzada, que es una de las estructuras de depósito internas más comunes en areniscas, calizas y otros tipos de rocas sedimentarias. Tanto el viento como el agua pueden mover sedimentos para producir estas estructuras (Tucker, 2003).

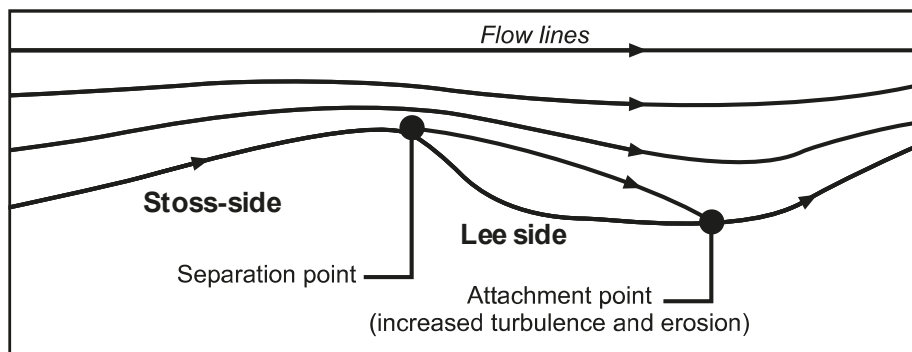


Figura 29. Formación y estructura de un ripple. Modificado de Nichols (2009).

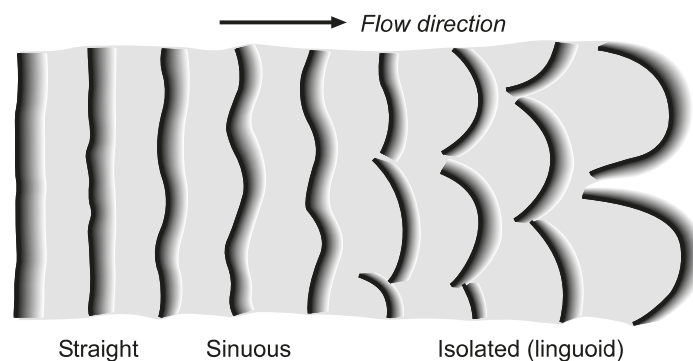


Figura 30. Tipos de ripples. Tomado de Nichols (2009).

Estratificación cruzada: Como se mencionó anteriormente, este tipo de estructura se forma debido a la migración de *ripples* y dunas, no obstante, también se forman cuando los sedimentos rellenan cavidades (Nichols, 2009). Pueden ser identificado dos tipos de estratificación cruzada: planar y transversal que depende de la forma de los *ripples* (Tucker, 2003) (**Figura 31**).

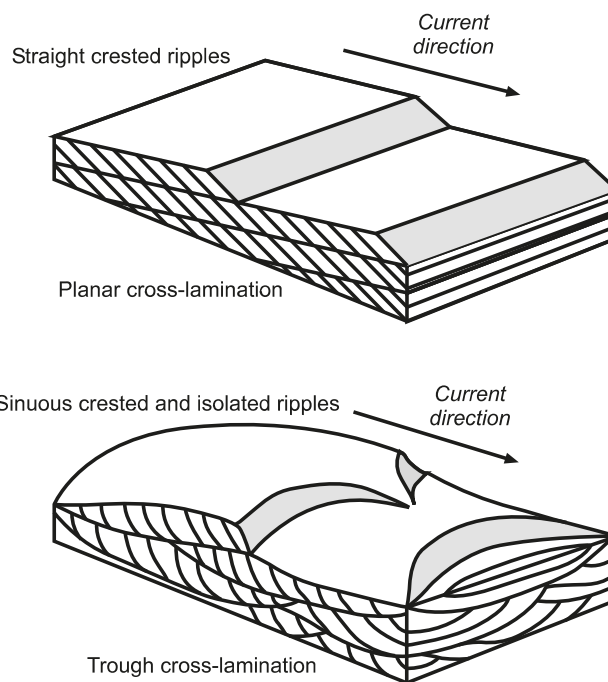
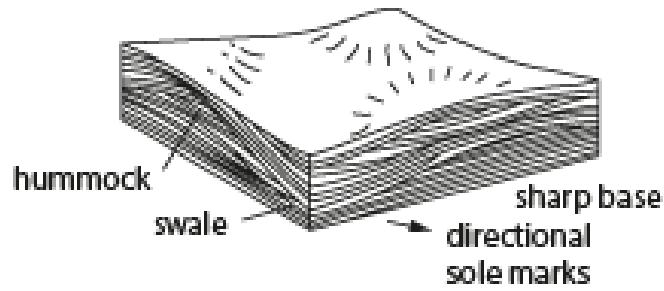
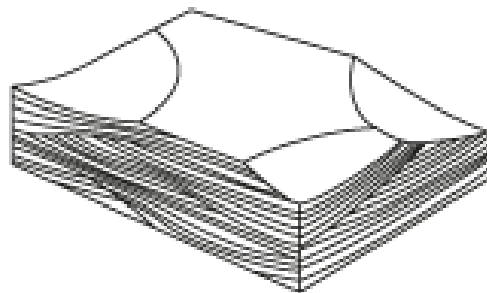


Figura 31. Tipos de estratificación cruzada. Tomado de Nichols (2009).

Existen dos tipos de estratificación cruzada particulares y son la estratificación cruzada *hummocky* (HCS) y la estratificación cruzada *swaley* (SCS) que ocurren en sedimentos de arena, que se cree que son el resultado de las olas de tormenta y la deposición en las partes más externas fuera de la línea de costa y la zona de transición entre la base de olas de buen tiempo y la base de olas de tormenta. La estratificación cruzada de *hummocky* (HCS) se caracteriza por una laminación cruzada de ángulo bajo ($<10-15^\circ$) suavemente ondulada con la parte convexa hacia arriba en los montículos formados y la parte cóncava hacia abajo, formando los *swale*. El espaciamiento de los montículos es de varias decenas de centímetros hasta 1 metro o más y, vistos en planta, tienen forma de cúpula. Relacionado con la HCS está la estratificación cruzada de *swaley* (SCS), donde los montículos son raros y la estratificación consiste principalmente en láminas anchas cóncavas hacia arriba (**Figura 32**) (Tucker, 2003).



(a) hummocky cross-stratification
wavelength 0.5 –5 m



(b) swaley cross-stratification

Figura 32. Estratificación cruzada hummocky (HCS) y swaley (SCS). Tomado de Tucker (2003).

Laminación o estratificación gradada: El tamaño de grano en un estrato suele ser variable y puede mostrar un patrón de disminución general del tamaño de grano desde la base hasta el techo, conocido como **gradación normal**, o un patrón de aumento en el tamaño promedio desde la base hasta el techo, denominado **gradación inversa**. Si estas características no están presentes, es decir, no existe un cambio en el tamaño de grano de base a techo, simplemente no posee gradación. (Tucker, 2003; Nichols, 2009) **(Figura 33).**

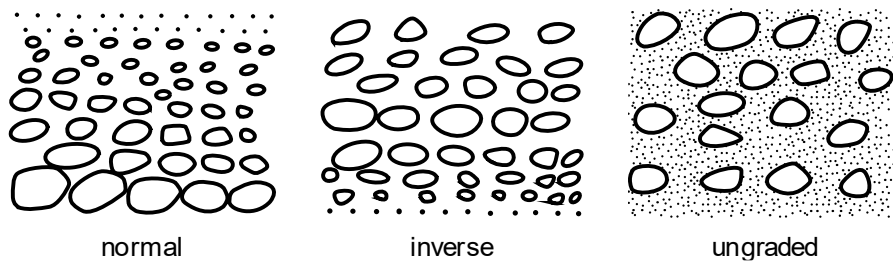


Figura 33. Diferentes tipos de estratificación gradada. Tomado de Tucker (2003).

La gradación normal se da como resultado de la desaceleración del flujo. Producto de esto, las partículas más grandes empiezan a depositarse primero y finalmente las más pequeñas (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

La gradación inversa es menos común y puede surgir por el aumento de la fuerza del flujo durante la sedimentación, aunque también por dispersión de granos o efectos de flotabilidad (Tucker, 2003).

La gradación inversa puede ocurrir a la base de los depósitos de flujo de sedimentos por gravedad, como los depósitos de flujo de granos y flujo de escombros (Tucker, 2003).

Depósitos masivos: Los estratos masivos no tienen una estructura interna aparente. En primer lugar, es necesario asegurarse de que este sea realmente el caso y que no se deba simplemente a la meteorización de la superficie o a un tamaño de grano uniforme (Tucker, 2003).

Según Tucker (2003), los estratos verdaderamente masivos depositados en esta condición surgen principalmente a través de una sedimentación rápida, donde no hubo tiempo suficiente para que se desarrollaran estructuras sedimentarias. El estrato masivo es una característica de algunas areniscas de corriente de turbidez y flujo de granos, depósitos de flujo de escombros, y ocurre en algunas areniscas fluviales (**Figura 34**).



Figura 34. Areniscas con estructura masiva intercaladas con areniscas estratificación cruzada. Tomado de Tucker (2003).

2.5.4.3. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS POST-DEPOSITACIONALES

Una variedad de estructuras se forma después de la deposición, algunas a través del movimiento masivo de sedimentos (*slumping* y *sliding*) y otras a través de la reorganización interna por deshidratación y carga (Tucker, 2003).

Slumping y sliding: Una vez depositada, ya sea sobre o cerca de una pendiente, una masa de sedimento puede transportarse pendiente abajo. Cuando hay poca deformación interna de la masa de sedimento, más a menudo en el caso de las calizas, la masa transportada se denomina *slide*. Cuando una masa de sedimento se deforma internamente durante el movimiento cuesta abajo, entonces el término *slump* es más apropiado (Tucker, 2003) (**Figura 35**). Los *slumps* muestran sedimentos plegados, sinclinales y anticlinales en escalas variables (Tucker, 2003). Se debe tener cuidado de confundir estos depósitos con plegamientos tectónicos. Los *slumps* ocurren a nivel de estratos y es local, mientras que los plegamientos tectónicos son regionales. La forma de diferenciar un *slump* de un pliegue tectónico es que los estratos adyacentes no se encuentran deformados (**Figura 36**).

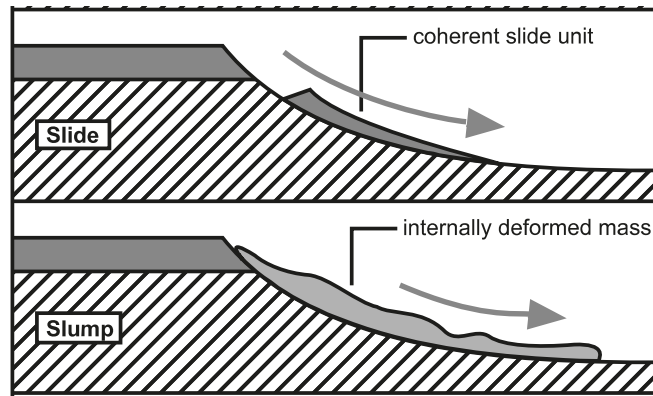


Figura 35. Mecanismos de transporte por gravedad en pendientes. Tomado de Nichols (2009).

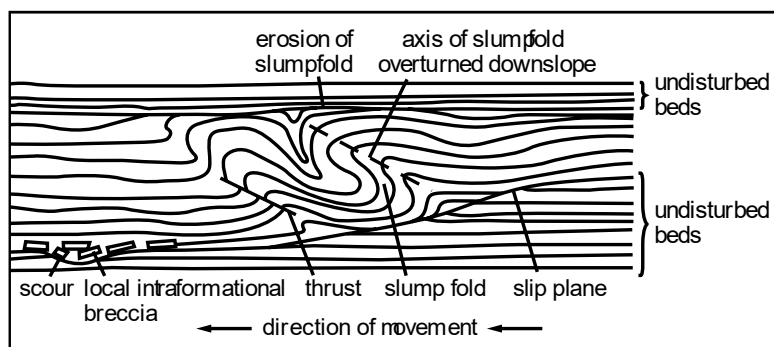


Figura 36. Características principales de un slump. Tomado de Tucker (2003).

Convolutas: O estratificación deformada, se puede aplicar cuando el estrato, la estratificación y la laminación cruzadas producidos durante la sedimentación se han deformado posteriormente, pero donde no ha habido un movimiento lateral a gran escala del sedimento (Tucker, 2003; Nichols, 2009) (**Figura 37**).

Una de las razones por las que ocurren estas estructuras son por procesos de deshidratación, como la fluidización y la licuefacción, que a menudo son inducidos por terremotos, en muchos casos asociados con movimientos sinsedimentarios en fallas (Tucker, 2003; Nichols, 2009).



Figura 37. Laminación convoluta en areniscas. Tomado de Nichols (2009).

Estructuras de carga: Estas estructuras se forman cuando un estrato se hunde sobre otro debido a diferencias de densidad y peso. Los moldes de carga (*load cast*) son comunes a la base de los estratos de areniscas que cubren capas de lodos y presentan morfologías bulbosas y redondeadas (Tucker, 2003).

De aquí, se pueden identificar 2 estructuras sedimentarias principales: estructuras de flama (*flame structure*), cuando los lodos se inyectan hacia la capa superior de arenisca producto del hundimiento de la propia arenisca (**Figura 38**). Estructuras de bola y almohada (*ball and pillow*), cuando la arenisca se hunde en el estrato de lodos y se dividen en masas de arenas en el estrato de lodo (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

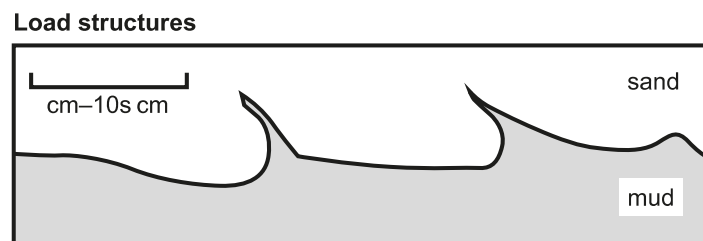


Figura 38. Estructuras de carga. Tomado de Nichols (2009).

2.5.4.4. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS BIOGÉNICAS

Son las estructuras sedimentarias producidas por actividad animal y vegetal. Los más representativos en esta sección son los icnofósiles, que son trazas fósiles discretas y bien organizadas realizadas por organismos en el sedimento (Tucker, 2003; Dalrymple y James, 2010) (**Figura 39**)

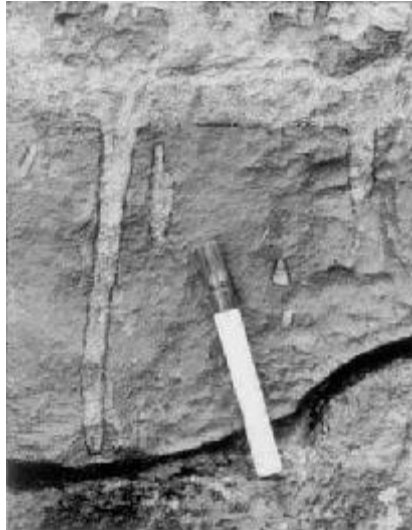


Figura 39. *Iconofósil tipo skolithos. Madriguera de vivienda. Tomado de Tucker (2003).*

2.6. AMBIENTE DE DEPÓSITO A ESTUDIAR EN EL ÁREA DE ESTUDIO

En la descripción del ambiente de depósito para la Fm. Rumi Cruz (Ver Sección 2.4.4.) se ha propuesto un ambiente de depósito tipo *fan-delta* (Hughes y Bermúdez, 1997), el cual es considerado el “ambiente hipótesis” para trabajar.

Para la definición de un *Fan Delta* es necesario cubrir dos conceptos fundamentales descritos a continuación.

2.6.1. ABANICOS ALUVIALES

Nichols (2009) define a los abanicos aluviales como conos de detritos que se forman en una pendiente en el borde de una llanura aluvial. Se forman por deposición de un flujo de agua y sedimentos erosionados provenientes de zonas adyacentes a la cuenca. Los abanicos aluviales ocurren cuando existe un salto distintivo en la topografía (**Figura 40**). Además, estos pueden ocurrir en distintos regímenes climáticos (Nichols, 2009).

Los abanicos aluviales están estrechamente relacionados con un sistema fluvial que lleva los sedimentos y los deposita en las llanuras aluviales. Las facies son predominantemente conglomerados y pueden incluir fábricas matrices soportadas depositados por flujos de escombros, gravas y arenas bien estratificadas depositadas por procesos de inundación laminar y en canales que migran lateralmente a través de la superficie del abanico (Nichols, 2009).

Otras características de las facies aluviales incluyen la ausencia de fauna marina, la presencia de fósiles de plantas terrestres, icnofósiles y perfiles de paleosuelos en depósitos de planicies aluviales (Nichols, 2009).

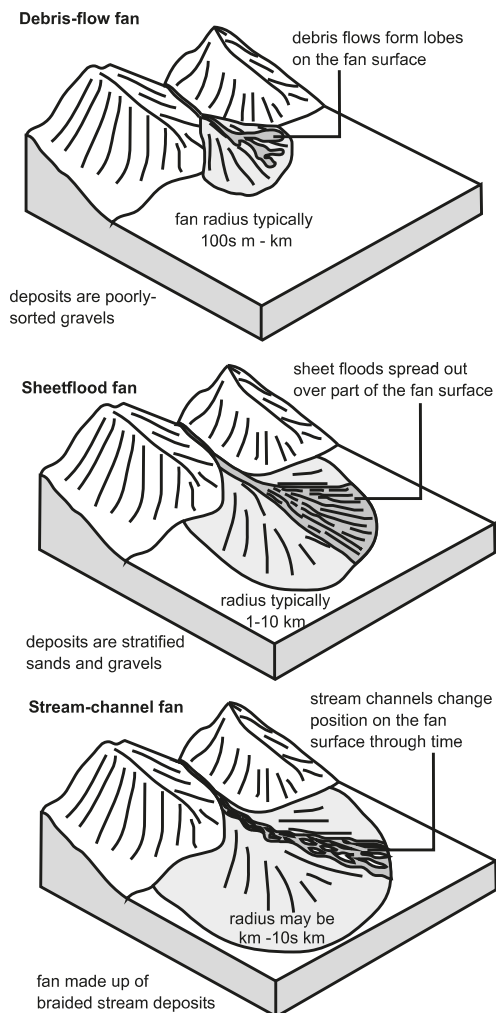


Figura 40. Tipos de abanicos aluviales. Tomado de Nichols (2009).

2.6.2. DELTAS

Un delta se puede definir como una "protuberancia discreta de la costa formada en un punto donde un río entra en el océano u otra masa de agua" y, como tal, se forma donde los sedimentos arrastrados por el río se acumulan como un cuerpo en el lago o el mar (Elliott 1986; Bhattacharya y Walker 1992 referido en Nichols, 2009) (**Figura 41**). Un delta se subdivide en dos partes: planicie deltaica y frente deltaico (**Figura 42**) (Nichols, 2009).

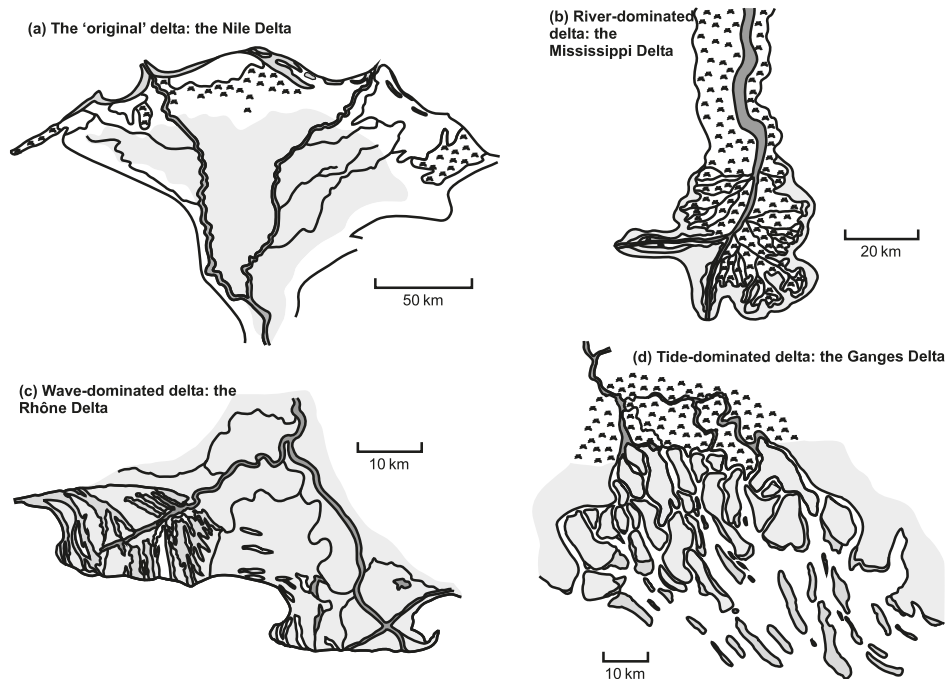


Figura 41. Tipos de deltas. Tomado de Nichols (2009).

2.6.2.1. PLANICIE DELTAICA

Los deltas son alimentados por un río o un abanico aluvial y existe una transición entre el área que se considera parte del ambiente fluvial/aluvial y la región que se considera la parte superior del delta o **planicie deltaica** (Nichols, 2009).

La planicie deltaica no está afectada por procesos marinos. Los elementos más importantes dentro de la planicie deltaica son los canales interdistributarios y dichos canales pueden tomar formas meándricas o trenzados. Los depósitos más gruesos se encuentran en los canales. Adyacentes a los canales se encuentran los depósitos de desborde que son sitios de sedimentación de carga suspendida cuando se inundan los canales. Esta zona puede estar vegetada dependiendo de las condiciones climáticas. (Nichols, 2009).

En los deltas donde los canales forman lóbulos alargados de sedimento, las áreas protegidas de aguas poco profundas pueden protegerse de fuertes olas y corrientes. Estas áreas protegidas a lo largo del borde de la parte superior del delta se denominan bahías interdistributarias (Nichols, 2009).

2.6.2.2. FRENTE DELTAICO

En la boca de los canales, la velocidad del flujo se reduce abruptamente a medida que el agua ingresa a las aguas tranquilas de un lago o mar. El frente deltaico inmediatamente al frente de la boca del canal es el sitio de depósito de material de carga de fondo (*bedload*) como una barra en forma de boca, subacuática (Nichols, 2009).

Los sedimentos más gruesos se depositan primero y se encuentran al borde de la boca del canal en aguas poco profundas y pueden ser retrabajados por olas o mareas. La corriente del río se disipa a medida que se aleja de la boca del canal y la energía de las olas decrecen en profundidad siendo así que el material más fino se encuentra hacia las partes más alejadas de la boca del canal. Esto ocurre en el área denominada como **delta slope o pendiente deltaica** (Nichols, 2009).

La carga suspendida transportada por el río ingresa al agua relativamente tranquila del lago o del mar para formar una columna de sedimentos frente al delta. El agua dulce de río con una carga suspendida puede tener una densidad más baja que el agua de mar salada y la columna de partículas finas en suspensión será flotante, extendiéndose lejos de la desembocadura del río. A medida que se produce la mezcla, se produce la deposición fuera de la suspensión, con las partículas más finas y flotantes que se alejan más del frente delta antes de depositarse en la región **pro-delta**. Las corrientes de gravedad también pueden traer sedimentos más gruesos por el frente del delta y depositar material en forma de **turbiditas**. Los depósitos de *prodelta*, son los de grano más fino ya que se depositan en la configuración de energía más baja (Nichols, 2009).

Finalmente, Nichols (2009) recalca que un delta incluye el concepto de **progradación**, es decir, la depositación da como resultado los sedimentos se acumulen en el lago o el mar. La sucesión sedimentaria formada consistirá, por lo tanto, en facies progresivamente menos profundas a medida que el *prodelta* está cubierto por el frente deltaico, que a su vez está superpuesto por sedimentos de la planicie deltaica. La sucesión formada por la progradación de un delta, por lo tanto, tiene un patrón de disminución de la profundidad, una serie de estratos que consistentemente muestran evidencia de que las capas más jóvenes se depositan en aguas menos profundas que las capas más viejas sobre las que se depositan (**Figura 43**).

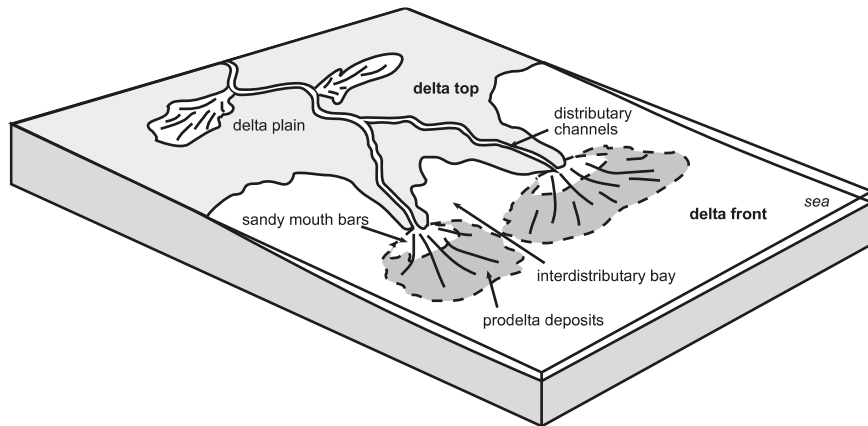


Figura 42. Subambientes de un delta. Tomado de Nichols (2009).

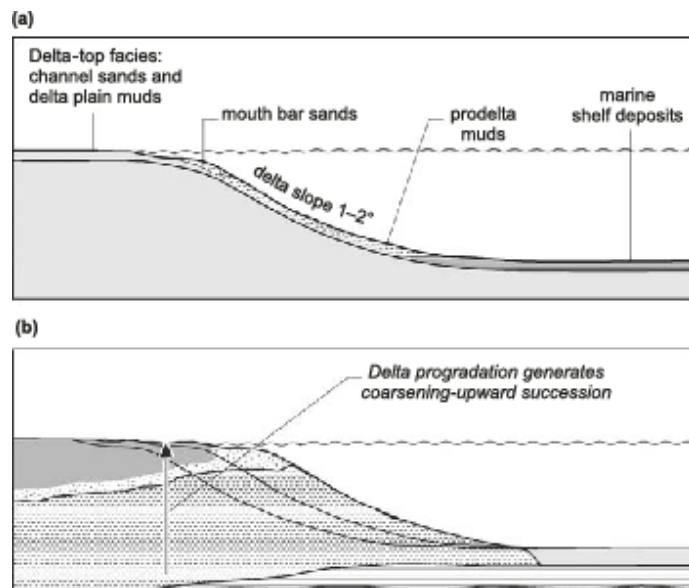


Figura 43. Sección transversal de un delta mostrando la progradación. Tomado de Nichols (2009).

2.6.3. FAN DELTA

Dados los conceptos previos y elementos que corresponden a cada uno de los ambientes anteriormente descritos, se procede a explicar lo que es un *Fan Delta* que no es nada más que la combinación de las dos anteriores, donde Nichols (2009) lo caracteriza de la siguiente forma: “Los deltas de grava no son necesariamente alimentados por un río: un **abanico aluvial** dominado por un flujo de escombros o una inundación laminar puede acumularse en el lago o en el mar para formar un cuerpo de sedimentos que comúnmente se conoce como un **abanico-delta** (fan delta), aunque debe tenerse en cuenta que el término 'abanico-delta' también se ha aplicado a los deltas de grano grueso alimentados por ríos” (Nemec 1990a en Nichols, 2009).

Los deltas, según el grado de progradación se pueden clasificar en **deltas formados en aguas someras o deltas formados en aguas profundas**. La progradación delta ocurrirá a un ritmo mayor si se está formando en un mar o lago poco profundo, y el área cubierta por un lóbulo de delta será mayor porque forma un cuerpo de sedimento delgado y extenso. Por el contrario, un delta que se adentra en aguas más profundas formará un depósito más grueso que avanza a un ritmo más lento. Un delta construido en aguas someras tiende a tener un área grande de la planicie deltaica mientras que un **delta que se forma en aguas profundas** una mayor proporción del sedimento se depositará en la parte inferior de la pendiente del delta a medida que se genere una sucesión de engrosamiento más gruesa durante la progradación del delta, por lo tanto, el área de la planicie deltaica es menor (Nichols, 2009). **(Figura 44)**

La combinación de un suministro de sedimento grueso y un margen de cuenca empinado da como resultado una forma de delta particular que es diferente a todos los demás deltas y, por lo tanto, merece una mención especial **(Figura 45)**. Incluso tienen un nombre especial "deltas tipo Gilbert". Estos deltas pueden suplir sistemas para los abanicos submarinos. Los mecanismos que ocurren en estos tipos de delta son flujos de escombros, flujos gravitacionales, flujos de granos y corrientes de turbidez. (Nichols, 2009).

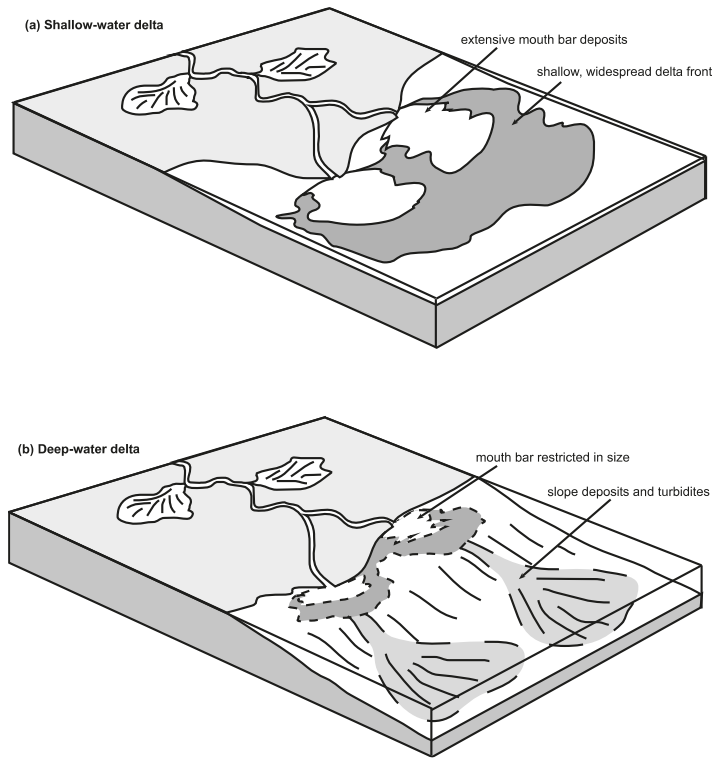


Figura 44. Tipos de delta según la profundidad del agua a la que se forman. Tomado de Nichols (2009).

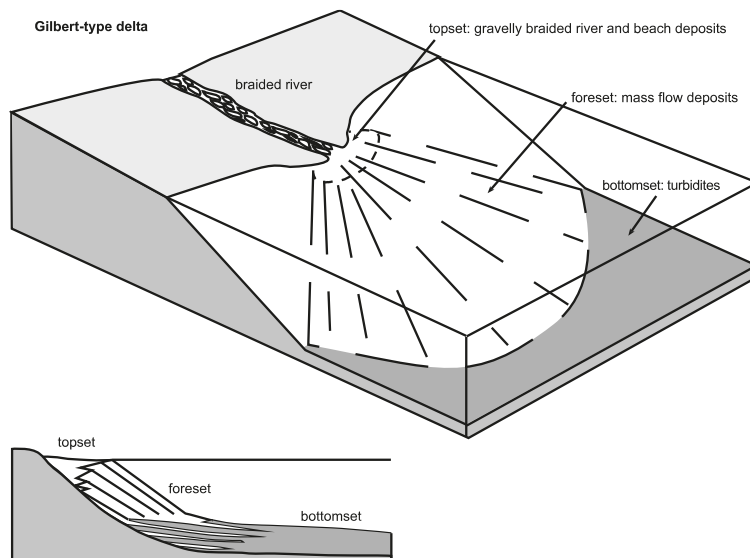


Figura 45. Deltas tipo Gilbert. Tomado de Nichols (2009).

Los **depósitos de carbonato** pueden coexistir con sedimentos terrígenos clásticos y volcanoclásticos bajo ciertas condiciones. Los deltas construidos por ríos efímeros en ambientes áridos pueden experimentar largos períodos sin suministro de escombros y durante estos intervalos se pueden desarrollar carbonatos en el frente del delta (Wilson 2005 en Nichols, 2009), por ejemplo, en forma de pequeños **arrecifes** que se acumulan en las partes marinas poco profundas de efímeros *fan-deltas* (Nichols, 2009).

2.6.4. FLUJOS HIPERPÍCNICOS Y DEPÓSITOS

Las descargas de los ríos son en gran medida el mecanismo más eficiente para transferir sedimentos de las áreas fuentes a las cuencas marinas y lacustres relacionadas. Los sedimentos transportados por los ríos se acumulan en su mayoría en los deltas. Bates (1953) en Zavala (2020) introdujo una clasificación racional de los deltas, considerando la relación entre la densidad de la descarga del río entrante (D_r) respecto a la del agua en el embalse (D_w). Bates reconoció tres categorías: flujos hipopícnicos, flujo homopícnico y flujos hiperpícnico (Zavala, 2020) (**Figura 46**).

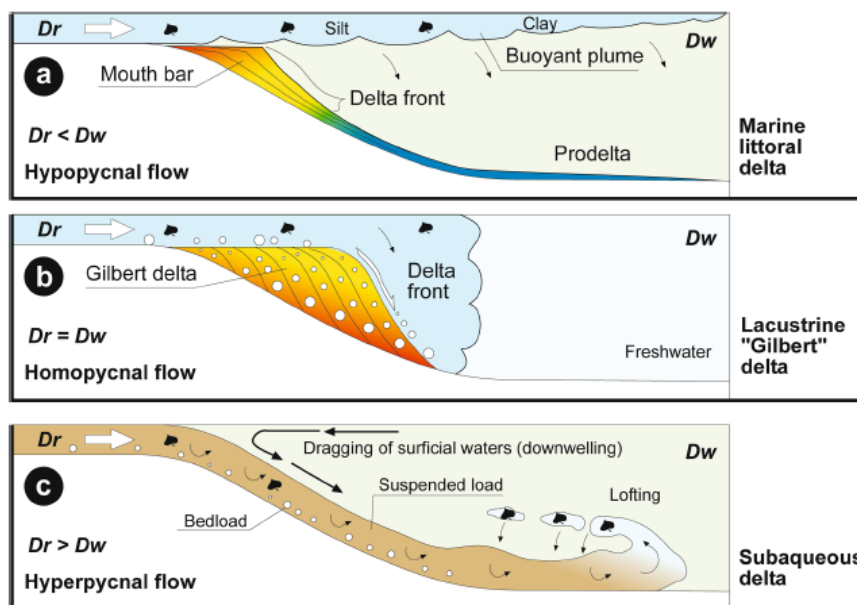


Figura 46. Origen de un flujo hipopícnico (a), homopícnico (b) e hiperpícnico (c). Tomado de Zavala (2020).

Un flujo hipopícnico se forma cuando la descarga del río es menos densa con respecto a la densidad del agua en el embalse ($D_r < D_w$). Un flujo homopícnico se forma cuando el flujo entrante tiene una densidad similar a la del cuerpo de agua receptor ($D_r = D_w$). Un **flujo hiperpícnico** ocurre cuando la densidad del flujo entrante es mayor que la del agua en el reservorio ($D_r > D_w$).

La versión más aceptada de una hiperpicnita típica es un depósito de grano fino caracterizado por características grano y estrato crecientes intercaladas con características estrato y grano decrecientes lo que refleja una magnitud creciente y luego decreciente en la descarga fluvial relacionada (Mulder & Alexander, 2001). Los flujos hiperpícnicos pueden evolucionar hacia corrientes de turbidez, y las corrientes de turbidez generadas de esta manera se conocen comúnmente como flujos hiperpícnicos (Petter & Steel, 2006).

2.7. ANÁLISIS DE FACIES

El proceso más usado para interpretar la génesis de los sedimentos empieza con la subdivisión en sus bloques de construcción fundamentales. Esos “bloques de construcción” que son internamente homogéneos de alguna manera se denominan **facies** (término explicado en la sección 2.5.1.3). Es muy importante realizar una identificación correcta de las facies, es decir, darle mayor énfasis al tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido fósil (Dalrymple y James, 2010).

El objetivo principal de analizar las facies con detalle es obtener los suficientes datos para deducir los procesos y ambientes deposicionales (Tucker, 2003).

Tucker (2003) menciona que al observar una sucesión en detalle, es necesario observar todas las características que esta sucesión posea en términos sedimentológicos. Definir primero las estructuras sedimentarias, luego la textura, litología y finalmente contenido fósil. Distintos tipos de sedimento, pero con atributos similares pertenecerán a la misma facie, es necesario nombrarlas o enumerarlas de manera conveniente para su identificación.

Luego que las facies han sido identificadas, diferenciadas y separadas, se recomienda usar una tabla (Tucker, 2003) para luego asociarlas, lo que se conoce como **asociación de facies** que es el resultado de la combinación de las facies estrechamente relacionadas o que pertenezcan a un mismo ambiente o sub-ambiente de depósito (Dalrymple y James, 2010).

Posterior a la **asociación de facies** se realiza la **sucesión de facies** que se enfoca principalmente en ubicar de manera secuencial las facies, o en otras palabras, como la secuencia va cambiando sea horizontal o verticalmente. Las características observables en la sucesión de facies son: cambios en el tamaño de grano, aumento o disminución del tipo de material (arena, limo, arcilla), cambio en el espesor de los estratos y

contenido fósil (Dalrymple y James, 2010). Esto permitirá deducir un ambiente de depósito para la secuencia analizada.

El esquema metodológico y resumen de la explicación anterior, para el análisis de facies es el propuesto por Dalrymple y James (2010).

2.8. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN MINERALES PESADOS

Los minerales accesorios de alta densidad de los sedimentos siliciclásticos se denominan minerales pesados. En sus rocas madre están presentes como minerales formadores de rocas esenciales (por ejemplo, anfíboles, piroxenos, micas) o como componentes accesorios, como circón, apatito, turmalina, etc., que se encuentran en una amplia variedad de tipos de rocas. Los granos de minerales pesados rara vez se encuentran en cantidades apreciables en secciones delgadas de arenisca; su cantidad total rara vez representa más del uno por ciento de la roca.

Para estudiar los minerales pesados de manera efectiva es necesario concentrarlos, y esto normalmente se hace mediante la disgregación de rocas y la separación de minerales, utilizando líquidos con densidades de 2,89 (bromoformo) o 2,96 (tetrabromoetano). En este trabajo se utilizó Politungstato de Sodio (ver Capítulo 3). Los granos minerales de alta densidad se hunden en estos líquidos, de ahí el nombre de minerales "pesados" (Mange y Maurer, 1992).

La importancia que radican los minerales pesados es que las asociaciones de minerales pesados en los sedimentos se correlacionan con minerales comunes en rocas metamórficas o ígneas, de esta manera se puede determinar el área fuente de los sedimentos (Pettijohn et al., 1987). A continuación, se presentan los minerales pesados característicos de acuerdo con su roca fuente (**Tabla 1**).

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

Asociación	Fuente
Apatito, Biotita, Brookita, Hornblenda, Monacita, Muscovita, Rutilo, Titanita, Turmalina, Zircón	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, muscovita, topacio, turmalina, wolframita, xenotima.	Pegmatitas graníticas
Augita, cromita, diópsido, hipersteno, ilmenita, magnetita, olivino, picotite, pleonaste.	Rocas ígneas básicas
Andalucita, corindón, granate, flogopita, estaurolita, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoisita.	Rocas Metamórficas
Andalucita, cloritoide, epidota, granate, glaucófano, cianita, sillimanita, estaurolita, titanita, zoisita-clinizoisita.	Rocas Metamórficas

Barita, rutilo, turmalina, zircón.	Sedimentos retrabajados
------------------------------------	-------------------------

2.9. GEOCROLOGÍA EN ZIRCONES DETRÍTICOS

La geocronología en zircones detríticos se está convirtiendo rápidamente en una herramienta esencial en la investigación de las ciencias de la Tierra debido a la abundante presencia de zircones en los sistemas sedimentarios; la amplia gama de información que se puede extraer de los cristales de zircón; la capacidad de determinar edades con precisión, exactitud y eficiencia razonables; y la amplia gama de nuevas ideas sobre cómo utilizar la información geocronológica de los zircones detríticos (Gehrels, 2014).

El sistema U-Pb es particularmente una herramienta poderosa porque hay tres cronómetros disponibles ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$), pero surgen desafíos debido a las complejidades de la herencia y la pérdida de Pb. Las edades se pueden utilizar para restringir la edad de depósito del sedimento huésped de los zircones, reconstruir la procedencia, caracterizar una unidad sedimentaria y caracterizar muchos aspectos diferentes de las regiones de origen (Gehrels, 2014).

Según el propio Gehrels (2014) la geocronología de zircón detrítico tiene un futuro emocionante dado el historial de crecimiento registrado en cristales individuales; la variedad de minerales detríticos que pueden aportar información complementaria; y la gran cantidad de sistemas geoquímicos, isotópicos y cronológicos que se pueden aplicar a estos minerales.

Para poder obtener la edad de los zircones, el análisis utilizado será **Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry** (LA-ICP-MS siglas en inglés, Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente por Ablación Láser), el cual usa un láser para penetrar el material (cientos de nanogramos) de la superficie de una muestra pulida y luego conduce el análisis isotópico a un espectrómetro de masa.

La rápida adquisición de datos a través de LA-ICP-MS ha impulsado los análisis de U-Pb de zircones de tamaño de grano de arena al frente de los estudios de procedencia que buscan discriminar entre posibles regiones de origen (Horton et al., 2015).

2.9.1. RELACIONES Th/U EN ZIRCONES

Las relaciones Th/U para zircones detríticos son generalmente usados para diferenciar zircones de origen metamórfico o ígneo. Aquellos zircones con relaciones Th/U mayores a 0.3 (>0.3) son clasificados como de origen ígneo, y aquellos con relaciones menores a 0.1 (<0.1) son zircones de origen metamórfico (Rubatto, 2002).

2.9.2. EDAD MÁXIMA DE DEPOSITACIÓN (MDA)

Debido a que las rocas sedimentarias detríticas no pueden depositarse antes de que se formen sus partículas constituyentes, las partículas más jóvenes en un depósito determinado limitan la edad máxima de depósito. Este concepto simple, "la ley de los circones detríticos" (Gehrels, 2014), subyace a un poderoso enfoque para restringir la edad más antigua posible de un depósito sedimentario: la edad máxima de depósito (MDA). Cualquier medida de la edad del grano, como el momento de la cristalización o el enfriamiento del mineral, se puede utilizar para restringir la MDA, siempre que la edad del grano no refleje procesos posteriores a la deposición (p. ej., metamorfismo) (Sharman & Malkowski, 2020).

Una de las situaciones que se deben tomar en cuenta a la hora de analizar las MDA, es **que tan contemporáneo son los circones detríticos en el depósito sedimentario** y eso depende del contexto geológico en el que las rocas sedimentarias se depositaron, puesto que, una edad máxima de depositación, no siempre representa la edad real de depositación de las rocas sedimentarias. (Sharman & Malkowski, 2020).

3. METODOLOGÍA

Para cumplir los objetivos específicos de este trabajo se realizaron varias etapas dentro del proyecto de investigación:

3.1. ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO

Se realizó el estudio estratigráfico y sedimentológico en la sección Apagua-Angamarca, cerca de la parroquia de Zumbahua del cantón Pujilí, provincia de Cotopaxi, de rocas pertenecientes a la Fm. Rumi Cruz y la subyacente, Fm. Apagua. Adicionalmente, otras rocas adyacentes de la Fm. Rumi Cruz, fueron analizadas en la sección Latacunga-La Maná, hacia el occidente, en las cercanías del poblado de Pilaló y cuyas formaciones estudiadas fueron la Fm. Apagua y la Fm. Unacota, adyacentes a la formación objetivo de este proyecto de investigación.

El procedimiento seguido es el propuesto por Dalrymple y James (2010) en su libro de Facies Model 4, donde propone un método de análisis de facies para la deducción de ambientes de depósito (**Figura 47**)

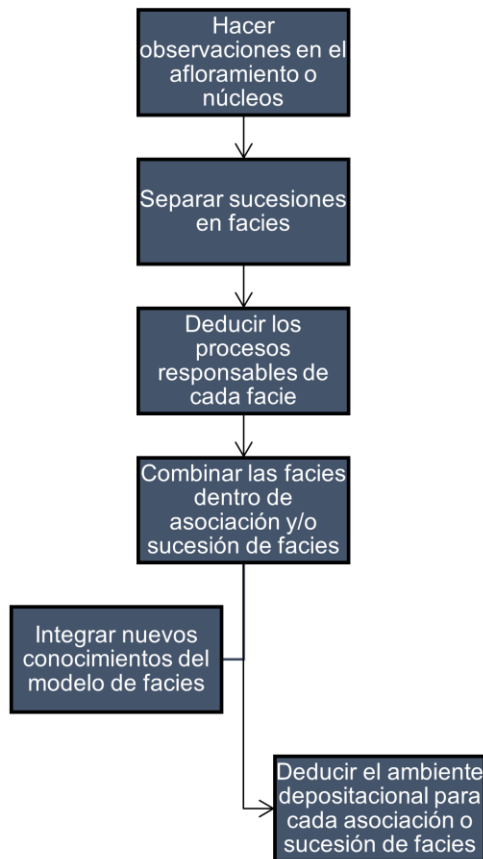


Figura 47. Procedimiento para el análisis de facies. Modificado de Dalrymple y James (2010).

3.2. PREPARACIÓN DE LÁMINAS DELGADAS PARA ANÁLISIS PETROGRÁFICO

En este proyecto de investigación se realizaron 4 láminas delgadas para complementar el análisis petrográfico macroscópico realizado en las rocas. La elaboración de las láminas delgadas se ejecutó en el laboratorio de GEOSTRAT S.A siguiendo el siguiente procedimiento:

- 1) Selección de muestras a procesar (**Figura 48 A**).
- 2) Las rocas seleccionadas se cortan en forma de chips rectangulares usando cortadora manual (**Figura 48 B**).
- 3) Se pule una cara de los chips para eliminar imperfecciones dejada por la cortadora (**Figura 48 C**).
- 4) El chip pulido es lavado para eliminar restos de abrasivo y luego se deja secar al chip ya sea en un horno o al aire libre.
- 5) El chip es adherido a un portaobjetos. El portaobjetos, para poder pegar el chip de manera eficiente, se debe pulir con pulimento sobre una cara, en donde irá el chip. Una vez realizado este previo paso, ahora se procede a pegar el chip al

portaobjetos sobre la cara pulida del mismo utilizando una mezcla de epoxi (índice de refracción ~1,62) (**Figura 48 D**). Una vez pegado, se deja secar por 1 a 2 días.

- 6) Utilizando una pulidora, el chip es pulido hasta dejar una capa de roca muy delgada. Posterior a eso, se pule, utilizando pulimento, el chip hasta llegar aproximadamente a los 30 micrómetros (um). Para observar que la roca esté bien pulida, se va observando los minerales de bajo índice de refracción como cuarzos y plagioclasas como referencia bajo un microscopio petrográfico. También se utiliza un micrómetro para medir el espesor de la lámina delgada.
- 7) Una vez el chip se encuentre bien pulido, se procede a colocar un cubreobjetos sobre él, utilizando bálsamo de Canadá (**Figura 48 E**) y se deja secar por 1 día.
- 8) Finalmente, se realiza el análisis petrográfico microscópico bajo un microscopio petrográfico (**Figura 48 F**). Este análisis se lo realizó en el laboratorio de microscopía de la Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional.

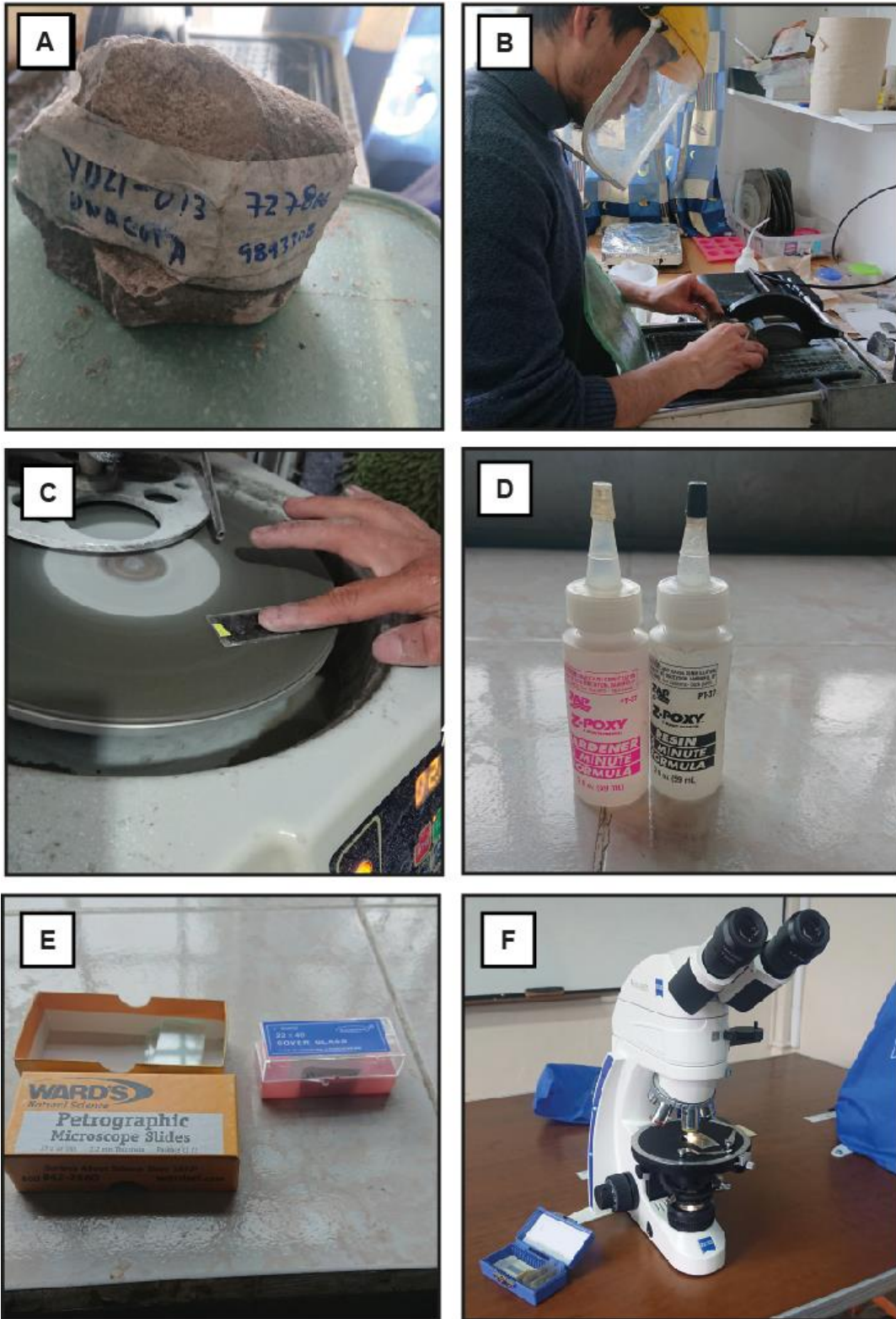


Figura 48. Procedimiento para elaboración de láminas delgadas **A.** Selección de la muestra. **B.** Corte de la muestra en chips. **C.** Pulimento de los chips. **D.** Epoxi utilizado para pegar los chips en el portaobjetos. **E.** Cubreobjetos a utilizar. **F.** Análisis microscópico.

3.3. SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS

Se recolectó un total de 3 muestras para el estudio de minerales pesados. Cada muestra tenía un peso de entre 1 a 2 kilogramos. La separación de minerales pesados se realizó en el laboratorio petrográfico de GEOSTRAT S.A. con el siguiente procedimiento:

- 1) Recolección de muestras las cuales fueron almacenadas en fundas herméticamente selladas y etiquetadas con los códigos de muestra utilizados.
- 2) Se procede a fragmentar las rocas (en caso de ser muy grandes) con un martillo y luego, cada pedazo es enviado a la trituradora de mandíbulas de modelo BB200WC para el proceso de trituración, propiamente dicho, hasta obtener un tamaño de partículas de menos de 2 milímetros. La muestra triturada se almacena en las nuevas fundas, herméticamente selladas y debidamente etiquetadas (**Figura 49 A**).
- 3) Las muestras trituradas (**Figura 49 B**) deben pasar por el proceso de tamizado. Para esta etapa, se utilizan tamices de 250 μm y 45 μm y se trabaja en húmedo (**Figura 49 C**). La fracción fina que se recupera es la que está entre los tamices de 250 μm y 45 μm y esta se coloca en un envase sellado. Para procesar la siguiente muestra es muy importante limpiar los tamices (o mallas) con el ultrasonido por un tiempo de 30 minutos aproximadamente (puede demorar más si el tamiz no se encuentra completamente limpio, es decir, no quedan granos en la malla).
- 4) Se utiliza ácido acético y clorhídrico al 10% sobre la muestra para eliminar carbonatos precipitados por diagénesis o materia orgánica. Al finalizar el tratamiento con ácido, se prosigue a neutralizar la muestra con agua. Luego, la muestra se procede a secar en un horno industrial. El horno estuvo a una temperatura promedio de 100°C.
- 5) Una vez la muestra se encuentre seca, con un embudo de decantación se coloca líquido pesado (politungstato de sodio) de entre 2,9-3,1 gr/cm^3 de densidad. Puesto el líquido, se adiciona de entre 30-50 gramos de muestra seca el cual debe mezclarse bien con una varilla de vidrio limpia. A partir de aquí, se espera de 3 a 4 horas hasta que los minerales pesados se concentren en la parte baja del embudo por densidad (**Figura 49 D**). Los minerales pesados toman este nombre por este proceso (Mange y Maurer, 1992). Los embudos con las muestras deben estar correctamente etiquetados.
- 6) Ya concentrados los minerales, sigue la extracción de ellos. Para esta etapa se utiliza papel filtro para permitir el paso del líquido pesado y solo obtener los minerales. Se ubica un embudo limpio cubierto con el papel filtro bajo el embudo

de decantación, luego se abre la llave de paso del embudo por pocos segundos para permitir el paso de los minerales pesados. Antes de enviar al horno industrial la fracción de minerales pesados, sin desmontar el embudo y el papel filtro en donde se encuentran los minerales, se lava con agua destilada para extraer el líquido pesado restante del papel filtro (Se puede observar que cuando el papel filtro tiene líquido pesado, torna con un color amarillo-parduzco). Posterior a esto, se extrae el papel filtro y se lo coloca en una caja de Petri, correctamente etiquetado, para ser enviado al horno industrial para el secado.

Cabe mencionar que este proceso debe realizarse con extremo aseo, para evitar contaminación de las muestras y existan errores en los análisis. Otro dato importante es que, el agua destilada debe ser obligatoriamente usado una vez se utilice el líquido pesado, previo a eso, el uso de agua normal es permitido (Pasos 5 y 6).

Luego de separar los minerales pesados se procede a realizar el montaje para el análisis de proveniencia y también para extracción de zircones.

3.3.1. PARA ANÁLISIS DE PROVENIENCIA

Para poder analizar las propiedades ópticas de los minerales pesados y realizar el análisis de proveniencia es preciso seguir el procedimiento sugerido por Mange y Maurer (1992). En este trabajo se utilizó peperina, cuyo índice de refracción es de $\sim 1,68$.

- 1) Se coloca 100 miligramos de peperina en un portaobjetos que es previamente calentado en una cocineta eléctrica. Posteriormente, se esparce la peperina en un área considerable del portaobjetos hasta que este alcance un estado líquido para luego colocar una cantidad considerable de minerales pesados.
- 2) Se deja calentar a temperatura media-baja, mientras se sigue esparciendo los minerales pesados y la peperina líquida con un palillo limpio, esto, para evitar la formación de cúmulos.
- 3) Una vez se observe que la peperina esté cambiando de un color amarillo pálido a parduzco, inmediatamente se coloca el cubreobjetos sobre la parte esparcida de minerales pesados. De demorarse el colocar el cubreobjetos, la peperina puede tornar colores marrones, que indica que se ha quemado y esto interferirá en el análisis de los minerales. Una vez realizado esto, se extrae el portaobjetos y se deja enfriar a temperatura ambiente (**Figura 49 E**). El montaje de minerales pesados está listo.
- 4) Se realiza el conteo modal de los minerales pesados no opacos utilizando un microscopio petrográfico, debido a que se deben observar las propiedades

ópticas de estos (**Figura 49 F**). Este procedimiento se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía de la Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional.

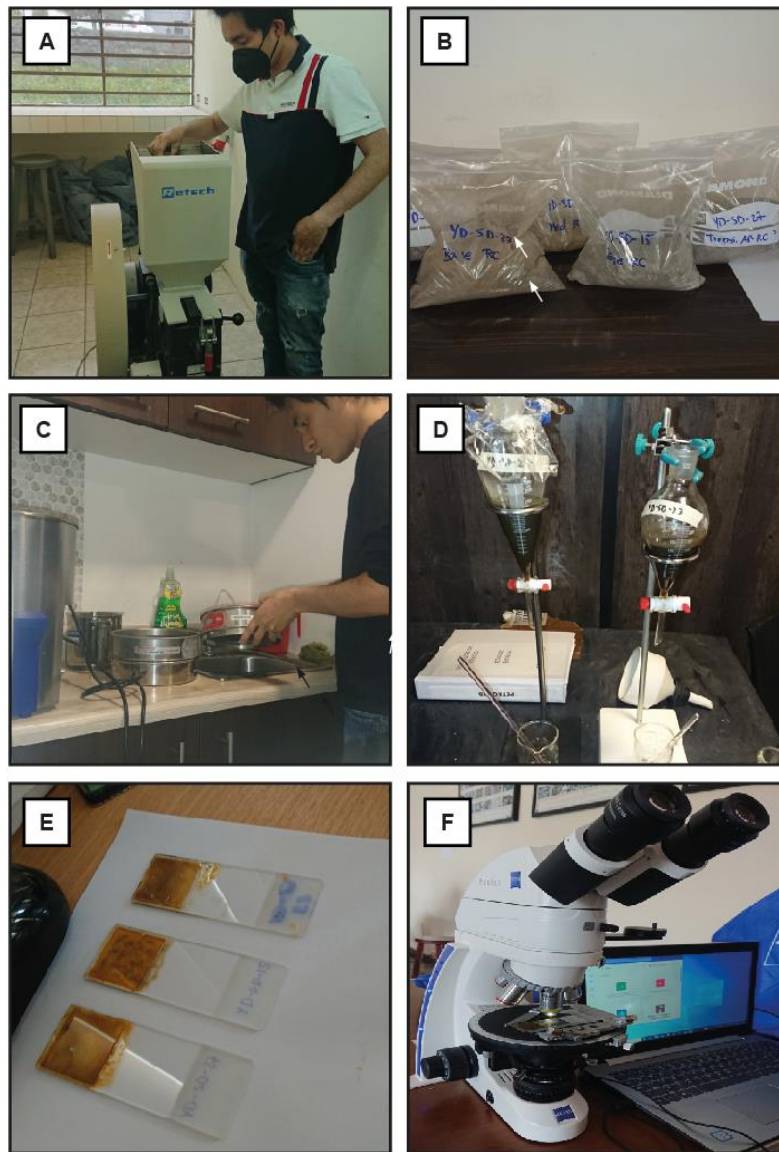


Figura 49. Procedimiento para extracción y montaje de minerales pesados. **A.** Trituración de la muestra. **B.** Muestras trituradas. **C.** Tamizado de muestras. **D.** Decantación de minerales pesados con líquido pesado. **E.** Montaje de minerales pesados sobre portaobjetos. **F.** Análisis microscópico y conteo modal.

3.3.2. PARA EXTRACCIÓN DE ZIRCONES DETRÍTICOS PARA DATACIONES U-Pb

- 1) A partir del paso 4 del apartado 3.3., se deben separar los minerales ferromagnéticos y paramagnéticos de la muestra seca antes de realizar el paso 5. Para ello, se utilizó un imán cubierto con un guante de nitrilo para extraer los

minerales magnéticos, que al pasar cerca de la muestra, estos minerales se adherirán al guante. Este proceso se repite hasta que no existan minerales que se adhieran al guante. Para el caso de las muestras de este proyecto de investigación, la cantidad de magnéticos fue muy baja.

- 2) Una vez separada la fracción magnética de la no magnética, la magnética se guarda en un recipiente, debidamente etiquetado y la fracción no magnética se la procesa tal como se describe en el paso 5 del apartado 3.3.
- 3) Extraído los minerales pesados no magnéticos, se los coloca en la caja Petri utilizada.
- 4) Finalmente, con ayuda de un binocular, se procede a realizar el *handpicking* de zircones utilizando un palillo limpio (**Figura 50 A**). Los zircones, se sugiere extraer un mínimo de ciento cincuenta (150) para el caso de zircones detríticos; de ser zircones de rocas ígneas, se propone un mínimo de cincuenta (50) (**Figura 50 B**). Los zircones son colocados en un recipiente pequeño con tapa y debidamente etiquetado. Las muestras de zircones fueron enviadas a la Universidad de Arizona, Departamento de Geociencias, para la datación. El proceso utilizado por la Universidad de Arizona está descrito en Gehrels (2000, 2014) y Gehrels et al. (2008) en Horton et al. (2015)

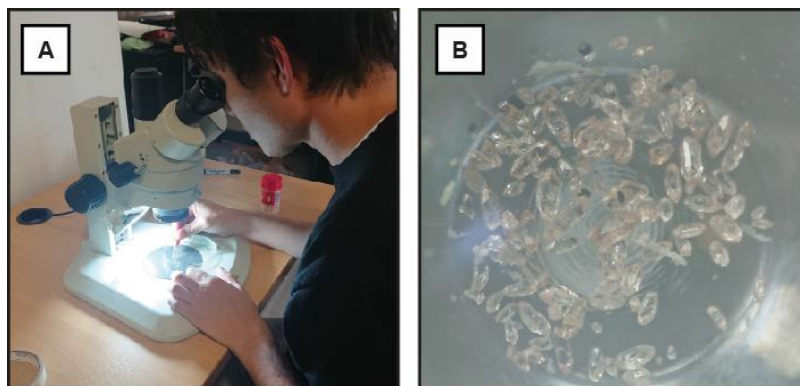


Figura 50. Procedimiento para extracción y obtención de zircones detríticos. **A.** Handpicking de zircones. **B.** Zircones de la Formación Rumi Cruz.

4. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

4.1. ANÁLISIS Y DEFINICIÓN DE LITOFACIES

4.1.1. FORMACIÓN RUMI CRUZ

Los códigos de las facies han sido tomados y modificados de Dalrymple y James (2010), Nichols (2009) y Rees et al., (2017).

4.1.1.1. LUTITAS NEGRAS LAMINADAS CON INTERCALACIONES DE ARENISCA FINA (FI).

Descripción: Consisten en estratos de lodolitas de color gris y negro de espesor variable entre 3 a 23 cm. El color negro es por el contenido de materia orgánica presente en la roca. Las lutitas presentan ocasionalmente laminación paralela e intercalaciones de arenas finas gradadas en contactos agudos. Esta litofacie se encuentra asociada a la litofacie **Sp** (Ver siguiente descripción) (**Figura 51**).

Interpretación: Las estructuras sedimentarias de esta facie incluye contactos agudos mostrando gradación. La asociación de capas de lutitas laminadas y areniscas de grano fino pueden sugerir flujos hiperpícnicos de baja densidad, ya que contienen bases agudas, materia orgánica y sin contactos erosivos sobre las capas subyacentes. Estos flujos hiperpícnicos de baja densidad se comportarían como turbiditas de baja densidad (Petter & Steel, 2006). Estas litofacies son similares a sedimentos hiperpícnicos modernos depositados en ambientes de pro-deltas a frentes deltaicos distales (Vallejo et al., 2017).



Figura 51. Facie Fl, lutitas negras con laminación e intercalación de areniscas de grano fino (UTM: 731355-9887036).

4.1.1.2. ARENISCAS CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TIPO HUMMOCKY (HCS) Y SWALEY (SCS) (Sp).

Descripción: Esta litofacie está compuesto de areniscas de color gris, crema y café obscuro a vino (de rojo a rojo púrpura), posiblemente por oxidación de minerales férricos y son de tamaño de grano fino a muy grueso hasta tamaño de gránulos, formando estratos con geometrías en forma de cuñas (dunas) y tabulares amalgamados. Se puede observar estructuras sedimentarias características como la estratificación cruzada tipo *hummocky* y *swaley* (**Figura 52 A**). La potencia de estos estratos varía entre 3 a 15 centímetros hasta 2 metros. Las areniscas más finas poseen capas de lodo de color negro de espesor de hasta 0,5 centímetros y siempre están asociadas a las litofacies Fl (**Figura 52 B**), aunque también se presentan masivas y sin capas de lodo debido a la meteorización. Los principales componentes que se observan en esta litofacie son cuarzo detrítico e intraclastos de lutita. Existe una tendencia grano y estrato creciente entre las litofacies Fl y Sp, que posteriormente, pasan a sedimentos más gruesos (**Figura 52 C**).

Interpretación:

Las estructuras HCS y SCS han sido un criterio puntual para indicar depósitos de frente costero originados por eventos de tormentas (Irastorza et al., 2021). Sin embargo, otros autores han relacionado el origen de estas estructuras por la ocurrencia de flujos

oscilatorios y unidireccionales en una determinada profundidad, independiente de tormentas de olas. Irastorza et al., (2021) declaró que el componente oscilatorio podría ser el resultado de la puesta en movimiento de un cuerpo de agua estancada poco profundo, por la entrada brusca de un volumen considerable de agua durante las crecidas de los ríos (descargas hiperpícnicas).

Debido a que esta facie se encuentra relacionada e intercalada con la facie FI, interpretada como flujos hiperpícnicos, sería coherente con la ocurrencia e intercalación de las facies Sp y FI en un ambiente de pro-delta o frente deltaico distal, en donde los *hummockys* y *swales* serían por retrabajamiento por los flujos oscilatorios (Buatois et al., 2008; Peng et al., 2018).

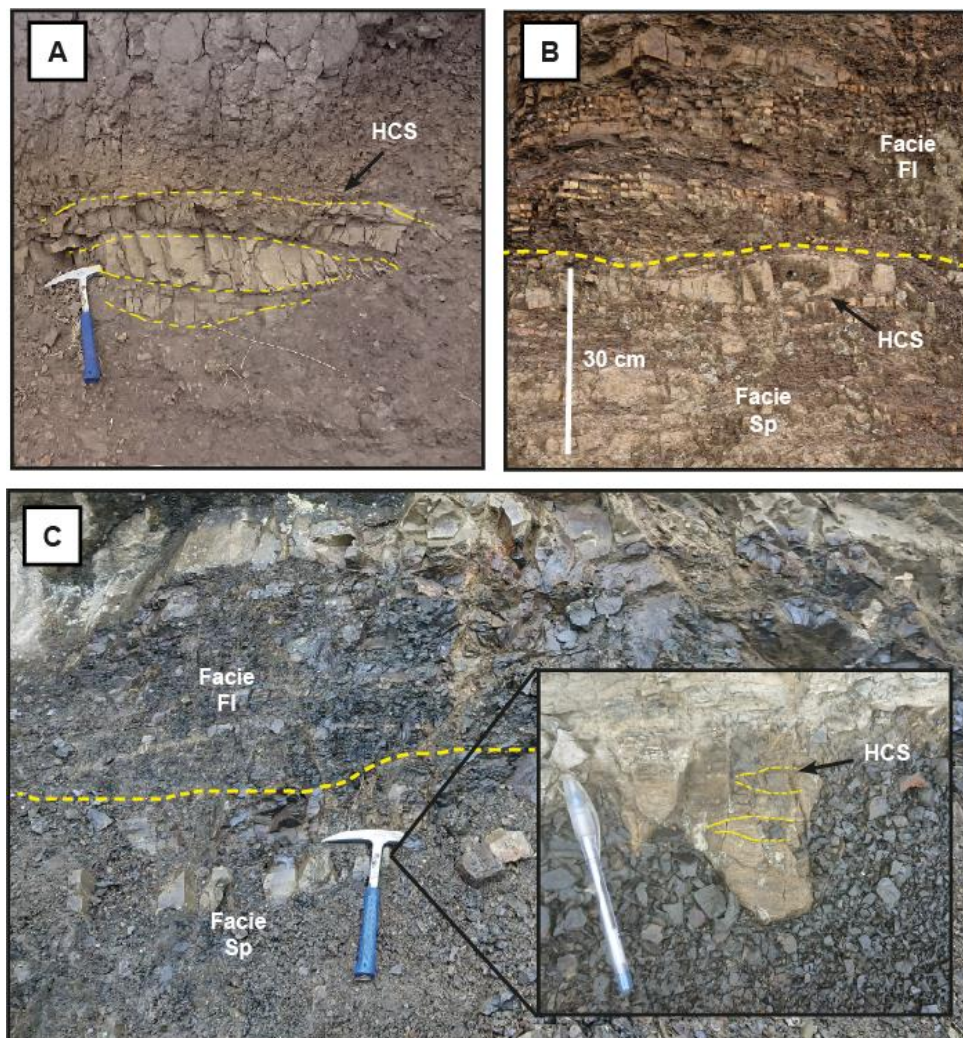


Figura 52. Facies Sp, areniscas con HCS y SCS. **A.** Areniscas con formas de cuñas, cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 732185-9891394). **B.** Intercalación de facie Sp con FI, vía Apagua-Angamarca (UTM: 729959-9887371). **C.** Hummocky cross stratification en facies Sp intercalados con la facie FI. Vía Apagua-Angamarca (UTM: 730609-9888150).

4.1.1.3. ARENISCAS GUIJARROSAS MASIVAS (Sm).

Descripción: Litofacie caracterizada por tener areniscas de color gris oscuro a gris claro y tamaño de grano medio a grueso. Estas areniscas aparecen con estratificación horizontal incipiente, sin embargo, son mayormente sin estructura sedimentaria, es decir, masivas (**Figura 53 A**). Algunas capas de estas areniscas aparecen con estructuras deformadas (*soft-sediment deformation*) (**Figura 53 B**). Aparecen granos más gruesos de hasta 1 centímetro de tamaño de grano y son generalmente de intraclastos de lutita y cuarzo detrítico, y cuya matriz es de arena media con un grado de redondez de subanguloso a subredondeado. La tendencia de esta litofacie es grano y estratocreciente. Esta facie está asociada a las **facies conglomeráticas Gci (Figura 53 C)**.

Interpretación: Las areniscas masivas, según Miall en Dalrymple y James (2010), representan depósitos sedimentarios por flujos gravitacionales. Choe et al., (1994) describe que los mecanismos para formar estas areniscas masivas son por flujos de escombros o corrientes turbidíticas. Las características de deformación de sedimentos blandos (*soft-sediment deformation*) sugiere una carga sedimentaria debida a una rápida deposición probablemente a lo largo de pendientes relativamente empinadas (Buatois et al., 2008). Estas características sugieren que las areniscas se depositaron en el frente deltaico, en una pendiente relativamente empinada.

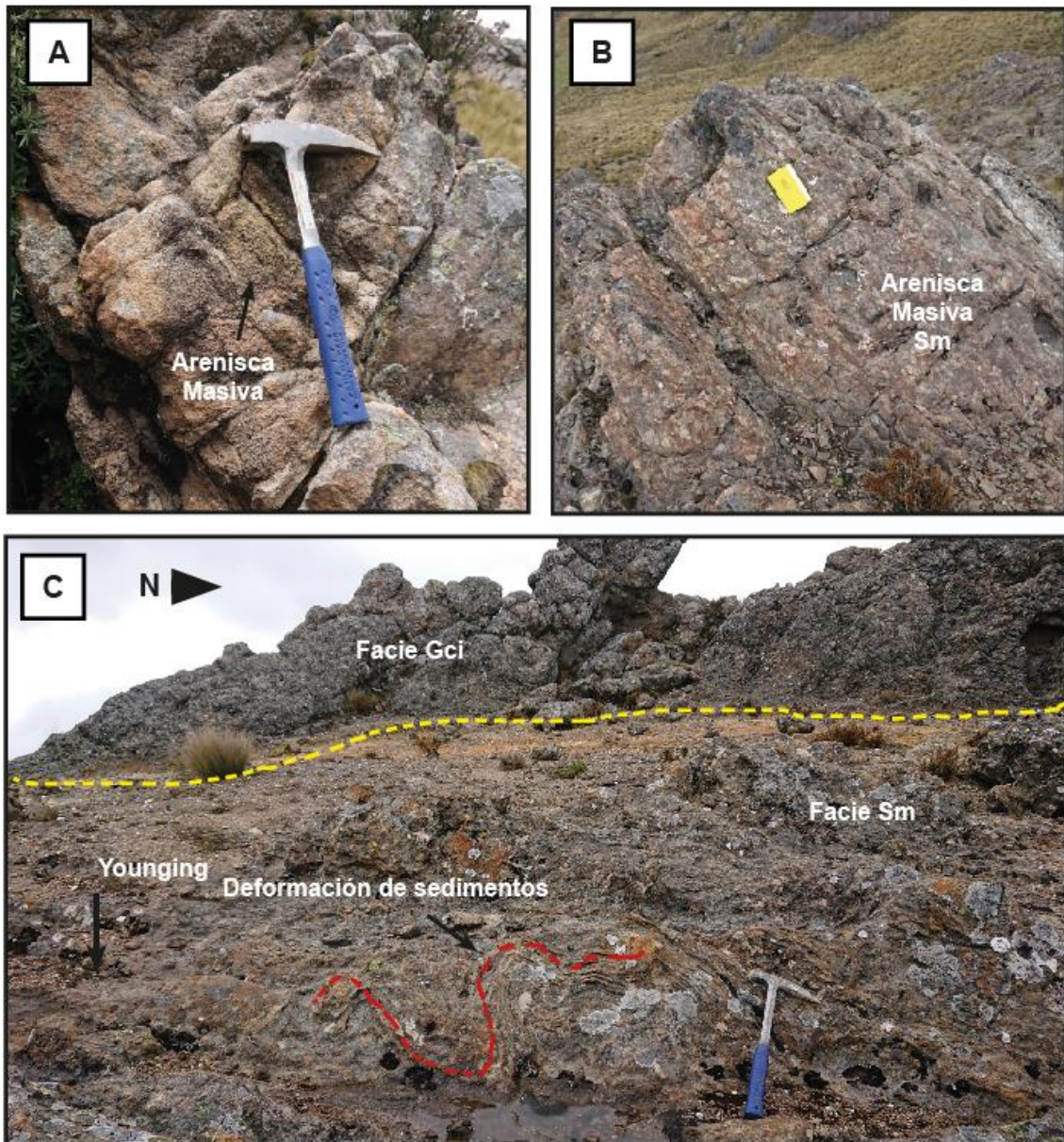


Figura 53. *Facies Sm, areniscas masivas. A. Estrato de areniscas masivas guijarrosas, Cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 731544-9888949). B. Estrato de areniscas masivas guijarrosas, Quebrada Ingapirca (UTM: 730534-9887539). C. Relación estratigráfica entre las areniscas masivas y conglomerados (Gci) (UTM: 731166-9886955). Nótese la deformación sedimentaria de las areniscas.*

4.1.1.4. CONGLOMERADOS MATRIZ SOPORTADA (Gmu).

Descripción: Los conglomerados matriz soportados forman estratos con espesores de entre 1 a 3 metros y son polimícticos, es decir, con clastos de variada composición y corresponden a cuarzo, plagioclasas y fragmentos de lutitas. Su grado de sorteo es de pobre a medio. Los clastos poseen tamaños entre gránulos y guijarros (3-6 cm), subredondeados a redondeados y alargados en dirección del estrato. Presenta tanto gradación normal e inversa.

La matriz está compuesta por microconglomerados y areniscas de tamaño de grano medio a grueso y cuya composición es la misma que los conglomerados. Se puede observar una ligera imbricación de los clastos, sin embargo, mayormente son masivas sin estructura sedimentaria presente, en contactos agudos con los estratos subyacentes y se encuentran relacionados a la facie Gci (**Figura 54**).

Interpretación: La ausencia de contactos erosivos y estratificación preferencial de los estratos sugieren un flujo de baja velocidad y potencialmente laminar durante el transporte. El alto contenido de matriz de esta facie es considerado como resultado de un flujo de escombros muy viscoso en que, tanto la fuerza de la matriz como la presión dispersiva actuaron como mecanismos de soporte del sedimento. El aumento hacia arriba en el contenido de matriz es probablemente por la mezcla de agua y la disminución asociada en la fuerza de la matriz durante el transporte, un proceso que sugiere una deposición en un ambiente subacuático (Nemec y Steel, 1984 referido en Rees et al., 2017). Rees et al., (2017), ubica este tipo de conglomerados en la parte proximal del frente deltaico.

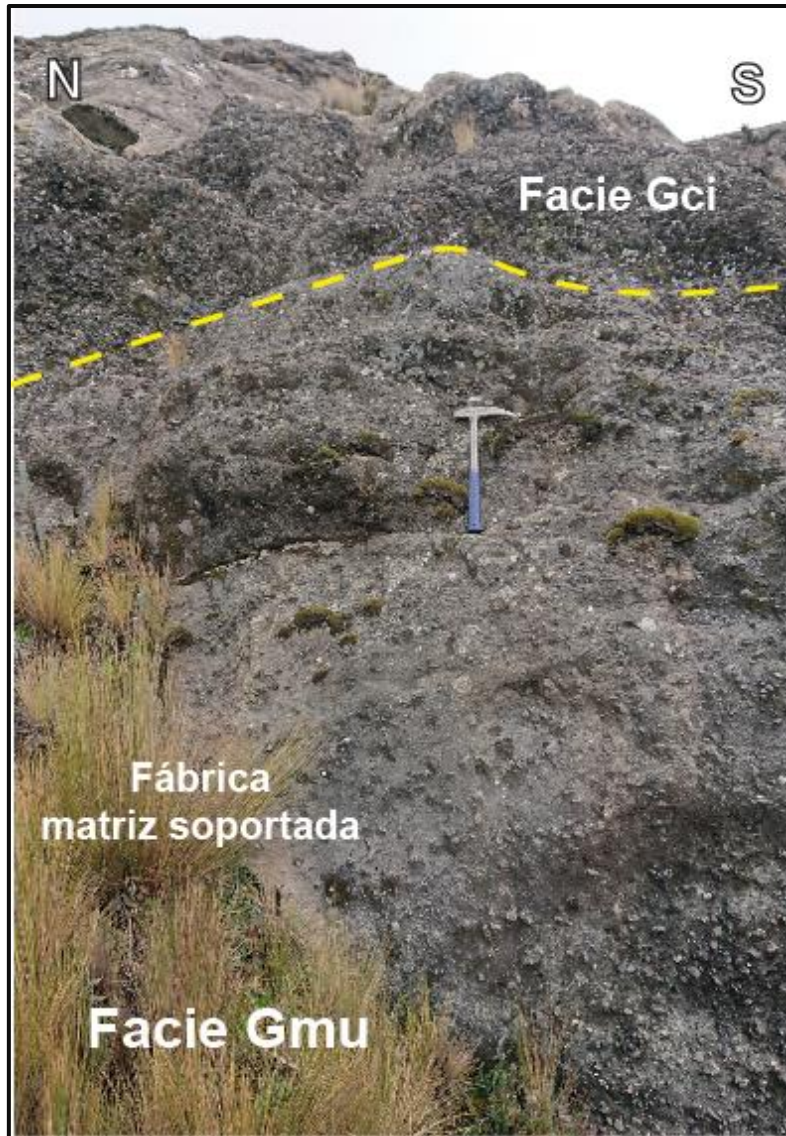


Figura 54. Facie Gmu, conglomerados matriz soportada, bajo conglomerados Gci (UTM: 731742-9886819).

4.1.1.5. CONGLOMERADOS CLASTO SOPORTADO (Gci).

Descripción: Los conglomerados clasto soportado forman estratos con espesores de entre 1-4 metros y poseen, principalmente, gradación inversa, es decir, son estrato y grano crecientes, pasando de una fábrica matriz y clasto soportada a clasto soportada. También es observable una gradación normal. El tamaño de los clastos es de canto (*boulder*) (6-8 centímetros) aunque también existen de tamaño de guijarros (2-4 centímetros). Poseen sorteo medio a bueno y el grado de redondez y esfericidad es alto (**Figuras 55 A, B**).

La matriz está compuesta por partículas de tamaño de arena media a gruesa y de la misma composición de los conglomerados que es de cuarzo y fragmentos de lutita. Los

clastos presentan una ligera orientación paralela a los estratos, no obstante, generalmente son masivas. **(Figuras 55 B, C)**

Interpretación: Miall en Dalrymple y James (2010) caracteriza conglomerados clastos soportados con gradación inversa como flujo de escombros ricos en clastos o flujo de escombros pseudoplásticos. Colella et al., (1987) identificó este tipo de conglomerados en depósitos del frente deltaico y mencionó que pueden ocurrir en las parte superior o inferior de este subambiente, en donde los conglomerados pasan de una fábrica matriz soportada a clasto soportado. Las características internas incluyen falta de matriz, imbricación de los guijarros, gradación inversa y la concentración de clastos más grandes corriente abajo **(Figura 56)**. Estas descripciones sugieren que los mecanismos de flujo de granos modificados sustentaron el flujo de estos sedimentos, que fueron transportados y depositados como alfombras de tracción que dieron lugar a pequeños lóbulos asimétricos (Colella et al., 1987). La ubicación de estas facies en el frente deltaico es coherente, debido a su asociación con las facies Sm.

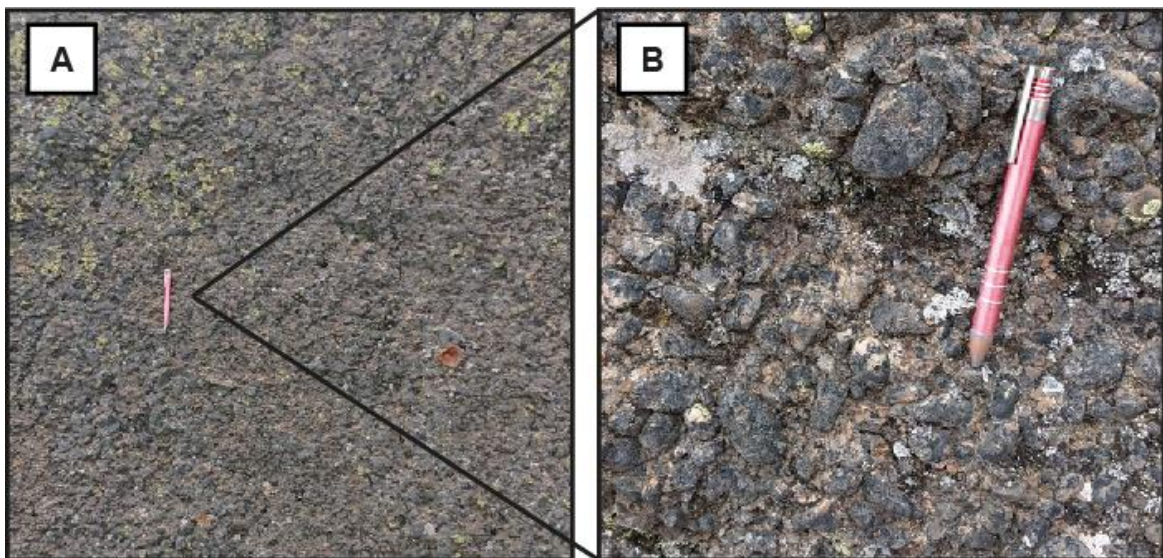


Figura 55. *Facie Gci, conglomerados clasto soportados (UTM: 731754-9886846). A. Conglomerados clastos soportados de tamaño de grano grueso (cantos). B. Vista de los conglomerados en A, obsérvese la gradación inversa (aumento de tamaño de grano hacia arriba).*

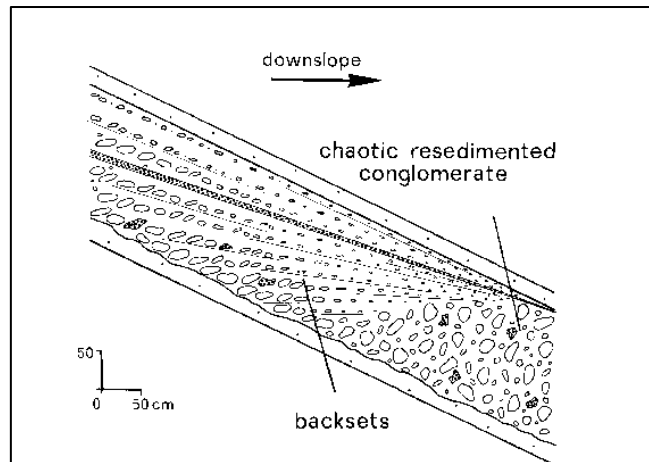


Figura 56. Sección paralela a una pendiente mostrando la ubicación de los conglomerados en un subambiente de pendiente. Tomado de Colella et al., (1987).

4.1.1.6. CONGLOMERADOS IMBRICADOS MATRIZ SOPORTADA (Gcn)

Descripción: Estos conglomerados de matriz soportada a clasto soportado presentan orientación de los clastos paralela a los estratos que forman. Además, los clastos presentan elongación en dirección a los estratos y son subredondeados a redondeados y son de tamaño de granulos hasta guijarros (0,5cm a 2 cm). También es observable una gradación normal e inversa en estos conglomerados (**Figuras 57 A, B**). Esta facie se encuentra relacionada con las facies Fl y Sp y son observables a lo largo de la vía Apagua-Angamarca. Los clastos son de fragmentos de lutita, rocas de origen volcánico y metamórfico (cuarcitas) y cuarzo detrítico. La potencia de los estratos varía entre 70 cm a 2 m.

Interpretación: Como se concibe generalmente, los flujos de escombros explicarían mejor los conglomerados desorganizados en algunos canales y en muchos lóbulos de abanico. Sin embargo, la diversidad de estratificación y fábrica que muestran los conglomerados matriz y clasto soportados y las areniscas guijarrosas sugieren fuertemente que el flujo de escombros probablemente abarque, y está asociado con flujos por gravedad subacuáticos de alta densidad (Stanley, 1980).

La presión dispersiva, la liberación de la suspensión y un componente de tracción de carga de fondo relacionado con la turbulencia pueden juntarse, respectivamente, para obtener una gradación inversa, clasificación e imbricación, y las estructuras de tracción observadas (Stanley, 1980). De este modo, el autor referido anteriormente, ubica estas facies en el frente deltaico, que, posiblemente se hayan depositado en tornos más distales.

Smith (1986), Waresback y Turbeville (1990) referido en Rees et al., (2017) indican que, la gradación normal y la orientación de los clastos son indicativos de la interacción de los clastos dentro de un fluido rico y sin cohesión. De este modo, esta facie es similar a la descrita en Rees et al., (2017) (Facies Gcn) y la interpreta como flujos turbidíticos de alta densidad que inician en el frente deltaico hasta el pro-delta. Estos flujos turbidíticos de alta densidad se asocian muy bien con los flujos turbidíticos de baja densidad (facie FI), generados por flujos hiperpícnicos (Petter & Steel, 2006).

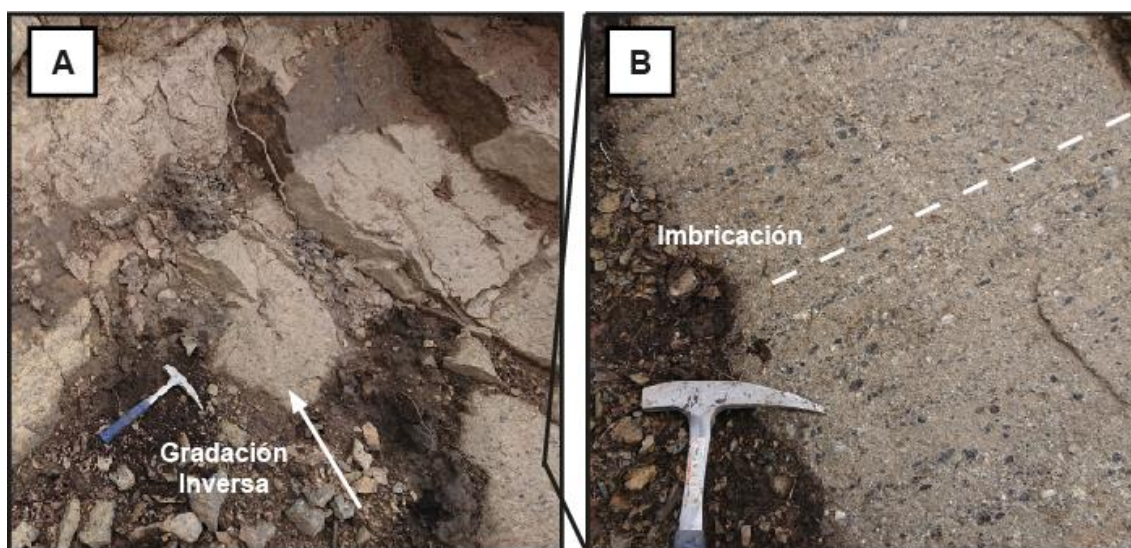


Figura 57. Facie Gci, conglomerados matriz-clasto soportado con imbricación (UTM: 730119-9887886). **A.** Gradación inversa y disminución de matriz en conglomerados Gcn. **B.** Imbricación de los clastos de la facie Gcn.

4.1.1.7. CONGLOMERADOS IMBRICADOS CLASTO SOPORTADO (Gt).

Descripción: Esta se diferencia de la litofacies Gci por la imbricación marcada de los clastos (**Figura 58 A**), elongación de los clastos paralela a los estratos y el tamaño de los granos, que son de gránulos a guijarros y su esfericidad es baja debido a la elongación que estos poseen. Forman estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y horizontal y con erosión a la base y son pobremente sorteadas (**Figuras 58 B, C**). La matriz es de partículas de arenas de tamaño medio a grueso y están asociadas a las litofacies FI y presentan gradación normal, y presenta un color crema a rojizo. La composición de los clastos es de cuarzo detrítico y fragmentos de rocas de origen sedimentario (lutitas) y volcánicas (andesitas).

Interpretación: Según Miall en Dalrymple y James (2010), conglomerados con estratificación cruzada en artesa representan relleno de canales menores. Para Colella

et al., (1987), conglomerados con estratificación cruzada y gradación normal representan el relleno de canales de ríos trenzados.

Al estar en las cercanías de las facies Fl de carácter subacuoso, esta facie representaría el relleno de un canal subacuoso en la pendiente del frente deltaico.

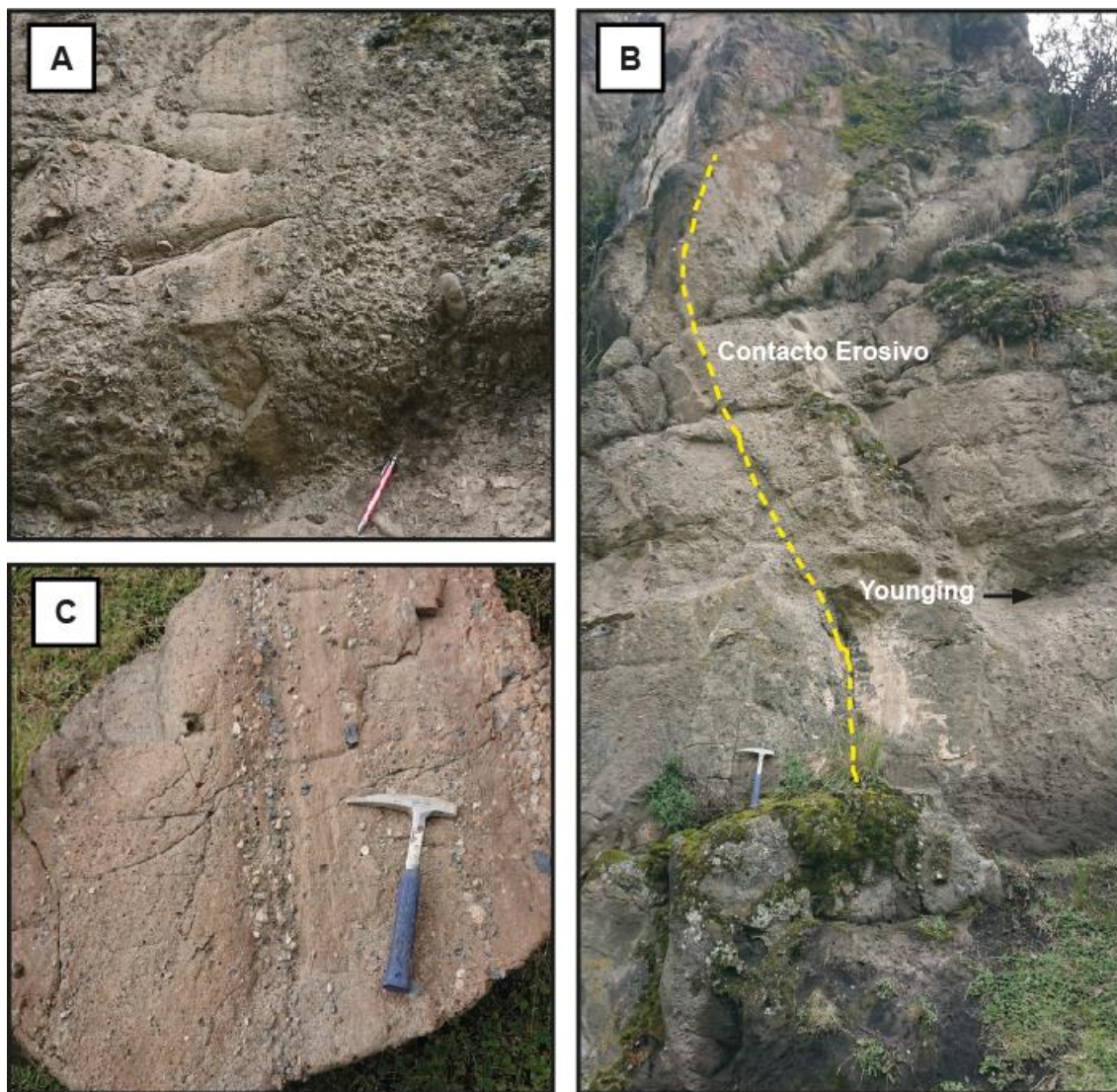


Figura 58. Facie Gt. Conglomerados matriz-clasto soportado con imbricación y estratificación cruzada. Río Quindigua, vía Apagua-Angamarca (UTM: 731911-9882255). **A.** Imbricación de los conglomerados. **B.** Base erosiva de los conglomerados. **C.** Estratificación cruzada de los conglomerados en un bloque caído cerca del afloramiento.

4.1.2. FORMACIÓN APAGUA (FACIES HETEROLÍTICAS Hf)

Descripción: Se caracteriza por tener intercalaciones de lutitas, limos y areniscas grises a marrón claro de tamaño medio a fino (ritmitas). El afloramiento donde se puede observar esta secuencia de manera clara es en las coordenadas UTM: 731109 - 9880722 en la vía Apagua-Angamarca cerca de la comunidad Sunikilak. El afloramiento

tiene un espesor de hasta 12 metros y se encuentra deformado localmente formando estructuras tipo *slumps* (**Figura 59 A**). Las estructuras presentes son dobles capas de lodo, laminación tipo *wavy*, lenticular, fláser y estructuras de flama (**Figura 59 B**). La presencia de dichas estructuras depende de la cantidad de arenas y lodos, siendo la laminación fláser cuando la cantidad de arenas es mayor sobre los lodos y laminación tipo *wavy* y lenticular cuando el contenido de lodos es mayor sobre las arenas, donde estas últimas forman lentes (*ripples*) no conectados entre sí. Las capas de lodo tienen un espesor de 2-3 mm. Las areniscas también presentan estructuras erosivas tipo *rip-up clast*.

Interpretación: Cabe destacar que una serie turbidítica puede contener laminación tipo fláser, *wavy* y lenticular y no está restringido a la clásica secuencia de Bouma. (Stow y Smillie, 2020). La presencia de dobles capas de lodo, laminación tipo fláser, *wavy* y lenticular se pueden describir parcialmente como turbiditas T_{bcd} de Bouma, sin embargo, no existe un mecanismo experimental publicado para generar dobles capas de lodo en corrientes turbidíticas (Shanmugam et al., 2009).

La presencia de dobles capas de lodo (**Figura 59 C**) es representativa de un ambiente de agua somera y se han atribuido a corrientes de marea alternas (bidireccionales) con asimetría extrema de velocidad de tiempo en entornos submareales. También se ha reportado la presencia de dobles capas de lodo en areniscas marinas profundas, siendo interpretados como tidalitas arenosas en un ambiente marino profundo (Shanmugam, 2016; Shanmugam et al., 2009). Deformaciones en el estrato (*slumps*), sugieren un depósito en un ambiente con pendiente.

Siguiendo la interpretación de la Formación Apagua como depósitos en un ambiente marino profundo, se sugiere que este depósito represente parcialmente estos depósitos (Ver Capítulo 5).

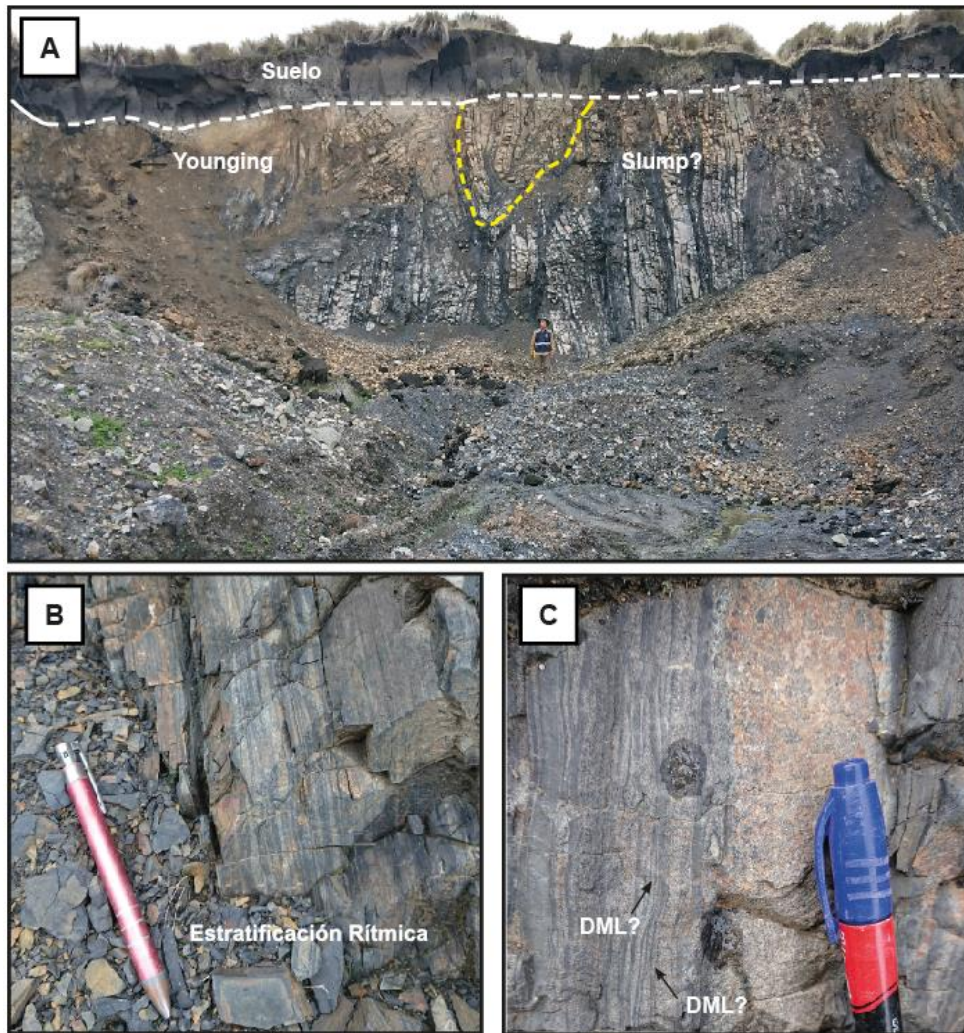


Figura 59. Facies Hf, facies heterolíticas. **A.** Afloramiento mapeado como Apagua por la BGS-CODIGEM (UTM: 731109-9880722). **B.** Estratificación rítmica de areniscas de tamaño de grano fino y lodos **C.** Dobles capas de lodos (DML).

4.1.3. FORMACIÓN UNACOTA (CALIZAS FOSILÍFERAS Lgb)

Descripción: En el área de estudio no se encontraron las calizas de Unacota, sin embargo, a los alrededores, en las cercanías al pueblo de Pilaló, se obtuvieron muestras de la caliza, optando por las descripciones realizadas por Egüez (1986), Hughes y Bermúdez (1997) y Vallejo (2007) (Ver Capítulo 2, sección 2.3.9.2), esto, con el objetivo de mantener la relación que existe con las formaciones adyacentes (Apagua y Rumi Cruz).

La formación Unacota es una secuencia de calizas micríticas y esparíticas, expuestas como lentes o bloques discontinuos sobre los que se superponen turbiditas y rocas sedimentarias pelágicas de la formación Apagua. Al este de Zumbagua (UTM: 728252 - 9891115), las calizas son en su mayoría bioclásticas, incluyendo biosparitas y biolititas, mostrando estratificación variable con espesores de algunos centímetros a metros. La

fauna reportada en estas calizas son de foraminíferos tipo *nummolites* y briozoos (Vallejo, 2007).

Interpretación: Como menciona Nichols (2009) los depósitos de carbonato pueden coexistir con sedimentos terrígenos clásticos y volcanoclásticos bajo ciertas condiciones. Los deltas construidos por ríos efímeros en ambientes áridos pueden experimentar largos períodos sin suministro de escombros y durante estos intervalos se pueden desarrollar carbonatos en el frente del delta (Wilson 2005 en Nichols, 2009), por ejemplo, en forma de pequeños **arrecifes** que se acumulan en las partes marinas poco profundas.

Dada las descripciones de los autores, las calizas representarían arrecifes de costa (*fringing reefs*) que se forman en zonas de pendiente. (KazancL y Varol, 1990; Nichols, 2009).

Para las implicaciones sobre el Grupo Angamarca, se discute su formación en el Capítulo 5.

4.2. ASOCIACIÓN DE LITOFACIES

Una vez descritas las litofacies en el apartado 4.1. se procede a realizar la asociación de litofacies que permite determinar un ambiente de depósito para la Fm. Rumi Cruz, la Fm. Apagua y la Fm. Unacota. (**Tabla 2**).

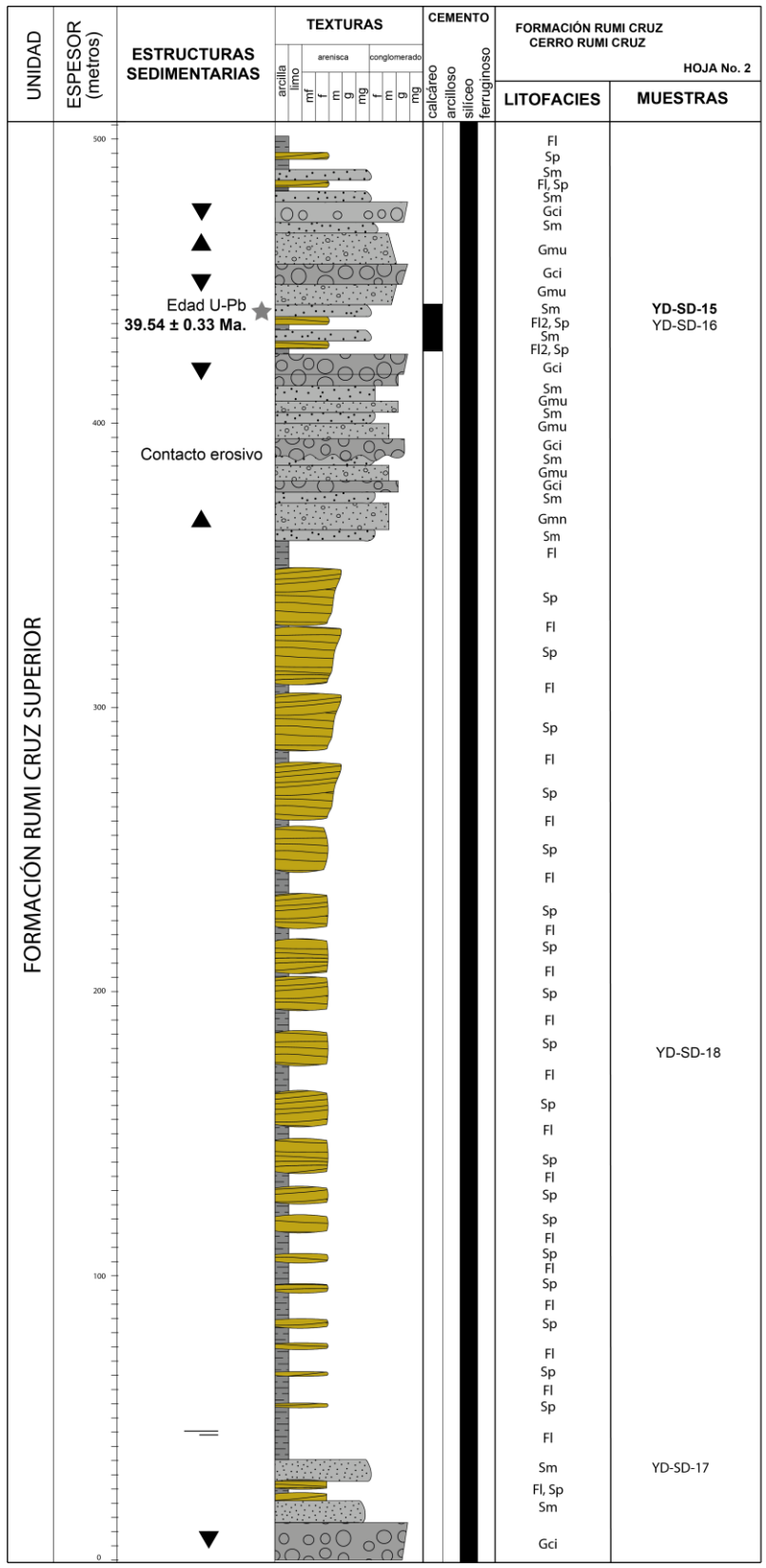
Tabla 2. Asociación de litofacies de las formaciones Rumi Cruz, Apagua y Unacota.

Código de Litofacies		Descripción	Interpretación
FORMACIÓN RUMI CRUZ			
A	Fl	Láminas de lodolitas de color gris a negro con laminación paralela ocasional.	Flujos hiperpícnicos de baja densidad. Depósitos del frente deltaico distal o pro-delta.
B	Sp	Areniscas de tamaño de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada tipo <i>hummocky</i> y <i>swaley</i> . Los estratos no son tabulares, sino en forma de dunas. Las areniscas más finas poseen capas de lodo de color negro.	Depósitos retrabajados por flujos oscilatorios o tormentas. Depósito del frente deltaico o pro-delta.
C	Sm	Areniscas de color gris oscuro a claro y tamaño de grano medio a grueso hasta guijarros con estratificación horizontal incipiente, sin embargo, mayormente masivas. Algunos estratos presentan deformación en el sedimento (<i>soft-sediment deformation</i>).	Depósitos por flujos gravitacionales o turbidíticos. Las areniscas masivas pueden estar en varias zonas de un fan-delta, principalmente en la pendiente deltaica del frente deltaico.
D	Gmu	Conglomerados matriz soportada polimícticos con clastos de tamaño de grano entre gránulos y guijarros (3-6 cm.), subredondeados a redondeado con gradación normal e inversa y grado de sorteo medio a bajo.	Representan flujos de baja velocidad y potencialmente laminar. Depósitos de flujos de escombros muy viscosos en un ambiente subacuático. Parte proximal del frente deltaico.
E	Gci	Conglomerados matriz-clasto a clasto soportado con clastos de tamaño entre gránulos y guijarros (6-8 cm.) subredondeados a redondeados con sorteo medio a bueno y gradación inversa, principalmente.	Depósitos por flujos de escombros ricos en clastos o flujos de escombros pseudoplásticos. Parte superior o inferior del frente deltaico.
F	Gcn	Conglomerados matriz soportada a matriz-clasto soportado con clastos imbricados, subredondeados a redondeados y de tamaño de grano entre gránulos a guijarros (0,5-2 cm.). Se observa gradación normal e inversa en los estratos.	Flujos turbidíticos de alta densidad. Depósitos del frente deltaico y pro-delta.
G	Gt	Conglomerados clasto soportado de manera local con clastos imbricados, elongados y de tamaño de grano entre gránulos y guijarros. Presentan gradación normal, estratificación cruzada y horizontal incipiente con contacto erosivo a la base.	Representan rellenos de canales menores en un ambiente subacuoso.

FORMACIÓN APAGUA			
A	Hf	Lutitas, limos y areniscas de tamaño de grano fino a medio con laminación tipo fláser, wavy, y lenticular. También se observan dobles capas de lodo y estructuras tipo flama a la base de las areniscas.	¿Turbiditas o tidalitas? Ambiente marino somero o profundo (Ver Discusión, Cap. 5).
FORMACIÓN UNACOTA			
A	Lgb	Calizas esparíticas, micríticas y bioclásticas con fauna tipo <i>nummolites</i> y briozoos	Arrecifes de costa (<i>Fringing reefs</i>)

Como se puede apreciar, durante el trabajo de campo en el área de estudio y alrededores se han podido identificar 7 litofacies para la Fm. Rumi Cruz, 1 litofacie para la Fm. Apagua y las calizas correspondientes de la Fm. Unacota. Estas tres formaciones deben ser descritas de manera conjunta para tener una mejor visión sobre el Grupo Angamarca, tal cual se ha realizado en este trabajo (Ver Capítulo 5, discusión).

De tal forma, las descripciones realizadas con anterioridad han permitido realizar la asociación de litofacies y su sucesión mediante el levantamiento de 2 columnas estratigráficas (**Figuras 60 y 61**) dentro de la Fm. Rumi Cruz, dividiendo a la formación en inferior y superior, he incluir a la Fm. Apagua y la Fm. Unacota dentro del estudio.



Según esto, se han identificado 4 asociaciones de litofacies correspondientes a la Fm. Rumi Cruz:

- a. La primera asociación está compuesta por lutitas negras (Fl) y areniscas con HCS y SCS (Sp) y conglomerados con clastos imbricados (Gcn) que representan depósitos medios a distales del frente deltaico a pro-delta (Buatois et al., 2008). Los afloramientos pueden ser observados en las partes más occidentales de la Fm. Rumi Cruz, así como en las partes centrales, intercaladas con los sedimentos de tamaño más grueso (**Figura 62**). Con relación a las columnas estratigráficas, estas litofacies aparecen en la parte inferior y media de la sucesión inferior de la Fm. Rumi Cruz (**Figura 60**).
- b. Para la segunda asociación, se han incluido a las litofacies Sm, Gmu, y Gci serían interpretados como parte de la pendiente deltaica del frente deltaico (Colella et al., 1987; Rees et al., 2018; Stanley, 1980). Las areniscas masivas (Sm) tiene un rango más grande de interpretación, sin embargo, el tener deformación (*soft-sediment deformation*), representarían depósitos de pendiente, posiblemente cerca de los canales incisos y se encontrarían detrás de los sedimentos más gruesos, como flujos regresivos (Choe et al., 1994; Colella et al., 1987). En el caso de los conglomerados, Gmu y Gci representarían los depósitos de la pendiente deltaica en el frente deltaico, siendo los conglomerados de matriz soportada (Gmu) en la parte proximal y matriz-clasto a clasto soportado, las partes más distales que, incluso, pueden llegar hasta el pro-delta (Colella et al., 1987; Rees et al., 2018). Esto es observable en la parte central-superior de la Fm. Rumi Cruz a la altura del Cerro Rumi Cruz (**Figura 63**) y representado en las partes inferior y superior de las sucesiones de las columnas estratigráficas (**Figura 61**).

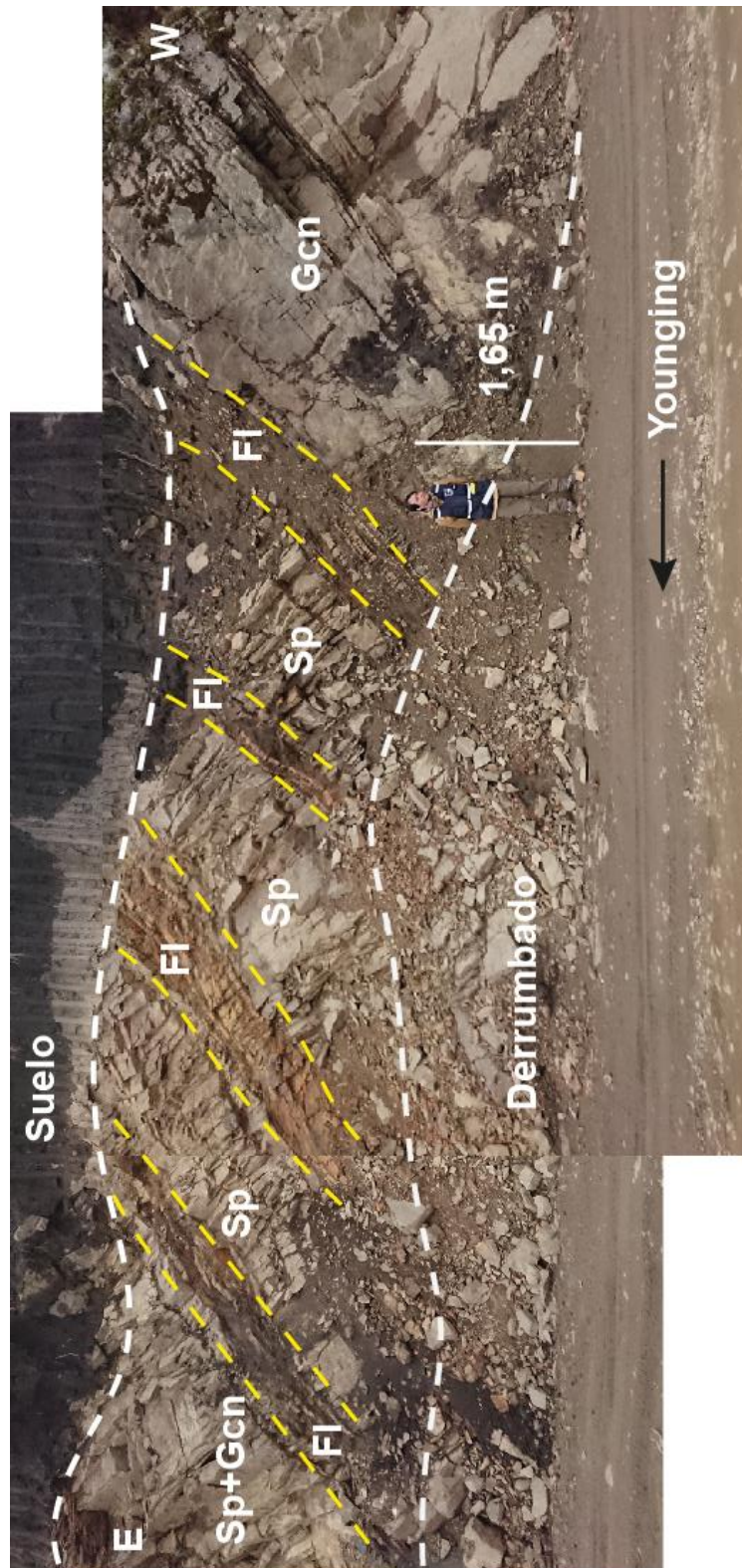


Figura 62. Asociación de facies de la Formación Rumi Cruz. Vía Apagua-Angamarca (UTM: 730119-9887886)

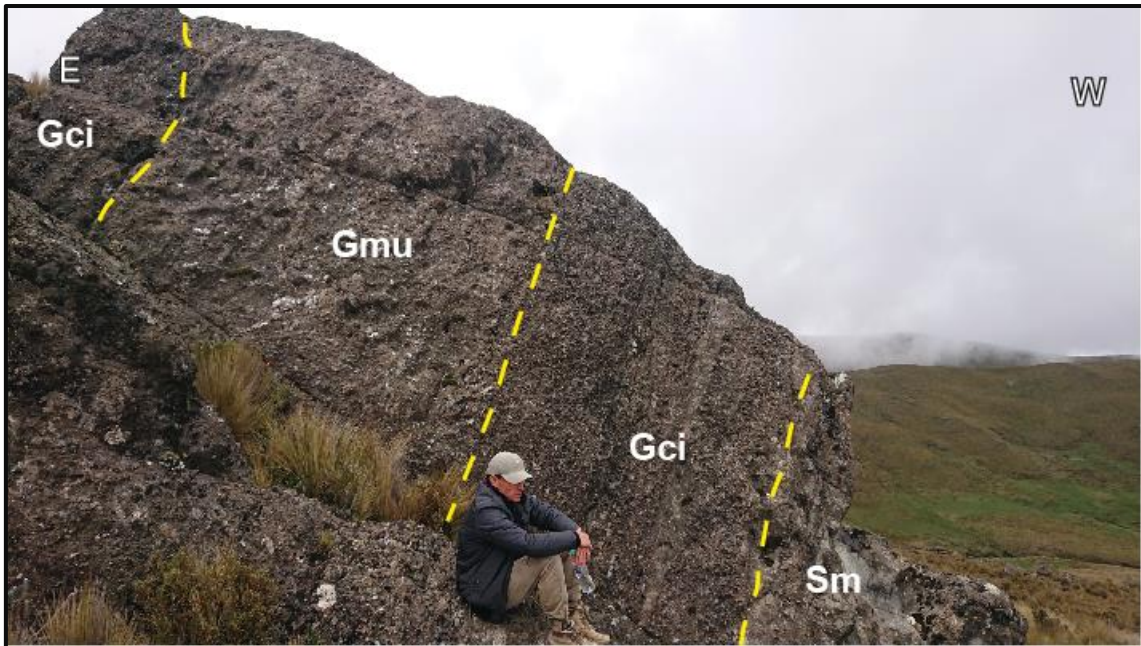


Figura 63. Asociación de facies de la Formación Rumi Cruz. Quebrada Ingapirca-Cerro. Rumi Cruz Chico. (UTM:730534-9887539)

- c. En la tercera asociación se ha incluido a la litofacie Gt, junto con la asociación del apartado b. La facie Gt es descrita como conglomerados matriz-clasto soportado con contactos erosivos, estratificación cruzada y clastos imbricados, siendo interpretados como depósitos de canales (Colella et al., 1987; Dalrymple & James, 2010). Un solo afloramiento de este tipo fue encontrado en las cercanías del río Quindigua, cerca del poblado de mismo nombre (**Figura 58**). Dada las cercanías con los afloramientos de carácter subacuoso (apartado b), este depósito representaría el relleno de canales en la pendiente del frente deltaico.

Para el caso de la Fm. Apagua, solo un afloramiento (UTM: 731109 - 9880722), mapeado como Fm. Apagua por Hughes y Bermúdez (1997) fue descrito:

- a. Las lutitas, limolitas y areniscas de este afloramiento representan las partes distales de un fan delta que se ha desarrollado hasta aguas profundas (*Deep water-delta*) (Nichols, 2009), sin embargo, la naturaleza de las dobles capas de lodo presente en esta facie pueden dar múltiples interpretaciones respecto a sus condiciones de depósito. En un delta desarrollado en aguas profundas o también llamado “Deltas tipo-Gilbert” se pueden encontrar turbiditas en las zonas de pro-delta y abanicos submarinos (McPherson et al., 1987; Nichols, 2009), no

obstante, no existen publicaciones para formar dobles capas de lodos en corrientes turbidíticas (Shanmugam, 2016). En el trabajo de Shanmugam et al., (2009), existen dos facies parecidas a las facies Hf de este trabajo y las interpreta como tidalitas desarrolladas en ambientes marinos profundos (**Figura 64**). Lo que sí está claro de estas facies mapeadas como Apagua, es que pertenecen a un ambiente marino (Ver Capítulo 5, Discusión).

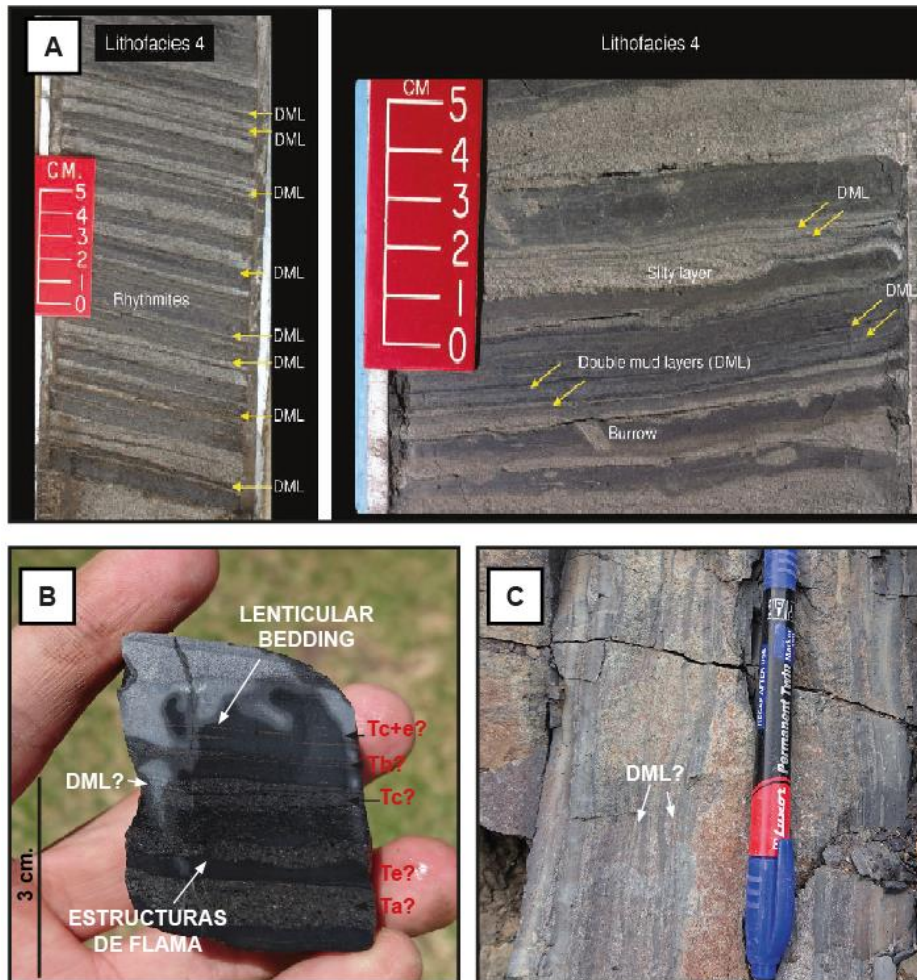


Figura 64. Tidalitas vs turbiditas. **A.** Tidalitas de Shanmugam et al., (2009). **B.** Turbiditas de la facie Hf mapeada como Apagua. Secuencia de Bouma en rojo. **C.** Dobles capas de lodo (DML) en la facie Hf.

Calizas de la Fm. Unacota no se encontraron en la sección de estudio, sin embargo, se realizó un sondeo por los alrededores, en las cercanías del poblado de Pilaló, donde aflora la Fm. Unacota, incluyéndola como una litofacie a describir, sin embargo, la discusión sobre la formación de estas calizas es discutida en el capítulo de Discusión.

Con la asociación y la sucesión de litofacies realizada, se puede observar una tendencia progradante y el paso de litofacies depositadas en un ambiente subacuático a un

ambiente subaéreo, por tal motivo, las litofacies definidas representan un ambiente deposicional tipo *fan-delta*, tal como señaló Hughes y Bermúdez (1997).

El modelo conceptual de depósito de la Fm. Rumi Cruz y las relaciones con las formaciones Apagua y Unacota es discutido en el Capítulo 5.

4.3. PETOGRAFÍA EN LÁMINAS DELGADAS

Se realizó la petrografía en láminas delgadas en 3 muestras: YD21-001, YD-MS-12 y YD-SD-15 con el fin de complementar los análisis de proveniencia respecto al contenido de los clastos en las rocas. Las abreviaciones de los minerales son tomadas de Whitney y Evans (2010).

La muestra YD21-001 pertenece a las areniscas de la facie Sp. La forma de los granos va desde redondeados hasta subangulosos con contactos puntuales y tangenciales. El cemento presente es de composición silíceo. También se puede apreciar el contenido abundante de cuarzo (~37% del total) (**Figura 65 A, B, C, D**), que es el componente de mayor cantidad en las rocas analizadas en esta sección. Los granos de cuarzos son redondeados a subangulosos, lo que sugiere un mayor transporte de los sedimentos. Otros granos presentes son de plagioclasa (~2%) (**Figura 65 A, D**). Fragmentos de roca, intraclastos de lutita (~8%) son observables en esta muestra (**Figura 65 A, C, D**). Estas lutitas, al ser descritas como intraclastos, significa que provienen de la misma cuenca de depósito. Fragmentos de rocas como cuarcitas (~1%) (**Figura 65 B**), andesitas (~2%) (**Figura 65 C**) y areniscas (~5%) (**Figura 65 D**) presenta formas redondeadas a subredondeadas y son parte de los clastos de la muestra. El porcentaje restante de muestra (~45%) se reparte entre la matriz, minerales accesorios (rutilos, zircones, apatitos), minerales de origen metamórfico (clorita, epidota), arcillas y minerales opacos.

La presencia de abundante cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas como cuarcitas sugieren una fuente granítica/metamórfica o riolítica. Las plagioclasas y fragmentos de andesitas sugieren una fuente volcánica en menor proporción.

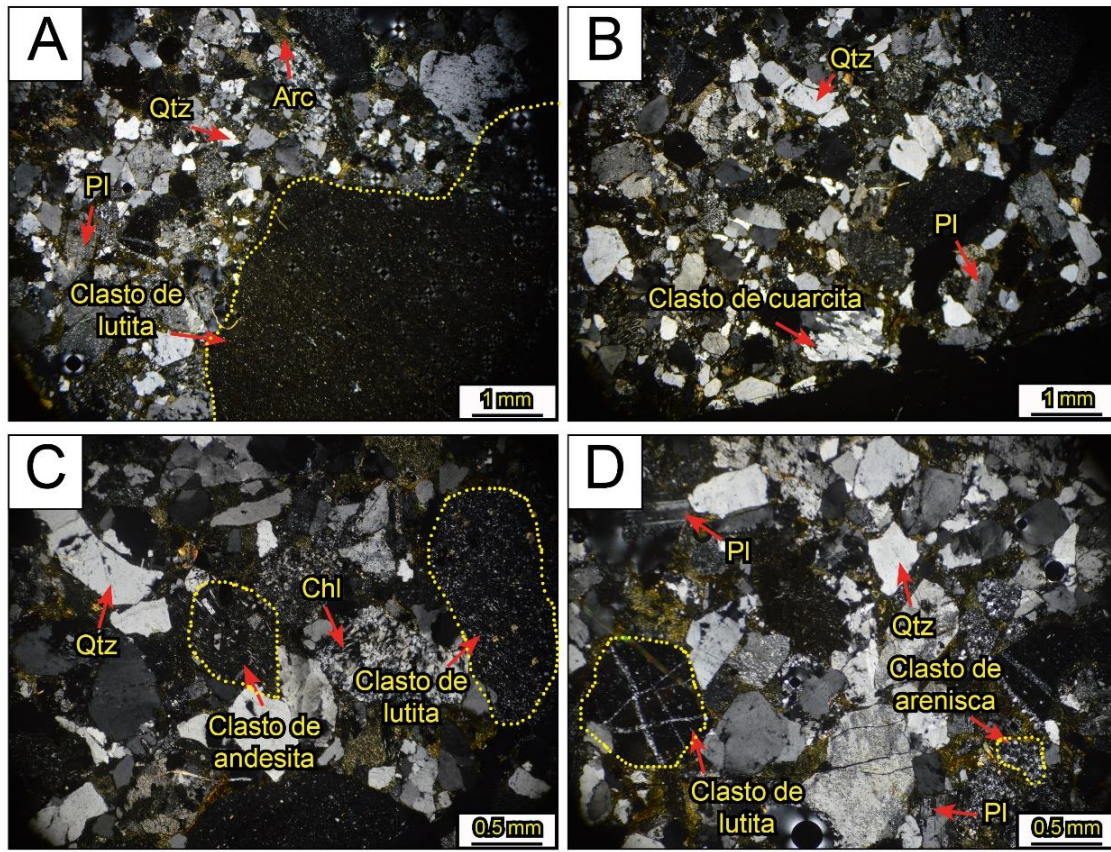


Figura 65. Sección delgada de la muestra YD21-001. **A.** Cuarzos subredondeados, plagioclasas, arcillas e intraclastos de lutita. **B.** Líticos de cuarcita con cuarzo elongado, cuarzo detrítico y fragmentos de plagioclasa. **C.** Cristales subangulosos de cuarzo junto a clastos de andesita con textura porfírica; clorita fibrosa y clastos de lutita. **D.** Fragmentos de plagioclasa con maclas polisintéticas, cuarzo, clastos de arenisca cuarzosa y lutita con vetillas. (Fotografías con luz polarizada cruzada, XLP) (Qtz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Arc: Arcilla; Chl: Clorita).

La roca YD-SD-15 es parte de las areniscas Sp, y se encuentra en las partes centrales y media en la columna estratigráfica (**Figura 61**) en el Cerro Rumi Cruz. Está compuesto de granos redondeados a subredondeados con baja a media esfericidad. Existen contactos puntuales y tangenciales entre los granos, con matriz micrítica y silícea (~11%) y cemento silíceo y esparítico (~15%) (**Figura 66 A, C**). Los componentes de la muestra son, cuarzo (~41%), (**Figura 66 B, C, D**), plagioclasa (~1%) (**Figura 66 A, C**) y fragmentos de roca como lutitas (~3%), areniscas (~2%) (**Figura 66 A, D**) y andesitas (~1%) Algunos clastos de arenisca presentan ligera elongación en los cuarzoes, lo que indica un ligero metamorfismo previo a su depositación, y se encuentran descritos como clastos de cuarcita (**Figura 66 A**). Materia orgánica es observable en la muestra como capas negras en una matriz micrítica. El porcentaje restante de componentes (~26%)

corresponden minerales de origen metamórfico (zeolitas, cloritas) (**Figura 66 A, B**), minerales accesorios (rutilos, zircones, apatitos), arcillas y minerales opacos.

Se sugiere que la fuente principal de la muestra es granítica/metamórfica debido al contenido de cuarzo, minerales de origen metamórfico (zeolitas, clorita) y líticos metamórficos (cuarcitas). También existiría una fuente volcánica, propuesta por el contenido de líticos volcánicos y plagioclasa.

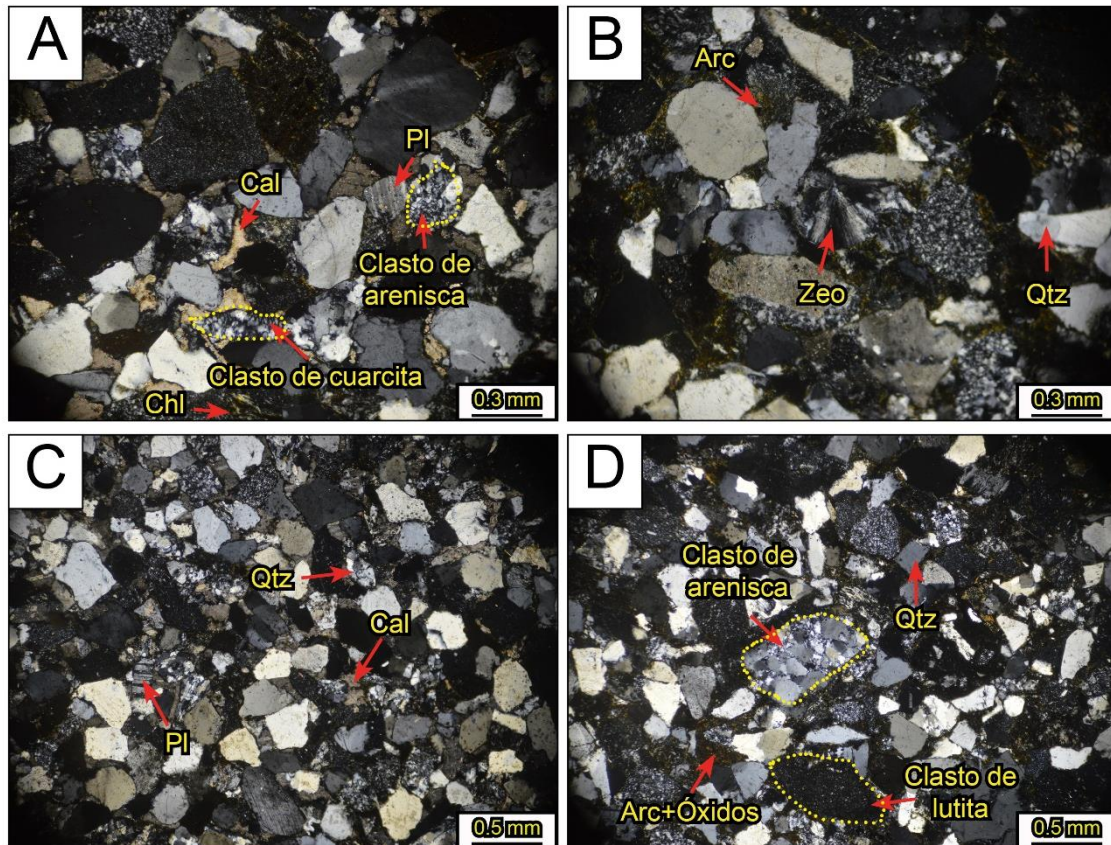


Figura 66. Sección delgada de la muestra YD-SD-15. **A.** Fragmentos de plagioclasa con maclas polisintéticas, cristales de clorita con birrefringencia baja y colores de interferencia anómalos (gris-verdoso), clastos de cuarcita con cuarzo elongado, clastos de areniscas y cemento esparítico (calcita). **B.** Cuarzo detrítico subanguloso con bajo grado de esfericidad, arcillas de color marrón y zeolitas con su extinción radial y colores de interferencias de gris-negro de primer orden. **C.** Abundante contenido de cuarzo detrítico junto con fragmento de plagioclasa y cemento esparítico (calcita). **D.** Clasto de arenisca cuarzosa junto con cuarzo detrítico, arcillas con óxidos (color café oscuro) y clastos de lutita. (Fotografías bajo luz polarizada cruzada, XLP). (Qtz: Cuarzo; Pl: Plagioclasa; Zeo: Zeolita; Chl: Clorita; Cal: Calcita. Arc: Arcillas).

Finalmente, la muestra YD-MS-12 pertenece a las facies Hf, interpretadas como turbiditas y mapeadas como Apagua. Se puede ver que componente principal de esta roca es el cuarzo (~23%) que son redondeados a subderondeados (**Figura 67 A, B, C, D**) intercalados con los limos y lodos (~42%) (**Figura 67 A, B**), donde se pueden

observar fragmentos de lutitas (<1%) (**Figura 67 B**). Las capas de lodo son de color negro (**Figura 67 A**), algunas partes con mayor espesor. Es visible el contenido de fragmentos de plagioclasa en la muestra analizada (~1%) (**Figura 67 C**). Existe material de origen metamórfico como moscovita y su variante microcristalina, sericita (~3%) (**Figura 67 D**). El 31% de componentes de la roca se distribuye entre la matriz entre los granos de cuarzo, calcita (**Figura 67 B**), minerales opacos, arcillas, minerales accesorios (rutilos, zircones), minerales de origen metamórfico (clorita, epidota) y clastos de areniscas, cuarcitas y andesitas.

Esta secuencia turbidítica debió tener una fuente granítica/metamórfica cercana para explicar la cantidad de cuarzos en la muestra, y en menor cantidad, una fuente volcánica por el contenido de plagioclasas.

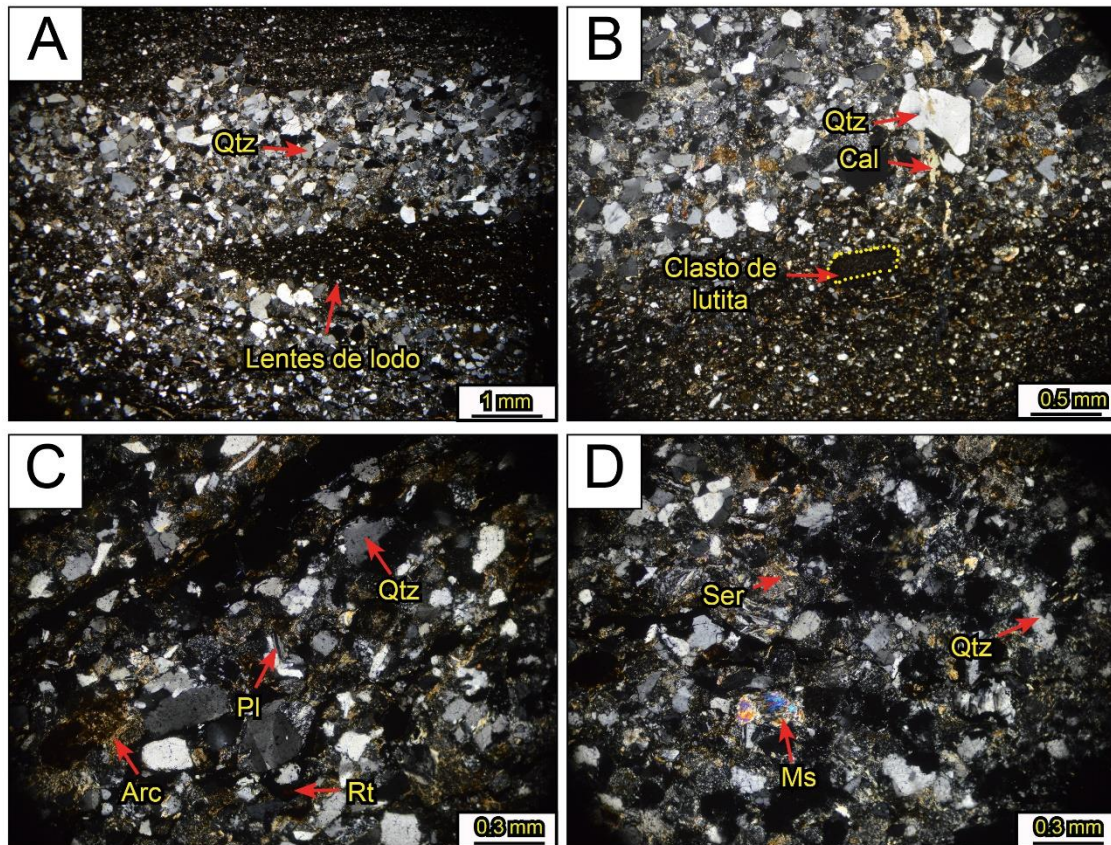


Figura 67. Sección delgada de la muestra YD-MS-12. **A.** Lentes de lodo (color negro-café) junto con cuarzo detrítico. **B.** Clastos de lutitas, cuarzo detrítico y vetillas de calcita. **C.** Fragmentos de plagioclasa, cuarzo detrítico, arcillas y rutilo (color rojo y relieve alto). **D.** Cristales de moscovita con colores de interferencia de segundo orden (azul-amarillo) y su variante microcristalina, la sericita junto con cuarzo detrítico. (Fotografías bajo luz polarizada cruzada, XLP). (**Qtz:** Cuarzo; **Pl:** Plagioclasa; **Ms:** Moscovita; **Ser:** Sericita; **Cal:** Calcita; **Arc:** Arcilla; **Rt:** Rutilo).

4.4. ANÁLISIS DE PROVENIENCIA DE MINERALES PESADOS

Los resultados obtenidos de los minerales pesados en las muestras analizadas (**Figura 68**) muestran un dominio metamórfico para la Fm. Rumi Cruz y la transición entre la Fm. Apagua y Rumi Cruz, con un cambio significativo en minerales volcánicos, siendo de mayor contenido en volcánicos para la muestra tomada en la transición entre la Fm. Apagua y Rumi Cruz y menor para la Fm. Rumi Cruz propiamente.

Las muestras de la Fm. Rumi Cruz, son la YD-SD-15 recogida en el Cerro Rumi Cruz Chico (UTM: 731728 - 9886947) y YD-SD-27, en la vía Pilaló-Zumbahua (UTM: 730490 - 9892869). La muestra YD-SD-15 contiene un porcentaje importante de ZTR (Índice zircón + turmalina + rutilo) de aproximadamente ~58%. El contenido de minerales del grupo BrAnTi (brookita + anatasa + titanita) es menos importante, llegando a ser solo del 4%. Para el caso de los minerales metamórficos accesorios (aluminosilicatos + clorita + cloritoide + granate + grupo epidota), estos representan el 30% del conjunto de minerales pesados. Pocos minerales volcánicos fueron observados como piroxenos y hornblendas, sin embargo, estos solo representan el 10% del total de minerales pesados.

Para el caso de la muestra YD-SD-27, el índice ZTR es menor, en comparación a la muestra YD-SD-15, siendo de ~36%. Los minerales del grupo BrAnTi, por su parte, representan el 23% del conjunto de minerales pesados, mientras que, los minerales metamórficos (aluminosilicatos + granate + pumpellyta + grupo epidota + clorita + cloritoide) ~24%. El porcentaje para los minerales volcánicos (apatito + espinela + piroxeno + hornblenda) es mayor en relación con la anterior muestra descrita (~19%).

Finalmente, la muestra YD-SD-23, recogida en la vía Apagua-Angamarca (UTM: 731109 - 9880722) contiene un índice ZTR importante de ~63%, siendo el mayor constituyente de la asociación de minerales pesados. Se pudieron observar minerales del grupo BrAnTi, aunque solo representan el 9% del total de minerales pesados. Otros constituyentes de minerales pesados de la muestra analizada incluyen minerales metamórficos del grupo epidota (~5%), cloritoide (~2%) y andalucita (~1%). Minerales volcánicos, como espinela, apatito, hornblenda y piroxeno también se lograron encontrar y describen aproximadamente 19% del total.

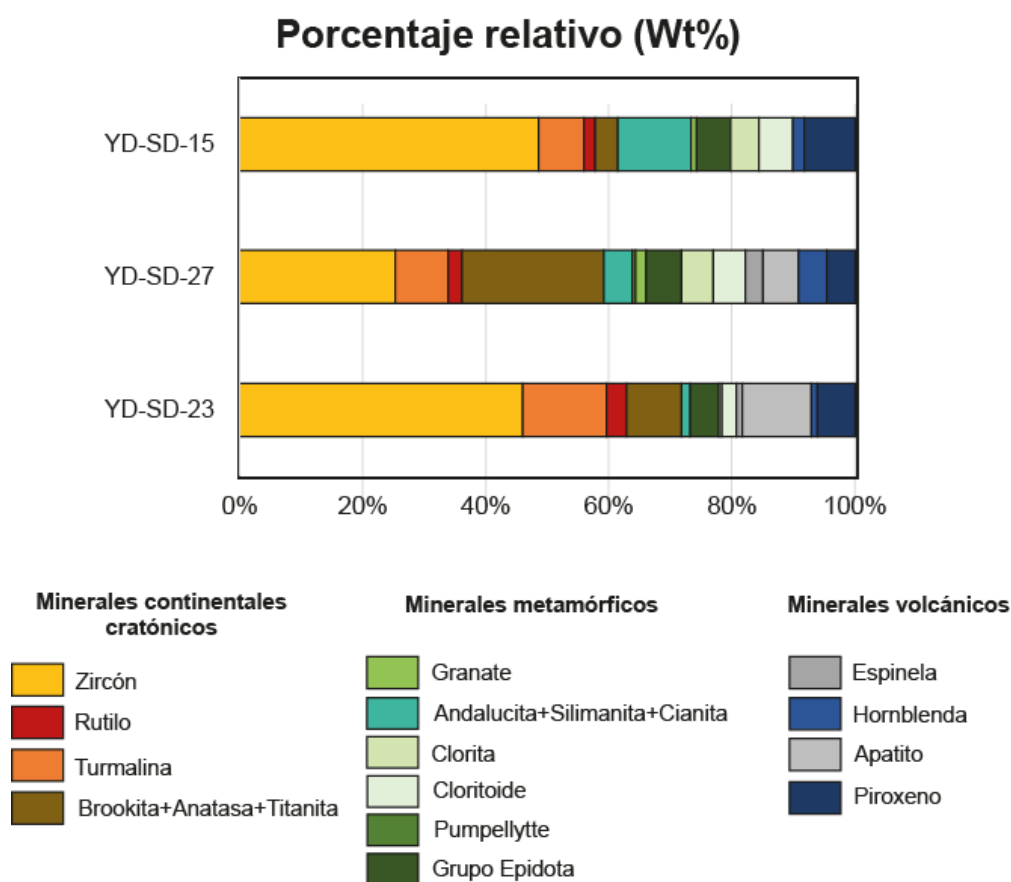


Figura 68. Diagrama de ocurrencia de minerales pesados.

4.5. EDADES U-Pb y RELACIONES Th/U EN ZIRCONES DETRÍTICOS

Los resultados de U-Pb en zircones detríticos (**Figuras 69 y 70**) permiten restringir la proveniencia de los sedimentos de la Formación Rumi Cruz.

Para la muestra YD-SD-27 perteneciente a la Formación Rumi Cruz se puede observar una población de edades detríticas muy amplia desde el Eoceno hasta el Precámbrico, siendo la edad más joven de **38.24 ± 0.27 (2σ) (Figura 69)**. Las edades más viejas (>900 Ma.) son consideradas de afinidad cratónica. Para el caso de un rango de edades reducido (0-200 Ma.) (**Figura 70**), se muestra un dominio de edades cenozoicas, principalmente del Eoceno (~38-48 Ma. y 52-56 Ma.) y Paleoceno (~56 a 66 Ma.), y cretácicas (~72 a 100 Ma.) reflejado en los picos de densidad con edades de aproximadamente 41 Ma., 56 Ma., 75 Ma. y 92 Ma. La edad de máxima depositación analizado en los 2 zircones más jóvenes de la muestra es de **38.48 ± 0.37 Ma (2σ)**.

Para el caso de la muestra YD-SD-23, que forma parte de la transición entre la Fm. Apagua y Angamarca, en el rango de edades de 0-2400 Ma. se puede ver un espectro similar a la muestra YD-SD-27, con un dominio de edades paleozoicas, mesozoicas,

cenozoicas y precámbricas (mayor población entre ~1080-1140 Ma.) (**Figura 69**). La edad de zircón más joven es de **38.33 ± 0.68 (2σ)**. En el rango de edades de 0-200 (**Figura 70**), se puede apreciar, de igual forma, una similitud con la muestra descrita anteriormente, mostrando una población de edades generalmente restringidas al Eoceno (~38-44 Ma. y 52-56 Ma.), Paleoceno (~56-64 Ma.) y Cretácico (~66-80 Ma., 90-95 Ma., 130-137 Ma. y 140-143 Ma.). Entre los 4 zircones más jóvenes, la edad máxima de depositación de esta muestra es de **38.77 ± 0.34 Ma. (2σ)**.

Finalmente, la muestra YD-SD-15, se puede observar, una distribución similar a las dos muestras descritas anteriormente en el rango de edades de 0-2500 (**Figura 69**), siendo la edad del zircón más joven de **39.12 ± 0.48 (2σ)**. En el rango de edades de 0-200 Ma. (**Figura 70**), se aprecia el dominio de edades eocénicas (~39-48 Ma. y 52-56 Ma.), paleocénicas (~56-66 Ma.) y cretácicas (~66-95 Ma. y 148 Ma). Un zircón de edad jurásica **147.93 ± 43.87 Ma. (2σ)** se pudo obtener en esta muestra, sin embargo, debido a un error muy elevado en el cálculo, no se considera para la interpretación. Con los 4 zircones más jóvenes de esta muestra se pudo determinar su edad máxima de depositación, la cual es de **39.54 ± 0.33 Ma. (2σ)**.

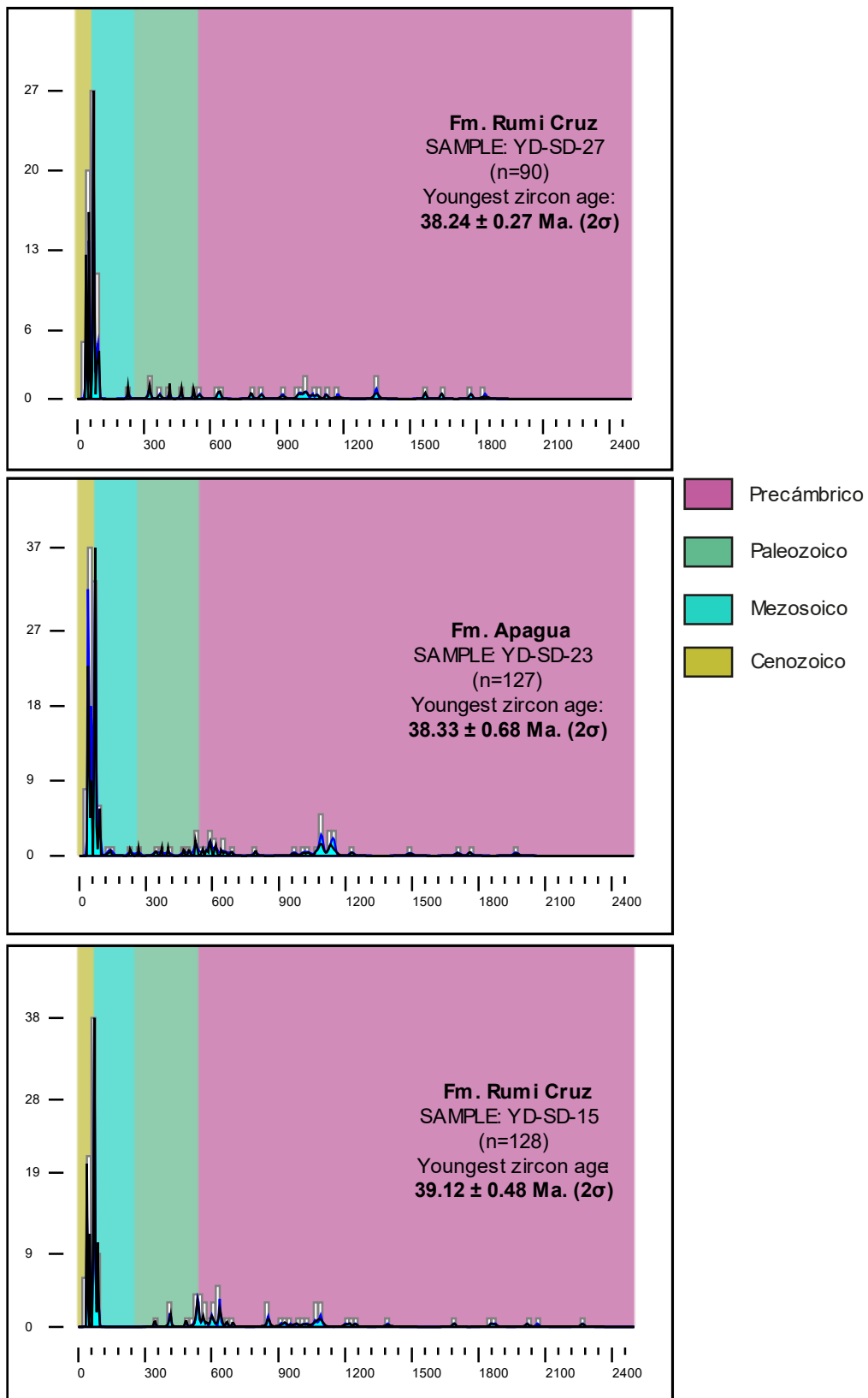


Figura 69. Histograma de edades U-Pb y funciones de densidad (curva azul) en zircones detríticos (0-2500 Ma.).

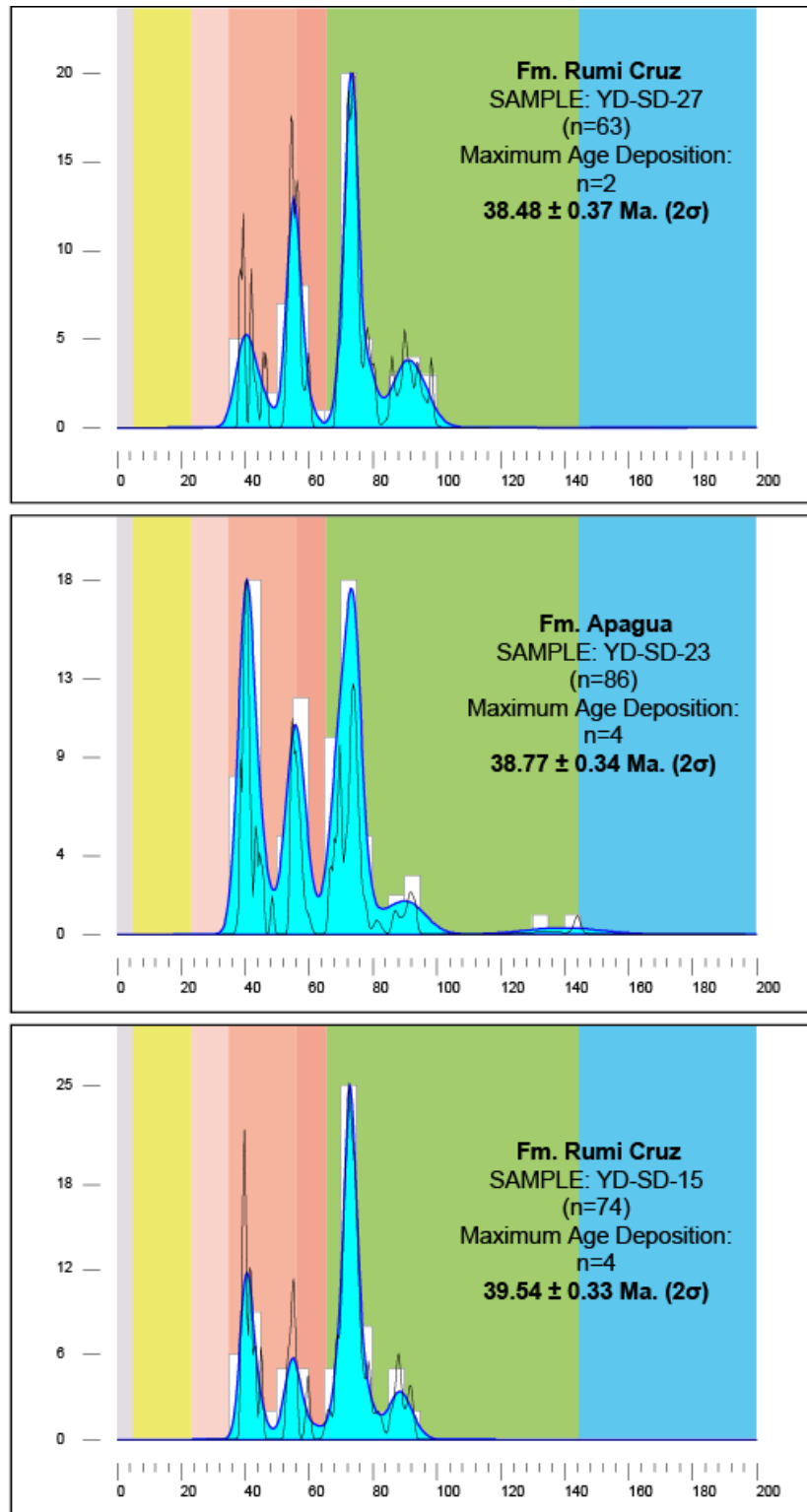


Figura 70. Histograma de edades U-Pb y funciones de densidad (curva azul) y probabilidad (curva negra) en zircones detríticos (0-200 Ma.).

Respecto a las relaciones Th/U en los zircones obtenidos en las muestras YD-SD-15, YD-SD-23 y YD-SD 27, se encuentran en las **Figura 71** y **Figura 72**.

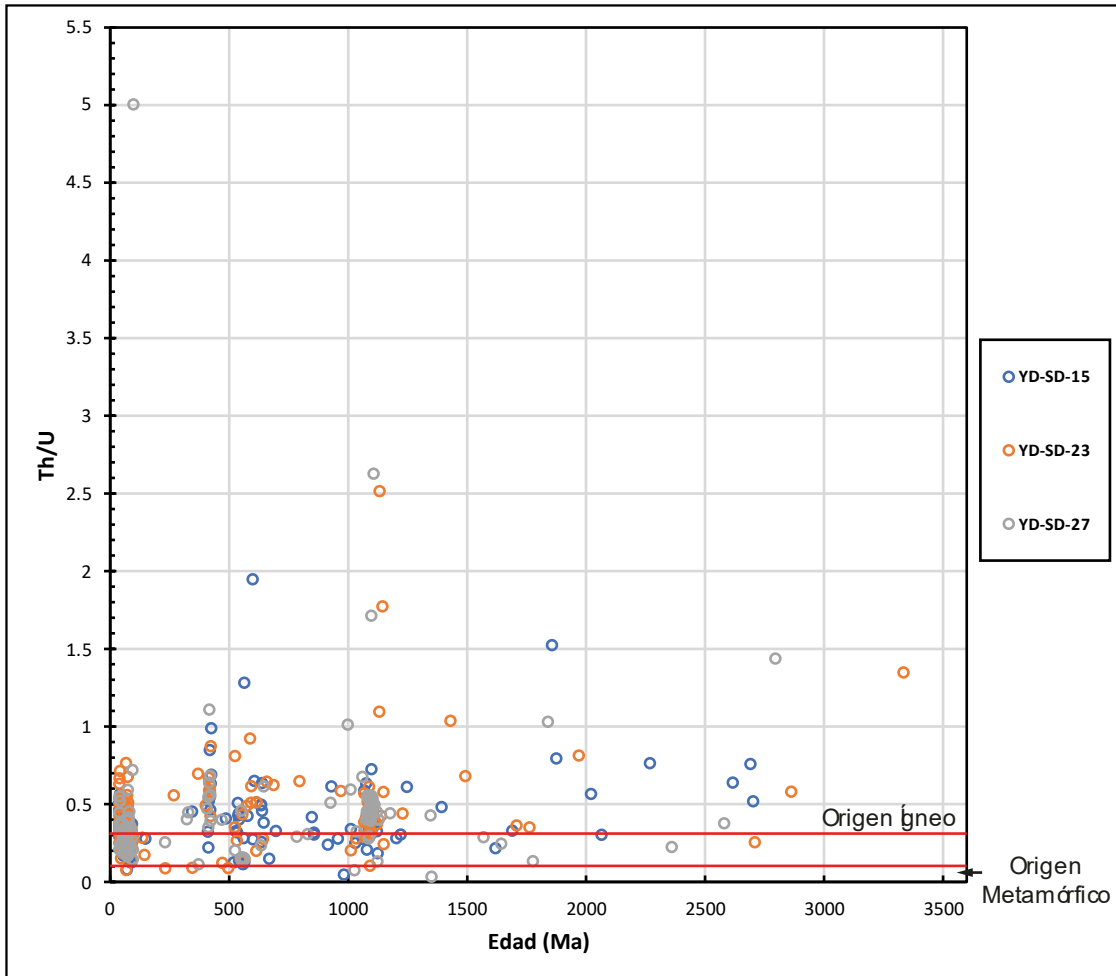


Figura 71. Gráfico de las relaciones Th/U vs edades U-Pb para las muestras YD-SD-15, YD-SD-23 y YD-SD-27 entre 0 y 3500 Ma.

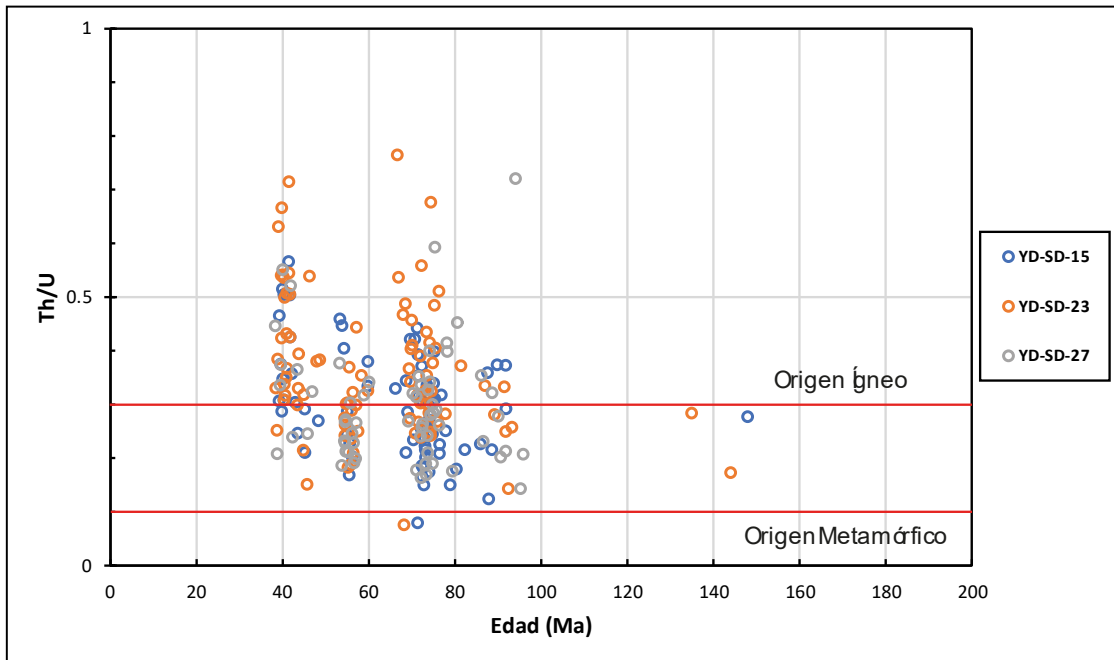


Figura 72. Gráfico de las relaciones Th/U vs edades U-Pb para las muestras YD-SD-15, YD-SD-23 y YD-SD-27 entre 0 y 200 Ma.

Las relaciones Th/U para la muestra YD-SD-15 varían entre 0,047 y 1,947 ($0,354 \pm 0,224$); la muestra YD-SD-23 existen valores entre 0,076 y 2,515 ($0,397 \pm 0,265$); y para para la muestra YD-SD-27, los valores varían entre 0,032 y 5,003 ($0,393 \pm 0,464$). Para todos los casos, en promedio, son consistentes con zircones de origen magmático.

Para el espectro que varía entre 0-3500 Ma (**Figura 71**) existen 8 zircones con valores menores a 0.1, indicativos de zircones de origen metamórfico y que se encuentran entre 71 a 1352 Ma. Dos de los zircones con valores menores a 0.1 se pueden observar en el gráfico de la **Figura 72**, que varían entre 69 y 71 Ma, pertenecientes al Cretácico tardío.

5. DISCUSIÓN

Con la información obtenida previamente, se plantea una mejor interpretación para el Grupo Angamarca, una vez definida las litofacies y proveniencia en la formación Rumi Cruz, proponiendo un ambiente de depósito tipo *Fan-Delta* e incluyendo a las formaciones Apagua y Unacota. Por tal motivo, se ha podido realizar un modelo conceptual de depósito de las tres formaciones y mostradas en las **Figuras 73 y 74**.

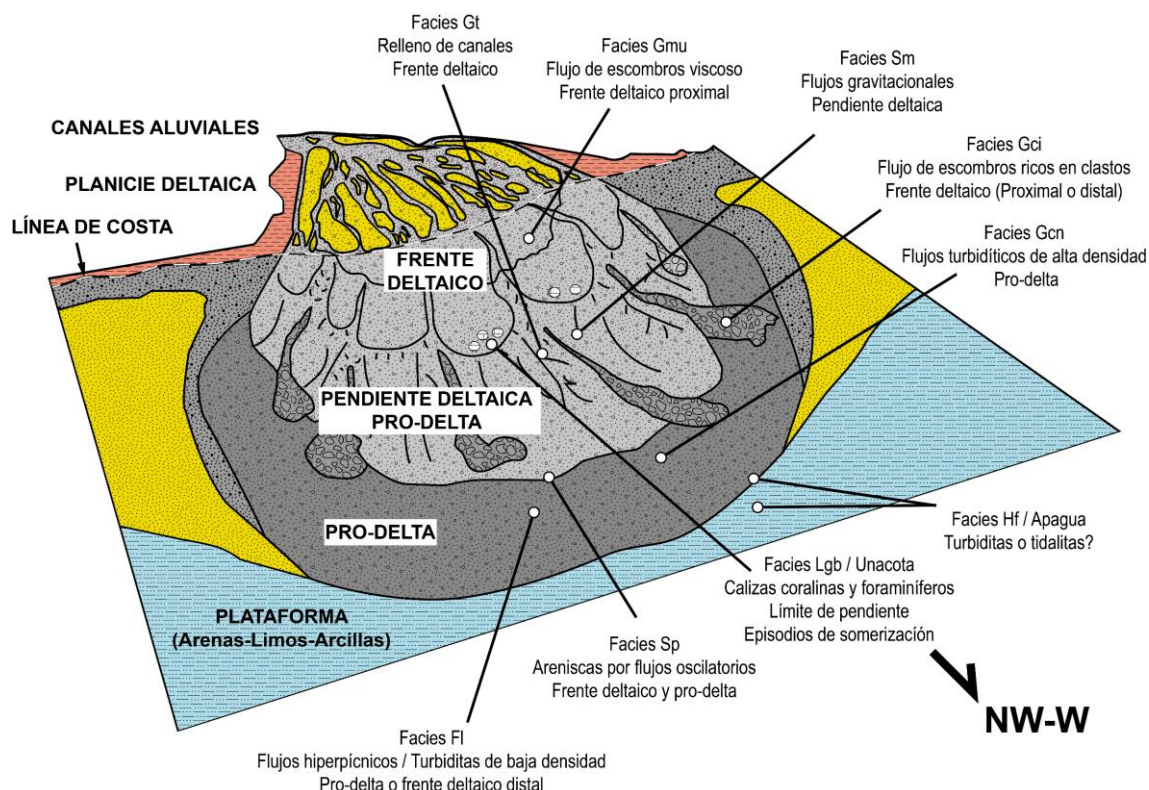


Figura 73. Modelo sedimentológico conceptual tipo *Fan-Delta* de la Formación Rumi Cruz indicando las litofacies respectivas. Adaptado de Rees et al., (2018).

5.1. FORMACIÓN RUMI CRUZ

En el Capítulo 4 se realizó la interpretación de las diferentes facies descritas en este trabajo, sin embargo, para el caso del modelo conceptual, es necesario realizar algunas precisiones que son objeto de discusión.

Se ha propuesto un ambiente de depósito tipo *Fan-Delta* de acuerdo con las características analizadas en las 7 litofacies para la Formación Rumi Cruz. Se puede observar que existe una tendencia progradante desde la base de la Formación, a la altura de la carretera Apagua-Angamarca (**Figura 60**) hacia las partes más altas de la zona, por ejemplo, el Cerro Rumi Cruz Chico (**Figura 61**). El cambio de ambiente de

depósito, desde la Formación Apagua, Formación Unacota, hasta la Formación Rumi Cruz es un claro indicativo de un evento de somerización de la cuenca y contemporáneo con un volcanismo activo, reflejado en la proveniencia de minerales pesados y la población de edades U-Pb de los zircones detríticos. **(Figuras 68, 69 y 70).**

Previamente, la Formación Rumi Cruz era designada por Egüez (1986) como Conglomerados Apagua, luego, Hughes y Bermúdez (1997) habría descrito la presencia de material fino dentro de la Formación, dando como resultado, una interpretación de ambiente de depósito por parte del último autor como un *Fan-Delta*, que se ha confirmado en este trabajo. Es claro destacar que la Formación Rumi Cruz no solo está compuesto de conglomerados, sino que tiene areniscas de tamaño de grano medio a grueso y estratos de lodolitas grises a negras. Debido a las nuevas observaciones, la Formación Apagua y Formación Unacota pertenecerían a un mismo sistema de depositación en levantamiento, pasando de un sistema de abanicos submarinos a abanicos aluviales y deltas y que se encuentra representado en la **Figura 74.**

La Formación Rumi Cruz está compuesto de facies turbidíticas y por flujos oscilatorios en la parte baja de la sucesión **(Figura 60)**, lo que es interpretado como depósitos retrabajados y flujos hiperpícnicos (Ver Capítulo 4), por consiguiente, la formación responde a un ambiente de depósito dominado por flujos hiperpícnicos en respuesta a las características de las litofacies analizadas.

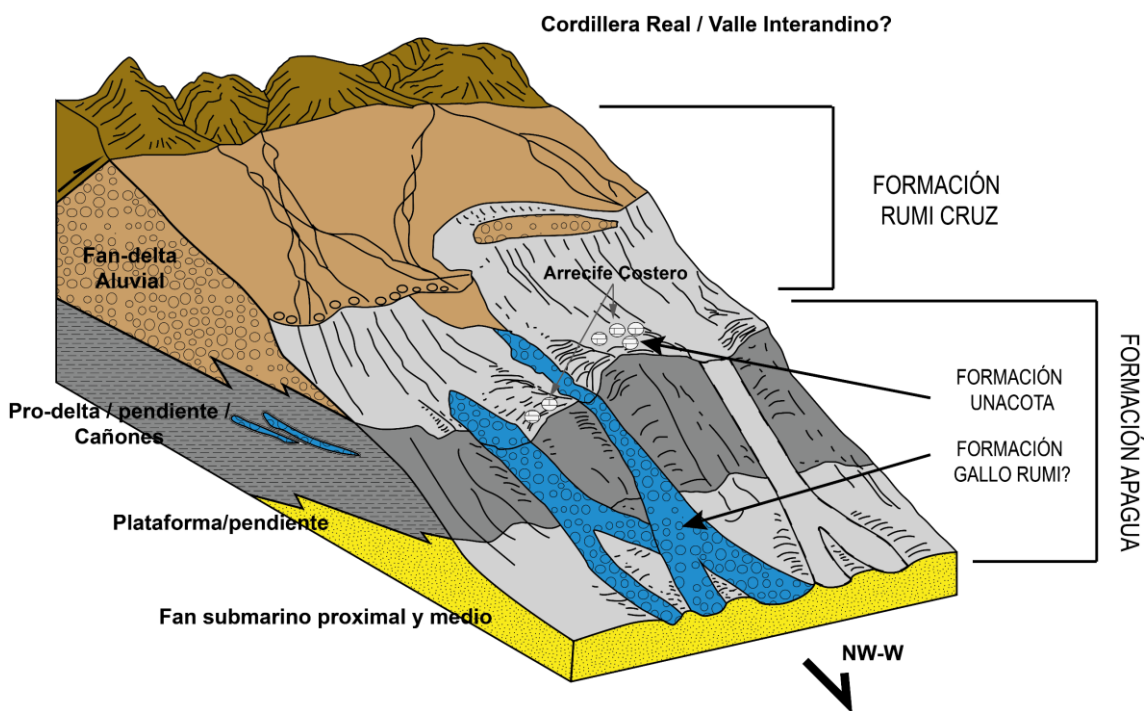


Figura 74. Modelo conceptual de depósito y relación de la Formación Rumi Cruz, Apagua y Unacota. Fan delta a abanico submarino. Adaptado de Ricketts y Evenchick (2007).

Respecto al análisis en láminas delgadas de las muestras YD21-001, YD-SD-10 y YD-MS-12 y de proveniencia de las muestras mapeadas como Formación Rumi Cruz (YD-SD-27 y YD-SD-15) y la transición entre la Formación Apagua y Rumi Cruz (YD-SD-23) se puede observar un cambio en el contenido de minerales metamórficos, siendo mayor para la muestra YD-SD-15 (**Figura 68**). La asociación de minerales de origen metamórfico (clorita, cloritoides, grupo epidota, granate, pumpellyta y aluminosilicatos), BrAnTi y ZTR indican fuentes metamórficas y cratónicas recicladas con un menor input de minerales volcánicos siendo esto coherente con el análisis realizado en la petrografía en sección delgada. Los zircones ehuedrales representan los zircones más jóvenes de la población total de zircones, indicando un origen volcánico (Mange y Maurer, 1992). La tendencia decreciente de minerales volcánicos y el aumento del índice ZTR y minerales de origen metamórfico entre las muestras YD-SD-23, YD-SD-27 y YD-SD-15 es coherente con el levantamiento de la Cordillera Real desde el Paleoceno al Eoceno. Los datos de proveniencia de minerales pesados son similares a los obtenidos por Vallejo (2007) (**Figura 75**), en donde la formación Apagua contiene un mayor porcentaje de minerales volcánicos y la formación Rumi Cruz, de minerales de origen metamórfico. Este levantamiento también es registrado en las tasas de exhumación en rocas de la Cordillera Occidental y Real (Spikings et al., 2001, 2005) (**Figura 76**), el índice ZTR y presencia de minerales de origen metamórfico en muestras de rocas sedimentarias de la formación Tiyuyacu en la Cuenca Oriente (Añazco, 2020) (**Figura 77**) y que, algunos autores, atribuyen este levantamiento desde el Eoceno al Oligoceno a la acreción del Arco Macuchi (Hughes y Pilatasig, 2002), sin embargo, datos estratigráficos, de proveniencia en minerales pesados y a la dificultad geométrica de ubicar al Arco Macuchi entre los bloques Piñón y Pallatanga que colisionaron a los 75 Ma. (Luzieux et al., 2006; Vallejo, 2007; Vallejo et al., 2016, 2019), se interpreta que, el volcanismo contemporáneo a la depositación del Grupo Angamarca y de origen autóctono corresponden al Arco Macuchi.

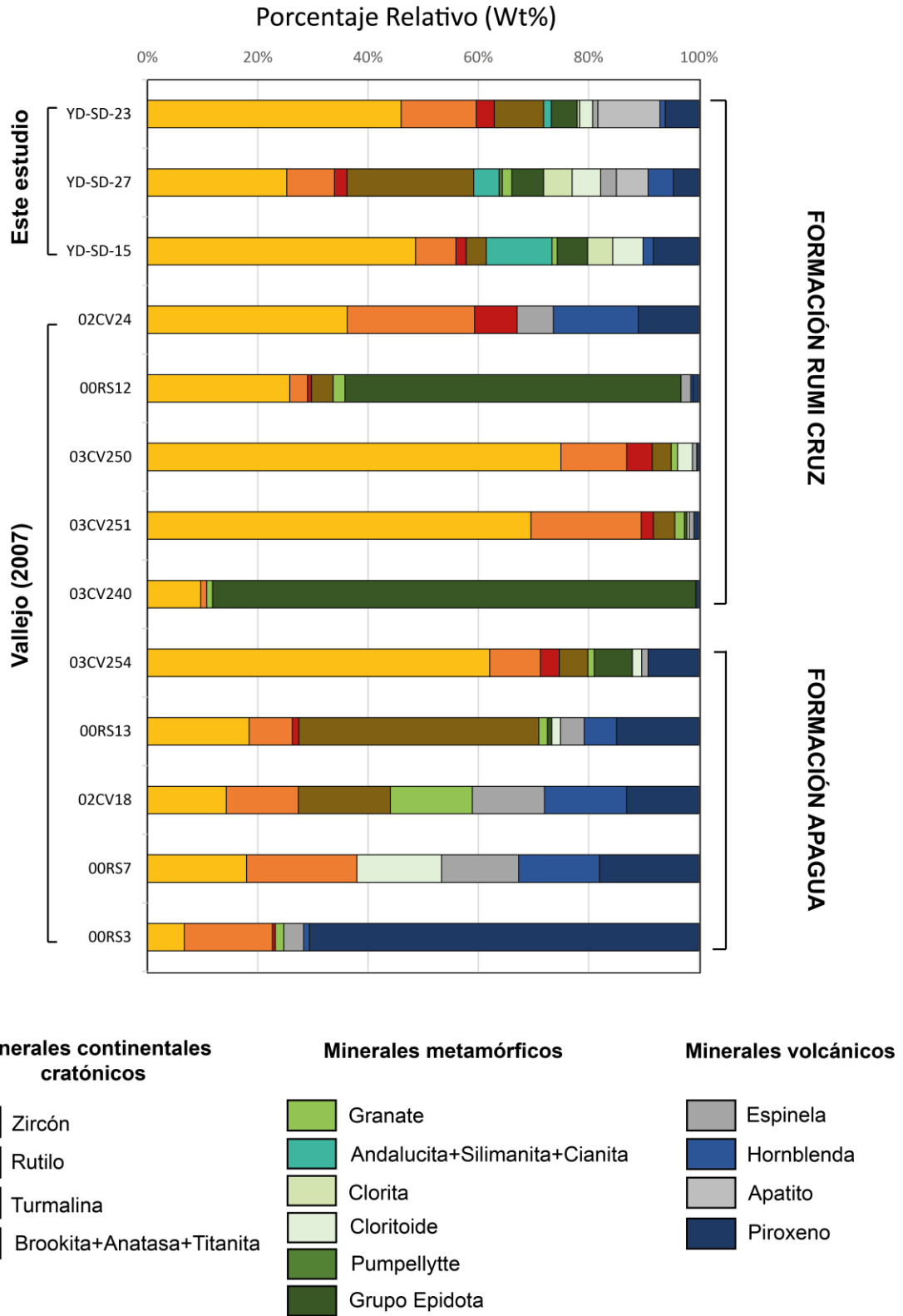


Figura 75. Análisis de proveniencia en este estudio y los obtenidos por Vallejo (2007) de la Formación Rumi Cruz y Apagua.

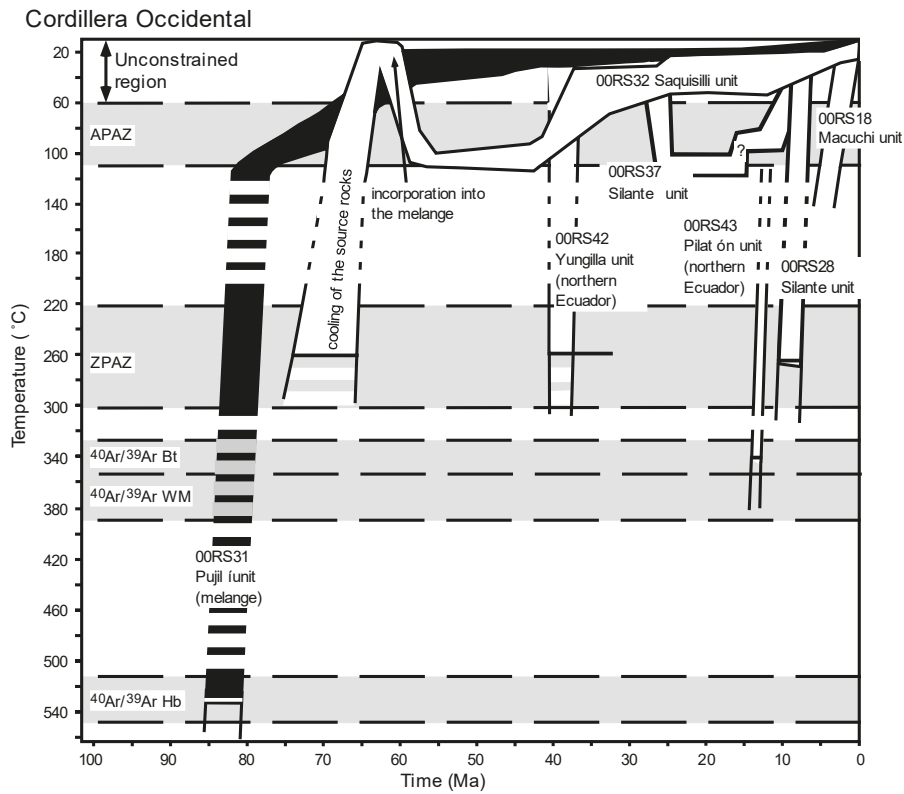


Figura 76. Historial térmico de muestras de la Cordillera Occidental. Tomado de Spikings et al., (2005).

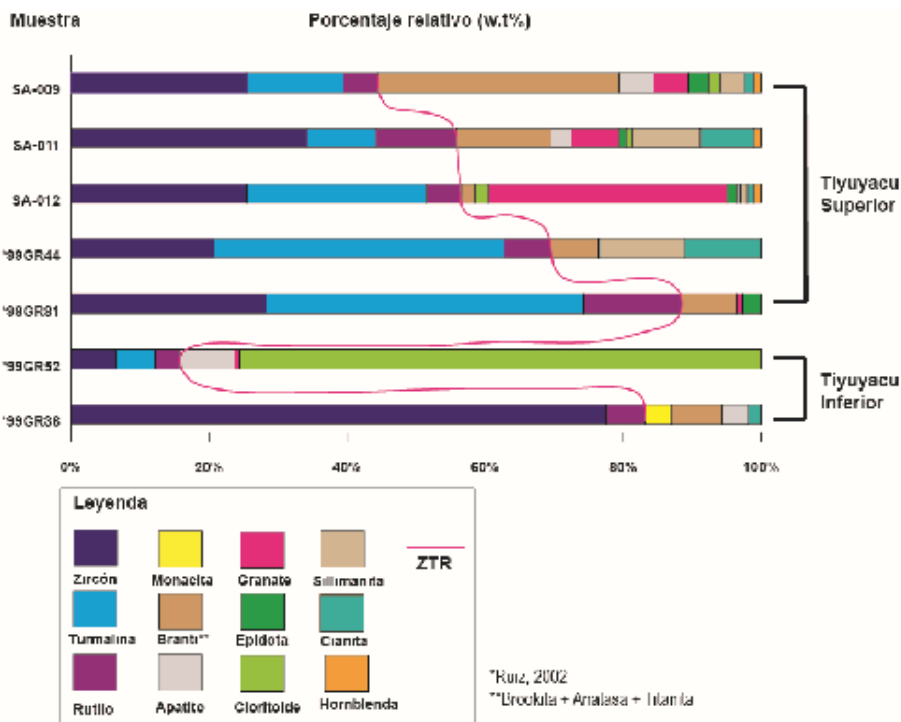


Figura 77. Análisis de proveniencia de la Formación Tiyuyacu. Tomado de Añazco (2020).

Debido a la contemporaneidad de un volcanismo durante la depositación del Grupo Angamarca, se ha podido datar, a través de zirrones detríticos, a la formación Rumi Cruz, en las cuales se han obtenido 3 edades de máxima depositación, donde la muestra YD-SD-23 refleja una edad de **38.77 ± 0.34 Ma**, YD-SD-27, de **38.48 ± 0.37 Ma**. y YD-SD-15, de **39.54 ± 0.33 Ma**. (**Figura 70**). Las primeras dos edades se interpretan como el inicio de la depositación de la formación Rumi Cruz mientras que la última, es similar a la edad obtenida por Vallejo et al., (2019) de 39,9 ± 0,9 Ma. en una muestra perteneciente a la formación Apagua (EC1504). Debido a la ubicación de la muestra YD-SD-15 que correspondería a las partes altas de la formación Rumi Cruz, se esperaría una edad más joven, por lo tanto, la edad obtenida es atribuida a un zircón más viejo y no a la de depositación de la formación Rumi Cruz.

La población de edades en los zirrones detríticos entre los 38 y 44 Ma (**Figura 70**) en las muestras analizadas y las edades obtenidas de rocas de la Unidad Macuchi por Vallejo et al., (2016) de 41,73 ± 0,37 Ma. por método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una hornblenda de una unidad volcanoclástica y de 42,13 ± 0,52 Ma por método de U-Pb en una riodacita sustentan el volcanismo contemporáneo Macuchi durante la depositación de las formaciones Apagua y Rumi Cruz.

Otro conjunto de edades detríticas es entre 56 y 66 Ma. y son similares a las obtenidas por Vallejo (2007) por método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre ~56 y 66 Ma. y por Herrera (2018) en Almagor (2019) por método de U-Pb de 68,9 ± 1,7 Ma. y 67,8 ± 2,6 Ma. se pueden correlacionar con zirrones derivados del volcanismo descrito como Tandapi (Vallejo, 2007) o Facies Volcánicas Alambí de Almagor, (2019).

Poblaciones de edades Cretácicas (66-115 Ma.) parcialmente se superponen a la edad del magmatismo del Cretácico al sureste del Ecuador (Valarezo et al., 2017), los plutones de Magtayán y Pimampiro en la Cordillera Real (Aspden et al., 1992) y, probablemente, de rocas provenientes de la Cordillera Occidental (Grupo Río Cala y plateau oceánico Piñón-Pallatanga). Las edades del Cretácico temprano (140-143 Ma.) se correlacionan con las edades del plutón de Azafrán (Noble et al., 1997).

Las edades de zirrones detríticos más viejas (>200 Ma.) son derivados de la erosión de rocas fuentes localizadas en la Cordillera Oriental, incluyendo el granito Tres Lagunas del Triásico (Litherland et al., 1994), y rocas metamórficas del Paleozoico y Proterozoico en la Cordillera Oriental (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015). Zirrones Precámbricos y Ordovícicos representan material reciclado de rocas pre-Andinas y cratónicas (Gutiérrez et al., 2019; Jackson et al., 2019).

Complementario a los datos de edades detríticas se encuentran las proporciones Th/U de las muestras analizadas (**Figura 71 y 72**), siendo, en promedio, todos de origen ígneo ($\text{Th/U} > 0.3$). Dos zircones detríticos observados en la **Figura 72** serían de origen metamórfico debido a su proporción menor a 0.1 y de edades de 69 a 71 Ma. Estos zircones de origen metamórfico serían coherentes con la acreción del Bloque Piñón-Pallatanga en el Cretácico tardío (Luzieux et al., 2006; Vallejo et al., 2019). Añadiendo a esto, los zircones de aproximadamente 42 Ma, de origen ígneo, sería coherentes con un volcanismo activo en el Eoceno, atribuidos en este trabajo al volcanismo Macuchi.

Por tanto, la Formación Rumi Cruz fue un sistema de abanicos aluviales y delta dominado por flujos hiperpícnicos en el Eoceno tardío desde los ~38 Ma. y que corresponden a facies finas y gruesas en una tendencia progradante con material derivado del cratón y la Cordillera Real en levantamiento y contemporáneo al volcanismo Macuchi.

5.2. FORMACIÓN APAGUA

La Formación Apagua es descrita como turbiditas T_{bcd} y, en menor cantidad, T_a , así como la presencia de areniscas de tamaño de grano más grueso a microconglomerados en la parte superior de la sucesión (Hughes y Bermúdez, 1997; Vallejo, 2007). Según esto, las turbiditas representarían las partes medias y proximales de un fan submarino turbidítico (Vallejo, 2007) y que es coherente con el modelo conceptual presentado en este trabajo (**Figura 74**). De hecho, para Nichols (2009), un sistema rico en grava (*Gravel-rich system*) pueden ser depositados en el eje de una cuenca en forma de deltas de granos gruesos suministrado por ríos trenzados o abanicos aluviales donde las partes más profundas de estos deltas pueden fusionarse en pequeños abanicos submarinos de material que forman cuerpos en forma de cuña en la base de la pendiente. Las gravas son depositadas, principalmente, en forma de flujos de escombros o corrientes turbidíticas de alta densidad (Facies Gcn de Rumi Cruz o microconglomerados de Apagua). Estos cuerpos de abanico tienden a pasar abruptamente a turbiditas distales de capas delgadas y lutitas hemipelágicas.

Si bien esto explicaría de manera más clara la relación existente entre las facies gruesas de Formación Rumi Cruz y la facies medias-finas de la Formación Apagua, es importante recalcar que el concepto de turbiditas y corrientes turbidíticas de alta densidad no se restringe únicamente a abanicos submarinos, ya que estas también pueden ocurrir en las partes distales de un *Fan-Delta* (pendiente deltaica y pro-delta)

con pendiente muy inclinada (Choe et al., 1994; McPherson et al., 1987). Es importante mencionar lo siguiente: “Las corrientes de turbidez y, por lo tanto, las turbiditas, pueden ocurrir en el agua en cualquier lugar donde haya un suministro de sedimentos y una pendiente. Son comunes en lagos profundos y pueden ocurrir en plataformas continentales, pero son más abundantes en ambientes marinos profundos, donde las turbiditas son el depósito clástico dominante” (Nichols, 2009).

Por esta razón, las características analizadas en las facies heterolíticas (Hf) mapeadas como Formación Apagua por Hughes y Bermúdez (1997), las facies descritas por el mismo autor tanto en la parte inferior como superior de la sucesión, la relación estratigráfica entre la Formación Rumi Cruz y Apagua que describe Vallejo (2007) como transicional (interdigitación), y las características de litofacies de la sucesión inferior de la Formación Rumi Cruz, la Formación Apagua se reinterpreta como depósitos de pro-delta, plataforma continental y las partes proximales y medias de un abanico submarino, sin embargo, las dos primeras posibilidades deberían sustentarse con un mejor análisis de fósiles e icnofósiles, reinterpretación de las turbiditas y buscar la transición hacia la Formación Rumi Cruz en las zonas centrales del Ecuador en donde también se ha encontrado y mapeado a la Formación Apagua (Dunkley y Gaibor, 1997; McCourt et al., 1997).

5.3. FORMACIÓN UNACOTA

Las calizas de la Formación Unacota tienen tres interpretaciones:

La primera, por Egüez (1986), que indica que las calizas fueron depositadas en un ambiente arrecifal.

La segunda, por Hughes y Bermúdez (1997), donde menciona que las calizas representan una profundidad del agua de <200 metros, indicando un evento de somerización, debido a la presencia de montículos de estromatolitos y el desarrollo de montículos de arrecifes tipo *Waulsortian*.

La tercera, realizada por Vallejo (2007), donde sugiere que las calizas fueron depositadas en una rampa carbonatada corroborado por la ausencia de corales y la gran abundancia de foraminíferos bentónicos y briozoos. También menciona que la transición a las turbiditas superpuestas de aguas profundas de la Formación Apagua indica que el sistema carbonatado de Unacota se hundió antes de la deposición de la Formación turbidítica Apagua. Este evento puede estar relacionado con un aumento en el nivel del

mar o un hundimiento tectónico durante el Eoceno tardío. Esta interpretación es similar al modelo de un sistema de *Fan-Delta* asociado con arrecifes carbonatados en una sucesión transgresiva en Anatolia, Turquía (Kazancı y Varol, 1990).

Es necesario complementar que los arrecifes son indicativos de ambientes poco profundos y se desarrollan en plataformas carbonatadas (Nichols, 2009), no obstante, las calizas arrecifales también pueden generarse en un sistema de *Fan-Delta*, de hecho, según McPherson et al., (1987), en latitudes menores, es probable que arrecifes de costa (*fringing reefs*) sean un componente importante en deltas de grano grueso e influirá fuertemente en el carácter del delta subacuático.

Para este trabajo, la interpretación de arrecifes costeros (*fringing reefs*) es adecuada para complementar el modelo conceptual (**Figura 74**), y se opta por tomar las interpretaciones de Egüez (1986), Hughes y Bermúdez (1997), Vallejo (2007) con ligeras reinterpretaciones tomadas de Kazancı y Varol, (1990), donde, primero existe un evento de somerización (Hughes y Bermúdez, 1997) que puede estar asociada a la progradación del sistema, y se depositarían las calizas de Unacota en un ambiente de pendiente. Posterior a este evento, existiría un aumento de nivel del mar, interrumpiendo la progradación principal y depositando las turbiditas de aguas profundas de Apagua sobre las calizas de Unacota (Vallejo, 2007). Para constatar esto último, se sugiere que la influencia clástica de sedimentos gruesos disminuyó y el aumento del nivel del mar promovió una transgresión importante que creó un ambiente marino más profundo donde tuvo lugar la sedimentación turbidítica, probablemente también dentro de un sistema de abanico submarino (Kazancı y Varol, 1990).

El modelo conceptual debe ser corroborado con un mejor estudio de litofacies de la Formación Apagua sobre la Formación Unacota, ya que este último es mapeado dentro de la Formación Apagua (Hughes y Bermúdez, 1997), por lo que, las diferencias entre la sucesión bajo la Formación Unacota y la sucesión sobre la misma, deben ser coherentes con esta caída y subida del nivel del mar respectivamente, inclusive, se puede observar una sucesión de calizas más jóvenes en el Grupo Angamarca (Vallejo et al., 2019) (**Figura 1**), interpretándose como eventos similares a los presentados por Kazancı y Varol, (1990), en donde las calizas arrecifales representarían etapas de interrupción de la progradación, posterior transgresión y una nueva depositación de abanicos aluviales-deltas.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES

- La Formación Rumi Cruz consiste en una sucesión estrato y grano creciente de lutitas, areniscas y conglomerados matriz y clasto soportados. La composición de los clastos son cuarzo, plagioclasas, óxidos y fragmentos de roca de origen sedimentario, volcánico y metamórfico. La forma de los clastos es generalmente redondeada a subredondeada, presentando baja esfericidad a alta. Esta sucesión se encuentra sobre facies finas heterolíticas mapeadas como Formación Apagua (Hughes y Bermúdez, 1997) cerca del poblado de Angamarca, en la comunidad de Sunikilak.
- Se han reconocido 7 litofacies en la Formación Rumi Cruz: Lutitas negras con estratificación horizontal e intercalaciones de arena fina (FI), areniscas con estratificación cruzada tipo *hummocky* y *swaley* (Sp), areniscas masivas guijarrosas (Sm), conglomerados matriz soportada con gradación normal e inversa con pobre sorteo (Gmu), conglomerados matriz-clasto a clasto soportado con clastos gruesos, gradación inversa y buen sorteo (Gci), conglomerados matriz a matriz-clasto soportado con clastos imbricados y gradación inversa (Gcn), conglomerados clasto soportado localmente, imbricados, con estratificación cruzada y horizontal, gradación normal y contacto erosivo a la base (Gt). Las facies heterolíticas representan a la formación Apagua (Hf) y la facie Lgb a las calizas de Unacota.
- El análisis en láminas delgadas y de procedencia de minerales pesados realizado en 3 muestras pertenecientes a la transición entre la Formación Apagua y Rumi Cruz y la Formación Rumi Cruz indica que la fuente de estas rocas proviene de rocas cratónicas recicladas, metamórficas procedentes de la Cordillera Real y en menor proporción, ígneas, que serían atribuidos al volcanismo de Macuchi.
- Las edades máximas de depositación de las muestras analizadas señalan que la Formación Rumi Cruz empezó a depositarse en el Eoceno tardío, a los ~38 Ma. Poblaciones de edades entre los 38 y 44 Ma. muestran un volcanismo contemporáneo durante el Eoceno y se lo atribuye al volcanismo de Macuchi. Esto también se evidencia en los zircones de proporción Th/U superior a 0.3, caracterizados de origen ígneo. Edades entre 56 y 66 Ma. son consistentes con edades reportadas por Vallejo (2007) y Herrera (2018) en Almagor (2019) de las facies volcánicas descritas como Tandapi o Alambí respectivamente. Edades cretácicas de 66-115 Ma. son concordantes con la edad del volcanismo al sureste

del Ecuador (Valarezo et al., 2017) y rocas provenientes de la Cordillera Occidental (Grupo Río Cala y plateau oceánico Piñón-Pallatanga), y 140-143 Ma. con edades del plutón de Azafrán (Noble et al., 1997). Zircones entre 69 y 71 Ma, presentan proporciones Th/U menores a 0.1, clasificados como origen metamórfico, explicado, posiblemente por la acreción del Bloque Piñón-Pallatanga en el Cretácico tardío (Luzieux et al., 2006). Edades más viejas a 200 Ma. son derivados de rocas fuentes provenientes de la Cordillera Real, incluyendo al Granito Tres Lagunas (Litherland et al., 1994) y rocas metamórficas del Paleozoico y Proterozoico (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015) así como también, de rocas derivadas del cratón reciclado (Gutiérrez et al., 2019).

- El análisis estratigráfico y sedimentológico en la formación Rumi Cruz muestran que los sedimentos fueron depositados en un sistema de abanico-delta (*Fan-Delta*) de alta pendiente dominado por procesos de flujos hiperpícnicos y flujos oscilatorios. La Formación Apagua, debido a la sucesión progradante y relación con la Formación Rumi Cruz se reinterpreta como parte del pro-delta del sistema de *Fan-Delta* y las calizas de Unacota como depósitos de pendiente (*fringing reefs*) en episodios de somerización.
- Los modelos conceptuales de la Formación Rumi Cruz representan que el ambiente de depósito *Fan-Delta* es adecuado para sostener la sucesión progradante, así como también la inclusión de la Formación Apagua, en donde las turbiditas pertenecen a las partes distales de los abanico-deltas, y abanicos submarinos, y la Formación Unacota como arrecifes costeros depositados en eventos de somerización de la cuenca y caída del nivel del mar, dando así, una nueva visión para el Grupo Angamarca, que se trataría de un conjunto de depósitos siliciclásticos, durante el levantamiento de la Cordillera Real en el Paleoceno-Eoceno, siendo coherentes con un modelo típico de abanicos aluviales-deltas y formados en un ambiente marino profundo (*Deep-water delta*), los cuales se desarrollan en una configuración tectónica activa, adyacente a una montaña que es más comúnmente un escarpe de falla importante y activo (McPherson et al., 1987; Nichols, 2009).

6.2. RECOMENDACIONES

- Debido a las relaciones existentes con la Formación Rumi Cruz y Apagua, es necesario realizar un mapeo más detallado sobre la transición entre estas dos formaciones en la zona central del Ecuador, confirmando la progradación de las facies entre las turbiditas de la Formación Apagua y las facies finas y gruesas de la Formación Rumi Cruz.
- Efectuar un mejor detalle de facies de la Formación Rumi Cruz en las localizaciones más altas de la zona. De esa manera, poder describir las facies de la planicie deltaica que en este trabajo no fueron halladas.
- Realizar un mejor estudio de la formación Pilaló en la sección Apagua-Pilaló a través de análisis de minerales pesados y zircones detríticos para determinar su fuente de origen y relación con el Grupo Angamarca.
- Desarrollar un modelo geológico en 3D de la depositación del Grupo Angamarca con los eventos asociados a la depositación de cada formación.
- Puesto a que no se encontró una edad tope de depositación de la Formación Rumi Cruz, se recomienda datar las rocas sedimentarias de la sucesión superior, con un mayor número de muestras, con el fin de obtener la edad máxima de depositación de la parte superior de Rumi Cruz así como realizar su respectivo análisis de proveniencia de minerales pesados.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almagor, E. S. (2019). *Identificación y caracterización de las facies sedimentarias de la Formación Silante en las secciones Nono-Tandayapa y Calacalí-Nanegalito.*

<http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/20270>

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., Segovia, M.,

Rolandone, F., & Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048-1065.

<https://doi.org/10.1002/2016TC004117>

- Añazco, S. J. (2020). *Caracterización Sedimentológica y Estratigráfica de la Formación Tiyuyacu en la zona de Costa Azul, Cantón Tena, Provincia de Napo* [Bachelor Thesis, Quito, 2020.]. <http://bibdigital.epn.edu.ec/handle/15000/21244>
- Aspden, J. A., Harrison, S. H., & Rundle, C. C. (1992). New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1), 77-96. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90019-U](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90019-U)
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Baldock, J. W. (1982). *Geología del Ecuador: Boletín de la explicación del mapa geológico de la República del Ecuador, escala 1:1,000.000*. IGM.
- Boland, M., Pilatasig, L., Ibadango, E., McCourt, W., Aspden, J. A., Hughes, R., & Beate, B. (2000). *Geology of the Western Cordillera between 0°00' and 1°00'N* (N.º 10; Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, p. 72). CODIGEM-BGS.
- Bristow, C. R., & Hoffstetter, R. (1977). *Lexique Stratigraphique International; Ecuador*. (2nd ed).
- Buatois, L. A., Santiago, N., Parra, K., & Steel, R. (2008). Animal-Substrate Interactions in an Early Miocene Wave-Dominated Tropical Delta: Delineating Environmental Stresses and Depositional Dynamics (Tacata Field, Eastern Venezuela). *Journal of Sedimentary Research*, 78(7), 458-479. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.053>
- Chiaradia, M. (2009). Adakite-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). *Chemical Geology*, 265(3-4), 468-487. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.014>
- Chiaradia, M., & Fontboté, L. (2001). Radiogenic Lead Signatures in Au-Rich Volcanic-Hosted Massive Sulfide Ores and Associated Volcanic Rocks of the Early Tertiary

- Macuchi Island Arc(Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geology*, 96(6), 1361-1378. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.96.6.1361>
- Choe, M. Y., Chough, S. K., & Hwang, I. G. (1994). Depositional features and sedimentary facies of steep-faced fan-delta systems: Modern and ancient. *Korean Jour. of Petrol. Geol.*, 2(2), 71-81.
- Colella, A., De Boer, P. L., & Nio, S. D. (1987). Sedimentology of a marine intermontane Pleistocene Gilbert-type fan-delta complex in the Crati Basin, Calabria, southern Italy. *Sedimentology*, 34(4), 721-736. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1987.tb00798.x>
- Collot, J.-Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., & Pazmino, A. (2009). *Vision general de la morfologia submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subduccion de la Cordillera de Carnegie*. 28.
- Cosma, L., Lapiere, H., Jaillard, E., Laubacher, G., Bosch, D., Desmet, A., Mamberti, M., & Gabriele, P. (1998). Petrographie et geochemie des unites magmatiques de la Cordillere occidentale d'Equateur (0 degrees 30'); implications tectoniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169(6), 739-751.
- Dalrymple, R., & James, N. (2010). *Facies Model 4* (Geological Association of Canada, Ed.; 4.^a ed., Vol. 6). GEOText.
- Dunkley, P., & Gaibor, A. (1997). *Geology of the Western Cordillera between 2°00' and 3°00'S* (N.º 2; Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, p. 145). CODIGEM-BGS.
- Egüez, A. (1986). *Evolution Cenozoique de la Cordillere Occidentale septentrionale d'Equateur (0°15'-01°10'S), les mineralisations associees*. Université Pierre-et-Marie-Curie.
- Egüez, A., & Bourgeois, J. (1986). La Formacion Apagua: Edad y posicion estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. En *Mem. IV Congr. Ecuat. IGMP*.

- Faucher, B., & Savoyat, E. (1973). *Esquisse géologique des andes de L'équateur. Revue de géographie physique et de géologie dynamique.*
- Feininger, T., & Bristow, C. R. (1980). Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69(3), 849-874.
<https://doi.org/10.1007/BF02104650>
- Gehrels, G. (2014). Detrital Zircon U-Pb Geochronology Applied to Tectonics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1), 127-149.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124012>
- Gutiérrez, E. G., Horton, B. K., Vallejo, C., Jackson, L. J., & George, S. W. M. (2019). Chapter 9—Provenance and geochronological insights into Late Cretaceous-Cenozoic foreland basin development in the Subandean Zone and Oriente Basin of Ecuador. En B. K. Horton & A. Folguera (Eds.), *Andean Tectonics* (pp. 237-268). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00011-3>
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: Impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00060-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00060-6)
- Harmon, R. S., & Barreiro, B. A. (1984). *Andean magmatism: Chemical and isotopic constraints* (1st ed. 1984.). Shiva Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-1-4684-7335-3>
- Henderson, W. G. (1979). Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society*, 136(3), 367-378.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.136.3.0367>
- Horton, B. K. (2018). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.11.025>
- Horton, B. K., Anderson, V. J., Caballero, V., Saylor, J. E., Nie, J., Parra, M., & Mora, A. (2015). Application of detrital zircon U-Pb geochronology to surface and subsurface correlations of provenance, paleodrainage, and tectonics of the

- Middle Magdalena Valley Basin of Colombia. *Geosphere*, 11(6), 1790-1811.
<https://doi.org/10.1130/GES01251.1>
- Hughes, R. A., & Bermúdez, R. (1997). *Geology of the Western Cordillera between 0°00' and 1°00'S* (N.º 4; Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, p. 75). CODIGEM-BGS.
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 345(1-4), 29-48.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00205-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00205-0)
- Irastorza, A., Zavala, C., Campetella, D. M., Turienzo, M., Olivera, D., Peralta, F., Irastorza, M., & Martz, P. (2021). Hyperpycnal littoral deltas: A case of study from the Lower Cretaceous Agrio Formation in the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Palaeogeography*, 10(4), 550-570. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2021.11.004>
- Jackson, L. J., Horton, B. K., & Vallejo, C. (2019). Detrital zircon U-Pb geochronology of modern Andean rivers in Ecuador: Fingerprinting tectonic provinces and assessing downstream propagation of provenance signals. *Geosphere*, 15(6), 1943-1957. <https://doi.org/10.1130/GES02126.1>
- Jaillard, É., Benitez, S., Berrones, G., Jiménez, N., Montenegro, G., Zambrano, I., & Ordóñez, M. (1995). *Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting: Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time*. 615-631.
- Jaillard, É., 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>
- Kazancı, N., & Varol, B. (1990). Development of a mass flow-dominated fan-delta complex and associated carbonate reefs within a transgressive Paleocene succession, central Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, 68(4), 261-278.
[https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90014-K](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90014-K)

- Kehrer, W., & Van Der Kaaden, G. (1979). Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geologische Jahrbuch*, 35, 5-57.
- Kerr, A. C., Aspden, J. A., Tarney, J., & Pilatasig, L. F. (2002a). The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: Geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*, 159(5), 577-594. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-151>
- Lapierre, H., Bosch, D., Dupuis, V., Polve, M., Maury, R., Hernandez, J., Monié, P., Yeghicheyan, D., Jaillard, E., Tardy, M., de Lépinay, B., & Mamberti, M. (2000). Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journal of Geophysical Research*, 105, 8403-8422. <https://doi.org/10.1029/1998JB900091>
- Litherland, M., Aspden, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador* (1. publ). HMSO.
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *GSA Bulletin*, 89(7), 981-999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Luzieux, L. D. A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C. F., & Winkler, W. (2006). Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1°N and 3°S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4), 400-414. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.008>
- Mamberti, M., Lapierre, H., Bosch, D., Jaillard, E., Hernandez, J., & Polvé, M. (2004). *The Early Cretaceous San Juan Plutonic Suite, Ecuador: A magma chamber in an oceanic plateau?* <https://cdnsiencepub.com/doi/10.1139/e04-060>
- Mange, M. A., & Maurer, H. F. W. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2>
- Martin-Gombojav, N., & Winkler, W. (2008). Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: Implications for orogenic development of the

- Northern Andes. *Terra Nova*, 20(1), 22-31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00782.x>
- McCourt, W., Duque, P., & Pilatasig, L. (1997). *Geology of the Western Cordillera between 1°00' and 2°00'S* (N.º 3; Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información cartográfica y Geológica, p. 68). CODIGEM-BGS.
- McPherson, J. G., Shanmugam, G., & Moiola, R. J. (1987). Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99(3), 331. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)99<331:FABDVO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<331:FABDVO>2.0.CO;2)
- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy* (2nd ed). Wiley-Blackwell.
- Noble, S. R., Aspden, J. A., & Jemielita, R. (1997). Northern Andean crustal evolution: New U-Pb geochronological constraints from Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 109(7), 789-798. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<0789:NACENU>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0789:NACENU>2.3.CO;2)
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña Mendoza, J. M., Martinez, W., Tavera, H., & Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287-291. <https://doi.org/10.1038/ngeo2099>
- Peng, Y., Steel, R. J., Rossi, V. M., & Olariu, C. (2018). Mixed-energy Process Interactions Read from a Compound-clinoform Delta (paleo-orinoco Delta, Trinidad): Preservation of River and Tide Signals By Mud-induced Wave Damping. *Journal of Sedimentary Research*, 88(1), 75-90. <https://doi.org/10.2110/jsr.2018.3>

- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753-10770. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10753>
- Petter, A. L., & Steel, R. J. (2006). Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *AAPG Bulletin*, 90(10), 1451-1472. <https://doi.org/10.1306/04240605144>
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Springer New York. <https://doi.org/10.1007/978-1-4612-1066-5>
- Rees, C., Palmer, J., & Palmer, A. (2018). Gilbert-style Pleistocene fan delta reveals tectonic development of North Island axial ranges, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 61(1), 64-78. <https://doi.org/10.1080/00288306.2017.1406377>
- Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G. H. (1999). Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307(3-4), 235-254. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00099-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00099-2)
- Ricketts, B. D., & Evenchick, C. A. (2007). Evidence of different contractional styles along foredeep margins provided by Gilbert deltas: Examples from Bowser Basin, British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 55(4), 243-261. <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.55.4.243>
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 184(1), 123-138. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00355-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00355-2)
- Shanmugam, G. (2016). Submarine fans: A critical retrospective (1950–2015). *Journal of Palaeogeography*, 5(2), 110-184. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2015.08.011>
- Shanmugam, G., Shrivastava, S. K., & Das, B. (2009). Sandy Debrites and Tidalites of Pliocene Reservoir Sands in Upper-Slope Canyon Environments, Offshore

- Krishna-Godavari Basin (India): Implications. *Journal of Sedimentary Research*, 79(9), 736-756. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.076>
- Sharman, G. R., & Malkowski, M. A. (2020). Needles in a haystack: Detrital zircon UPb ages and the maximum depositional age of modern global sediment. *Earth-Science Reviews*, 203, 103109. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103109>
- Spikings, R. A., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spikings, R. A., Winkler, W., Hughes, R. A., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 399(1-4), 195-220. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.023>
- Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1), 57-73. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00225-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00225-4)
- Stanley, D. J. (1980). Saint-Antonin Conglomerate in the Maritime Alps: A Model for Coarse Sedimentation on a Submarine Slope. *Smithsonian Contributions to the Marine Sciences*, 5, 1-25. <https://doi.org/10.5479/si.01960768.5>
- Stow, D., & Smillie, Z. (2020). Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies: Turbidites, Contourites and Hemipelagites. *Geosciences*, 10(2), 68. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020068>
- Tedesco, A., Ciccioli, P., Suriano, J., & Limarino, C. (2010). Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): An example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta*, 8. <https://doi.org/10.1344/105.000001583>

- Thorpe, R. S. (Ed.). (1982). *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*.
- Trenkamp, R., Kellogg, J., Freymueller, J., & Mora-Paez, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, *15*, 157-171.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary Rocks in the Field* (3rd ed). Wiley.
- Valarezo, M., Vallejo, C., Horton, B. K., Winkler, W., Spikings, R., Esteban, J., & Jackson, L. J. (2017). *SEDIMENTOLOGY AND PROVENANCE ANALYSIS OF THE ALAMOR LANCONES BASIN, SOUTHERN ECUADOR: A LATE CRETACEOUS PRE-ACCRETIONAL FOREARC BASIN*. 304108. <https://doi.org/10.1130/abs/2017AM-304108>
- Vallejo, C. (2007). *Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late Cretaceous-Paleogene)* (p. 1 Band) [ETH Zurich; Application/pdf]. <https://doi.org/10.3929/ETHZ-A-005416411>
- Vallejo, C., Almagor, S., Romero, C., Herrera, J. L., Escobar, V., Spikings, R. A., Winkler, W., & Vermeesch, P. (2020). Sedimentology, Provenance and Radiometric Dating of the Silante Formation: Implications for the Cenozoic Evolution of the Western Andes of Ecuador. *Minerals*, *10*(10), 929. <https://doi.org/10.3390/min10100929>
- Vallejo, C., Soria, F., Tornos, F., Naranjo, G., Rosero, B., Salazar, F., & Cochrane, R. (2016). Geology of El Domo deposit in central Ecuador: A VMS formed on top of an accreted margin. *Mineralium Deposita*, *51*(3), 389-409. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0616-x>
- Vallejo, C., Spikings, R. A., Horton, B. K., Luzieux, L., Romero, C., Winkler, W., & Thomsen, T. B. (2019). 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 *Andean Tectonics* (pp. 209-236). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-816009-1.00010-1>

- Vallejo, C., Tapia, D., Gaibor, J., Steel, R., Cardenas, M., Winkler, W., Valdez, A., Esteban, J., Figuera, M., Leal, J., & Cuenca, D. (2017). Geology of the Campanian M1 sandstone oil reservoir of eastern Ecuador: A delta system sourced from the Amazon Craton. *Marine and Petroleum Geology*, 86, 1207-1223. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.07.022>
- Whitney, D. L., & Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: ECUADOR GEODYNAMICS AND PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249-1279. <https://doi.org/10.1002/2015TC003941>
- Zavala, C. (2020). Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Palaeogeography*, 9(1), 17. <https://doi.org/10.1186/s42501-020-00065-x>

8. ANEXOS

Anexo 1. Ubicaciones de muestras recolectadas en salida de reconocimiento del área de estudio.

UTM X	UTM Y	CÓDIGO	DESCRIPCIÓN
729952	9887445	YD21-001	¿Rumi Cruz?
		YD21-002	
730456	9888055	YD21-003	
		YD21-004	
		YD21-005	
730461	988563	YD21-006	Lutitas con posible bioturbación
		YD21-007	
726060	9895202	YD21-008	Caliza Unacota
724998	9891850	YD21-009	Pórfido Andesítico
727118	9890535	YD21-010	Granodiorita
728106	9890897	YD21-011	Toba rojiza?
727886	9893308	YD21-013	Caliza Unacota
730574	9884765	YD21-014	Granodiorita
730700	9893200	YD21-015	Intrusivo

Anexo 2. Paradas y ubicaciones de afloramientos estudiados y muestras recolectada (Salida principal).

PARADA	DIA	UTM X	UTM Y	ALTURA (m)	MUESTRAS
1	1	731617	9888862	4099	
2	1	731538	9888926	4132	
3	1	731544	9888949	4145	
4	1	731544	9888956	4137	
5	1	731532	9888956		
6	1	731523	X	4154	
7	1	731525	9888941		
8	1	731536	9888919	4140	
9	1	731523	9888860	4133	
10	1	732005	9890304	3919	
11	1	732185	9891394	3926	
12	2	729300	9886845	4049	YD-I-001
13	2	729959	9887371	4065	
14	2	729960	9887420	4075	
15	2	730119	9887886	4107	
16	2	730429	9888049	4095	
17	2	730406	9888381	4111	
18	2	730618	9888695	4102	
19	2	730491	9888075	4093	
20	2	730579	9888128	4094	
21	2	730609	9888150	4092	
22	3	731525	9882085	3743	YD-SD-02; YD-SD-03
23	3	731638	9882112	3733	YD-SD-04; YD-MD-05
24	3	731827	9882162	3713	
25	3	731911	9882255		YD-MS-06
26	3	731307	9882705		
27	4	731322	9880169	3929	YD-SD-07
28	4	731096	9880533	3908	YD-SD-08; YD-SD-09
29	4	730852	988072	3869	YD-SD-10
30	4	731109	9880722	3855	YD-SD-12; YD-MD-13

31	5	731728	9886947	4326	YD-SD-15; YD-SD-16
32	5	731742	9886819	4322	
33	5	731754	9886846	4343	
34	5	731488	9886955	4312	
35	5	731355	9887036		YD-SD-17; YD-SD-18
36	6	730473	9887496	4211	
37	6	730534	9887539	4240	
38	6	730606	9887536	4251	

Anexo 3. Muestras recolectadas para datación y análisis de proveniencia.

DIA	UTM		ALTURA (m)	MUESTRAS	ANÁLISIS		
	UTM X	UTM Y			Sección delgada	H.M.	U-Pb dat
2	729300	9886845	4049	YD-I-001			
3	731525	9882085	3743	YD-SD-02; YD-SD-03			
3	731638	9882112	3733	YD-SD-04; YD-MD-05			
3	731911	9882255	X	YD-MS-06			
4	731322	9880169	3929	YD-SD-07			
4	731096	9880533	3908	YD-SD-08; YD-SD-09			
4	730852	988072	3869	YD-SD-10			
4	731109	9880722	3855	YD-SD-12; YD-MD-13	X		
5	731728	9886947	4326	YD-SD-15; YD-SD-16	X	X	X
5	731355	9887036	X	YD-SD-17; YD-SD-18			
7	730406	9888029	4093	YD-SD-20; YD-SD-21			
7	729953	9887429	4075	YD-SD-22; YD-SD-23		X	X
7	730597	9888147	4108	YD-SD-24; YD-SD-25			
7	730490	9892869	4001	YD-SD-26; YD-SD-27; YD-SD-28		X	X
Otro	729952	9887445	X	YD21-001	X		

Anexo 4. Conteo modal de minerales pesados en este estudio.

Muestra	YD-SD-23	YD-SD-27	YD-SD-15
Zircón	98	44	53
Turmalina	29	15	8
Rutilo	7	4	2
BrAnTi	19	40	4

Andalucita+Silimanita+Cianita	3	8	13
Pumpellytte	0	1	0
Granate	0	3	1
Grupo Epidota	10	10	6
Clorita	1	9	5
Cloritoide	5	9	6
Espinela	2	5	0
Apatito	24	10	0
Horblenda	2	8	2
Piroxeno	13	8	9
Total	213	174	109

Anexo 5. Conteo modal obtenido de Vallejo (2007).

Muestra	02CV 24	00RS 12	03CV2 50	03CV2 51	03CV2 40	03CV2 54	00RS 13	02CV 18	00R S7	00R S3
Zircón	33	72	195	160	18	108	47	24	27	13
Turmalina	21	9	31	46	2	16	20	22	30	31
Rutilo	7	2	12	5		6	3			1
BrAnTi		11	9	9		9	111	28		
Andalucita+Silimanita+Cianita										
Pumpellytte										
Granate		6	3	4	2	2	4	25		3
Grupo Epidota		170		1	163	12	2			
Clorita										
Cloritoide			7	1		3	4		23	
Espinela	6	5	2	2		2	11	22	21	7
Apatito										
Horblenda	14	1					15	25	22	2
Piroxeno	10	3	1	2	1	16	38	22	27	137
Total	91	279	260	230	186	174	255	168	150	194

Anexo 6. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-15.

Sp	RATIOS						EIDADES							
	Pb/U (207/235)	±s.e. (%)	Pb/U (206/238)	± s.e. (%)	Pb/Pb (206/207)	± s.e. (%)	Pb/U (206/238)	± 2 s.e.	Pb/U (207/235)	± 2 s.e.	Pb/Pb (206/207)	± 2 s.e.	BEST AGE	± 2 s.e.
64	0.038	4.464	0.006	1.241	21.965	4.288	39.12	0.48	38.06	1.67	NA	NA	39.12	0.48
93	0.039	2.233	0.006	1.037	21.640	1.978	39.18	0.40	38.68	0.85	7.58	NA	39.18	0.40
87	0.041	2.375	0.006	0.935	20.721	2.183	39.52	0.37	40.70	0.95	110.98	51.52	39.52	0.37
3	0.039	1.272	0.006	0.572	21.629	1.136	39.76	0.23	39.26	0.49	8.86	NA	39.76	0.23
27	0.040	2.251	0.006	0.982	21.159	2.026	39.93	0.39	40.28	0.89	61.48	48.26	39.93	0.39
18	0.050	6.089	0.006	1.889	17.240	5.789	39.97	0.75	49.27	2.93	529.01	126.96	39.97	0.75
82	0.039	3.183	0.006	1.028	22.365	3.012	40.24	0.41	38.45	1.20	NA	NA	40.24	0.41
43	0.038	2.190	0.006	0.675	22.455	2.083	40.24	0.27	38.30	0.82	NA	NA	40.24	0.27
117	0.054	6.443	0.006	1.563	16.137	6.250	40.88	0.64	53.72	3.37	672.15	133.81	40.88	0.64
113	0.040	4.781	0.006	3.876	22.133	2.800	41.38	1.60	39.92	1.87	NA	NA	41.38	1.60
62	0.042	2.457	0.006	0.807	21.305	2.321	41.62	0.33	41.68	1.00	44.98	NA	41.62	0.33
66	0.043	2.211	0.006	0.892	20.811	2.023	41.71	0.37	42.73	0.93	100.83	47.85	41.71	0.37
56	0.039	3.445	0.007	1.229	23.130	3.218	42.05	0.52	38.84	1.31	NA	NA	42.05	0.52
25	0.045	2.471	0.007	0.957	20.625	2.278	42.84	0.41	44.26	1.07	122.02	53.66	42.84	0.41
74	0.043	1.429	0.007	0.733	21.928	1.227	43.45	0.32	42.26	0.59	NA	NA	43.45	0.32
94	0.044	3.548	0.007	1.032	21.843	3.394	45.06	0.46	43.98	1.53	NA	NA	45.06	0.46
23	0.045	1.882	0.007	1.024	21.701	1.579	45.13	0.46	44.33	0.82	0.86	NA	45.13	0.46
57	0.052	2.433	0.008	0.880	21.866	2.269	53.26	0.47	51.75	1.23	NA	NA	53.26	0.47
111	0.058	4.300	0.008	1.344	19.909	4.085	53.77	0.72	57.23	2.39	204.64	94.83	53.77	0.72
108	0.054	1.846	0.008	0.980	21.572	1.565	54.16	0.53	53.31	0.96	15.16	NA	54.16	0.53
100	0.056	1.924	0.009	0.787	21.210	1.756	54.88	0.43	54.89	1.03	55.69	41.89	54.88	0.43
63	0.057	2.478	0.009	1.019	20.672	2.259	54.98	0.56	56.39	1.36	116.61	53.25	54.98	0.56
110	0.052	2.290	0.009	0.753	22.727	2.162	55.43	0.42	51.83	1.16	NA	NA	55.43	0.42
49	0.058	1.990	0.009	1.234	20.562	1.561	55.54	0.68	57.25	1.11	129.16	36.72	55.54	0.68
112	0.056	1.550	0.009	0.754	21.418	1.355	56.16	0.42	55.62	0.84	32.32	32.46	56.16	0.42
15	0.055	3.181	0.009	1.178	23.210	2.954	59.72	0.70	54.62	1.69	NA	NA	59.72	0.70
38	0.060	1.839	0.009	1.083	21.296	1.486	59.74	0.64	59.40	1.06	46.01	35.49	59.74	0.64
46	0.067	1.865	0.010	1.322	21.066	1.316	66.14	0.87	66.30	1.20	71.84	31.29	66.14	0.87
65	0.071	3.260	0.011	3.085	20.760	1.054	68.56	2.10	69.63	2.19	106.62	24.91	68.56	2.10
1	0.069	1.441	0.011	0.717	21.310	1.250	68.62	0.49	67.95	0.95	44.49	29.86	68.62	0.49
78	0.071	3.126	0.011	0.968	20.969	2.973	68.97	0.66	69.36	2.10	82.84	70.54	68.97	0.66
88	0.072	1.530	0.011	0.899	20.711	1.238	69.60	0.62	70.82	1.05	112.14	29.23	69.60	0.62
34	0.066	2.504	0.011	0.806	23.038	2.371	70.33	0.56	64.54	1.57	NA	NA	70.33	0.56
53	0.072	0.989	0.011	0.662	21.047	0.734	70.65	0.47	70.74	0.68	73.97	17.45	70.65	0.47
97	0.070	2.914	0.011	1.280	21.956	2.618	71.21	0.91	68.44	1.93	NA	NA	71.21	0.91
51	0.073	0.849	0.011	0.557	21.033	0.641	71.31	0.39	71.44	0.59	75.63	15.23	71.31	0.39
114	0.072	1.544	0.011	0.870	21.273	1.275	71.36	0.62	70.71	1.05	48.60	30.44	71.36	0.62
20	0.073	1.411	0.011	0.878	21.071	1.104	71.41	0.62	71.41	0.97	71.26	26.29	71.41	0.62
55	0.076	2.551	0.011	1.125	20.169	2.289	71.46	0.80	74.54	1.83	174.36	53.43	71.46	0.80
31	0.073	1.846	0.011	0.802	21.221	1.662	72.22	0.58	71.70	1.28	54.43	39.65	72.22	0.58
24	0.072	2.514	0.011	0.991	21.669	2.311	72.23	0.71	70.28	1.71	4.34	NA	72.23	0.71

102	0.066	4.160	0.011	0.842	23.726	4.074	72.30	0.61	64.43	2.60	NA	NA	72.30	0.61
10	0.072	1.432	0.011	0.822	21.473	1.172	72.36	0.59	71.02	0.98	26.21	NA	72.36	0.59
28	0.069	5.143	0.011	3.453	22.689	3.811	72.59	2.49	67.55	3.36	NA	NA	72.59	2.49
77	0.075	0.928	0.011	0.530	20.780	0.762	72.75	0.38	73.69	0.66	104.30	18.00	72.75	0.38
109	0.075	3.366	0.011	0.980	20.793	3.220	72.84	0.71	73.74	2.39	102.89	76.13	72.84	0.71
104	0.075	3.835	0.011	1.283	21.037	3.615	73.04	0.93	73.10	2.71	75.14	NA	73.04	0.93
12	0.075	2.534	0.011	1.014	20.929	2.323	73.09	0.74	73.52	1.80	87.41	55.09	73.09	0.74
68	0.072	4.191	0.011	1.582	21.704	3.881	73.16	1.15	71.05	2.88	0.48	NA	73.16	1.15
81	0.076	1.847	0.011	0.742	20.866	1.692	73.46	0.54	74.09	1.32	94.52	40.06	73.46	0.54
107	0.078	2.595	0.011	1.138	20.192	2.332	73.49	0.83	76.50	1.91	171.67	54.44	73.49	0.83
115	0.073	2.823	0.011	1.090	21.650	2.604	73.62	0.80	71.65	1.95	6.42	NA	73.62	0.80
105	0.074	2.895	0.012	0.847	21.555	2.769	73.93	0.62	72.25	2.02	17.06	NA	73.93	0.62
8	0.076	2.523	0.012	0.968	21.040	2.330	73.96	0.71	73.99	1.80	74.79	55.38	73.96	0.71
52	0.075	1.357	0.012	0.806	21.445	1.092	74.31	0.60	72.98	0.96	29.36	26.18	74.31	0.60
124	0.075	3.318	0.012	0.865	21.423	3.204	74.77	0.64	73.48	2.35	31.79	NA	74.77	0.64
120	0.075	2.791	0.012	1.260	21.557	2.490	74.88	0.94	73.15	1.97	16.83	NA	74.88	0.94
73	0.072	3.244	0.012	1.076	22.349	3.061	75.02	0.80	70.77	2.22	NA	NA	75.02	0.80
61	0.077	2.295	0.012	0.693	21.068	2.188	75.13	0.52	75.02	1.66	71.70	52.03	75.13	0.52
2	0.074	2.919	0.012	1.171	21.765	2.673	75.33	0.88	72.89	2.05	NA	NA	75.33	0.88
95	0.077	2.005	0.012	0.819	21.232	1.830	76.40	0.62	75.68	1.46	53.15	43.68	76.40	0.62
92	0.072	4.400	0.012	2.269	22.767	3.770	76.45	1.72	70.80	3.01	NA	NA	76.45	1.72
70	0.072	4.685	0.012	1.950	23.005	4.260	76.82	1.49	70.43	3.19	NA	NA	76.82	1.49
4	0.080	2.486	0.012	0.934	20.855	2.305	77.84	0.72	78.41	1.88	95.79	54.56	77.84	0.72
16	0.083	2.585	0.012	0.592	20.525	2.516	78.85	0.46	80.63	2.00	133.44	59.17	78.85	0.46
118	0.086	4.273	0.013	1.337	20.150	4.059	80.30	1.07	83.52	3.43	176.62	94.70	80.30	1.07
19	0.084	1.521	0.013	1.181	21.127	0.959	82.25	0.97	81.68	1.19	64.96	22.85	82.25	0.97
121	0.085	2.696	0.013	0.943	21.640	2.526	85.87	0.80	83.21	2.15	7.59	NA	85.87	0.80
79	0.092	3.521	0.014	0.824	20.479	3.423	87.52	0.72	89.35	3.01	138.67	80.41	87.52	0.72
99	0.092	2.557	0.014	0.719	20.546	2.454	87.83	0.63	89.38	2.19	130.95	57.70	87.83	0.63
37	0.085	2.846	0.014	0.740	22.346	2.748	88.54	0.65	83.10	2.27	NA	NA	88.54	0.65
130	0.090	1.407	0.014	1.031	21.413	0.956	89.75	0.92	87.73	1.18	32.98	22.92	89.75	0.92
5	0.095	1.361	0.014	0.840	20.860	1.071	91.79	0.77	91.92	1.20	95.26	25.38	91.79	0.77
58	0.090	1.919	0.014	0.966	21.852	1.659	91.82	0.88	87.95	1.62	NA	NA	91.82	0.88
89	0.395	1.021	0.055	0.620	19.204	0.812	345.03	2.08	337.71	2.93	287.64	18.55	345.03	2.08
22	0.499	1.414	0.066	1.135	18.185	0.843	411.43	4.52	411.34	4.78	410.81	18.85	411.43	4.52
84	0.740	3.333	0.066	3.271	12.312	0.638	412.79	13.08	562.54	14.40	1225.92	12.52	412.79	13.08
xx	0.562	2.958	0.067	0.634	16.318	2.889	415.55	2.55	453.08	10.81	648.24	62.05	415.55	2.55
101	0.616	0.916	0.078	0.529	17.544	0.748	486.77	2.48	487.43	3.55	490.52	16.51	486.77	2.48
xx	0.688	2.996	0.084	2.959	16.832	0.473	519.92	14.78	531.43	12.40	581.19	10.27	519.92	14.78
60	0.678	1.027	0.086	0.621	17.398	0.818	529.18	3.16	525.38	4.21	508.94	18.01	529.18	3.16
86	0.685	0.834	0.086	0.701	17.374	0.453	533.92	3.59	529.79	3.44	511.98	9.93	533.92	3.59
48	0.739	2.414	0.087	0.608	16.193	2.336	536.84	3.13	561.89	10.42	664.65	50.07	536.84	3.13
103	0.694	0.947	0.087	0.622	17.315	0.715	538.76	3.21	535.09	3.94	519.48	15.68	538.76	3.21
40	0.696	2.656	0.088	2.538	17.342	0.782	540.95	13.17	536.20	11.06	516.05	17.17	540.95	13.17
11	0.690	0.973	0.088	0.803	17.507	0.550	541.62	4.17	532.79	4.03	495.18	12.13	541.62	4.17

85	0.700	0.879	0.088	0.666	17.259	0.574	541.96	3.46	539.02	3.68	526.61	12.60	541.96	3.46
xx	0.725	1.435	0.089	1.372	16.898	0.423	549.10	7.22	553.72	6.13	572.74	9.19	549.10	7.22
54	0.738	0.863	0.091	0.749	16.994	0.428	561.37	4.03	561.17	3.72	560.40	9.34	561.37	4.03
122	0.744	1.308	0.092	0.727	16.953	1.087	564.51	3.93	564.75	5.67	565.72	23.70	564.51	3.93
67	0.755	1.558	0.094	1.010	17.138	1.187	578.52	5.59	571.15	6.81	541.90	25.97	578.52	5.59
96	0.827	1.283	0.098	0.765	16.246	1.030	599.77	4.38	612.03	5.90	657.62	22.07	599.77	4.38
83	0.793	2.376	0.098	1.800	16.961	1.551	600.26	10.32	592.86	10.67	564.62	33.78	600.26	10.32
33	0.812	0.936	0.099	0.831	16.739	0.432	606.20	4.81	603.48	4.26	593.30	9.34	606.20	4.81
116	0.819	3.353	0.100	3.312	16.841	0.525	614.84	19.42	607.48	15.33	580.13	11.38	614.84	19.42
128	0.925	1.895	0.103	1.671	15.410	0.895	634.20	10.09	664.80	9.24	769.94	18.84	634.20	10.09
129	0.858	2.019	0.103	1.963	16.625	0.469	634.77	11.87	628.95	9.46	608.05	10.13	634.77	11.87
123	0.887	1.600	0.104	0.628	16.127	1.472	636.93	3.81	645.02	7.64	673.44	31.46	636.93	3.81
29	0.884	1.064	0.104	0.771	16.225	0.733	638.46	4.69	643.34	5.07	660.50	15.70	638.46	4.69
41	0.872	0.991	0.104	0.720	16.471	0.680	638.92	4.38	636.54	4.69	628.09	14.68	638.92	4.38
106	0.875	1.346	0.105	0.892	16.603	1.008	645.72	5.48	638.03	6.38	610.87	21.80	645.72	5.48
80	0.935	1.043	0.109	0.692	16.117	0.781	668.85	4.40	670.21	5.12	674.80	16.69	668.85	4.40
44	0.980	1.129	0.114	0.754	16.049	0.840	696.80	4.98	693.72	5.68	683.78	17.94	696.80	4.98
42	1.354	3.214	0.140	2.961	14.298	1.249	847.43	23.51	869.38	18.77	925.73	25.66	847.43	23.51
17	1.382	1.021	0.142	0.914	14.178	0.454	856.62	7.33	881.08	6.01	943.06	9.31	856.62	7.33
98	1.361	0.758	0.142	0.638	14.404	0.409	857.33	5.12	872.32	4.44	910.55	8.44	857.33	5.12
50	1.483	0.935	0.155	0.540	14.373	0.763	927.33	4.66	923.65	5.67	914.89	15.72	914.89	15.72
7	1.440	0.999	0.149	0.930	14.263	0.365	895.70	7.78	905.87	5.99	930.71	7.48	930.71	7.48
39	1.583	1.033	0.162	0.654	14.081	0.800	966.18	5.87	963.41	6.43	957.08	16.35	957.08	16.35
47	1.661	0.789	0.168	0.655	13.909	0.441	999.01	6.06	993.76	5.00	982.20	8.98	982.20	8.98
26	1.651	1.206	0.164	0.980	13.708	0.703	980.19	8.91	989.94	7.63	1011.60	14.25	1011.60	14.25
45	1.775	1.014	0.175	0.757	13.578	0.675	1039.03	7.27	1036.45	6.59	1030.98	13.66	1030.98	13.66
76	1.875	2.507	0.182	2.438	13.372	0.585	1077.57	24.19	1072.38	16.60	1061.87	11.77	1061.87	11.77
127	1.918	0.900	0.186	0.685	13.331	0.584	1097.27	6.91	1087.48	6.01	1067.95	11.73	1067.95	11.73
72	1.828	0.899	0.176	0.783	13.255	0.441	1043.81	7.55	1055.42	5.90	1079.54	8.84	1079.54	8.84
xx	1.993	0.833	0.191	0.686	13.186	0.472	1124.96	7.09	1113.07	5.63	1089.92	9.46	1089.92	9.46
xx	1.897	0.930	0.181	0.728	13.182	0.578	1074.78	7.21	1080.01	6.19	1090.56	11.59	1090.56	11.59
9	1.908	0.850	0.182	0.649	13.135	0.549	1077.08	6.44	1083.90	5.67	1097.64	10.99	1097.64	10.99
71	2.261	0.742	0.204	0.538	12.456	0.511	1198.66	5.89	1200.22	5.22	1203.03	10.08	1203.03	10.08
69	2.301	0.979	0.206	0.904	12.340	0.374	1207.82	9.96	1212.74	6.93	1221.48	7.36	1221.48	7.36
32	2.373	0.741	0.210	0.627	12.177	0.395	1226.92	7.00	1234.45	5.29	1247.64	7.75	1247.64	7.75
13	2.561	1.040	0.210	0.619	11.293	0.835	1227.94	6.92	1289.53	7.59	1393.60	16.02	1393.60	16.02
75	4.165	0.739	0.291	0.634	9.643	0.380	1648.59	9.22	1667.14	6.05	1690.55	7.00	1690.55	7.00
35	4.944	0.694	0.316	0.528	8.799	0.450	1768.55	8.17	1809.82	5.86	1857.66	8.13	1857.66	8.13
36	5.085	2.147	0.321	2.073	8.713	0.560	1797.00	32.51	1833.61	18.22	1875.42	10.10	1875.42	10.10
91	6.152	1.086	0.359	0.979	8.033	0.469	1975.45	16.65	1997.72	9.48	2020.82	8.32	2020.82	8.32
6	6.728	3.297	0.382	2.533	7.830	2.110	2086.66	45.16	2076.25	29.15	2065.93	37.20	2065.93	37.20
119	8.196	0.864	0.414	0.712	6.970	0.489	2235.38	13.45	2252.91	7.82	2268.86	8.42	2268.86	8.42
90	11.976	0.977	0.493	0.749	5.673	0.627	2583.64	15.95	2602.53	9.15	2617.25	10.43	2617.25	10.43
14	12.245	0.590	0.482	0.511	5.425	0.295	2535.76	10.72	2623.34	5.54	2691.62	4.87	2691.62	4.87
30	12.711	0.614	0.497	0.548	5.388	0.277	2600.62	11.73	2658.44	5.78	2702.72	4.58	2702.72	4.58

Anexo 7. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-23.

Sp	RATIOS						EIDADES							
	Pb/U 207/235	±s.e. (%)	Pb/U 206/238	± s.e. (%)	Pb/Pb 206/207	± s.e. (%)	Pb/U 206/238	± 2 s.e.	Pb/U 207/235	± 2 s.e	Pb/Pb 206/207	± 2 s.e.	BEST AGE	± 2 s.e.
67	0.039	2.289	0.006	1.793	21.239	1.423	38.336	0.685	38.558	0.866	52.390	33.961	38.336	0.685
112	0.037	2.320	0.006	0.844	22.239	2.161	38.611	0.325	37.116	0.845	NA	NA	38.611	0.325
105	0.037	2.130	0.006	0.875	22.623	1.942	38.795	0.338	36.669	0.767	NA	NA	38.795	0.338
103	0.038	1.374	0.006	0.665	21.748	1.202	38.942	0.258	38.259	0.516	NA	NA	38.942	0.258
15	0.039	1.336	0.006	0.592	21.752	1.198	39.608	0.234	38.895	0.510	NA	NA	39.608	0.234
33	0.039	1.802	0.006	0.721	21.721	1.651	39.691	0.285	39.031	0.690	NA	NA	39.691	0.285
127	0.039	1.593	0.006	1.018	21.838	1.225	39.756	0.403	38.887	0.608	NA	NA	39.756	0.403
117	0.040	1.370	0.006	0.577	21.560	1.242	39.841	0.229	39.462	0.530	16.488	NA	39.841	0.229
94	0.040	1.565	0.006	0.714	21.448	1.393	40.168	0.286	39.985	0.614	29.001	NA	40.168	0.286
109	0.039	1.753	0.006	0.802	22.011	1.559	40.285	0.322	39.094	0.672	NA	NA	40.285	0.322
123	0.044	2.628	0.006	0.955	19.750	2.448	40.334	0.384	43.527	1.120	223.182	56.634	40.334	0.384
73	0.040	1.717	0.006	0.681	21.616	1.577	40.406	0.274	39.911	0.672	10.176	NA	40.406	0.274
111	0.039	1.793	0.006	0.909	22.403	1.545	40.526	0.367	38.649	0.680	NA	NA	40.526	0.367
44	0.039	2.634	0.006	0.990	22.194	2.442	40.820	0.403	39.283	1.015	NA	NA	40.820	0.403
59	0.039	2.268	0.006	0.787	22.402	2.127	40.850	0.320	38.954	0.867	NA	NA	40.850	0.320
63	0.055	4.320	0.006	0.873	16.002	4.231	40.900	0.356	54.188	2.280	690.057	90.281	40.900	0.356
86	0.041	1.588	0.006	0.716	21.561	1.417	40.948	0.292	40.538	0.631	16.370	NA	40.948	0.292
42	0.072	8.858	0.006	1.827	12.317	8.668	41.387	0.754	70.664	6.047	1225.202	170.545	41.387	0.754
97	0.038	2.242	0.006	1.678	23.319	1.486	41.414	0.693	37.959	0.835	NA	NA	41.414	0.693
50	0.040	3.057	0.006	1.000	22.099	2.888	41.650	0.415	40.237	1.206	NA	NA	41.650	0.415
98	0.042	1.724	0.006	1.052	21.356	1.366	41.686	0.437	41.646	0.704	39.354	32.672	41.686	0.437
81	0.041	3.149	0.007	0.943	22.487	3.005	43.386	0.408	41.179	1.271	NA	NA	43.386	0.408
119	0.045	3.150	0.007	1.760	20.737	2.613	43.570	0.764	44.764	1.379	109.224	61.708	43.570	0.764
107	0.042	1.917	0.007	0.878	22.094	1.704	43.665	0.382	42.161	0.792	NA	NA	43.665	0.382
11	0.046	1.545	0.007	0.761	20.770	1.345	44.751	0.340	45.884	0.693	105.452	31.777	44.751	0.340
51	0.077	9.798	0.007	1.767	12.554	9.637	44.875	0.790	75.025	7.086	1187.556	190.760	44.875	0.790
74	0.046	1.423	0.007	0.773	21.065	1.195	45.628	0.352	46.125	0.642	72.008	28.398	45.628	0.352
34	0.044	3.659	0.008	0.950	23.587	3.534	48.575	0.460	43.911	1.573	NA	NA	48.575	0.460
66	0.051	1.971	0.008	0.757	22.858	1.820	54.339	0.410	50.545	0.972	NA	NA	54.339	0.410
102	0.051	2.049	0.008	1.006	22.888	1.785	54.427	0.545	50.559	1.011	NA	NA	54.427	0.545
54	0.056	1.985	0.008	0.697	21.053	1.858	54.476	0.378	54.899	1.061	73.428	44.189	54.476	0.378
1	0.054	1.348	0.009	0.714	21.939	1.144	54.702	0.389	52.953	0.695	NA	NA	54.702	0.389
27	0.052	3.870	0.009	0.905	22.760	3.762	54.949	0.495	51.315	1.936	NA	NA	54.949	0.495
31	0.053	1.961	0.009	1.126	22.148	1.606	55.133	0.618	52.870	1.011	NA	NA	55.133	0.618
46	0.049	2.351	0.009	0.820	24.449	2.203	55.407	0.452	48.243	1.108	NA	NA	55.407	0.452
35	0.054	2.784	0.009	1.048	22.058	2.579	55.789	0.582	53.699	1.456	NA	NA	55.789	0.582
64	0.058	2.337	0.009	1.679	20.884	1.626	55.926	0.935	56.770	1.290	92.523	38.516	55.926	0.935
122	0.057	2.228	0.009	0.865	21.201	2.054	55.972	0.482	55.988	1.214	56.643	48.982	55.972	0.482
26	0.048	2.605	0.009	0.916	25.244	2.438	56.241	0.513	47.450	1.208	NA	NA	56.241	0.513
116	0.052	2.484	0.009	0.883	23.379	2.321	56.336	0.495	51.225	1.241	NA	NA	56.336	0.495

95	0.062	3.065	0.009	1.065	19.906	2.874	57.021	0.604	60.613	1.803	204.925	66.696	57.021	0.604
82	0.053	5.531	0.009	0.914	23.186	5.455	57.103	0.520	52.328	2.821	NA	NA	57.103	0.520
68	0.054	2.137	0.009	0.776	22.994	1.991	57.452	0.444	53.072	1.105	NA	NA	57.452	0.444
25	0.058	1.954	0.009	0.885	21.531	1.742	58.256	0.514	57.352	1.090	19.764	NA	58.256	0.514
3	0.048	3.690	0.009	1.421	26.572	3.405	59.733	0.845	47.879	1.726	NA	NA	59.733	0.845
77	0.067	1.347	0.010	0.698	21.460	1.151	66.592	0.463	65.548	0.855	27.615	27.608	66.592	0.463
76	0.066	2.529	0.010	1.034	21.641	2.308	66.842	0.688	65.255	1.598	7.409	NA	66.842	0.688
39	0.063	3.154	0.011	1.016	23.040	2.985	67.893	0.686	62.354	1.907	NA	NA	67.893	0.686
99	0.067	1.230	0.011	0.647	21.763	1.045	68.126	0.439	66.115	0.787	NA	NA	68.126	0.439
85	0.079	3.029	0.011	1.128	18.703	2.811	68.455	0.768	76.893	2.243	347.703	63.562	68.455	0.768
2	0.067	2.416	0.011	0.731	22.311	2.303	69.282	0.504	65.608	1.535	NA	NA	69.282	0.504
124	0.069	0.989	0.011	0.623	21.600	0.768	69.526	0.431	67.929	0.650	12.029	NA	69.526	0.431
22	0.080	3.361	0.011	1.200	18.768	3.139	69.647	0.832	77.927	2.521	339.907	71.105	69.647	0.832
32	0.070	1.112	0.011	0.601	21.401	0.935	69.763	0.417	68.768	0.739	34.275	22.401	69.763	0.417
106	0.069	1.426	0.011	0.860	21.774	1.138	69.916	0.598	67.772	0.935	NA	NA	69.916	0.598
126	0.072	2.178	0.011	0.669	20.796	2.073	70.032	0.466	70.962	1.493	102.452	49.036	70.032	0.466
60	0.072	1.302	0.011	0.647	21.322	1.129	71.267	0.459	70.458	0.886	43.123	27.002	71.267	0.459
71	0.062	7.781	0.011	1.190	24.808	7.690	71.478	0.846	61.022	4.608	NA	NA	71.478	0.846
93	0.062	2.855	0.011	0.729	24.959	2.760	72.038	0.522	61.128	1.694	NA	NA	72.038	0.522
101	0.073	1.899	0.011	0.794	21.320	1.725	72.211	0.570	71.370	1.309	43.256	41.240	72.211	0.570
84	0.069	2.895	0.011	0.997	22.678	2.718	73.154	0.725	68.091	1.906	NA	NA	73.154	0.725
24	0.071	3.505	0.011	0.679	22.062	3.439	73.282	0.495	70.047	2.372	NA	NA	73.282	0.495
5	0.074	2.221	0.011	0.695	21.451	2.110	73.345	0.507	72.032	1.545	28.674	NA	73.345	0.507
75	0.078	3.178	0.011	1.076	20.242	2.990	73.388	0.785	76.221	2.334	165.980	69.887	73.388	0.785
38	0.071	4.308	0.011	0.810	22.190	4.231	73.445	0.592	69.805	2.906	NA	NA	73.445	0.592
52	0.074	1.525	0.012	1.081	21.444	1.076	73.946	0.795	72.628	1.069	29.422	25.805	73.946	0.795
113	0.069	3.871	0.012	1.255	23.087	3.662	74.114	0.925	67.777	2.538	NA	NA	74.114	0.925
12	0.090	6.213	0.012	1.316	17.641	6.072	74.160	0.970	87.870	5.230	478.339	134.312	74.160	0.970
87	0.073	2.792	0.012	1.023	21.805	2.598	74.271	0.755	71.770	1.935	NA	NA	74.271	0.755
23	0.063	12.261	0.012	0.759	25.482	12.237	74.294	0.561	61.741	7.345	NA	NA	74.294	0.561
62	0.072	1.716	0.012	0.705	22.070	1.565	74.369	0.521	71.030	1.177	NA	NA	74.369	0.521
88	0.075	2.407	0.012	0.798	21.397	2.271	74.510	0.591	73.322	1.703	34.742	NA	74.510	0.591
41	0.073	2.787	0.012	1.575	22.075	2.300	74.823	1.171	71.437	1.922	NA	NA	74.823	1.171
36	0.073	2.598	0.012	0.856	22.281	2.453	75.189	0.640	71.133	1.785	NA	NA	75.189	0.640
92	0.077	3.125	0.012	1.013	21.189	2.956	75.487	0.760	74.954	2.258	57.954	NA	75.487	0.760
4	0.064	4.574	0.012	1.075	25.622	4.446	75.934	0.812	62.735	2.783	NA	NA	75.934	0.812
47	0.065	3.716	0.012	1.033	25.182	3.569	76.240	0.783	64.050	2.307	NA	NA	76.240	0.783
91	0.079	2.485	0.012	0.846	21.206	2.336	77.784	0.654	77.106	1.845	56.119	55.718	77.784	0.654
72	0.080	4.346	0.013	1.563	21.787	4.056	81.383	1.264	78.488	3.283	NA	NA	81.383	1.264
16	0.082	2.865	0.014	0.955	22.752	2.702	86.942	0.825	80.260	2.211	NA	NA	86.942	0.825
100	0.078	11.666	0.014	1.317	24.587	11.592	89.156	1.166	76.321	8.578	NA	NA	89.156	1.166
48	0.090	2.709	0.014	1.181	21.950	2.438	91.433	1.072	87.216	2.264	NA	NA	91.433	1.072
30	0.086	2.745	0.014	0.836	22.994	2.614	91.739	0.761	83.682	2.205	NA	NA	91.739	0.761
125	0.094	1.862	0.015	0.761	21.458	1.700	93.212	0.704	90.800	1.618	27.873	NA	93.212	0.704
7	0.178	6.482	0.021	5.661	16.421	3.158	134.960	7.561	165.962	9.925	634.720	67.977	134.960	7.561

17	0.153	1.446	0.023	0.708	20.339	1.261	143.985	1.009	144.601	1.949	154.734	29.529	143.985	1.009
83	0.253	1.036	0.037	0.784	19.998	0.677	232.036	1.786	228.666	2.120	194.179	15.742	232.036	1.786
80	0.299	1.527	0.042	0.659	19.547	1.378	267.324	1.726	265.254	3.565	247.007	31.730	267.324	1.726
21	0.425	2.031	0.055	1.616	17.869	1.230	345.505	5.436	359.381	6.147	449.948	27.330	345.505	5.436
28	0.449	1.714	0.059	0.630	18.166	1.595	370.249	2.265	376.230	5.390	413.202	35.651	370.249	2.265
xx	0.520	1.017	0.064	0.711	17.040	0.727	401.938	2.770	425.377	3.533	554.436	15.871	401.938	2.770
14	0.585	0.862	0.076	0.684	17.867	0.525	471.503	3.108	467.895	3.233	450.210	11.693	471.503	3.108
78	0.641	0.897	0.080	0.753	17.212	0.487	496.400	3.599	502.901	3.558	532.609	10.681	496.400	3.599
43	0.667	0.937	0.085	0.531	17.520	0.772	524.528	2.673	518.789	3.805	493.601	17.039	524.528	2.673
128	0.688	0.918	0.085	0.547	17.003	0.738	525.227	2.760	531.642	3.801	559.256	16.077	525.227	2.760
18	0.677	0.917	0.086	0.588	17.549	0.703	533.260	3.010	525.134	3.760	489.951	15.518	533.260	3.010
10	0.724	0.835	0.090	0.609	17.156	0.572	556.377	3.247	553.119	3.562	539.719	12.497	556.377	3.247
130	0.773	1.077	0.093	0.714	16.605	0.806	573.939	3.923	581.400	4.768	610.638	17.411	573.939	3.923
120	0.786	1.044	0.096	0.676	16.751	0.795	588.362	3.803	589.051	4.666	591.688	17.240	588.362	3.803
89	0.783	1.034	0.096	0.799	16.951	0.656	592.361	4.524	586.923	4.608	565.967	14.271	592.361	4.524
19	0.785	1.124	0.096	0.824	16.920	0.764	593.305	4.673	588.485	5.020	569.941	16.625	593.305	4.673
104	0.834	0.771	0.100	0.677	16.534	0.370	614.857	3.968	615.938	3.561	619.894	7.982	614.857	3.968
45	0.923	2.051	0.100	0.744	14.962	1.911	615.404	4.368	663.780	9.994	831.753	39.844	615.404	4.368
37	0.857	0.904	0.105	0.583	16.843	0.691	642.316	3.567	628.654	4.238	579.807	15.014	642.316	3.567
110	0.929	1.238	0.108	1.024	15.965	0.695	658.769	6.414	667.014	6.054	694.958	14.821	658.769	6.414
118	0.983	1.053	0.112	0.850	15.765	0.621	686.639	5.538	694.922	5.300	721.791	13.184	686.639	5.538
13	1.181	0.812	0.131	0.627	15.325	0.516	795.178	4.692	791.607	4.465	781.543	10.843	795.178	4.692
49	1.647	0.801	0.167	0.580	13.993	0.552	996.850	5.356	988.459	5.058	969.859	11.259	969.859	11.259
115	1.730	0.827	0.172	0.722	13.708	0.403	1023.740	6.839	1019.888	5.324	1011.608	8.176	1011.608	8.176
58	1.758	0.878	0.173	0.783	13.559	0.398	1028.499	7.442	1030.173	5.685	1033.711	8.044	1033.711	8.044
61	1.571	0.927	0.152	0.854	13.322	0.360	911.258	7.258	958.760	5.752	1069.401	7.235	1069.401	7.235
xx	1.974	0.597	0.190	0.442	13.236	0.401	1118.931	4.544	1106.556	4.023	1082.333	8.018	1082.333	8.018
9	1.914	0.745	0.183	0.644	13.197	0.374	1084.604	6.432	1085.821	4.968	1088.245	7.491	1088.245	7.491
79	1.854	0.905	0.177	0.806	13.169	0.412	1051.287	7.814	1064.788	5.969	1092.573	8.249	1092.573	8.249
xx	1.936	0.887	0.185	0.791	13.156	0.400	1093.319	7.957	1093.688	5.937	1094.405	8.007	1094.405	8.007
xx	1.989	0.719	0.190	0.511	13.143	0.506	1119.570	5.255	1111.759	4.859	1096.512	10.122	1096.512	10.122
29	2.001	0.770	0.188	0.630	12.979	0.444	1112.779	6.438	1115.753	5.216	1121.532	8.864	1121.532	8.864
xx	1.988	0.627	0.186	0.573	12.905	0.254	1100.242	5.800	1111.291	4.238	1132.954	5.068	1132.954	5.068
xx	1.963	0.729	0.183	0.622	12.870	0.381	1084.940	6.209	1102.846	4.905	1138.335	7.566	1138.335	7.566
129	2.074	0.916	0.193	0.471	12.830	0.786	1138.276	4.910	1140.407	6.277	1144.468	15.606	1144.468	15.606
114	2.073	0.938	0.193	0.671	12.805	0.655	1135.354	6.988	1139.838	6.426	1148.392	13.001	1148.392	13.001
121	2.126	0.904	0.197	0.664	12.796	0.613	1161.147	7.055	1157.201	6.242	1149.801	12.181	1149.801	12.181
65	2.265	0.859	0.202	0.762	12.289	0.397	1185.661	8.252	1201.321	6.053	1229.612	7.817	1229.612	7.817
96	3.370	0.797	0.262	0.633	10.722	0.483	1501.157	8.482	1497.563	6.239	1492.463	9.146	1492.463	9.146
6	4.261	0.764	0.295	0.584	9.553	0.492	1668.273	8.588	1685.927	6.284	1707.941	9.061	1707.941	9.061
53	4.420	1.006	0.297	0.936	9.272	0.369	1678.420	13.832	1716.182	8.331	1762.553	6.742	1762.553	6.742
8	6.132	0.924	0.368	0.736	8.265	0.559	2018.811	12.751	1994.849	8.064	1970.097	9.957	1970.097	9.957
20	11.606	2.706	0.452	2.683	5.367	0.347	2403.906	53.840	2573.179	25.298	2709.342	5.733	2709.342	5.733
57	16.103	1.150	0.571	0.977	4.888	0.606	2912.193	22.897	2882.906	10.995	2862.499	9.867	2862.499	9.867
69	21.612	1.044	0.570	0.989	3.635	0.334	2908.050	23.142	3166.451	10.129	3334.556	5.223	3334.556	5.223

Anexo 8. Resultados obtenidos de las dataciones de zircones detríticos mediante análisis U-Pb muestra YD-SD-27.

Sp	RATIOS						EIDADES							
	Pb/U 207/235	±s.e. (%)	Pb/U 206/238	± s.e. (%)	Pb/Pb 206/207	± s.e. (%)	Pb/U 206/238	± 2 s.e.	Pb/U 207/235	± 2 s.e.	Pb/Pb 206/207	± 2 s.e.	BEST AGE	± 2 s.e.
70	0.037	1.748	0.006	0.717	22.132	1.594	38.244	0.273	36.942	0.634	NA	NA	38.244	0.273
5	0.039	1.526	0.006	0.666	21.124	1.373	38.695	0.257	39.121	0.586	65.341	32.675	38.695	0.257
68	0.039	5.392	0.006	0.922	21.562	5.313	39.354	0.362	38.984	2.062	16.241	NA	39.354	0.362
17	0.039	2.669	0.006	0.767	21.555	2.557	39.506	0.302	39.146	1.025	17.076	NA	39.506	0.302
52	0.038	1.795	0.006	0.842	22.365	1.585	39.942	0.335	38.163	0.672	NA	NA	39.942	0.335
81	0.042	1.110	0.007	0.674	21.310	0.881	41.822	0.281	41.867	0.455	44.493	21.061	41.822	0.281
125	0.041	2.055	0.007	0.835	21.972	1.878	42.231	0.352	41.022	0.826	NA	NA	42.231	0.352
112	0.043	2.212	0.007	1.502	21.631	1.624	43.355	0.649	42.743	0.926	8.594	NA	43.355	0.649
23	0.045	2.030	0.007	0.878	21.913	1.831	45.742	0.400	44.487	0.884	NA	NA	45.742	0.400
20	0.053	3.149	0.007	0.789	18.843	3.048	46.811	0.368	52.732	1.618	330.806	69.142	46.811	0.368
120	0.053	3.354	0.008	0.978	21.522	3.208	53.185	0.518	52.486	1.715	20.662	NA	53.185	0.518
77	0.048	4.698	0.008	1.220	24.204	4.536	53.669	0.652	47.221	2.167	NA	NA	53.669	0.652
65	0.051	3.091	0.008	0.939	22.903	2.945	54.309	0.508	50.421	1.521	NA	NA	54.309	0.508
46	0.056	2.773	0.008	0.986	20.873	2.592	54.474	0.535	55.357	1.494	93.761	61.385	54.474	0.535
64	0.051	2.531	0.008	1.750	22.737	1.829	54.495	0.949	50.950	1.258	NA	NA	54.495	0.949
127	0.056	4.552	0.009	1.023	20.858	4.435	54.580	0.556	55.502	2.458	95.479	NA	54.580	0.556
123	0.054	2.475	0.009	0.725	21.565	2.367	54.642	0.394	53.788	1.297	15.912	NA	54.642	0.394
29	0.059	2.354	0.009	1.065	20.207	2.099	55.245	0.586	57.921	1.325	169.997	49.036	55.245	0.586
42	0.056	4.059	0.009	1.101	21.284	3.907	55.678	0.611	55.489	2.192	47.343	NA	55.678	0.611
75	0.054	2.989	0.009	0.831	22.106	2.871	56.066	0.464	53.844	1.567	NA	NA	56.066	0.464
57	0.059	2.306	0.009	1.260	20.493	1.932	56.401	0.708	58.301	1.307	137.078	45.379	56.401	0.708
26	0.057	1.513	0.009	0.924	21.232	1.198	56.546	0.520	56.467	0.831	53.130	28.585	56.546	0.520
27	0.060	2.482	0.009	0.693	20.454	2.383	56.896	0.393	58.909	1.420	141.515	55.928	56.896	0.393
85	0.080	6.505	0.009	1.405	15.379	6.352	57.007	0.798	77.768	4.870	774.147	133.746	57.007	0.798
110	0.060	2.411	0.009	1.611	20.912	1.794	58.825	0.943	59.561	1.395	89.290	42.532	58.825	0.943
90	0.060	1.469	0.009	0.833	21.430	1.210	60.023	0.497	59.318	0.846	30.943	29.010	60.023	0.497
83	0.070	1.028	0.011	0.747	21.273	0.706	69.136	0.514	68.562	0.681	48.601	16.877	69.136	0.514
51	0.070	1.656	0.011	0.879	21.509	1.403	70.196	0.614	68.844	1.102	22.152	NA	70.196	0.614
69	0.071	1.183	0.011	0.610	21.458	1.013	71.002	0.431	69.773	0.798	27.858	24.294	71.002	0.431
67	0.072	1.259	0.011	0.875	21.178	0.906	71.037	0.618	70.697	0.860	59.238	21.591	71.037	0.618
16	0.072	3.323	0.011	1.918	21.323	2.714	71.575	1.365	70.752	2.271	43.005	NA	71.575	1.365
11	0.074	2.929	0.011	0.996	20.821	2.754	71.997	0.713	72.810	2.058	99.572	65.155	71.997	0.713
79	0.071	2.620	0.011	0.839	21.693	2.482	72.080	0.602	70.062	1.774	1.741	NA	72.080	0.602
76	0.073	1.366	0.011	0.713	21.271	1.165	72.081	0.511	71.405	0.942	48.805	27.815	72.081	0.511
22	0.075	1.716	0.011	0.863	20.798	1.483	72.298	0.621	73.185	1.212	102.240	35.054	72.298	0.621
126	0.072	1.346	0.011	0.644	21.634	1.182	72.475	0.464	70.619	0.918	8.175	NA	72.475	0.464
18	0.066	3.479	0.011	1.066	24.025	3.311	73.215	0.776	64.442	2.172	NA	NA	73.215	0.776
47	0.072	1.064	0.011	0.740	21.820	0.764	73.302	0.540	70.813	0.728	NA	NA	73.302	0.540
2	0.067	3.210	0.011	1.256	23.542	2.954	73.550	0.919	66.015	2.051	NA	NA	73.550	0.919
44	0.071	4.504	0.011	1.402	22.248	4.280	73.617	1.026	69.790	3.038	NA	NA	73.617	1.026

56	0.072	2.063	0.012	0.908	21.903	1.852	73.760	0.666	70.984	1.415	NA	NA	73.760	0.666
43	0.079	3.456	0.012	1.027	20.287	3.300	74.081	0.757	76.752	2.555	160.740	77.197	74.081	0.757
72	0.073	2.996	0.012	0.816	21.820	2.883	74.118	0.601	71.580	2.071	NA	NA	74.118	0.601
12	0.069	2.022	0.012	0.704	23.280	1.896	74.316	0.520	67.411	1.319	NA	NA	74.316	0.520
119	0.073	3.619	0.012	1.114	22.006	3.443	74.739	0.828	71.574	2.501	NA	NA	74.739	0.828
30	0.074	3.522	0.012	0.963	21.847	3.387	74.769	0.716	72.104	2.451	NA	NA	74.769	0.716
122	0.075	1.053	0.012	0.602	21.582	0.864	74.993	0.449	73.171	0.743	14.031	NA	74.993	0.449
60	0.078	2.034	0.012	1.466	20.781	1.410	75.285	1.098	76.177	1.493	104.242	33.321	75.285	1.098
124	0.076	1.706	0.012	0.944	21.594	1.421	76.335	0.716	74.403	1.224	12.768	NA	76.335	0.716
61	0.081	1.726	0.012	0.937	20.686	1.450	78.106	0.727	79.287	1.317	115.039	34.220	78.106	0.727
53	0.079	2.199	0.012	0.892	21.412	2.009	78.201	0.694	76.788	1.626	33.004	NA	78.201	0.694
58	0.077	3.760	0.012	0.965	22.206	3.634	79.347	0.761	75.194	2.725	NA	NA	79.347	0.761
111	0.083	1.952	0.013	0.780	20.975	1.790	80.530	0.624	80.583	1.512	82.136	42.462	80.530	0.624
13	0.087	1.832	0.013	0.649	21.240	1.713	86.081	0.555	84.916	1.492	52.271	40.869	86.081	0.555
24	0.088	3.152	0.014	2.537	21.253	1.870	86.523	2.180	85.289	2.578	50.882	44.647	86.523	2.180
59	0.095	4.452	0.014	1.423	20.109	4.218	88.597	1.252	92.007	3.916	181.346	98.352	88.597	1.252
49	0.089	2.147	0.014	0.620	21.702	2.056	90.061	0.554	86.890	1.788	0.658	NA	90.061	0.554
21	0.089	4.640	0.014	1.285	21.979	4.458	90.617	1.157	86.353	3.841	NA	NA	90.617	1.157
128	0.099	2.193	0.014	0.876	19.982	2.011	91.760	0.798	95.738	2.004	196.042	46.734	91.760	0.798
50	0.099	1.200	0.015	0.722	20.499	0.959	94.031	0.674	95.656	1.096	136.322	22.537	94.031	0.674
63	0.095	4.043	0.015	2.675	21.648	3.031	95.208	2.528	91.897	3.552	6.729	NA	95.208	2.528
129	0.092	4.472	0.015	1.695	22.377	4.138	95.818	1.613	89.578	3.834	NA	NA	95.818	1.613
78	0.100	0.751	0.015	0.515	21.226	0.546	98.383	0.502	96.639	0.692	53.817	13.015	98.383	0.502
121	0.253	1.026	0.037	0.744	19.904	0.707	231.312	1.690	228.988	2.104	205.211	16.430	231.312	1.690
15	0.370	3.774	0.051	3.401	19.122	1.636	322.418	10.696	319.387	10.343	297.334	37.326	322.418	10.696
117	0.424	0.937	0.052	0.746	17.018	0.568	328.802	2.390	358.746	2.832	557.294	12.383	328.802	2.390
28	0.541	3.859	0.059	2.096	15.138	3.240	372.086	7.579	439.058	13.758	807.325	67.837	372.086	7.579
xx	0.555	2.066	0.067	0.457	16.564	2.015	416.283	1.842	448.293	7.488	616.016	43.512	416.283	1.842
14	0.604	1.044	0.075	0.540	17.194	0.893	468.584	2.440	479.980	3.993	534.791	19.559	468.584	2.440
73	0.672	0.915	0.085	0.468	17.404	0.786	525.091	2.358	521.951	3.733	508.236	17.312	525.091	2.358
1	0.708	2.194	0.089	1.543	17.412	1.560	552.001	8.165	543.334	9.233	507.162	34.306	552.001	8.165
74	0.865	0.919	0.103	0.784	16.491	0.478	634.661	4.741	632.663	4.326	625.510	10.334	634.661	4.741
114	0.891	0.809	0.105	0.683	16.271	0.433	645.098	4.193	647.162	3.870	654.346	9.287	645.098	4.193
113	1.149	0.832	0.129	0.715	15.528	0.424	784.466	5.285	776.541	4.515	753.804	8.959	784.466	5.285
71	1.320	1.234	0.138	0.985	14.359	0.743	830.824	7.680	854.622	7.130	916.915	15.292	830.824	7.680
54	1.488	0.792	0.154	0.553	14.291	0.567	925.275	4.768	925.699	4.812	926.701	11.651	926.701	11.651
62	1.656	0.827	0.166	0.689	13.796	0.457	988.866	6.316	991.904	5.233	998.609	9.274	988.866	9.274
109	1.663	0.908	0.165	0.659	13.714	0.625	986.978	6.030	994.376	5.760	1010.713	12.679	1010.713	12.679
80	1.768	0.911	0.175	0.827	13.607	0.382	1036.951	7.926	1033.661	5.909	1026.688	7.719	1026.688	7.719
4	1.610	0.856	0.158	0.734	13.544	0.440	947.095	6.468	974.287	5.363	1036.096	8.911	1036.096	8.911
48	1.836	0.855	0.178	0.679	13.381	0.520	1057.703	6.619	1058.587	5.621	1060.427	10.467	1060.427	10.467
103	1.879	1.292	0.180	1.199	13.235	0.481	1069.424	11.813	1073.734	8.561	1082.515	9.651	1082.515	9.651
xx	2.031	0.787	0.191	0.683	12.964	0.391	1127.062	7.065	1125.960	5.355	1123.830	7.772	1123.830	7.772
55	2.015	1.555	0.185	1.273	12.621	0.893	1091.912	12.790	1120.733	10.557	1177.063	17.690	1177.063	17.690
66	2.802	0.803	0.235	0.490	11.568	0.636	1361.373	6.019	1355.941	6.012	1347.368	12.286	1347.368	12.286

82	2.816	0.683	0.236	0.485	11.544	0.481	1365.298	5.968	1359.894	5.119	1351.391	9.281	1351.391	9.281
45	3.548	0.640	0.265	0.584	10.291	0.262	1514.971	7.888	1537.950	5.073	1569.671	4.915	1569.671	4.915
116	3.212	0.655	0.230	0.562	9.890	0.336	1336.963	6.784	1459.948	5.071	1643.736	6.242	1643.736	6.242
84	4.392	0.770	0.293	0.673	9.202	0.374	1657.565	9.834	1710.759	6.368	1776.502	6.828	1776.502	6.828
19	4.792	1.074	0.309	0.797	8.887	0.719	1735.812	12.130	1783.499	9.020	1839.745	13.026	1839.745	13.026