

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y
METALÚRGICA**

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



**ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS Y EVOLUCIÓN
SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL
CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN (35S), SUR DEL PERÚ**

TESIS

PRESENTADA POR:

KATERIN MIRELLA RAMIREZ TALAVERA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

PUNO – PERÚ

2018

**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**

“ANÁLISIS DE MINERALES PESADOS Y EVOLUCIÓN
SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL
CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN (35S), SUR DEL PERÚ”

TESIS PRESENTADA POR:

KATERIN MIRELLA RAMIREZ TALAVERA

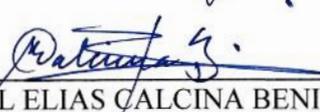
PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO GEÓLOGO

APROBADA POR EL JURADOR REVISOR:



PRESIDENTE:


Dr. MIGUEL ELIAS CALCINA BENIQUE

PRIMER MIEMBRO:


M.Sc. FLAVIO ROSADO LINARES

SEGUNDO MIEMBRO:


Ing. LUIS VICENTE ORTIZ GALLEGOS

DIRECTOR / ASESOR:


M.Sc. ERNESTO SAMUEL MACHACCA HANCCO

ÁREA: Geología Regional

TEMA: Proveniencia Sedimentaria

FECHA DE SUSTENTACIÓN: 06 DE SETIEMBRE DEL 2018

DEDICATORIA

A mis queridos padres Marina y Alberto, por su apoyo incondicional. A mi hermana Karen por su paciencia y a mi sobrina Nicole por su amor y motivación.

AGRADECIMIENTOS

La presente tesis se ha desarrollado en el marco del Convenio N° 216-2015 entre el INGEMMET y FONDECYT, titulado: “Registro de variaciones climáticas en los sedimentos durante el Mesozoico y Cenozoico en el suroeste de Perú (Sur de 17°S), y sus implicancias en el levantamiento de los Andes Centrales”, el cual está integrado al Proyecto GR41A del INGEMMET. Mis agradecimientos al Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), a la Dra. Miriam Mamani, a Ing. Pedro Navarro Colque y al Ing. Edwin Loayza, por brindarme las facilidades para la realización de la presente tesis.

Un reconocimiento y agradecimiento al Ph.D. Aldo Alván, por su participación como asesor institucional, enseñanza brindada, críticas, consejos, apoyo en la elaboración de la presente tesis.

Mis agradecimientos al M.Sc. Samuel Machacca Hanco de la Universidad Nacional del Altiplano, por su asesoramiento, apoyo y observaciones en esta tesis.

Mis sinceros agradecimientos al Proyecto GR41A de INGEMMET, amigos y compañeros de trabajo, a Elvis Sánchez, Alexandra Benites, Yeny Quispe, Inés Trinidad en especial Yacory Bustamante, Edid Iquiapaza, Iván Becerra y Angel Salas, también tesisistas del convenio entre INGEMMET y FONDECYT, por su apoyo en las jornadas de campo y en gabinete.

Finalmente, a mis amigos Jesús y Marilyn por su apoyo y motivación, que contribuyeron en la elaboración de la presente investigación.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE GENERAL	5
ÍNDICE DE FIGURAS	11
ÍNDICE DE TABLAS	20
ÍNDICE DE ACRÓNIMOS	21
RESUMEN	23
ABSTRACT	24

CAPÍTULO I**INTRODUCCIÓN**

1.1. JUSTIFICACIÓN.....	26
1.2. OBJETIVOS	27
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	27
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	28

CAPÍTULO II**REVISIÓN DE LA LITERATURA**

2.1. ANTECEDENTES	29
2.2. MARCO TEÓRICO	31
2.2.1. MINERALES PESADOS.....	31
2.2.1.1. ESPECTRO DE MINERALES PESADOS	32
2.2.1.2. PROCESOS QUE CONTROLAN LA CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS.....	33
2.2.1.3. ESTABILIDAD QUÍMICA DE LOS MINERALES PESADOS	34
2.2.1.4. FORMA DE LOS MINERALES PESADOS.....	35

2.2.1.5.	TAMAÑO DE LOS MINERALES PESADOS.....	35
2.2.1.6.	ÍNDICE ZTR.....	36
2.2.2.	ANÁLISIS PETROGRÁFICO EN SECCIONES DELGADAS.....	37
2.2.2.1.	ANÁLISIS CUALITATIVO: TIPOS DE GRANO A CONSIDERAR	37
2.2.2.2.	ANÁLISIS CUANTITATIVO: ANÁLISIS MODAL.....	38
2.2.3.	PROVENIENCIA SEDIMENTARIA.....	42
2.2.3.1.	FACTORES ALOGÉNICOS QUE CONTROLAN CAMBIOS EN COMPOSICIÓN DE ARENISCAS.....	44
2.2.3.2.	FACTORES AUTOGÉNICOS QUE CONTROLAN CAMBIOS EN COMPOSICIÓN DE ARENISCAS.....	44
2.2.4.	FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	45
2.2.4.1.	DEFINICIÓN DE FACIES	45
2.2.4.2.	ANÁLISIS Y CLASIFICACIÓN DE FACIES: ASOCIACIÓN DE FACIES	49
2.2.4.3.	DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ELEMENTOS ARQUITECTURALES	50
2.2.4.4.	AMBIENTE SEDIMENTARIO	52
2.2.4.5.	AMBIENTES FLUVIALES.....	54
2.2.4.6.	AMBIENTE DELTAICO.....	56
2.2.5.	TRANSGRESIÓN Y REGRESIÓN	58
2.2.5.1.	REGRESIÓN	59
2.2.5.2.	TRANSGRESIÓN	59
2.2.6.	GEOMETRÍAS DEPOSITACIONALES: RETROGRADACIÓN, AGRADACIÓN Y PROGRADACIÓN.....	59
2.2.6.1.	RETROGRADACIÓN	60

2.2.6.2.	AGRADACIÓN	60
2.2.6.3.	PROGRADACIÓN	60
2.3.	CONDICIONES CLIMÁTICAS	60
2.3.1.	CLIMA Y VEGETACIÓN.....	60
2.4.	MARCO GEOMORFOLÓGICO.....	61
2.4.1.	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	61
2.4.1.1.	VALLES	62
2.4.1.2.	LITORAL	62
2.4.1.3.	CORDILLERA DE LA COSTA.....	63
2.4.1.4.	PLANICIE COSTANERA	64
2.4.1.5.	CORDILLERA OCCIDENTAL.....	65
2.5.	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	67
2.5.1.	COMPLEJO BASAL DE LA COSTA (PALEOPROTEROZOICO)	67
2.5.2.	GRUPO CABANILLAS (PALEOZOICO).....	68
2.5.3.	FORMACIÓN CHOCOLATE (JURÁSICO INFERIOR).....	69
2.5.4.	FORMACIÓN GUANEROS (JURÁSICO MEDIO-JURÁSICO SUPERIOR)	70
2.5.5.	GRUPO TOQUEPALA (CRETÁCICO SUPERIOR AL EOCENO)	71
2.5.6.	FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR (OLIGOCENO SUPERIOR AL MIOCENO).....	72
2.5.7.	FORMACIÓN CAMANÁ (OLIGOCENO MEDIO A OLIGOCENO SUPERIOR).....	73
2.5.8.	FORMACIÓN MILLO (PLIOCENO).....	74

CAPÍTULO III**MATERIALES Y MÉTODOS**

3.1.	METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN.....	76
3.1.1.	ETAPA DE RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	76
3.1.2.	ETAPA DE TRABAJO DE CAMPO	77
3.1.2.1.	LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	77
3.1.2.2.	COLECTA DE MUESTRAS	77
3.1.3.	ETAPA DE LABORATORIO.....	78
3.1.3.1.	TRITURAMIENTO DE LAS MUESTRAS	78
3.1.3.2.	TAMIZADO DE LAS MUESTRAS	79
3.1.3.3.	BAÑO EN ÁCIDO ACÉTICO	81
3.1.3.4.	SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS (USO DEL POLITUNGSTATO DE SODIO).....	83
3.1.3.5.	PREPARACIÓN DE SLIDES	86
3.1.3.6.	CONTEO DE MINERALES PESADOS.....	88
3.1.4.	ETAPA DE GABINETE	89
3.1.4.1.	PROCESAMIENTO DE DATOS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	89
3.2.	UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD.....	90
3.3.	CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	93
3.3.1.	FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR (OLIGOCENO SUPERIOR Y MIOCENO).....	93
3.3.2.	FORMACIÓN CAMANÁ (OLIGOCENO MEDIO A OLIGOCENO SUPERIOR).....	95
3.3.3.	FORMACIÓN MILLO (PLIOCENO).....	96

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1.	VARIACIONES DE LOS ESPECTROS, CONCENTRACIONES DE LOS MINERALES PESADOS.....	99
4.1.1.	CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS.....	101
4.1.1.1.	CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CENOZOICO	101
4.1.1.2.	CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS DE ROCAS FUENTE (BASAMENTO)	115
4.1.2.	ESPECTROS DE MINERALES PESADOS	126
4.1.2.1.	ESPECTROS DE MINERALES PESADOS DE ROCAS FUENTE (BASAMENTO)	126
4.1.2.2.	ESPECTROS DE MINERALES PESADOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CENOZOICO	127
4.1.3.	DISCUSIÓN	130
4.2.	ETAPAS DE LEVANTAMIENTO, EXHUMACIÓN DE LAS CORDILLERAS DE LA COSTA Y OCCIDENTAL	131
4.3.	ARQUITECTURA Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA.....	135
4.3.1.	ARQUITECTURA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN	136
4.3.2.	EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN.....	152
4.3.3.	DISCUSIÓN	153
4.4.	PROCEDENCIA EN LOS AMBIENTES TECTÓNICOS	155
4.4.1.	AMBIENTE TECTÓNICO DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS.....	162

4.4.2.	DISCUSIÓN	165
V.	CONCLUSIONES	167
VI.	RECOMENDACIONES	170
VII.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	172

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Gráfico para la determinación de la esfericidad y la redondez de granos (Krumbein & Sloss, 1955). Tomado de (Corrales et al., 1977).....	35
Figura 2. Sección delgada de arenisca, abreviaturas. Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespato potásico; P: Plagioclasas; Lv: Fragmentos líticos volcánicos; PX: Piroxeno, Izquierda vista en nicoles paralelos, derecha vista en nicoles cruzados con la objetiva 10X de aumento.....	37
Figura 3. Diagrama ternario usado para la clasificación modal de las arenitas, según (Dickinson, 1970; Dickinson & Zuczek, 1979). Q (cuarzo), F (feldespatos) y L (fragmentos líticos)	39
Figura 4. Distribución de las areniscas derivadas de diferentes proveniencias con base en los diagramas ternarios (Q, F, L) y (Qm, F, Lt) de Dickinson (1985)	42
Figura 5. Este diagrama muestra los procesos por los cuales están controlados los minerales pesados, desde el lugar de la fuente hasta la depositación (tomado de Morton & Hallsworth, 1999).....	43
Figura 6. Relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca sedimentaria teórica según Selley (1976).....	47
Figura 7. Elementos arquitecturales básicos para depósitos fluviales de Miall (1985). 52	
Figura 8. Esquema tridimensional generalizado de ambientes de depositación sedimentaria, continental transicional y marino modificado de (Reading, 1996)	53
Figura 9. Principales tipos de ríos en función del número de canales (parámetro de trenzamiento, BP) y de la sinuosidad (S). (Miall, 1977), tomado de Arche (2010)	54
Figura 10. Morfología fluvial generalizada cuyo registro estratigráfico corresponde a una secuencia grano decreciente, tomado Nichols (2009).	56
Figura 11. Morfología de los medios de un delta.....	57

Figura 12. Geometría y características en un delta (Fisk, 1961), tomado de Arche (2010)	57
Figura 13. Esquema durante el proceso de regresión y transgresión.	59
Figura 14. Esquema de procesos de migración de sedimentos.	60
Figura 15. Vegetación en el área de estudio.	61
Figura 16. Vista al SE desde la localidad de Laja, se observa el valle de Tambo	62
Figura 17. Litoral.	63
Figura 18. Cordillera de Costa.	64
Figura 19. Unidades geomorfológicas en el sur de Perú modificado de (Bellido, 1979; Benavides, 1999)	66
Figura 20. En A. Al noroeste de la localidad de la Ensenada, se observa, afloramiento de gneis con estructura bandeada, presenta bandeamientos de cuarzo, ortosa y máficos. En B. Al sureste de Mejía, se observa Afloramiento de granito de color rosácea rojiza, textura fanerítica de grano muy grueso, con fenocristales ortosa 55%, cuarzo 40% y moscovita 5%	68
Figura 21. Al noroeste de la localidad de Fiscal (vista tomada al noroeste). Afloramientos de rocas del Grupo Cabanillas.	69
Figura 22. Afloramiento de la Formación Chocolate.	70
Figura 23. Alto del Meadero (UTM: 243258E/8095995N). Afloramiento de lavas andesíticas de la Formación Guaneros gris verdosas, textura afanítica con cristales de PGLs y FMGs.	71
Figura 24. Quebrada Mataballo (UTM: 277794E/8089384N), se observa afloramientos del Grupo Toquepala, los cuales corresponden a riolitas de color pardo rojizo, textura soldada con cristales de plagioclasa y cuarzo.	72

Figura 25. Columna estratigráfica generalizada del Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) (modificado de Alván, 2015 y Bellido & Guevara, 1963) sin escala.....75

Figura 26. En A: Colecta de muestras, fragmentadas a ~2 cm de diámetro, tomada al inicio de la columna en areniscas de grano medio (0.25 mm). Localidad de la Curva, muestra (GR41A-16-77). En B. Conglomerados clasto soportado, la colecta se hizo en la matriz del conglomerado (GR41A-16-88)77

Figura 27. Flujograma en los trabajos realizados en la etapa de Laboratorio78

Figura 28. En A. Trituradora de mandíbulas “Rhino” En B. Herramientas utilizadas para la limpieza de la trituradora. En C. Muestra pulverizada después de pasar por la trituradora secundaria. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.79

Figura 29. En A. Tamizado de las mallas N° 10, 60, 100, 200, <200, usando el “Ro-tap” En B. Limpiador ultrasónico para la limpieza de los tamices En C. Muestras debidamente codificada. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.....80

Figura 30. Lavado de sedimentos.....81

Figura 31. En A. Digerido en ácido acético En B. Ácido acético concentrado al 5%. En C. Muestras bañadas en ácido acético. Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.81

Figura 32. En A: Secado de las muestras en la estufa eléctrica a una temperatura entre 40 – 50° C. En B. Pesado de la muestra seca, después de haber sido bañado en ácido acético. En C. Muestra seca y codificada lista para ser separada (usando líquido pesado). Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.82

Figura 33. Mesa de trabajo básica para la separación de minerales pesados.83

Figura 34. En A: Separación de Minerales pesados. En B: Concentración de minerales pesados. En C: Concentración de minerales pesados en el papel filtro. En D: Concentración de Minerales ligeros. Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.84

Figura 35. En A: Filtrado de Líquido Pesado. En B: Recepción de Líquido pesado en el vaso precipitado. En C: Muestras listas para el secado en el horno Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.....	85
Figura 36. En A: Muestra de minerales pesados. En B: Muestra de mineral pesado lista para extraer los minerales magnéticos C. concentración de minerales magnéticos/Ferrosos. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.....	86
Figura 37. En A: Montaje de láminas delgadas (slides) En B: Muestra de mineral pesado no magnético lista. En C: Cuarteo de la fracción de minerales no magnéticos. En D: Resina (Cargille Melmount, 1.66).....	87
Figura 38. En A: Minerales pesados vistos en microscopio estereoscópico. En A: Minerales pesados magnéticos/ferrosos. En B: Minerales pesados no magnéticos.	88
Figura 39. Minerales pesados observados en el microscopio petrográfico.	88
Figura 40. En A: Microscopio Petrográfico (LEICA) En B: Manual de minerales pesados de Mange & Maurer (1992).	89
Figura 41. Plano de ubicación de la zona de estudio, el color naranja son los afloramientos de rocas cenozoicas (después de Sanchez et al., 2000)	92
Figura 42. Afloramientos de la Formación Moquegua Superior.	94
Figura 43. Afloramientos de la Formación Camaná.	95
Figura 44. Afloramientos de la Formación Millo	97
Figura 45. Afloramientos de la Formación Millo.	98
Figura 46. Ubicación de muestras de minerales pesados en un plano referencial de los cuadrángulos de Punta de Bombón (35S) y Cledesí (36S). Tomado Sánchez et al., (2000)	100
Figura 47. Resultados del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad de Paraíso	101

Figura 48. Minerales pesados de la Formación Camaná, Perteneciente a la secuencia A..	102
Figura 49. Minerales pesados de la Formación Camaná, perteneciente a la secuencia A..	104
Figura 50. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad de Ensenada.	105
Figura 51. Minerales pesados de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B.	106
Figura 52. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad El Pino	106
Figura 53. Minerales pesados de la Formación Moquegua, corresponde a la secuencia B y C.	107
Figura 54 Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad La Curva	108
Figura 55. Minerales pesados de la Formación Moquegua Superior en la localidad de La Curva, corresponde a la Secuencia B...	109
Figura 56. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad La Pampilla.	110
Figura 57. Minerales pesados de la Formación Moquegua, corresponde a la secuencia C..	110
Figura 58. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad La Pampilla.	111
Figura 59. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D..	112
Figura 60. Resultado del conteo de minerales pesados colectado al suroeste del cerro Arenal.	112

Figura 61. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D. .	113
Figura 62. Resultado del conteo de minerales pesados colectado al suroeste del cerro Ayrapal.	114
Figura 63. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D, colectada al suroeste del cerro Ayrapal..	114
Figura 64. Resultado del conteo de minerales pesados, colectado al suroeste de El Fiscal.	115
Figura 65. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la Secuencia D, colectada al suroeste de Fiscal..	115
Figura 66. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Paraíso.	118
Figura 67. Minerales pesados del complejo basal de la Costa, corresponde a Gneis.. .	118
Figura 68. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Mejía.	119
Figura 69. Minerales pesados del Batolito Atico Mollendo, corresponde a Granitos rojos..	119
Figura 70. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el cerro Yamayo.	120
Figura 71. Minerales pesados del Grupo Cabanillas, colectada en Areniscas cuarzosas..	120
Figura 72. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el cerro Yamayo	121
Figura 73. Minerales pesados de la Formación Chocolate, tomada en lavas andesíticas..	121
Figura 74. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Fiscal.	122

Figura 75. Minerales pesados del Batolito de la Costa Super unidad Punta Coles, presentes en granodioritas con hornblenda.	122
Figura 76. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el Cerro Alto del Meadero.	123
Figura 77. Minerales pesados de la Formación Guaneros, colectada en lavas andesíticas.	123
Figura 78. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el Cerro Ayrampal.	124
Figura 79. Minerales pesados del Batolito de la costa - Super unidad Ilo, colectada en Dioritas..	124
Figura 80. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Quebrada Guaneros.	125
Figura 81. Minerales pesados del Grupo Toquepala, colectada en areniscas tobáceas. En	125
Figura 82. Representación de los ensambles de minerales pesados de las posibles rocas Fuentes.	126
Figura 83. Representación de los ensambles de minerales pesados de rocas sedimentarias del Cenozoico del cuadrángulo de Punta de Bombón.	128
Figura 84. Esquema de procedencia.	133
Figura 85. Espectros de la asociación de los minerales de ZTR = índice zircón, turmalina y rutilo; ATi = índice apatito y turmalina. GZi = índice granate y zircón.	134
Figura 86. Ubicación de columnas estratigráficas en un plano referencial en el cuadrángulo de Punta de Bombón(35s). Tomado de Sánchez et al. (2000).	136
Figura 87. Columna estratigráfica de la Secuencia A (Formación Camaná) y Secuencia D (Formación Millo) en Paraíso (UTM, WGS84, A: 198173E, 8107259N).	137

Figura 88. Asociaciones de facies de la secuencia A.....	138
Figura 89. Facies de la secuencia D..	139
Figura 90. Facies de la secuencia A. intercalación de limolitas con areniscas de grano fino.....	139
Figura 91. Columna estratigráfica de las secuencias B y C de la Formación Moquegua Superior en localidad de Pino (UTM, WGS84, A: 203226E, 8099910N).	141
Figura 92. Asociaciones de facies de la Secuencia B y C en El Pino..	142
Figura 93. Columna estratigráfica de la secuencia B de la Formación Moquegua Superior en localidad de la Curva (UTM, WGS84, A: 197991E, 8102963N).	143
Figura 94. Asociaciones de facies de la Secuencia B en La Curva.....	144
Figura 95. Facies de la secuencia B.	145
Figura 96. Columna estratigráfica de las Secuencia C en La Pampilla (Formación Moquegua Superior) y Secuencia D (Formación Millo) en localidad de la Pampilla (UTM, WGS84, 203726E, 8101776N).	146
Figura 97. Asociaciones de facies de la Secuencia C en La Pampilla.	147
Figura 98. Facies de la Secuencia D.....	148
Figura 99. Columna estratigráfica de la Secuencia D (Formación Millo) en localidad de El Fiscal (UTM, WGS84, 211435E, 8116390N).....	149
Figura 100. Asociaciones de facies de la secuencia D.	150
Figura 101. Facies de la secuencia D. conglomerados masivos (Gmm) con lentes de areniscas (Sp3).	151
Figura 102. Facies de la secuencia D. Conglomerados masivos con lentes de areniscas masivas.	151
Figura 103. Ubicación de secciones delgadas en el cuadrángulo de Punta de Bombón(35s). en un plano referencial. Tomado de Sánchez et al. (2000).....	155

Figura 104. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Camaná (secuencia A).	158
Figura 105. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B.....	159
Figura 106. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B y C.	161
Figura 107. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia C y D.	162
Figura 108. Diagrama ternario usado para la clasificación modal de las areniscas de las Formaciones Camaná, Moquegua y Millo. Donde Q (cuarzo), F (feldespatos) y L (líticos).	163
Figura 109. Diagramas ternarios de discriminación tectónica de las areniscas de las Formaciones Camaná, Moquegua y Millo. Donde QFL= (cuarzo-feldespato-lítico) y QmFLt (cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales).	164

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Asociaciones de minerales pesados y proveniencia según Feo Codecido (1956)	32
Tabla 2. Principales minerales pesados, según el orden generalizado de estabilidad química de Pettijohn (1975).....	34
Tabla 3. Determinación de la proveniencia sedimentaria y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas	39
Tabla 4. Códigos de abreviación de Facies.....	48
Tabla 5. Accesibilidad a la zona de estudio.....	91
Tabla 6. Abundancia de minerales pesados expresados en porcentajes de rocas sedimentarias del cenozoico	103
Tabla 7. Abundancia de minerales pesados expresados en porcentajes de rocas fuente	117
Tabla 8. Tabla de abundancia a partir de conteo de minerales ligeros (análisis modal).	157

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

%	Porcentaje
µm	Micras
ATi	Índice apatito y turmalina
BP	Braiding parameter
Cf	Confróntese/compare
Cm	Centímetro
E	Este
e.g.	Por ejemplo
et al.	Y otros
FI	Falla Iquipi
FONDECYT	Fondo Nacional de Desarrollo Científico, Tecnológico y de Innovación Tecnológica
Gzi	Índice granate y zircón
i.e.	Es decir/tales como
INGEMMET	Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico
km	Kilómetro
km ²	Kilómetros cuadrados
LA-ICP-MS:	Laser Ablation–Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry
m	Metro
Ma	Millones de años
mm	Milímetros
msnm	Metros sobre el nivel del mar
N	Norte
NO	Noroeste

NX	Nicoles cruzados
NP	Nicoles paralelos
S	Sur
SE	Sureste
SFIII	Sistema de Fallas de Ica-Islay-Ilo
SFCLA	Sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Ayaviri
SFCLLI	Sistema de fallas de Cincha-Lluta-Incapuquio
SFCLM	Sistema de fallas Cusco- Lagunillas-Mañazo
UTM	Universal Transverse Mercator
U-Pb	Uranio - Plomo
O	Oeste
WGS84	World Geodetic System 84
ZTR	Índice zircón, turmalina y rutilo
zir	zircón

RESUMEN

Esta tesis se centra en las rocas cenozoicas del sur de Arequipa (16°S), estas rocas afloran precisamente en el Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s). El objetivo es determinar la proveniencia sedimentaria y la evolución sedimentaria de los depósitos cenozoicos. Para ello se colectó 27 muestras de areniscas del cenozoico y rocas fuente, se separó los minerales haciendo uso del politungstato de sodio y el conteo de minerales pesados, por otro lado, se elaboraron 5 columnas estratigráficas, llegándose a interpretar sus facies sedimentarias, apoyados de 15 secciones petrográficas, al analizar los sedimentos de la Formación Camaná contienen altos valores de granates, apatitos y zircones, ello indica que son derivadas de gneises y granitos del Complejo Basal de la Costa, sus facies sedimentarias tienen origen deltaico proximal con geometrías progradantes, mientras tanto el ambiente tectónico proviene de un bloque continental levantado (Cordillera de la Costa) por elevados componentes de cuarzo ondulante y feldespatos, con estos resultados la Formación Camaná ha sido ampliamente influenciada por el levantamiento y exhumación de las rocas de la Cordillera de la Costa. En cambio la Formación Moquegua Superior, muestra altas proporciones de piroxenos, las cuales sugieren que han sido derivadas de rocas volcánicas básicas (formaciones Chocolate y Guaneros) de la Cordillera Occidental, mientras la Formación Millo contiene altas concentraciones de anfíboles, ello sugiere que derivan de granodioritas del Batolito de la Costa, ambas formaciones corresponden a un ambiente fluvial, se distingue a la Formación Millo por contener abundante evidencia de actividad volcánica, provienen de un Arco Magmático (Cordillera Occidental), por contribución de líticos volcánicos y plagioclasas, al interpretar los resultados, las formaciones Moquegua Superior y Millo han sido influenciados por el levantamiento y exhumación de las Cordilleras de la Costa y Occidental, este último con mayor aporte por intensa actividad volcánica del Plioceno.

Palabras Clave: Minerales pesados, Facies sedimentarias, Proveniencia sedimentaria, Formación Camaná, Punta de Bombón.

ABSTRACT

This thesis focuses on the Cenozoic rocks of the south of Arequipa (16, S), these rocks emerge precisely in the Quadrangle of Punta de Bombón (35s). The objective is to determine the sedimentary provenience and sedimentary evolution of the Cenozoic deposits. For this purpose, 27 samples of Cenozoic sandstones and source rocks were collected, the minerals were separated using sodium polytungstate and heavy mineral counting, moreover, 5 stratigraphic columns were elaborated, and their sedimentary facies were interpreted, supported by 15 petrographic sections, when analyzing the sediments of the Camaná Formation contain high values of garnets, apatites and zircons, this indicates are derived from gneises and granites of the Coastal Basal Complex, its sedimentary facies have proximal deltaic origin with progradant geometries, meanwhile the tectonic environment comes from a uplift continental block (Coastal Cordillera) by high components of undulating quartz and feldspars, with these results the Camaná Formation has been largely influenced by uplift and exhumation of the rocks of the Coastal Cordillera. However, the Moquegua Superior Formation shows high proportions of pyroxenes, which suggest that they have been derived from basic volcanic rocks (Chocolate and Guaneros formations) from the Western Cordillera, while the Millo Formation contains high concentrations of amphiboles, this suggests that they derive from granodiorites of the Coastal Batholith, both formations correspond to a fluvial environment, distinguishes the Millo Formation for containing abundant evidence of volcanic activity, they come from a Magmatic Arc (Western Cordillera), for contribution of volcanic lithic and plagioclase, when interpreting the results, the formations Moquegua Superior and Millo have been influenced by uplift and exhumation of the Coastal and Western Cordilleras, this last one with greater contribution for intense volcanic activity of the Pliocene age.

Key words: Heavy minerals, Sedimentary facies, Sedimentary provenance, Camaná Formation, Punta de Bombón.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de tesis se ha realizado en el marco del proyecto de investigación geológica GR41A (Geología de la cuenca sedimentaria peruana occidental entre 15° y 18°S) de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET) y el Convenio 216-2015 FONDECYT (CIENCIACTIVA, Perú) - INGEMMET. Titulado “Registro de variaciones climáticas en la generación de sedimentos durante el Mesozoico y Cenozoico en el suroeste de Perú (sur de 17°S), y sus implicancias en el levantamiento de los Andes Centrales”.

Este estudio integra datos sobre análisis de minerales, análisis de facies sedimentaria apoyados de los resultados de ambientes tectónicos en base al análisis petrográfico, a fin de demostrar la proveniencia sedimentaria, etapas de levantamiento, exhumación, denudación y episodios de acumulación sedimentaria, excelente herramienta para establecer reconstrucciones geodinámicas para el Cenozoico del sur del Perú.

La estructura de la presente investigación está integrada de siete capítulos:

Capítulo I, la introducción, el objetivo es determinar la proveniencia sedimentaria a través de minerales pesados y definir la evolución sedimentaria apoyados con el análisis de facies y petrográfico QFL (cuarzo-feldespatos-fragmentos líticos). El siguiente

capítulo II, la revisión de la literatura, muestra los antecedentes de los estudios realizados en minerales pesados y sus respectivas aplicaciones, seguido del marco teórico en él se fundamenta la presente tesis, además el marco geomorfológico en ella se muestra las unidades geomorfológicas, finalmente el contexto geológico regional del trabajo de investigación. Los materiales y métodos se ubican en el capítulo III, aquí se muestra las respectivas etapas del trabajo en el procedimiento a obtener los resultados, así como la ubicación y accesibilidad al área de estudio y el contexto geológico del área de estudio tales como son las unidades sedimentarias del Cenozoico. El capítulo IV, contiene los resultados y discusión, en ella se muestra; i) variaciones de los espectros, concentraciones de los minerales pesados y su respectiva discusión, ii) etapas de levantamiento de las Cordilleras de la Costa y Occidental, iii) arquitectura y evolución sedimentaria, organizándose en cuatro secuencias con sus respectivos ambientes de sedimentación y la discusión, iv) ambiente tectónico de los cenozoicos, se muestra el análisis cualitativo conteo de QFL y análisis modal según los diagramas de Dickinson, donde se determina la proveniencia del ambiente tectónico y la discusión. El capítulo V, contiene las conclusiones, resultados que se obtienen a partir de la integración de los métodos, tales como análisis de minerales pesados, análisis de facies sedimentarias, análisis petrográfico y las discusiones. El capítulo VI, se muestra las recomendaciones señala las futuras investigaciones que se podrían realizar. Finalmente, el capítulo VII, las referencias bibliográficas citadas en la presente tesis.

1.1. JUSTIFICACIÓN

En el Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s), al sur del Departamento de Arequipa ($16^{\circ}50'$ a $17^{\circ}30'S$) se tienen afloramientos de rocas sedimentarias de edad Cenozoico, los cuales están conformados por la Formación Moquegua Superior, Formación Camaná, Formación Millo. Como coberturas cuaternarias, se tiene en su

mayoría depósitos fluviales y coluviales (Bellido & Guevara, 1963; Sánchez et al., 2000). Geográficamente, la Formación Camaná está separada de la Formación Moquegua Superior por la Cordillera de la Costa, mientras la Formación Millo sobreyace a ambas unidades en contacto erosivo (Rivera, 1950; Alván et al., 2014).

El presente trabajo de investigación caracteriza los espectros de minerales pesados que se hallan en las areniscas de edad Cenozoico en Punta del Bombón para determinar la proveniencia de sus sedimentos, y reforzar los argumentos de correlación estratigráfica en la Cuenca Camaná-Mollendo. También se plantea establecer la relación que hubo entre la sedimentación y los procesos geodinámicos de la zona de estudio (i.e. levantamiento de la Cordillera de la Costa o de la Cordillera Occidental), las cuales son considerados como bordes de las cuencas sedimentarias Moquegua (Antearco Interno) y Camaná-Mollendo (Antearco Externo).

Apoyados de la elaboración de columnas estratigráficas y análisis de facies sedimentarias, se podrá definir los ambientes de sistemas depositacionales sedimentarios de la Formación Camaná, Formación Moquegua y Formación Millo. Se contempla además realizar análisis petrográfico en las areniscas a partir de la composición de QFL (cuarzo-feldespatos-fragmentos líticos), donde se podrá reforzar los argumentos sobre la proveniencia de los sedimentos.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

- Determinar la proveniencia de los sedimentos por medio del estudio de los minerales pesados y definir la evolución sedimentaria en los depósitos cenozoicos del Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) en Arequipa. Estos métodos serán combinados con métodos de exploración geológica empleados por la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Interpretar las variaciones de los espectros, concentraciones de los minerales pesados y su proveniencia sedimentaria de los depósitos cenozoicos en el Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s).
- Definir las etapas de levantamiento, exhumación de la Cordillera de la Costa y Cordillera Occidental, así como también su influencia en la sedimentación de los depósitos Cenozoicos en el Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s).
- Analizar la arquitectura y evolución sedimentaria de los depósitos cenozoicos del Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) mediante el análisis de sus facies sedimentarias.
- Determinar la procedencia en los ambientes tectónicos de los depósitos cenozoicos de rocas sedimentarias al efectuar la petrografía.

CAPÍTULO II

REVISIÓN DE LA LITERATURA

2.1. ANTECEDENTES

El estudio de minerales pesados es una técnica relativamente reciente. El uso de esta metodología ha demostrado ofrecer éxito en el análisis de las cuencas sedimentarias, en términos de exploración geológica y evolución tectono-sedimentaria (levantamiento y exhumación de bloques o bordes de cuencas sedimentarias), correlación y definición de extensiones de las facies sedimentarias.

Diversos autores realizaron estudios sobre los minerales pesados que se encuentran como accesorios en las rocas sedimentarias con el objetivo de presentarlos como una herramienta útil para determinar la proveniencia de los sedimentos en alguna cuenca sedimentaria, véase como ejemplos en Morton (1991), Mange & Maurer (1992), Morton & Hallsworth (1999), von Eynatten & Dunkl (2012), entre otros. En ese contexto, Mange & Maurer (1992) han provisto de un manual de identificación y clasificación de minerales pesados mediante sus propiedades ópticas y sugerencias de una correcta aplicación de los métodos para la separación y obtención en laboratorio.

Recientemente el estudio de proveniencia de sedimentos en el sur del Perú y norte de Chile, ha logrado definir etapas de levantamiento, exhumación, y denudación sedimentaria de las rocas que afloran en la Cordillera de la Costa, Cordillera Occidental,

y el Altiplano, señalando que sus depositaciones ocurrieron desde el Eoceno medio al Plioceno, véase ejemplos en Martignole & Martelat (2003), Bande, et al. (2011), Wotzlaw et al. (2011), Moreno, et al. (2011), Decou (2011), Decou et al. (2013), Horton et al. (2014), Alván (2015), Bustamante (2017), entre otros. Tales trabajos definieron con precisión diversas etapas de levantamiento de las cordilleras del sur de Perú por medio del análisis de minerales pesados en combinación con otros métodos analíticos (por ejemplo, geocronología U-Pb en zircones, geoquímica de minerales individuales, análisis modal de areniscas, etc.). Esta continua inclusión de técnicas demuestra que los métodos analíticos se tornan cruciales para el entendimiento de la evolución y definición de la historia depositacional de una cuenca.

En el caso de los sedimentos cenozoicos que afloran en Punta de Bombón (35s), Peña et al. (2004) propusieron un modelo sedimentario que inicia en el Eoceno hasta el Mioceno Medio y fue definido en base al contexto eustático, evidencias paleontológicas (fósiles marinos) y a las fases tectónicas propuestas por Steinmann (1929). Estos autores apoyaron sus observaciones cronológicas con una edad provista por restos de un tiburón fósil (*Isurus xiphodon*), el cual permitió sugerir la edad a los depósitos cenozoicos en los alrededores del pueblo de Punta de Bombón al Mioceno Inferior. Es necesario precisar que no es recomendable asignar edades de sedimentación a efectos tectónicos globales, sino todo lo contrario. La asignación de edades en este caso, se basa en correlaciones estratigráficas y con geocronología U-Pb en zircones detríticos.

Posteriormente, Alván et al. (2015) en Camaná, presentaron un modelo regresivo en sedimentos (deltaicos) que serían equivalentes a los estudiados en esta tesis, y las presenta como efectos de una subsidencia y/o levantamiento de bordes de cuenca (i.e. Cordillera de la Costa).

2.2. MARCO TEÓRICO

2.2.1. MINERALES PESADOS

Los minerales pesados son componentes accesorios en las areniscas, representando al menos 1% de la composición total. Se les considera pesados al ser su densidad mayor al del cuarzo. Sin embargo, consideraremos en esta tesis a los minerales de densidades mayores a 2.87g/cm^3 (Mange & Maurer, 1992). Estos minerales son útiles, debido a que nos mostrará las posibles rocas fuentes (source rocks), basado en el contenido de minerales pesados en areniscas tales como zircón, turmalina, rutilo, apatito, piroxeno, granates, epidota, sillimanita y anfibolita (Tabla 1). Una herramienta habitual para la interpretación de los minerales pesados es el uso de índices por ejemplo el índice de ZTR (zircón, turmalina y rutilo). Estos ensambles son considerados ultraestables porque son resistentes al proceso de denudación y transporte desde la fuente (Hubert, 1962; Mange & Maurer, 1992; Garzanti & Ando, 2007).

De acuerdo a su origen, los sedimentos se encuentran clasificados en alogénicos y autigénicos. Los alogénicos (o comúnmente minerales detríticos) representan las acumulaciones derivadas de rocas fuentes y han resistido a la denudación por meteorización, abrasión y descomposición o por soluciones entre los estratos.

Por otra parte, los autigénicos o minerales secundarios, se han formado en el lugar donde se les encuentra (cf. Feo Codecido, 1956).

Las fracciones de estos minerales en los sedimentos se componen de diversas especies, en el que cada grano expresa su propia historia (Mange & Maurer, 1992; Mange et al., 2003), y el geólogo mediante los análisis de estos, los aplica a correlaciones estratigráficas, análisis de cuencas, identificación de paleodrenajes, ubicación de reservorios y reconstrucción de procesos geodinámicos (en términos de levantamiento y/o subsidencia).

Tabla 1. Asociaciones de minerales pesados y proveniencia según Feo Codecido (1956)

ASOCIACIÓN	FUENTE
Apatito, biotita, brookita, hornblenda, monacita, moscovita, rutilo, titanita, turmalina, zircón (variedad rosada).	Rocas ígneas ácidas
Casiterita, dumortierita, fluorita, granate, monacita, moscovita, topacio, turmalina (variedad azul), wolframita, xenotima.	Rocas ígneas ácidas
Augita, cromita, diópsido, hiperstena, ilmenita, magnetita, olivino, pirrotina.	Rocas ígneas máficas
Barita, zircón, (fragmentos redondeados), leucoxenos minerales de hierro, rutilo, turmalina (fragmentos redondeados).	Rocas sedimentarias
Barita, andalucita, corindón, granate, estauroлита, flogopita, topacio, vesuvianita, wollastonita, zoicita.	Rocas producto del metamorfismo de contacto
Andalucita, cianita, cloritoide, epidota, estauroлита, glaucófana, granate, sillimanita, titanita, clinozoicita.	Rocas producto de metamorfismo hidrotermal

FUENTE: Tomado de López & Uzcástegui (2014)

La composición mineral de una arenisca indica las condiciones físicas y químicas en el momento de cristalización. Además, la morfología y la estructura de los granos minerales, son indicadores de petrogénesis, por lo cual son de aplicación para estudios de proveniencia (Morton & Hallsworth, 1999). Sin embargo, la composición del conjunto de minerales pesados no es totalmente controlada por la mineralogía de la roca fuente porque otros procesos que operan durante el ciclo de sedimentación (principalmente la erosión, hidrodinámica y diagénesis) pueden sobrecargar la señal de proveniencia.

2.2.1.1. ESPECTRO DE MINERALES PESADOS

Los espectros de minerales pesados han sido ampliamente utilizados para caracterizar mineralógicamente las unidades litoestratigráficas (cf. Mange et al., 2003; von Eynatten & Gaupp, 1999).

Sus aplicaciones varían en muchos sentidos, por ejemplo, en la definición de controles estratigráficos, correlaciones locales y regionales, definición de episodios geodinámicos y predicción de la calidad del reservorio (cf. Caracciolo et al., 2011). Según Mange & Maurer (1992), el método más apropiado para llegar a estos espectros es contar

hasta 300 granos minerales por slide de muestra. Cada uno de estos slides será representativo de cada muestra y la agrupación de estos representarán a las unidades estratigráficas que se estudian en esta tesis. Los granos minerales están inmersos en una resina epoxy Meltmount (índice 1.66), el cual aseguró un mejor contraste en los relieves del grano mineral y la resina.

2.2.1.2. PROCESOS QUE CONTROLAN LA CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS

Durante el transporte sedimentario, la concentración de minerales pesados, es favorecida por varios factores, por ejemplo, la meteorización de la roca madre, modificándose la mineralogía, para luego incorporarse al transporte mediante la abrasión mecánica, procesos hidráulicos y diagénesis, que puede efectivamente segregar minerales incluso con pequeñas diferencias en la densidad dentro de distintas fracciones de tamaño de grano y ambientes sedimentarios (cf. Mange & Maurer, 1992; Morton & Hallsworth, 1999). Por el contrario, el empobrecimiento de ensambles de minerales pesados puede ser el resultado de varias diagénesis en areniscas antiguas y por un proceso de lixiviación (Gazzi, 1965; Morton, 1985).

Para lograr una buena caracterización en el ensamble de minerales pesados producidos en configuración geodinámica se contrasta dentro del mismo esquema conceptual propuesta por Dickinson & Suczek (1979) y Dickinson, (1985). De acuerdo a la geodinámica regional, la generación de sedimentos derivaría de bloques continentales, arcos magmáticos o de un proceso orogénico (Garzanti & Ando, 2007). Por ejemplo, estos autores presentaron una breve sinopsis de los minerales pesados más comunes en los ambientes tectónicos (mayores detalles en la Sección 2.2.2.2).

2.2.1.3. ESTABILIDAD QUÍMICA DE LOS MINERALES PESADOS

Los minerales pesados poseen una estabilidad mecánica (resistencia a la abrasión) o estabilidad química, el cual está constituida por los procesos de disolución y de descomposición de los minerales (Pettijohn, 1975).

Tabla 2. Principales minerales pesados, según el orden generalizado de estabilidad química de Pettijohn (1975)

MINERAL	COMPOSICIÓN	DENSIDAD (g/cm ³)	RESISTENCIA
Olivino	(Mg, Fe) ₂ SiO ₄	3.22-4.39	Muy inestable
Hornblenda	(Na, Ca) ₂ 3(Mg, Fe, Al) ₅ (Al, Si) ₈ O ₂₂ (OH) ₂	3.20	Inestable
Diópsido	CaMgSi ₂ O ₆	3,20-3,30	Inestable
Hiperstena	(Fe ⁺² , Mg) ₂ (Si ₂ O ₆)	3.21-3.96	Inestable
Andalucita	Al ₂ OSiO ₄	3.16-3.20	Inestable
Epidota	Ca ₂ Fe ⁺³ Al ₂ O.OH(Si ₂ O ₇)(SiO ₄)	3,38-3,49	Moderadamente estable
Cianita	Al ₂ SiO ₅	3.56-3.66	Moderadamente estable
Sillimanita	Al ₂ O(SiO ₄)	3.23-3.27	Moderadamente estable
Apatito	Ca ₅ (PO ₄) ₃ (F, Cl, OH)	3.15- 3.20	Estable
Granate	(Mg, Fe, Mg, Ca) ₃ (Al, FeCr) ₂ (Si ₂ O ₄)	3.50-4.30	Estable
Estauroлита	FeAl ₄ (OH) ₂ Si ₂ O ₁₀	3.65-3.75	Estable
Monacita	(Ce, La, Th)PO ₄	5.00-5.30	Estable
Rutilo	TiO ₂	4.18-4.25	Muy estable
Zircón	ZrSiO ₄	4.60-4.70	Muy estable
Turmalina	Na(Fe, Mg, Al, Mn, Li) ₃ Al ₆ (BO ₃) ₃ (Si ₆ O ₁₈) (Ol)	3.03-3.25	Muy estable
Anatasa	TiO ₂	3.82-3.97	Muy estable

FUENTE: Modificado de Mange & Maurer (1992)

Se deduce de la Tabla 2 que los minerales que se encontrarán con mayor frecuencia en una arenisca altamente reciclada serán zircones, rutilos y turmalinas, los cuales indican grados de madurez sedimentaria, y se podrán medir mediante el índice ZTR (Hubert, 1962), así como también los índices Gzi y ATi (Morton & Hallsworth,

1999). Pettijohn (1941) proclamó que la ausencia de minerales pesados en sedimentos antiguos se debe a la remoción de minerales inestables por solución en los estratos. Este autor considera que la edad de los minerales pesados en un sedimento es un factor dominante en la conservación de éstos en los sedimentos, el cual fue definido como el “orden de supervivencia” de los minerales pesados.

2.2.1.4. FORMA DE LOS MINERALES PESADOS

Las características de la forma de los minerales pesados son muy importantes, ya que los minerales de hábito esferoidal o prismático se comportan de manera diferente que aquellos con hábito hojoso o laminar (Figura 1). Se tiene como ejemplo, el caso de las micas, debido a que las partículas de las micas son más densas que el cuarzo, son hidráulicamente equivalentes a los granos de cuarzo tamaño limo (cf. Morton & Hallsworth, 1994, 1999). Según estos autores, los mejores resultados para la evaluación de proveniencia serán alcanzados por la comparación de granos con hábitos similares.

2.2.1.5. TAMAÑO DE LOS MINERALES PESADOS

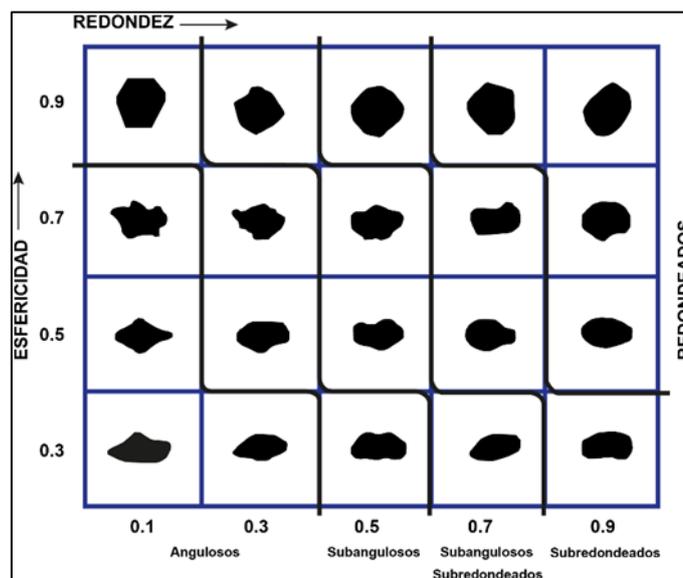


Figura 1. Gráfico para la determinación de la esfericidad y la redondez de granos (Krumbein & Sloss, 1955). Tomado de (Corrales et al., 1977).

Según Morton & Hallsworth (1999) el tamaño de grano del sedimento depositado está relacionado con la naturaleza de la roca fuente y la alteración de la misma y no producto del proceso de transporte, por el contrario, se presenta el caso de la distribución del tamaño de grano, el cual es el producto de la relación entre la acción hidráulica y la abrasiva.

Es importante mencionar, que cuando ocurre el proceso de sedimentación de los minerales pesados, son más difíciles de mover que el cuarzo, esto se conoce como “dificultad de arrastre”, debido a que “los minerales pesados de tamaño más pequeños son los menos móviles y menos transportables que su equivalente liviano”. Para Mange & Maurer (1992) este hecho se debe a que los intersticios que existen entre los granos livianos más grandes se suelen “esconder” los granos pesados pequeños.

2.2.1.6. ÍNDICE ZTR.

El índice ZTR fue definido por (Hubert, 1962) como representante del porcentaje de especies químicamente ultraestables (i.e. zircón, rutilo y turmalina) entre los minerales pesados. Es comúnmente encontrar en ambientes transicionales (deltas y playa) debido a largas distancias de transporte desde la fuente y la alta energía del ambiente. Por su alta estabilidad mecánica y resistencia química, el zircón, turmalina y rutilo se concentran con fragmentos de cuarzo y metacuarcitas a medida que progresivamente sean más cuarzosas mayor es la concentración y disminuye el Índice ZTR en arcosas y grauvacas sin embargo el índice ZTR llega a superar el 90% en ortocuarcitas.

De acuerdo a estudios de Hubert (1962), Morton & Hallsworth (1994), se podrá distinguir las principales variaciones en los cambios de picos de los espectros de minerales pesados, mediante el índice ZTR, el cual nos ilustrará los principales cambios en los diferentes eventos de sedimentación desde la fuente.

2.2.2. ANÁLISIS PETROGRÁFICO EN SECCIONES DELGADAS.

Desde hace tiempo se ha reconocido que la composición detrítica de rocas clásticas se relaciona significativamente con el ambiente tectónico de su área fuente (cf. Folk, 1980) (refiérase a la Sección 2.2.1.2).

El tamaño del grano, la forma del grano y la composición de los detritos clásticos presentes en las unidades estratigráficas dependen de la naturaleza de la fuente o de la proveniencia de los detritos, pero los detritos pueden estar sujetos a modificaciones durante su transporte, depositación y sepultamiento (burial) que hace que las características de su fuente original sean difíciles de determinar.

De acuerdo a Folk (1980), los análisis petrográficos cualitativos y cuantitativos son fundamentales para la determinación de la proveniencia de los sedimentos.

2.2.2.1. ANÁLISIS CUALITATIVO: TIPOS DE GRANO A CONSIDERAR

El análisis cualitativo según Dickinson (1970), inicia en la observación de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos como se muestra en la Figura 2.

Según este autor, para realizar el análisis petrográfico para la clasificación de areniscas y su respectivo análisis de proveniencia sedimentaria no se tienen en cuenta todos los tipos de granos, sino que se escogen tan sólo los siguientes tres ítems:

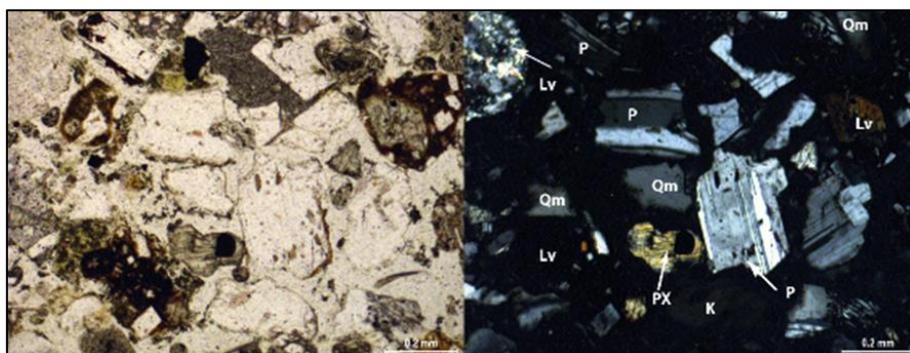


Figura 2. Sección delgada de arenisca, abreviaturas. Qm: cuarzo monocristalino; F: feldespato potásico; P: Plagioclasas; Lv: Fragmentos líticos volcánicos; PX: Piroxeno, Izquierda vista en nicoles paralelos, derecha vista en nicoles cruzados con la objetiva 10X de aumento.

- **Cuarzo (Q):** Se distingue entre:
 - Qm (cuarzo monocristalino): Se consideran como tales a todos los granos de cuarzo con tamaño $> 0,0625$ mm.
 - Qp (cuarzo policristalino): Son los granos $< 0,0625$ mm (62 μ m).
 - Qo (cuarzo ondulante)
 - Ch (chert).
- **Feldespatos (F): Se distingue entre:**
 - Plagioclasa (P)
 - Feldespato potásico (K).
- **Fragmentos líticos (L): Se distingue entre:**
 - Lv (líticos Volcánicos)
 - Ls (líticos Sedimentarios)
 - Lm (líticos Metamórficos).

Los feldespatos se alteran fácilmente a arcillas, sobre todo en climas húmedos. También se puede producir la disolución de los mismos con lo que el porcentaje de feldespatos será menor que originalmente. Esto se produce sobre todo en rocas antiguas (mesozoicas, paleozoicas y precámbricas) cf. Folk (1962).

2.2.2.2. ANÁLISIS CUANTITATIVO: ANÁLISIS MODAL

El análisis modal incluye el cálculo estadístico del número de granos de una cierta composición, o bien el porcentaje de área que estos ocupan en comparación con el área total de la sección delgada. Para usar el diagrama es necesario contar un número de granos entre 300 y 400 bajo el microscopio petrográfico. Este número es representativo y es estadísticamente confiable (Dickinson, 1970), y se emplea con el objetivo de clasificar las rocas siliciclásticas según su composición, considerando además el tamaño de los

granos y el recuento de los componentes mineralógicos. Una vez hecho el análisis modal los datos se representan en el diagrama Q-F-L (Figura 3).

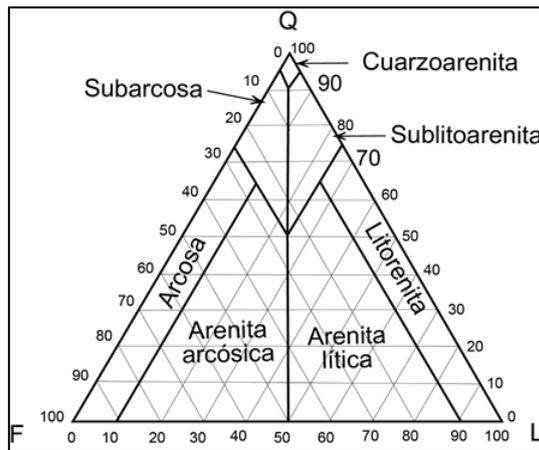


Figura 3. Diagrama ternario usado para la clasificación modal de las arenitas, según (Dickinson, 1970; Dickinson & Zuczek, 1979). Q (cuarzo), F (feldespatos) y L (fragmentos líticos).

Los diagramas de la Figura 4 se usan fundamentalmente para definir la proveniencia y el ambiente tectónico en el cual los sedimentos se depositaron (ver resumen en la Tabla 3). Según Dickinson (1985), se pueden distinguir los siguientes ambientes tectónicos.

Tabla 3. Determinación de la proveniencia sedimentaria y ambiente tectónico a partir de la composición QFL de las areniscas

TIPO DE PROVENIENCIA	AMBIENTE TECTÓNICO	COMPOSICIÓN DE ARENISCAS
Cratón estable	Plataforma estable o en el interior del continente	Areniscas cuarzosas (ricas en Qt) con altas relaciones Qm/Qp y K/P.
Basamento levantado	Borde de rift o ruptura transforme	Areniscas cuarzo feldespáticas (ricas en Qm y F) con bajas concentraciones de Lt y relaciones similares de Qm/F y K/P similares a las de la fuente de aporte.
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Areniscas volcano-clásticas y arcósicas (ricas en F) con altas relaciones de P/K y Lv/Ls. Si están expuestas rocas plutónicas entonces las areniscas son cuarzo feldespáticas (ricas en Qm y F).
Orógeno reciclado	Complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras	Areniscas cuarzosas (ricas en Qt y Lt) con bajas concentraciones de F y Lv y relaciones variables de Qm/Qp y Qp/Ls.

FUENTE: Tomado de Dickinson (1985).

a) **Bloque continental**

Podemos encontrar dos ambientes dentro de los bloques continentales:

Cratón interior: Se trata de zonas muy peneplanizadas (erosionadas) con un margen pasivo en la zona costera. Las áreas fuente van a estar muy peneplanizadas y van a estar formadas por materiales plutónicos y metamórficos (usualmente de alto grado) muy antiguos que estarán formados por Q, F y L. Los ríos transportan los sedimentos por distancias muy largas debido al bajo relieve con lo que las arenas serán muy ricas en Q, sobre todo Qm ya que el Qp tiende a disgregarse y los F tendrán mayor porcentaje en K que en P ya que este es más resistente y más abundante en el área fuente (parental). Las rocas más abundantes serán las cuarzoarenitas.

Basamentos levantados: Se trata de las zonas de rift continentales. El material de partida es similar al caso anterior pero las tasas de erosión son mucho más intensas debido a que el relieve es mucho mayor. Los sistemas depositacionales van a consistir fundamentalmente en abanicos aluviales y ríos de tramos cortos. Los F por tanto no se van a destruir tanto y las rocas que encontraremos tendrán un alto porcentaje de Q y F y serán fundamentalmente arcosas. Las arcosas también se pueden formar en áreas cratónicas con un clima árido debido a que el transporte es menor, así como la alteración química de los F.

b) **Arcos magmáticos**

Este contexto se caracteriza por contener sedimentos con una gran cantidad de aporte de material volcánico, tanto epiclástico (transporte por agua) como piroclástico (transporte por el aire). Estos materiales se acumulan en una serie de cuencas tales como de antearco, trasarco, intrarco y la zona de la fosa. Se pueden distinguir los siguientes subambientes:

Archipiélagos intraplaca: el porcentaje en $Q = 0$, los L_v son muy abundantes, los F son escasos en general. Se forman litoarenitas volcánicas como sedimentos típicos.

Arcos islas oceánicas: Se forma una cuenca marginal. Las areniscas tienen Q , F , y L (L_v principalmente)

Arcos de margen continental: Existe una gran influencia de materiales de todo tipo, no solamente volcánicos sino también plutónicos, metamórficos y sedimentarios. Las areniscas tienen por tanto Q , L_s y L_v abundantes.

c) **Orógenos reciclados**

Comprenden diversos entornos tectónicos en los cuales rocas sedimentarias y/o metamórficas han sido fuertemente plegadas, falladas y levantadas constituyéndose como área fuente. Tenemos básicamente tres tipos de entornos tectónicos donde se producen estos fenómenos.

Complejos de subducción: Se forma un prisma de acreción formado por materiales plegados y metamorfizadas. La erosión del mismo produce sedimentos que se depositan en la fosa y en la cuenca de antearco. Los materiales que existen en la fosa son:

- Rocas de tipo ofiolítico (básicas y ultrabásicas)
- Materiales detríticos plegados y metamorfizadas
- Materiales correspondientes a facies profundas, fundamentalmente material silíceo orgánico (diatomeas, radiolarios, espículas de esponjas) y también carbonáticos.

Las rocas resultantes son las Litoarenitas.

Zonas de colisión continental: Se forman fajas plegadas y corridas con pequeñas cuencas y cuencas de antearco. Este tipo de cuencas también se forman en la zona de trasarco de un complejo subductivo, muy típicos como los que ocurren en los Andes. Las rocas o sedimentos que se forman típicamente son las litoarenitas.

Fallas de desgarre: Se forman una serie de zonas subsidentes y se forman fundamentalmente litorenitas, ya que los materiales del área madre son de distintos tipos (plutónicas, metamórficas, etc.) y el transporte puede ser corto.

Dickinson (1985) encontró una relación muy estrecha entre la composición de las areniscas y al ambiente tectónico. A partir de esta observación dicho autor generó una serie de diagramas ternarios construidos con la metodología descrita anteriormente.

Los diagramas además de mostrar las variaciones de la composición de las areniscas en relación al ambiente tectónico, pueden resaltar alguna característica específica. Por ejemplo, en la Figura 4 indica el diagrama (Qt, F, L) las variaciones en el cuarzo total (Qt) refleja el grado de madurez de la arenisca. En el diagrama ternario (Qm, F, Lt) resalta la fuente de aporte. En el caso del diagrama (Qp, Lv, Ls), esta muestra la naturaleza de los fragmentos líticos (Lv=líticos volcánicos y Ls=líticos sedimentarios). El diagrama (Qm, P, F) hace énfasis en el tipo de grano mineral.

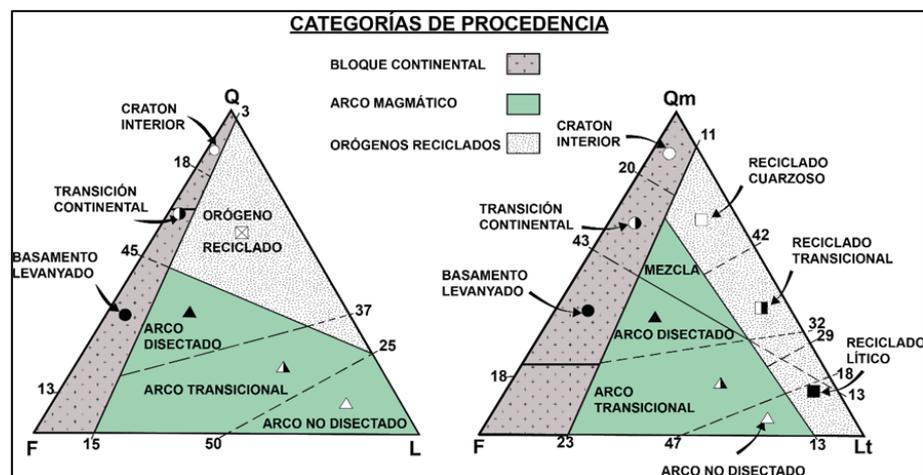


Figura 4. Distribución de las areniscas derivadas de diferentes procedencias con base en los diagramas ternarios (Q, F, L) y (Qm, F, Lt) de Dickinson (1985).

2.2.3. PROVENIENCIA SEDIMENTARIA

Es una técnica que trata de definir la roca del cual proceden las rocas sedimentarias en alguna cuenca mediante el análisis mineral de los sedimentos. El uso de este término

involucra la integración de diferentes métodos analíticos con el objetivo de conocer cuáles fueron los procesos que llevaron a la acumulación de estos sedimentos, por ejemplo, geoquímica, geocronología, análisis de minerales pesados, petrografía, termocronología, etc. (cf. Von Eynatten & Dunkl 2012), como se muestra en la Figura 5.

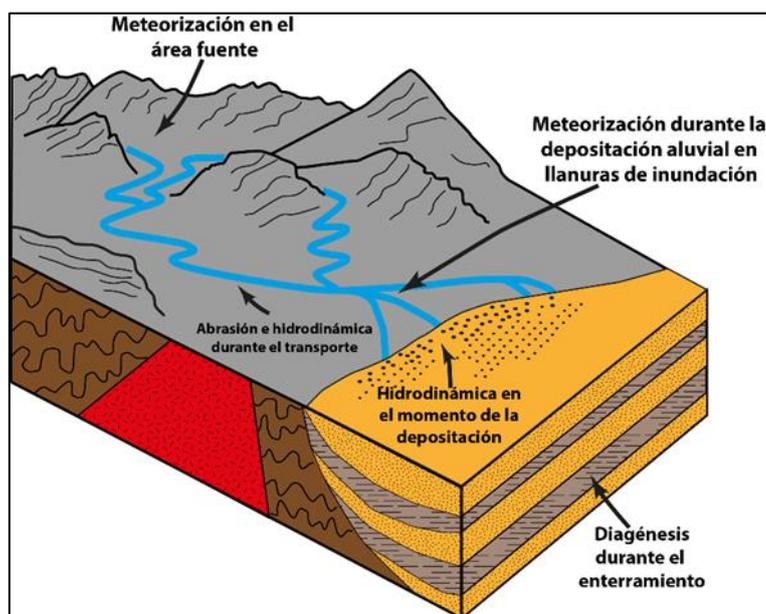


Figura 5. Este diagrama muestra los procesos por los cuales están controlados los minerales pesados, desde el lugar de la fuente hasta la depositación (tomado de Morton & Hallsworth, 1999).

La meteorización de la roca madre causa la modificación de la mineralogía de la roca fuente antes de la incorporación en el sistema de transporte a través de la disolución selectiva. Durante el transporte, los minerales se pierden de forma selectiva a través de la abrasión mecánica y la meteorización durante periodos de almacenamiento antes de la depositación.

Los procesos hidráulicos durante el transporte y en el momento de la depositación afectan en gran medida la abundancia relativa de los minerales con comportamientos hidráulicos diferentes. Por último, la diagénesis de soterramiento elimina selectivamente minerales inestables como resultado en el cambio drástico de las condiciones fisicoquímicas.

2.2.3.1. FACTORES ALOGÉNICOS QUE CONTROLAN CAMBIOS EN COMPOSICIÓN DE ARENISCAS

Siete principales procesos controlan cambios en la composición de las areniscas, factores que controlan la acumulación de los granos detríticos “exhumación (o unroofing)”, “ruptura química y física de la roca”, “cambios en el flujo de sedimentos”, los mecanismos que pueden llevar a generar nuevas formas de granos “banco colonizado por organismos”, “generación de granos químicos”, “vulcanismo” y el factor “cambios en la fisiografía de la fuente-cuenca” que puede desarrollarse como ambos componentes. Dada la diferente influencia en la generación de sedimentos y el aporte por tectonismo, variaciones de nivel del mar y clima en diferentes escalas de tiempo, algunos factores que influyen en la composición de los sedimentos pueden desaparecer o cambiar a una diferente posición (Amorosi & Zuffa, 2011).

2.2.3.2. FACTORES AUTOGÉNICOS QUE CONTROLAN CAMBIOS EN COMPOSICIÓN DE ARENISCAS

Entender los procesos autogénicos que influyen en la composición de petrofacies ayuda a reconstruir la evolución sedimentaria en una determinada área. Éstos factores actúan a escala local solamente, produciendo cambios en la composición de las areniscas que no tienen potencial de correlación significativa de un lado a otro en la cuenca, pero que pueden reflejar eventos de gran magnitud (Schumm, 1981). Los principales procesos autogénicos son detallados (Amorosi & Zuffa, 2011):

- Avulsión canal-fluvial y captura de río.
- Compactación sedimentaria y subsidencia diferencial.
- Mezcla de proveniencias y dilución sedimentaria.
- Clasificación hidráulica.

Los dos primeros factores se consideran en el detalle de las columnas estratigráficas y los dos últimos influyen directamente en la proporción de minerales pesados.

2.2.4. FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS

2.2.4.1. DEFINICIÓN DE FACIES

El estudio y la interpretación de composición, geometría, contenido de fósiles y asociaciones litológicas de rocas sedimentarias a escala afloramiento, sección o pequeños segmentos de una cuenca comprende el análisis de facies. El término original fue definido por Gressly (1838), como: «conjunto de características litológicas y faunísticas de una unidad estratigráfica que permite distinguirla de las adyacentes».

El concepto facies es definida en diferentes formas por diversos autores, pero de manera general se refiere a la suma de las características de una unidad sedimentaria (Middleton, 1973). Estas características incluyen las dimensiones, estructuras sedimentarias, tamaño de grano y tipos, color y contenido biogénico de la roca sedimentaria. Este concepto de facies no significa solamente describir rocas y agruparlas por las observaciones hechas en el campo, sino que dicha agrupación forma la base para la interpretación de los estratos de roca. Por tanto, de acuerdo con Selley (1970), definiremos facies como un conjunto de rocas sedimentarias que puede ser definido y separado de otros por su geometría, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles (Figura 6).

El término facies ha sido utilizado para referirse a diversas características de las rocas, en sedimentología tiene dos acepciones principales:

a) Descriptivo o empírico

La cual incluye a las litofacies y biofacies. Estos términos son usados al referirse a ciertos atributos observables en las rocas sedimentarias que pueden ser interpretados en

términos de depositación o procesos biológicos. Las litofacies enfatizan las características físicas de las rocas (composición química, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, geometría de la estratificación) que pueden presentar algún rasgo de procesos físicos o químicos que le dieron origen. Las biofacies se definen por organismos fósiles (plantas y animales). Representan asociaciones dentro de algún intervalo estratigráfico de algún género o especie y proporcionan información paleoecológica. Una roca sedimentaria puede ser descrita en términos de litofacies y biofacies. La suma de estas y otras características podría constituir las facies sedimentarias.

b) Interpretativo o genético

El término “facies” es usado generalmente para un conjunto de rocas que se piensa que han sido formadas dentro de condiciones similares. En este caso el nombre de la facies enfatiza, por ejemplo, procesos depositacionales específicos y se deben agrupar en asociaciones de facies, los cuales tienen una génesis común, que se interpretan como el producto de un medio o proceso sedimentario bien definido. Se enfatiza desde dos puntos de vista:

- Para Indicar situaciones de medio sedimentario (facies fluviales, facies de plataforma, facies pelágicas).
- Para denominar los materiales depositados en determinadas condiciones que se deducen a partir de su litología o contenido paleontológico (por ejemplo, facies de pizarras negras (medio pelágico)).

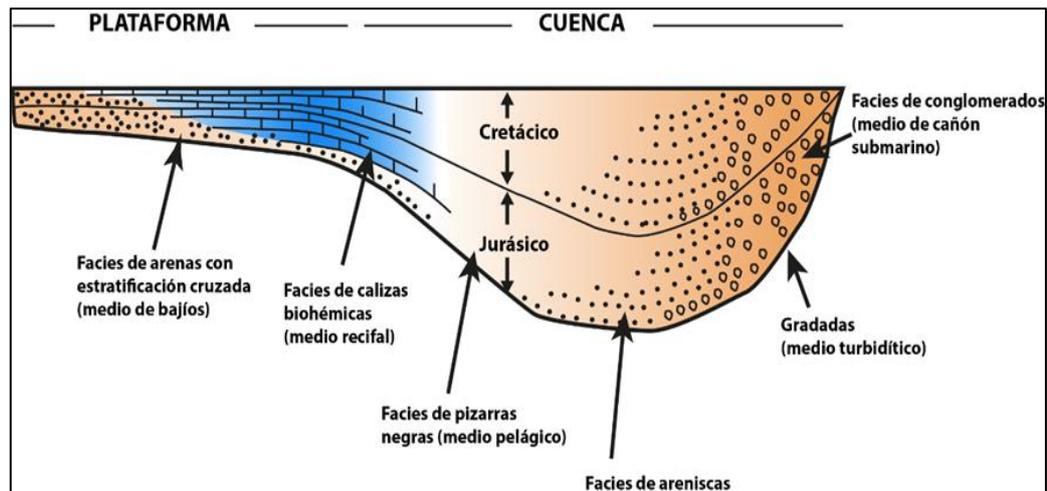


Figura 6. Relación entre medio, proceso, facies y tiempo en una cuenca sedimentaria teórica según Selley (1976)

Para facilitar la interpretación y relación de facies principalmente aquellas originadas en ambientes fluviales se usa una serie de códigos convencionales (Miall, 1996) (Tabla 4). El código de litofacies consiste de dos partes: una letra mayúscula para el tamaño del grano (G, gravas; S, arenas; F, finos) y una letra pequeña que indica una textura o estructura distintiva de cada Facie (Gt, gravas estratificadas con laminación oblicua; Sh, arenas laminadas; Fsm, finos masivos) (Puy, 2006).

Las características de las litofacies resultan de procesos físicos y químicos los cuales estuvieron activos en el tiempo de la depositación de los sedimentos y las biofacies proporcionan información acerca de la paleoecología durante y después de la depositación.

Con el conocimiento de las condiciones físicas, químicas y ecológicas es posible reconstruir el ambiente en el que se depositaron los sedimentos. Este proceso de análisis de facies (interpretación del estrato en términos del ambiente de depósito) puede ser considerado como parte central del objetivo principal de la sedimentología y la estratigrafía el cual es la reconstrucción del pasado.

Tabla 4. Códigos de abreviación de Facies

CÓDIGO DE LA FACIE	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	INTERPRETACIÓN
Gmm	Gravas masivas, matriz soportada	Gradación débil	Flujos de escombros plásticos
Gmg	Gravas matriz soportada	Gradación normal a inversa	Flujos de escombros pseudoplásticos (baja energía, viscoso)
Gci	Gravas clasto soportado	Gradación inversa	Flujos de escombros ricos en clastos (baja energía)
Gcm	Gravas masivas, clasto soportado		Flujos de escombros pseudoplásticos
Gh	Gravas ,clasto soportado	Capas horizontales, imbricación de clastos	Formas longitudinales
Gt	Gravas estratificadas	Laminación oblicua curva	Relleno de canales menores
Gp	Gravas estratificadas	Laminación oblicua planar	Formas transversales
St	Arena fina a gruesa	Laminación oblicua curva	Dunas de crestas sinuosas y lingoidales (3-D)
Sp	Arena fina a gruesa	laminación oblicua planar solitaria o agrupada	Formas transversales o lingoidales (dunas 2- D)
Sr	Arena muy fina a gruesa	rizaduras con laminación oblicua	Rizaduras (Regímenes de flujos bajos)
Sh	Arena muy fina a gruesa	Laminación horizontal	Flujos de capas planas (Flujo crítico)
Sl	Arena muy fina a gruesa	Bajo ángulo en Laminación oblicua (< 15°)	Relleno de canales
Ss	Arena fina a muy gruesa	Rellenos anchos y superficiales	Relleno de canal
Sm	Arena fina a gruesa	Masiva	Depósitos de sedimentos de flujos de gravedad
Fl	Arena, limo, lodo	Laminación fina, rizaduras pequeñas	Depósitos de canales abandonados, planicie de inundación
Fsm	Limo, lodo	Masivo	Depósitos de canales abandonados
Fm	Limo ,lodo	Masivo, grietas de desecación	Canales abandonados
Fr	Limo, lodo	Masivo, raíces, bioturbación	Depósitos de planicie de inundación
C	Carbón	Plantas	Depósitos de pantano
P	Paleosuelo, carbonato (calcita, siderita)	Rasgos pedogénicos	Suelo con precipitación química

FUENTE: (Miall, 1996).

2.2.4.2. ANÁLISIS Y CLASIFICACIÓN DE FACIES: ASOCIACIÓN DE FACIES

En el sentido interpretativo las facies pueden ser combinadas o agrupadas en asociaciones ya que representan varios tipos de eventos depositacionales que frecuentemente ocurren juntos en el mismo ambiente de depósito. Las facies se asocian para reconstruir los procesos depositacionales específicos y llegar a definir el ambiente.

Este término fue definido por Potter (1959) *“como una colección de atributos sedimentarios asociados por tener algo en común, incluyendo geometría, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipos de rocas, estructuras sedimentarias y fauna”*. Por lo tanto, la asociación de facies es definida como un grupo de facies genéticamente relacionadas a otro, las cuales tienen algún significado ambiental. La asociación de facies se basa en la observación y se expresa en forma de tablas, resúmenes estadísticos o en diagramas de ocurrencia (perfil vertical o bien conocidas como columnas estratigráficas).

Las facies pueden asociarse tomando en cuenta varios criterios (Miall, 1991):

- Ley de Walther (regla de la sucesión de facies).
- Origen de la ciclicidad (ritmos y ciclos).
- Métodos estadísticos (métodos de análisis de cluster).
- Método de análisis de elementos arquitecturales (límites de superficie, órdenes de magnitud, hidrodinámica de las estructuras sedimentarias).
- Sucesión de facies (definidas cuando una o más de sus características cambian progresivamente en una dirección específica, vertical o lateralmente (cambio progresivo de tamaño de grano) o (cambio en el espesor de las capas individuales).

- Secuencias estratigráficas (límites de discontinuidades, cambios en el nivel del mar).

2.2.4.3. DEFINICIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ELEMENTOS ARQUITECTURALES

El análisis de elementos arquitecturales es la base del razonamiento inductivo y consiste en el mapeo en dos o tres dimensiones de los afloramientos. La metodología de elementos arquitecturales se basa en dos conceptos:

a) Escala arquitectural

En el concepto de escala arquitectural los depósitos se encuentran caracterizados por un conjunto de litofacies y estructuras originadas en respuesta a los procesos que ocurrieron en una escala de tiempo particular y que son separados físicamente de otros por una jerarquía interna de superficies. (Allen, 1983; Alván & von Eynatten , Sedimentary facies and stratigraphic architecture in coarse-grained deltas: Anatomy of the Cenozoic Camaná Formation, Southern Peru (16°25'S to 17°15'S), 2014; Alván, Geodynamic significance of the Cenozoic deposits in the southern Peruvian forearc (16°25'S to 17°15'S): constraints by facies analysis and sediment provenance, 2015) fue el primero en desarrollar este concepto reconociendo tres órdenes principales de superficies limitantes.

Estas ideas fueron incorporadas por (Leeder, 1983) dentro de las jerarquías mencionadas anteriormente formalizando las diferencias en la escala temporal y física en Facies depositacionales de sedimentos clásticos:

- Microformas caracterizadas por una escala pequeña representada por laminación, rizaduras. La variación en la escala de tiempo es del orden de segundos a horas.

- Mesoformas caracterizadas por una escala temporal media semanas o meses, representada por barras transversales y lingoidales, se forman en respuesta a lo que (Leeder, 1983) denominó, “eventos dinámicos”, tales como huracanes, periodos de inundación y tormentas eólicas.
- Macroformas representan un largo tiempo de acumulación de sedimento, decenas de años a miles de años en respuesta a controles tectónicos geomorfológicos y climáticos, caracterizados por canales principales, barras complejas y límites de superficie.

b) Elemento arquitectural

Por el concepto de elemento arquitectural el cual es definido como un litosoma caracterizado por una geometría, composición de facies y escala producto de un proceso particular o un conjunto de procesos que ocurrieron dentro de un sistema depositacional y se interpreta en términos de cambios climáticos y tectónicos a través del tiempo.

(Miall, 1985) propuso una serie de elementos arquitecturales sobre la base de los siguientes elementos descriptivos:

- naturaleza de las superficies limitantes
- geometría externa del depósito
- escala (espesor y extensión lateral)
- litofacies presente
- geometría interna
- orientación de paleocorrientes

(Miall, 1985) describió ocho elementos básicos (Figura 7), canales, barras y formas de gravas, formas arenosas, macroforma con acreción río abajo, acreción lateral,

sedimentos de flujos de gravedad, arenas con laminación paralela y depósitos finos de desbordamiento.

Elemento	Símbolo	Principales asociaciones de Facies	Geometría y relaciones	Figura
Canales	CH	Ninguna combinación	Lentes o capas base erosiva concava altamente variables	
Barras y otras formas de gravas	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes generalmente cuerpos tabulares comunmente intercalados con SB	
Formas arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas aparecen como canales de relleno, barras menores crevasse splays	
Macroforma acreción río abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Sss	Lentes planos base canalizado superficie de erosión interna de tercer orden, convexo	
Acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, menos común Gt, Gp	Capas, lóbulos caracterizado por superficies de tercer orden de acreción lateral	
Sedimentos de flujos de gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas intercalados con GB	
Arenas con laminación paralela	LS	Sh, Sl, Menor Sp, Sr	Capas con laminación	
Depósitos finos de desbordamiento	FF	Fm, Fl	Capas comúnmente intercaladas con SB pueden rellenar canales abandonados.	

Figura 7. Elementos arquitecturales básicos para depósitos fluviales de Miall (1985). Sus facies internas son: FI, Arenas y lutitas con laminación y pequeños ripples; Gm, Gravas masivas; Gms, Gravas soportadas por la matriz; Gp, Gravas con estratificación cruzada planar; Sh, Arenas con laminación horizontal; Sl, Arenas con laminación cruzada de bajo ángulo (< 15°); Sm, Arenas masivas o con grano selección positiva; Sp, Arenas con estratificación cruzada planar; Sr, Arenas con estratificación cruzada debida a ripples; St, Arenas con estratificación cruzada.

2.2.4.4. AMBIENTE SEDIMENTARIO

Un ambiente depositacional, ambiente sedimentario o medio sedimentario es un segmento de la superficie terrestre donde se acumulan los sedimentos y experimentan interacción con agentes atmosféricos (Figura 8).

En este sentido, Selley (1970) menciona que la superficie terrestre tiene agentes físicos, químicos y biológicamente diferente a las áreas adyacentes, mientras tanto para Krumbein & Sloss (1963) refiere que es un complejo de condiciones físicas, químicas y biológicas bajo las que se acumulan sedimentos y que en gran parte determinan sus propiedades. Se considera que esta última declaración resalta más el proceso sedimentario, mientras tanto Selley destaca la localización o área geográfica.

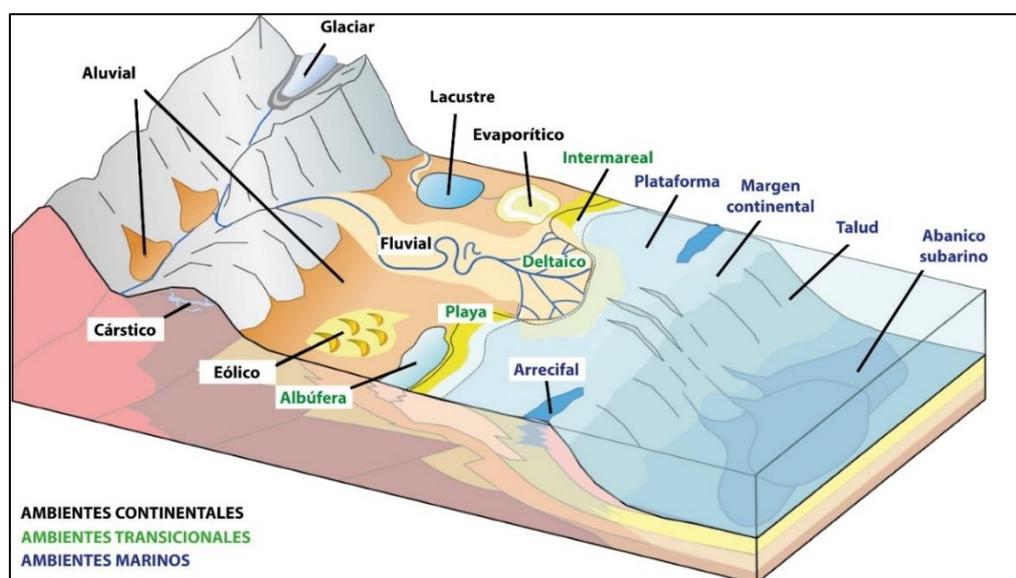


Figura 8. Esquema tridimensional generalizado de ambientes de depositación sedimentaria, continental transicional y marino modificado de (Reading, 1996)

De acuerdo a la definición de Reineck (1973), un ambiente sedimentario “es el conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas que determinan las características particulares de un sedimento o roca sedimentaria y es diferenciable de los ambientes adyacentes”; por lo tanto, estas interacciones se reflejan en estructuras sedimentarias y elementos arquitecturales (cf. Miall, 1996). Esta tesis considera esta última definición como la más adecuada.

Las condiciones ambientales de un ambiente sedimentario determinan la naturaleza de los sedimentos que se acumulan. Por tal motivo, se estudian las

características de los sedimentos en los ambientes depositacionales actuales, porque los rasgos que encuentran también pueden observarse en rocas sedimentarias antiguas.

El conocimiento minucioso de las condiciones presentes en la actualidad, ayuda a reconstruir los ambientes antiguos y las relaciones geográficas de un área en el momento en que un conjunto concreto de capas sedimentarias se depositó.

Los ambientes sedimentarios suelen estar localizados en una de las siguientes tres categorías: continental, marina o de transición. Cada uno produce una roca o una agrupación sedimentaria característica que refleja las condiciones predominantes.

2.2.4.5. AMBIENTES FLUVIALES

Corresponden a una de las formas más comunes de sedimentación cuyas formas acanaladas y poder de erosión le confieren la capacidad de transportar sedimentos desde un punto de mayor a menor gradiente.

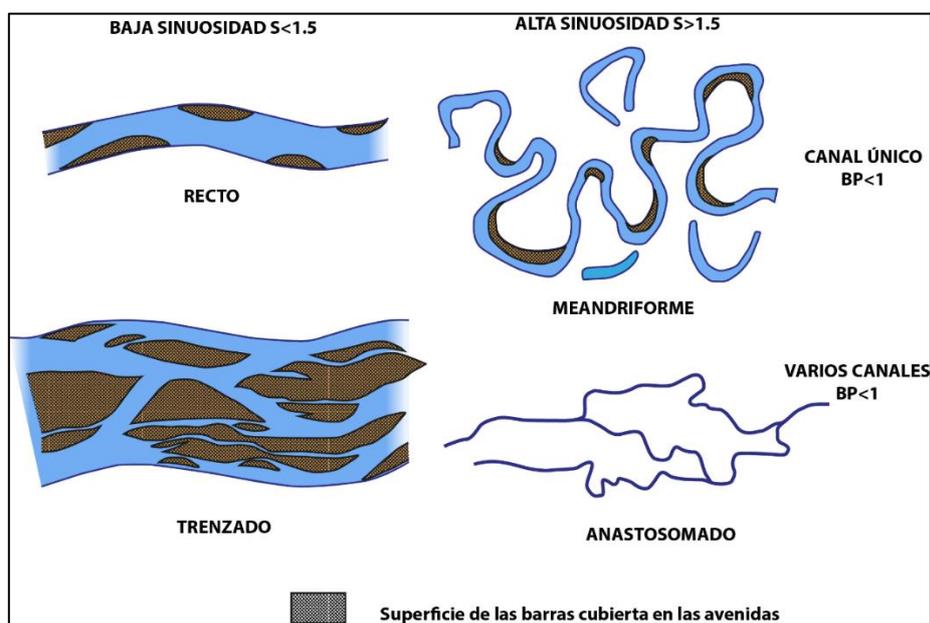


Figura 9. Principales tipos de ríos en función del número de canales (parámetro de trenzamiento, BP) y de la sinuosidad (S). (Miall, 1977), tomado de Arche (2010)

De acuerdo con la morfología del canal los ríos se dividen en cuatro tipos básicos Cant (1982): i) rectilíneos, en los que no hay barras y son de baja sinuosidad ($< 1,5$), ii)

meandriformes, con canales de alta sinuosidad, iii) anastomosados, caracterizados por presentar varios canales que se dividen y juntan a lo largo del río de alta sinuosidad y iv) entrelazados o entrenzados con canales de baja sinuosidad y barras en torno a las cuales el flujo se reúne y se bifurca alternativamente (Figura 9).

Ríos entrenzados (braided rivers)

Se define a un río entrenzado o braided como “un río con una única faja de canales con múltiples cauces o thalwegs”. Es decir, es un río monocanalizado con múltiples cauces, los cuales están separados por pequeñas barras o islas de carácter transitorio o efímero, denominadas barras longitudinales o braid bars (Bridge, 2003).

Los flujos de corrientes entrelazados aumentan por el proceso de acreción vertical (río abajo), especialmente en los ríos intermitentes, los cuales, después de las crecidas, descargan grandes volúmenes de sedimentos y obstruyen los canales. De acuerdo a la Figura 10, al producirse una reducción gradual en la velocidad de la corriente, se inicia una gradación (grueso en la base y fino hacia la cima) en cada unidad sedimentaria, así como también una disminución en la magnitud de las estructuras sedimentarias. Los ríos entrenzados suelen formarse en pendientes moderadas a fuertes, con frecuencia de granos gruesos y con mayor cantidad de superficies erosivas. Los sedimentos acumulados por las corrientes entrelazadas son de excelente calidad por lo que al diagenizarse forman excelentes rocas almacén; típicamente son muy porosas y permeables; la existencia de barreras de buena permeabilidad o con restricción al flujo de los fluidos, es mínima.

La elaboración de modelos fluviales, de igual modo, parte de la confrontación de depósitos sedimentarios antiguos y recientes.

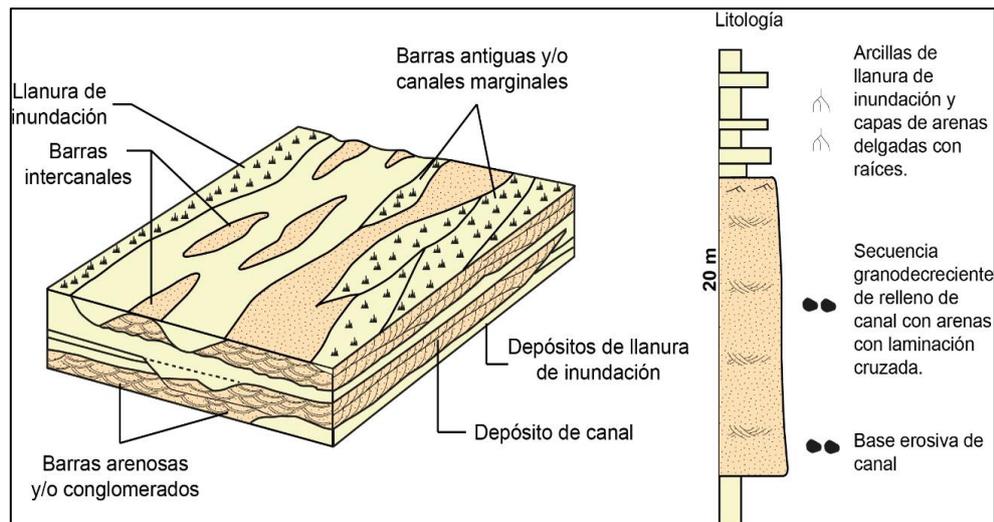


Figura 10. Morfología fluvial generalizada cuyo registro estratigráfico corresponde a una secuencia grano decreciente, tomado Nichols (2009).

2.2.4.6. AMBIENTE DELTAICO

Jaillard (1993) definió detalladamente las partes de un delta como un complejo de medios sedimentarios (Figura 11) ubicados en la desembocadura de un río dentro del mar (o de un lago); generalmente está limitada por relieves empinados, caracterizados por depósitos conglomerádicos de conos aluviales o de ríos entrenzados. En las partes más distales, el relieve es menos pronunciado, y se desarrollan llanuras aluviales que pueden ser la sede de importantes acumulaciones fluviales por agradación vertical en períodos de subsidencia. En dicha zona se encuentran los depósitos fluviales clásicos, sea bajo la forma de canales arenosos meandriformes en llanuras arcillosas, sea bajo la forma de canales entrenzados. Cuando los ríos desembocan en el mar, las corrientes fluviales desaceleran bruscamente, debido a su dispersión. Eso provoca el depósito de la mayor parte de los sedimentos cargados por el río, edificando el delta. A medida que se acumulan sedimentos, el delta progresa hacia el mar, adquiriendo así una organización morfológica característica con tres medios principales, que son de arriba hacia abajo la llanura deltaica, el frente deltaico y el prodelta.

Los rasgos comunes de casi todos los deltas son debido a i) la dinámica de un río en una superficie llana edificada por el delta mismo, ii) la abundancia del aporte sedimentario que provoca la progradación y migración del delta, iii) sobrepeso inducido por la alta tasa de sedimentación, y iv) a factores comunes a todos los mares, como son las mareas y las olas

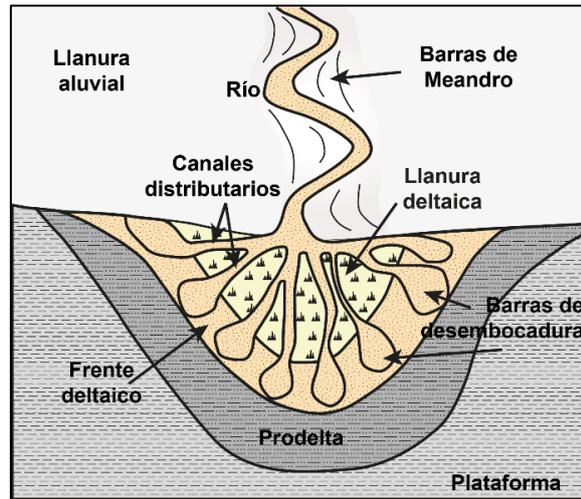


Figura 11. Morfología de los medios de un delta.

La **llanura deltaica** está cortada por una red de brazos fluviales más o menos bifurcados, llamados canales distributarios, que irradian desde el río principal.

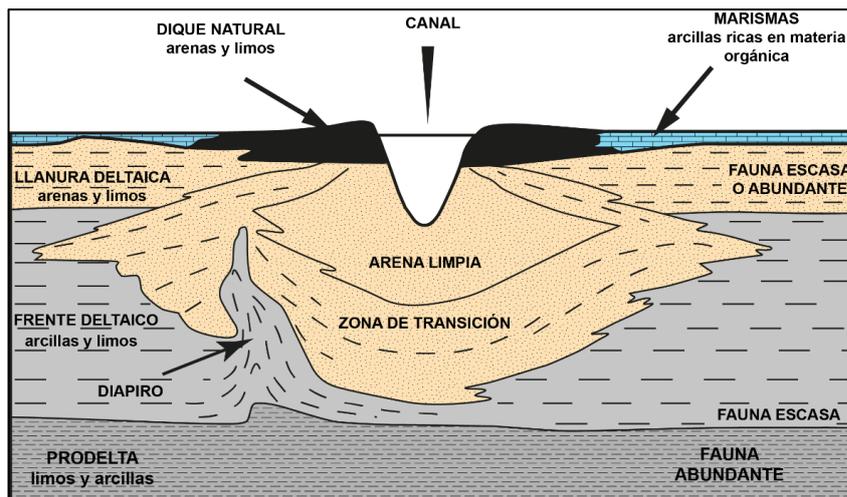


Figura 12. Geometría y características en un delta (Fisk, 1961), tomado de Arche (2010)

Transportan el agua y los sedimentos fluviales hacia las desembocaduras del delta, y están caracterizados por depósitos arenosos (Figura 12). En zonas con clima árido, la

vegetación es más escasa o aún ausente y la llanura deltaica intercanal está compuesta de arcilla y evaporitas.

El frente deltaico en la Figura 12 es una plataforma marina somera que bordea la llanura deltaica, donde se acumula una gran parte de los sedimentos llevados por los ríos distributarios. En las zonas de desembocadura, los sedimentos son generalmente arenosos y forman barras de desembocadura que progradan sobre las arcillas más externas del prodelta. Las facies y la geometría de dichas barras varían con el tipo y la intensidad de los procesos sedimentológicos costeros dominantes. Hacia el mar y entre las desembocaduras, los sedimentos se vuelven más finos y arcillosos.

La parte inferior tiene abundante fauna bentónica (por ejemplo, anélidos, lamelibranquios, entre otros) y su actividad puede destruir por completo la textura original de los sedimentos; estas faunas tienen características salobres y aprovechan la gran cantidad de nutrientes aportados por ríos.

El prodelta constituye la parte más externa y profunda del delta. En la figura 12 muestra la sedimentación está caracterizada por depósitos finos (limos y arcillas) con carácter marino. El prodelta forma la base del edificio deltaico y descansa sobre la plataforma continental.

con fauna abundante y diversificada, son enteramente marinas y ocasionalmente hay niveles con bioturbación intensa. Comúnmente, en estos ambientes el contenido de materia orgánica es alto.

2.2.5. TRANSGRESIÓN Y REGRESIÓN

Los conceptos de transgresión y regresión se usan en la estratigrafía desde los comienzos de la misma como ciencia. Grabau (1913) utilizaba estos dos términos para denominar "cambios en los que una formación se extiende más allá de los límites subyacentes".

Este autor al hablar de extensión se refería a los sedimentos marinos y diferenciaba dos tipos de procesos: transgresión y regresión, para el aumento y disminución, respectivamente, de extensión de los mares. Las relaciones, tanto verticales como horizontales, entre depósitos permitirán llegar al conocimiento de las etapas transgresivas y regresivas (Figura 13).

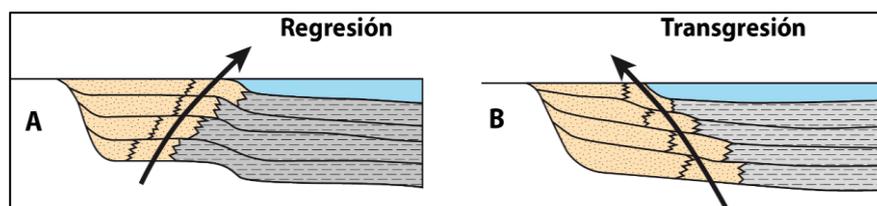


Figura 13. Esquema durante el proceso de regresión y transgresión. El lado continental se halla al lado izquierdo de las figuras. En A: Regresión. En B: Transgresión

2.2.5.1. REGRESIÓN

Se define como un "movimiento horizontal mar adentro de la línea de costas" o "como un avance o extensión de áreas con depósito costero y/o continental sobre áreas anteriormente ocupadas por el mar debido a un descenso brusco del nivel relativo del mar". La progradación es el patrón característico de la regresión

2.2.5.2. TRANSGRESIÓN

Se define una como un "movimiento horizontal tierra adentro de la línea de costas" o "como un avance o extensión del mar sobre áreas en las que anteriormente había depósito (o erosión) continental debido a una elevación brusca del nivel relativo del mar". La retrogradación (migración de las facies hacia el continente) es el patrón característico de la transgresión.

2.2.6. GEOMETRÍAS DEPOSITACIONALES: RETROGRADACIÓN, AGRADACIÓN Y PROGRADACIÓN

Existen otros conceptos importantes que se relacionan con la Transgresión y Regresión.

2.2.6.1. RETROGRADACIÓN

Crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el exterior de la cuenca, se presenta asociados a facies proximales.

2.2.6.2. AGRADACIÓN

Crecimiento gradual vertical de un cuerpo sedimentario por superposición de estratos, asociado a facies intermedias

2.2.6.3. PROGRADACIÓN

Crecimiento gradual de los cuerpos sedimentarios hacia el interior de la cuenca, se presenta en facies distales.

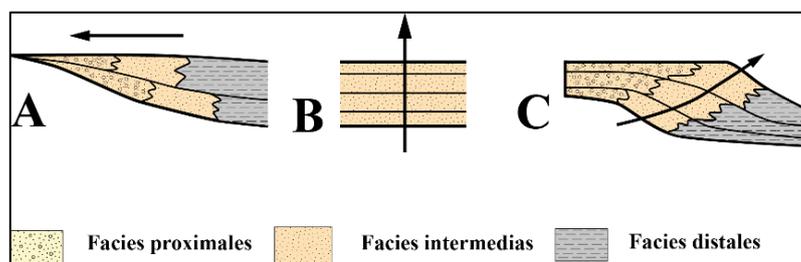


Figura 14. Esquema de procesos de migración de sedimentos. En A: Retrogradación. En B: Agradación. En C: Progradación

2.3. CONDICIONES CLIMÁTICAS

2.3.1. CLIMA Y VEGETACIÓN

De acuerdo al SENAHEMI (Perú), actualmente toda la Provincia de Islay comprende un clima desértico (soleado y seco) donde la temperatura media anual es de solamente 19°C. Mientras más próximo al litoral las temperaturas son aún más bajas, promediando 15° a 16° C. La humedad ambiental es alta durante todo el año, caen lloviznas suaves, principalmente entre julio y octubre, cuando el cielo está encapotado con nubosidad baja durante la mayor parte del tiempo. Estas precipitaciones ligeras, dan un acumulado anual promedio de menos de 20 mm en Mollendo. Las condiciones en el Cadena costanera, prevalece un clima soleado y seco durante todo el año. Las

precipitaciones son prácticamente nulas, con un promedio anual de menos de 5 mm. No obstante, su altura, de más de 1000 m sobre el nivel del mar, el promedio anual de la temperatura ambiental en las pampas es de 18° C, casi igual al de Mollendo, pero con oscilaciones diarias mucho más amplias.

La vegetación arbustiva presente, el sauce (árbol típico), tara y molle, cerca del río tambo matorrales (chilco, toñuz), plantas herbáceas (sunchos, verbenas) y especies cactáceas y bromeliáceas, y los cultivos presentes en el valle del río tambo el principal cultivo presente es el arroz, caña de azúcar, maíz, ají, papa, camote y hortalizas (Figura 15).

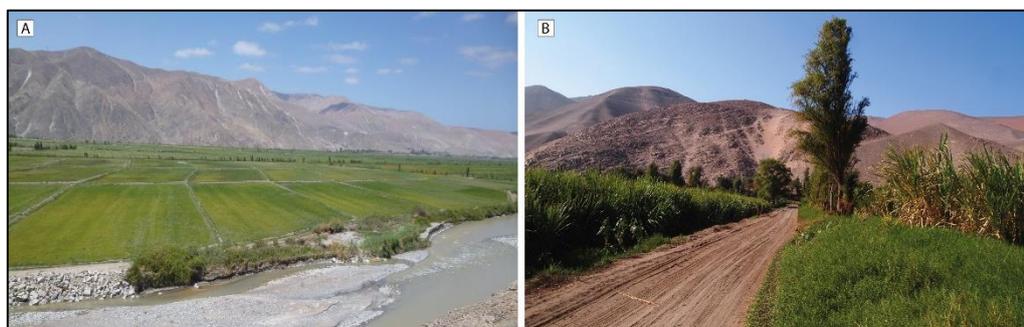


Figura 15. Vegetación en el área de estudio. En A: Cultivo de arroz principal actividad económica del Valle de Tambo. En B: Vegetación Arbustiva y cultivo de caña de azúcar, al suroeste de la localidad de Chucarapi.

2.4. MARCO GEOMORFOLÓGICO

La zona de estudios se encuentra ubicada en una región de morfología variada. Bellido & Guevara (1963) identificaron las unidades geomorfológicas regionales, siendo estos (i) litoral, (ii) cordillera de la costa, (iii) llanura costanera y (iv) cordillera occidental. Todas estas unidades tienen una orientación principal NO-SE. Además, existe, el valle de tambo transversal a la cordillera de la costa en donde discurre el río del mismo nombre (Figura 19).

2.4.1. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Véase la Figura 19 para mayores detalles.

2.4.1.1. VALLES



Figura 16. Vista al SE desde la localidad de Laja, se observa el valle de Tambo.

El valle que forma el río Tambo, es el más importante en el área de estudio, que se forma en la cordillera Occidental por la alimentación de las lluvias. Discurre con dirección suroeste atravesando el borde oeste de la cordillera Occidental, Planicie Costanera, Cordillera Occidental y el Litoral. Este valle presenta laderas con fuerte pendiente en “V” a lo largo cordillera occidental y planicie costanera. Hacia la Cordillera la costa y el litoral en este sector donde la amplitud del valle es mayor, suave pendiente hacia el lado noroeste y una topografía abrupta hacia el sureste del Valle de Tambo. En éste último se desarrolla zonas propicias para la actividad principal que es la agricultura el “Valle de Tambo” (Figura 16). Los demás valles intermedios que disectan la zona de estudio están secos dentro de estos valles tenemos a la Quebrada Huayrondo que se encuentra al NE de la zona de estudio.

2.4.1.2. LITORAL

Esta unidad forma parte de la cadena Costanera, la cual está orientada NO-SE, igual que los Andes del sur de Perú. El litoral se extiende entre la orilla del mar y el flanco marítimo de la cadena costanera a 400 msnm, el cual comprende una faja de 6 km de ancho. Adyacente a la orilla del mar “Pampa cardones” (Figuras 17C y 17D), se levanta

a manera de terrazas que no sobrepasan los 80 metros de altura, que están constituidos de depósitos marinos deltaicos y fluviales (Peña et al., 2004). Se desarrollan ampliamente en el curso del río Tambo, enormes terrazas en ambos lados del río, constituidas de estratos de areniscas grisáceas con canales de conglomerados e intercalados de lodolitas, cubiertas por estratos potentes de conglomerados, capas de ceniza y depósitos cuaternarios, formando una enorme planicie llamado “Pampa el Alto” (Figuras 17A y 17B). Se tiene además otras planicies ubicadas más hacia el sur tales como la Pampa Cantera y la Pampa de Amancaes.



Figura 17. Litoral. En A: Vista con dirección sureste en cercanías de Cocachacra y La Curva, donde observa una terraza de 200 metros cubierta por depósitos cuaternarios formando planicies. En B: Vista con dirección noreste desde la Pampa Alto, se observa una planicie el cual delimita con la Cordillera de la Costa. En C: Terrazas fluvio-deltaica en la Quebrada Cantera. En D: Pampa Cardones a orillas del mar.

2.4.1.3. CORDILLERA DE LA COSTA

La Cordillera de la Costa tiene una orientación de NO-SE, como componente de los Andes Centrales del sur de Perú (Bellido, 1979) comprende elevaciones de 900 y 1200 msnm (Chacón, 1995). En el sur del Perú, precisamente en el cuadrángulo de Punta de Bombón (35s), la Cordillera de la Costa está conformada por rocas metamórficas e intrusivas, tales como gneis y esquistos asociados a intrusivos de granitos rojos y dioritas

gnéicas del Batolito de San Nicolás (o Complejo Basal de la Costa) (Chacón, 1995; Bellido & Narváez, 1960).

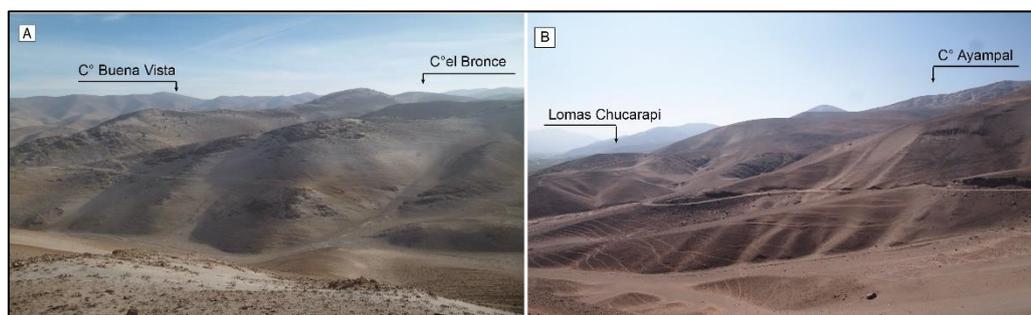


Figura 18. Cordillera de Costa. En A. Vista al suroeste desde (UTM 208353E/8118595N), donde se observa la sucesión de cerros bajos (Buena Vista y el Bronce) en forma redondeada. En B. Vista del flanco noreste del cerro Ayrapal, presenta una topografía irregular.

Al noroeste del río Tambo, estas rocas presentan un aspecto ondulado suavemente que es caracterizado por gneises graníticos, intrusivos del Paleoproterozoico y rocas sedimentarias Paleozoicas, como se puede observar en el Cerro Bronce y Cerro Buena Vista (Figura 18A) en cambio al SE del río de Tambo paralelo al litoral se presenta una topografía irregular con estribaciones que terminan en acantilados caracterizado por que se componen de rocas volcánicas Jurásicas, Lomas de Chucarapi y Cerro Ayrapal (Figura 18B).

2.4.1.4. PLANICIE COSTANERA

Está ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Presenta elevaciones entre 400 y 1500 msnm con una orientación NO-SE. Su formación está asociada a la orogenia de los Andes (Petersen, 1954). Las planicies costaneras están limitadas por la Cordillera de la Costa hacia al este y la Cordillera Occidental hacia el oeste. Presenta un relieve moderado y clima desértico, y está relleno por sedimentos acumulados en una cuenca lacustrina antigua (Cuenca Cenozoica Moquegua, Marocco et al., 1985). En tales rellenos, según estos autores, la secuencia inferior consiste en areniscas, limolitas y arcillas separado de la secuencia superior por una leve discordancia

angular. La secuencia superior está conformada por gruesos depósitos aluviales, evaporitas, calizas y volcánicos (Palacios, 1995; Petersen, 1954; Ramirez, Alván, Sánchez, & Bustamante, 2016; Reading, 1996; Rivera, 1950; Roperch, y otros, 2006; Rüegg, 1952; Stewart, Evernden, & Snelling, 1974; von Eynatten & Gaupp, 1999), y afloran en Pampas Colorada y Pampas Clemesí.

2.4.1.5. CORDILLERA OCCIDENTAL

Es una cadena montañosa de orientación de NO-SE, que varía hacia el Oeste en cerca de la deflexión de Abancay y Huancabamba. Presenta elevaciones entre 3000 y 4000 m.s.n.m. Presenta relieve accidentado, drenaje fluvial alto, pendientes fuertes. En la zona del sur peruano está conformada de rocas volcánicas post fase de la tectónica de Inca, se intercalan con secuencias sedimentarias continentales estos han sido depositados en ambientes lacustrinos que abarca desde Tacna hasta Ayacucho, donde se presentan los conos volcánicos Neógeno-Cuaternario (Palacios, 1995). En el sur del Perú (Arequipa), está relacionado al control estructural SFCLLI, el cual, durante el Eoceno, por inversión tectónica del SFCLLI, se logra elevar más la cordillera occidental, coetáneamente a este levantamiento se depositan sedimentos en la Cuenca Moquegua producto de la erosión de la Cordillera Occidental (Decou et al., 2011; Acosta et al., 2012).

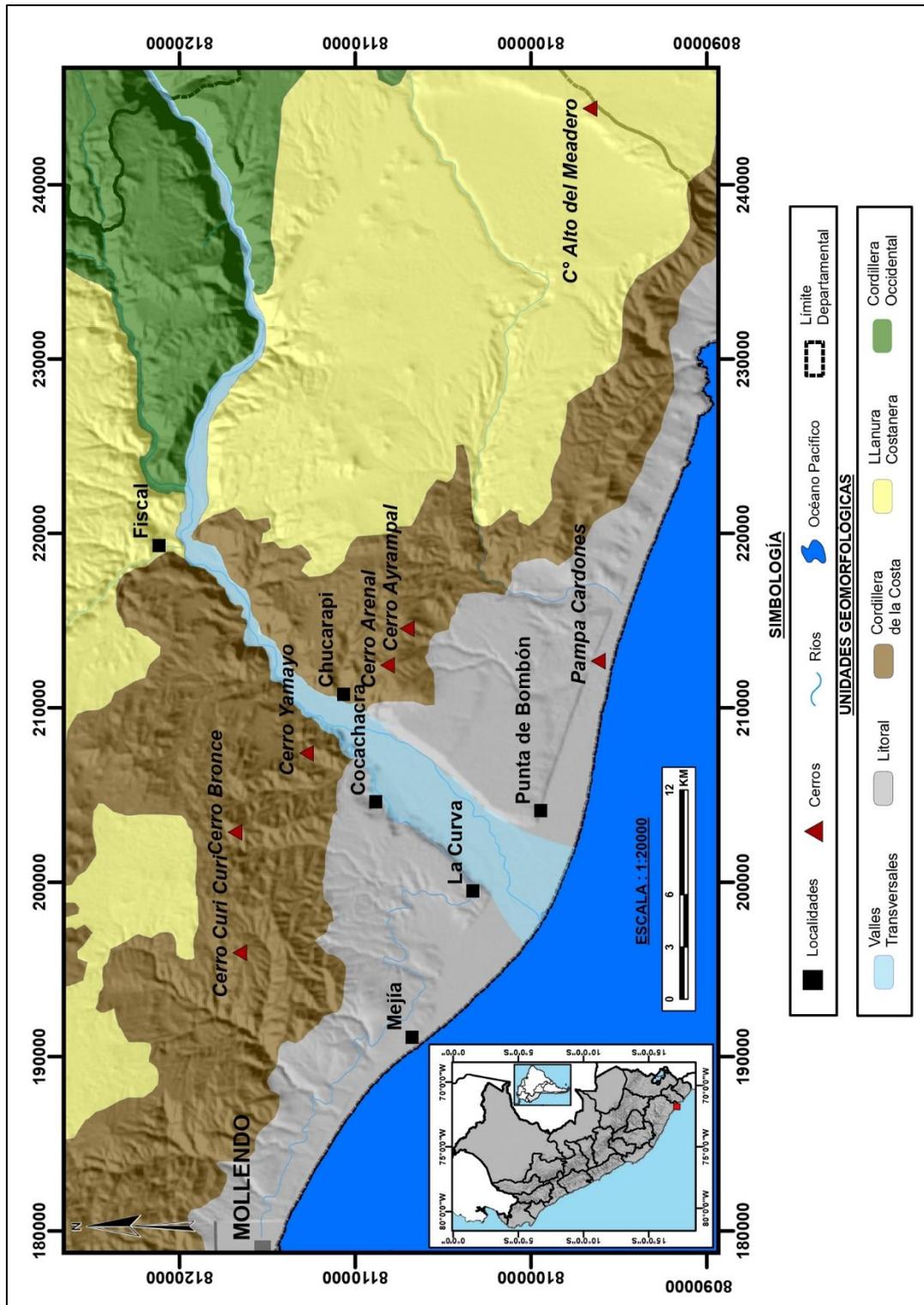


Figura 19. Unidades geomorfológicas en el sur de Perú modificado de (Bellido, 1979; Benavides, 1999)

2.5. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

El área de trabajo corresponde al Cuadrángulo de Punta de bombón, en el cual afloran rocas que van desde el Paleoproterozoico hasta el Cenozoico, cubierto por un material no consolidada que corresponde al periodo Cuaternario como se muestra en la Figura 25, modificado de Bellido & Guevara (1963) y Alván (2015).

2.5.1. COMPLEJO BASAL DE LA COSTA (PALEOPROTEROZOICO)

El cual consiste de rocas metamórficas e intrusivas. Aflora en el cuadrángulo de Punta de Bombón y Clemesí entre las localidades de Mollendo y el valle del río tambo y al norte de Ilo, paralelo al litoral. Litológicamente consiste en gneis graníticos de color gris verdoso con bandas claras (leucosomas) compuestas de plagioclasas, feldespatos y cuarzos alineados, intercaladas con bandas oscuras (mesosomas) (Figura 20A) con inclusiones de pirita, clorita, titanita, rutilo y zircón (Bellido & Guevara, 1963). Estas rocas se encuentran intruídas por diques de granitos pegmatíticos (Figura 20B) compuestos de ortosa, microclina, cuarzo, plagioclasa y como accesorios se tiene magnetita, clorita y hematita (Bellido & Guevara, 1963).

Según Stewart & Snelling (1974), Cobbing et al., (1977); Cordani et al., (1985) y Loewy & Dalziel (2004), la edad de los gneis graníticos del Complejo Basal de la Costa se considera del Paleoproterozoico, mediante la edad isotópica de K-Ar, Rb-Sr y U-Pb en rocas zircones y biotitas.

Martignole & Martelat (2003) subdividieron el Bloque Mollendo-Camaná (BMC), Parte norte (Camaná, Quilca, Arantas y Pampa Blanca) y Parte sur (Mollendo y Cocachacra). Estos bloques están caracterizados por su alto grado de metamorfismo (UHT por sus siglas en ingles), El bloque del sur parece estar dominada por un protolito cuarzo-feldespático que dan una edad de alrededor de 1.9 ± 0.1 Ga en base a edades de (U-Pb y U-Th-Pb) debido a las elevadas temperaturas superiores a 1000°C y presiones

alrededor de 1.2 Gpa, rejuveneció alrededor de 1.0 Ga produciéndose la tendencia de ortopiroxenos, sillimanitas, feldespatos potásicos y granates durante un evento metamórfico regional de alto grado.

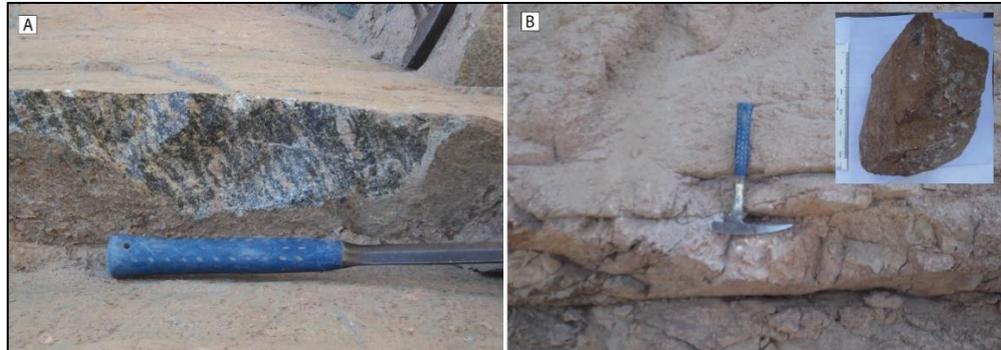


Figura 20. En A. Al noroeste de la localidad de la Ensenada, se observa, afloramiento de gneis con estructura bandeada, presenta bandeamientos de cuarzo, ortosa y máficos. En B. Al sureste de Mejía, se observa Afloramiento de granito de color rosácea rojiza, textura fanerítica de grano muy grueso, con fenocristales ortosa 55%, cuarzo 40% y moscovita 5%.

2.5.2. GRUPO CABANILLAS (PALEOZOICO)

Inicialmente en cercanías a las localidades de Cocachacra y Fiscal (Bellido & Guevara, 1963) cartografiaron como “Conglomerado Pocoma”, “Lutitas Cocachacra” y el “Grupo Yamayo”, según la litología y el contenido de fauna fósil (Valencia & Chacaltana., 2000) lo consideraron a estas unidades estratigráficas como Grupo Cabanillas.

Según estos autores, el Grupo Cabanillas, presenta en la base conglomerados en intercalaciones de cuarcitas blancas, areniscas cuarzosas rojizas, limolitas negras, lutitas silisificadas y en las cuales colectaron braquiópodos, pelecípodos, cefalópodos de edad devoniana, para la presente tesis se considera la denominación que realizaron (Sánchez et al., 2000) y (Valencia & Chacaltana, 2000) como Grupo Cabanillas.

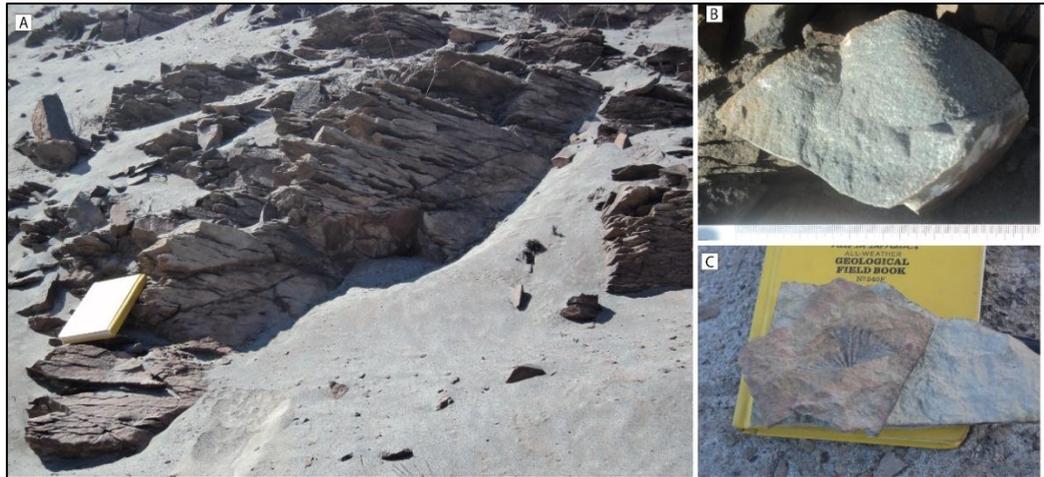


Figura 21. Al noroeste de la localidad de Fiscal (vista tomada al noroeste). Afloramientos de rocas del Grupo Cabanillas. En A: El afloramiento está compuesto por estratos de areniscas cuarzosas de grano fino gris verdosas y limolitas gris oscuras. En B: Arenisca cuarzosa gris verdosa, textura granular de grano fino a medio. En C: fósil (braquiópodo) se encuentran en limolitas gris claro.

2.5.3. FORMACIÓN CHOCOLATE (JURÁSICO INFERIOR)

Litológicamente está formada por andesitas y dacitas, aglomerados volcánicos y brechas de tonalidades marrones. En el Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) la Formación Chocolate aflora entre los cerros Ronjadero, Laguna, Ayrampal y Santa Rosa, Cerro Caraquen (noroeste de Cocachacra) y en el Cuadrángulo de Clemesí (35t), precisamente en el extremo suroeste de cuadrángulo, entre los cerros Jaboncillo y Cuchilla de Alfaro y la localidad Hierba Buena (suroeste de Clemesí).

En cercanías de la hacienda Chucarapi, Bellido & Guevara (1963) describieron a las rocas de la Formación Chocolate como lavas andesitas porfíricas con fenocristales de oligoclasa parcialmente sericitizadas y con abundantes inclusiones de biotita, piroxeno, titanita y corindón.

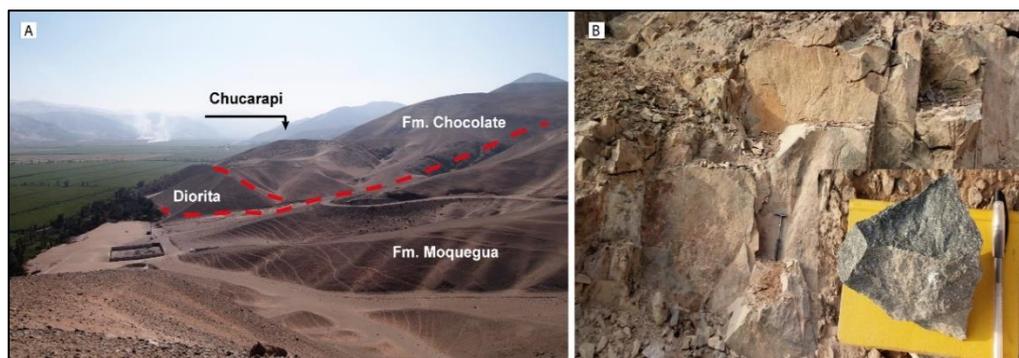


Figura 22. Afloramiento de la Formación Chocolate. En A: Vista del flanco noroeste del Cerro Ayrapal, donde se observa los contactos entre las Formaciones Chocolate y Moquegua, además el afloramiento de una roca intrusiva de la Super Unidad Punta Coles. En B: Al noroeste de Chucarapi, afloramiento de lavas de composición andesítica de la Formación Chocolate de color gris verdosa, textura afanítica con cristales de PGLs, ANFs, PXs y ep.

2.5.4. FORMACIÓN GUANEROS (JURÁSICO MEDIO-JURÁSICO SUPERIOR)

La Formación Guaneros aflora en ambos flancos de la Quebrada Guaneros en el cuadrángulo de Clemesí (35t). La Formación Guaneros han sido descritas por estos autores como una secuencia mixta compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas. Las sucesiones sedimentarias consisten principalmente de areniscas y ocasionalmente lutitas con fósiles y las secuencias volcánicas están conformadas por aglomerados volcánicos y brechas volcánicas andesíticas.

De igual manera, en el cuadrángulo de Punta de Bombón (35s), Sánchez et al. (2000) describieron y dividieron esta unidad en dos miembros, (i) el miembro inferior compuesto por intercalaciones de lutitas y areniscas cuarzosas conteniendo ammonites del Calloviano, y (ii) el miembro superior, compuesto por andesitas y dacitas de color violáceo. Según Martínez et al. (2004).

La Formación Guaneros se debe dividir en dos miembros, (i) la inferior consiste en areniscas, calizas con fósiles marinos callovianos y algunas intercalaciones de andesitas, (ii) la parte superior consiste en rocas volcánicas porfíricas grises a rojas,

cortadas al tope por una discordancia angular donde yacen conglomerados del Grupo Toquepala. Es necesario resaltar que en los pueblos de Chala y Rio Grande (Cuadrángulo de Chala, 32ñ), Romeuf (1994) estudiaron las rocas volcánicas de la Formación Rio Grande y las comparó en cronología, litología y composición química con la Formación Guaneros. Según Acosta & Alván (2008), la Formación Guaneros en la localidad tipo (Quebrada Guaneros), basándose en teorías de sistemas de cabalgamientos en la Quebrada Guaneros, se encuentra fuertemente afectada por repeticiones tectónicas. Adicionalmente, estos autores colectaron ammonites permitieron sugerir una edad Calloviano y corresponderían en cronología a la Formación Puente.



Figura 23. Alto del Meadero (UTM: 243258E/8095995N). Afloramiento de lavas andesíticas de la Formación Guaneros gris verdosas, textura afanítica con cristales de PGLs y FMGs.

2.5.5. GRUPO TOQUEPALA (CRETÁCICO SUPERIOR AL EOCENO)

Los afloramientos de unidad Grupo Toquepala en el cuadrángulo de Punta el Bombón aflora al extremo noroeste. Según Bellido & Guevara (1963) y Sánchez et al. (2000), se puede distinguir en los alrededores de Punta de Bombón rocas volcánicas tales como riolitas y dacitas de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasas con inclusiones de biotita, piroxeno, epidota, magnetita, corindón, titanita y zircón y flujos

piroclásticos con líticos porfiríticos. En el cuadrángulo de Clemesí se contempla la mayor extensión, donde aflora mayormente en el extremo noroeste y noreste. El Grupo Toquepala yace discordantemente sobre la Formación Guaneros y está cubierta en su parte superior en discordancia angular por las Formaciones Sotillo y Moquegua. Basados por dataciones isotópicas se le asigna una edad enmarcada entre 90 y 45 Ma durante el Cretácico superior a Paleógeno (cf. Mamani et al., 2010).



Figura 24. Quebrada Mataballo (UTM: 277794E/8089384N), se observa afloramientos del Grupo Toquepala, los cuales corresponden a riolitas de color pardo rojizo, textura soldada con cristales de plagioclasa y cuarzo.

2.5.6. FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR (OLIGOCENO SUPERIOR AL MIOCENO)

Adams (1906) describió por primera vez a los depósitos cenozoicos que se encuentran en las llanuras costaneras de las provincias de Moquegua y Tacna, refiriéndose a los afloramientos que se encuentran en los alrededores del valle de Moquegua y los definió como Formación Moquegua.

Por otra parte, Barúa (1961) dividió a los afloramientos en el valle de Moquegua y alrededores de la Formación Moquegua Superior en dos partes (i) Inferior, donde el autor sugiere que las fuentes de estos sedimentos se hallan en el flanco occidental

de la Cordillera Occidental. Bellido & Guevara (1963) consideraron como terrazas marinas cuaternarias a los conglomerados, gravas inconsolidados intercalados de arenas, arcillas y tobas rosáceas ubicadas en la desembocadura del valle del río Tambo del cual posteriormente (Sánchez et al., 2000) describieron como Formación Moquegua, su litología está compuesta de conglomerados polimícticos, areniscas de grano medio a grueso intercaladas con limolitas de color rojo con tonalidades oscuras y color beige.

Sempere et al., (2004), con una nomenclatura informal le nombra como grupo Moquegua asignando 4 unidades la división lo hace en base a edades isotópicas: “Moquegua A” = ~45 Ma; “Moquegua B” = ~45 - ~30 Ma; “Moquegua C” = ~30 – ~14? Ma; “Moquegua D” = ~10 Ma – ~4.5Ma.

2.5.7. FORMACIÓN CAMANÁ (OLIGOCENO MEDIO A OLIGOCENO SUPERIOR)

(Rüegg, 1952) definió en la línea de costa del sur Peruano a la Formación Camaná como una serie de capas conformadas por areniscas y lutitas de color blanco amarillento (“Camaná Marino”) seguido de areniscas y conglomerados, ambos intercalados con tobas (“Camaná Continental”). De igual manera, fue el primer autor que propuso una posible correlación entre la Formación Camaná y la Formación Moquegua, asignándole una edad a “Camaná Marino” de Oligoceno medio a Mioceno inferior.

Bellido & Guevara (1963) cartografiaron las rocas de la Formación Camaná en el cuadrángulo de Punta de Bombón (35s), describiendo lutitas bentónicas blancas amarillentas intercaladas con areniscas finas y limolitas, y las correlacionaron en edad con los depósitos del área de Camaná basados en abundancias de foraminíferos (*Miogypsina*) de edad Oligoceno medio a Oligoceno superior.

Sánchez et al. (2000) realizaron una revisión geológica del Cuadrángulo de Punta de Bombón, y describieron a la Formación Camaná como arcillitas bentónicas, limolitas

y areniscas blanco amarillentas, mientras que estudios posteriores de (Tsuchi et al., 1990; Ibaraki, 1992) le asignaron el Mioceno inferior a Mioceno medio en base a foraminíferos planctónicos (*Globbigerinoides*), confirmando las edades sugeridas por Rüegg (1952) y Tsuchi et al. (1990), tales como Oligoceno superior a Mioceno inferior.

Posteriormente Alván (2015) dividió a la Formación Camaná en su estratotipo en dos unidades: “Camaná A” (CamA) y “Camaná B” (CamB), siendo la Unidad CamA de edad Oligoceno a Mioceno medio con ~30 – 14 Ma y la Unidad CamB considerado como Mioceno inferior a Plioceno, datada en 12 Ma a 7 Ma con geocronología U-Pb en zircones detríticos volcano-sedimentarios. Este autor propuso además una correlación cronoestratigráfica entre la Unidad CamA con la unidad Moquegua C de Sempere et al. (2004) y Decou et al. (2011), asimismo afirmó que la Unidad CamB es equivalente cronoestratigráficamente con la Unidad Moquegua D (Plioceno).

2.5.8. FORMACIÓN MILLO (PLIOCENO)

Según Vargas (1970), se denomina así a una secuencia sedimentaria de conglomerados y areniscas tobáceas de edad Plioceno, las cuales fueron denominadas así en el cuadrángulo de Arequipa, la cual es equivalente a la Unidad CamB de Alván (2015).

La Formación Millo fue considerada por Bellido (1979) como Formación Barroso en Moquegua, y posteriormente por Sempere et al. (2004) como la parte más superior del Grupo Moquegua (Unidad MoqD).

Posteriormente Sánchez et al. (2000) en el cuadrángulo de Punta de Bombón consideraron a estos afloramientos como Formación Millo, los cuales están constituidos por conglomerados polimícticos, areniscas en una matriz tobácea y con algunos epiclastos de rocas volcánicas e intrusivas.

Según Martínez & Cervantes (2003) la edad de la Formación Millo es de 8.7 Ma, con un margen de error de ± 0.30 Ma, mediante la edad radiométrica de Ar/Ar, datado en roca total (brecha piroclástica) en el cerro Piedra grande al este de Fiscal

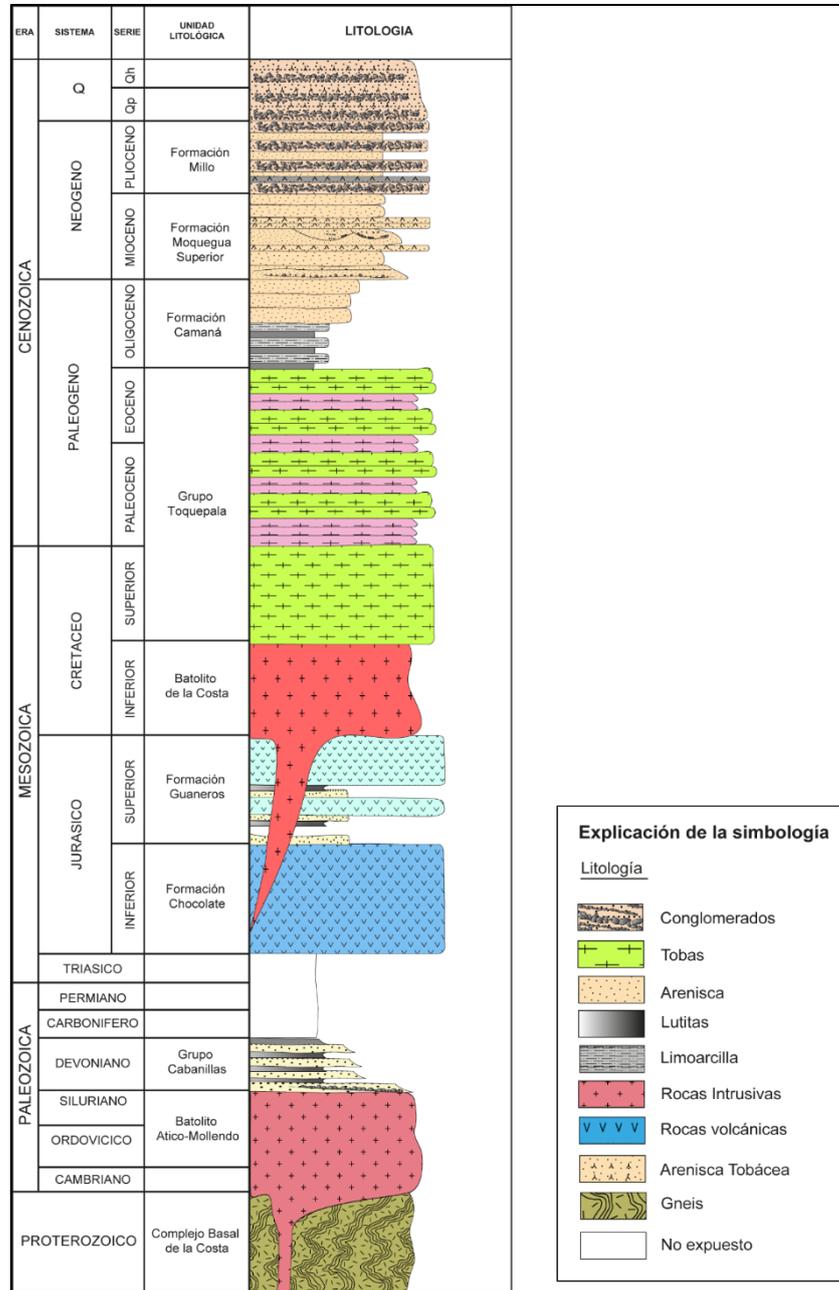


Figura 25. Columna estratigráfica generalizada del Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) (modificado de Alván, 2015 y Bellido & Guevara, 1963) sin escala.

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN

La metodología que se está aplicando es exploratoria, descriptiva y explicativa.

La metodología inicia con la elaboración de columnas estratigráficas para el análisis de las facies sedimentarias, obteniendo así el contexto sedimentario en donde se depositaron. Por otro lado, se colectaron areniscas y rocas fuente, para la separación de minerales haciendo uso del politungstato de sodio y el respectivo conteo de minerales pesados en el microscopio petrográfico, obteniendo los espectros de minerales pesados de areniscas y rocas fuente, realizando las comparaciones se determinará la proveniencia de los sedimentos cenozoicos, apoyados del conteo QFL, se determinará la proveniencia y el ambiente tectónico.

3.1.1. ETAPA DE RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se revisará toda la información bibliográfica del cuadrángulo de Punta de Bombón (35s). Recopilación de columnas estratigráficas del cuadrángulo y alrededores a diferentes escalas y planos geológicos disponibles, los cuales servirán de información previa (base) al trabajo de campo.

3.1.2. ETAPA DE TRABAJO DE CAMPO

3.1.2.1. LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

El levantamiento de columnas estratigráficas se llevó a cabo tomando como precepto la clasificación granulométrica de sedimentos y/o rocas sedimentarias (Udden, 1914; Wentworth, 1922), la cual considera el tamaño de sus granos/cristales, textura, composición, origen, forma, fábrica, selección y estructuras sedimentarias.

3.1.2.2. COLECTA DE MUESTRAS

Recolección de muestras (de preferencia areniscas), considerando como mínimo una en la base y una en el tope de cada unidad litoestratigráfica. Se colectó areniscas de grano medio a grueso con preferencia a las de coloración oscura y frescas (no alteradas) (Figura 26A). Si se colecta tobas, se considerará las que tengan componentes detríticos >15%. En caso de conglomerados se hizo un análisis composición a los clastos y la colecta se hizo en la matriz del conglomerado (Figura 26B).

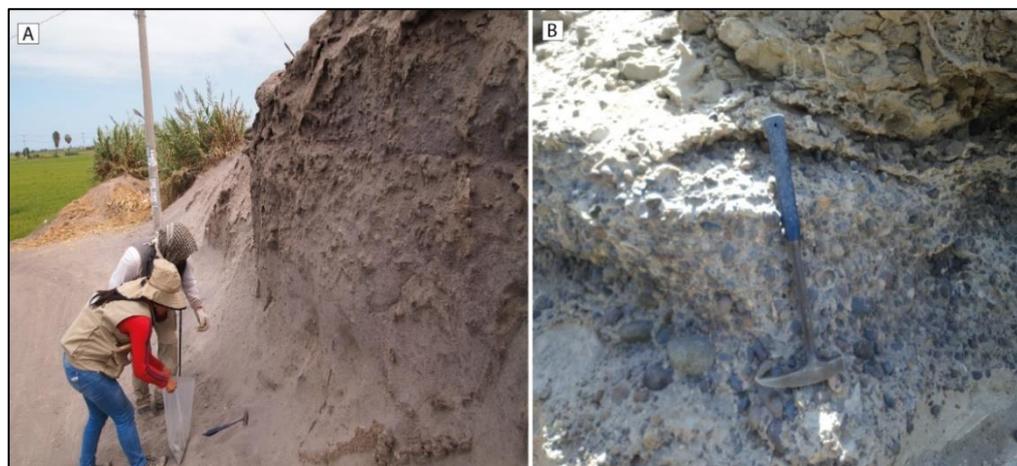


Figura 26. En A: Colecta de muestras, fragmentadas a ~2 cm de diámetro, tomada al inicio de la columna en areniscas de grano medio (0.25 mm). Localidad de la Curva, muestra (GR41A-16-77). En B. Conglomerados clasto soportado, la colecta se hizo en la matriz del conglomerado (GR41A-16-88)

3.1.3. ETAPA DE LABORATORIO

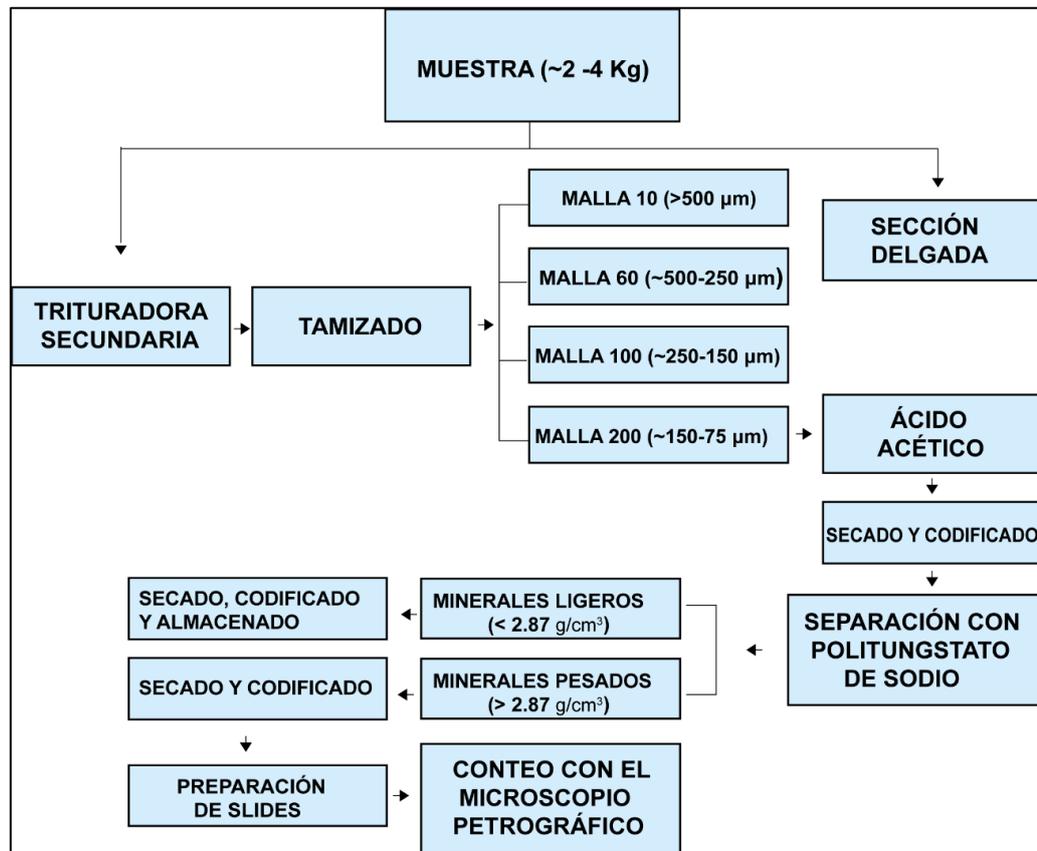


Figura 27. Flujograma en los trabajos realizados en la etapa de Laboratorio

3.1.3.1. TRITURAMIENTO DE LAS MUESTRAS

Previamente las muestras son colectadas en fracciones fragmentadas hasta ~2 cm de diámetro (Figura 28C), posteriormente fue pulverizada en la trituradora con mandíbulas Marca “Rhino” (Chancadora secundaria) (Figura 28A), ésta trituradora puede recepcionar fragmentos hasta 2” y sale con una granulometría de ½ “, posterior a ello durante el triturado de cada muestra se desarmó la parte superior, limpiando con un cepillo de metal y alcohol así mismo la canasta de recepción de recepción de sedimento (Figura 28B), finalmente se usa el aire comprimido.

Es importante cumplir con los pasos mencionados, ya que evita en gran medida la contaminación de las muestras.

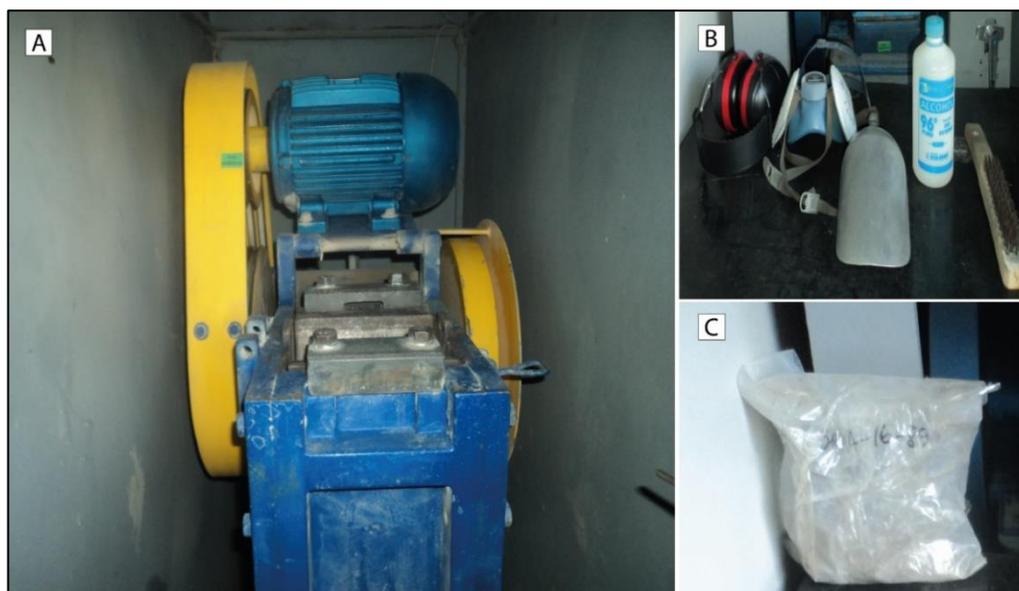


Figura 28. En A. Trituradora de mandíbulas “Rhino” En B. Herramientas utilizadas para la limpieza de la trituradora. En C. Muestra pulverizada después de pasar por la trituradora secundaria. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.

3.1.3.2. TAMIZADO DE LAS MUESTRAS

Para estudios de minerales pesados, proveniencia sedimentaria, geoquímica y/o geocronología de minerales individuales, la medida $150\ \mu\text{m} - 75\ \mu\text{m}$ es considerada de tener la mayor concentración de minerales deseados von (von Eynatten & Dunkl, 2012) y se recomienda trabajar con esa fracción.

Debido a que el triturado usualmente no es perfecto, con la ayuda del vibrador para tamices (Marca Ro-tap, modelo RX-29-16, serie 26132) (Figura 28A), se inicia el tamizado con la malla N° 10 ($>2\text{mm}$). Una vez pasada la muestra por la malla N° 10 ($>2\text{mm}$), obteniéndose granos de tamaño mayores a 2mm , codificándose y se guarda. Los sedimentos que pasan la malla N° 10 ($<2\text{mm}$) son tamizados en la malla N° 60 ($<2\text{mm}-250\ \mu\text{m}$). De este modo se obtendrán los sedimentos de tamaño entre $2\ \text{mm}$ a $250\ \mu\text{m}$. Esta fracción de igual modo se separa, se codifica y se guarda hasta un posible tratamiento en el caso que la muestra de minerales pesados sea pobre. Los sedimentos de granulometría menor a $250\ \mu\text{m}$ (menor a la malla N° 60) son pasados por la malla N° 100 ($<250-150\ \mu\text{m}$), de este modo quedan atrapados los sedimentos del rango $250-150\ \mu\text{m}$. Esta fracción

es codificada, guardada. De igual modo se les considera para una posterior búsqueda de minerales pesados, si es necesario.

Los sedimentos $<150 \mu\text{m}$ son pasados por la malla N° 200 ($<150 \mu\text{m} - 75 \mu\text{m}$), de modo que se obtenga la fracción $150-75 \mu\text{m}$, y finalmente sedimentos de la malla <200 ($<75 \mu\text{m}$) (Figura 29C).

Los sedimentos de tamaño entre $150-75 \mu\text{m}$, se tamiza de nuevo usando chorros de agua (Figura 30), para eliminar las arcillas que no son necesarias en los estudios de minerales pesados, proveniencia sedimentaria; por lo tanto, podrán ser evacuadas y desechadas.



Figura 29. En A. Tamizado de las mallas N° 10, 60, 100, 200, <200 , usando el “Ro-tap” En B. Limpiador ultrasónico para la limpieza de los tamices En C. Muestras debidamente codificada. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.

Cabe indicar que, al término de tamizar cada muestra, se limpia los tamices con el limpiador ultrasónico (Marca RESTHCH, modelo UR-3) (Figura 29B), con el propósito de que los tamices estén limpios sin algún grano atrapado en las mallas y secándolas utilizando el aire comprimido dejándolas listas para la siguiente muestra.



Figura 30. Lavado de sedimentos En A. Se lava la fracción 150-75 μm (Malla N° 200). En B. Muestra Lavada debidamente, lista para ser bañada en ácido acético Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.

3.1.3.3. BAÑO EN ÁCIDO ACÉTICO

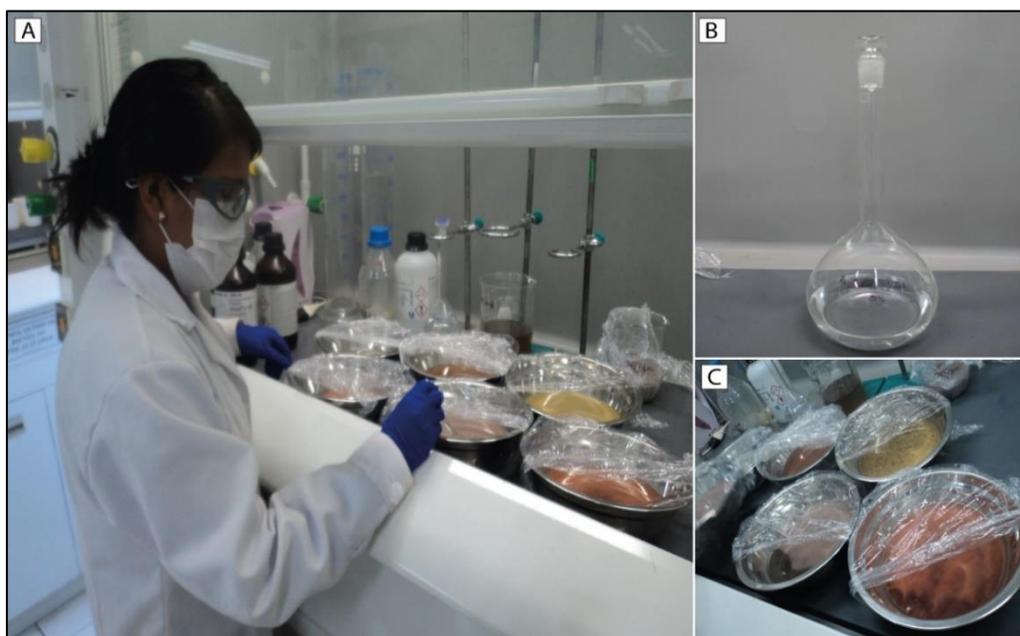


Figura 31. En A. Digerido en ácido acético En B. Ácido acético concentrado al 5%. En C. Muestras bañadas en ácido acético. Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.

Los minerales en muestra de la fracción de 150 μm -75 μm , contiene a la pre-concentración de minerales pesados. Los sedimentos fueron sumergidos en ácido acético (Ac) (Figura 31), concentrado al 5% de este modo serán corroídas y eliminadas la cementación en las areniscas y venillas de carbonatos, el ácido acético (Ac) concentrado

al 5% no corroe ni alterar los minerales más susceptibles (e.g. apatitos, piroxenos, anfíboles).

Este proceso, podrá repetirse hasta tres veces durante el día, esto dependerá de la concentración de carbonatos en la muestra, si la muestra presenta mayor concentración de los carbonatos es necesario repetir el baño de ácido acético, moviéndolas con una varilla de vidrio hasta que deje de reaccionar la muestra con el ácido acético. En algunas de las muestras que se presente una baja concentración de carbonatos o que no existan componentes carbonatados, solo se hicieron 2 pasadas de ácido acético.

Después de haber sido bañados en ácido acético (Ac) y que las muestras ya no reaccionen, se tamiza la fracción 150-75 μm echando chorros de agua para eliminar algunos carbonatos que reaccionaron, después se pasó al secado en una estufa eléctrica (Marca BINDER) a 40-50°C. (Figura 32A). Después de que las muestras ya estén secadas, se pesan (Figura 32B) y se guardan en bolsas con su respectiva codificación (Figura 32C).



Figura 32. En A: Secado de las muestras en la estufa eléctrica a una temperatura entre 40 – 50° C. En B. Pesado de la muestra seca, después de haber sido bañado en ácido acético. En C. Muestra seca y codificada lista para ser separada (usando líquido pesado). Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.

3.1.3.4. SEPARACIÓN DE MINERALES PESADOS (USO DEL POLITUNGSTATO DE SODIO)

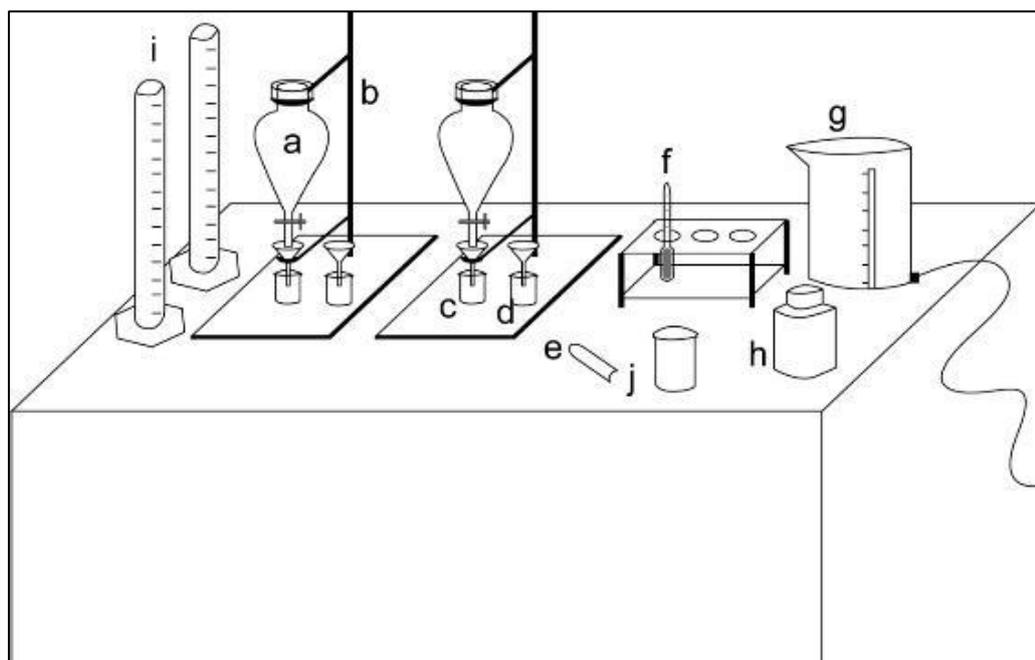


Figura 33. Mesa de trabajo básica para la separación de minerales pesados. En a: embudo de separación, tapones de embudo de separación, embudo de vástago b: soporte universal, pie del soporte, aro (para el montaje de los embudos), filtros de $\sim 20 \mu\text{m}$ y $\sim 40 \mu\text{m}$ de porosidad (para la recepción de los minerales ligeros y los minerales pesados), c: vaso de precipitado de 100 ml (para recepcionar el líquido pesado durante la filtración de los minerales pesados), d: vaso de precipitado de 100 ml (para recepcionar el líquido pesado durante la filtración de los minerales ligeros), e: cucharilla (para adicionar los sedimentos), f: densímetro con porta tubos, g: hervidora (con agua caliente para la limpieza de filtros), h: frasco con tapa (para almacenar el líquido pesado), i: probetas de 2 litros, j: vaso de precipitado de 5 litros (para la recuperación del líquido pesado que se mezcla con el agua). Instructivo de separación de minerales pesados (INGEMMET, 2015).

El siguiente paso es obtener los minerales pesados con la fracción $150-75 \mu\text{m}$ después del baño con ácido acético. Se inicia primero con la disolución de los cristales de Politungstato de Sodio (Marca TC-TUNGSTEN, Lt. SPT2-0410) (densidad máxima de 5.47 g/cm^3 en gránulos) con agua destilada (o desionizada). Con la ayuda del densímetro se medirá para obtener la densidad de 2.87 g/cm^3 . Nótese que para obtener un litro de la solución deseada se emplean 3 kg de politungstato de sodio granulado mezclándolo con agua desionizada.

La fracción la muestra de 150-75 μm (bañado por el ácido acético, secada respectivamente) se añadió 200 ml de politungstato de sodio (a una densidad de 2.87 g/cm^3) dentro de un embudo de decantación. Después se procedió a añadir 40 a 80 g de muestra en el embudo de decantación. El embudo de separación conteniendo el sedimento en el politungstato sodio, fue agitado con un movimiento circular gentilmente de modo que los minerales pesados puedan decantarse rápidamente (Figura 34A).

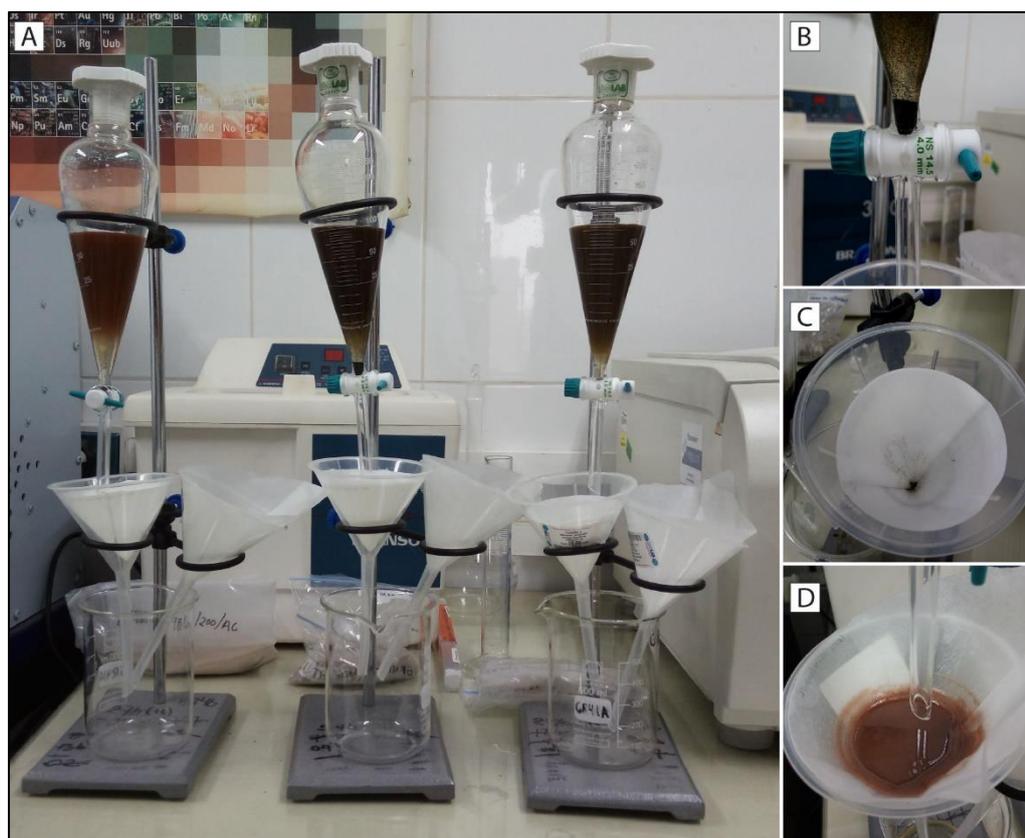


Figura 34. En A: Separación de Minerales pesados. En B: Concentración de minerales pesados. En C: Concentración de minerales pesados en el papel filtro. En D: Concentración de Minerales ligeros. Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.

Después de 20 minutos se observó la concentración de minerales pesados en la base del embudo de separación (Figura 34B). Para realizar la captura de estos minerales pesados con una densidad mayor a $2.87\text{g}/\text{cm}^3$, se abre la llave del embudo de separación rápidamente para lo cual se utilizó el papel filtro de $\sim 20\ \mu\text{m}$ codificada (Figura 34C). El

politungstato de sodio se filtró, recepcionándolo en el vaso de precipitado (Figuras 35A y 35B), para su posterior almacenamiento y listo para su próximo uso. Así mismo se realizó para los minerales ligeros, para éste caso los minerales ligeros fueron capturados en el papel filtro de $\sim 40 \mu\text{m}$ (Figura 34D).

Posteriormente se bañará con agua caliente al papel filtro que contiene los minerales (pesados y ligeros) (Figura 35C), para limpiar los granos de minerales que tengan adheridos el líquido pesado y así garantizar la limpieza. De este modo se obtuvo agua disuelta con politungstato de sodio, por lo que es necesario reciclar en las probetas de 2 litros para provocar la decantación de posibles granos y/o arcillas que hayan sido filtradas, todo líquido que contenían estas probetas, se llevó a la cocinilla en un vaso precipitado para su evaporación a una temperatura de $\sim 50^\circ\text{C}$, hasta tener una concentración y recuperar el líquido pesado.

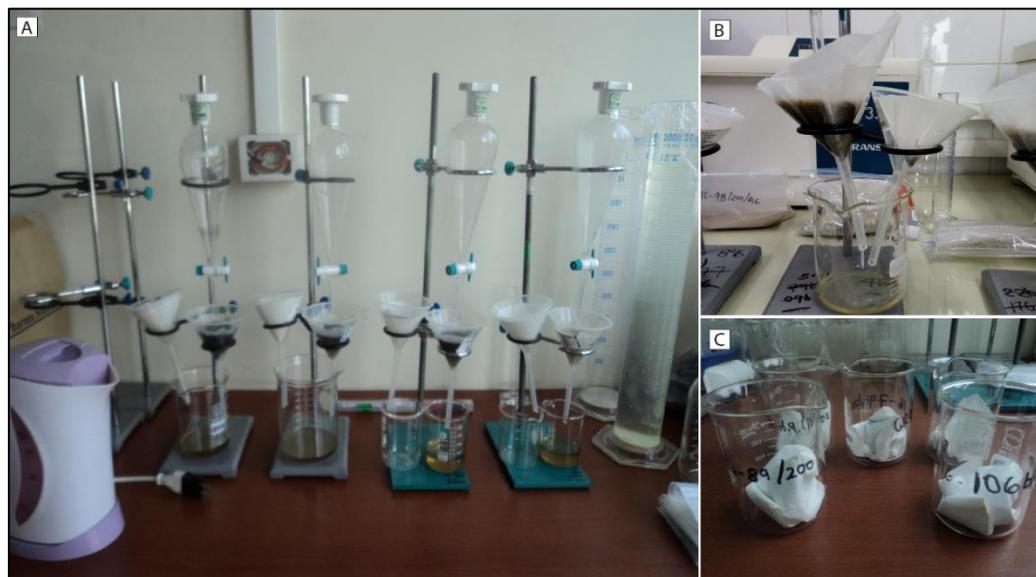


Figura 35. En A: Filtrado de Líquido Pesado. En B: Recepción de Líquido pesado en el vaso precipitado. En C: Muestras listas para el secado en el horno Laboratorio de Química Analítica, INGEMMET.

Continuando con la separación de los minerales pesados, simultáneamente a la evaporación y recuperación del politungstato de sodio. Las muestras que se tiene en los

filtros de papel, tanto de minerales pesados y ligeros, fueron secadas en el horno por 24 horas a temperatura de 40 a 50 °C, hasta obtener los granos de secos.

Luego de este procedimiento, se guarda los granos en frascos codificados (Figura 36A), separando los minerales pesados (por ejemplo, GR41A-16-78b/200/AC/P) y ligeros (por ejemplo, GR41A-16-78b/200/AC/L).

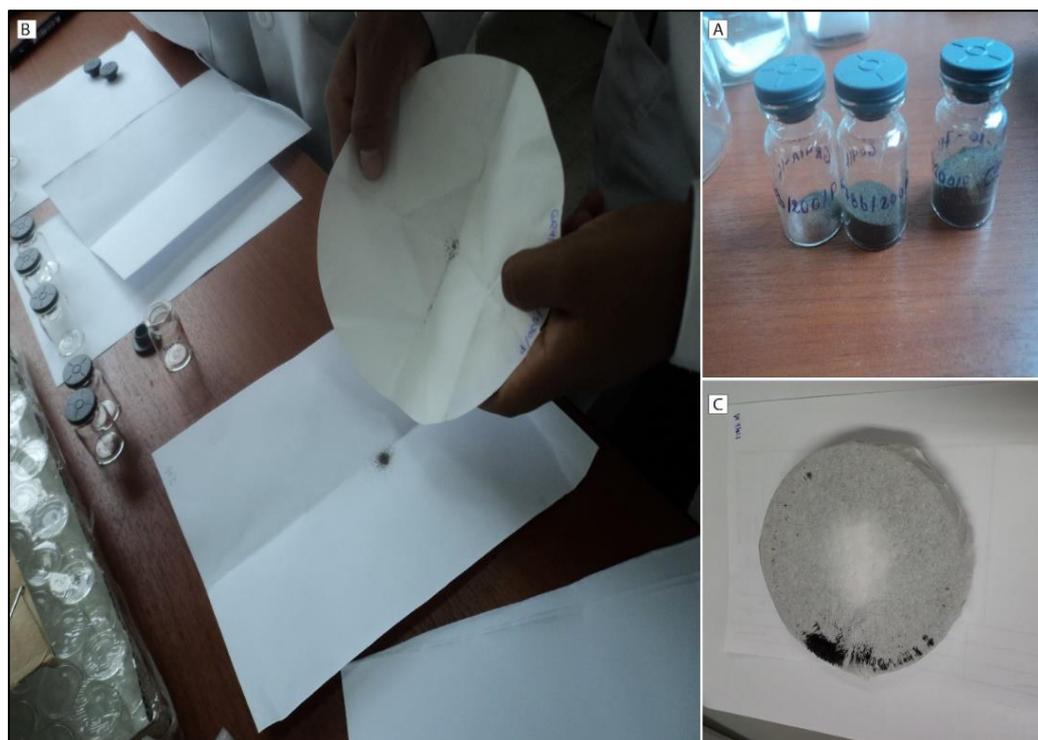


Figura 36. En A: Muestra de minerales pesados. En B: Muestra de mineral pesado lista para extraer los minerales magnéticos C. concentración de minerales magnéticos/Ferrosos. Laboratorio de Preparación mecánica, INGEMMET.

3.1.3.5. PREPARACIÓN DE SLIDES

Una vez que las muestras de minerales pesados almacenados en los frascos (Figura 36A), están listas para la preparación de los slides para lo cual se siguió los siguientes pasos: Primero, se coloca la fracción de los minerales pesados en un papel bond blanco (Figura 36B), y con un imán envuelto en un papel se frotó encima de la muestra este procedimiento nos permitió extraer los minerales magnéticos/ferrosos (Figura 36C), estos

minerales magnéticos son almacenados y codificados (por ejemplo, GR41A-16-78b/200/AC/FER en otro frasco para su estudio posterior estudio.

De la fracción de minerales pesados no magnéticos se separó alrededor de ~20 mg (Figura 37C), esta fracción fue cuarteada, de tal modo que separó ~5 mg, este procedimiento se realizó con el propósito de tener la fracción representativa de toda la muestra el cual asegura una mayor homogeneidad en la distribución de minerales pesados.

Para lo cual primero la resina de (Marca Cargille Melmount, Lt. 102686), se colocó gota por gota en el porta-objetos (Figura 37D), puesta en la cocinilla forrada con papel aluminio a una temperatura ~70° C, con el propósito de evitar las burbujas de aire, propio de la resina.

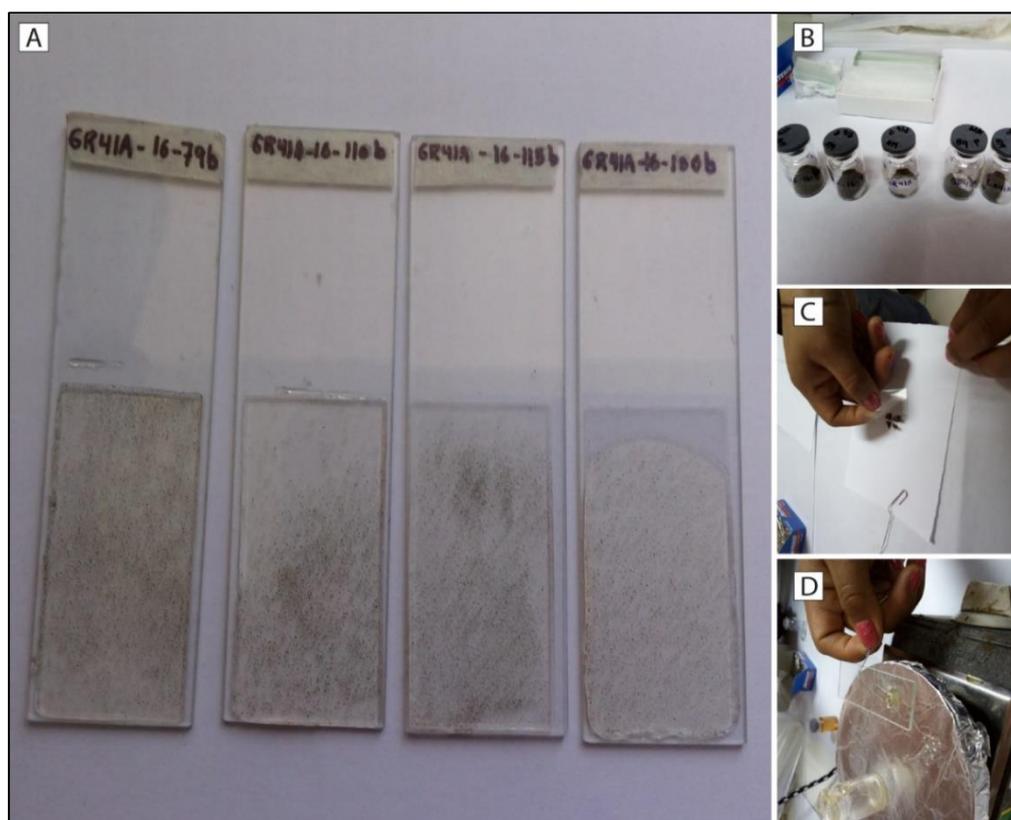


Figura 37. En A: Montaje de láminas delgadas (slides) En B: Muestra de mineral pesado no magnético lista. En C: Cuarteo de la fracción de minerales no magnéticos. En D: Resina (Cargille Melmount, 1.66).

Al calentar la resina y las burbujas hayan sido eliminadas, se colocó ~5 mg de mineral pesado, con la ayuda de una aguja metálica se dispersa los granos de minerales pesados por todo el porta-objeto, luego cubierto por un cubre objeto y después se colocó los códigos a los slides (Figura 37A). Por lo tanto, la muestra está lista para empezar el conteo de minerales pesados con el microscopio petrográfico.

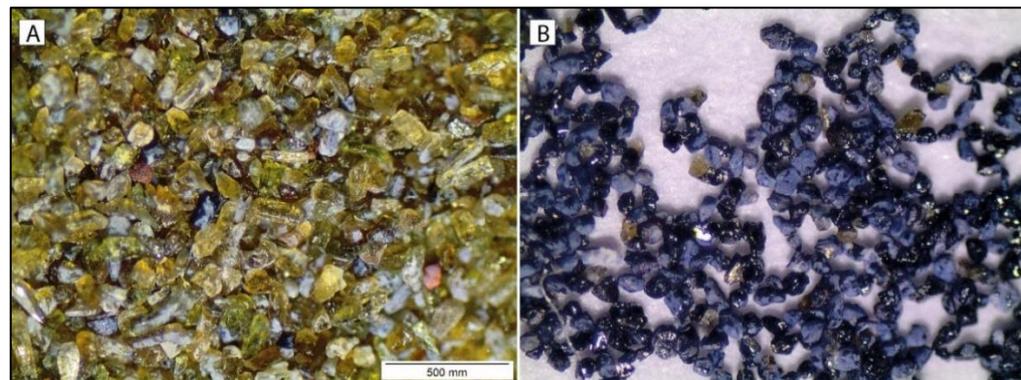


Figura 38. En A: Minerales pesados vistos en microscopio estereoscópico. En A: Minerales pesados magnéticos/ferrosos. En B: Minerales pesados no magnéticos.

3.1.3.6. CONTEO DE MINERALES PESADOS

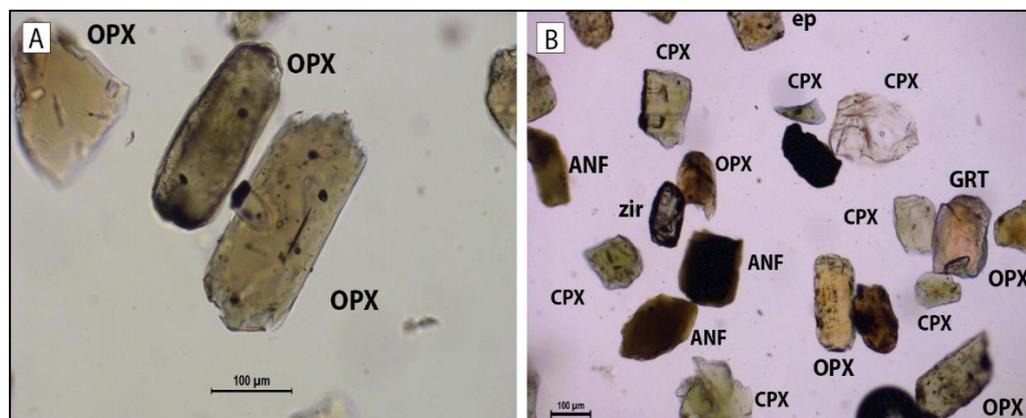


Figura 39. Minerales pesados observados en el microscopio petrográfico En A: Ortopiroxenos observados en nicols paralelos con una objetiva de 20x de aumento. En B: Minerales pesados observados con una objetiva de 10X de aumento.

El análisis de los slides de minerales pesados de rocas sedimentarias, se realizó el conteo y clasificación de los granos de minerales pesados en base a sus propiedades ópticas observados en el Microscopio petrográfico (Marca LEICA, modelo DM750P)

(Figura 40A), contando aproximadamente ~300 granos según el apoyo del libro Mange & Maurer (1992) (Figura 40B), con el objetivo de identificar sus características morfológicas, colores, pleocroísmo, birrefringencia de los minerales pesados, aquellos más representativos, usando el método “line counting”, que consiste en contar e identificar los minerales pesados interceptados por el punto de mira horizontal (Figura 39B) y así poder tener una abundancia relativa más precisa según (Mange & Maurer,1992).

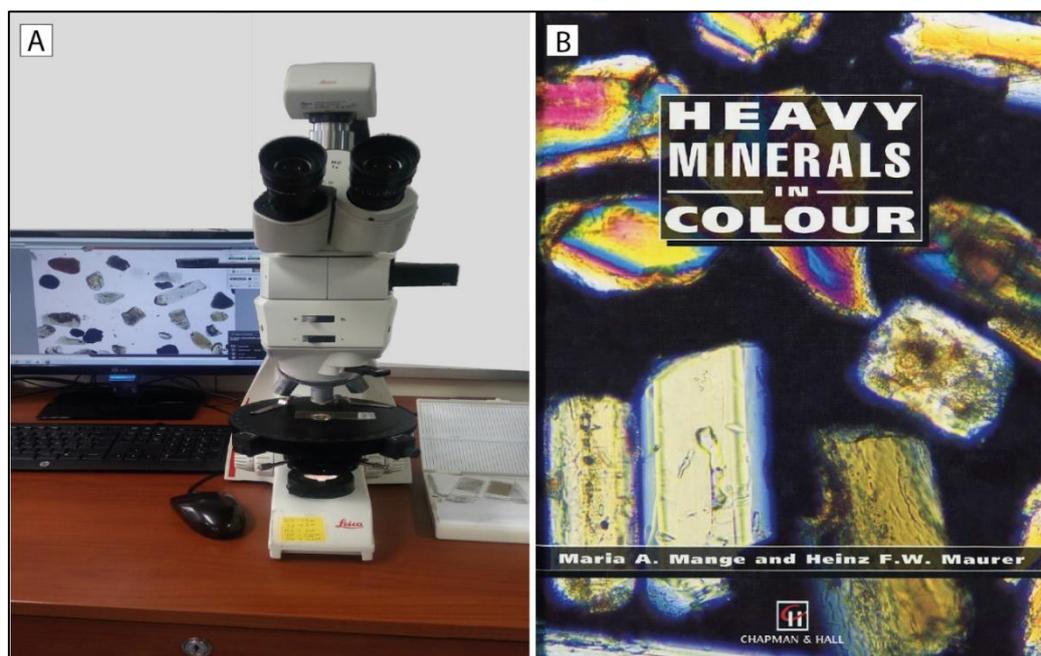


Figura 40. En A: Microscopio Petrográfico (LEICA) En B: Manual de minerales pesados de Mange & Maurer (1992).

3.1.4. ETAPA DE GABINETE

3.1.4.1. PROCESAMIENTO DE DATOS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

a) Análisis de minerales pesados

En el análisis de minerales pesados de rocas sedimentarias, se realizó el conteo de (aproximadamente entre 300 y 400 granos) con el propósito identificar, clasificar y

caracterizar los minerales pesados de las rocas siliciclásticas obteniendo así datos estadísticos de los espectros y concentraciones de minerales pesados de las formaciones Camaná, Moquegua Superior, Millo y de las posibles rocas fuentes. Finalmente, relacionar estos espectros con la proveniencia sedimentaria.

b) Interpretación de columnas estratigráficas (análisis de facies)

Para facilitar la interpretación y asociación de facies sedimentarias, este estudio se basó en una serie de códigos convencionales derivados de (Miall, 1996). Las facies se asociaron para reconstruir los procesos depositacionales específicos (elementos arquitecturales) y llegar a definir el ambiente sedimentario de acuerdo a atributos sedimentarios asociados, tales como geometría depositacional, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipos de rocas, estructuras sedimentarias y fauna.

c) Análisis petrográfico

El análisis modal de las secciones delgadas de rocas sedimentarias se realizó el conteo modal donde es necesario contar un número de granos de 300 entre 400 entre granos de cuarzo (Q), feldespatos (F) y fragmentos líticos (L) (Dickinson, 1970), con el propósito de clasificar las rocas siliciclásticas según su composición, tamaño de los granos y reconocer los componentes minerales. Se utilizó la plantilla sugerida en el Manual N° 4: Clasificación de rocas sedimentarias (INGEMMET, 2015). Asimismo, se utilizó diagramas de clasificación de areniscas propuestos por Dickinson (1970), obteniéndose el ambiente tectónico y delimitar la proveniencia.

3.2. UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

El área de estudio está ubicada en el sur del Perú, precisamente en la parte sur del Departamento de Arequipa, Cuadrángulo de Punta de Bombón (35s), ubicada geográficamente entre los paralelos 17°00' a 17°30' Latitud Sur y 71°30' a 72°00' Longitud Oeste, abarcando una superficie de 1840 km² (Figura 41).

El acceso a la zona de estudio es por la carretera Panamericana Sur, así como haciendo uso de la carretera que une las ciudades de Arequipa y Moquegua. Se puede acceder al pueblo Punta de Bombón desde la ciudad de Arequipa (145 km) mediante la Carretera 1S, y desde Moquegua en sentido noroeste desde la misma carretera (129 km) (Tabla 5).

Tabla 5. Accesibilidad a la zona de estudio

TRAMO	Distancia (km)	Tiempo	Tipo de Vía
Lima – Arequipa	1012	15 h 25 min	Asfaltada (Carretera Panamericana Sur)
Arequipa – Punta de Bombón	142	2h 20 min	Asfaltada (Carretera 1S)
Moquegua – Punta de Bombón	184	1h 52 min	Asfaltada (Carretera 1S)

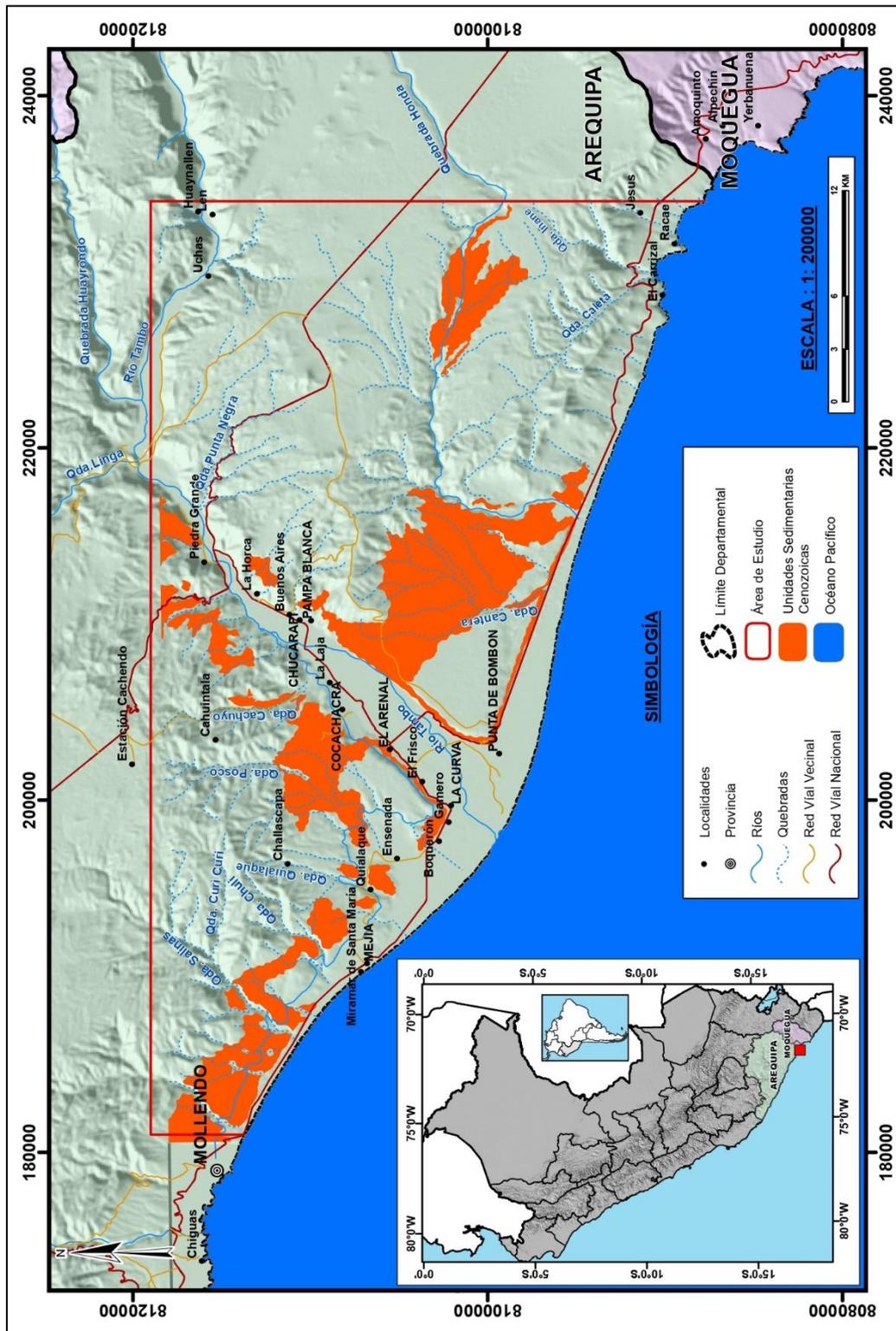


Figura 4.1. Plano de ubicación de la zona de estudio, el color naranja son los afloramientos de rocas cenozoicas (después de Sánchez et al., 2000)

3.3. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra en el cuadrángulo de Punta de Bombón, conformada por rocas sedimentarias cenozoicas (Formación Camaná, Formación Moquegua Superior y Formación Millo). Morfológicamente se encuentra abarcando la cordillera de la costa y parcialmente la Llanura Costanera.

3.3.1. FORMACIÓN MOQUEGUA SUPERIOR (OLIGOCENO SUPERIOR Y MIOCENO)

En este estudio se describen sus características litológicas registradas en las localidades de Punta de Bombón, La Curva y La Pampilla. La Formación Moquegua Superior está compuesta por areniscas, conglomerados polimícticos, limoarcillas y tobas. Las areniscas son de color gris con tonalidades oscuras a violáceas de grano medio a grueso con granos de cuarzo, líticos en algunos casos presenta abundante contenido de líticos, generalmente el yeso y la sal se encuentran como cemento. Las estructuras sedimentarias presentes son laminaciones oblicuas (Figura 42B) con canales de conglomerados en la base, laminaciones paralelas intercaladas de tobas y limoarcillas masivas. Los conglomerados presentan clastos de andesita (31%), riolita (29%), arenisca (24%), granito (14%) y esporádicos clastos de cuarcita (Figura 42C) y produjeron una marcada superficie erosiva.

Bellido & Guevara (1963) dividen en dos miembros i) inferior ii) superior y posteriormente Sánchez et al. (2000), cartografiaron como Formación Moquegua al miembro superior, Alván (2015) propuso una correlación cronoestratigráfica la unidad Moquegua C de Sempere et al. (2004) y Decou (2011) con la Unidad Camaná A. Para la presente Tesis se considera como Formación Moquegua Superior con las secuencias B y C.

Sin embargo, Peña et al. (2004) en los depósitos deltaicos de río Tambo, hace un análisis que permite identificar una evolución sedimentaria transgresiva, el cual implica una subsidencia por un tectonismo extensional, asimismo nos menciona los tipos de depósitos sedimentarios, la presencia de dientes de un tiburón fósil (*Isurus xiphodon*) restringe la edad a los depósitos cenozoicos ubicados en la desembocadura del río del valle de Tambo a una edad del Mioceno inferior (~11-6 Ma).

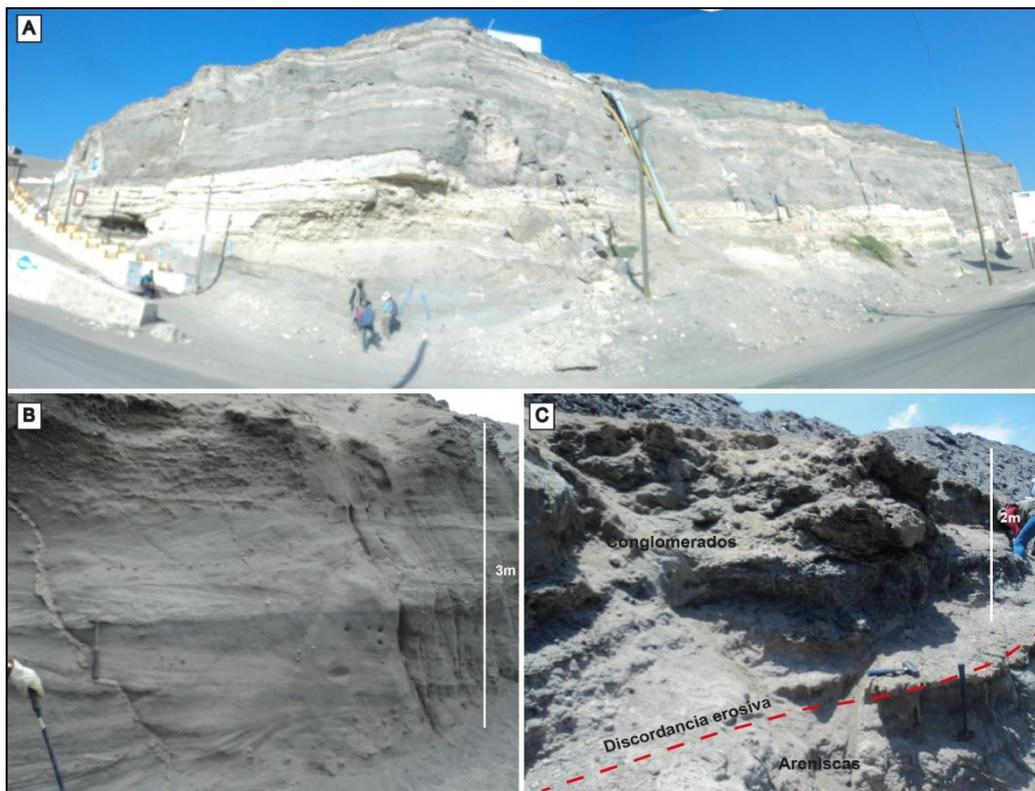


Figura 42. Afloramientos de la Formación Moquegua Superior (UTM: A: 203226E/8099928N, B: 198066E/8102966N, C: 198041E/8102966N). En A: Localidad de Punta de Bombón secuencia de estratos agradacionales con una alternancia de areniscas con estratos horizontales de limoarcillas. En B: Localidad de La Curva, nótese laminaciones oblicuas. En C: Localidad de La Curva, se observa una discordancia erosiva entre los conglomerados con las capas areniscas.

3.3.2. FORMACIÓN CAMANÁ (OLIGOCENO MEDIO A OLIGOCENO SUPERIOR)

En las nuevas observaciones de campo se describe las características litológicas y las principales facies sedimentarias de la Formación Camaná mediante una columna estratigráfica elaborada en la localidad El Paraíso (Figura 43A).

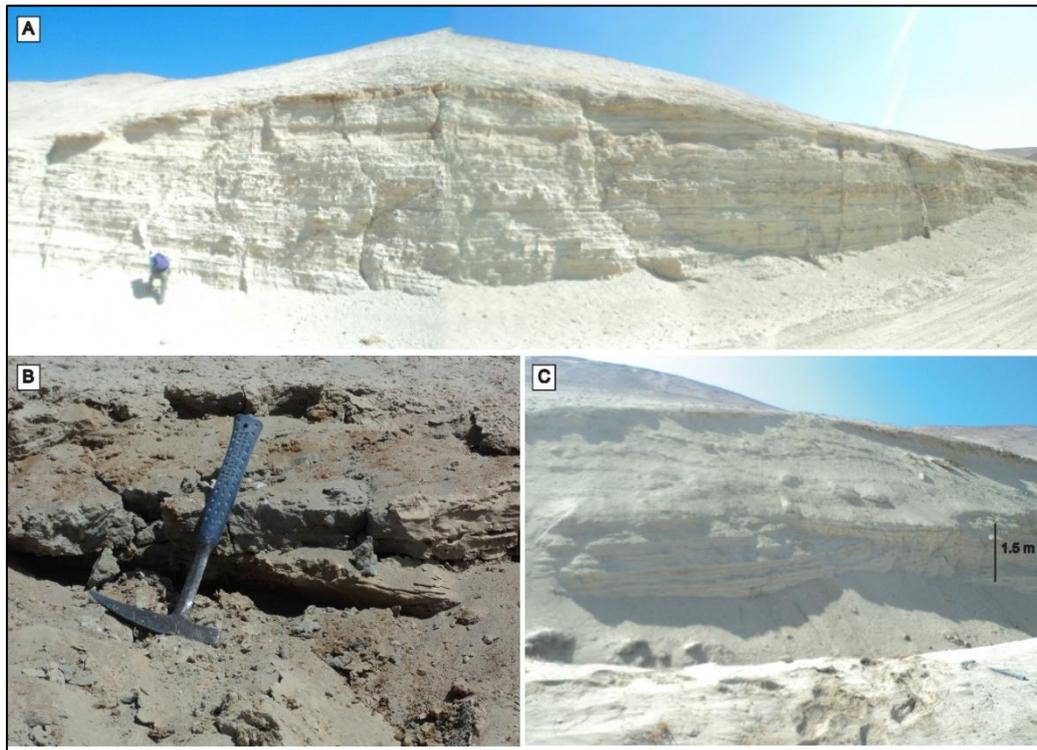


Figura 43. Afloramientos de la Formación Camaná (UTM. WGS84, A: 198223E, 8107346N, B: 198259E, 8107373N, C: 198363E, 8107290N). En A: Localidad el Paraíso secuencia de estratos de limoarcillas intercalados de lutitas, con lentes de óxidos. En B: Localidad el Paraíso, nótese una secuencia de areniscas de grano fino con presencia de turbiditas. En C: Localidad el Paraíso, se distingue estratos limoarcillosos con una deformación extensional sinsedimentaria con tope erosivo.

En ellas se reconocen cuatro facies: a la base, areniscas finas masivas de limoarcillas masivas de color blanquecina con abundante presencia de yeso fibroso sobreyaciendo a estas capas, existen facies finas dispuestas de una geometría tabular en el cual se observó en la base fallas sinsedimentarias (Figura 43C), intercalada de lutitas de color blanquecina a amarillenta, con lentes de oxidación y venillas de yeso. Siguiendo la sucesión, se tiene areniscas finas en estratos tabulares constituidas por areniscas de

grano fino de color gris claro a amarillento con esporádicos lentes de areniscas de grano grueso, la presencia de turbiditas entre los niveles de areniscas finas hace indicar que se depositaron durante épocas de rebalse (Figura 43B). Finalmente, se observa facies de areniscas masivas de grano medio granocreciente de color gris oscuro, constituidas por granos de cuarzo, líticos (micas) y yeso como cementante.

Bellido & Guevara (1963) describieron como lutitas bentónicas blancas amarillentas intercaladas con areniscas finas y limolitas, y las correlacionaron en edad con los depósitos del área de Camaná basados en abundancias de foraminíferos (*Miogypsina*) de edad Oligoceno medio a Oligoceno superior.

Posteriormente, Alván (2015), considera dividir a la Formación Camaná en dos unidades, en base a la geocronología U-Pb, siendo la Unidad Camaná A de edad Oligoceno a Mioceno medio. Sin embargo, para esta investigación se considera Formación Camaná conformada por la secuencia A.

3.3.3. FORMACIÓN MILLO (PLIOCENO)

En este estudio, según sus características litológicas observadas en El Paraíso y La Pampilla, se observa que la composición de los clastos (Figura 44A) consisten en conglomerados polimícticos masivos matriz soportados, conformado por clastos de andesita (34%), arenisca (21%), riolita (13%), dacita (13%) y cuarcita (10%) y granitos subordinados. Asimismo, se observa fragmentos de bivalvos reemplazados de yeso (Figura 44B). En la localidad de La Pampilla (Figura 44C), se tiene canales de conglomerados horizontales dispuestos con buzamiento hacia el sureste. Estas capas están conformadas por clastos andesita (39%), arenisca (35%), riolita (21%) y esporádicos clastos y granito, subredondeados con diámetro promedio de 5 cm. Además, se tiene el afloramiento de una secuencia de aproximadamente de 6 metros de Toba de ceniza de

color blanquecina presenta cristales de cuarzo, moscovitas, esta semi-consolidada, cubierta por depósitos cuaternarios.

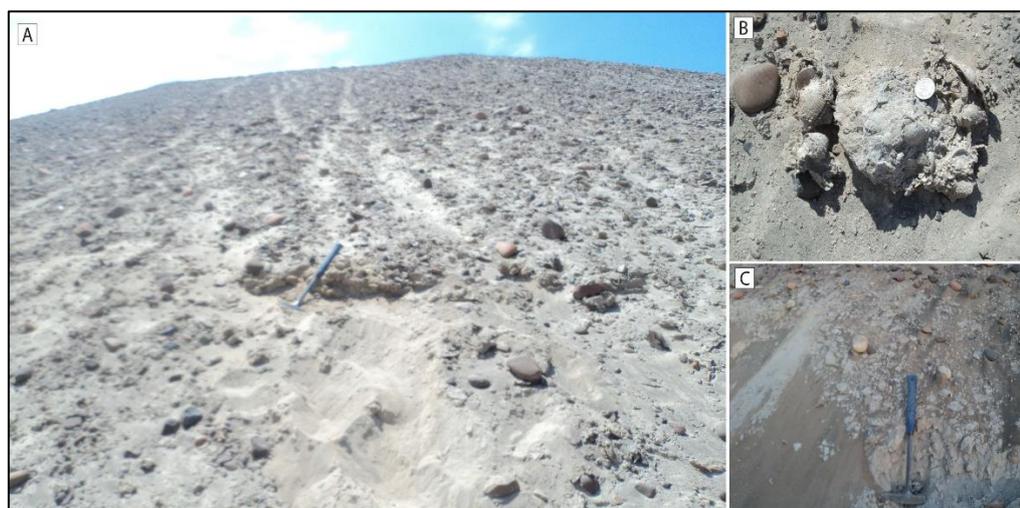


Figura 44. Afloramientos de la Formación Millo (UTM. WGS84, A: 198394E, 8107448N, B: 198259E, 8107373N, C: 203697E, 8101566N). En A: Localidad el Paraíso, conglomerados polimícticos. En B: Localidad El Paraíso, lumaquela (rodado). En C: Localidad La Pampilla, afloramiento de conglomerados polimícticos no consolidados con ceniza volcánica.

Al sureste de la localidad de Fiscal (Figura 45A), se tiene estratos horizontales de areniscas de grano grueso intercalados con conglomerados en estratos horizontales clasto soportado, con una disposición clara de imbricación hacia el suroeste (Figura 45C), conformada por clastos de granodiorita (78%), andesita (20%) y clastos de gneis (2%) sub angulosos con diámetro máximo de 5cm, asimismo se tiene el afloramiento de una secuencia de aproximadamente de 2 metros de arenisca tobácea de color blanquecina presenta cristales de cuarzo, moscovitas. Cubriendo a los conglomerados se tiene una espesa cubierta cuaternaria

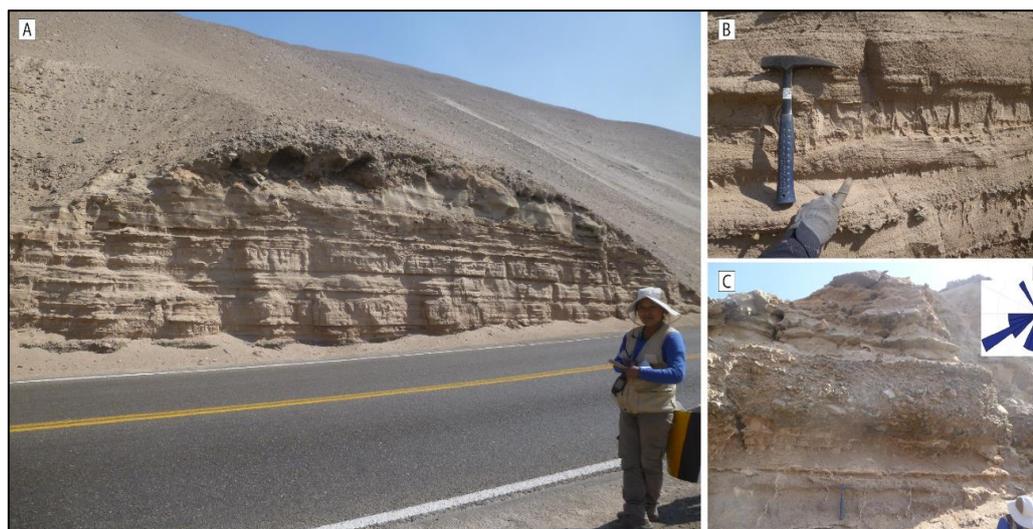


Figura 45. Afloramientos de la Formación Millo, registrados al noroeste de la localidad El Fiscal (UTM 211525E/8116566N) (vista tomada al noroeste). En A: Afloramiento en corte de carretera compuesto por estratos de areniscas y conglomerados. En B: Areniscas color beige, contiene cuarzo, feldespatos y líticos, es de grano fino, con laminaciones oblicuas de bajo ángulo. En C: Estratos de conglomerados polimícticos subangulosos.

Según Sánchez et al. (2000) los afloramientos que se observan en las proximidades de la localidad del poblado del Fiscal, Punta de Bombón, están constituidos por conglomerados polimícticos, areniscas en una matriz tobácea y con algunos epiclastos de andesita, dacita y de rocas intrusivas, que tienen formas subredondeadas a redondeados.

Sempere et al. (2004), Decou (2011) y Alván (2015), consideran generalmente una secuencia conglomerádica predominantemente en matriz tobácea con grandes flujos de ignimbritas y tobas, el cual se depositó después de una marcada erosión sobre la Formación Moquegua Superior

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. VARIACIONES DE LOS ESPECTROS, CONCENTRACIONES DE LOS MINERALES PESADOS.

El estudio de los minerales pesados consiste en un trabajo de reconocimiento, identificación y cuantificación de los diferentes grupos minerales, en base a sus propiedades ópticas observables bajo el microscopio petrográfico.

Los espectros de los minerales pesados de rocas sedimentarias del Cenozoico han sido organizados de acuerdo a su correspondiente asociación de facies, el cual permitió dividir todos los depósitos estudiados en 4 secuencias. Así mismo en base a los espectros de los índices ZTR, ATi y GZi (Figura 85), se observa una clara evidencia de dos cambios en la mineralogía (señalados en línea roja), el cual sugiere que hay cambios importantes en la proveniencia de los sedimentos.

El ensamble de minerales pesados de potencial roca fuente (Figura 82), valuados en porcentajes podremos comparar con los resultados obtenidos de los espectros de los minerales pesados cenozoicos (Figura 83), así podremos deducir la proveniencia de estos minerales pesados (Figura 84).

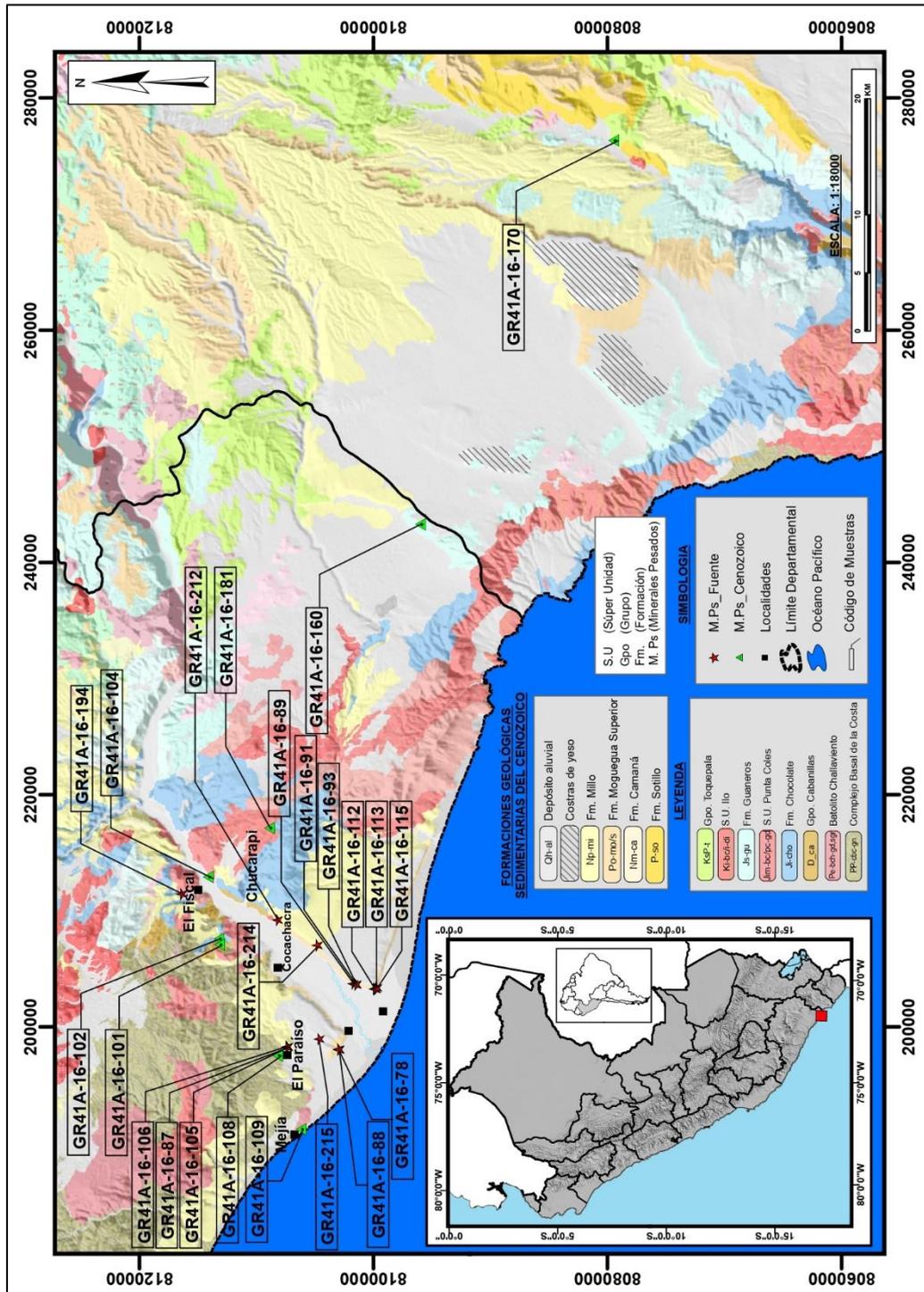


Figura 46. Ubicación de muestras de minerales pesados en un plano referencial de los cuadrángulos de Punta de Bombón (35S) y Clemesí (36S). Tomado Sánchez et al., (2000)

4.1.1. CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS

4.1.1.1. CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CENOZOICO

Para el análisis de estos minerales pesados se realizó en base a sus propiedades ópticas observados bajo el microscopio petrográfico, se realizó el conteo aproximado de 300 granos según Mange & Maurer (1992), identificando sus características morfológicas, colores, pleocroísmo, birrefringencia de los minerales pesados.

Para el estudio, se colectó 17 muestras, en las localidades de Paraíso (3 muestras), que pertenecen a la Formación Camaná, Pino (3 muestras), La Curva (3), Pampilla (3), El Fiscal (1), La ensenada (1) y Cerro Arenal (2) (Figura 46).

a) Formación Camaná

En la localidad de El Paraíso se analizaron 3 muestras, en las cuales presentan abundancia de minerales como clinopiroxenos, ortopiroxenos y granates. (Véase la posición de las muestras en las columnas estratigráficas de la Sección 4.4)

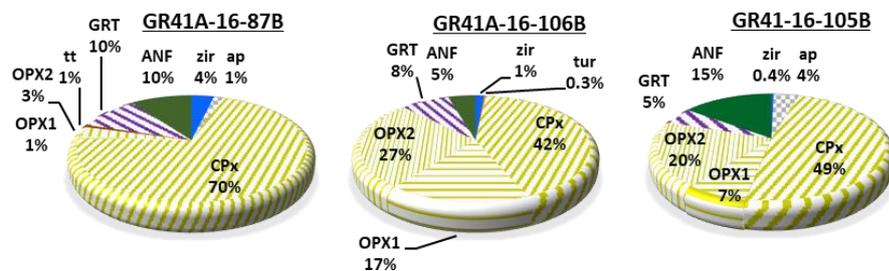


Figura 47. Resultados del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad de Paraíso

La muestra GR41A-16-105 fue colectada en El Paraíso (Figura 87), registra areniscas de grano fino, constituida de clinopiroxenos (49%), presentan colores de verde pálido a incoloro (Figura 48A), en forma aserrada “hacksaw” la corrosión es leve con una birefringencia de segundo a tercer orden (Figura 48B), seguida de ortopiroxenos 2 (20%) que tienen una corrosión avanzada en forma aserrada, con pleocroísmo de color verde pálido a amarillo pálido (Figura 48G), con birefringencia de primer orden a diferencia de

los ortopiroxenos 1 (7%) (Figura 48F), su birefringencia es de segundo a tercer orden. Los anfíboles (15%) se ven de color verde parduzco (Figura 48E), con relieve muy bajo, subhedrales y su corrosión es leve. La presencia de granates (5%) que tienen un relieve alto, y tienen colores de incoloro a tonalidades amarillo pálidos (Figura 48D) nos indican una fuente posiblemente metamórfica y apatitos (4%) euhedrales de color incoloro (Figura 48I), que nos permiten distinguir un ambiente ácido. Además, se tienen zircones (0.4%) subhedrales con un relieve muy alto, incoloro con tonalidades verdosas (Figura 48H) y las epidotas se manifiestan de colores verde con tonalidades amarillas (Figura 48C), posiblemente alteradas de los clinopiroxenos por su corrosión avanzada.

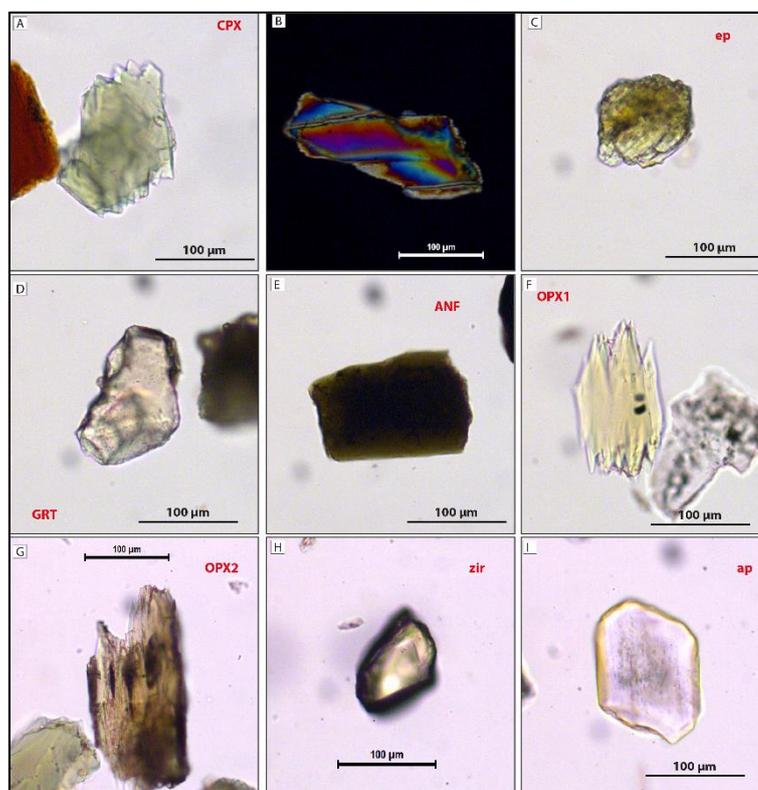


Figura 48. Minerales pesados de la Formación Camaná, Perteneciente a la secuencia A. En A: clinopiroxeno en forma aserrada “hacksaw”. En B: clinopiroxeno en nicoles cruzados con birefringencia de segundo a tercer orden. En C: epidota. En D: granate. En E: anfíbol. En F: ortopiroxeno, el cual al lado izquierdo se observa su forma aserrada. En G: ortopiroxeno, del cual se observa su forma aserrada debido a corrosión avanzada. En H: zircón subhedral. En I: apatito euhedral.

Tabla 6. Concentración de minerales pesados expresados en porcentajes de rocas sedimentarias del cenozoico

Unidad	Secuencia	Muestra	zir (%)	tur (%)	rt (%)	ap (%)	CPX (%)	OPX1 (%)	OPX2 (%)	tt (%)	GRT (%)	Sill (%)	ANF (%)	ZTR (%)	ATi (%)	GZi (%)
Formación Millo	D	GR4A-16-194b	0.7	0.0	1.1	1.5	14	4.9	3.0	1.5	1.1	1.9	71	1.9	0.4	0.3
		GR4A-16-214b	0.0	0.0	0.7	0.0	46	20	27.0	0.0	1.1	0.0	3.7	0.7	0.0	0.3
		GR4A-16-212b	1.1	0.0	0.4	1.4	75	3.2	0.4	2.2	1.1	0.0	16	1.4	0.4	0.2
		GR4A-16-93b	5.2	0.0	0.3	0.0	33	25.0	27	0.0	0.6	0.0	8.9	5.5	0.0	0.1
		GR4A-16-91b	0.0	0.0	0.0	0.0	41	18.0	36	0.0	0.0	0.0	5.7	0.0	0.0	0.0
Formación Moquegua	C	GR4A-16-89	0.0	0.0	0.3	0.0	53	16.0	26	0.0	0.0	0.0	5.5	0.3	0.0	0.0
		GR4A-16-115b	0.0	0.0	0.0	0.8	46	19.0	31	0.0	0.0	0.0	3.8	0.0	0.2	0.0
		GR4A-16-113b	0.0	0.0	0.0	0.0	42	21.0	36	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0
		GR4A-16-88b	2.0	0.0	1.6	0.0	31	28.0	31	0.0	1.2	0.0	5.3	3.6	0.0	0.3
		GR4A-16-79b	0.0	0.0	2.9	0.0	50	8.4	30	0.0	0.0	0.0	8.1	2.9	0.0	0.0
Formación Camaná	B	GR4A-16-112b	1.5	0.4	0.0	0.0	49	16.0	31	0.0	0.4	0.0	1.3	1.9	0.0	0.1
		GR4A-16-78b	0.0	0.0	0.8	0.0	27	20.0	49	0.0	0.4	0.0	2.7	0.8	0.0	0.1
		GR4A-16-110b	2.2	0.0	0.0	0.0	37	26.0	32	0.0	0.0	0.0	2.5	2.2	0.0	0.0
		GR4A-16-215b	1.0	0.0	1.0	1.0	37	13.0	35	0.0	0.0	0.0	12	2.1	0.3	0.0
		GR4A-16-106b	1.4	0.3	0.0	0.0	42	17.0	27	0.0	8.0	0.0	4.5	1.7	0.0	1.8
	A	GR4A-16-87b	3.7	0.0	0.0	1.5	70	0.7	3.0	0.7	10	0.0	10	3.7	0.4	2.3
		GR4A-16-105b	0.4	0.0	0.0	4.2	49	7.5	20	0.0	5.0	0.0	15	0.4	1.2	1.1

Nota: Abreviaturas usadas ZTR = índice zircón-turmalina-rutilo, ATi = índice apatito-turmalina, GZi= índice granate-zircón, zir = zircón, tur = turmalina, rt = rutilo, Ap = apatito, CPX = Clinopiroxeno, OPX1 = Ortopiroxeno 1 birefringencia. Segundo-tercer orden, OPX2 = Ortopiroxeno birefringencia. primer orden, tt = titanita, GRT = granate sill=sillimanita, ep=epídota y ANF = anfibol

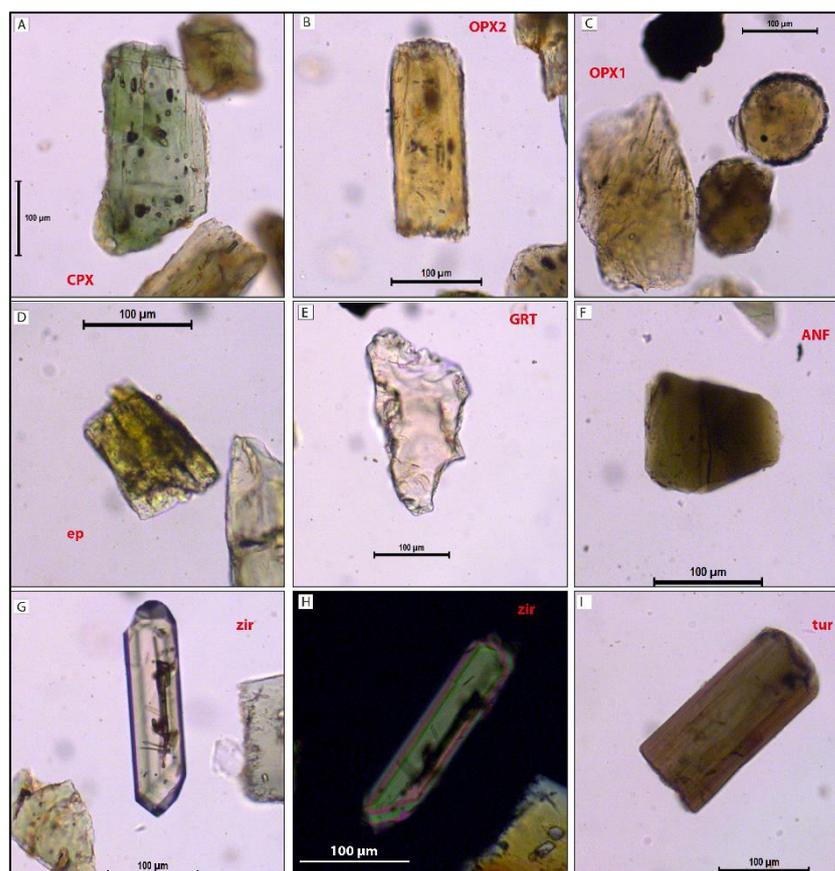


Figura 49. Minerales pesados de la Formación Camaná, perteneciente a la secuencia A. En A: clinopiroxeno. En B: ortopiroxeno 2 subhedrales. En C: ortopiroxeno 1 con bordes ligeramente aserrados. En D: epidota. En E: Granate. En F: anfíbol. En G: zircón bipiramidal con una birefringencia de colores de tercer orden. En I: turmalina euhedral.

La muestra GR41A-16-106 ha sido colectada en El Paraíso (Figura 87) y documenta areniscas de grano medio, las cuales contienen abundancia de minerales pesados tales como clinopiroxenos, ortopiroxenos y granates. Resaltan los clinopiroxenos (42%) las cuales se caracterizan por un color verde pálido a incoloro (Figura 49A), muestra una corrosión leve, seguido de OPXs2 (27%) tienen corrosión leve, de color amarillo pálido que al girar 90° la platina del microscopio petrográfico se torna de color verde pálido (Figura 49B), mientras que los OPXs1 (17%) se caracterizan por una corrosión leve a avanzada con bordes ligeramente aserrados (Figura 49C), la presencia de granates (8%) indicaría procedencia de fuentes de rocas metamórficas (Figura 49E), en menor proporción tenemos a los anfíboles subhedrales (5%), se ven de color verde

parduzco (Figura 49F), zircones bipiramidales (1%) con un relieve muy alto, incoloro con tonalidades verdosas (Figura 49G) su birefringencia son de colores de tercer orden (Figura 49H), las epidotas de color verde con tonalidades amarillas mantiene un relieve alto (Figura 49D), además exhibe una corrosión avanzada y granos subordinados de turmalina con un pleocroísmo notable que varía de color amarillo parduzco a gris azulado (Figura 49I).

b) Formación Moquegua Superior

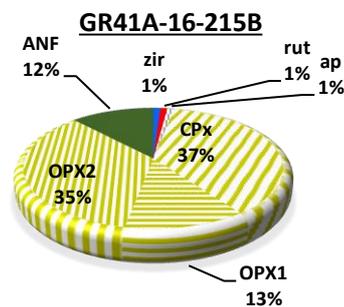


Figura 50. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad de Ensenada.

En la localidad de La Ensenada se analizó 1 muestra, en las cuales los principales minerales son, clinopiroxenos y ortopiroxenos.

La muestra GR41A-16-215 colectada en areniscas de grano fino a medio de la Secuencia B, expresa como predominante a clinopiroxenos subredondeados (37%), ligeramente corroídos (Figura 51A), también contiene OPX2 (35%) con una corrosión leve, de color amarillo pálido (Figura 51B), en cambio los OPXS1 (13%) muestran bordes ligeramente aserrados (Figura 51C), anfíboles subhedrales, con un relieve bajo característico (12%), de color verde parduzco (Figura 51E), zircones translúcidos, subredondeados a subhedrales (1%) exhibe un relieve muy alto (Figura 51F), epidotas subredondeadas (Figura 51D) y granos subordinados de rutilo y apatito, la ausencia de

granates nos indica el marcado cambio e inicio de la secuencia B, en la Formación Moquegua.

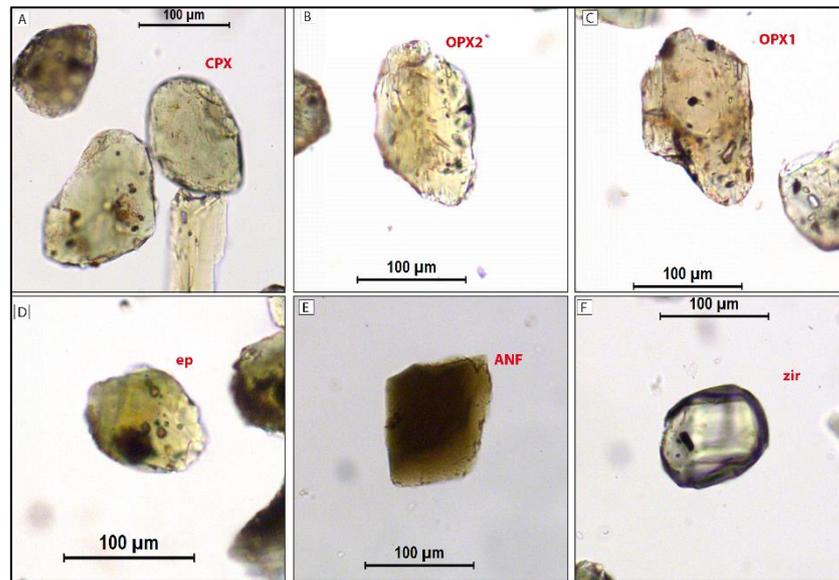


Figura 51. Minerales pesados de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B. En A: clinopiroxeno subredondeados. En B: ortopiroxeno 2 subhedrales a subredondeados. En C: ortopiroxeno 1 con bordes ligeramente aserrados. En D: epidota subredondeada. En E: anfíbol con bordes ligeramente aserrados subhedrales. En F: zircón subredondeado.

En la localidad El Pino se colectaron 3 muestras, en los minerales más representativos tenemos a clinopiroxenos, ortopiroxenos y epidotas.

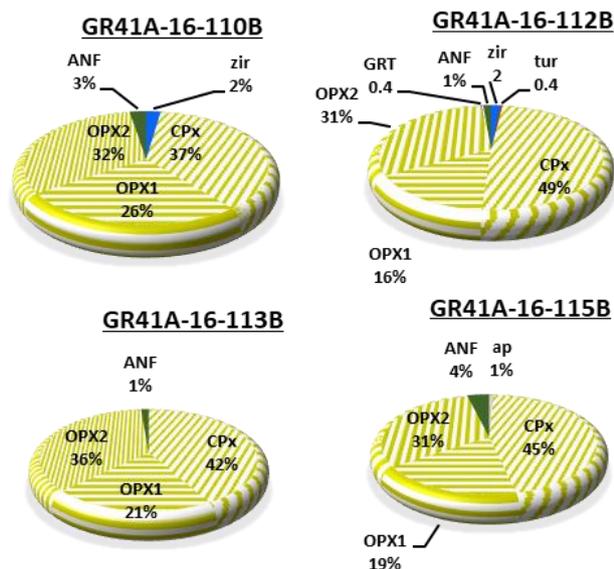


Figura 52. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad El Pino

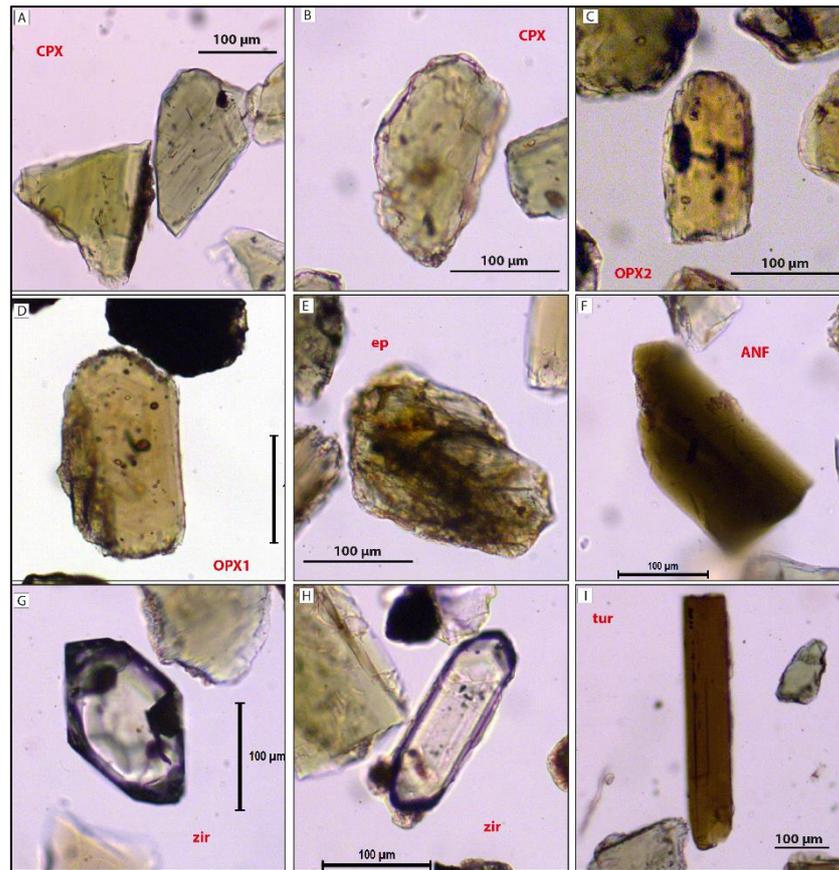


Figura 53. Minerales pesados de la Formación Moquegua, corresponde a la secuencia B y C. En A: clinopiroxenos subhedrales con bordes ligeramente dentados. En B: clinopiroxeno subredondeado. En C: ortopiroxeno 2 con bordes ligeramente aserrados. En D: ortopiroxeno subhedrales levemente corroídos. En E: epidota sunredondeada. En F: anfíbol subhedral. En G: zircón piramidal. En H: zircón bipiramidal. En I: turmalina alargada euhedral.

La muestra GR41A-16-110, obtenida en la columna de El Pino (Figura 91) la cual documenta areniscas de grano grueso, y contiene CPXs de color verde pálido (37%), subredondeados con bordes levemente corroídos (Figura 53A), las epidotas manifiestan un color verde con tonalidades amarillas (Figura 53D) con una corrosión avanzada, en tanto los zircones son piramidales con un relieve muy alto (2%), translúcido (Figura 53G), en menor cantidad anfíboles subhedrales (3%), presentan colores verde parduzco (Figura 53F), mientras en la muestra (GR41-16-112), destacan los clinopiroxenos subredondeados (49%), de color verde pálido (Figura 53B), con bordes levemente corroídos, continúan los OPXs2 (31%) que muestran una leve corrosión, de color

amarillo pálido (Figura 53C), los zircones bipiramidales (2%) tienen un relieve muy alto, translúcido (Figura 53H) y granos subordinados de turmalinas subhedrales alargados, en cambio en la muestra (GR41A-16-115), los OPXS1 (19%) se manifiestan corrosión leve con bordes ligeramente dentados (Figura 53D).

En la localidad de La Curva se colectaron 3 muestras, tendiendo entre los minerales más abundantes de aquellas tres muestras (GR41A-16-78B, GR41A-16-79B y GR41A-16-88B) a ortopiroxenos, clinopiroxenos y anfíboles (Figura 54).

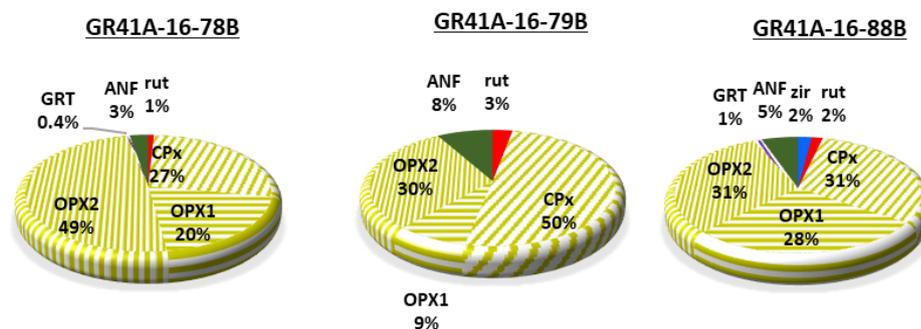


Figura 54 Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad La Curva

La muestra GR41A-16-78 fue colectada en La Curva (Figura 93), en areniscas de grano grueso, donde resaltan los OPXS2 subhedrales (49%) de color amarillo pálido, clinopiroxenos subhedrales a subredondeados (27%), de color verde pálido (Figura 55C), mientras los OPXS1 (20%) son de color amarillo pálido, desarrollando bordes aserrados a subredondeados (Figura 55E). Por otra parte, en la muestra GR41A-16-79 sobresalen los OPXS2 (30%) con una avanzada corrosión, de color verde pálido a incoloro (Figura 55B). Finalmente en la muestra GR41A-16-88, colectada de la matriz de conglomerados, predominan los OPXS2 (31%), presentando leve corrosión, de color amarillo pálido (Figura 55A), seguido de CPXs subredondeados (31%) de color verde pálido, (Figura 55D), OPXS1 subredondeados (28%) que resaltan una corrosión avanzada (Figura 55F), las epidotas exhiben un color verde (Figura 55G), en menor cantidad anfíboles

subhedrales (5%) de color verde parduzco (Figura 55H), por último zircones bipiramidales (2%) con un relieve muy alto, translúcido y corroídas (Figura 55I).

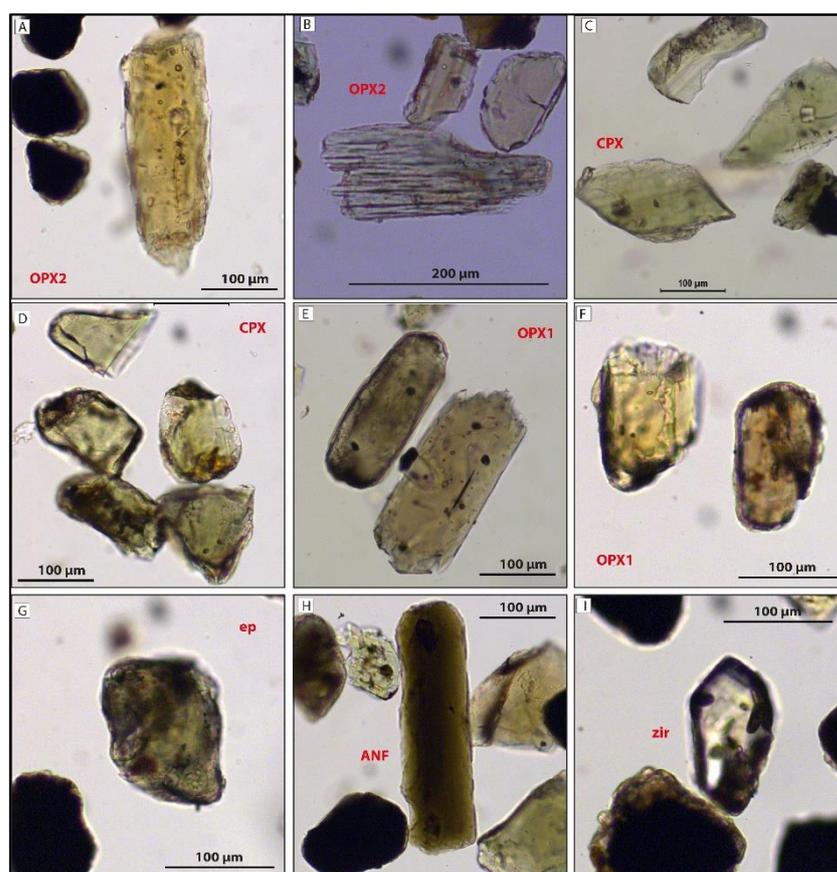


Figura 55. Minerales pesados de la Formación Moquegua Superior en la localidad de La Curva, corresponde a la Secuencia B. En A: ortopiroxenos 2 subhedrales. En B: ortopiroxeno 2, con avanzada corrosión. En C: clinopiroxenos, subhedrales a subredondeados. En D: clinopiroxenos subredondeados. En E: ortopiroxenos 1 subhedrales. En F: ortopiroxenos 1 subhedrales a subredondeados. En G: epidota. En H: anfíbol subhedral alargado. En I: zircón bipiramidal.

En la localidad de La Pampilla se colectaron 2 muestras (Figura 56), siendo los minerales más representativos los clinopiroxenos, ortopiroxenos y en menor proporción anfíboles.

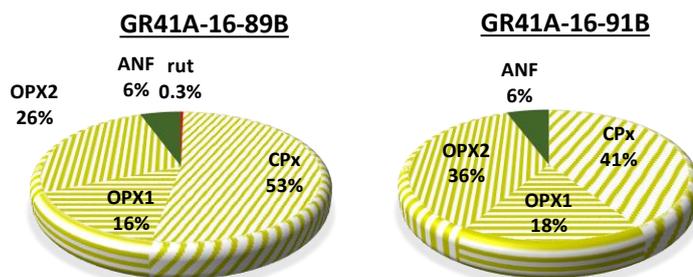


Figura 56. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad La Pampilla.

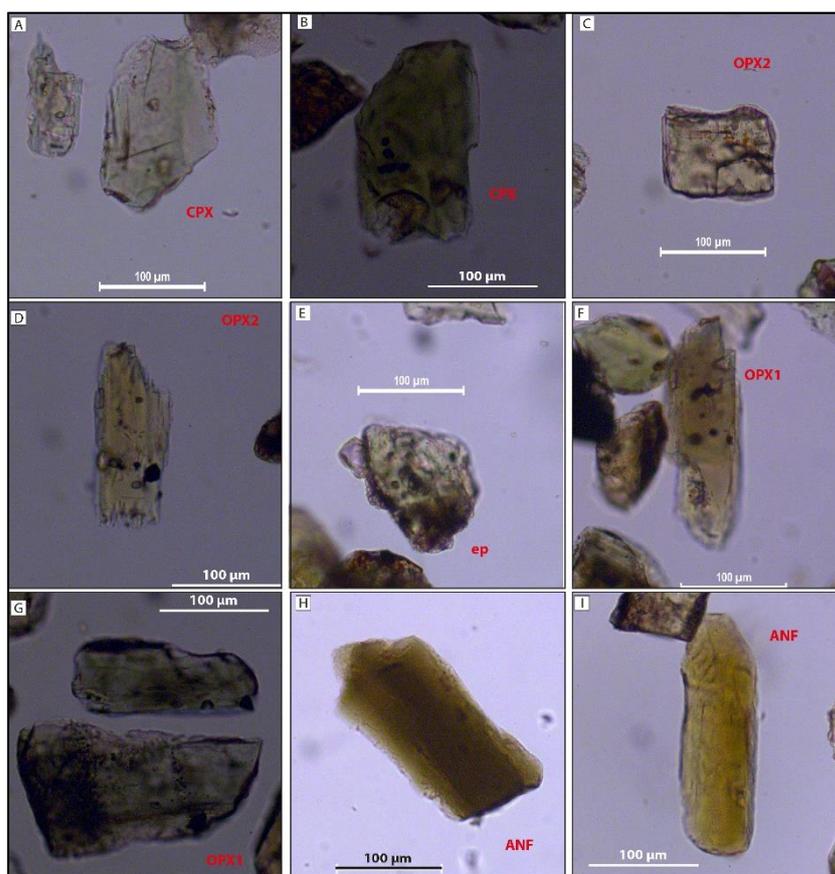


Figura 57. Minerales pesados de la Formación Moquegua, corresponde a la secuencia C. En A: clinopiroxenos subhedrales. En B: clinopiroxenos. En C: ortopiroxenos 2, subhedrales a subredondeados. En D: ortopiroxenos 2 en forma aserrada o dentada. En E: epidotas subredondeadas con una avanzada corrosión. En F: ortopiroxenos 1 subhedrales. En G: ortopiroxenos 1 subhedrales, ligeramente corroídas. En H: anfíbol subhedral. En I: anfíbol subhedral alargado.

La muestra GR41A-16-89 fue colectada en La Curva, en areniscas de grano fino a medio, integrada de CPXs (53%), con un color verde pálido a incoloro, presenta bordes dentados (Figura 57A), OPXs2 subhedrales (26%) de color amarillo pálido (Figura 57C),

en cambio los OPXS1 (16%) con una corrosión leve (Figura 57F), en tanto que las epidotas de color verde con tonalidades parduzcas muestra señales de corrosión avanzada (Figura 57E), los ANFs subhedrales (6%) lucen de color verde parduzco (Figura 57H) y esporádicos granos de rutilo subhedrales de color pardo rojizo, asimismo la muestra (GR41A-16-91) tomada en areniscas de grano grueso, formado por CPXs subhedrales (41%), presenta un color verde pálido (Figura 57B), la mayoría de OPXs2 (36%) son de color amarillo pálido que mantiene una corrosión ligera (Figura 57D) así también los OPXS1 (18%) muestran corrosión leve (Figura 57G) y los ANFs subhedrales (6%), lucen de color amarillo parduzco (Figura 57I).

c) Formación Millo

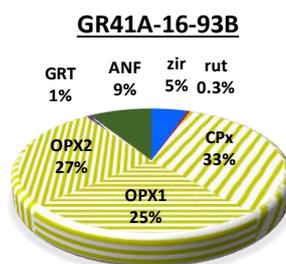


Figura 58. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Localidad La Pampilla.

En la localidad de La Pampilla se colectó a la muestra GR41A-16-93, la cual fue tomada de matriz de conglomerados, donde predominan minerales como clinopiroxenos, ortopiroxenos y zircones, siendo compuesta de CPXs subhedrales (33%), de color verde pálido (Figura 59A), OPXs2 (28%) con una marcada corrosión, de color amarillo pálido (Figura 59B) que al girar la platina a 90° del microscopio petrográfico cambia al color verde pálido, de igual modo los OPXS1 (25%), como se muestra en la (Figura 59C), los ANFs subhedrales (9%) manifiestan un color verde parduzco (Figura 59D), las epidotas por su parte de tonalidades amarillas (Figura 59E), muestran una corrosión avanzada, la

presencia de zirrones (5%) hace evidenciar el claro cambio a la Formación Millo (secuencia D) que presenta granos bipiramidales con un relieve muy alto e incoloro con tonalidades verdosas (Figura 59F), en menor proporción granates translúcidos y rutilos pardo rojizos.

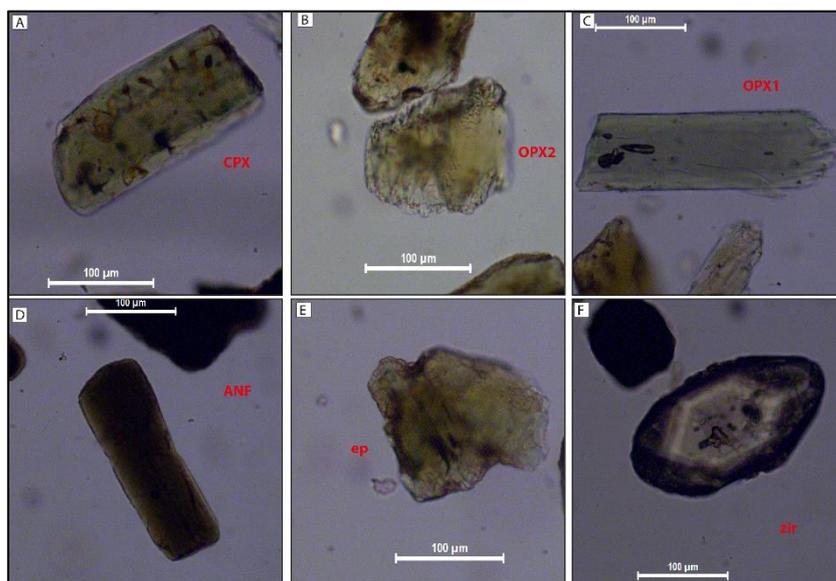


Figura 59. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D. En A: clinopiroxenos subhedrales. En B: ortopiroxenos 2 en forma aserrada. En C: ortopiroxenos 1 subhedrales. En D: anfíbol subhedral alargado En E: epidotas con una avanzada corrosión. En F: zirrones bipiramidales.

Al suroeste del Cerro Arenal se colectó a la muestra GR41A-16-212, la cual consiste en areniscas de grano medio, donde abundan minerales pesados tales como clinopiroxenos y anfíboles (Figura 60).

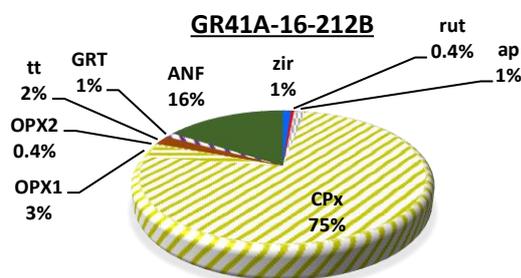


Figura 60. Resultado del conteo de minerales pesados colectado al suroeste del cerro Arenal.

Esta muestra está constituida por CPXs (75%), verde pálido, subhedrales (Figura 61A), los ANFs (16%) son de color verde parduzco subhedrales (Figura 61B), mientras que las epidotas tienen tonalidades incoloras a verduzcas (Figura 61C). Ocasionalmente se observan granos subordinados de apatitos subhedrales incoloras (Figura 61D), zircones bipiramidales con tonalidades incoloras a verdosas (Figura 61E) y ortopiroxenos con una avanzada corrosión en forma dentada (Figura 61F).

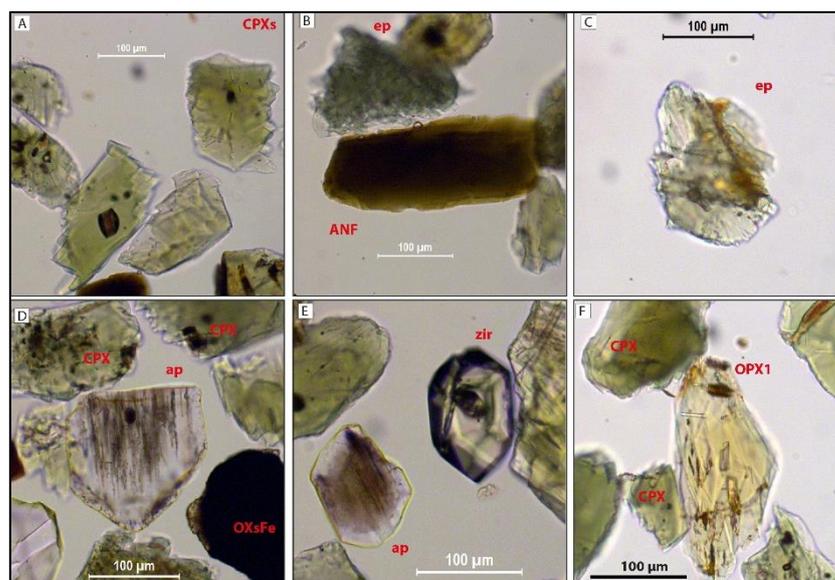


Figura 61. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D. En A: clinopiroxenos en forma aserrada. En B: anfíbol subhedral alargado. En C: epidotas subredondeadas. En D: apatito subhedrales En E: zircones piramidales. En F: ortopiroxenos en forma dentada o aserrada

Al suroeste del Cerro Ayrapmal se colectó la muestra GR41A-16-214, la cual consiste en areniscas de grano grueso donde resaltan, minerales como clinopiroxenos y ortopiroxenos, compuesta de CPXs subhedrales (47%) que están ligeramente corroídas (Figura 63A), con los colores de interferencia de segundo a tercer orden (Figura 63B), así también ortopiroxenos 2 (27%) verde pálido a incoloro (Figura 63C) (Figura 63D), los anfíboles presentan colores verde parduzcos, subhedrales (Figura 63E) y subredondeadas (Figura 63F).

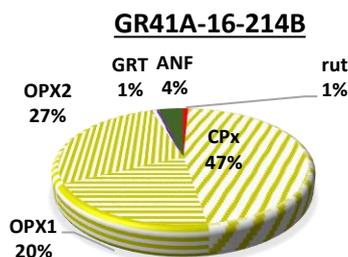


Figura 62. Resultado del conteo de minerales pesados colectado al suroeste del cerro Ayrapmal.

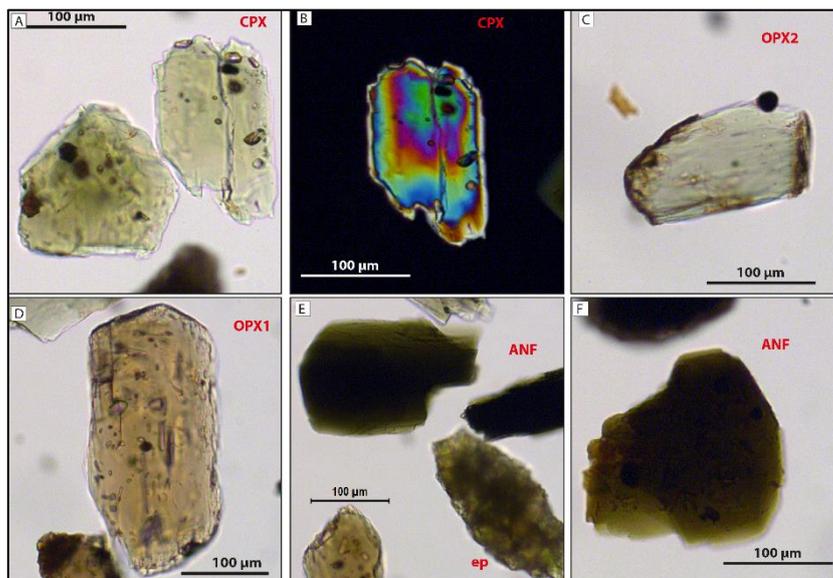


Figura 63. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la secuencia D, colectada al suroeste del cerro Ayrapmal. En A: clinopiroxenos ligeramente aserrados. En B: clinopiroxeno en nicoles cruzados muestra una birefringencia de segundo a tercer orden. En C: ortopiroxenos 2 color verde pálido. En D: ortopiroxenos 1 amarillos pálido, subhedrales En E: anfíboles subhedrales En F: anfíboles subredondeadas.

Al suroeste de El Fiscal se colectó la muestra GR41A-16-194, la cual consiste en areniscas tobáceas. En esta muestra predominan minerales tales como anfíboles, clinopiroxenos, conformada de anfíboles (71%) subhedrales se muestran de colores verde parduzcos, (Figuras 65A y 65B), CPXs (14%) subhedrales de color verde pálido, los ortopiroxenos lucen de color amarillo pálido (Figura 65D y 65E), levemente corroídos y escasos granos subordinados de apatitos subhedrales (Figura 65C), granates incoloros con tonalidades amarillentas (Figura 65F).

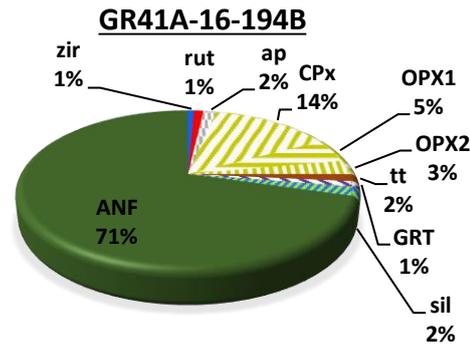


Figura 64. Resultado del conteo de minerales pesados, colectado al suroeste de El Fiscal.

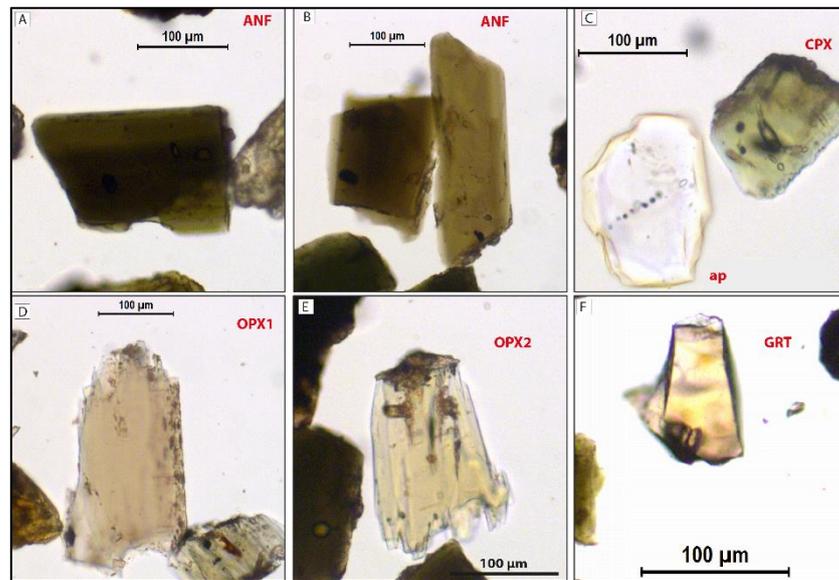


Figura 65. Minerales pesados de la Formación Millo, corresponde a la Secuencia D, colectada al suroeste de Fiscal. En A: anfíbol subhedral. En B: anfíboles subhedrales. En C: apatito subhedral. En D: ortopiroxenos 1 amarillos pálido, con bordes ligeramente aserrados. En E: Ortopiroxeno en forma dentada. En F: granates.

4.1.1.2. CONCENTRACIÓN DE MINERALES PESADOS DE ROCAS FUENTE (BASAMENTO)

Para el presente estudio, se colectó 8 muestras, en las localidades de El Paraíso (Complejo Basal de la Costa, de edad Paleoproterozoico), Mejía (Batolito Atico Camaná-Granito, de edad Ordovícico), donde hay una clara dominancia de granates, ortopiroxenos y apatitos. En el Cerro Yamayo afloran rocas del Grupo Cabanillas, Devónico (predominan rutilos y zircones) y también rocas de la Formación Chocolate (Jurásico inferior), las cuales contienen titanitas, rutilos y zircones. En El Fiscal (Batolito de la

Costa, Jurásico inferior-medio), afloran granodioritas que contienen anfíboles y titanitas. En el Cerro Alto del Meadero (Formación Guaneros, Jurásico superior), abundan areniscas y andesitas que contienen clinopiroxenos. En el Cerro Ayrapmal (Batolito de la Costa, Cretácico inferior), afloran dioritas donde predominan apatitos así como también granates. En Ila Quebrada Guaneros (Grupo Toquepala, Cretácico superior-Paleógeno), resaltan granatesandesitas que contienen abundancia de anfíboles y zircones.

Se coleccionó otras dos muestras colectadas en la Playa Vila Vila, Cuadrángulo de la Yarada(37v), correspondientes a la Formación Chocolate (Jurásico inferior), se caracterizan por su contenido de ortopiroxenos, clinopiroxenos y apatitos.

En base a las características y su composición, observados en el microscopio petrográfico de las posibles rocas fuente, se obtendrán la representación de ensambles de minerales pesados de posibles roca fuente en la Figura 82, nos permitirá comparar con los resultados obtenidos de la representación de los ensambles de minerales pesados de rocas cenozoicas figura 83, véase la sección 4.1.3. Para mayores detalles sobre la discusión de resultados.

Tabla 7. Concentración de minerales pesados expresados en porcentajes de rocas fuente

Unidad	Muestra	Litología	zir (%)	tur (%)	rut (%)	ap (%)	CPX (%)	OPX1 (%)	OPX2 (%)	tt (%)	GRT (%)	pmp (%)	ANF (%)	ZTR (%)	ATi (%)	GZi (%)
Grupo Toquepala	GR4A-16-170	Arenisca tobácea	19	0.8	3.8	13	1.5	0.0	0.0	0.8	37	0.8	23	23	3.8	8.1
Batolito de la Costa-Diorita	GR4A-16-181	Diorita	10	0.0	2.0	33	0.0	20	2.0	0.0	28.6	0.0	4.1	12	9.7	6.3
Formación Guaneros	GR4A-16-160	Lava andesítica	0.0	0.0	0.0	0.0	97	1.2	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Batolito de la Costa-Granodiorita	GR4A-16-104	Granodiorita	2.7	0.0	0.0	1.8	9.8	1.8	0.0	21	0.0	11	52	2.7	0.5	0.0
Formación Chocolate	GR41A-15-72b	Andesita	0.0	0.0	7.7	15	15	0.0	31	7.7	16	0.0	7.7	0.1	0.1	0.0
Formación Chocolate	GR41A-15-74b	Andesita	7.9	7.9	2.6	24	7.9	0.0	13	16	7.9	0.0	13	0.2	0.1	0.0
Formación Chocolate	GR4A-16-101	Lava andesítica	19	0.0	23	0.0	0.0	0.0	0.0	58	0.0	0.0	0.0	42	0.0	0.0
Grupo Cabanillas	GR4A-16-102	Arenisca	14	0.0	85	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	99	0.0	0.0
Camaná-Granito	GR4A-16-109	Granito	16	0.0	5.7	74	0.0	0.0	0.0	0.0	4.3	0.0	0.0	22	22	0.9
Complejo Basal de la costa-Gneis	GR4A-16-108b	Gneis	3.6	0.0	1.0	0.0	30	42	0.0	0.0	23	0.0	0.0	4.7	0.0	5.3

Nota: Abreviaturas usadas ZTR = índice zircón-turmalina-rutilo, ATi = índice apatito-turmalina, GZi= índice granate-zircón, zir = zircón, tur = turmalina, rt = rutilo, Ap = apatito, CPX = Clinopiroxeno, OPX1 = Ortopiroxeno I birefringencia. Segundo orden, OPX2 = Ortopiroxeno I birefringencia. primer orden, tt = titanita, GRT = granate pmp=pumpellita, ep=epidota y ANF = anfíbol

a) Complejo Basal de la Costa (Paleoproterozoico)

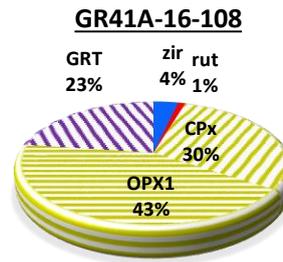


Figura 66. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Paraíso.

Gneis: en la localidad de Paraíso, en las cuales presentan abundancia de minerales como granates, ortopiroxenos y clinopiroxenos. La muestra GR41A-16-108 está constituida de OPXs1 (43%) translúcidos y con tonalidades amarillentas, con una corrosión avanzada (Figura 67B). Contiene además clinopiroxenos (30%) translúcidos (Figura 67A). El aumento relativo de granates (23%) se distinguen por su relieve alto, con colores tonalidades amarillo pálido (Figuras 67D y 67E). Se observan además zircones (4%) subhedrales con un relieve muy alto, con matices verdosas (Figura 67C) y epidotas subredondeadas que se manifiestan de colores verde a tonalidades amarillas (Figura 67F) que muestra un avanzado estado de desgaste.

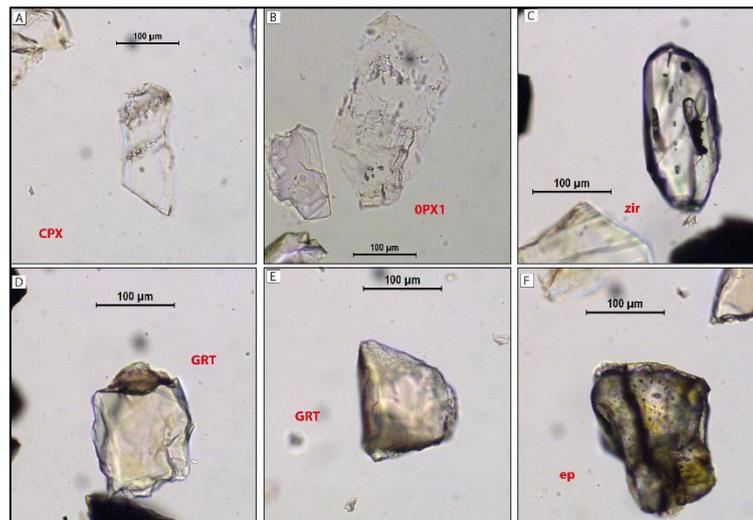


Figura 67. Minerales pesados del complejo basal de la Costa, corresponde a Gneis. En A: Clinopiroxenos ligeramente corroído. En B: ortopiroxeno 1 corroído. En C: zircón subhedral. En D: granate subhedral. En E: granate con tonalidad amarillo pálido. En F: epidota subredondeada con relieve alto.

b) Batolito Atico – Mollendo (Ordovícico)

Granito: ubicada en la localidad de Mejía los minerales más representativos son epidotas, apatitos (muestra GR41A-16-109), está conformada de apatitos subhedrales (74%), se presenta incolora y ligeramente corroída (Figuras 69A y 69B), zircones subhedrales (16%) con un relieve muy alto de tonalidades verdosas (Figuras 69C y 69D), rutilos pardo rojizos (6%), y componentes menores de granates (4%) incoloros (Figura 69E), epidotas incoloras con matices amarillentos, luciendo avanzada corrosión (Figura 69F).

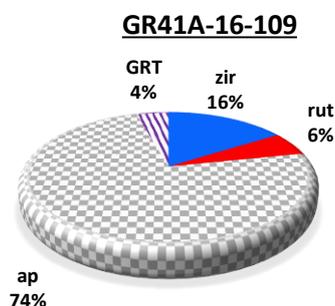


Figura 68. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Mejía.

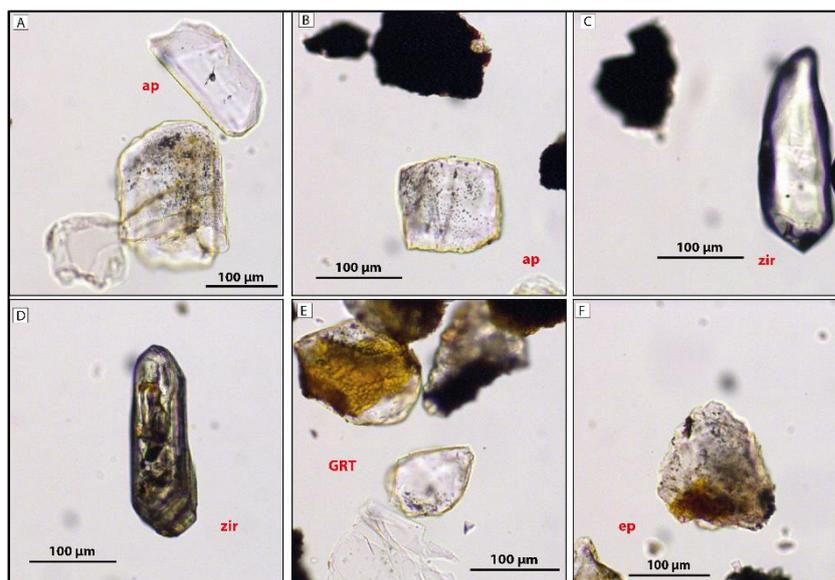


Figura 69. Minerales pesados del Batolito Atico Mollendo, corresponde a Granitos rojos. En A: apatitos subhedrales ligeramente corroído. En B: apatito subhedral. En C: zircón subredondeado a subhedral. En D: zircón bipiramidal. En E: granate translúcido. En F: epidota subredondeada con marcada corrosión.

c) Grupo Cabanillas (Paleozoico)

La muestra (GR41A-16-102) colectada en areniscas cuarzosas, en el cerro Yamayo (cuadrángulo de Punta de Bombón, 35s) representada porque el mineral pesado predominante es el rutilo (80%) caracterizado por presentar una corrosión avanzada (Figuras 71A y 71B), seguido de zircones (13%) subredondeados (Figuras 71E y 71F), además granos subordinados de ortopiroxenos 2 (Figura 71C), mientras las epidotas con señales de una marcada corrosión cubierta por óxidos de hierro (Figura 71D).

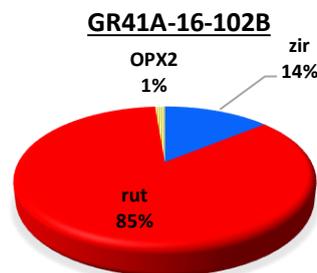


Figura 70. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el cerro Yamayo.

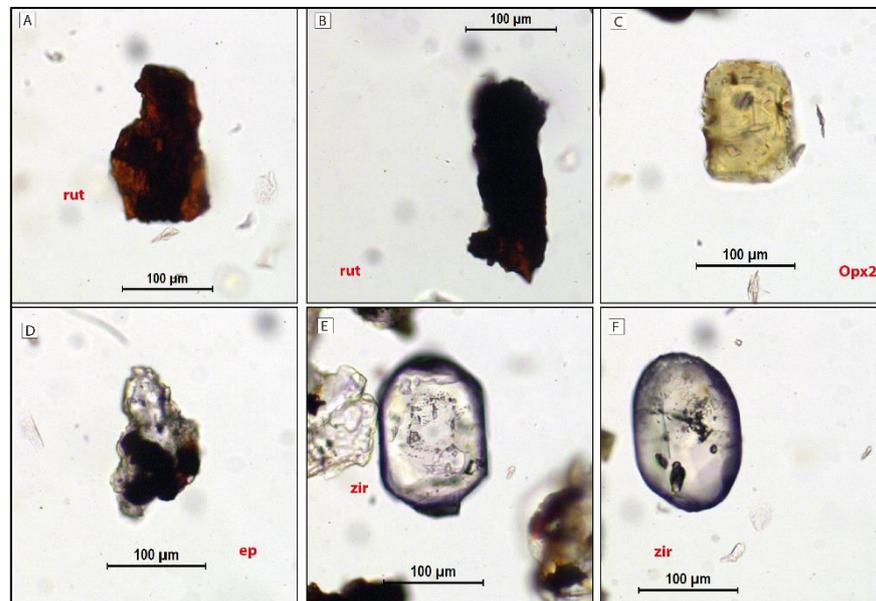


Figura 71. Minerales pesados del Grupo Cabanillas, colectada en Areniscas cuarzosas. En A: rutilo con avanzada corrosión. En B: rutilo. En C: ortopiroxeno 2 subhedral En D: epidota corroída En E: zircón euhedral. En F: zircón subredondeado.

d) Formación Chocolate (Jurásico Inferior)

Colectada en lavas andesíticas, en el cerro Yamayo (cuadrángulo de Punta de Bombón, 35s), muestra (GR41A-16-101) constituida por titanitas (58%) subhedrales de color amarillo (Figura 72B), mientras que las titanitas con una marcada corrosión están cubiertas por óxidos de fierro (Figura 72C), al respecto de los zircones (19%) muestran formas subhedrales (Figura 72E) y alargados (Figura 72F), en tanto los rutilos subhedrales (23%) ligeramente corroídos (Figura 72D) y epidotas que lucen una avanzada corrosión, con cobertura por matices de óxidos de fierro (Figura 72A).

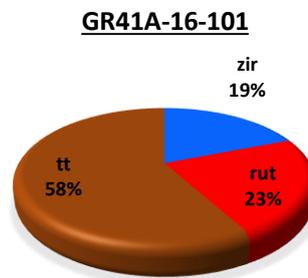


Figura 72. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el cerro Yamayo

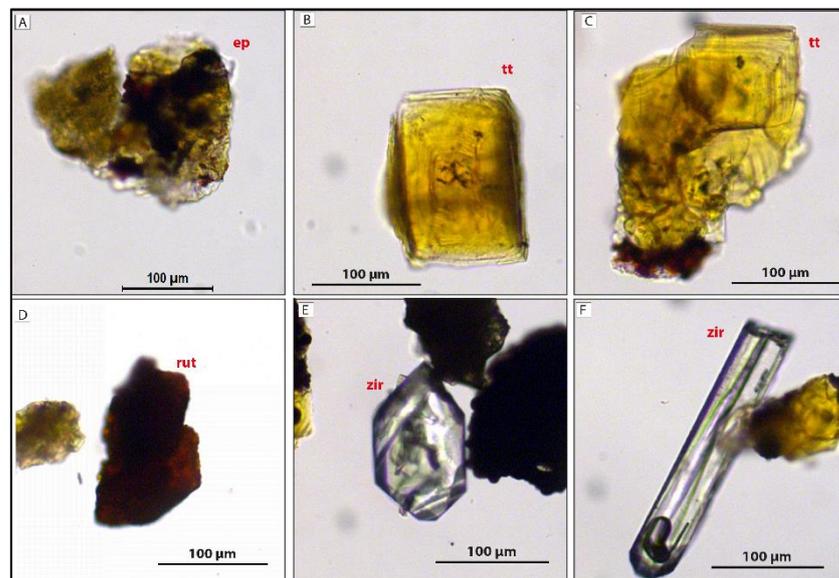


Figura 73. Minerales pesados de la Formación Chocolate, tomada en lavas andesíticas. En A: epidotas con una marcada corrosión. En B: titanita subhedral. En C: titanita subhedral con una corrosión avanzada. En D: rutilo. En E: zircón euhedral En F: zircón alargado.

e) Batolito de la Costa (Jurásico Inferior a Medio)

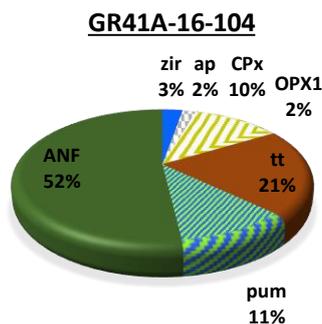


Figura 74. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la localidad de Fiscal.

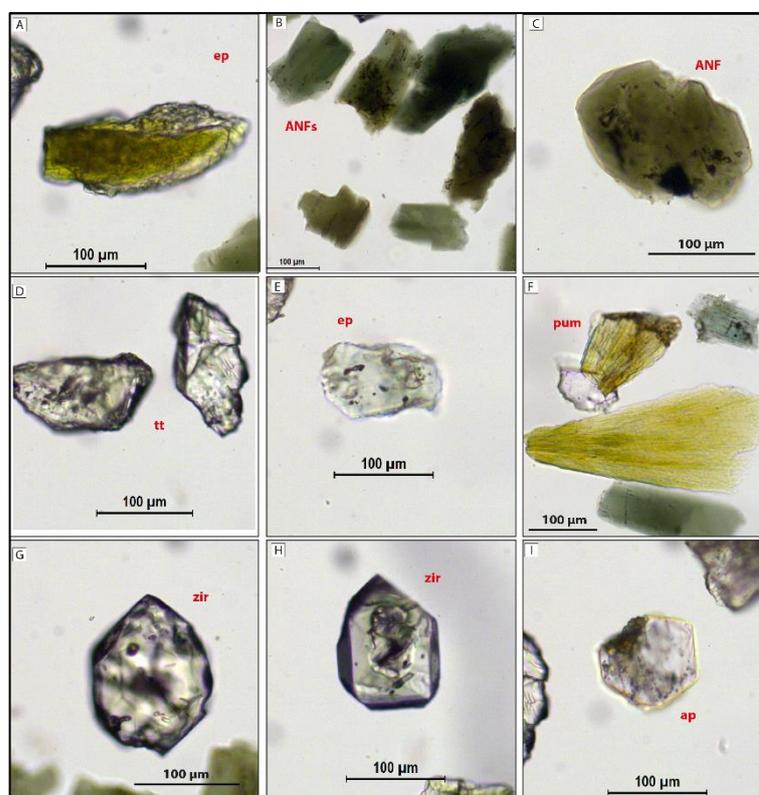


Figura 75. Minerales pesados del Batolito de la Costa Super unidad Punta Coles, presentes en granodioritas con hornblenda. En A: epidota subredondeada con bordes ligeramente corroídas. En B: anfíboles subhedrales presenta ligera corrosión. En C: anfíbol subhedral. En D: titanitas incoloras con matices verdes. En E: epidota. En F: pumpellitas. En G: zircón. En H: zircons euhedrales. En I: apatitos subhedrales con bordes ligeramente corroídas

Que pertenece a la Super Unidad Punta Coles, tomada en la localidad de Fiscal en Granodioritas, en la muestra (GR41A-16-104), predominan anfíboles y titanitas, integrada de anfíboles (52%) subhedrales y subredondeados respectivamente (Figuras

75B y 75C), lucen de color verde parduzco con un relieve bajo, en tanto con relieve alto las titanitas (21%) con tonalidades verdosas incoloras (Figura 75D) en menor porcentaje pumpellitas (11%) con hábito fibroso de color verde amarillentas, clinopiroxenos (10%) subredondeados de color verde pálido y granos subordinados de zircones (3%) prismáticos (Figuras 75G y 75H), apatitos subhedrales incoloras (Figura 75I), finalmente epidotas que muestran una corrosión leve a avanzada de color verde amarillenta (Figura 75A) asimismo hay con colores verde pálidas incoloras (Figura 75E).

f) Formación Guaneros (Jurásico Medio)

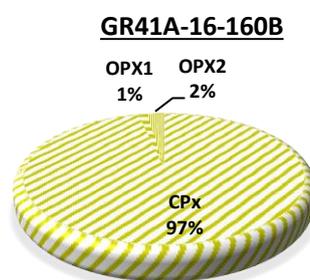


Figura 76. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el Cerro Alto del Meadero.

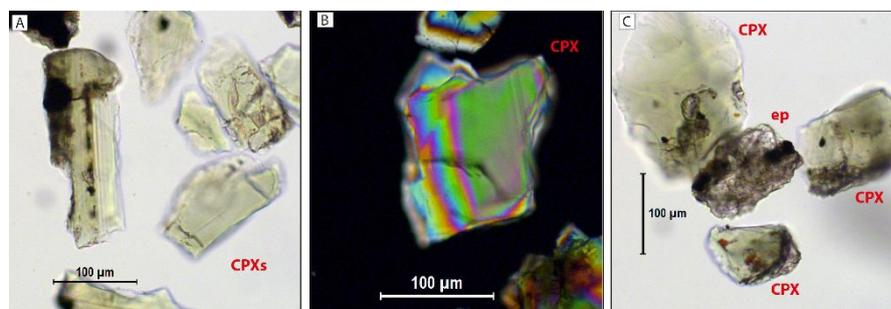


Figura 77. Minerales pesados de la Formación Guaneros, colectada en lavas andesíticas. En A: clinopiroxenos subhedrales. En B: clinopiroxeno con birefringencia de segundo a tercer orden. En C: clinopiroxenos ligeramente corroídos y al centro epidota con una avanzada corrosión.

En el Cerro Alto del Meadero, se ha colectado la muestra (GR41A-16-160) en lavas andesíticas, en cuyo conteo de minerales pesados predominan minerales los clinopiroxenos subhedrales (97%) se muestran de colores verde pálidos (Figuras 77A y 77C), en nicols cruzados se observa los colores de interferencia de segundo a tercer

orden (Figura 77B), en menor proporción tenemos a anfíboles verde parduzcos y ortopiroxenos subhedrales de color amarillo.

g) Batolito de la Costa (Cretácico Inferior)

Muestra (GR41A-16-181) colectada en dioritas, en el Cerro Ayrapal (cuadrángulo de Punta de Bombón, 35s) resalta la abundancia de apatitos (33%) subhedrales (Figura 79C), en menor cantidad tenemos a ortopiroxenos con ligero tono de color amarillo a verde (Figura 79B), zircones (10%) prismáticos (Figura 79D) y epidotas con una corrosión avanzada en forma aserrada o dentada (Figura 79).

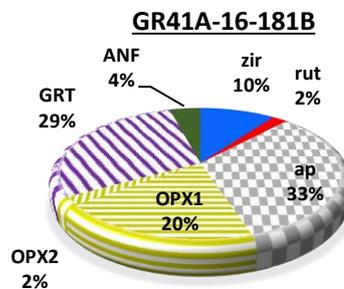


Figura 78. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en el Cerro Ayrapal.

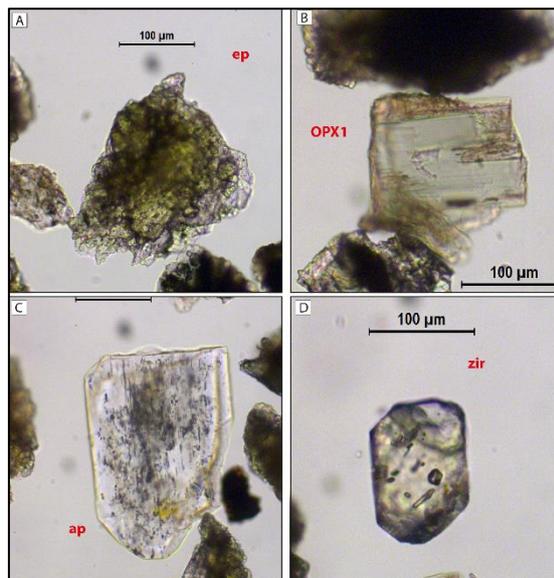


Figura 79. Minerales pesados del Batolito de la costa - Super unidad Ilo, colectada en Dioritas. En A: epidota en forma dentada o aserrada. En B: ortopiroxeno 1 subhedral. En C: apatito subhedral. En D: zircón euahedral.

h) Grupo Toquepala (Cretácico Superior Paleógeno)

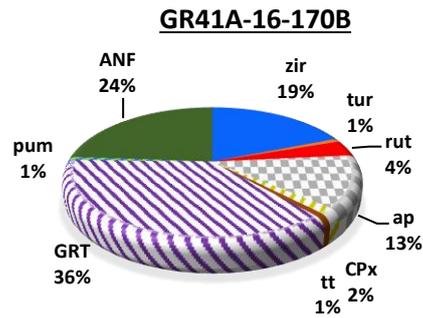


Figura 80. Resultado del conteo de minerales pesados colectado en la Quebrada Guaneros.

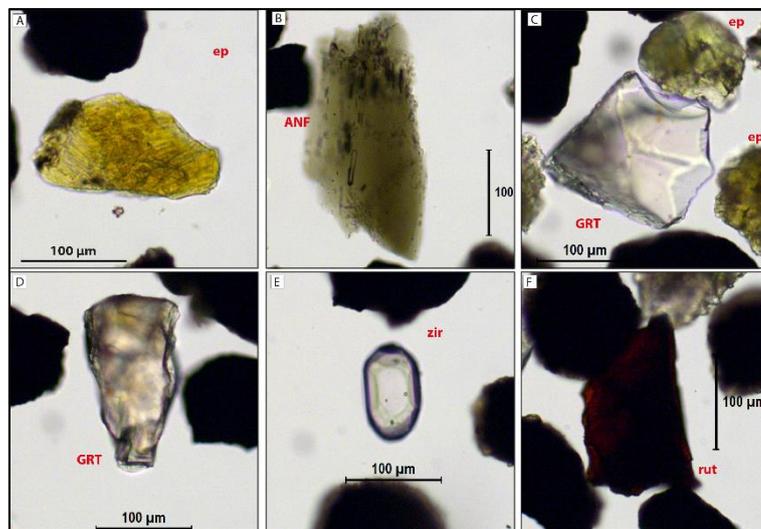


Figura 81. Minerales pesados del Grupo Toquepala, colectada en areniscas tobáceas. En A: epidota subredondeada. En B: anfíbol subhedral con una corrosión avanzada. En C: granate incoloro. En D: granate con tonalidades, amarillas. En E: zircón subredondeado. En F: rutilo, intensamente corroído.

En la Quebrada Guaneros (cuadrángulo de Clemesí, 35t), integrado en mayor proporción de granates, anfíboles, zircones y apatitos (Muestra GR41A-16-170), constituida de granates (37%) con un relieve alto, con tonalidades de color amarillo pálido y translúcidos (Figuras 81C y 81D); anfíboles (24%) verde parduzcos en forma dentada (Figura 81B), zircones (19%) subredondeados con un relieve muy alto, translúcidos (Figura 81E), seguido de la presencia de granos subordinados de rutilos con una marcada

corrosión (Figura 81F), turmalinas, clinopiroxenos, titanitas y pumpellitas y epidotas subredondeadas se manifiestan de colores verde amarillentas (Figura 81).

4.1.2. ESPECTROS DE MINERALES PESADOS

4.1.2.1. ESPECTROS DE MINERALES PESADOS DE ROCAS FUENTE (BASAMENTO)

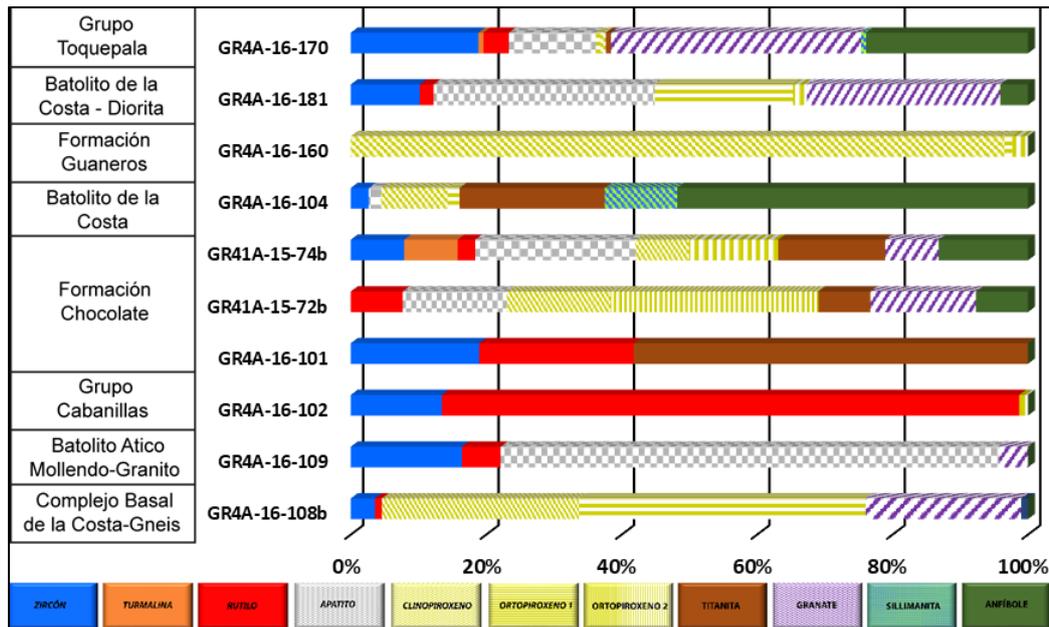


Figura 82. Representación de los ensambles de minerales pesados de las posibles rocas Fuentes. Complejo Basal de la Costa (Gneis), Batolito Atico – Camaná - Mollendo (granito), Grupo Cabanillas (areniscas cuarzosas), Formación Chocolate (Lavas andesíticas), Batolito de la Costa (Diorita) y Grupo Toquepala (Arenisca tobácea).

Comúnmente se usa las ratios de minerales pesados, lo cual se consideró para el análisis como ZTR = zircón, turmalina y rutilo, ATi =apatito y turmalina, GZi =granate y zircón. Estos espectros nos permiten caracterizar su composición y proporciona la base para las comparaciones con las rocas sedimentarias cenozoicas. Las rocas metamórficas del Complejo Basal de la Costa de edad de 1 Ga en base a edades de (U-Pb y U-Th-Pb), los minerales pesados representativos son OPX1 (hasta 43%), CPXs (hasta 30%) y GRTs (hasta 23%) que son considerados como componentes principales, también se observan

zircones como componentes subordinados (hasta 4%) y rutilos hasta ~1%, los cuales se muestran en la Figura 82.

Las rocas del Batolito Atico – Mollendo consisten en granitos rojos en el ensamble muestran apatitos (74%), zircones (16%), rutilos pardo rojizos (6%) y granates (4%). El Grupo Cabanillas está constituido por areniscas cuarzosas, conformado de rutilo (85%), seguido de zircones (13%) y esporádicos ortopiroxenos (1%).

La Formación Chocolate consiste en lavas andesíticas y basálticas, conteniendo titanitas (hasta 58%, muestra GR41A-16-101) zircones (hasta 19%, muestra GR41A-16-101), rutilos (23%, muestra GR41A-16-101), ortopiroxenos (hasta 31 %, muestra GR41-15-72b) y clinopiroxenos (hasta 15% muestra GR41A-15-72b). Las rocas del Batolito de la Costa se componen de granodioritas de la Superunidad Punta Coles y dioritas de la Superunidad Ilo. Sus principales componentes son anfíboles (52%, muestra GR41A-16-104), apatitos (33%, muestra GR41A-16-181), granates (29%, muestra GR41A-16-181), titanitas (21%, muestra GR41A-16-104), ortopiroxenos (20%, muestra GR41A-16-181), en menor proporción pumpellitas y clinopiroxenos con (11% y 10% respectivamente, muestra GR41A-16-104) y granos subordinados zircones y rutilos.

La Formación Guaneros consiste en lavas andesíticas, donde predominan clinopiroxenos (97%), en menor proporción a ortopiroxenos. Finalmente, las rocas del Grupo Toquepala consisten en areniscas tobáceas, siendo el ensamble mineral constituido de granates (37%), anfíboles (23%) seguido de zircones (19%), con presencia de granos subordinados de rutilos, turmalinas, clinopiroxenos, titanitas y pumpellitas (Figura 82).

4.1.2.2. ESPECTROS DE MINERALES PESADOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS DEL CENOZOICO

Para describir los espectros de minerales pesados de rocas sedimentarias del Cenozoico (Cuadrángulo de Punta de Bombón, 35s) se observa la representación del

ensamble de minerales pesados de rocas sedimentarias (Figura 83), para la presente tesis nos referimos a cuatro secuencias principales: i: secuencia A (Formación Camaná) ii: Secuencia B (Formación Moquegua Superior), iii: Secuencia C: (Formación Moquegua Superior), y iv: Secuencia D (Formación Millo). Consideramos que el uso adicional de los índices ZTR (zircón, turmalina y rutilo), GZi (granate y zircón) y ATi (apatito y turmalina) denominadas por Hubert (1962) y Morton & Hallsworth (1999) cuyos resultados son apropiados para apoyar la definición de los posibles cambios de proveniencia (Figura 85).

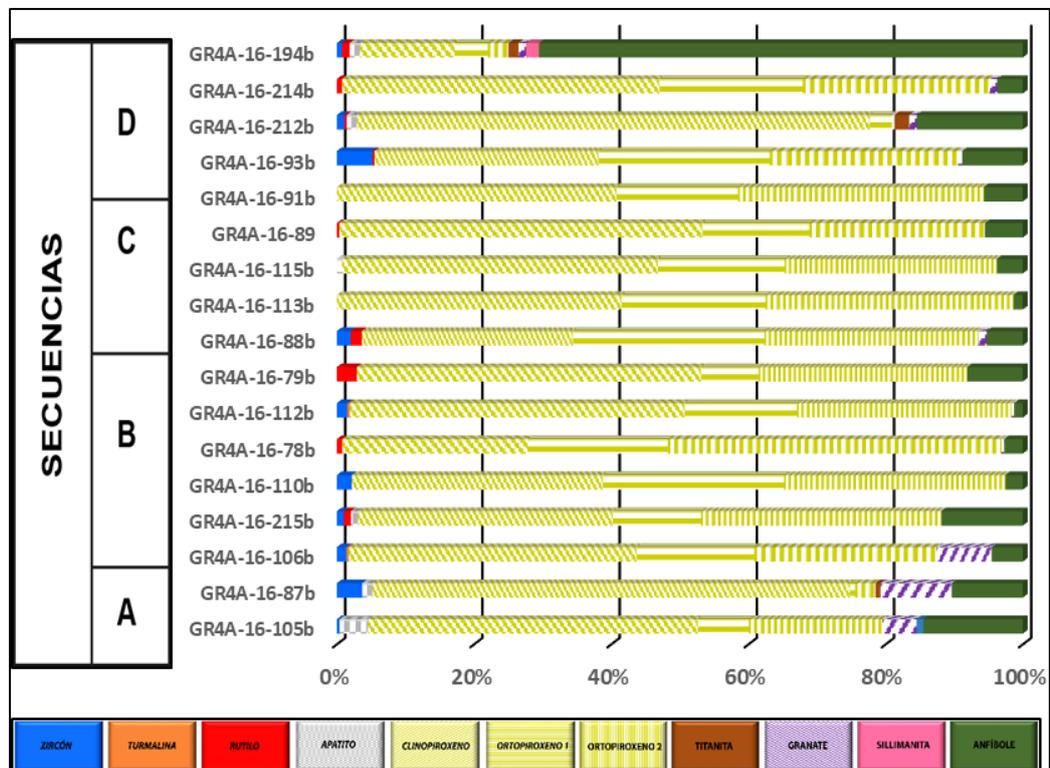


Figura 83. Representación de los ensambles de minerales pesados de rocas sedimentarias del Cenozoico del cuadrángulo de Punta de Bombón.

En la secuencia A , está dominada por CPXs (hasta 70%, muestra GR41A-16-87b), OPXs2 (hasta 27%, muestra GR41A-16-106b), OPXs1 (17%, muestra GR41A-16-106b), ANFs (hasta 15%, muestra GR41A-16-105b) y GRTs (hasta 10%, muestra GR41A-16-87b) (Figura 83). Además de granos subordinados de zircones (hasta 4%,

muestra GR41A-16-87b), apatitos (hasta 4% muestra GR41A-16-105) y componentes menores de tur y tt (menos del 1%).

Los valores de índices ZTR y el GZi (Figura 85) en sedimentos de la secuencia A, son las más altas de la Formación Camaná (hasta el ~4% y ~2%, respectivamente). La aportación de granates está considerada como el primer cambio en la proveniencia de la Formación Camaná (línea roja inferior en la Figura 85), donde refleja la exhumación de las rocas fuente, gneis y granitos (es decir, Complejo Basal de la costa y Batolito Atico Camaná) Figura 84.

Los sedimentos de las Secuencias B y C observados en la Formación Moquegua preservan la mayor concentración de CPXs (hasta 53%, muestra GR41A-16-89b). Esta cantidad es seguida por OPXs2 (hasta 49%, muestra GR41A-16-78b) y ANFs (hasta un 12%, muestra GR41A-16-215). Asimismo, zir, tur, ap y GRTs que son subordinados (hasta menos 3%).

Los valores del índice ZTR (hasta 3%) en los sedimentos de la secuencia B son elevados, esto hace posible la división con la secuencia C, ambas son parte de la Formación Moquegua Superior (Línea ploma en la Figura 85). El incremento de piroxenos admiten un primer cambio mineralógico (línea roja inferior en la Figura 85), hacen evidenciar que la fuente de estos sedimentos sean las Formaciones Jurásicas (Formación Chocolate, Batolito de la costa y Formación Guaneros) Figura 85, además de los más bajos en los índices ATi y Gzi, complementan la clara división de la secuencia A y D (línea roja inferior y superior en la Figura 85).

La secuencia D que corresponde a la Formación Millo, además de contener una gran cantidad de tobas de ceniza, muestran un marcado cambio en la composición mineralógica en comparación con las secuencias de C y B. Esto se refleja en un aumento drástico de zircones (hasta un 5%, muestra GR41A-16-93b), clinopiroxenos (hasta el

75%, muestra GR41A-16-212) y ANFs (hasta un 71%, muestra GR41A-16-194) (Figura 85).

Los valores altos de la ZTR (hasta el 5 %), ATi, y GZi índices en los sedimentos de la parte secuencia D, son altos en la Formación Millo. La marcada proporción de piroxenos y anfíboles indicarían un segundo cambio mineralógico (línea roja superior en la Figura 85).

4.1.3. DISCUSIÓN

Los estudios de Alván et al. (2015) y Decou (2011) en el Cuadrángulo de Camaná sugieren que la fuente de donde derivan los sedimentos de la Formación Camaná corresponde a la Cordillera de la Costa, la cual está conformada por el Macizo de Arequipa o Complejo Basal de la Costa (granulitas y gneises, migmatitas). Estos están representados por granates (69%) y epidotas (70%) considerados como componentes principales, mientras que los apatitos, sillimanitas y titanitas son considerados como componentes subordinados. En el Batolito de San Nicolás (granitos), el ensamble mineral se compone de titanitas (78%) y apatitos (5%) como componentes principales, mientras el Grupo Mitu (conglomerados y areniscas cuarzosas) está representado por zircones (75%) y rutilos (21%). Para la Cordillera Occidental representado por el Batolito de la Costa (dioritas), como principal componente tenían a anfíboles al (84%), para el Grupo Yura (areniscas cuarzosas), representado por rutilos (~ 75%) y el Grupo Tacaza (dioritas) con mayor abundancia en piroxenos (75%).

Para nuestra área de estudio, la Cordillera de la Costa se componen de rocas metamórficas e intrusivos (gneis y granitos), en cuyo conteo de minerales de minerales pesados estan representados por ortopiroxenos 1 (hasta 42%), clinopiroxenos (hasta 30%) y granates (hasta 23%), según Martignole & Martelat (2003) indica que un alto grado de metamorfismo, hace la producción masiva de granates y piroxenos. Mientras los granitos

rojos descritos por Bellido & Guevara (1963) intruyen a gneis en forma de diques y pequeños cuerpos, de ese modo Martínez & Cervantes (2003) lo relaciona a intrusiones tardías, regido por un magmatismo calcoalcalino ordovícico, conformado de apatitos (74%) y zircones (16%). La exposición de rocas sedimentarias del Paleozoico del Grupo Cabanillas, muestra sus principales componentes son rutilo (85%) y zircones (13%).

La Cordillera Occidental en nuestra presente investigación está conformada por rocas volcánicas del Jurásico (Formaciones Chocolate y Guaneros), según Mamani et al. (2010) y Martínez & Cervantes (2003) el Arco Chocolate está representado por un magmatismo calcoalcalino, ello indicaría el mayor aporte de piroxenos. Como muestran los espectros de la Formación Chocolate, ortopiroxenos (hasta 31 %, muestra GR41-15-74b) y clinopiroxenos (hasta 15% muestra GR41A-15-74b) en la Formación Guaneros, clinopiroxenos (hasta 97%). Y rocas plutónicas del jurásico que pertenecen al Batolito de la Costa (granodioritas y dioritas) (Mamani et al., 2010), Menciona que son intrusivos máficos, donde generalmente presentan alteración por epidotas, además por anfíboles y piroxenos, los resultados obtenidos en los espectros nos muestran Anfíboles (52%, muestra GR41-16-104), apatitos (hasta 33 %, muestra GR41-16-181b) y ortopiroxenos (hasta 20 %, muestra GR41-16-181). No obstante mencionar a riolitas y areniscas tobáceas del Grupo Toquepala, constituida de granates (37%) y anfíboles (23%).

4.2. ETAPAS DE LEVANTAMIENTO, EXHUMACIÓN DE LAS CORDILLERAS DE LA COSTA Y OCCIDENTAL

De acuerdo a los estudios realizados de minerales pesados, se puede observar 3 variaciones principales de acuerdo a los cambios de picos de los espectros (Figura 85), mediante la asociación de ZRT, ATi y GZi (Hubert, 1962; Morton & Hallsworth, 1994 y Alván, 2015), la cual nos indica 3 ambientes de acumulación, con dos eventos importantes, mientras en la Figura 84 nos muestra un esquema de procedencia de las rocas

fueron a la estimación en la contribución a las formaciones Camaná, Moquegua Superior y Millo, después de (Alván et al., 2015), Decou et al., 2011),

El primer nivel (I) (Oncken et al., 2006) sugiere los Andes centrales experimentaron un acortamiento en el levantamiento desde finales del Eoceno, apoyados de esta información se deduce la Cordillera de la Costa pudo haber exhumado y levantado en ese periodo, este cambio coincide en la procedencia de los sedimentos de la Formación Camaná (línea roja inferior en la Figura 84), de acuerdo a los valores elevados de índice ZTR y GZi (4 % y 2% respectivamente) y de acuerdo a las descripciones de muestras nos refleja que son derivados de rocas metamórficas (gneis) y granitos; al pasar al segundo nivel (II) (Roperch et al., 2006) menciona la disminución de rotaciones tectónicas a lo largo del margen del sur del Perú, tal evento geodinámico refleja que la Cordillera de la Costa estuvo acompañado de un levantamiento simultáneo con la Cordillera Occidental este último con mayor aporte debido a la aparición de la actividad volcánica del Arco Huaylillas durante el Mioceno superior (Mamani et al., 2010) en tal sentido lo relacionamos este ajuste para la sedimentación de la Secuencia B y C, presenta concentraciones elevadas en (CPX hasta el 53% y OPX hasta el 69%) y el valor elevado del índice ZTR (~4%), hace posible la distinción de la Secuencia C, en tercer nivel (III) el Inicio de la actividad del Arco Volcánico Barroso, ocurrido en el Mioceno inferior (Mamani et al., 2010), (Schildgen et al., 2009) infiere un rápido levantamiento de la Cordillera Occidental, asimismo los sedimentos de la secuencia D, fueron depositados muy cerca del nivel del mar tales como lo indica (Alván, 2015 y Ramirez et al., 2016) por consiguiente el levantamiento de la Cordillera Occidental fue mucho mayor que la Cordillera de la Costa, esto se ve reflejado porque se deposita encima de la Secuencia A (Formación Camaná), los cambios se observan la (línea roja superior, Figura 85) los elevados valores en la concentraciones de anfíboles (71%) y clinopiroxenos (75%)

indicarían la procedencia de intrusivos maficos del batolito de la costa (granodioritas y dioritas) y el alto contenido del Índice ZTR (5%) indicarían un aporte cristalino de riolitas del Grupo Toquepala (Figura 85)

CENOZOICA		NEOGENO		Esquema de procedencia de Rocas Fuente y la estimación de contribución a las formaciones Camaná, Moquegua Superior y Millo								División para la presente tesis				
		OLIGOCENO	MIOCENO	PLIOCENO	Formación Millo	Formación Moquegua Superior	Formación Camaná	Complejo Basal de la Costa-Gneis	Batolito Alico Molendo-Granito	Grupo Cabanillas	Formación Chocolate	Batolito de la Costa Granodiorita	Formación Guaneros	Batolito de la Costa Diorita	Grupo Toquepala	Cuaternario
					Abundante	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	A
					Abundante	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Abundante	Escaso	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	B
					Moderado	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Abundante	Escaso	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	C
					Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Escaso	Moderado	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	Abundante	D
SECUENCIAS																

Figura 84. Esquema de procedencia.

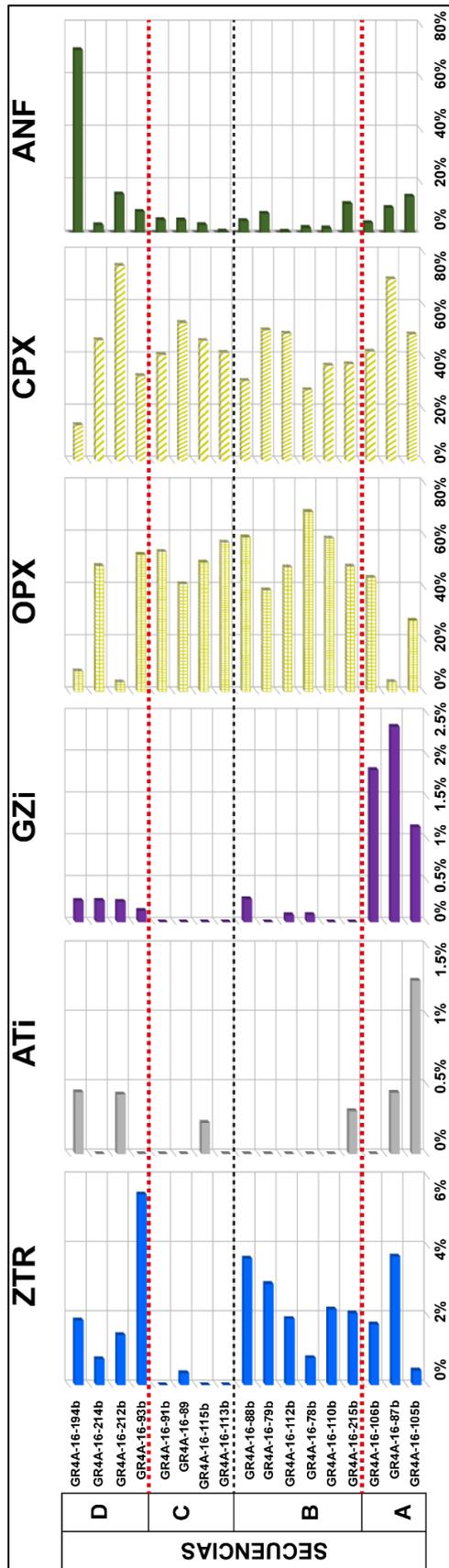


Figura 85. Espectros de la asociación de los minerales de ZTR = índice zircón, turmalina y rutilo; ATi = índice apatito y turmalina. GZi = índice granate y zircón. La cual nos muestras dos cambios muy considerables en líneas rojas admiten los cambios en proveniencia.

4.3. ARQUITECTURA Y EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA

Las rocas sedimentarias de la Formación Camaná, Formación Moquegua Superior y de la Formación Millo (Mioceno y Plioceno, Sánchez et al., 2000) se estudian en la presente investigación en términos de asociaciones de facies sedimentarias. Estos depósitos sedimentarios afloran en la desembocadura del valle de río Tambo, en el Departamento de Arequipa (Bellido & Guevara, 1963). Consisten en depósitos marinos deltaicos y fluviales (Peña et al., 2004), y corresponden a una extensión del relleno sedimentario de la cuenca sedimentaria Camaná-Mollendo (cf. Alván et al., 2014; Alván, 2015).

Mediante levantamiento de columnas estratigráficas, análisis de facies sedimentarias y análisis mineralógico preliminar de los sedimentos, se distinguió las principales facies sedimentarias, y se conoció bajo qué circunstancias paleoambientales se depositaron.

Asimismo, se obtienen argumentos para discriminar si estos depósitos son consecuencia de eutatismo, de influencias tectónicas de los bordes de la cuenca (por ejemplo, la Cordillera Occidental y/o Cordillera de la Costa), o influencias mixtas.

Para definir los límites estratigráficos de la zona de estudio y clasificar las facies sedimentarias de los depósitos cenozoicos se utilizó la clasificación sugerida por (Miall, 1996).

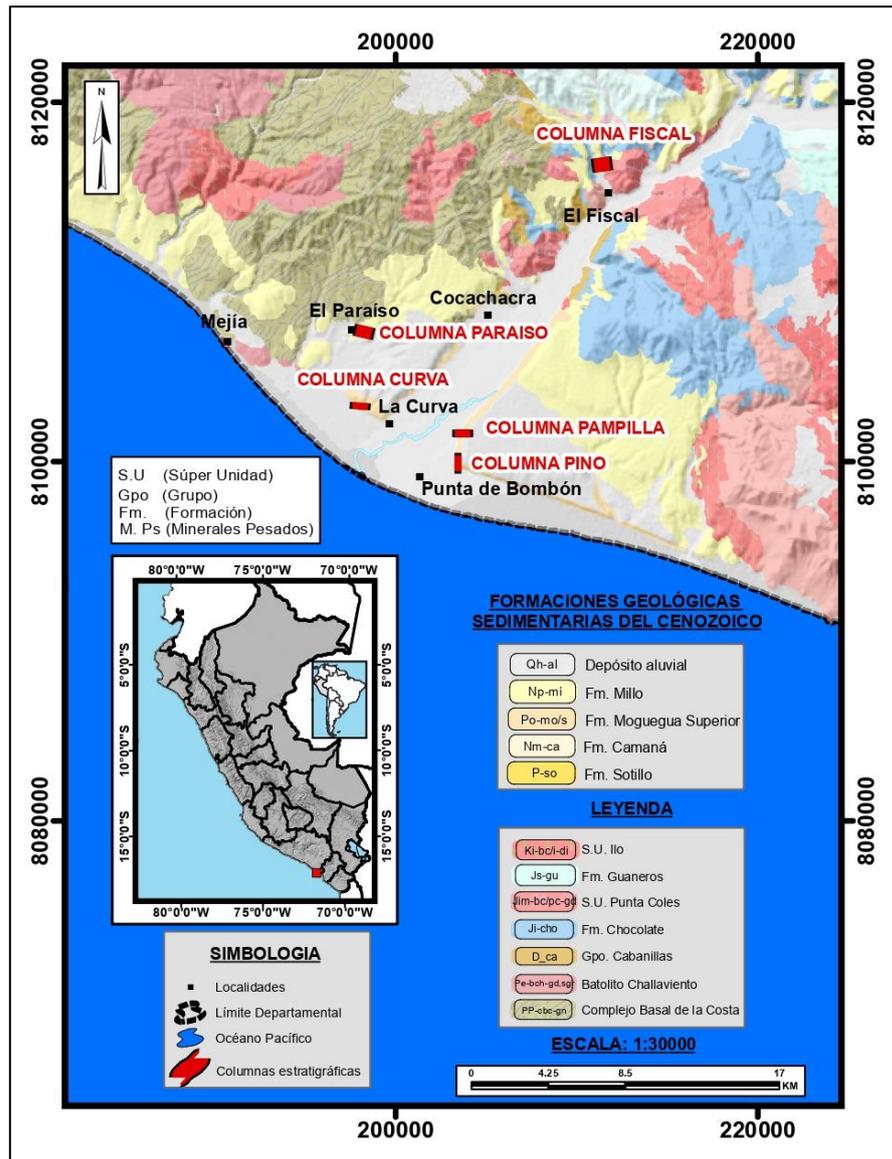


Figura 86. Ubicación de columnas estratigráficas en un plano referencial en el cuadrángulo de Punta de Bombón(35s). Tomado de Sánchez et al. (2000).

4.3.1. ARQUITECTURA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN

a) En la Columna El Paraíso

Secuencia A: En la localidad de Paraíso, de piso a techo (Figura 87).

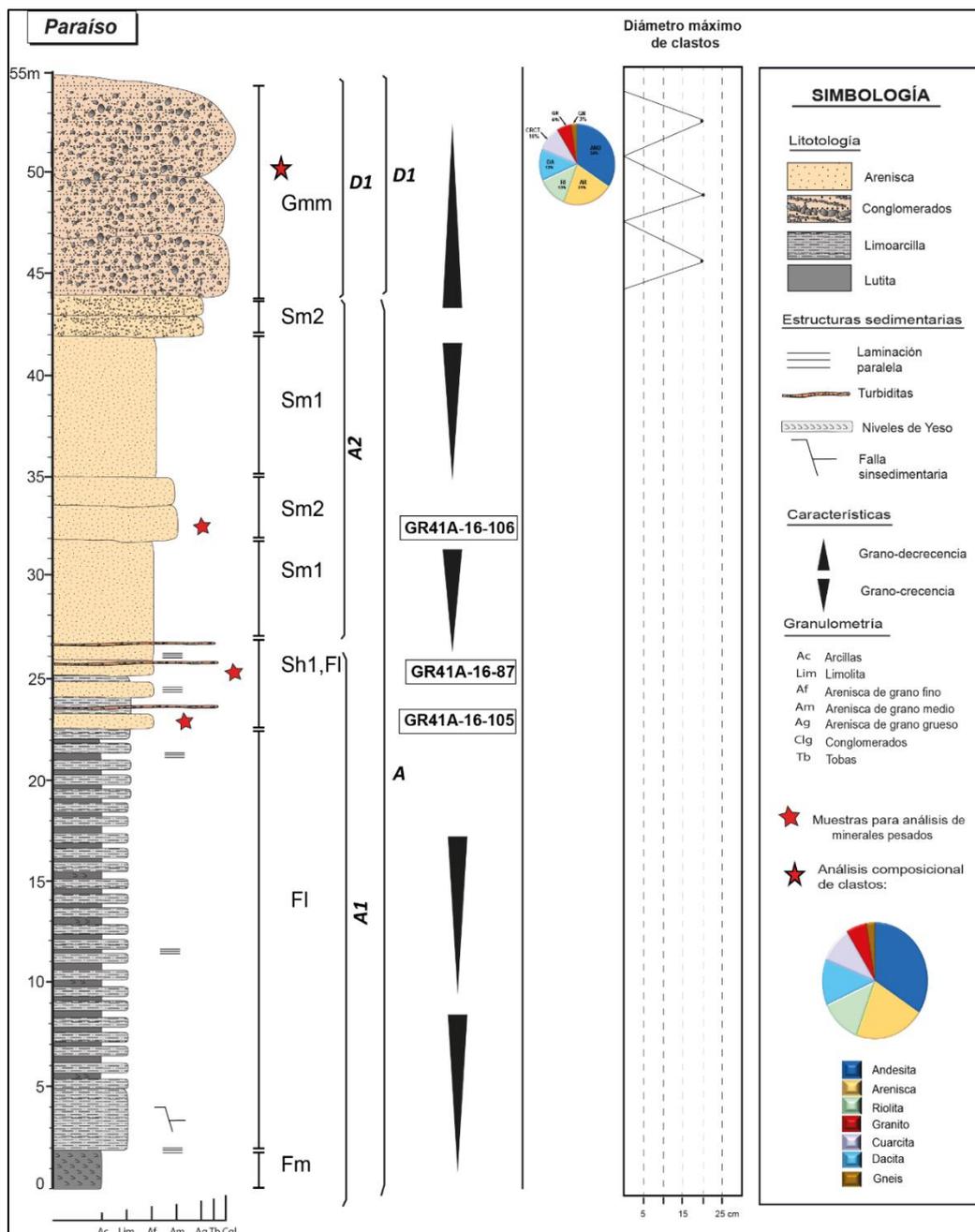


Figura 87. Columna estratigráfica de la Secuencia A (Formación Camaná) y Secuencia D (Formación Millo) en Paraiso (UTM, WGS84, A: 198173E, 8107259N).

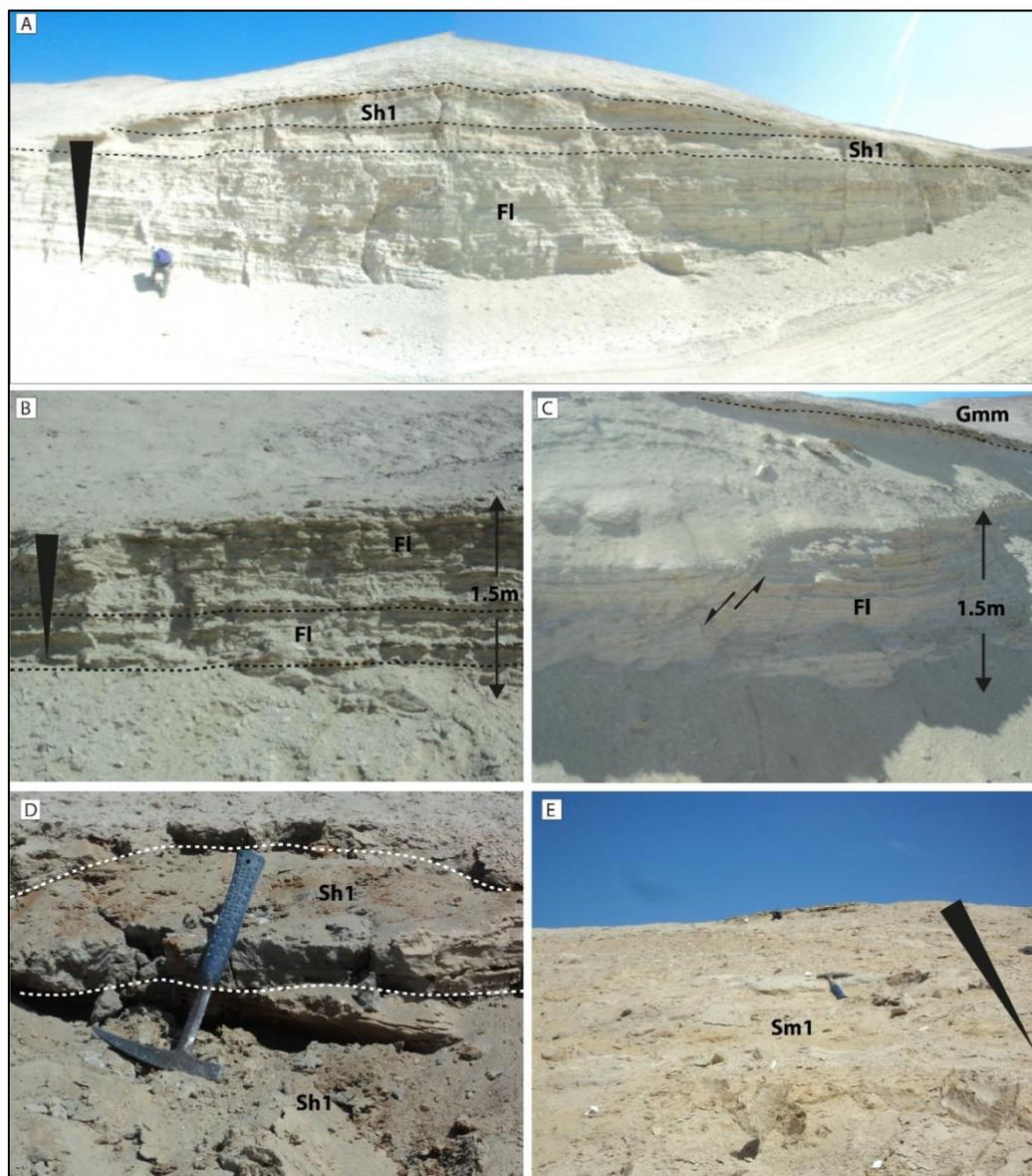


Figura 88. Asociaciones de facies de la secuencia A. En A: Facies FI, Sh1; intercalación de limoarcillas, lutitas, areniscas con estratificación horizontal. En B: facies FI; intercalación de limoarcillas y lutitas, con lentes de óxidos de hierro En C: facies FI, con una deformación extensional sinsedimentaria, con tope erosivo. En D: facies Sh1; estratos horizontales de areniscas con grano fino En E: facies Sm1; areniscas masivas de grano creciente.

Facies finas (Fm) de limoarcillitas masivas de color blanquecina con abundante presencia de yeso fibroso. En la base de las facies finas (FI) se observó fallas sin sedimentarias (Figura 88C), se encuentran intercalada de lutitas de color blanquecina a amarillenta, con lentes de óxidos de hierro y venillas de yeso.

Las facies de areniscas finas horizontales (Sh) están constituidas por areniscas de grano fino de color gris claro a amarillento con esporádicos lentes de areniscas de grano grueso (Figura 88D). Seguidamente se observa facies de areniscas masivas de grano fino granocreciente (Sm1) vista en la Figura 88E. Y arriba facies de areniscas masivas de grano medio (Sm2) granocreciente de color gris oscuro.

Secuencia D: se encuentra en la parte superior donde se observa facies de conglomerados masivos matriz soportados por clastos de andesita (34%), arenisca (21%), riolita (13%), dacita (13%) y cuarcita (10%), granitos y gneis subordinados. (Figura 89A) constituido por clastos de tamaño máximo de 20 cm de diámetro.



Figura 89. Facies de la secuencia D. En A: conglomerados masivos, matriz soportada. En B: lumaquelas (rodado) en La Ensenada.

b) En La Ensenada

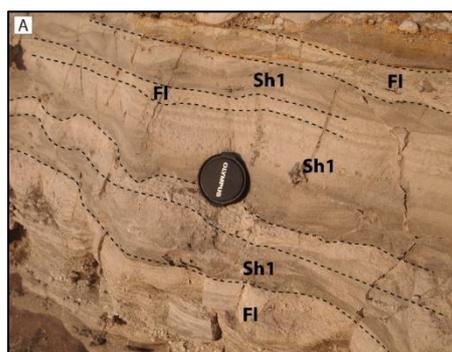


Figura 90. Facies de la secuencia A. intercalación de limolitas con areniscas de grano fino.

Ubicado al sureste de la localidad de La Ensenada (UTM, WGS84, A: 198945E, 8104672N), facies de la secuencia A, conformada por intercalaciones de facies limolitas

blancas (FI) y facies de areniscas finas con laminaciones horizontales (Sh1) de color gris dispuestas caóticamente (Figura 90).

c) En la columna El Pino

Secuencia B: En la localidad de Pino, se observa de piso a techo (Figura 91) facies de areniscas de grano muy grueso (St3), color gris amarillenta, seguida de conglomerados con laminación oblicua planar (Gp) con canales de conglomerados masivos clasto soportado (Gcm) clasto decreciente (Figura 92C). Las facies finas, constituida de lutitas gris amarillentas (FI) intercalada de facies de areniscas con laminación horizontal de grano grueso gris oscuras (Sh3), (Figura 92B.). Los niveles de facies de areniscas de grano grueso (Sp3) con laminaciones oblicuas de bajo ángulo, con tonalidades gris violácea, con canales de conglomerados (Gmg) combinadas con fragmentos blandos de limos, que se conocen como “inclusiones de lodo” (Figura 92A). Sobreyaciendo, se observan facies de areniscas masivas gris oscuras, hacia el techo niveles de yeso (Sm1), Los conglomerados masivos clasto soportado, está conformado por clastos de andesita (36%) arenisca (20%), riolita (25%), granito (7%) y esporádicos clastos de gneis y fragmentos de pómez. en areniscas con laminación oblicua de bajo ángulo (Sp2) aquí se encontraron restos de conchas de animales marinos, “lamelibranquios, gasterópodos, equinoideos”, estudiados por (Bellido & Guevara, 1963) y la presencia de inclusiones de lodo, fragmentos blandos de limo, con canales de conglomerados clasto soportado.

Secuencia C: facies de areniscas de grano grueso dispuestas en sets grano-decrecientes (Sp2), las cuales presentan laminación oblicua de bajo ángulo, con canales de conglomerados con laminación oblicua planar (Figura 92F). Al tope se observan areniscas masivas de grano medio (Sm2).

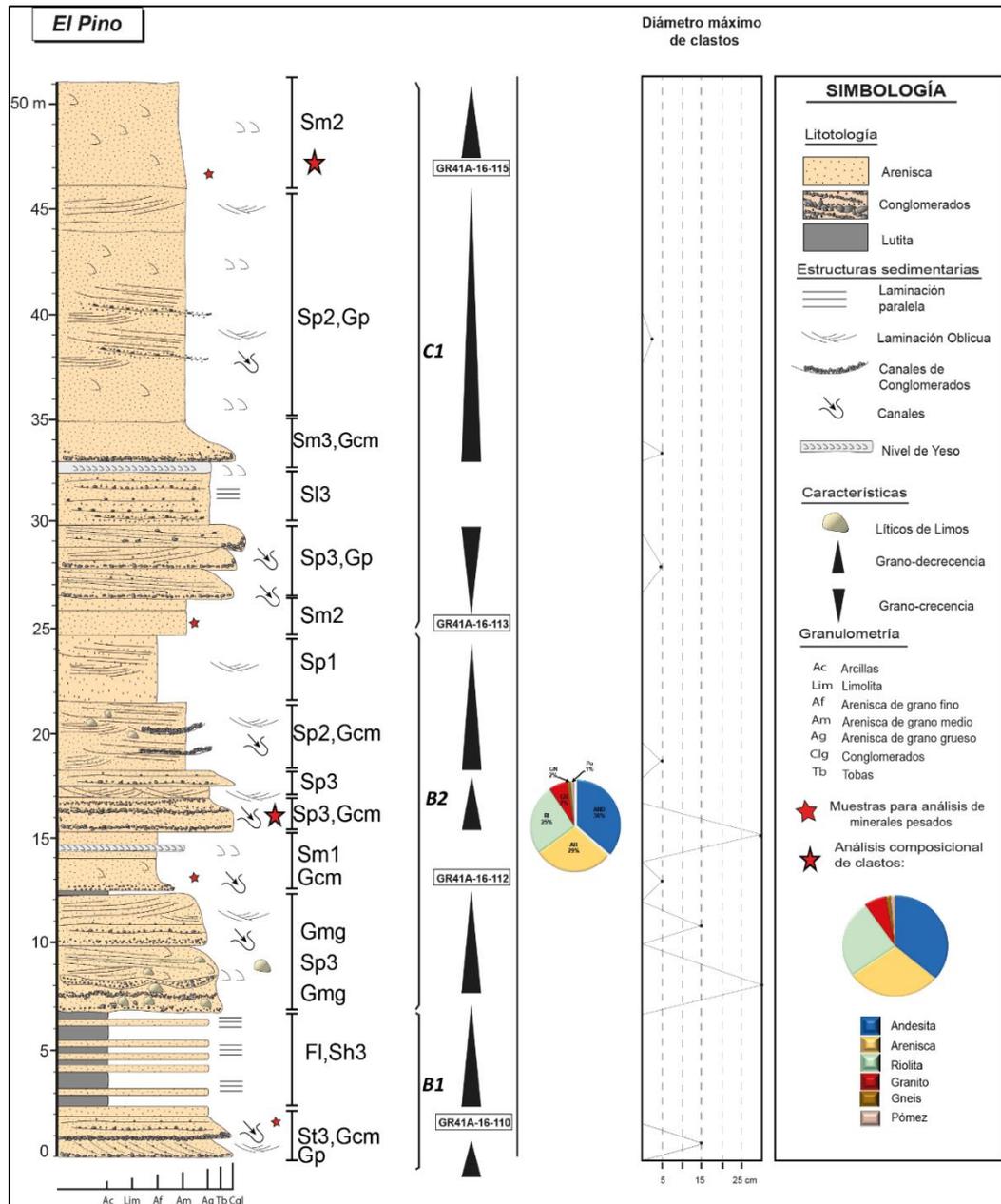


Figura 91. Columna estratigráfica de las secuencias B y C de la Formación Moquegua Superior en localidad de Pino (UTM, WGS84, A: 203226E, 8099910N).

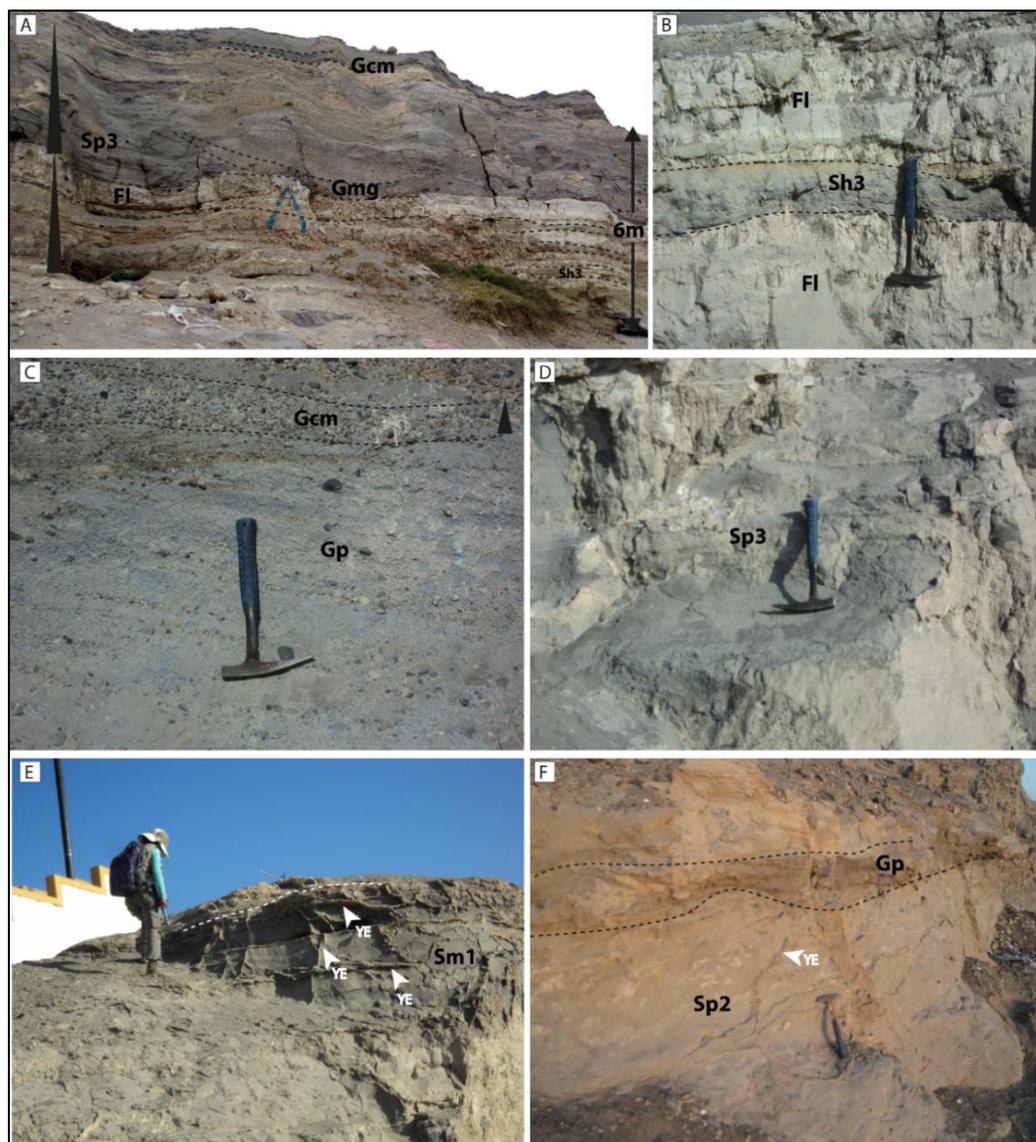


Figura 92. Asociaciones de facies de la Secuencia B y C en El Pino. En A: Facies FI, Sh3; intercalación de limoarcillas y areniscas con laminación horizontal. En B: facies FI; intercalación de lutitas y areniscas de grano grueso. En C: facies Gcm, Gp; conglomerados con laminación oblicua planar y hacia arriba canales de conglomerados masivos clasto soportadas. En D: facies Sp3; facies de areniscas con laminación oblicua de bajo ángulo. En E: facies Sm1; areniscas masivas de grano decreciente, en el techo lentes de yeso. En F: Secuencia C, facies de areniscas con laminación oblicua de bajo ángulo (Sp2) con canales de conglomerados con laminación oblicua planar (Gp). YE= Yeso.

d) En la Columna La Curva

Secuencia B: En La Curva, se observa de base a techo (Figura 93) areniscas de grano medio a grueso (Sr3), con algunas venillas de yeso (Figura 94C). Más arriba se observan facies de areniscas de grano medio a grueso con tonalidades gris clara (Sh3) con

laminaciones horizontales, en estratos planares intercalados con estratos de areniscas conteniendo laminaciones horizontales (Figura 94D).

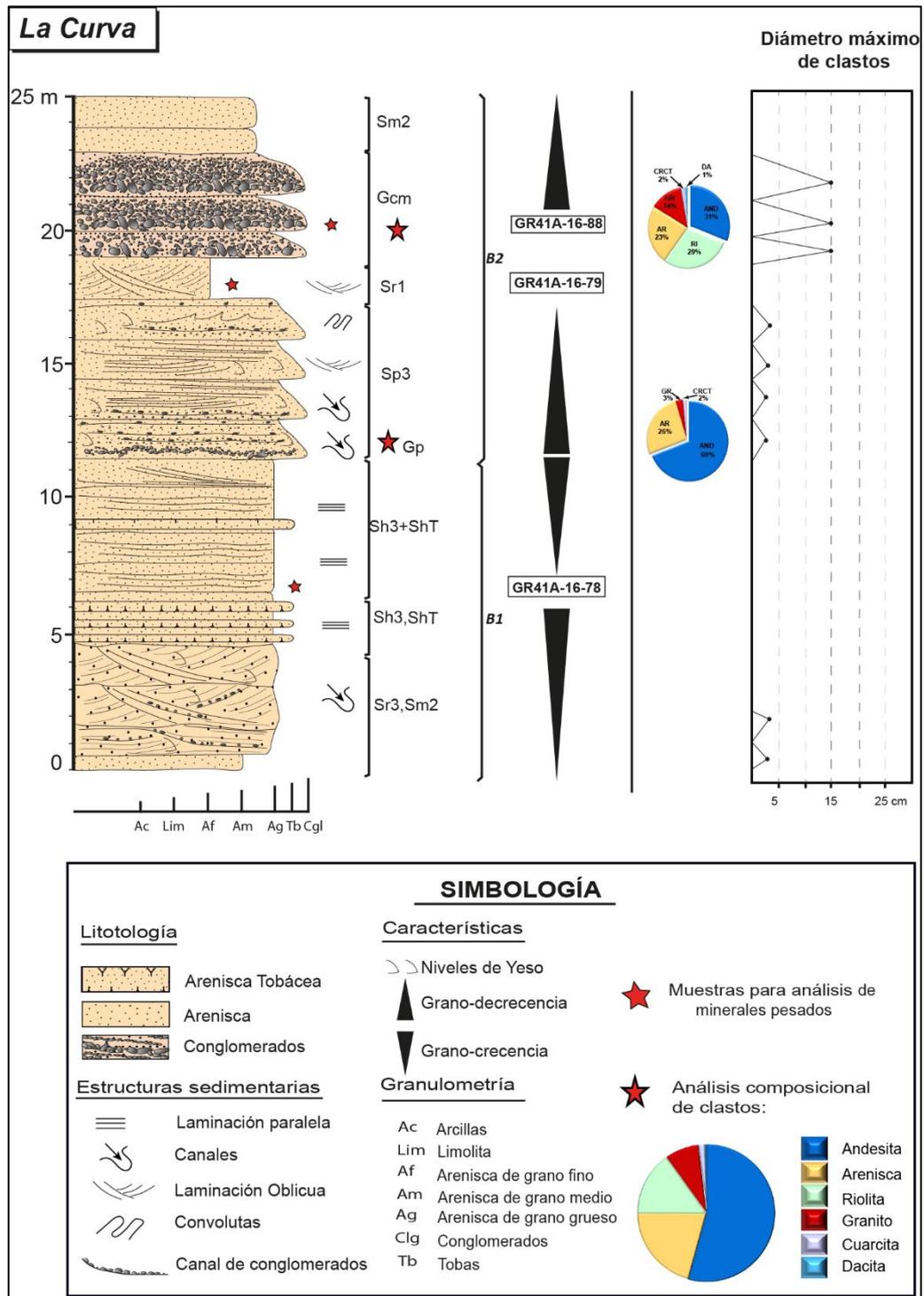


Figura 93. Columna estratigráfica de la secuencia B de la Formación Moquegua Superior en localidad de la Curva (UTM, WGS84, A: 197991E, 8102963N).

Sobreyaciendo, se observan facies de areniscas líticas de grano muy grueso (Sh3), los cuales comprenden laminaciones paralelas y muchas veces se observan masivos, con flujos de depositación por gravedad erosionadas e intercaladas con areniscas tobáceas de color gris blanquecina (Figura 94E).

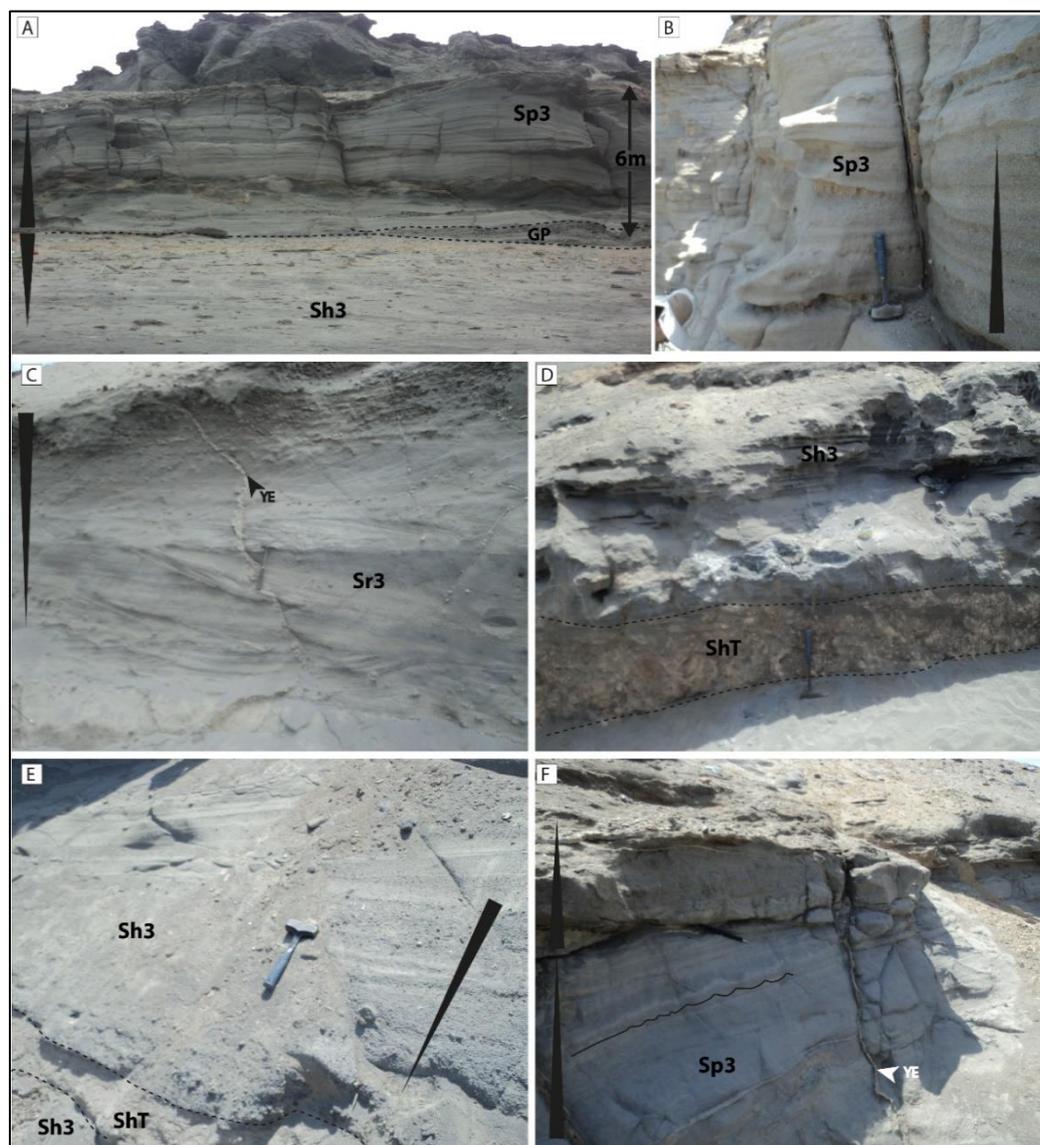


Figura 94. Asociaciones de facies de la Secuencia B en La Curva. En A: Facies Sh3, Gp, Sp3; areniscas con laminación horizontales, canales de conglomerados y areniscas con laminación oblicua de bajo ángulo. En B: facies Sp3; areniscas con laminación paralela de bajo ángulo, granodecreciente. En C: laminaciones oblicuas. En D: facies ShT, Sh3; estratos horizontales de areniscas tobáceas y areniscas de grano grueso. En E: facies Sh3, ShT; intercalación de estratos horizontales de areniscas tobáceas y areniscas.

Seguidamente, facies de areniscas de grano decreciente de grano grueso (Sp3), las cuales presentan laminación oblicua de bajo ángulo, con canales de conglomerados con laminación paralela oblicua planar (Gp) en la base del canal, y decrecen a areniscas de grano grueso (Figura 94B), las estructuras tipo flama se observan hacia el techo (Figura 94F).

Las facies gruesas están conformadas por conglomerados polimícticos masivos (Gcm) soportado por clastos de andesita (31%), riolita (29%), arenisca (23%), granito (14%) y esporádicos clastos de cuarcita y dacita (Figura 95B). Existe una marcada erosión con areniscas de grano fino con laminación oblicua curva entre los conglomerados masivos clasto soportado (Figura 95A). En el tope, se observan areniscas masivas de grano medio (Sm2).

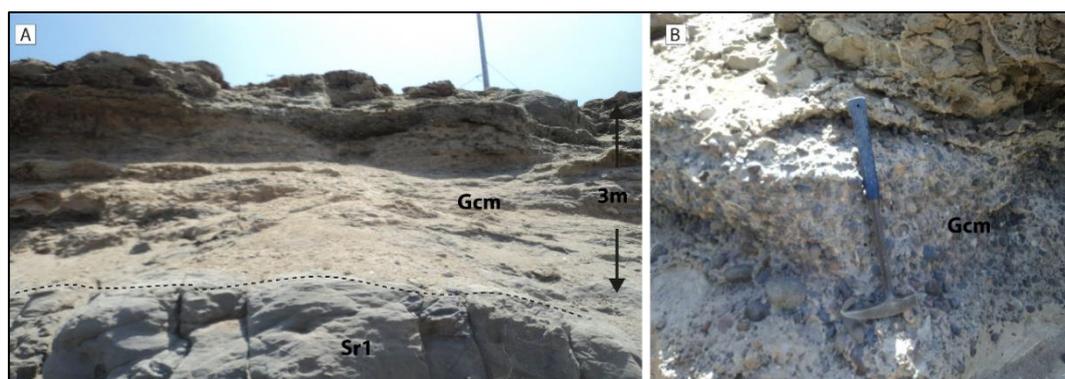


Figura 95. Facies de la secuencia B. En A: facies Sr1, Gcm; areniscas con laminación oblicua, conglomerados masivos clasto soportada. En B: conglomerados polimícticos masivos clasto soportado.

e) En la Columna La Pampilla

Secuencia C: En La Pampilla, se observa de base a techo (Figura 96) areniscas de grano medio a grueso con laminación paralela, seguida de facies de areniscas de grano grueso con tonalidades gris clara (Sp3) con laminaciones oblicua de bajo ángulo. Con canales de conglomerados combinados areniscas (Gmg). Las facies de arenisca de grano grueso y masivos (Sm3), se presenta en canales de conglomerados horizontales (Figura 97A).

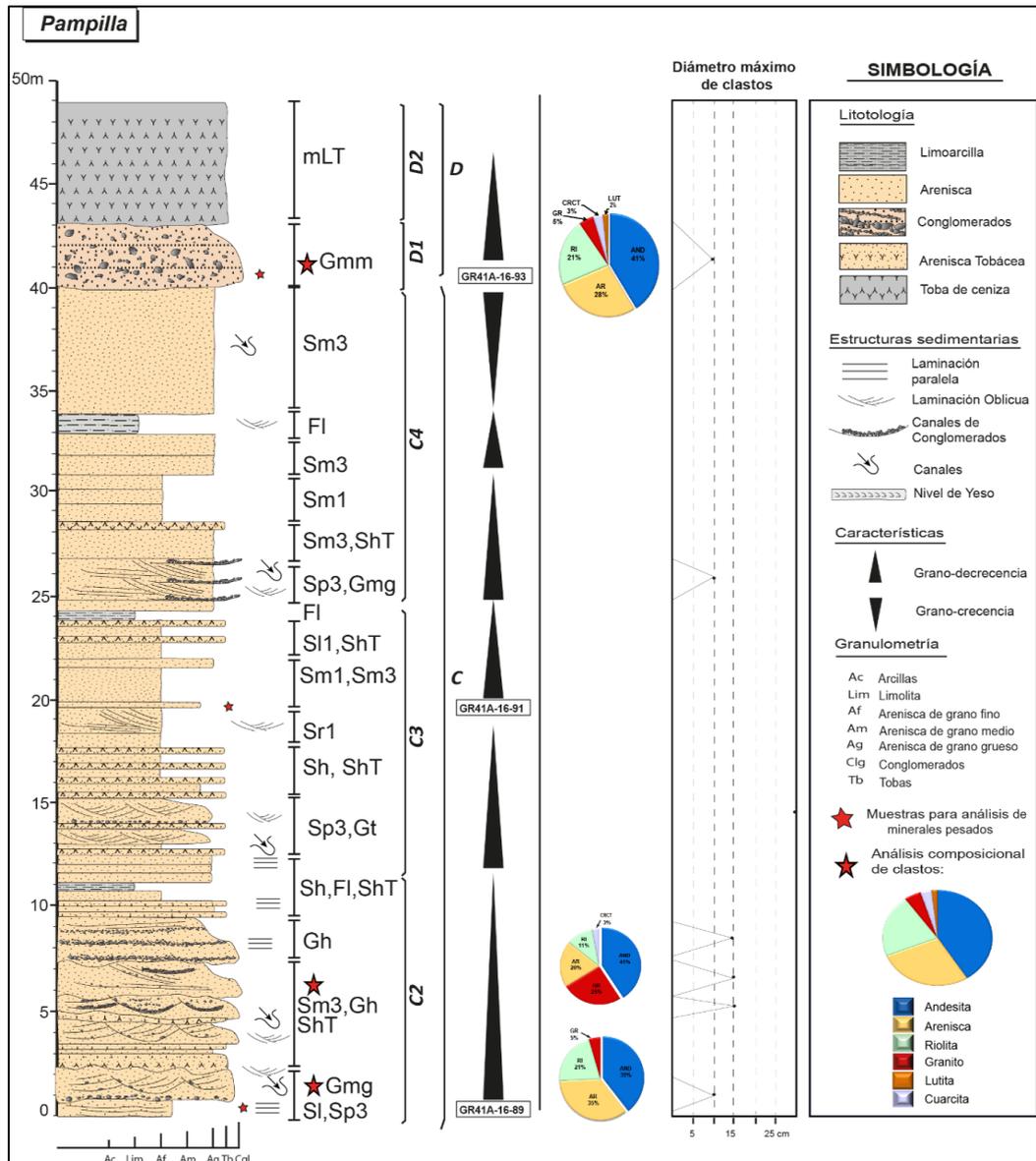


Figura 96. Columna estratigráfica de las Secuencia C en La Pampilla (Formación Moquegua Superior) y Secuencia D (Formación Millo) en localidad de la Pampilla (UTM, WGS84, 203726E, 8101776N).

Sobreyaciendo, se observan facies de arenisca de grano grueso en estratos horizontales (Sh), intercalados con arenisca tobácea de color gris blanquecina (ShT) y canales de conglomerados dispuestos horizontalmente (Gh) (Figura 97B). Se evidencia el incremento de canales de conglomerados en estratos horizontales, aunado a esto facies de areniscas gruesa con laminación oblicua de bajo ángulo (Sp3), en tanto los conglomerados presentan clastos de andesita (41%), granate (25%), arenisca (20%),

riolita (11%) y esporádicos clastos de cuarcita (Figura 97C). En la (Figura 97D) se observa canales horizontales de conglomerados con presencia de algunos lentes de areniscas en estratos horizontales de grano decreciente.

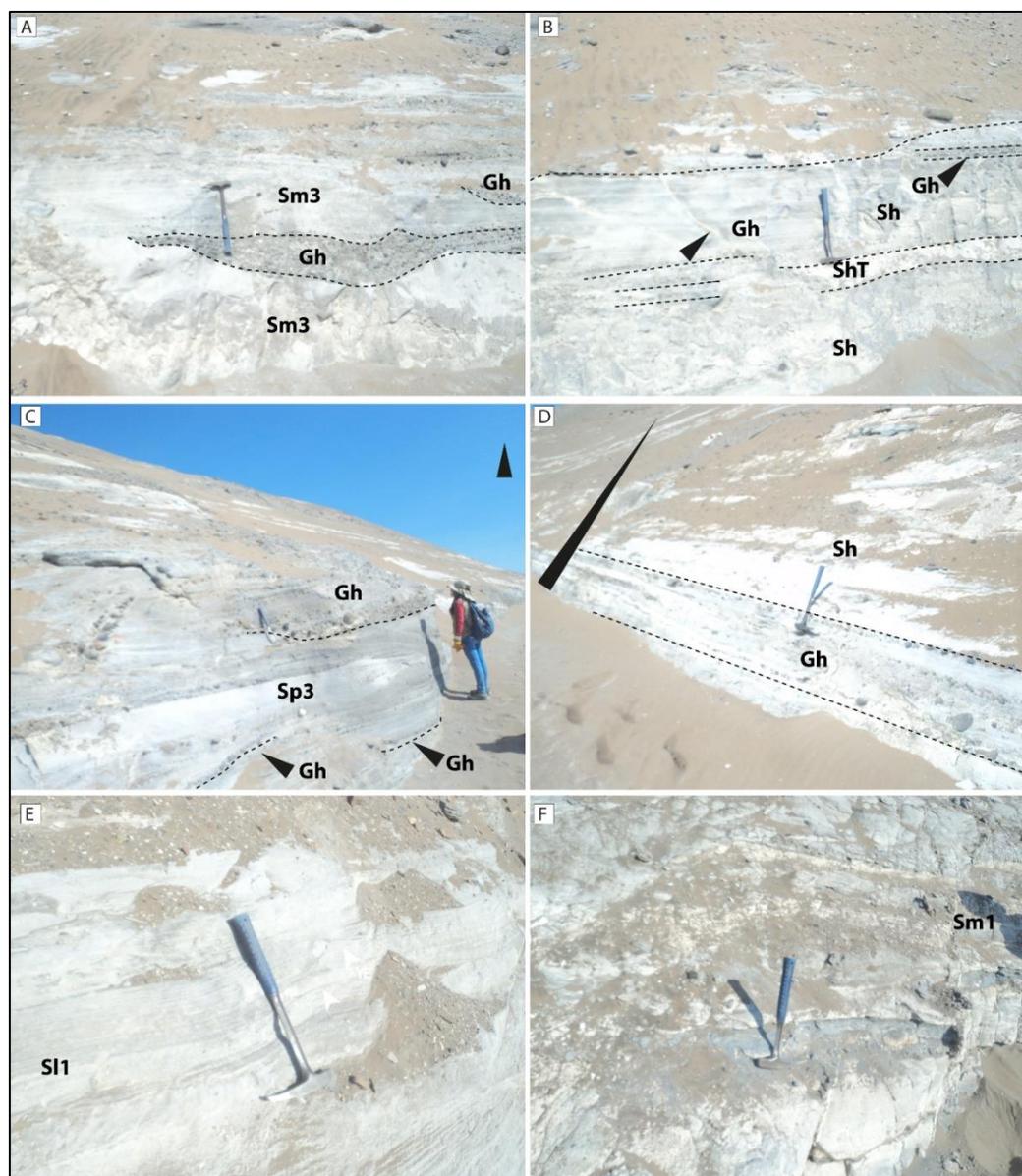


Figura 97. Asociaciones de facies de la Secuencia C en La Pampilla. En A: Facies Gh, Sm3; areniscas masivas con canales de conglomerados horizontales. En B: facies Sh, ShT y Gh; areniscas dispuestas horizontalmente intercalada con areniscas tobáceas con canales con canales de conglomerados. En C: facies Sp3, Gh; areniscas con laminación oblicua con canales de conglomerados en estratos horizontales. En D: facies Gh, Sm1; estratos horizontales de conglomerados y areniscas masivas. En E: facies S11; areniscas laminares horizontales. En F: areniscas masivas grano creciente.

Las facies de areniscas con laminación paralela (S11), presentan una coloración gris clara (Figura 97E). Mientras las areniscas masivas de grano grueso mal clasificada (Sm1, Sm3), con grano crecencia (Figura 97F).

Secuencia D: muestra en la parte superior conglomerados masivos soportado en matriz de arenisca muy gruesa con algunos lentes de ceniza (Gmm) con clastos de andesita (41%), arenisca (28%), arenisca (21%) con esporádicos clastos de granito, cuarcita y lutita (Figura 98A), en el techo se tiene ceniza de color blanquecina semiconsolidada cubierta por material cuaternario (mLT) (Figura 98B).

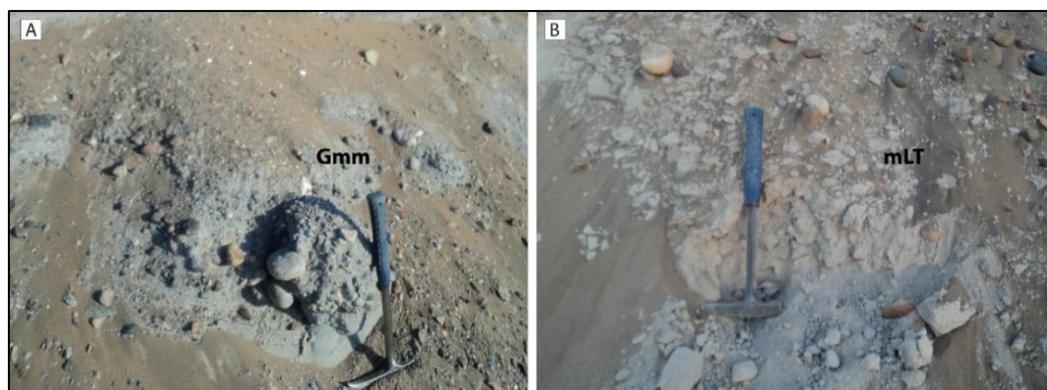


Figura 98. Facies de la Secuencia D. En A: Conglomerados masivos matriz soportada. En B: ceniza volcánica.

f) En la Columna El Fiscal

Secuencia D: al suroeste de la localidad de Fiscal, se observa de base a techo (Figura 99) conglomerados masivos clasto soportado por lentes de areniscas (Gcm), con un diámetro promedio de 20cm. Se tiene estratos potentes de 1m de espesor de areniscas tobáceas (Figura 100A)

Sobreyaciendo, se observan facies de arenisca en estratos horizontales (Sh3), intercalados con conglomerados dispuestos horizontalmente (Gh) (Figura 100B).

Entre la intercalación de areniscas en estratos horizontales (Sh3), se presenta areniscas con laminación oblicua curva originada por rizaduras de corriente (Figura 100C).

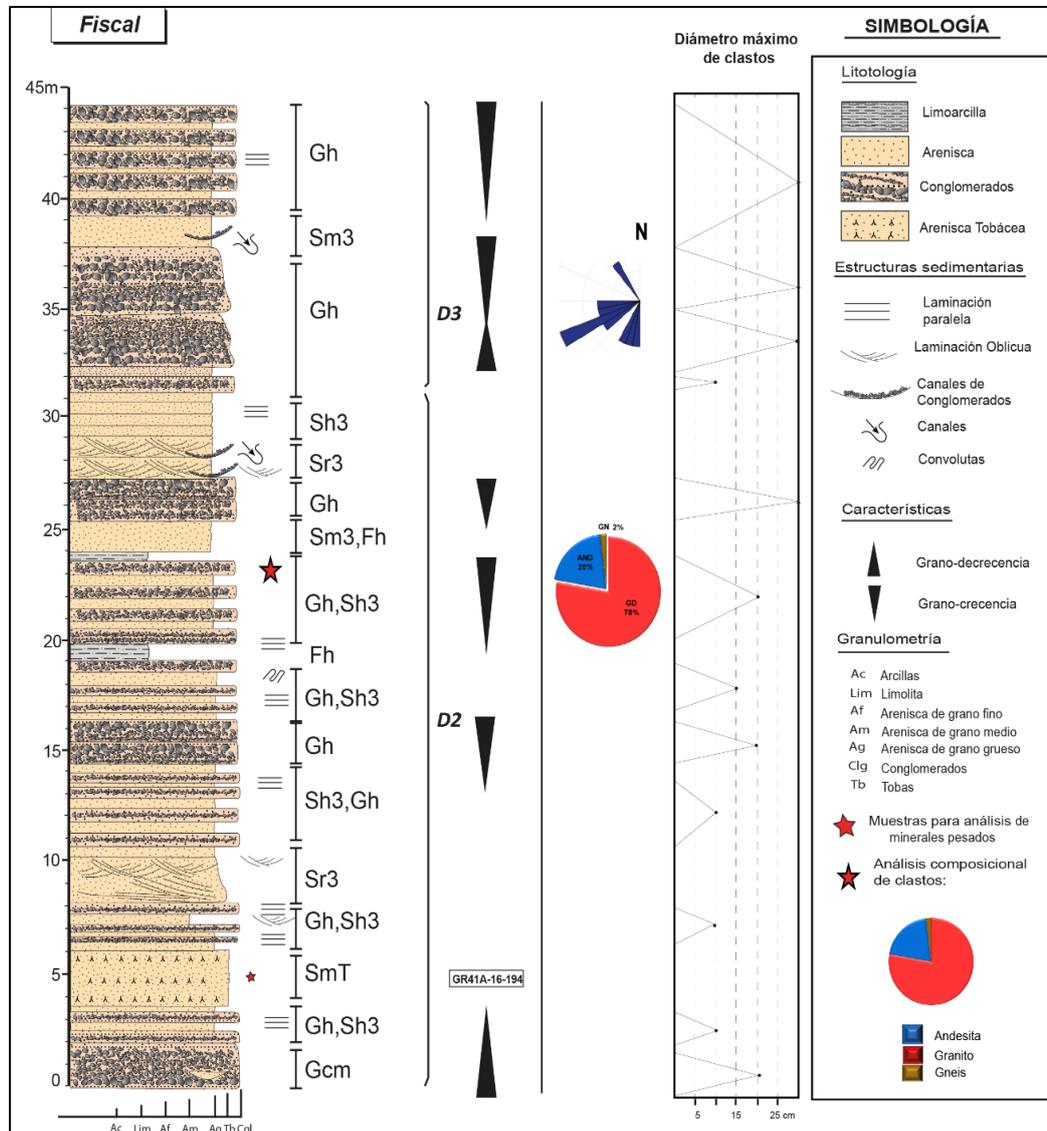


Figura 99. Columna estratigráfica de la Secuencia D (Formación Millo) en localidad de El Fiscal (UTM, WGS84, 211435E, 8116390N).

Las facies (Fh), limolitas intercalados en estratos horizontales de areniscas de grano grueso color crema.

Estratos horizontales de areniscas de grano grueso (Sh3) intercalados de estratos de conglomerados que hacia el techo se hace más potente (Figuras 100E y 100F), los clastos están compuestos de granodiorita (78%), andesita (20%) y gneis (2%).

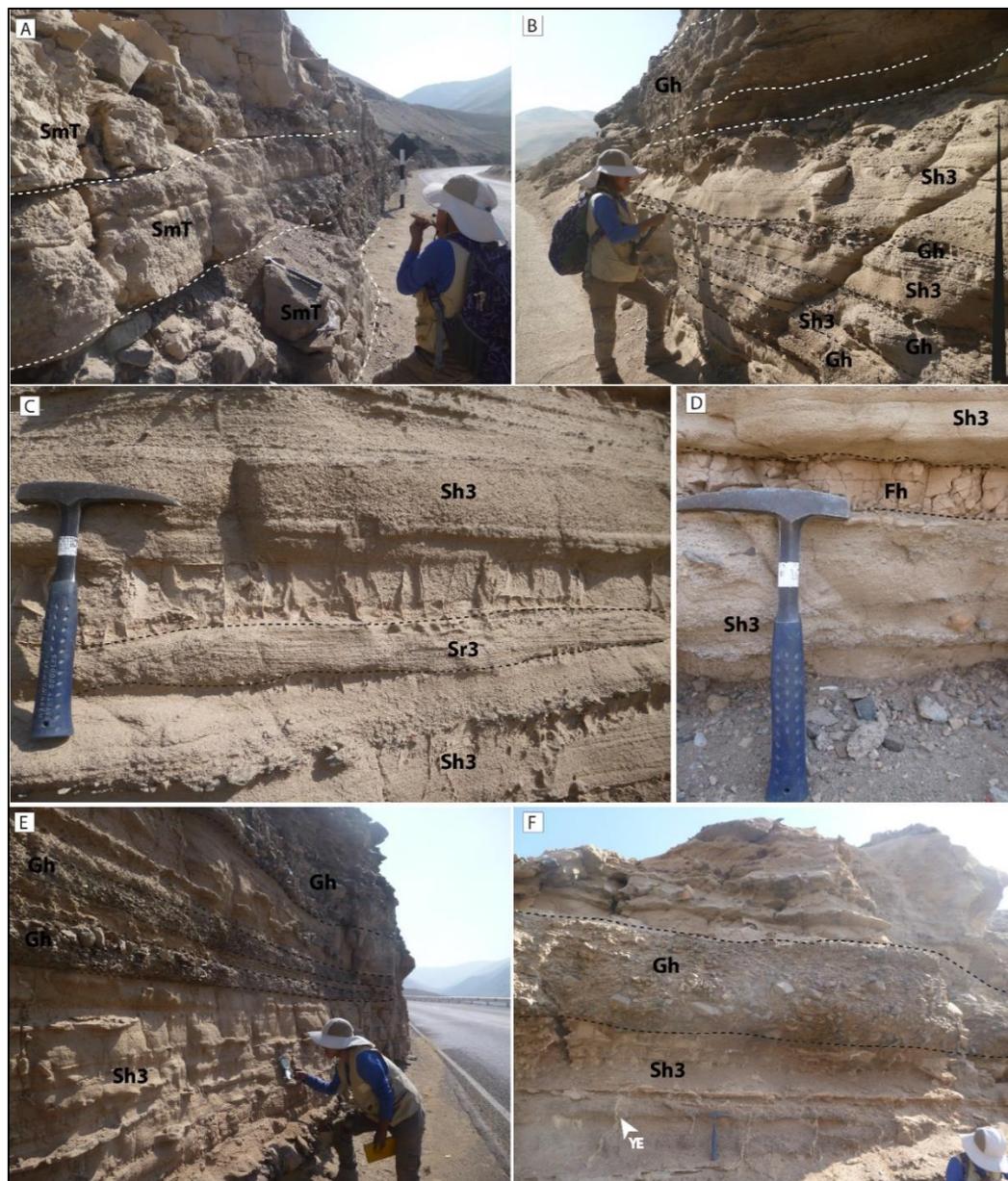


Figura 100. Asociaciones de facies de la secuencia D. En A: Estratos horizontales de areniscas tobáceas. En B: facies Gh, Sh3; intercalación de estratos horizontales de conglomerados y areniscas. En C: Sr3, areniscas con laminación oblicua curva originadas por rizaduras de corriente. En D: facies Sh3, Fh; estratos horizontales de areniscas con grano grueso intercalado con limolita. En E: areniscas dispuestas en estratos horizontales intercalado con conglomerados. En F: areniscas horizontales intercalado, con estratos potentes de conglomerados.

g) En el Cerro Ayrapal

Ubicado al suroeste del Cerro Ayrapal (UTM, WGS84, 209185E, 8108230N), facies de la secuencia D, constituida de conglomerados masivos matriz soportada, con lentes de areniscas con laminación oblicua de bajo ángulo de grano grueso con venillas de yeso, presenta una clara dominancia de clastos de andesita, diámetro máximo 25cm (Figura 101).

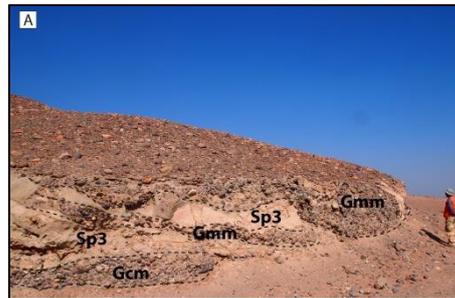


Figura 101. Facies de la secuencia D. conglomerados masivos (Gmm) con lentes de areniscas (Sp3).

Ubicado al suroeste del Cerro Ayrapal (UTM, WGS84, 206991E, 8104832N), facies de la secuencia D, constituida de conglomerados masivos matriz soportada, con lentes de areniscas masivas de color pardo muy deleznable, presenta clastos de andesita (51%), arenisca (20%), granodiorita (11%) y granos subordinados de granito y toba con diámetro máximo 30cm (Figura 102).



Figura 102. Facies de la secuencia D. Conglomerados masivos con lentes de areniscas masivas.

4.3.2. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS DEL CUADRÁNGULO DE PUNTA DE BOMBÓN

Se distinguen 4 secuencias (i) Secuencia A, (ii) Secuencia B, (iii) Secuencia C y (iv) Secuencia D

a) Secuencia A

Formada por dos sub secuencias. La primera integrada por las facies (Fm), (Fl), que están dispuestas en geometría planar, estrato creciente, los cuales son una alternancia de limoarcillas con lutitas, estos depósitos se acumularon en un ambiente de baja energía, la presencia de turbiditas entre los niveles de areniscas finas hace indicar que se depositaron durante épocas de rebalse (depósitos de rebalse y llanuras de inundación), generada por la acción de la energía en aguas poco profundas, evidentemente esta secuencia es marina, por la presencia de equinoideos y diatomeas, originado en un mar poco profundo, cerca al litoral.

La segunda sub secuencia, por su cercana asociación con facies Sm y Sh, estas facies podrían corresponder a un sistema depositacional deltaico proximal de llanura.

b) Secuencia B

Conformado por facies (Gcm, Gp, Gt, Gmg, Sr, Sh, Sm, St, Sp, ShT y Fl). Presenta dos sub secuencias, las facies de la sub secuencia B1 sugieren que sucedieron en canales fluviales no activos por la presencia intercalación de facies (Fl) con laminación horizontal (cf. Miall 1996). La sub secuencia B2, sucedieron en un régimen fluvial activo, así mismo se caracteriza por presentar un sistema de apilamientos con geometría retrogradante (Kendall, 2003), Estas facies corresponden a un ambiente fluvial tipo entrenzado que pertenecen a la parte proximal de un río.

c) Secuencia C

Caracterizado por 4 sub secuencias, integrado por las siguientes facies (Gcm, Gp, Gt, Gmg, Sr, Sh, Sl, Sm, St, Sp, ShT, Fl). Estas facies sugieren que sucedieron en un régimen fluvial activo retrogradante, activos, la presencia de niveles abundantes de arenisca tobácea, en las sub secuencias (C1, C2, C3) con laminación horizontal, se referiría a canales fluviales no activos, dónde nos indica que hubo una actividad volcánica, según el análisis corresponden a un sistema fluvial entrecruzado (braided rivers).

d) Secuencia D

Representado por las siguientes facies (Gmm, Gh, Gcm, mLt, ShT, Sp, Sm, Sr, Sh y Fh). Está formada por 3 sub secuencias, la primera (D1) formada por una base erosiva que representa a un sistema fluvial dominado por una intensa actividad volcánica, las otras 2 sub secuencias (D2, D3) caracterizado por un apilamiento agradacional, que consisten en capas de “debris flows” con areniscas tobáceas, por la angularidad de los clastos presentes nos indican poco transporte, una fuente cercana.

4.3.3. DISCUSIÓN

La secuencia A: estos depósitos se acumularon en un ambiente de baja energía, generada por la acción de la energía en aguas poco profundas, evidentemente esta secuencia es marina, estas facies podrían corresponder a un sistema depositacional deltaico proximal de llanura. La secuencia B se caracteriza por presentar un sistema de apilamientos con geometría retrogradante (Kendall, 2003), Estas facies corresponden a un ambiente fluvial tipo entrecruzado que pertenecen a la parte proximal de un río, la secuencia C a diferencia de la secuencia B, la presencia de niveles abundantes de arenisca tobácea indica que hubo una actividad volcánica, producto de actividad generalizada por el Arco Volcánico Huaylillas, ocurrida en el Mioceno superior (Mamani et al., 2010). En cambio, la secuencia D, formada por una base erosiva que representa a un sistema fluvial

dominado por una intensa actividad volcánica, iniciada por el Arco Volcánico Barroso durante el Mioceno inferior, producto de un periodo relativamente bajo en convergencia (Mamani et al., 2010).

Tomando en consideración las edades provistas por (Bellido & Guevara, 1963), (Tsuchi et al., 1990) y (Peña et al., 2004), durante el Mioceno se tiene registros transgresivos, los cuales difieren ampliamente de la signatura estratigráfica interpretada de los depósitos cenozoicos en Punta de Bombón.

Por lo tanto, se deduce que existieron influencias marcadamente tectónicas en la depositación de estas rocas.

La secuencia A se caracteriza por presentar un sistema de apilamientos con una geometría progradante, la existencia de fallas sinsedimentarias en esta secuencia, que causa una subsidencia, el cual implica que se originó en un régimen tectónico extensional. Por otra parte, las secuencias B y C se caracterizan por presentar un sistema de apilamientos con geometría retrogradante, la cual concordaría ligeramente con la signatura transgresiva típica de una invasión marina. Sin embargo, considerando que la escala no es adecuada para inferir definitivamente subidas o bajas relativas del nivel del mar, se les considera a todas las capas como producto de una bajada relativa del nivel del mar.

La secuencia D, está compuesta por conglomerados que produjeron en la base una marcada superficie erosiva, el cual es una regresión posterior durante el Mioceno superior y la presencia de abundantes capas de ceniza, el cual estaría acompañado de una actividad volcánica, esta etapa concuerda con la etapa de fuerte levantamiento de los Andes a ~9 Ma de (Schildgen et al., 2009) y las dataciones en base a Ar- Ar en brechas piroclásticas, datan una edad de 8.7 Ma a estos sedimentos.

4.4. PROCEDENCIA EN LOS AMBIENTES TECTÓNICOS

Para este estudio se analizaron un total de 14 secciones delgadas de muestras colectadas a lo largo de 4 columnas estratigráficas: (i) localidad El Paraíso, 3 muestras; (ii) localidad de Pino, 4 muestras; (iii) localidad de La Curva, 4 muestras y (iv) localidad de La Pampilla, 3 muestras (Figura 103).

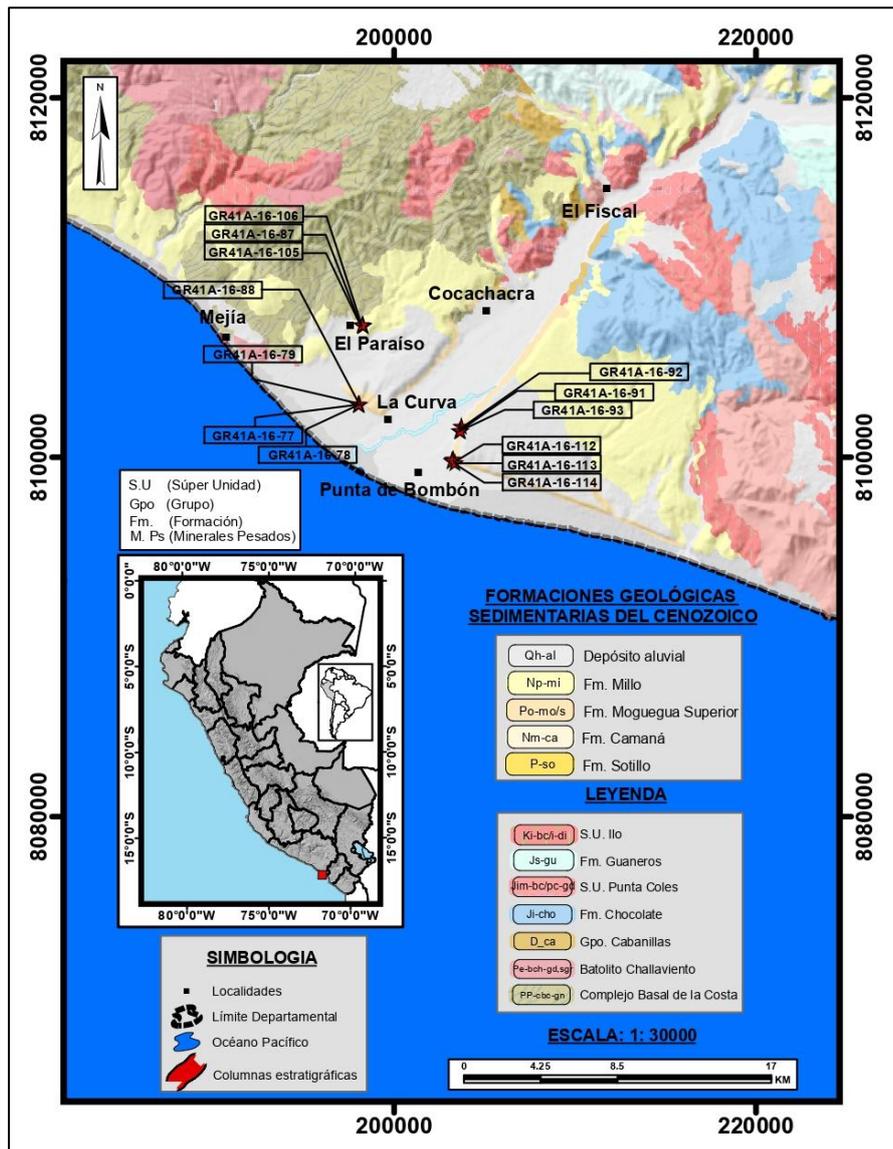


Figura 103. Ubicación de secciones delgadas en el cuadrángulo de Punta de Bombón(35s). en un plano referencial. Tomado de Sánchez et al. (2000).

Para el análisis cualitativo se utilizó el método de conteo de granos (point-counting), el cual consiste en identificación sistemática y clasificación de constituyentes.

Se tomó en consideración además el conteo (entre ~300 granos por muestra). Por otro lado, Para el análisis modal se ha considerado además hacer el uso de los diagramas de (Dickinson, 1970, 1985, Dickinson & Zuczek, 1979) de este modo podremos discriminar el ambiente tectónico y la fuente de origen de estas areniscas pueden ser deducidas con seguridad.

Los datos de estas areniscas fueron graficados en 3 diagramas ternarios: (i): diagrama ternario para la clasificación modal de las areniscas (QFL= cuarzo-Feldespatos y Líticos), (ii): Diagramas que muestran las diferentes proveniencias de sedimentos y el ambiente tectónico al que se asocian (QtFL=cuarzo total-feldespatos-líticos), (QmFL=cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos), (QpLvLs=cuarzo policristalino-líticos volcánicos-líticos sedimentarios) y (QmPK=cuarzo monocristalino-plagioclasa-feldespatos), (iii): Diagramas para el diagnóstico de los distintos tipos de proveniencia (QFL) y (QmFL).

Para el análisis cualitativo consiste en la observación de la textura y de la determinación de la composición de sus fragmentos.

Tabla 8. Tabla de abundancia a partir de conteo de minerales ligeros (análisis modal).

Muestra	Unidad litostratigráfica	Litología	Total QFL	Q (%)	F (%)	L (%)	Qmr (%)	Qo (%)	Qp (%)	Ch (%)	P (%)	K (%)	Lt (%)	Lv (%)	Ls (%)	Lm (%)
GR41A-16-105a	Formación Camaná	Arcosa	213	43.8	38.0	0.0	8.8	35.0	0.0	0.0	0.0	38.0	35.0	0.0	0.0	0.0
GR41A-16-87a	Formación Camaná	Arcosa	257	48.7	30.5	0.0	10.8	37.9	0.0	0.0	3.7	26.8	37.9	0.0	0.0	0.0
GR41A-16-106a	Formación Camaná	Arenita lítica	262	25.8	20.7	36.9	18.5	3.5	3.8	0.0	10.5	10.2	44.3	36.9	0.0	0.0
GR41A-16-77	Formación Moquegua	Arenita lítica	338	33.6	10.9	40.9	14.2	18.2	1.3	0.0	10.9	0.0	60.4	40.7	0.3	0.0
GR41A-16-78a	Formación Moquegua	Arenita lítica	190	12.7	11.7	37.5	8.2	4.6	0.0	0.0	11.7	0.0	42.1	31.0	6.5	0.0
GR41A-16-79a	Formación Moquegua	Subarcosa	261	73.1	12.6	0.7	11.6	58.2	3.3	0.0	9.6	3.0	62.2	0.0	0.7	0.0
GR41A-16-88a	Formación Moquegua	Arenita lítica	251	40.3	15.2	22.3	29.5	10.9	0.0	0.0	15.2	0.0	33.2	14.3	8.1	0.0
GR41A-16-91a	Formación Moquegua	Arenita arcósica	297	39.6	23.3	19.4	23.5	15.5	0.6	0.0	18.3	5.0	35.4	16.6	2.8	0.0
GR41A-16-92a	Formación Moquegua	Arenita lítica	233	14.1	33.4	32.7	7.2	5.2	1.7	0.0	21.0	12.4	39.6	31.0	1.7	0.0
GR41A-16-93a	Formación Mollo	Arenita arcósica	323	19.3	28.9	25.2	13.6	4.8	0.9	0.0	23.6	5.2	30.9	24.3	0.9	0.0
GR41A-16-111	Formación Moquegua	Arenita lítica	219	10.4	27.4	33.6	6.5	3.6	0.3	0.0	20.6	6.9	37.5	32.6	1.0	0.0
GR41A-16-112a	Formación Moquegua	Arenita arcósica	269	22.0	32.2	26.8	10.2	11.7	0.0	0.0	16.6	15.7	38.5	26.8	0.0	0.0
GR41A-16-113a	Formación Moquegua	Arcosa	273	20.8	38.5	6.0	10.5	9.8	0.5	0.0	16.5	22.0	16.3	6.0	0.0	0.0
GR41A-16-114	Formación Moquegua	Arenita arcósica	233	19.6	29.9	23.0	12.4	5.3	1.9	0.0	26.1	3.7	30.2	20.8	2.2	0.0

Nota: Los valores están expresados porcentualmente. Abreviaciones: Q = cuarzo, F = feldspato, L = líticas (Lv+Ls+Lm), Lt = líticas totales (Lv+Qo+Qp+Ch), P = plagioclasa, K = feldspato potásico, Qm = cuarzo monocristalino, Qo = cuarzo ondulante, Qp = cuarzo policristalino, Ch = cuarzo microcristalino (chert), Lm = líticas metamórficas, Ls = líticas sedimentarias, Lv = líticas volcánicas.

a) Columna Estratigráfica El Paraíso

Las areniscas son parte de la Formación Camaná (secuencia A), macroscópicamente, están son areniscas de grano fino de color blanquecina – amarillenta, con granos de cuarzo en matriz arcillosa y yeso se muestra sus fotomicrografías en las (Figuras 104A y 104B). Las areniscas de grano medio se encuentran mal seleccionadas de color gris oscura, con granos de cz, líticos y FPs. Se muestra su sección en la (Figura 104C).

Los componentes de Q, está dominada por Qo (hasta 38%, muestra GR41A-16-87) su forma es subangulosa a subredondeada de 0.05 mm a 0.09mm, se encuentran espino de equinoideos con 0.1mm de diámetro, la matriz se encuentra cubierta por patinas de óxidos de hierro (Figura 104A), K (hasta 38%, muestra GR41A-16-105), se encuentran impregnadas con óxidos de hierro, sin embargo se muestra diatomeas de 0.5mm de diámetro (Figura 104B), P (hasta 11%, muestra GR41A-16-106a), su forma es subangular, Lv (37%, muestra GR41A-16-106a) su forma es subangular de 0.15mm de diámetro, son líticos andesíticas cubierta pátinas de óxidos de hierro (Figura 104C) como accesorios tenemos a epidotas, clinopiroxenos, ortopiroxenos y granates.

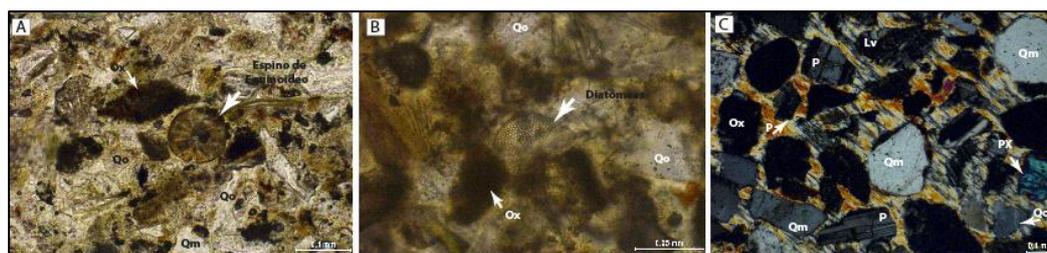


Figura 104. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Camaná (secuencia A).

b) Columna estratigráfica La Curva

Las areniscas son parte de la Formación Moquegua Superior (secuencia B), macroscópicamente, éstas son areniscas de grano medio, subredondeadas de color gris

clara, con granos cz y líticos, su fotomicrografía se observa en (Figura 105A). Las areniscas de grano grueso, con buena selección con granos subredondeados de color gris oscura, con abundantes líticos. Se muestra su sección en la (Figura 105B). La fotomicrografía C, está en areniscas de grano fino color gris blanquecina, asimismo se colectó en la matriz de conglomerados, (Figura 105D).

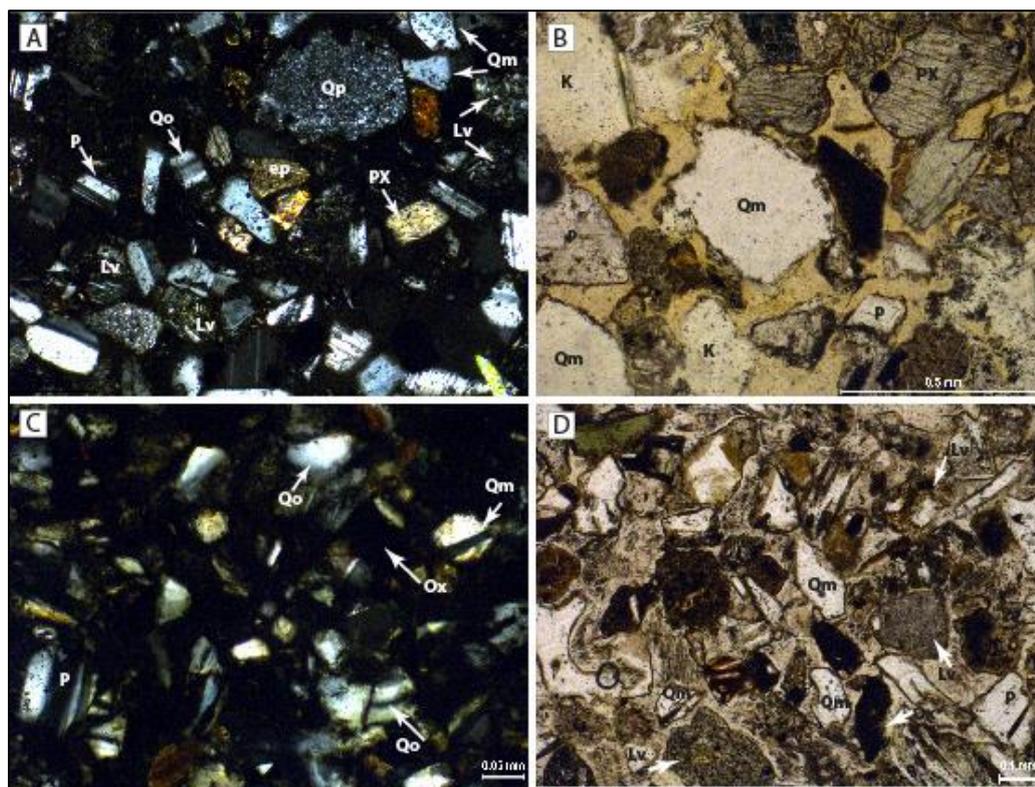


Figura 105. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B.

Los componentes de Q, está dominada por Qo (hasta 58%, muestra GR41A-16-79) su forma es subangulosa de 0.06 mm a 0.1mm, (Figura 105C), Qm (hasta 30%, muestra GR41A-16-88) su forma es subangulosa de 0.15 mm a 2mm, (Figura 105D), P (hasta 15%, muestra GR41A-16-88), se encuentran impregnadas con óxidos de hierro, (Figura 105D), K (hasta 11%, muestra GR41A-16-79), su forma es subangular, Lv (41%, muestra GR41A-16-77) su forma es subredondeado de 0.15mm a 0.2mm de diámetro,

con moderada selección (Figura 105A) sus minerales accesorios piroxenos (Figura 105B) en la muestra GR41A-16-78, se encuentra una buena cantidad de piroxenos y anfíboles.

c) Columna Estratigráfica El Pino

Las areniscas estudiadas son parte de la Formación Moquegua Superior (secuencia B), macroscópicamente están caracterizados por areniscas de grano muy grueso, subredondeadas de color gris clara, en sección delgada se observa abundantes líticos, (Figura 106A.), mientras en la (Figura B) son areniscas con una granulometría de grano grueso a medio, subredondeados con una moderada selección color gris oscura, con abundantes líticos. El inicio de la secuencia C (Figura C) son areniscas de grano fino a medio, presenta moderada selección vista en la fotomicrografía. En la (Figura D) macroscópicamente las areniscas estudiadas son areniscas de grano grueso con abundantes líticos dispuestas en moderada selección.

Los componentes de Q, está dominada por Q_{mr} (hasta 12%, muestra GR41A-16-114) su forma es subangulosa a subredondeado de 0.3 mm a 1mm, ordenadas moderadamente (Figura 106D), Q_o subangulosa a subredondeado (hasta 10%, muestra GR41A-16-113) con diámetro que varía de 0.1 mm a 0.35mm (Figura 106C), P (hasta 17%, muestra GR41A-16-112) en forma es subangular de 0.125 mm a 0.7mm, el cemento se caracteriza por óxidos de hierro (Figura 106B), K (hasta 16%, muestra GR41A-16-112), su forma es subangular frecuentemente estos se presentan alteradas (Figura 106B), L_v (33%, muestra GR41A-16-111) su forma es subredondeado a subangulosa de 0.3mm a 0.7mm de diámetro, moderadamente seleccionados, los óxidos de hierro se encuentran como cemento (Figura 106A) aunado a esto minerales accesorios tales como piroxenos, anfíboles y biotitas.

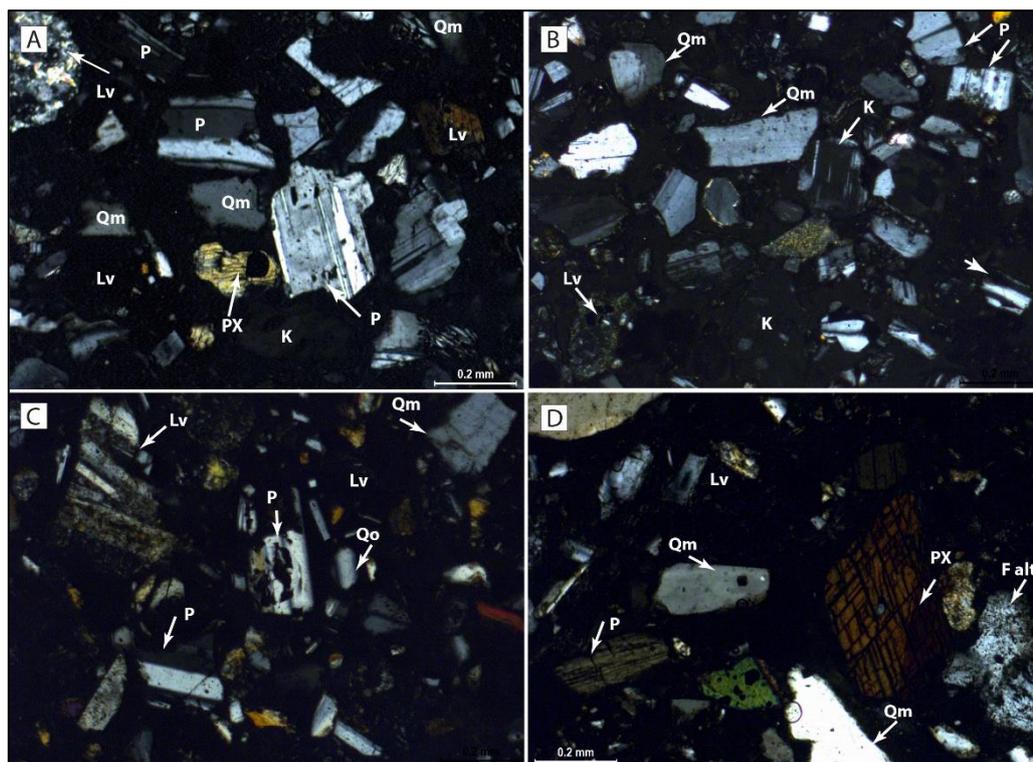


Figura 106. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia B y C.

d) Columna Estratigráfica La Pampilla

La secuencia C, son areniscas de la Formación Moquegua, macroscópicamente, éstas son areniscas de grano grueso a medio, subredondeadas de color gris clara, dispuestas en matriz arcillosa, cemento sal y yeso, su fotomicrografía se observa en (Figura 107A.) mientras en la fotomicrografía B, conformada en areniscas con una granulometría de grano grueso a medio, subredondeados con una moderada selección color gris verdosa, representado con abundantes líticos. La secuencia D (Formación Millo), tomada en la matriz de conglomerados, son areniscas de grano grueso a medio color gris violácea.

Los componentes de Q, más representativos son Qmr (hasta 24%, muestra GR41A-16-91) la cual es subredondeado de 0.08mm a 0.3mm, buena a moderada selección (Figura 107A) se caracteriza por tener como cemento a arcillas por la alteración de PGLs con impregnaciones de óxido de hierro, P (hasta 24%, muestra GR41A-16-93),

subangulosos a subangulares de 0.2 mm a 3mm, pobremente seleccionados la matriz está conformada de PGLs alteradas con patinas de óxidos de hierro (Figura 107C), K (hasta 12%, muestra GR41A-16-92) de 0.2 a 1mm de diámetro, subangulosos a subredondeados por lo general estos se presentan alteradas y sucias (Figura 107B), Lv (33%, muestra GR41A-16-92) su forma es subredondeado a subangulosa de 0.2mm a 1mm de diámetro, están constituidos en su interior por cristales de FPs, PGLs y PXs, los óxidos de hierro se encuentran como cemento (Figura 107B).



Figura 107. Fotomicrografías de las areniscas de la Formación Moquegua, que pertenece a la secuencia C y D.

4.4.1. AMBIENTE TECTÓNICO DE LOS DEPÓSITOS CENOZOICOS

Consiste en discriminar los ambientes tectónicos y proveniencia de estos sedimentos en base a diagramas ternarios de (Dickinson, 1970, 1985, Dickinson & Zuczek, 1979).

(Bellido & Guevara, 1963) describieron Formación Camaná en nuestro estudio considerado como secuencia A, en el cuadrángulo de Punta de Bombón (35s) consisten en una predominancia de lutitas bentónicas blanquecinas y en menor proporción, areniscas amarillentas. Para la presente investigación se tiene 3 muestras de areniscas de la Formación Camaná, tratándose de arcosas la abundancia de componentes feldespáticos, los cuales son más comunes de encontrarse en rocas metamórficas tales como gneises y una muestra (GR41A-16-106) considerada como arenita lítica, (Figura 108). Asimismo (Bellido & Guevara, 1963), describieron a la Formación Moquegua, en areniscas

grisáceas con abundantes laminaciones oblicuas, canales conglomerádicos e intercalaciones de niveles delgados de arcillitas, sin embargo, en esta tesis, dividimos en dos secuencias B y C, Nótese que la mayoría de estas muestras tienen de componentes líticos y cuarzosos, considerándose como arenitas líticas, la abundancia de líticos volcánicos ello indicaría fuente de rocas volcánicas como andesitas (Figura 107). En cambio, para la Formación Millo tienen abundancia en líticos y plagioclasas, los cuales sugieren una proveniencia de rocas volcánicas, cabe indicar que solo se tiene una muestra eso no podría ayudar mucho.

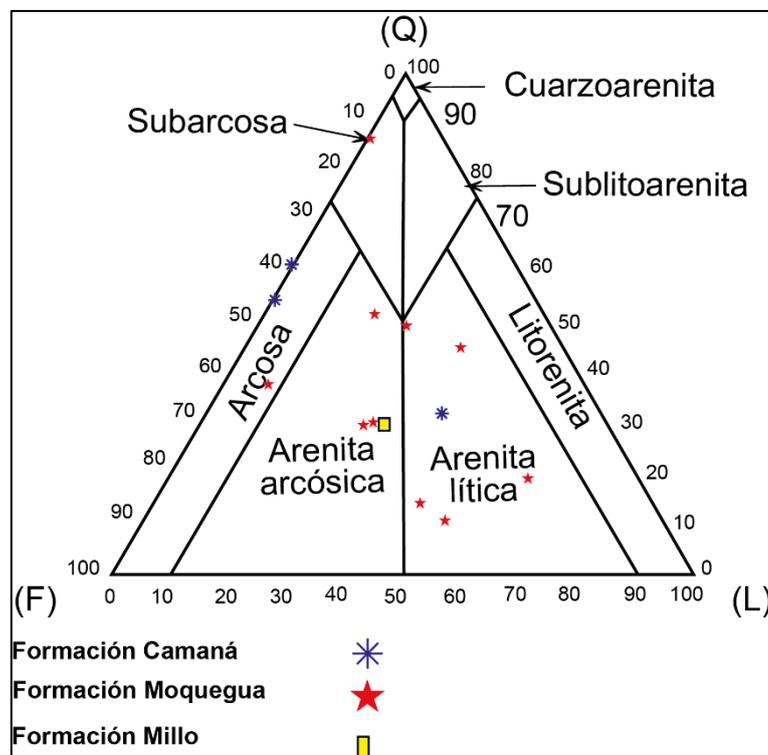


Figura 108. Diagrama ternario usado para la clasificación modal de las areniscas de las Formaciones Camaná, Moquegua y Millo. Donde Q (cuarzo), F (feldespatos) y L (líticos).

En tal sentido (Dickinson, 1985) encuentra una relación muy significativa entre las areniscas y el ambiente tectónico, propone para la determinación de la proveniencia y el ambiente tectónico a partir de la composición de QFL, en tal sentido para nuestra área de estudio tenemos:

Arcosas: con un alto contenido de Q ($Q_0 > F$), también Q_{mr} , derivan de Basamento continental levantado.

Arenitas líticas: predominantemente por $L_v > Q$ (puede variar entre Q_{mr} , Q_0 y menor proporción Q_p). De igual manera tendremos $P > L$, el ambiente tectónico de donde derivan son de arco magmáticos activos

Arenitas arcosas: son ricas $Q_m > Q_p$ y feldespatos, el ambiente de donde provienen son arcos disectados, éstas por su contenido de feldespatos y Q_m , derivarían de rocas plutónicas.

Por otro lado, se puede observar que la mayoría de las muestras analizadas de la Formación Camaná, caen en el Bloque Continental, campos como “Transición continental y Basamento levantado”. Eso sugiere que la fuente son rocas metamórficas y plutones (Cordillera de la costa), eso con lleva que no sufrieron mucho transporte por ende encontramos la abundancia en los componentes de Q y F que son fundamentalmente (Figuras 108 y 109).

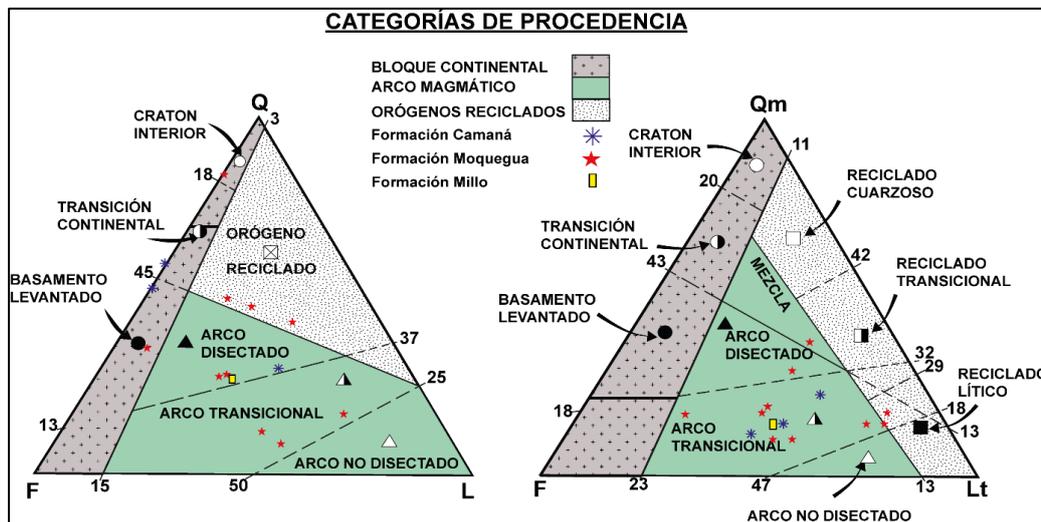


Figura 109. Diagramas ternarios de discriminación tectónica de las areniscas de las Formaciones Camaná, Moquegua y Millo. Donde QFL= (cuarzo-feldespato-lítico) y Q_mFLt (cuarzo monocristalino-feldespatos-líticos totales).

En cambio, para las muestras estudiadas de la Formación Moquegua Superior y Formación Millo, caen en un Arco magmático, campos “Arco disectado, Arco transicional”, nos indica que se produjo una gran cantidad de aporte de material volcánico, no solamente volcánicos si no también plutónicos, metamórficos y sedimentarios, por tal motivo esta arenisca se tiene una clara abundancia en los componentes de Lv en mayor proporción y Q. (Figura 109).

4.4.2. DISCUSIÓN

Los diagramas QFL y QmFL muestran que la mayoría de las muestras analizadas de la Formación Camaná, caen en el Bloque Continental, campos como “Transición continental y Basamento levantado”. Eso sugiere que la fuente son rocas metamórficas y plutones (Cordillera de la costa), eso con lleva que no sufrieron mucho transporte por ende encontramos la abundancia en los componentes de Q y F que son fundamentalmente, (Martignole & Martelat, 2003), subdivide el Bloque Mollendo – Camaná (BMC), donde la parte del sur representado por Mollendo-Camaná, así mismo indica que ese bloque está dominado un protolito cuarzo feldespático, que dan una edad de 1 Ga, lo que concuerda con nuestros resultados obtenidos, ya que se encontró mayor proporción de componentes de cuarzo ($Q_o > Q_{mr}$) seguido de Feldespatos ($K > P$).

En cuanto, a las muestras estudiadas de las formaciones Moquegua Superior y Millo, caen en un Arco magmático, campos “Arco disectado, Arco transicional”, nos indica que se produjo una gran cantidad de aporte de material volcánico, no solamente volcánicos si no también plutónicos, metamórficos y sedimentarios, por tal motivo esta arenisca se tiene una clara abundancia en los componentes de Lv en mayor proporción y Q. (Mamani et al., 2010; Martínez & Cervantes, (2003), Al arco Chocolate está representado por un magmatismo calcoalcalino, en ese contexto las Plagioclasas (P) son

más elevados que los feldespatos potásicos (K), además de estar representada por un magmatismo efusivo, tal evidencia se ve en los valores más altos de líticos volcánicos (Lv), indicaría que derivan de rocas volcánicas.

Por otro lado, las rocas plutónicas del jurásico que pertenecen al Batolito de la costa (granodioritas y dioritas) Mamani et al., (2010), eso indicaría la presencia de componentes de Q (Qm) en los sedimentos de las formaciones Moquegua Superior y Millo.

En tal sentido el Bloque Continental “Basamento levantando”, para nuestra zona de estudio está representado por la Cordillera de la Costa, las areniscas de la Formación Camaná (secuencia A), provienen de la Cordillera de la Costa, mientras tanto las formaciones Moquegua Superior y Millo en gran medida derivan de un Arco Magmático, que representa a la Cordillera Occidental.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

- La interpretación de los espectros de minerales pesados de la Formación Camaná revela que los sedimentos de Secuencia A tienen valores del índice ZTR, GZi y ATi hasta y son derivadas en predominancia de gneis del Complejo Basal de la Costa, y de granitos del Batolito Atico-Camaná que componen la Cordillera de la Costa. La Formación Moquegua Superior está conformada por la Secuencias B y C, y muestran concentraciones elevadas de piroxenos, los cuales provienen de andesitas de la Formación Chocolate y/o Formación Guaneros, en menor proporción anfíboles, siendo éstas derivadas de granodioritas y dioritas del Batolito de la Costa de la Cordillera Occidental. No obstante, los valores elevados del índice ZTR en la Secuencia B hacen posible distinguirlo de la Secuencia C. Los sedimentos de la Secuencia D de la Formación Millo contienen altas concentraciones de clinopiroxenos, anfíboles y en el índice ZTR, los cuales son aportes de la Cordillera Occidental (granodioritas y dioritas del Batolito de la Costa y areniscas tobáceas del Grupo Toquepala).
- Se definió las etapas de levantamiento deduciendo que los sedimentos de la Secuencia A se asignaría el intervalo de edad Oligoceno superior a Mioceno

inferior. Por lo tanto, la exhumación y levantamiento de la Cordillera de la Costa hubiera ocurrido posiblemente a inicios del Oligoceno superior. Los valores altos del índice ZTR y en menor proporción GZi en la Secuencia B, sin embargo, las concentraciones elevadas clinopiroxenos y ortopiroxenos en la Secuencia B y C, muestra que el levantamiento de la Cordillera de la Costa estuvo acompañado de la Cordillera Occidental, este último con mayor aporte, por la presencia de una actividad volcánica, ocurrida en el Mioceno superior. Los altos valores en la secuencia D, del índice ZTR, clinopiroxenos y anfíboles, los niveles abundantes de arenisca tobácea indica que estuvo acompañada de una intensa actividad volcánica durante el Mioceno inferior, de donde se infiere el rápido levantamiento de la Cordillera Occidental.

- Al analizar los sedimentos de la Secuencia A corresponde a la Formación Camaná, se acumularon en un ambiente de baja energía, influenciados por la acción de la energía mareal de aguas poco profundas. Evidentemente esta secuencia es marina, y sus facies corresponden a un sistema depositacional deltaico proximal. La Secuencia B y la Secuencia C (Formación Moquegua Superior), se caracteriza por presentar un sistema de apilamientos con geometría retrogradante. Estas facies corresponden a un ambiente fluvial tipo entrenzado que pertenecen a la parte proximal de un río. En contraste, la Secuencia C presenta abundantes niveles de arenisca tobácea, indicando que hubo una actividad volcánica simultánea. La Secuencia D (Formación Millo) está conformada por una base erosiva, y representa a un sistema fluvial tipo braided y aluvial, dominado composicionalmente por los productos de intensa actividad volcánica y debris flows del Grupo Barroso.

- Se determinó el ambiente tectónico de los sedimentos de la Secuencia A (Formación Camaná) provienen de un bloque continental levantado, para nuestra zona de investigación está representado por la Cordillera de la costa, por la mayor proporción de componentes de cuarzo ondulado y feldespatos. Las Formaciones Moquegua Superior y Millo, su mayor aporte está en un Arco Magmático, lo que indica la mayor contribución de líticos volcánicos y plagioclasas, la presencia de cuarzo monocristalino, están ligados a rocas plutónicas, todo esto corresponde a la Cordillera Occidental.

CAPÍTULO VI

RECOMENDACIONES

- Se sugiere, explorar o buscar datos de perforaciones para obtener datos en profundidad y conocer en más detalle las facies en onshore. Se recomienda además que la información provista en esta tesis sea integrada con datos interpretados de sísmica en el offshore de Arequipa, poder caracterizar el espesor de estos sedimentos y verificar el contexto tectónico y estratigráfico de un modo más amplio.
- Se recomienda se realicen dataciones (U-Th)/He en zircones o apatitos detríticos para conocer la edad más cercana a la sedimentación. Si se realiza por el método U-Pb, se recomienda realizar dataciones en zircones que al menos muestren algún componente volcánico (e.g. cenizas volcánicas retrabajadas).
- En base a que se cuenta con abundancia de piroxenos en casi todas las muestras presentadas en esta tesis, se recomienda hacer estudios de geoquímica de granos individuales de este grupo mineral, y así poder discriminar a las andesitas de la Formación Chocolate y Guaneros, así como también reforzar los modelos de proveniencia de sedimentos.

- Este estudio deja en preservación los minerales pesados magnéticos, de los cuales se sugiere realizar un estudio posterior con petrología de luz reflejada, y analizar los óxidos.

CAPÍTULO VII

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, H., & Alván, A. (2008). Revisión de Revisión de la Formación Guaneros en la localidad tipo: Implicancias en la evolución estratigráfica de la costa sur del Perú. *XIV Congreso Peruano de Geología y XIV Congreso Latinoamericano de Geología*, 6.
- Acosta, H., Rodríguez, J., Ccallo, W., & Cutipa, M. (2012). Actividad Tectónica del Sistema de Fallas Cincha-LLuta-Incapuquio Durante el Cretácico y Paleogeno en el Sur del Perú. *Resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú*, 5.
- Adams, J. (1906). Caudal, procedencia y distribución de aguas en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. *Boletín de Cuerpo de Ingenieros de Minas*, 20-25, 49-61.
- Allen, J. (1983). Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Beownstones (lower Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology*(33), 237-293.
- Alván, A. (2015). *Geodynamic significance of the Cenozoic deposits in the southern Peruvian forearc (16°25'S to 17°15'S): constraints by facies analysis and sediment provenance*. (PhD thesis), University of Göttingen, Göttingen.

- Alván, A., & von Eynatten, H. (2014). Sedimentary facies and stratigraphic architecture in coarse-grained deltas: Anatomy of the Cenozoic Camaná Formation, Southern Peru ($16^{\circ}25'S$ to $17^{\circ}15'S$). *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 82-108.
- Alván, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., & Gerdes, A. (2015). Zircon U-Pb geochronology and heavy mineral analysis of the Camaná Formation, southern Peru ($16^{\circ}25'S$ to $17^{\circ}15'S$): constraints on sediment provenance and exhumation of the Coastal and Western cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, 61, 14-32.
- Amorosi, A., & Zuffa, G. (2011). Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences. *Sedimentary Geology*, 236, 153-163.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Bande, A., Horton, B., Ramírez, J., Mora, A., Parra, M., & Stockli, D. (2011). Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of American Bulletin*, 59-76.
- Barúa, V. (1961). Reconocimiento Geológico – zona de Tacna y Moquegua. *II Congreso Nacional de Geología y Minería. Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú*, 35-59.
- Bellido, E. (1979). *Geología del Cuadrángulo de Moquegua, hoja 35 - u*. INGEMMET. Lima: Carta Geológica Nacional. Boletín N° 15, Serie A.
- Bellido, E., & Guevara, C. (1963). *Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Cledesí*. Ministerio de Fomento y Obras Públicas. Lima: Comisión de la Carta Geológica Nacional.

- Bellido, E., & Narvaez, S. (1960). *Geología del Cuadrángulo de Atico*. Ministerio de Fomento y Obras Públicas. Lima: Comisión de la Carta Geol. Nacional.
- Benavides, V. (1999). Orogenic evolution of the peruvian andes: The andean cycle. En *Geology and ore deposits of the Central Andes. Society of Economic Geologist*, 7, 48.
- Bridge, J. (2003). *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Oxford: Blackwell Science Ltd.
- Bustamante, F. (2017). *Procedencia sedimentaria de depósitos cenozoicos en base a análisis de minerales pesados en Pachia (36v) y Tacna (37v), Tacna*. (Tesis de pregrado), Universidad Nacional de Cajamarca, Cajamarca.
- Caracciolo, L., Critelli, S., Innocenti, F., Kolios, N., & Manetti, P. (2011). Unravelling provenance from Eocene-Oligocene sandstones of the Thrace Basin, North-east Greece. *Sedimentology*, 58, 1988-2011.
- Chacon, N. (1995). *Geología del Perú*. INGEMMET. Lima: Carta Geológica Nacional, Boletín N° 55.
- Cobbing, E., Ozard, J., & Snelling, N. (1977). Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the coastal cordillera of southern Perú. *Geological Society of American Bulletin*, 88(2), 241-246.
- Cordani, U., Kawashita, K., Siegl, G., & Vicente, J. (1985). Geochronological results from the southeastern part of the Arequipa massif. *Comunicaciones*, 35, 45-51.
- Corrales, I., Rosell, J., Sanchez, L., Vera, J., & Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Madrid: Rueda.
- Decou, A. (2011). *Provenance model of Cenozoic siliciclastic sediments from the western Central Andes (16-21°S): implications for Eocene to Miocene evolution of the Andes*. Göttingen: University of Göttingen.

- Decou, A., von Eynatten, H., Duckl, I., Frei, D., & Wörner, G. (2013). Late Eocene to Early Miocene Andean uplift inferred from detrital zircon fission track and U-Pb dating of Cenozoic forearc sediments (15-18°S). *Journal of South American Earth Sciences*(45), 6-23.
- Decou, A., von Eynatten, H., Mamani, M., Sempere, T., & Worner, G. (2011). Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15-18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 6-23.
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Sedimentary Petrology*, 40(2), 695-707.
- Dickinson, W., & Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *Mathematical and Physical Science*, 148, 333-361.
- Feo - Codecido. (1956). Heavy mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *Ass. Petrol. Geol*, 984-1000. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Fisk, H. (1961). Bar finger sands of the Mississippi delta. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Folk, R. (1962). Spectral subdivision of limestone types. *Americ. Assoc. Petrol. Geol. Mem*, 1, 62-84.
- Folk, R. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, Texas: Hemphill Publishing.

- Garzanti, E., & Ando, S. (2007). Heavy mineral concentration in modern sands: Implications for provenance interpretation. *Developments in Sedimentology*(58), 517-545.
- Gazzi, P. (1965). On the heavy mineral zones in the geosyncline series, recent studies in the Northern Apennines. *Journal Of Sedimentary Petrology*, 35, 109-115.
- Grabau, A. (1913). Principles of stratigraphy. *Seyler*, 1185.
- Gressly, A. (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschr. Allg. Schweiz, Ges. Ges. Naturw*(2), 1-2.
- Horton, B., Perez, N., Fitch, J., & Saylor, J. (2014). Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru: Implications for early Andean mountain building. *Lithosphere*, V. N° 7(2), 117-137.
- Hubert, J. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of sedimentary Petrology*(32), 440-450.
- Ibaraki, M. (1992). Neogene planktonic Foraminifera of the Camaná Formation, Peru: Their geologic age and implications. *Reports of Andean Studies, Shizuoka University, Special Volume*(4), 9-19.
- Jaillard, E. (1993). *Los deltas y los Estuarios*. ORSTOM. In: Alván, A.(2009). Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites del Jurásico inferior a medio entre Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna). (*Tesis de Pregrado*). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Krumbein, W., & Sloss, L. (1955). *Stratigraphy and Sedimentation*. San Francisco: Freeman & Co.
- Krumbein, W., & Sloss, L. (1963). *Stratigraphy and Sedimentation* (Vol. 2). San Francisco: Freeman.

- Leeder, M. (1983). On the interactions between turbulent flow, sediment transport and bedforms mechanics in channelized flows. *Springer Verlag*, 57-67.
- Loewy, S., Connelly, J., & Dalziel, I. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of American Bulletin*, 116, 171-187.
- López, N., & Uzcástegui, M. (2014). *Comparación de dos sectores de la Formación Mesa mediante caracterización mineralógica, textural, geomorfología y análisis de minerales pesados en el sector central de la cuenca del río Orinoco*. Caracas.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2010). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America*, 162-182.
- Mange, M., & Maurer, H. (1992). *Heavy Mineral in Colour*. New York: Chapman & Hall-First edition.
- Mange, M., Dewey, J., & Wright, D. (2003). Heavy minerals solve structural and stratigraphic problems in Ordovician strata of the western Irish Caledonides. *Geological Magazine*, 140(1), 25-30.
- Marocco, R., Delfaud, J., & Lavenue, A. (1985). Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (sur de Perú) primeros resultados. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 75, 73-90.
- Martignole, J., & Martelat, E. (2003). Regional-scale Grenvillian- age UHT metamorphism in the Mollendo- Camana Block (basement of Peruvian Andes). *Journal Metamorphic Geology*, 21(1), 99-120.

- Martinez, W., & Cervantes, J. (2003). *Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' S*. Boletín N° 26-Serie D: Estudios Regionales, INGEMMET, Lima.
- Miall, A. (1985). *Architectural element analysis: a new method of facies analysis*. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Miall, A. (1991). *Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentation rate*. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Berlin: Springer Verlag.
- Middleton, G. (1973). Johannes Walter's Law of Correlation of Facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*(84), 979-988.
- Moreno, C., Horton, B., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., & Sierra, J. (2011). Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*(32), 246-263.
- Morton, A. (1991). Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Geological Society, Special Publications*(57), 31- 45.
- Morton, A. (1991). *Heavy minerals in provenance studies*.
- Morton, A., & Hallsworth, C. (1994). Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*(90), 241-256.
- Morton, A., & Hallsworth, C. (1999). Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. 3-29.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition, Willey Blackwell.

- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., & Schemmann, K. (2006). *Chapter 1: Deformation of the Central Andean Upper Plate System-Facts, Fiction, and constrains for the Plateau Models*. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Berlin, Germany, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-27.
- Palacios, O. (1995). *Geología del Perú*. Boletín N° 55, Serie A: Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Lima.
- Peña, D., Jacay, J., & Sempere, T. (2004). Estudio preliminar de los depósitos deltaicos miocenos del río Tambo (Punta de Bombón, Arequipa). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial(5)*, 195-200.
- Petersen, G. (1954). Informe preliminar sobre la Geología de la faja costera del Dpto. de Ica. *Bol. Tec. Emp. Pet. Fis.*, 1, 33-41.
- Pettijhon, J. (1941). Persistent of heavy minerals and geology. *Journal Geol(49)*, 610-625.
- Pettijhon, J. (1975). *Sedimentary rocks*. New York: Harper. Mange, M., & Maurer, H. (1992). *Heavy Mineral in Colour*. New York: Chapman & Hall-First edition.
- Potter, P. (1959). Facies models conference. (129), 1292-1294.
- Puy, M. (2006). *Caracterización de Facies, Ambientes sedimentarios y procesos de depósito de la sucesión volcanosedimentaria el Coyote, Baja California Sur, México*. La Paz: Instituto Politécnico Nacional.
- Ramirez, K., Alván, A., Sánchez, E., & Bustamante, Y. (2016). Análisis preliminar de las facies sedimentarias en los depósitos cenozoicos de Punta de Bombón, Sur de Perú. *XVIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú.*, 4.

- Reading, H. (1996). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Wiley Blackwell, 704.
- Rivera, R. (1950). *Geología del Valle de Camaná y Majes. Arequipa*. (Tesis de Doctorado), Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa.
- Romeuf, N. (1994). *Volcanisme Jurassique et Métamorphisme en Equateur et au Perou. Caracteristiques Petrographiques, Mineralogiques et Geochimiques, Implications Geodynamiques*. Droit University. *PhD thesis*, 506.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., . . . Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene–Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, 25(3), 29.
- Rüegg, W. (1952). The Camana formation and its bearing on the Andean post-Orogenic uplift. *Bull. Ass. Suisse de Géol. et Ing. du Pétrole*, 57(19), 7-12.
- Sánchez, A., Rosell, W., & Raymundo, T. (2000). *Memoria explicativa de la revisión geológica en los cuadrángulos de Punta del Bombón (35s), La Clemesí (35t), Ilo (36t), Locumba (36u), La Yarada (37u), Tacna (37v), Huaylillas (37x), Juli (33y), Pizacoma (34y) e Isla Anápiá (33z)*. Franja N° 1, Memoria Descriptiva, INGEMMET, Lima.
- Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Pringle, M., van Soest, M., & Cornell, K. (2009). Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*(28), 21.
- Schumm, S. (1981). Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implication. *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec.*, 19-29.

- Selley, R. (1970). Ancient Sedimentary Environments. *Chapman Hall*. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L.
- Selley, R. (1976). An Introduction to Sedimentology . *Academic Press*. In: Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid, España: Gráficas Blanco, S.L..
- Sempere, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., . . . Taípe, E. (2004). Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de Antearco del Sur del Perú. *XII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú*, 4.
- Steinmann, G. (1929). *Geología del Perú*. Heidelberg: Carl Winters. Universitätsbuchhandlung.
- Stewart, J., Evernden, J., & Snelling, N. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1107-1116.
- Tsuchi, R., Shuto, T., Takayama, T., Koizumi, I., Fujiyoshi, A., Ibaraki, M., . . . Villavicencio, E. (1990). Fundamental data on Cenozoic biostratigraphy of the Pacific coast of Peru supplement. *Report Andean Studies. Shizuoka University*(3), 47-57.
- Udden, J. (1914). Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 655-744. In Ayala, L (2015). Sedimentología, estratigrafía y tectónica de la cuenca Puquio, Departamento de Ayacucho. (*Tesis de pregrado*) Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Valencia, M., & Chacaltana, C. (2000). *Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de la Joya*. Franja N° 1, Memoria Descriptiva, INGEMMET, Lima.

- Vargas, I. (1970). *Geología del Cuadrángulo de Arequipa*. Boletín N° 24, Serie A, INGEMMET, Lima.
- von Eynatten, H., & Dunkl, I. (2012). Assessing the Sediment Factory: The Role of Single Grain Analysis. *Earth - Science Reviews*(115), 97-120.
- von Eynatten, H., & Gaupp, R. (1999). Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, 124, 81-111.
- Wentworth, C. (s.f.). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*(30), 377-392. In Ayala, L (2015). Sedimentología, estratigrafía y tectónica de la cuenca Puquio, Departamento de Ayacucho. (*Tesis de pregrado*) Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.
- Wotzlav, J., Decou, A., von Eynatten, H., Wörner, G., & Frei, D. (2011). Jurassic to Paleogene tectono-magmatic evolution of northern Chile and adjacent Bolivia from detrital zircon U-Pb geochronology and heavy mineral provenance. *Terra Nova*, 23, 399 - 406.