

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

**ESTUDIO LITO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LA DIVISIÓN
GUAMOTE AL OCCIDENTE DE LA CORDILLERA REAL, EN ECUADOR**

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

ANGELO DAVID LEICA PEREZ

angeloleika1@hotmail.com

DIRECTOR: DR. CRISTIAN VALLEJO

cristian.vallejov@epn.edu.ec

Quito, octubre 2021

© Escuela Politécnica Nacional 2022
Reservados todos los derechos de reproducción

DECLARACIÓN

Yo, ANGELO DAVID LEICA PEREZ, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

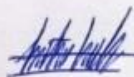
A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.



ANGELO DAVID LEICA PEREZ

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por ANGELO DAVID LEICA PÉREZ, bajo mi supervisión



Dr. Cristian Fernando Vallejo Cruz

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la ayuda del Dr. Cristian Vallejo (GEOSTRAT S.A) y Ing. Cristian Romero (Instituto de Investigación Geológico y Energético), cuales me brindaron su apoyo en la metodología y resultados de este proyecto. También, me gustaría mostrar mi más sincero agradecimiento a los profesores y compañeros de la carrera de ingeniería geológica que me brindaron soporte y ánimos en mi trayecto universitario. Agradezco a Brenda Ramírez por darse el tiempo de leer mi tesis antes de su publicación. Por último, agradezco a mi familia que siempre estuvo acompañándome en mi carrera geológica.

DEDICATORIA

“Dedico esta tesis a mis padres Héctor y Martha, a mis hermanos Geovanny y Dario, y mis amigos geológicos por haberme apoyado en cada uno de mis pasos y enseñarme buenos valores, por la motivación constante que permitieron que hoy en día sea la persona que soy y por su cariño incondicional”

ÍNDICE DE CONTENIDO

| | |
|---|------------------------------|
| DECLARACIÓN | Error! Bookmark not defined. |
| CERTIFICACIÓN..... | Error! Bookmark not defined. |
| AGRADECIMIENTOS | v |
| DEDICATORIA..... | vi |
| ÍNDICE DE CONTENIDO | vii |
| ÍNDICE DE FIGURAS..... | x |
| ÍNDICE DE TABLAS | xiv |
| RESUMEN..... | xvi |
| ABSTRACT..... | xvii |
| CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN..... | 1 |
| 1.1 Objetivos | 2 |
| 1.1.1 Objetivo general | 2 |
| 1.1.2 Objetivos específicos..... | 2 |
| 1.2 Área de estudio | 2 |
| 1.2.1 Ubicación..... | 2 |
| 1.2.2 Relieve | 5 |
| 1.2.3 Clima | 7 |
| 1.3 Metodología de investigación | 7 |
| 1.3.1 Pre-campo..... | 8 |
| 1.3.2 Trabajo de Campo..... | 9 |
| 1.3.3 Procesamiento de muestras | 9 |

| | | |
|--------------------|---|-----------|
| 1.3.4 | Procesamiento de resultados | 9 |
| CAPITULO 2: | MARCO TEORICO..... | 10 |
| 2.1 | Contexto Regional | 10 |
| 2.2 | Cordillera Real..... | 13 |
| 2.2.1 | División Alao..... | 13 |
| 2.2.2 | División Loja | 14 |
| 2.2.3 | División Salado..... | 15 |
| 2.2.4 | División Zamora..... | 15 |
| 2.3 | Posibles análogos de la División Guamote | 16 |
| 2.4 | Registro fósil en la División Guamote y análogos | 16 |
| 2.5 | Contexto estructural..... | 17 |
| 2.6 | Definición de rocas meta-sedimentarias | 18 |
| 2.7 | Estructuras sedimentarias relevantes a la zona de estudio..... | 18 |
| 2.7.1 | Canales | 18 |
| 2.7.2 | Gradación normal | 19 |
| 2.7.3 | Ripples | 19 |
| 2.7.4 | Estratificación cruzada (Cross-stratification) | 20 |
| 2.7.5 | Laminacion flaser, wavy y lenticular..... | 20 |
| 2.7.6 | Slumps | 21 |
| 2.7.7 | Herringbone cross-bedding..... | 22 |
| 2.7.8 | Superficies de reactivación | 22 |
| 2.8 | Ambientes sedimentarios relevantes para la zona de estudio..... | 23 |

| | | |
|---|--|-----------|
| 2.8.1 | Ambiente Deltaico | 23 |
| 2.8.1.1 | Arquitectura de un delta | 25 |
| 2.8.1.2 | Facies de un delta..... | 25 |
| 2.8.2 | Ambiente de estuario..... | 26 |
| 2.8.2.1 | Arquitectura estratigráfica de un estuario | 27 |
| 2.8.2.2 | Facies de un estuario..... | 29 |
| CAPITULO 3: METODOLOGIA | | 31 |
| 3.1 | Caracterización de rocas sedimentarias siliciclásticas | 31 |
| 3.1.1 | Sorteo..... | 31 |
| 3.1.2 | Forma del grano | 32 |
| 3.1.3 | Madurez textural..... | 33 |
| 3.2 | Clasificación de rocas sedimentarias siliciclásticas | 33 |
| 3.3 | Tipos de cuarzo | 35 |
| 3.4 | Arquitectura estratigráfica | 36 |
| 3.5 | Preparación de láminas delgadas..... | 36 |
| 3.6 | Preparación y análisis XRF..... | 37 |
| 3.7 | Litogeoquímica (Chemostratigraphy) | 39 |
| 3.8 | Separación de circones | 40 |
| CAPITULO 4: RESULTADOS Y DISCUSION | | 42 |
| 4.1 | Litoestratigrafía de la División Guamote | 42 |
| 4.1.1 | Unidad Punín..... | 45 |
| 4.1.2 | Unidad Cebadas y Unidad Guasuntos | 48 |

| | | |
|--|--|-----------|
| 4.2 | Arquitectura estratigráfica de la División Guamote..... | 49 |
| 4.3 | Estudio Petrográfico de las Unidades de la División Guamote..... | 52 |
| 4.3.1 | Unidad Punín..... | 52 |
| 4.3.2 | Unidad Cebadas y Guasuntos | 56 |
| 4.4 | Estudio litogeoquímico de elementos mayores y traza | 57 |
| 4.4.1 | Unidad Guasuntos..... | 59 |
| 4.4.2 | Unidad Punín..... | 60 |
| 4.4.3 | Unidad Cebadas..... | 61 |
| 4.5 | Ambiente tectónico, proveniencia y geocronología de la División Guamote..... | 64 |
| 4.6 | Modelo Geológico Interpretativo | 69 |
| CAPITULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES..... | | 72 |
| 5.1 | Conclusiones..... | 72 |
| 5.2 | Recomendaciones..... | 73 |
| BIBLIOGRAFIA..... | | 74 |
| ANEXO I COLUMNAS DETALLADAS..... | | 82 |
| ANEXO II MAPAS GEOREFERENCIADOS..... | | 85 |
| ANEXO III ITENERARIO DE MUESTRAS..... | | 87 |
| ANEXO IV GEOQUIMICA | | 92 |
| ANEXO V COLUMNAS LITOGEOQUIMICAS | | 98 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|---|
| Figura 1.1 A) Afloramiento en el sector de Punín (X: 762054, Y: 9788757), B) | |
| continuación del Afloramiento tipo | 3 |

| | |
|--|----|
| Figura 1.2 Mapa de la zona de estudio, con los diferentes accesos y carreteras de la zona. | 4 |
| Figura 1.3 valle de Guamote con morfología suavizada..... | 5 |
| Figura 1.4 Mapa fisiográfico de la zona de estudio..... | 6 |
| Figura 1.5 Flujo de trabajo de Dalrymple y James (2010) modificado para este proyecto | 8 |
| Figura 2.1 Mapa litológico de la Cordillera Real definida por terrenos, recuadro rojo indica la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Vallejo et al. (2021)..... | 10 |
| Figura 2.2 Correlaciones estratigráficas y tectónicas de la División Guamote de trabajos previos (Aspden y Litherland, 1992; Bristow et al., 1975; Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005) y este estudio..... | 12 |
| Figura 2.3 A) Ammonite de la División Guamote, extraído de Litherland et al. (1994), B) Ammonite del Complejo Quebradagrande, extraído de Gómez-Cruz et al. (1995)..... | 17 |
| Figura 2.4 Canal fluvial relleno de conglomerados, areniscas y lutitas, Pérmico, South África, extraído de M. Tucker (1996)..... | 19 |
| Figura 2.5 Esquema de la estratificación cruzada, extraído de M. Tucker (1996)..... | 20 |
| Figura 2.6 Esquema flaser, wavy y lenticular lamination, extraído de Nichols (2013)..... | 21 |
| Figura 2.7 Esquema de un slump, extraído de M. Tucker (1996)..... | 22 |
| Figura 2.8 Esquema de herringbone cross-bedding, extraído de M. Tucker (1996)..... | 22 |
| Figura 2.9 Esquema de superficie de reactivación, extraído de M. Tucker (1996)..... | 23 |
| Figura 2.10 Topset, foreset y bottomset de un delta, extraído de Arche (2010)..... | 24 |
| Figura 2.11 a) Clasificación Galloway (1975); b) clasificación Modificado de Orton y Reading (1993)..... | 24 |
| Figura 2.12 A) Corte transversal de un delta dominado por Ríos y su arquitectura interna realizado a partir de ejemplos. B) Arquitectura de la barra de un delta, extraído de Olariu y Bhattacharya (2006)..... | 25 |
| Figura 2.13 Sección vertical a un del delta, extraído de Olariu y Bhattacharya (2006)..... | 26 |
| Figura 2.14 A) morfología de estuario dominado por olas, B) morfología de estuario dominado por mareas, extraído de Nichols (2013)..... | 27 |
| Figura 2.15 Estratigrafía secuencial y arquitectura de facies de la Formación Vectis en la Isla de Wight, extraído de Yoshida et al. (2001)..... | 28 |
| Figura 2.16 Jerarquía de heterogeneidades dentro de un estuario, extraído de Yoshida et al. (2001)..... | 28 |
| Figura 2.17 Secuencia de facies de un estuario dominado por mareas, extraído de Nichols (2013)..... | 29 |

| | |
|--|----|
| Figura 2.18 Facies heterolíticas de un tidal bar de la Formación Vectis, extraído de Yoshida et al. (2001)..... | 30 |
| Figura 3.1 Comparación grafica de la distribución granulométrica con su respectiva desviación estándar, extraído de Nichols (2013)..... | 32 |
| Figura 3.2 Determinación visual de esfericidad y redondez, extraído de Tucker (2009) .. | 32 |
| Figura 3.3 Diagrama de flujo para determinar la madurez textural de clastos terrígenos o rocas sedimentarias, extraído de Nichols (2013) | 33 |
| Figura 3.4 Clasificación por tamaño de grano propuesto Blair y Mcpherson (1999), extraído de Tucker (2009)..... | 34 |
| Figura 3.5 La clasificación de Pettijohn et al. (1987) de areniscas, extraído de Nichols (2013) | 35 |
| Figura 3.6 Superficies de erosión y arquitectura estratigráfica Miall (1996), extraído de Tedesco et al. (2010)..... | 36 |
| Figura 3.7 contadora de disco HI-TECH..... | 37 |
| Figura 3.8 Muestras de polvo de roca etiquetadas..... | 37 |
| Figura 3.9 Preparación y montaje de muestras en cápsulas para geoquímica con XRF. 38 | |
| Figura 3.10 Evento disódico-anódico, patrón TOC, S, Mo, V, Cu, Ba, Cuenca Parnaíba, noroeste de Brasil. Extraído Rodrigues (2005)..... | 40 |
| Figura 3.11 A) Tamizaje de la muestra triturada, B) separación con liquido pesado de la muestra fina..... | 41 |
| Figura 4.1 Columna estratigráfica general de la División Guamote, subdivida en sus unidades y litofacies, la estratigrafía a mayor detalle se puede ver en los Anexos 1..... | 43 |
| Figura 4.2 A) facies de meta-conglomerados clasto-soportados (muestra M3), B) facies de meta-conglomerados matriz-soportados (muestra M4) (X: 762054, Y: 9788757)..... | 45 |
| Figura 4.3 A) Meta-areniscas masivas con estructuras de socavamiento, B) Meta-areniscas amalgamadas y presencia de lodos (X: 762054, Y: 9788757) | 46 |
| Figura 4.4 litofacies CF A) relicto de ripple, B) relictos de estratificación cruzada, C) laminaciones heterolítica y D) laminación flaser (muestra M5) (X: 762054, Y: 9788757) . | 46 |
| Figura 4.5 litofacies ICL A) ripples bidireccionales, B) estratificación cruzada, C) laminaciones heterolíticas y D) bioturbación (X: 762054, Y: 9788757)..... | 47 |
| Figura 4.6 A) meta-lodolitas con nódulos calcáreos (X: 762261, Y: 9790149), B) impronta de un ammonite (X: 761956, Y: 9793735) (muestra CT2), C) restos de hojas (muestra P2) y D) bioturbación (X: 756394, Y: 9784080) | 48 |
| Figura 4.7 Arquitectura estratigráfica de la Unidad Punín (X: 762054, Y: 9788757) comparada con sus litofacies (anexo I.1), las geometrías y los arquetipos se encuentran separados por superficies SE (superficies de erosión) de 5 orden..... | 50 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.8 A) cuerpos con geometrías convexas, B) depositación en onlap, Unidad Punín | 51 |
| Figura 4.9 Superficie de transgresión, contacto entre la Unidad Punín y Unidad Cebadas (X: 756394, Y: 9784080)..... | 51 |
| Figura 4.10 Cuerpos tabulares de cuarcitas volcados sector Rio Huaragualla | 52 |
| Figura 4.11 Muestra L4 lámina delgada (Unidad Punín) A) LPP (Luz polarizada plana) X10 con materia orgánica (M.O.), B) XLP X10 plagioclasa (Plg) y moscovita (Ms), C) LPC (Luz polarizada cruzada) X10 con materia orgánica, D) XLP X10 con clorita (Chl) y presencia de contactos no suturados..... | 53 |
| Figura 4.12 Muestra L1 lámina delgada (Unidad Punín) A) LPC X10 cuarzo (Qz) policristalino, B) LPC X10 clorita (Chl) | 54 |
| Figura 4.13 Muestra 2A lamina delgada (Unidad Punín deformada) A) LPP X10 Pumpellyta (Pmp), B) XLP X10 contactos suturados presencia de Pumpellyte (Pmp), C) LPC X10 materia orgánica (M.O.), D) XLP X10 textura deformada con cuarzos (Qz) deformados y extinción ondulante..... | 55 |
| Figura 4.14 A) y B) diques sedimentarios ubicados en el sector de Guamote y Cebadas. D1 lamina delgada C) LPP X10 materia orgánica (M.O.), D) LPC X10 con las diferentes litologías (línea roja)..... | 56 |
| Figura 4.15 Muestra de CB6 lamina delgada (Unidad Cebadas) A) LPP X10 textura lepidoblástica con materia orgánica (M.O.), D) LPC X10 textura lepidoblástica | 57 |
| Figura 4.16 A) Diagrama de discriminación del protolito en rocas meta-sedimentarias Winchester et al. (1980), B) clasificación de Pettijohn et al. (1987), C) Clasificadas en el diagrama de clasificación de rocas sedimentarias de Herron (1988) | 58 |
| Figura 4.17 Relaciones de elementos mayores y traza entre Unidad Guasuntos y Unidad Punín (línea azul), y tendencia en la oxigenación, salinidad y humedad (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020; Cunlei et al., 2020) | 62 |
| Figura 4.18 Relaciones de elementos mayores y traza entre la Unidad Punín y Unidad Cebadas (línea azul), y tendencia en la oxigenación, salinidad y humedad (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020; Cunlei et al., 2020) | 63 |
| Figura 4.19 Evidencias de la transición estratigráfica con la Unidad Maguazo..... | 64 |
| Figura 4.20 A) Diagrama ternario de discriminación de rocas sedimentarias marinas y continentales, B) Diagrama de discriminación del ambiente tectónico Roser y Korsch (1986), C) Diagrama de discriminación tectónica Bhatia (1983), D) Diagrama de proveniencia Roser y Korsch (1988), E) Diagrama ternario de proveniencia Garcia et al. (1994) granitos per-aluminicos (SPG) y de rocas calco-alcalinas (CAS) | 66 |
| Figura 4.21 Diagrama REE normalizado a la condrita de las lutitas de la División Guamote, comparada con (PAAS), (UCC) y (NASC) | 67 |
| Figura 4.22 Histograma de edades U-Pb de zircones detríticos de la División Guamote realizado en este estudio comparado con los, extraído de Cochrane (2013), Spikings et al. (2015) y Análogos en Colombia, Complejo meta-sedimentario Abejorral y | |

| | |
|--|-----|
| Quebradagrande extraídos de Spikings et al. (2015), Zapata et al. (2019) | 68 |
| Figura 4.23 Modelo geológico y sedimentológico de la División Guamote en la zona de estudio, A) modelo observado en planta, B) corte transversal del recuadro rojo donde se ubican las diferentes unidades y facies (MA, MCGN, CF-ICL, FNMO-MLF), LST (Lowstand System Tract), TST (transgressive systems tract), HST (highstand systems tract) | 71 |
| Figura I.1 Leyenda de estructuras sedimentarias y litologías levantadas en las columnas estratigráficas | 82 |
| Figura I.2 Columna detallada A correspondiente a la Unidad Punín, levantada en la zona Cebadas | 83 |
| Figura I.3 Columna detallada B correspondiente a la Unidad Punín y Unidad Cebadas, levantada en la zona Cebadas..... | 84 |
| Figura II.1 Mapa foto-referenciada de la Ruta Peltetec, zona Este..... | 85 |
| Figura II.2 Mapa foto-referenciada del sector Guamote, Zona Oeste | 86 |
| Figura V.1 Litogeoquímica de los elementos mayores y traza, unidades Guasuntos y Punín separados por línea azul, tendencia realizada con regresión no línea (línea azul clara) | 98 |
| Figura V.2 Litogeoquímica de los elementos mayores y traza, unidades Punín y Cebadas separados por línea azul, tendencia realizada con regresión no línea (línea azul clara) | 101 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1.1 Descripción y porcentaje de los tipos de clima en Guamote, extraído del Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo (2015) | 7 |
| Tabla 2.1 Resumen de la Geología pre-Cretácica de la Cordillera Real, extraído de Aspden y Litherland (1992) | 11 |
| Tabla 3.1 Tabla de composición en porcentaje en peso de la muestra NIST 2771 analizada por National Institute of Science and Technology (2003), con un factor de cobertura K correspondiente al 95% de confianza para cada análisis..... | 38 |
| Tabla 3.2 Datos obtenidos con el espectrómetro Vanta Handheld XRF Spectrometer | 39 |
| Tabla 4.1 Resumen de las litofacies definidas en la División Guamote con su descripción e interpretación | 44 |
| Tabla III.1 Inventario de muestras con sus coordenadas (UTM-X, UTM-Y), zona, litología, descripción de la muestra y tipo de análisis (LAM. (lamina delgada), GQ (geoquímica), QC. (geocronología) | 87 |
| Tabla IV.1 Análisis geoquímicas realizados en la zona Cebadas y Guamote, expresados en porcentaje elemental (%) y parte por millón (ppm), elementos no detectados (LE%).. | 92 |
| Tabla IV.2 Análisis geoquímicas realizados en la zona Cebadas, expresados en porcentaje elemental (%) y parte por millón (ppm), elementos no detectados (LE%)..... | 93 |

| | |
|---|----|
| Tabla IV.3 Análisis geoquímicas realizados en la zona Río Huarquilla y el dique sedimentario, expresados en porcentaje elemental (%) y parte por millón (ppm), elementos no detectados (LE%) | 93 |
| Tabla IV.4 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona de Cebadas y Guamate, realizados con tablas de conversión..... | 94 |
| Tabla IV.5 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona de Cebadas, realizado con tablas de conversión | 95 |
| Tabla IV.6 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona del Río Huarquilla y dique sedimentario, realizado con tablas de conversión..... | 95 |
| Tabla IV.7 Elementos mayores expresados óxidos (%) de la División Guamate, realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético | 96 |
| Tabla IV.8 Elementos mayores expresados óxidos (%) de la Unidad Maguazo, realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético | 97 |

RESUMEN

La División Guamote al este de la ciudad de Riobamba está formada por rocas meta-sedimentarias afectadas por metamorfismo regional de bajo grado y zonas de dinamometamorfismo. Incluye tres unidades estratigráficas: Unidad Guasuntos, Unidad Punín y Unidad Cebadas. Este proyecto caracteriza estas unidades a partir de estudios litoestratigráficos, quimiestratigráficos y petrográficos.

La División Guamote es parte de un sistema de estuario dominado por mareas, que incluye, facies submareales -intermareales, que poseen una retrogradación a facies de plataforma a la parte superior. La División Guamote tiene una retrabajamiento y transición estratigráfica con la Unidad Maguazo perteneciente a la División Alao al final de la secuencia. Estas interpretaciones se correlacionan con diagramas de discriminación tectónica, procedencia y tierras raras (REE). Los datos geocronológicos y bioestratigráficos indican que la División Guamote fue depositada durante el Jurásico Superior al Cretácico Inferior (Kimmeridgian-Valanginian) con sedimentos derivados de una fuente cratónica y posiblemente en una cuenca de antearco. Finalmente, un posible análogo se encuentra presente en el Complejo Meta-sedimentario Abejorral de Colombia, que tiene características litológicas y geocronológicas como las registradas en la División Guamote.

Palabras claves: estuario, facies submareal-intermareal, retrogradación, cuenca de antearco.

ABSTRACT

The Guamote Division in the east of Riobamba city is formed by meta-sedimentary rocks affected by low-grade regional metamorphism and dynamo-metamorphism zones. It includes three stratigraphic units: Guasuntos Unit, Punín Unit and Cebadas Unit. This project characterizes these units based on lithostratigraphic, chemostratigraphy and petrographic studies.

The Guamote Division is part of a tide dominated estuary system, including, subtidal-intertidal facies, with retrogradation to shelf facies to the top. The Guamote Division has a reworking and transitional stratigraphic contact with the Maguazo Unit belonging to the Alao Division at the end of the sequence. These interpretations correlate with diagrams of tectonic discrimination, provenance, and rare earths (REE). Geochronology and biostratigraphic data indicate that the Guamote Division was deposited during the Late Jurassic to Early Cretaceous (Kimmeridgian-Valanginian) as a forearc basin. Finally, a possible analog present in the Abejorral Meta-sedimentary Complex of Colombia, which has lithological and geochronological characteristics like those recorded in the Guamote Division.

Keywords: *estuary, subtidal- intertidal facies, retrogradation, backarc basin.*

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN

La Cordillera Real se encuentra constituida por divisiones o terrenos definidos de manera estratigráfica y estructural Aspden y Litherland (1992). Entre estos se encuentra la División Guamote que es parte de la Cordillera Real y que está expuesta en el borde occidental. La División Guamote fue estudiada y mapeada por el British Geological Survey (BGS) en un proyecto de investigación entre los años 1986-1994 (Litherland et al., 1994). La División Guamote es una franja N-S de meta-sedimentos ubicada entre la zona interandina y la Cordillera Real, que fue dividida en la Unidad Punín y Unidad Cebadas-Guasuntos por Litherland et al. (1994) , quien las describe como ortocuarcitas intercaladas por filitas y pizarras con fósiles del Jurásico Inferior depositados como una secuencia marina de un margen pasivo dentro de un terreno alóctono. En posteriores estudios (Cochrane, 2013; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015), interpretan a la División Guamote como una secuencia estratigráfica transicional con la unidad Alao-Paute o como parte de un terreno para-autóctono con una edad máxima deposicional (MDA) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 155 ± 6.1 Ma obtenida en circones detríticos. Todas estas interpretaciones se obtuvieron por medio de estudios petrográficos, paleontológicos, radiométricos y geoquímicos.

En este contexto, en la actualidad existe una gran incertidumbre en cuanto a la estratigrafía y sedimentología de la División Guamote y las relaciones estratigráficas con secuencias de rocas indiscriminadas anteriormente vinculadas al Terreno Chaucha (Litherland et al., 1994). Buscando aclarar el contexto geológico regional, esta investigación presenta la discriminación y caracterización de la División Guamote al este de Riobamba en las localidades de Guamote, Punín y Cebadas (Figura 1.2). Este trabajo está sustentado en un detallado análisis litoestratigráfico, del registro de relictos de estructuras sedimentarias, edades geocronológicas U-Pb en circones, datos petrográficos y geoquímicos.

La investigación se realizó a partir de las campañas de levantamiento geológico (2021) del proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el territorio ecuatoriano ejecutado por el Instituto de Investigación Geológico y Energético en colaboración con la Facultad de Geología y Petróleos de la Escuela Politécnica Nacional y GEOSTRAT S.A

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Proponer un ambiente sedimentario vinculado a la estratigrafía y sedimentología de la División Guamote al este de la ciudad de Riobamba.

1.1.2 Objetivos específicos

- Definir la geometría de los estratos, superficies de erosión y estructuras sedimentarias relictas en meta-sedimentos.
- Determinar facies y ambientes sedimentarios.
- Levantar columnas estratigráficas detalladas en los diferentes afloramientos.
- Realizar petrografía, litogeoquímica y geocronología en muestras tomadas en los afloramientos.

1.2 Área de estudio

El área de estudio está caracterizado por aspectos referentes al objetivo de este proyecto como: ubicación geográfica, caracterización de las zonas de ingreso, límites de área de estudio, clima, sitios de afloramientos, relieve e hidrografía.

1.2.1 Ubicación

La zona de estudio se encuentra ubicada al este de la ciudad de Riobamba en las poblaciones de Punín, Guarguallá, Guamote, Peltetec y Cebadas. La ruta de acceso principal desde Quito es la vía Panamericana E35 hasta llegar a la ciudad de Riobamba, luego se toma la carretera que corta el Rio Chambo vía Riobamba-Macas hasta conectar con un poblado. El tiempo para llegar a la zona es aproximadamente 3 a 4 horas en auto con una distancia de 256 km desde Quito y 36 km desde Riobamba.

En las zonas pobladas de Guamote y Cebadas el tipo de carretera por lo general es asfaltada, En el sector de Peltetec y Huargualla la carretera se vuelve angosta y lastrada con peligro de deslizamientos. Los afloramientos se encuentran cortando la carretera con pendientes altas y peligro de caída de rocas (Figura 1.1).

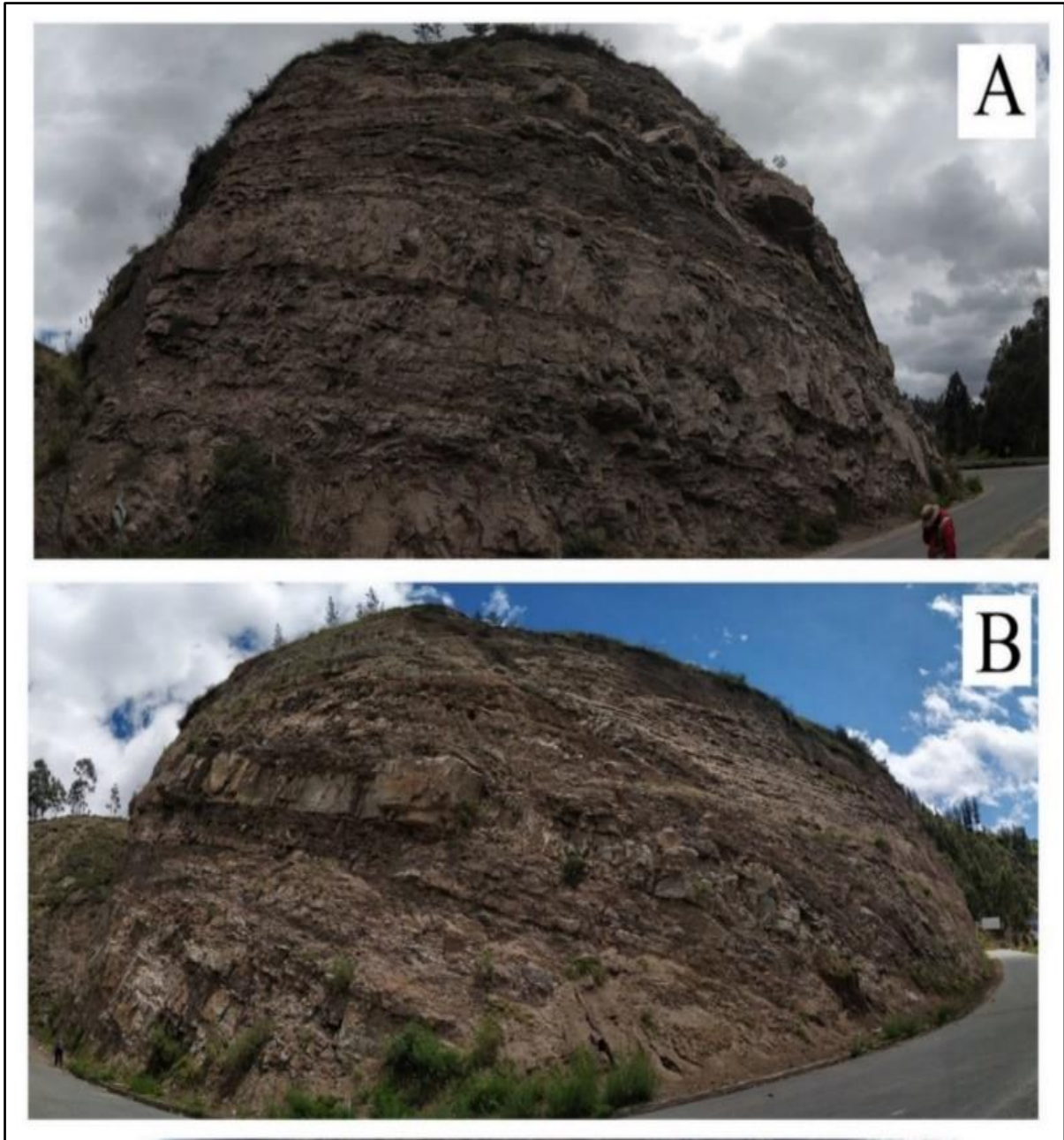


Figura 1.1 A) Afloramiento en el sector de Punín (X: 762054, Y: 9788757), B) continuación del Afloramiento tipo

Los límites de la zona de estudio son (X:755000) a (X:776000) y (Y:9797803) a (Y:9777803) en WGS84 UTM 17S esta zona corresponde al sector Guamote en las hojas topográficas del Instituto Geográfico Militar (IGM) (Figura 1.2). Algunos puntos referenciales para este estudio son: (X:762054, Y:9788757), (X:756394, Y:9784080), (X:762261, Y:9790149), (X:761956, Y:9793736), (X:0768667, Y:9792544), (X:771748, Y:9790995) y (X:770925, Y:979070)

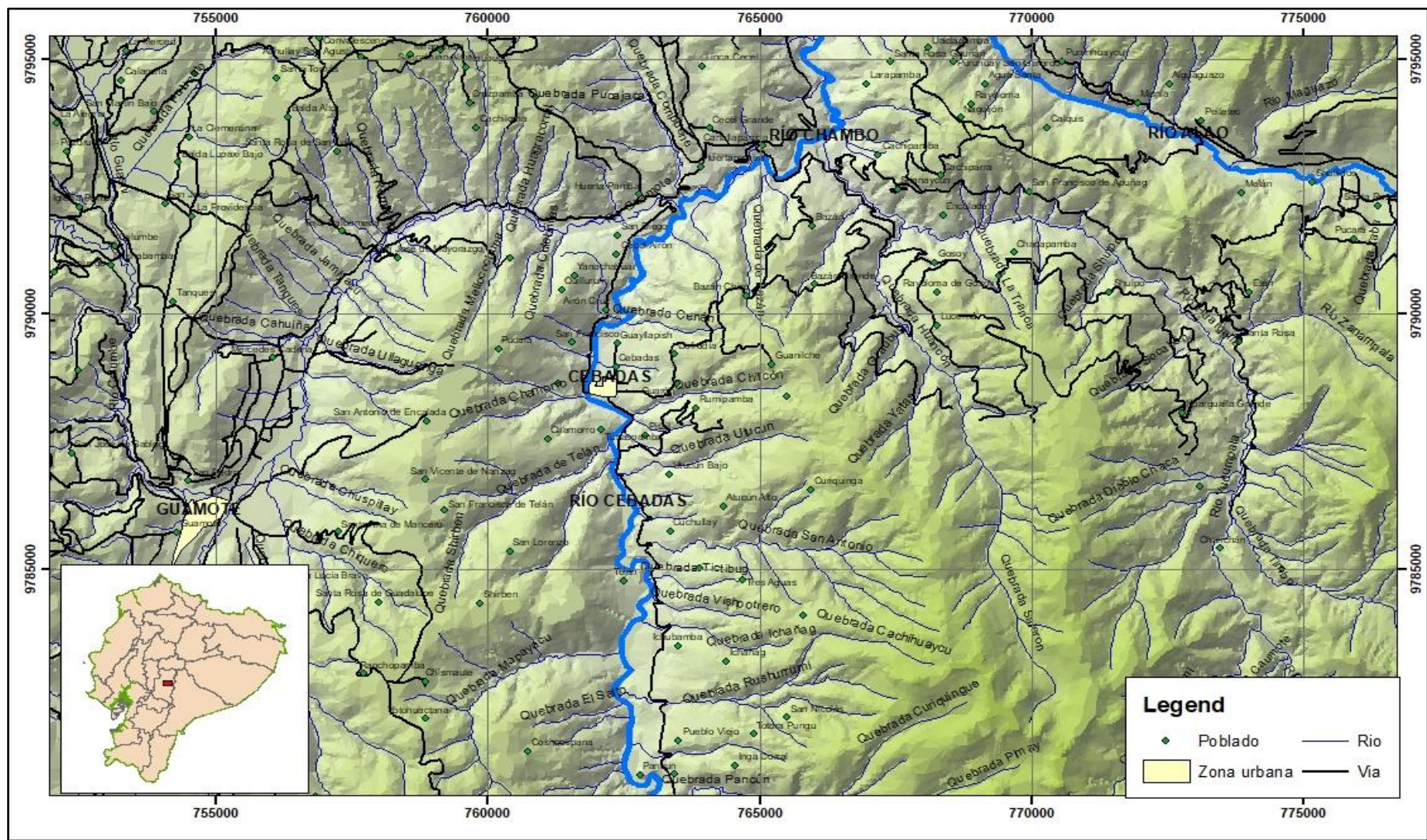


Figura 1.2 Mapa de la zona de estudio, con los diferente accesos y carreteras de la zona.

1.2.2 Relieve

La zona de estudio se encuentra ubicada en el callejón interandino limitado al este por altas montañas y macizos rocosos con una pendiente moderada que forman parte de la Cordillera Real y al oeste por valles planos interandinos. Sus valles poseen una morfología en U con varios conos de eyección antiguos a sus lados (Figura 1.3). La zona se encuentra morfológicamente cubierta por material volcánico retrabajo “Cangahua” que suavizan el relieve

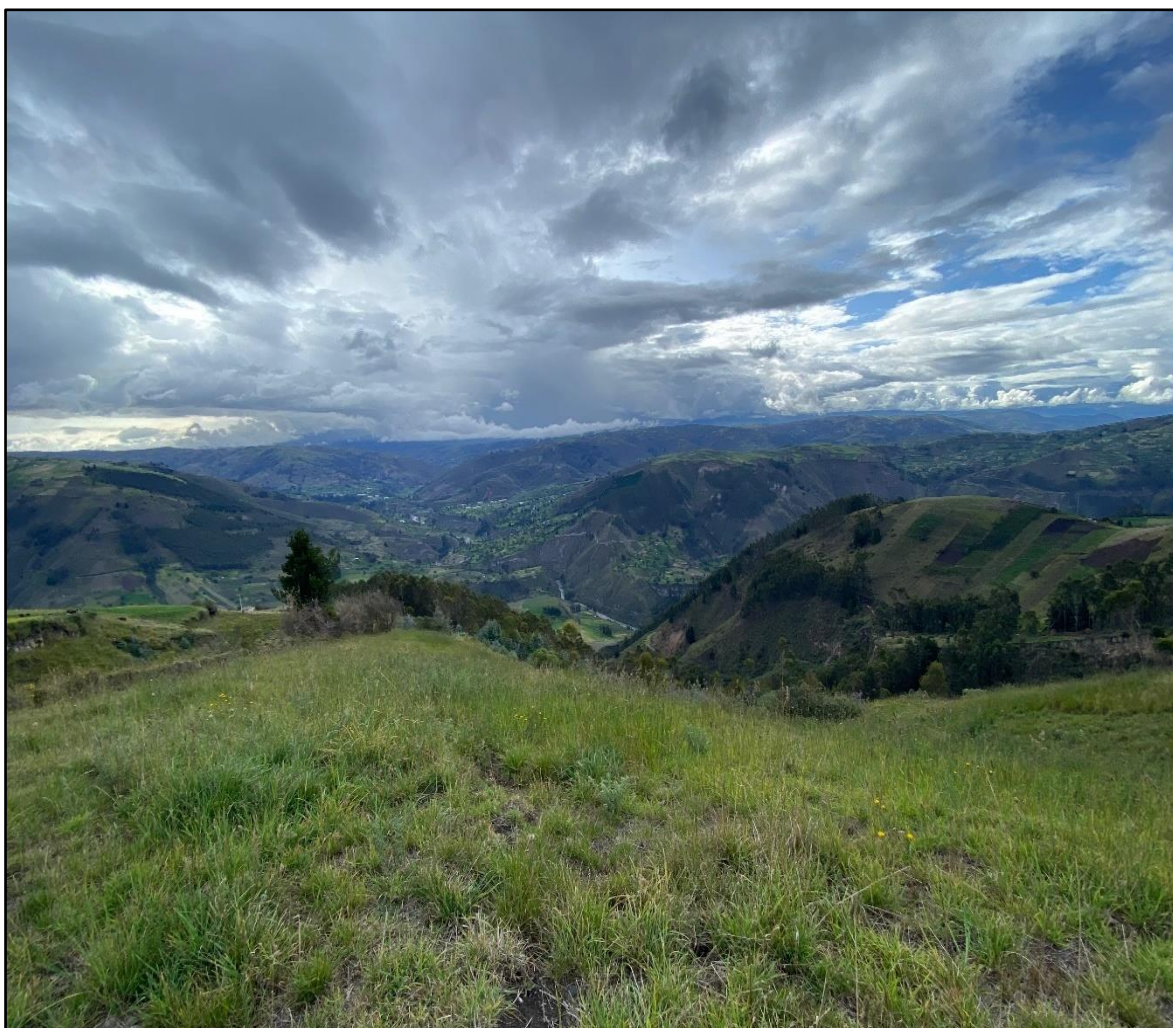


Figura 1.3 valle de Guamote con morfología suavizada.

El mapa fisiográfico de la zona de estudio indica relieves más bajos en la parte occidental de la zona con una altura mínima de 2760 msnm y un promedio de 3000 msnm, en cambio en la zona oriental se observa relieves mucho más altos de hasta 4440 msnm (Figura 1.4). La cuenca hidrológica de la zona esta compuestas por el Río Chambo, Río Cebadas y Río Alao que poseen una estructura sub paralela norte-sur y desembocan al oeste.

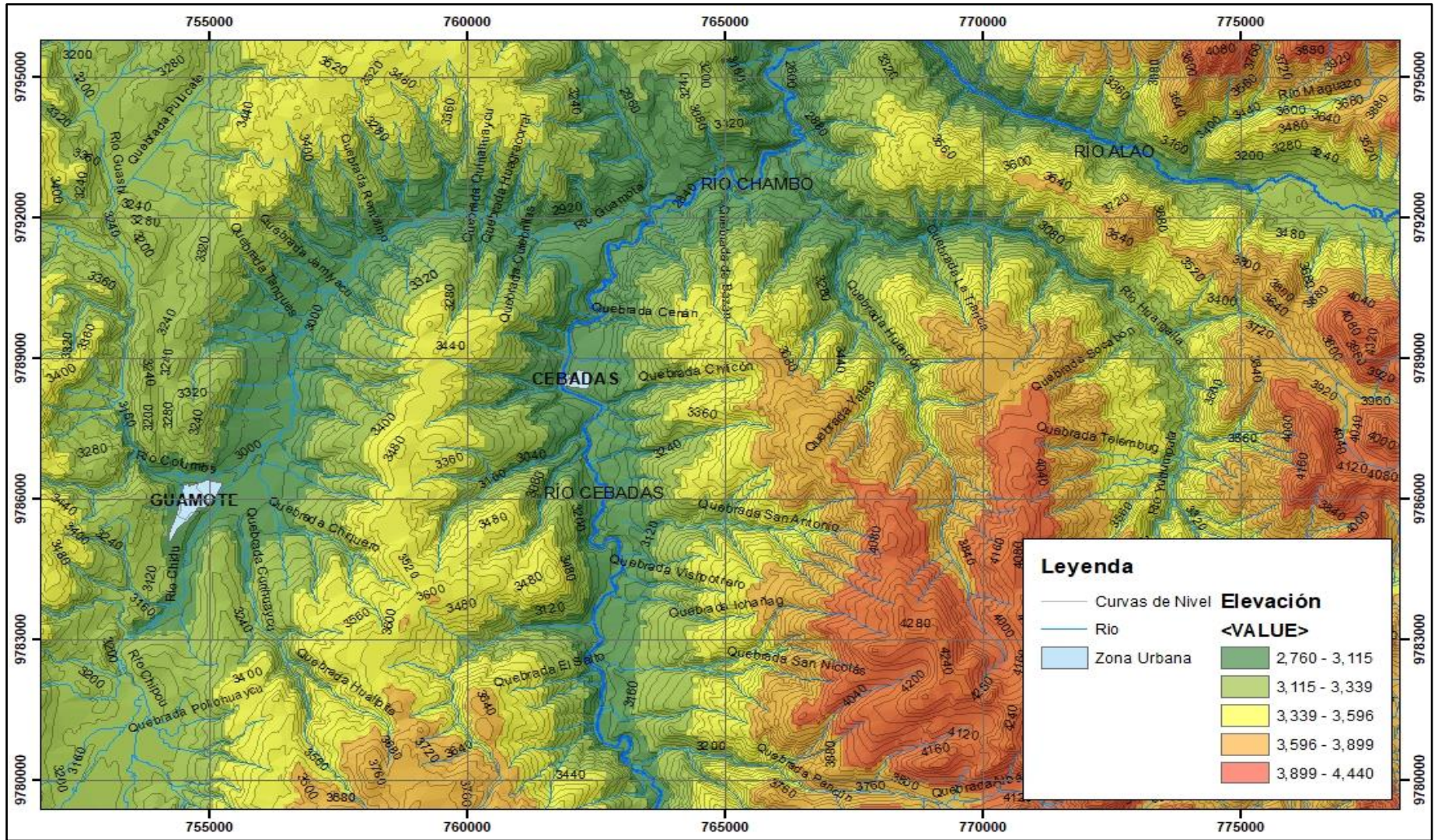


Figura 1.4 Mapa fisiográfico de la zona de estudio.

1.2.3 Clima

La zona de estudio posee una gran diversidad de climas, debido a la variabilidad orogénica de la Cordillera Real donde predomina el tropical mega-térmico semihúmedo (Tabla 1.1) que genera una sensación de frío y humedad con una temperatura promedio de 12 °C, la cual puede alcanzar hasta 28 °C. A su vez, por la ubicación entre varios nevados y volcanes, la zona se encuentra influenciada por vientos fuertes y cambios repentidos de clima.

Las precipitaciones son muy abundantes en la zona con una precipitación anual promedio de 1462 mm. La estación lluviosa inicia en octubre extendiéndose hasta mayo donde los picos más altos de precipitación suceden en los meses de marzo y abril (Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo, 2015).

Tabla 1.1 Descripción y porcentaje de los tipos de clima en Guamote, extraído del Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo (2015)

| TIPO DE CLIMAS | GUAMOTE % |
|-----------------------------------|-----------|
| TROPICAL MEGATERMICO HUMEDO | 0 |
| NIVAL | 0.54 |
| ECUATORIAL MESOTERMICO SEMIHUMEDO | 2.12 |
| ECUATORIAL MESOTERMICO SECO | 2.83 |
| ECUATORIAL DE ALTA MONTANA | 13.11 |
| TROPICAL MEGA-TERMICO SEMIHUMEDO | 18.60 |
| TOTAL | 37.2 |

1.3 Metodología de investigación

Este estudio utilizó como base el flujo de trabajo propuesto por Dalrymple y James (2010) en el libro Facies Models volumen 4, con el cual se interpretó de manera inductiva las diferentes facies y ambientes sedimentarios presentes en la División Guamote. A su vez, se dividió la investigación en 4 etapas: pre-campo, campo, procesamiento de muestras y procesamiento de resultados (Figura 1.5).

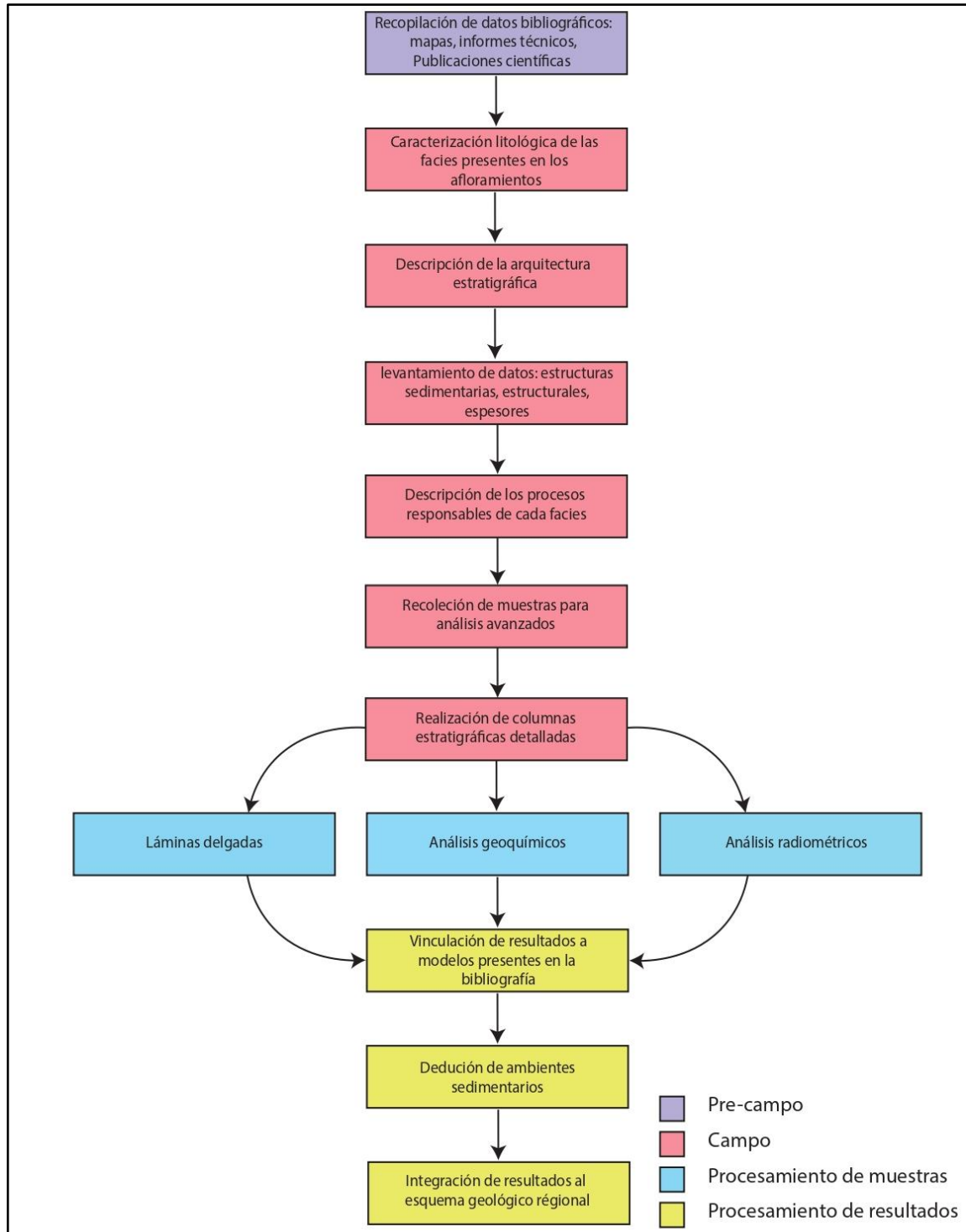


Figura 1.5 Flujo de trabajo de Dalrymple y James (2010) modificado para este proyecto

1.3.1 Pre-campo

Etapa relacionada con la investigación de gabinete, donde la mayor fuente de información se obtuvo en publicaciones científicas, mapas geológicos de la zona e informes técnicos antiguos. A su vez, se obtuvo un marco geológico y antecedentes que ayudaron a delimitar

el área de estudio. También, se realizó un estudio minucioso en el marco teórico con bibliografía referente al tema propuesto en este proyecto.

1.3.2 Trabajo de Campo

Se realizaron 2 jornadas de campo las cuales fueron diseñadas en base a los resultados obtenidos de las fuentes bibliográficas, antecedentes y objetivos planteados. Las salidas a campo se efectuaron en compañía de geólogos experimentados del Instituto de Investigación Geológico y Energético. En la primera jornada se levantó información de la parte oeste y centro de la zona de estudio y en la segunda jornada nos limitamos al estudio de la parte este. Los resultados obtenidos en campo fueron 2 columnas detalladas con sus facies y características litológicas (Anexo I). A parte se realizaron varias observaciones en campo, levantamiento de estructuras sedimentarias relictas y no relictas, y toma de 80 muestras para análisis y procesamiento (Anexo III).

1.3.3 Procesamiento de muestras

Se procesaron 80 muestras para geoquímica en Fluorescencia de rayos X (XRF) procedentes de en diferentes alturas y afloramientos. Se realizó separación de circones para análisis geocronológicos, y preparación de láminas delgadas para análisis petrográfico. La preparación de estos análisis se realizó en los laboratorios de GEOSTRAT S.A.

Para complementar la información también se procesaron 23 análisis geoquímicos de elementos mayores y traza de la División Guamote y 46 análisis geoquímicos de elementos mayores de la Unidad Maguazo realizados en el Instituto de Investigación Geológico y Energético (Tabla IV.7) (Tabla IV.8).

1.3.4 Procesamiento de resultados

Los paquetes informáticos utilizados para el procesamiento y discriminación de los resultados fueron R studio, QGIS, ARCGIS, Adobe ilustrador y Python. Posteriormente, estos resultados fueron interpretados para proponer un modelo que se acople al margen noroccidental de Sudamérica, enlazando con esquemas geológicos de autores actuales.

CAPITULO 2: MARCO TEORICO

2.1 Contexto Regional

Al norte de la deflexión Huancabamba (5°S), los Andes del Norte son la principal característica morfológica de la margen noroccidental sudamericana. Al sur de los Andes septentrionales, la margen continental ecuatoriana coincide con un límite de placas convergente, en donde la Cordillera Carnegie se sumerge bajo la litosfera continental (Collot et al., 2009). En Ecuador, los Andes del Norte mantienen una tendencia Norte-Noreste (NNE) a Sur-Suroeste (SSO) y se componen de dos cordilleras genéticamente diferentes (Cordillera Occidental y Cordillera Real) separadas por la depresión interandina. La Cordillera Occidental se compone de rocas volcánicas máficas e intermedias y rocas intrusivas yuxtapuestas principalmente con depósitos turbidíticos de edad Cretácico Tardío a Oligoceno (Jaillard et al., 2009; Vallejo et al., 2009). La depresión Interandina corresponde a una cuenca que guarda el registro del volcanismo Plio-Cuaternario (Winkler et al., 2005) y La Cordillera Real (Figura 2.1) representa un núcleo de rocas sedimentarias e ígneas metamorfizadas del Paleozoico al Cretácico (Spikings et al., 2021; Vallejo et al., 2021).

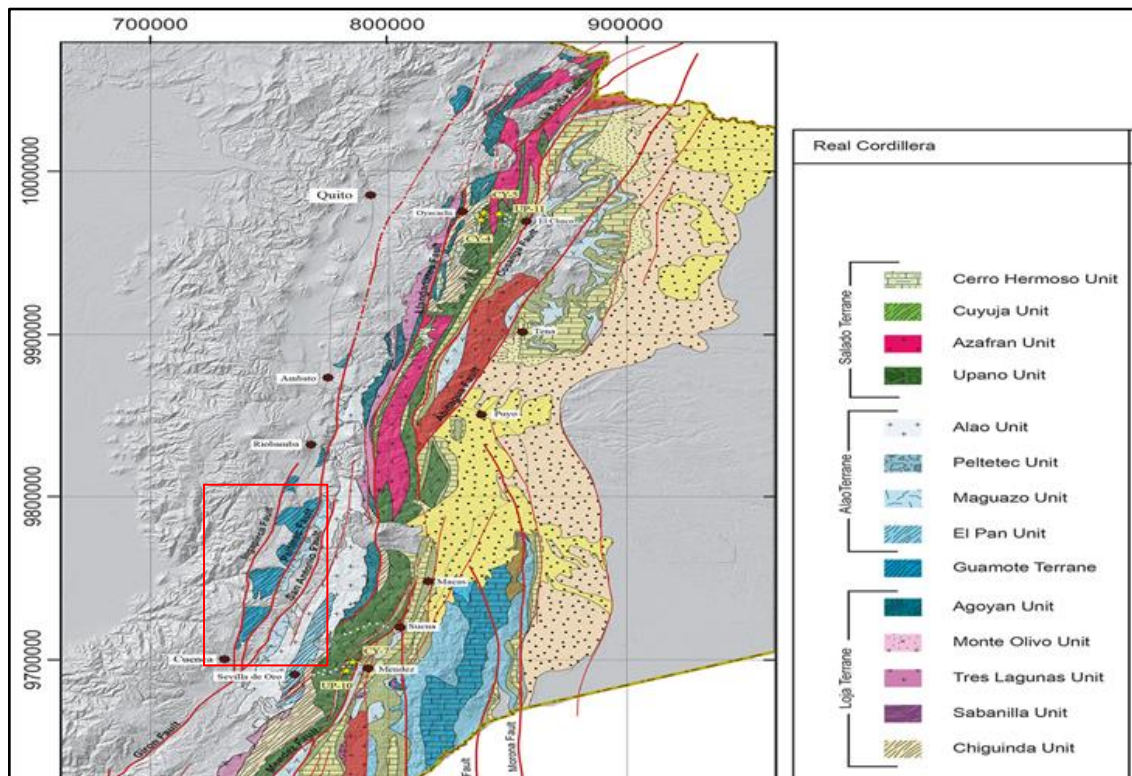


Figura 2.1 Mapa litológico de la Cordillera Real definida por terrenos, recuadro rojo indica la ubicación de la zona de estudio. Modificado de Vallejo et al. (2021)

Aspden y Litherland (1992), discriminaron cinco divisiones tectono-estratigraficas en la Cordillera Rea (Tabla 2.1), de oeste a este son: Guamote, Alao, Loja, Salado, Zamora, separadas por fallas regionales (Fallas Peltetec, Frente Baños, Falla Llanganates. Falla Cosanga-Méndez).

Tabla 2.1 Resumen de la Geología pre-Cretácica de la Cordillera Real, extraído de Aspden y Litherland (1992)

| DIVISIÓN | SUBDIVISIONES Y LITOLOGIAS | ESTADO TECTONICO Y METAMORFICO | EDAD | INTERPRETACION |
|----------------------|--|--|--|--|
| ZAMORA | Zamora: batolito de granitoides calco-alcalinos Misahualli: lavas calcoalcalinas y piroclásticas Piuntza: rocas meta-volcánicos sedimentarias Isimanchi: filitas negras y verdes y mármoles | No metamorfizada y no deformada | Rocas ígneas Jurásicas dentro de sedimentos Triásico (Piuntza) y Paleozoicos (Isimanchi) | Arco volcánico Plutonico Continental tipo I |
| FALLA COSANGA-MENDEZ | | | | |
| SALADO | Azafrán: dioritas, deformadas y granodiorita Upano: rocas verdes andesitas y meta-grauwacas Cerro hermoso: metasedimentos y mármoles Cuyuja: esquistos pelíticos y gneisses | Rocas de bajo grado, cabalgamiento al E con imbrincaciones. Skarnificación de alto nivel y klippes de serpentinita | Jurásico con posibles elementos Pre-Jurásicos | Plutones tipo I en secuencias volcánicas sedimentarias |
| FALLA LLANGANATES | | | | |
| LOJA | Tres lagunas: Granito gneissico Sabanilla: ortogneissica y paragneisses Agoyan: esquistos pelíticos con granate y muscovita Monte Olivo: anfibolitas Chinguinda: filitas negras y cuarcita | Rocas de bajo grado a medio | Plutones Triásico en sedimentos Paleozoico? (Chiguída) | Granitos tipo S en sedimentos derivados del continente |
| FRENTE BAÑOS | | | | |
| ALAO | Peltetec: Ofiolita desmebranda Maguazo: Meta-turbiditas Alao-Paute: metandesitas, esquistos verdes y tobas, esquistos sericíticos (?) El Pan: esquistos grafitosos | Rocas de bajo grado, pliegues verticales y fabricas empinadas | Jurásico Superior (Oxfordiano-Calloviano) | Piso oceánico, antearco y arco volcánico y cuenca marginal |
| FALLA PELTETEC | | | | |
| GUAMOTE | Ortocuarcitas pálidas y cafés con lutitas negras | Rocas de muy bajo grado, cabalgando al W | Jurásico superior | Sedimentos continentales / cuña clástica |

Al oeste del Complejo Ofiolítico Peltetec, en forma de astillas tectónicas (inliers), secuencias indiscriminadas de cuarcitas, filitas y rocas verdes fueron nombradas Terreno Chaucha (Litherland et al., 1994). Por ejemplo: en el flanco suroeste de la Cordillera Real,

intercalaciones de cuarcitas finas grises a verdes y pizarras negras fueron agrupadas en la Formación Ingapirca. Esta secuencia fue interpretada como variación lateral de la Formación Yunguilla. Mientras que, en el flanco noroeste de la Cordillera Real, la Formación Ambuquí agrupa a cuarcitas grises de grano fino y pizarras negras grafitosas relacionadas a rocas Paleozoicas (Bristow et al., 1975) (Figura 2.2). Aspden y Litherland, (1992), definió inicialmente a la División Guamote como un cinturón de astillas tectónicas aisladas controladas por fallas tectónicas (Falla Ingapirca y Falla Peltetec), compuestas por pizarras y cuarcitas del intervalo Jurásico a Cretácico Inferior. En posteriores estudios, (Litherland et al., 1994) discrimina tres unidades en la División Guamote, de base al tope estas son: Guasuntos, Punín y Cebadas. En la Unidad Punín se agruparon principalmente a cuarcitas con pizarras secundarias. Mientras que, las unidades Guasuntos y Cebadas son dominadas por pizarras negras y cuarcitas secundarias (Litherland et al., 1994). De igual manera, Litherland et al. (1994) incluye a la División Guamote en el Terreno Chaucha, en donde también se agrupan a cuarcitas verdes y rocas verdes indiscriminadas (Figura 2.2).

En la carretera Paute a Baños, Pratt et al., (2005), considera a la Unidad Maguazo (División Alao) como una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias interestratificadas metamorfizadas, que cubren de manera transicional a la Unidad Cebadas de la División Guamote (Figura 2.2). Esta transición coincide con una disminución del grado metamórfico e intensidad de la foliación, fallas menores recurrentes, pero son insignificantes. Sin embargo, Litherland et al. (1994) afirma que la División Guamote está separada de la División Alao por el Complejo Ofiolítico Peltetec.

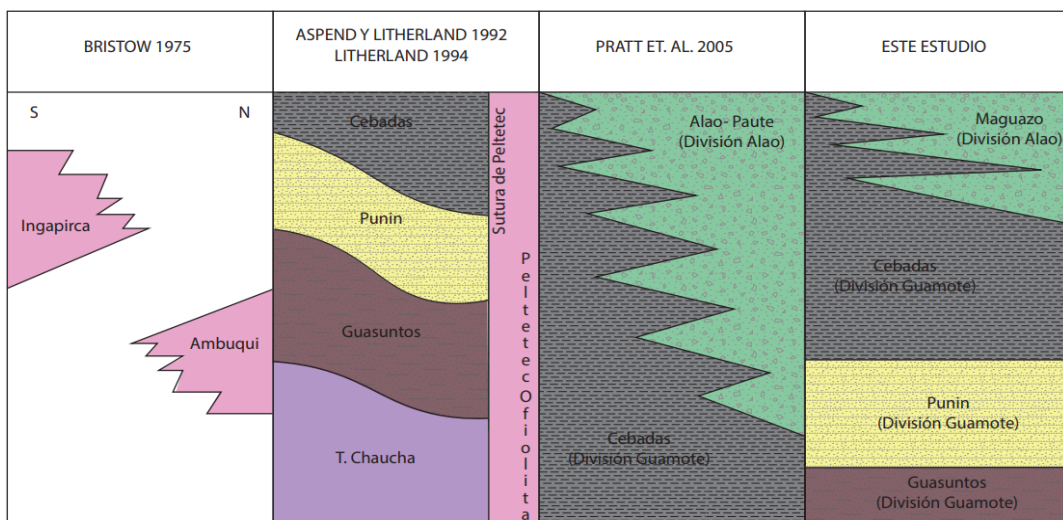


Figura 2.2 Correlaciones estratigráficas y tectónicas de la División Guamote de trabajos previos (Aspden y Litherland, 1992; Bristow et al., 1975; Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005) y este estudio

Una amplia gama de fósiles ha sido reportado en la División Guamote, incluyendo ammonites y microesporas que sugieren una edad del Jurásico Superior al Cretácico inferior (Howarth y Ivimey-Cook, 1991; Warrington, 1987; Woods y Morris, 1992). Esto coincide con edades U-Pb en circones detríticos reportados por posteriores autores (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015), quienes reportan una fuente cratónica y una edad máxima deposicional (MDA) de 155 ± 6.1 Ma.

Con respecto al ambiente de depósito de la División Guamote, Litherland et al., (1994) considera la fauna reportada y propone un ambiente marino de carácter alóctono. Sin embargo, posteriores autores (Cochrane, 2013; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015), proponen que esta división involucra a la corteza continental autóctona de una cuenca de ante-arco durante un periodo de extensión con una subducción hacia el Este (E), que fue introducida de manera dextral a la cordillera durante la acreción de la provincia ígnea del caribe contra la margen noroccidental sudamericana.

2.2 Cordillera Real

A continuación, se describirá de manera detallada las diferentes Divisiones lito-tectónicas que se encuentra asociadas a la División Guamote y pertenecen a la Cordillera Real.

2.2.1 División Alao

La División Alao aflora a lo largo del margen oeste de la Cordillera Real, principalmente entre Ambato y Cuenca (Aspden y Litherland, 1992). Aspden y Litherland, (1992) describen al terreno con varias subdivisiones informales, en estas se encuentran:

- **Peltetec:** Secuencia ofiolítica deformada por una tendencia andina con zonas cizalladas subverticales que comprende una serie de estrechos afloramientos (< 2 km) que incluyen filitas, basaltos, doleritas, serpentinitas, gabros y peridotitas.
- **Maguazo:** Dominado por turbiditas con clastos volcánicos, las rocas poseen tonalidades de coloración verde de composición andesítica, tobas metamorfizadas, pizarras carbonáceas, mármoles en zonas restringidas, ortocuarcitas y sílex.
- Lentas tectónicas menores de Granito de la Unidad Tres Lagunas.

Litherland, et al. (1994) subdivide al terreno Alao como turbiditas de la Unidad Maguazo, un cinturón principal de rocas de tonalidades verdosas que está bien expuesto en tramos de carretera a lo largo los Ríos Alao, Paute y Pastaza denominado Unidad Alao-Paute y la

Unidad Pan compuesta por esquistos verdes. En posteriores estudios (Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015), describe a la Unidad Alao-Paute como una secuencia submarina de basaltos y andesitas del Jurásico con una edad máxima deposicional (MDA) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 163.7 ± 6.1 Ma en circones detríticos.

La División Alao se formó como un arco de isla del Jurásico (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994). Sin embargo, Spikings et al. (2015) describe a la División Alao como un arco que se formó sobre una zona de subducción con buzamiento hacia el este a lo largo de la franja adelgazada de un margen continental. Esta última hipótesis es soportada por la presencia de circones procedentes de cratón en las rocas de la División Alao.

2.2.2 División Loja

La División Loja está compuesta esencialmente por varias rocas semipelíticas metamorfizadas y una subdivisión de metagranitoide denominada Tres Lagunas (Aspden et al., 1992). Litherland et al. (1994) define a la División Loja como una secuencia procedente de una fuente continental posiblemente de origen intracratónica que está compuesta por:

- **Unidad Chigüinda:** Unidad compuesta esencialmente por cuarcitas y filitas negras de edad Paleozoica presentes en la parte sur de la Cordillera Real, flanqueado al oeste por los metagranitos de la Unidad Tres Lagunas y al este por las Migmatitas de Sabanilla y esquistos de Upano.
- **Unidad Agoyán:** Esquistos pelíticos y paragneisses de edad Triásico que aflora principalmente al Norte de la Cordillera Real remplazando a la Unidad Chigüinda.
- **Unidad Sabanilla:** Paragneisses que afloran en forma de un cinturón de 10 km al norte de la frontera peruana.
- **Unidad Tres Lagunas:** Granitos con cuarzo azul asociados a las unidades meta-sedimentarias de Chingüinda y Agoyán, de edad Triásica.
- **Anfibolitas del Monte Olivo:** Anfibolitas asociadas al Terreno Loja que se formaron posiblemente en el Triásico.

Litherland et al. (1994) sugiere un evento Tres Lagunas que provocó un derretimiento de la corteza local formando las Unidades Tres Lagunas y Sabanilla en el Triásico. De igual manera, posteriores autores afirman este evento (Cochrane, 2013; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015).

2.2.3 División Salado

Aspden y Litherland (1992), describe la División Salado como una franja que está especialmente extendida al norte y que al sur se elimina de manera tectónica y probablemente estratigráfica. A su vez, lo subdividen en el batolito de Azafrán y los volcano-sedimentos de Upano. En contraste, Litherland et al. (1994) lo define como una franja estrecha que bordea las laderas orientales de la Cordillera Real acuñándose tectónicamente al sur de Zamora, compuesta por:

- **Unidad Upano:** Subdivisión lito-tectónica definida por rocas verdes andesíticas y rocas meta-sedimentarias formando una capa casi continua de hasta 15 km de ancho a lo largo de la vertiente oriental de la Cordillera Real.
- **Unidad Cuyuja:** Esquistos grafitosos y moscovíticos que forman un cinturón de 10 km de ancho, que afloran al norte de la Cordillera Real y forman parte de la secuencia Cerro Hermoso.
- **Unidad Cerro Hermoso:** Secuencia de carbonatos que son parte de la Unidad Cuyuja.
- **Granitoides de Azafrán:** Cinturón de granitoides metamorfizadas a lo largo de la parte oriental de la Cordillera Real, cual se asocia con sedimentos metamorfizadas y rocas volcánicas de las unidades Cerro Hermoso, Cuyuja y Upano.

Las dataciones realizadas por Cochrane (2013) indica una edad MDA en circones U-Pb 143.3 ± 9.9 Ma para la Unidad Upano y edades de cristalización en circones U-Pb $140,7 \pm 0,7$ Ma y $143,5 \pm 1,3$ Ma para los cuerpos Plutónicos de Azafrán.

2.2.4 División Zamora

Litherland et al. (1994) discrimina a la División Zamora en:

- **Batolito de Zamora:** Cuerpo elongado que cubre 200 km de largo y 50 km de ancho, compuesto principalmente por granodioritas (hornblenda-biotita) y dioritas. Las edades de cristalización K-Ar obtenidas por una lava varían entre 120-200 Ma.
- **Unidad Isimanchi:** Filitas de baja grado metamórfico y mármoles ubicadas al extremo sur de la Cordillera Real. En esta Unidad registraron restos de peces que se asemejan a formas del Carbonífero al Triásico Superior
- **Unidad Misahuallí:** Rocas volcánicas de tipo continental del sub-Andino, que cubren a la Formación Santiago del Jurásico Inferior y es cubierta por la Formación Hollín de edad Aptiano – Albiano.

En posteriores estudios, Cochrane (2013) propone edades de cristalización en circones U-Pb $163,8 \pm 1,9$ Ma y $178,1 \pm 1,4$ Ma para el Batolito de Zamora.

2.3 Posibles análogos de la División Guamote

Varios autores definen a la División Guamote como parte de terreno alóctono Chaucha, el cual se acrecionó en la Cordillera Real en Ecuador y Cordillera Central en Colombia (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994), lo que indicaría la posibilidad de tener varios análogos en el margen noroccidental de Sudamérica.

El Complejo Quebradagrande forma parte del Terreno Tahami compuesta por sedimentos del Berriasiano-Aptiano que muestran facies sedimentarias continentales a marinas someras, rocas plutónicas máficas y rocas ultramáficas (Nivia et al., 2006), con un metamorfismo de medio a bajo grado y presencia de fósiles como ammonites, gasterópodos, bivalvos, radiolarios, braquiópodos, y residuos de plantas (Gómez-Cruz et al., 1995). Se registran edades de máxima depositación de 149.2 ± 6.1 Ma en circones detríticos y un ammonite de edad parcial Albiano Medio (Gómez-Cruz et al., 1995; Spikings et al., 2015). Sin embargo, existe inconsistencias como edades separadas de la Orogenia Sunsas (~1 Ga) al este del terreno, ausencia de rocas con edades del jurásico al oeste y el basamento del Terreno Tahami se sospecha una edad del Ordovícico a Triásico (Spikings et al., 2015; Villagómez et al., 2011) que ponen en duda un posible análogo al Terreno Chaucha.

En Perú no se ha registrado la presencia de divisiones litoestratigráficas similares a la División Guamote o Terreno Chaucha. Esta ausencia puede ser producida por una subducción oblicua y sinistral en la costa peruana (Spikings et al., 2015), teniendo una historia tectónica compresional sin magmatismo y extensional a lo largo del margen peruano generando profundas cuencas sedimentarias en el norte de Perú durante 145-130 Ma (Cuenca Chicama) y en el centro de Perú durante 130-110 Ma (Jaillard y Soler, 1996).

2.4 Registro fósil en la División Guamote y análogos

Los ammonites descritos en la División Guamote son ammonite tipo *Arnioceras cf. ceratoides* (Figura 2.3A) encontrado en un paquete de filitas presente exclusivamente en el Sinemuriense (Howarth y Ivimey-Cook, 1991) y ammonite tipo *Olcostephanus* encontrado en una cuarcita presente en el Valanginiense hasta el Hauteriviense (Woods y Morris, 1992). También hay registros de microesporas tipo *Deltoidospora sp.* y *Cicatricosisporites sp.* que indican edades del Cretácico Tardío al Eoceno (Litherland et al.,

1994). Sin embargo, debido a la ausencia de polen tipo angiospermas lo asocian con *Cicatricosisporites* que formó parte del Cretácico Inferior al Jurásico Tardío (Warrington, 1987). También, en toda la División Guamote registran materia orgánica en forma de hojas o restos de madera. Por otro lado, en Colombia se registran ammonites tipo *Oxytropidoceras* (Figura 2.3B) encontradas en el Complejo Meta-sedimentario Aranzazu-Manizales asociada al Complejo Quebradagrande presente en el Albiense (Gómez-Cruz et al., 1995).

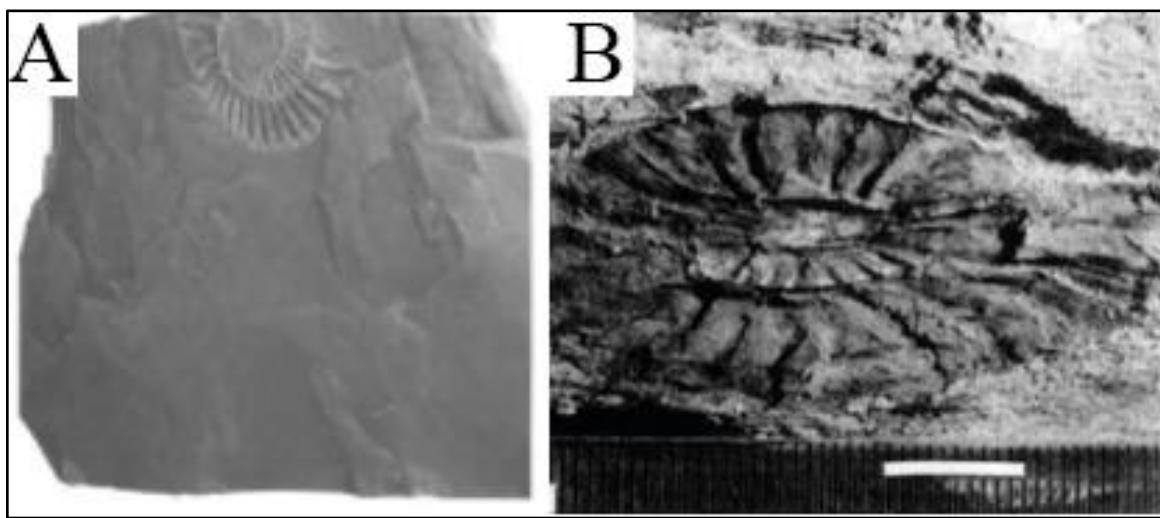


Figura 2.3 A) Ammonite de la División Guamote, extraído de Litherland et al. (1994), B) Ammonite del Complejo Quebradagrande, extraído de Gómez-Cruz et al. (1995)

2.5 Contexto estructural

La División Guamote posee un clivaje notablemente plano (S1) y se observan pliegues horizontales, tipo S y M, con pequeñas fallas de cabalgamiento que muestran un movimiento hacia el oeste y estructuras de boudinaje de hasta 20 m de ancho presente en cuarcita dentro de pizarras dúctiles (Litherland et al., 1994). Dávila y Eguez (1990) proponen un plegamiento D1 de tendencia NO-SE relacionada a con un clivaje S1 que se pliega por una fase D2 de tendencia andina. Sin embargo, Reyes y Eguez (2005) describe al clivaje S1 como una influencia de un metamorfismo regional y/o de enterramiento con importantes niveles de sobrecarga, que se manifiesta como un metamorfismo de bajo grado y una amplia variabilidad en los niveles de compresión y compactación. También, observan dos generaciones de pliegues, la primera generación compuesta por pliegues isoclinales relacionadas a la D2 que genera un clivaje S2 y la segunda generación compuesta por pliegues abierto de tipo paralelo (pliegues isopacos) en forma de Z y M correspondientes a la D3 que afectan al clivaje S1 y S2.

2.6 Definición de rocas meta-sedimentarias

Fettes et al. (2007) describe 3 maneras de nombrar a las rocas metamórficas, estas son, por su protolito con el prefijo meta- (Ejm: meta-arkosa, metagabbro.), de una forma no sistemática o con nombres específicos en base al mineral más abundante >75% de un mineral (Ejm: Cuarzita, anfibolita.) y de manera sistemática/estructural (Ejm: granate-mica-cuarzo esquisto, biotita-feldespato gneiss.).

La Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks (SCMR) recomienda utilizar el prefijo meta- para describir una roca que aún conserva sus características y estructuras de su protolito ígneo o sedimentario y son fácilmente reconocibles, nunca debe usarse para describir una roca metamórfica (ejemplo: meta-pizarra no es aceptable). De igual manera, (SCMR) recomienda en algunos casos utilizar nombres específicos cuando el metamorfismo aumenta y no se puede definir con claridad su protolito, por ejemplo, filita, pizarra y cuarzita (Fettes et al., 2007).

Las rocas meta-sedimentarias se encuentran deformadas y están constituidas por: cuarzo; líticos del protolito; minerales de muy bajo y bajo grado metamórfico como: clorita, prehnita, pumpellyita, actinolita, albita, micas, plagioclasas y antracita. El cambio mineralógico de las rocas meta-sedimentarias se encuentra influenciado por la transición de la diagénesis y el metamorfismo (Fettes et al., 2007).

2.7 Estructuras sedimentarias relevantes a la zona de estudio

Las estructuras sedimentarias son formas que se producen durante, después y antes de la sedimentación, que son útiles para determinar el ambiente de depositación, paleocorrientes, regresiones y transgresiones de nivel de mar, etc. Estas pueden llegar a tener una escala de decenas o centenas de metros. A continuación, se detallarán estructuras relevantes a la zona de estudio definidas en el libro *Sedimentary Rocks in the Field* (M. Tucker, 1996).

2.7.1 Canales

Los canales son estructuras erosivas de gran escala, de metros a kilómetros de diámetro de forma cóncava en sección transversal (Figura 2.4). Los canales suelen estar llenos de sedimentos gruesos que se encuentra debajo o adyacente al canal que las cortan y comúnmente hay una capa conglomerática basal y areniscas con estratificación cruzada. Los sedimentos que rellenan los canales comúnmente muestran una disminución en el tamaño del grano o facies decrecientes (Ejm: cambio fluvial a estuarino o marino debido a

un aumento relativo del nivel del mar en un valle inciso). Los canales están presentes en diferentes ambientes incluyendo abanicos fluviales, deltaicos, submareal-intermareal y submarinos.

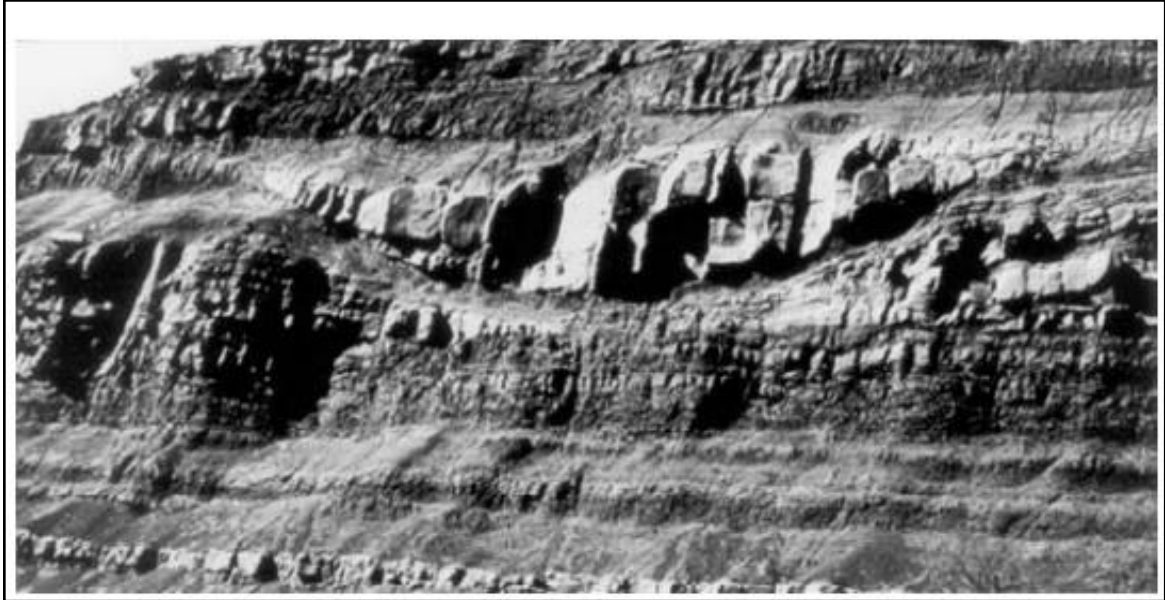


Figura 2.4 Canal fluvial relleno de conglomerados, areniscas y lutitas, Pérmico, South África, extraído de M. Tucker (1996)

2.7.2 Gradación normal

La gradación normal es un cambio del tamaño de grano, donde los granos más gruesos se encuentran en la base y disminuyen su tamaño hacia el tope del estrato, este tipo de gradación se produce en flujos débiles poco concentrados de sedimentos donde poseen el suficiente tiempo para que los sedimentos más grandes se depositen primero y luego los más pequeños.

2.7.3 Ripples

Los ripples son estructuras sedimentarias que se producen en tamaños de granos tipo arena depositadas por una corriente unidireccional (viento o agua). Estos presentan una forma asimétrica donde la zona empinada es el sotavento y la parte no empinada indica la dirección del flujo. Estas estructuras aparecen en casi todos los ambientes sedimentarios y son útiles para determinar paleo corrientes.

2.7.4 Estratificación cruzada (Cross-stratification)

La estratificación cruzada es una estructura sedimentaria interna que se genera en tamaños de grano tipo arena, donde se observan varias laminaciones (set) con un ángulo diferente a la estratificación principal de la capa (coset) (Figura 2.5), esta es producida por la migración de los ripples, presente en los rellenos de canales de un delta o migraciones de barras. Por otro lado, se conoce como laminación cruzada (cross-lamination) a los sets que poseen una altura inferior a 6 cm y el grosor de las láminas transversales son solo de unos pocos milímetros.

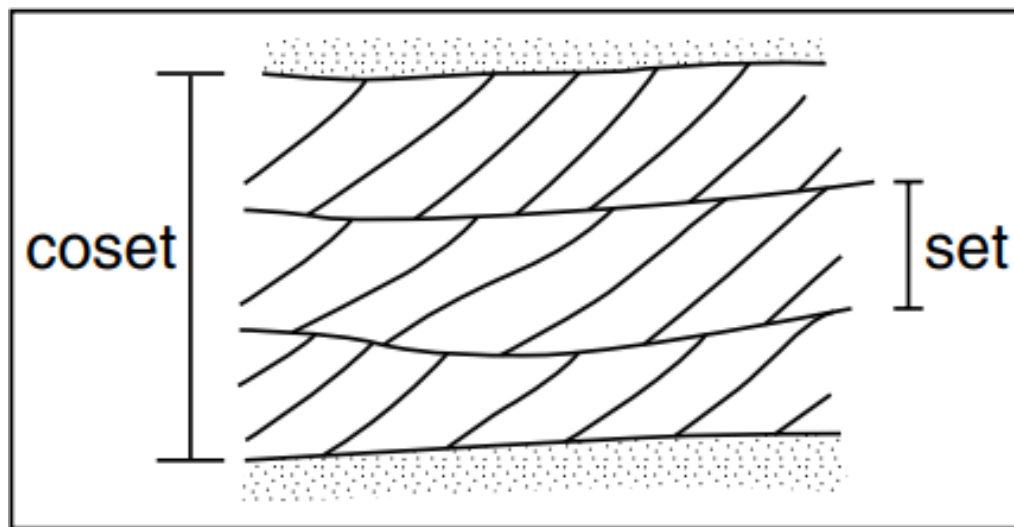


Figura 2.5 Esquema de la estratificación cruzada, extraído de M. Tucker (1996)

2.7.5 Laminación flaser, wavy y lenticular

Las intercalaciones de arena y lodo se encuentran muy presentes en los ambientes de mareas, donde se observan cambios regulares de energía en diferentes etapas del ciclo mareal, lo que permite transportar y depositar arena en algunas etapas y depositar lodo por suspensión en otras. La laminación flaser es donde la laminación cruzada contiene montículos de lodos en las depresiones de las ondulaciones, en cambio la laminación lenticular predomina los lodos y las arenas se encuentran en forma de lentes. La laminación ondulada es donde los lodos y las arenas se intercalan de manera proporcional (Figura 2.6). Cuando son delgadas intercalaciones de areniscas y lodos se puede denominar como facies heterolítica.

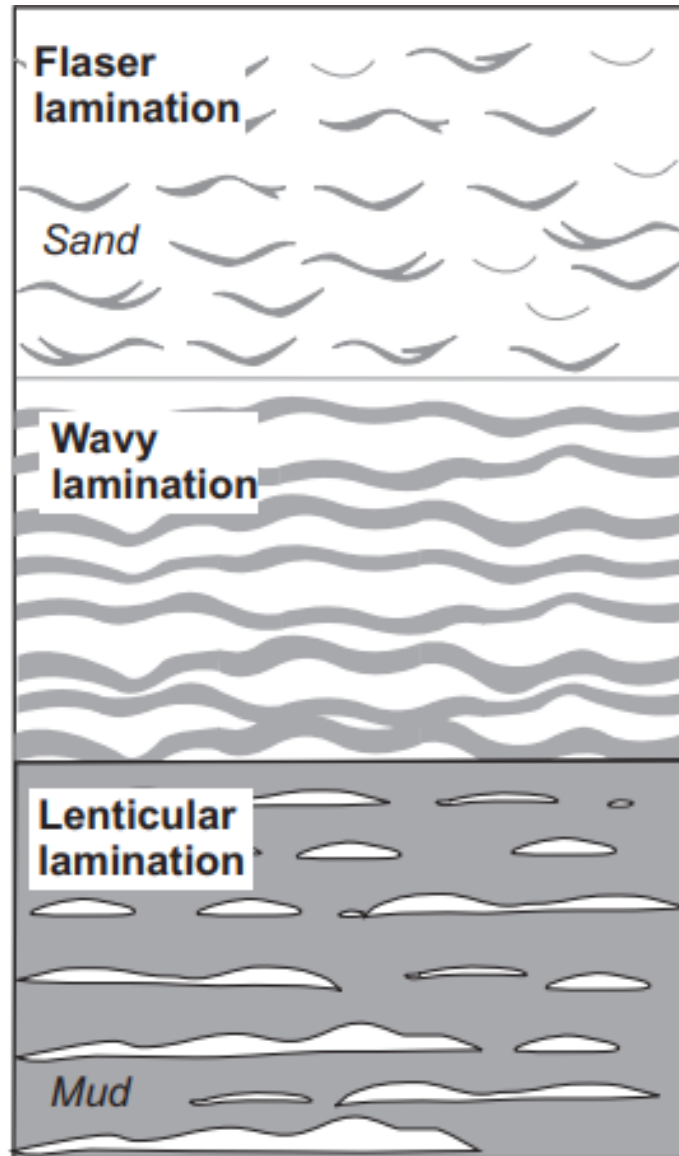


Figura 2.6 Esquema flaser, wavy y lenticular lamination, extraído de Nichols (2013)

2.7.6 Slumps

Los slumps se producen cuando una masa de sedimentos se desliza sobre una pendiente, deformándose internamente y generando pliegues recostados y anticlinales asimétricos (Figura 2.7). Este efecto es producido por terremotos o en capas donde se produjeron hundimientos o deslizamientos.

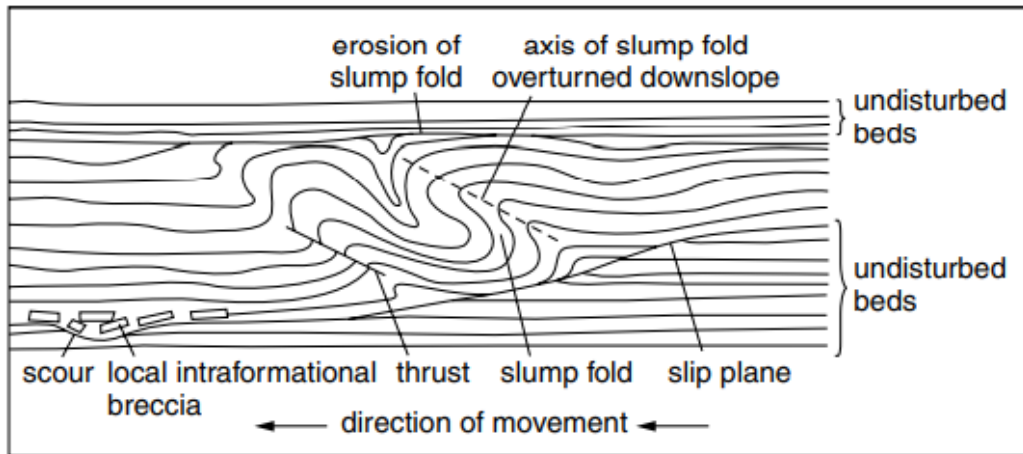


Figura 2.7 Esquema de un slump, extraído de M. Tucker (1996)

2.7.7 Herringbone cross-bedding

La herringbone cross-bedding se refiere a capas bidireccionales, donde varias capas están orientadas en direcciones opuestas (Figura 2.8), producida por inversiones de la corriente que provocan que los ripples cambien su dirección. Es una característica predominante en los depósitos de ambientes de mareas.

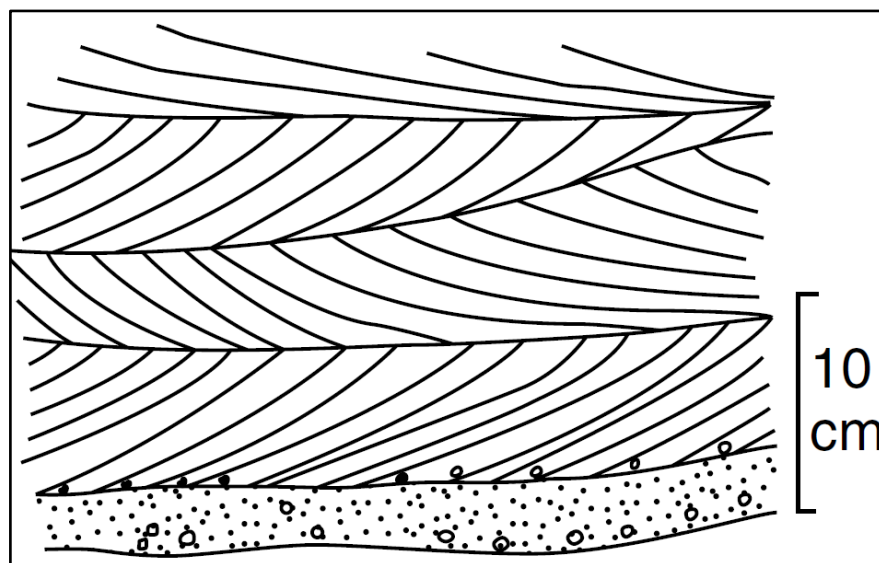


Figura 2.8 Esquema de herringbone cross-bedding, extraído de M. Tucker (1996)

2.7.8 Superficies de reactivación

Son superficies de erosión dentro de estructuras de estratificación que cortan a los estratos de manera transversal (Figura 2.9). Las superficies de reactivación representan cambios a corto plazo en las condiciones del flujo, y pueden ocurrir en depósitos de corrientes de marea o fluviales.

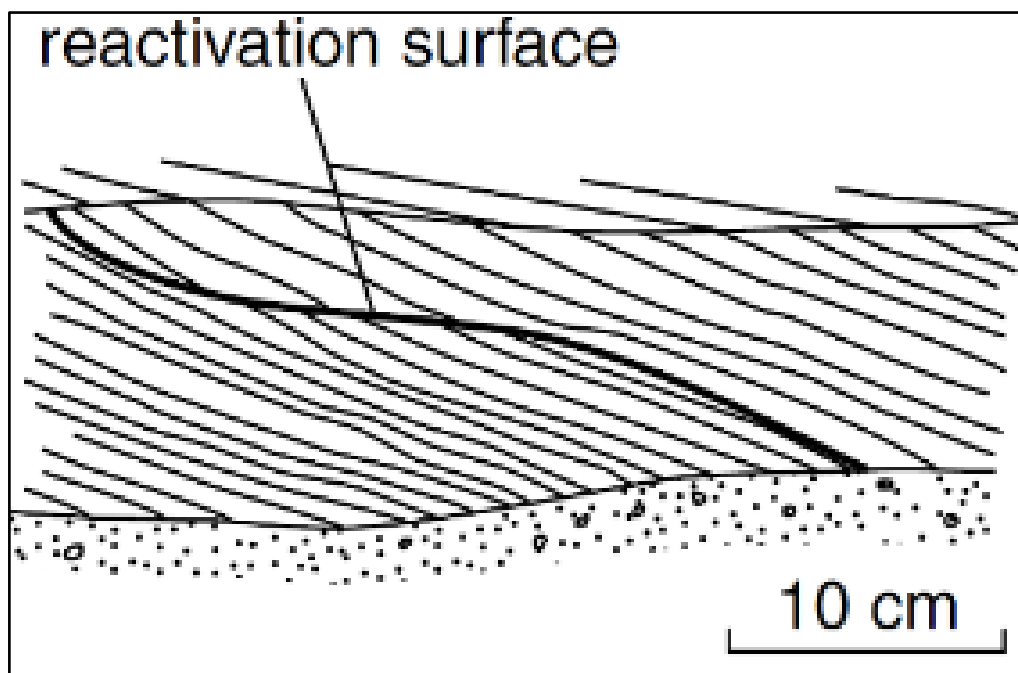


Figura 2.9 Esquema de superficie de reactivación, extraído de M. Tucker (1996)

2.8 Ambientes sedimentarios relevantes para la zona de estudio

Un ambiente sedimentario se define como una zona en la que ocurren diferentes procesos de acumulación definidos por parámetros físicos, químicos y biológicos. Los cuales definen las características de la roca sedimentaria y ayuda a diferenciarlo de otro tipo de ambiente (Tucker, 1996). A continuación, se describirá los ambientes sedimentarios relevantes en la zona de estudio tomando como base los libros, *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (Arche, 2010), *Sedimentology and Stratigraphy* (Nichols, 2013), y *facies models 4* (Dalrymple y James, 2010). También, se tomó en cuenta ejemplos alrededor de mundo.

2.8.1 Ambiente Deltaico

Se define a un delta como sistemas sedimentarios de geometría generalmente convexa, que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos procedentes de este río supera la redistribución de estos sedimentos por parte de procesos marinos tales como olas, corrientes y mareas. Los deltas poseen dos partes bien diferenciadas una subárea denominada llanura deltaica (topset) y otra subacuática dividida a su vez en una parte proximal denominada frente deltaico (foreset) de pendiente acusada (1° a 5°) y otra distal conocida como prodelta (bottomset) (Figura 2.10).

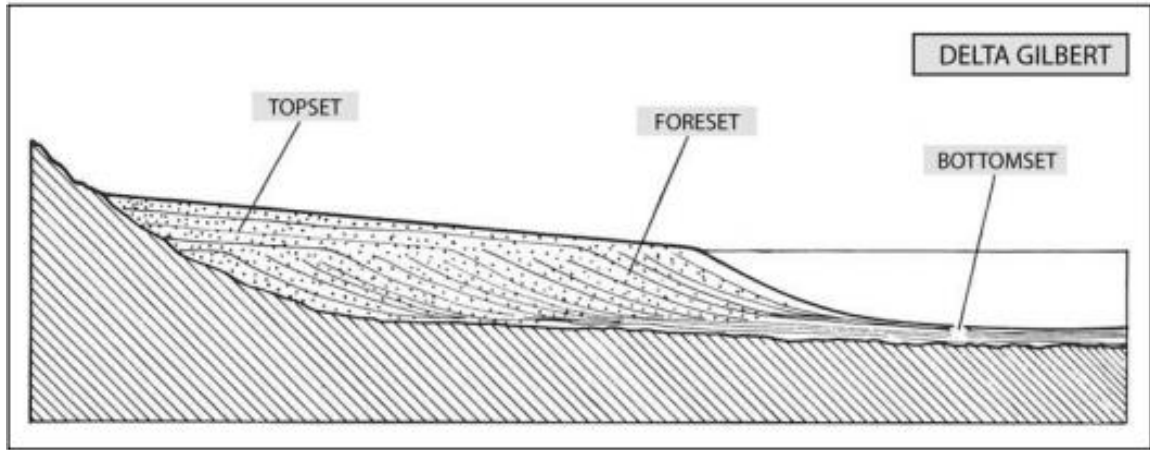


Figura 2.10 Topset, foreset y bottomset de un delta, extraído de Arche (2010)

Los deltas se encuentran controlados básicamente por tres tipos de procesos: la descarga fluvial que está vinculado la carga suspendida y carga de fondo, la dinámica marina en el área de desembocadura donde se caracteriza por el tipo de flujo en homopícnico, hiperpícnico e hipopícnico (Wright, 1977) y el régimen tectónico de la zona. Por otro lado, los deltas se pueden clasificar de varias maneras, la más usada es el diagrama triangular cuyos componentes son los procesos de sedimentación (Galloway, 1975) (Figura 2.11a). Sin embargo, esta clasificación no tiene en cuenta el tamaño de grano de los sedimentos, Orton y Reading (1993) complementaron este parámetro en clasificaciones posteriores (Figura 2.11b).

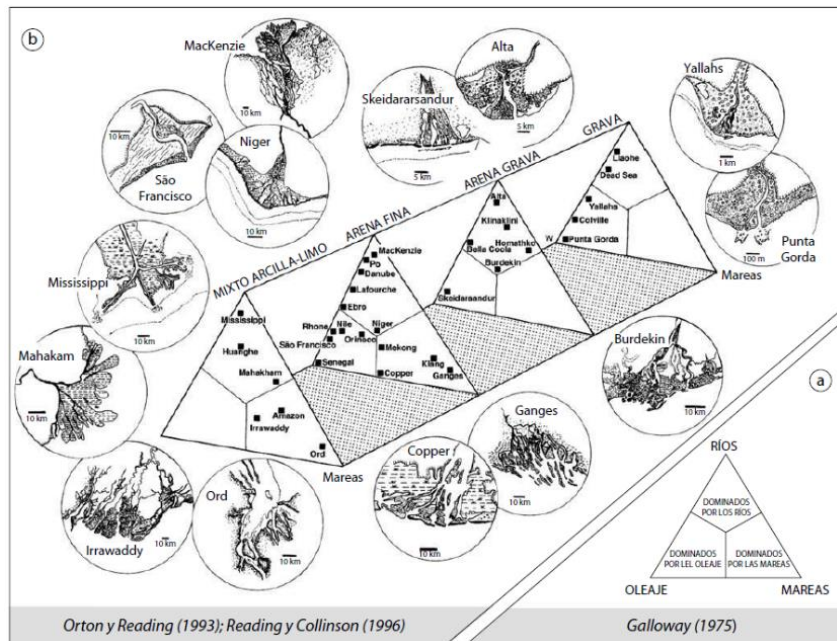


Figura 2.11 a) Clasificación Galloway (1975); b) clasificación Modificado de Orton y Reading (1993)

2.8.1.1 Arquitectura de un delta

Usando ejemplos modernos y antiguos de deltas dominados por ríos, diferentes autores definen a un delta como una arquitectura compuesta por decenas a cientos de canales de distributarios (Terminal Distributary Channels) y pequeñas barras (mouth bars) formadas por procesos autocíclicos que se fusionan generando un lóbulo general. Los canales de distribución terminal poseen escalas de decenas de metros a kilómetros de ancho (Figura 2.12A, 2.12B), con valores comunes de 100 a 400 m y profundidades de 1 a 3 m (Dalrymple y James, 2010; Olariu y Bhattacharya, 2006)

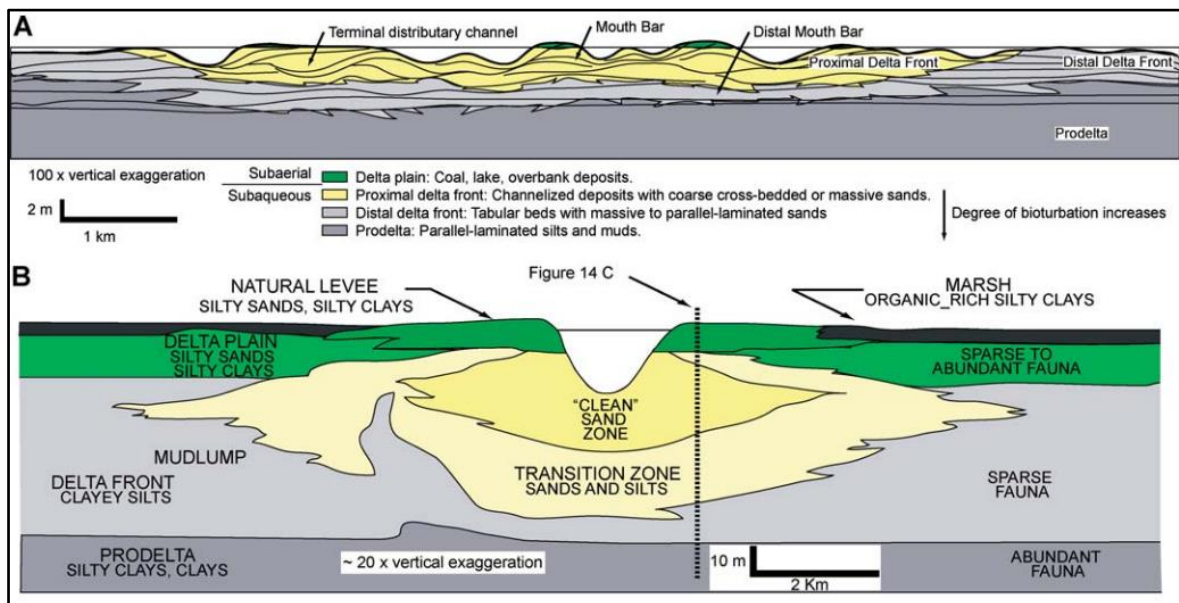


Figura 2.12 A) Corte transversal de un delta dominado por Ríos y su arquitectura interna realizado a partir de ejemplos. B) Arquitectura de la barra de un delta, extraído de Olariu y Bhattacharya (2006)

Miall (1996) incorporó un esquema de elementos deposicionales en un sistema deltaico, que muestra la jerarquía de las superficies de erosión las cuales son: 1º a las estructuras de dunas y ripples; 2º la unión de estructuras con una superficie de reactivación; 3º macroestructuras; 4º barras, levees y límites con el paleosuelo; 5º canales, lóbulos deltaicos; 6º complejo de canales; 7º secuencia sedimentaria; 8º disconformidad regional.

2.8.1.2 Facies de un delta

Varios autores proponen que un delta posee una marca progradacional y una sucesión de facies finas a gruesas. Las facies de arcillas y lodos pertenecen al prodelta, con estructuras sedimentarias como: laminaciones heterolíticas, gradación normal o inversa, ripples simétricos, hummocky cross-stratification, load casts, mud draps, slump, y bioturbación.

Las facies arenosas del frente del delta predominan un flujo unidireccional y se pueden encontrar estructuras tipo ripples, estratificación cruzada, capas masivas con un sorteo pobre a moderado. Por último, las planicies aluviales posee canales de distribución que son rellenados por barras pobremente estratificadas y sin estructuras (Dalrymple y James, 2010; Nichols, 2013; Olariu y Bhattacharya, 2006) (Figura 2.13).

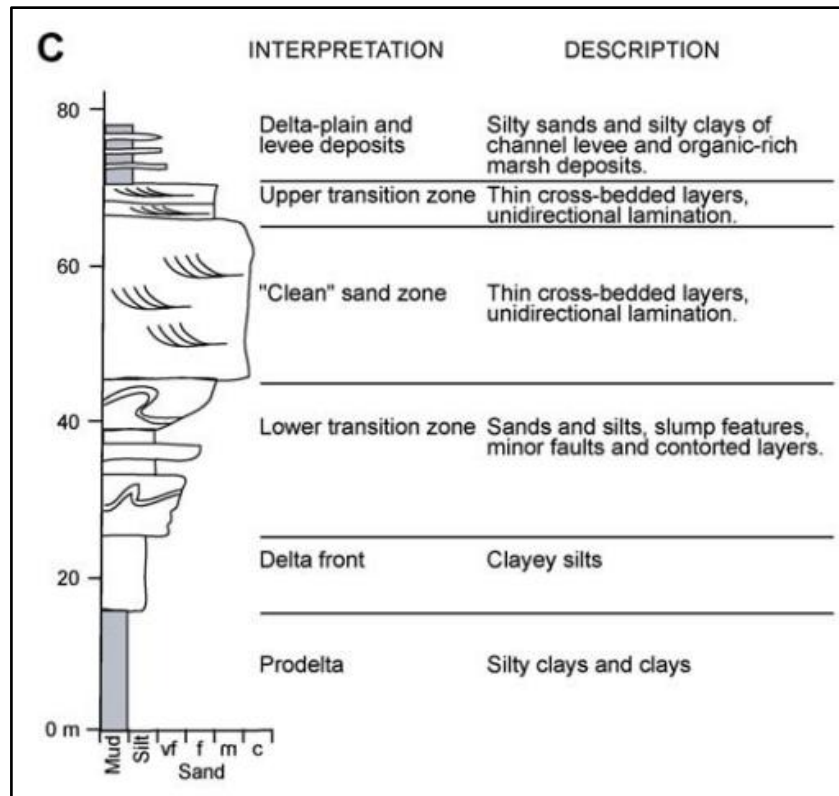


Figura 2.13 Sección vertical a un del delta, extraído de Olariu y Bhattacharya (2006)

2.8.2 Ambiente de estuario

Un estuario es un valle inundado por agua marina debido a un aumento relativo del nivel del mar en una transgresión, son regiones de mezcla de agua dulce y salada, donde el suministro de sedimentos del estuario proviene ríos y fuentes marinas, compuesta por procesos fluviales, olas y mareas. La clasificación de los estuarios se divide en: dominado por marea, el cual es totalmente regresivo en el frente marino (Figura 2.14B), y el dominado por olas, que posee una barrera de arena y conglomerados en su frente marino (Dalrymple et al., 1992) (Figura 2.14A).

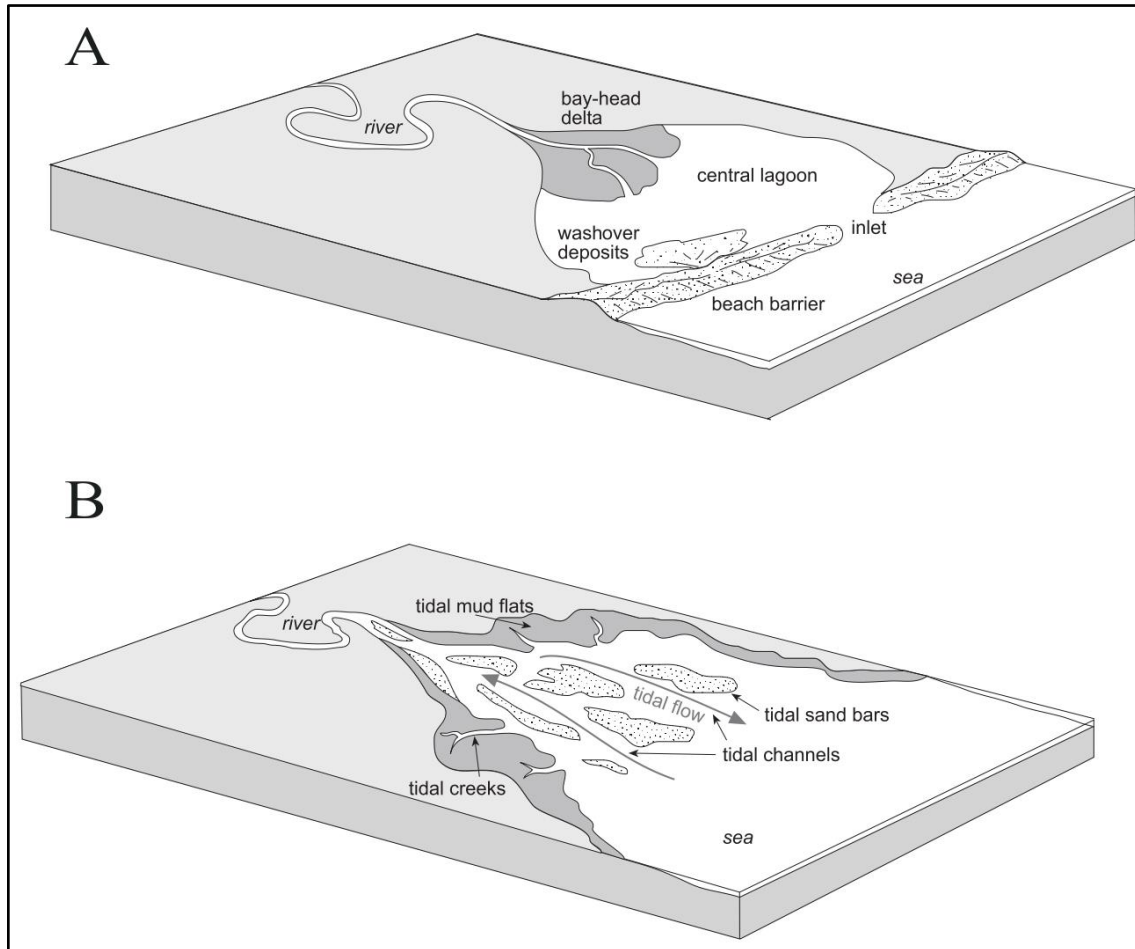


Figura 2.14 A) morfología de estuario dominado por olas, B) morfología de estuario dominado por mareas, extraído de Nichols (2013)

2.8.2.1 Arquitectura estratigráfica de un estuario

Un ejemplo que define la geometría y la arquitectura de un estuario es la Formación Vectis del cretácico inferior ubicada en la Isla de Wight, al sur de Inglaterra (Yoshida et al., 2001) (Figura 2.15), donde la arquitectura a gran escala está compuesta por lodos lateralmente extensos sobre una superficie de inundación y posee estratos de lodo (mud plugs) entre los canales internos del estuario. La arquitectura a mediana escala está compuesta por barras de arenas lateralmente extensas de cientos de metros, superficies de inundación cubiertas por facies fangosas, barras de marea que se extienden por decenas de metros que en sus partes distales se van fusionando con lodos de manera interdigitada. La arquitectura a pequeña escala está compuesta por mud drapes en foresets con un espesor de 5-50 cm, clastos desgarrados (rip-up clasts), flaser bedding de 0,1-1 cm de grosor y facies heterolíticas.

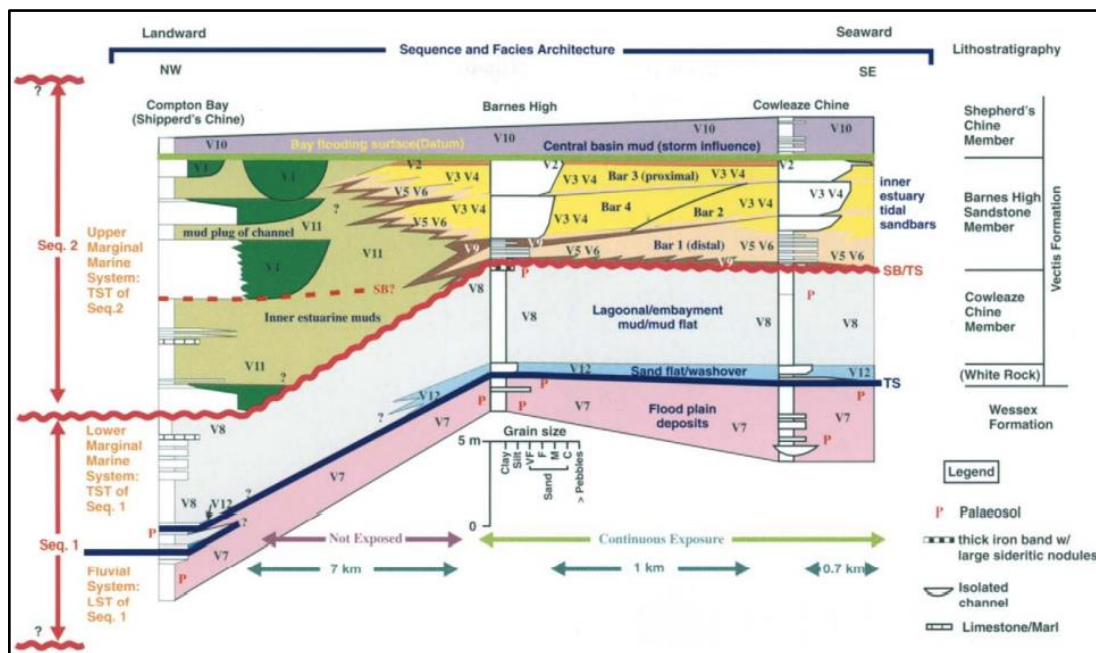


Figura 2.15 Estratigrafía secuencial y arquitectura de facies de la Formación Vectis en la Isla de Wight, extraído de Yoshida et al. (2001)

La jerarquía arquitectónica de un estuario se puede dividir en heterogeneidades de gran escala, barras de marea y canales dentro de un estuario (10 a 100 metros de espesor), heterogeneidades de media escala con facies presentes en una barra o canales individuales (10 centímetros a 10 metros) y heterogeneidades de pequeña escala con estructuras sedimentarias presentes en facies individuales (milímetros a pocos centímetros) (Yoshida et al., 2001) (Figura 2.16).

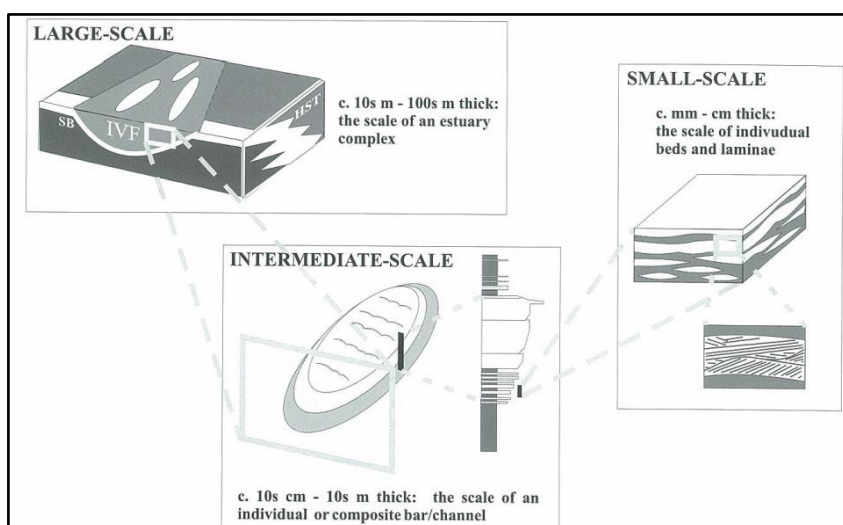


Figura 2.16 Jerarquía de heterogeneidades dentro de un estuario, extraído de Yoshida et al. (2001)

2.8.2.2 Facies de un estuario

Nichols (2013) describe a los estuarios como “Una secuencia de facies principalmente agradacionales construyéndose dentro de un canal de un río. Por lo tanto, la base de una secuencia sedimentaria de un estuario es comúnmente una superficie de erosión de una desembocadura de un río con facies fluviales”.

Las facies de un estuario dominado por mareas se componen por la parte interna (Tidal channel system) constituida por bancos de arena de diferentes tamaños de grano con una textura inmadura y canales procedente de un sistema fluvial, con estratificación cruzada y facies heterolíticas inclinadas. En la parte adyacente a los canales se encuentran las planicies de marea (tidal flats) compuestas por lodos con estratificación cruzada, laminación flaser y laminación lenticular y en su parte exterior se componen por bioclastos y detritos de tamaño de gravas depositados por procesos mareales donde se incluye mud draps, superficies de reactivación y herringbone cross-bedding (Nichols, 2013) (Figura 2.17).

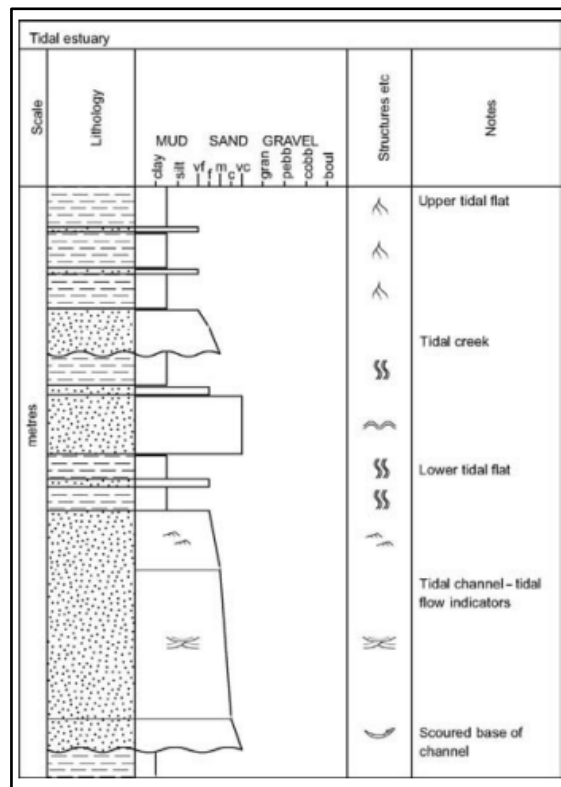


Figura 2.17 Secuencia de facies de un estuario dominado por mareas, extraído de Nichols (2013)

Un ejemplo de facies de un estuario dominado por mareas es la Formación Vectis, donde Yoshida et al. (2001) lo divide en: complejo de barras de marea (Tidal bar complex) que se

caracterizan por una tendencia estratocreciente con abundantes estructuras de marea y facies de lodos con laminación lenticular que se encuentran intercalados entre las barras de marea o en la parte basal de la secuencia definidas como barras submareales (interbar mud deposits subtidal) (Figura 2.18). Las facies de canales fluviales-mareales (Tidal-fluvial channel complex) se caracterizan por areniscas granodecrescentes con fragmentos de madera y restos de conchas, con poca o nada bioturbación, y depósitos de lodos (Bayfill deposits) facies con gran cantidad de fósiles que cubren a todos los canales.

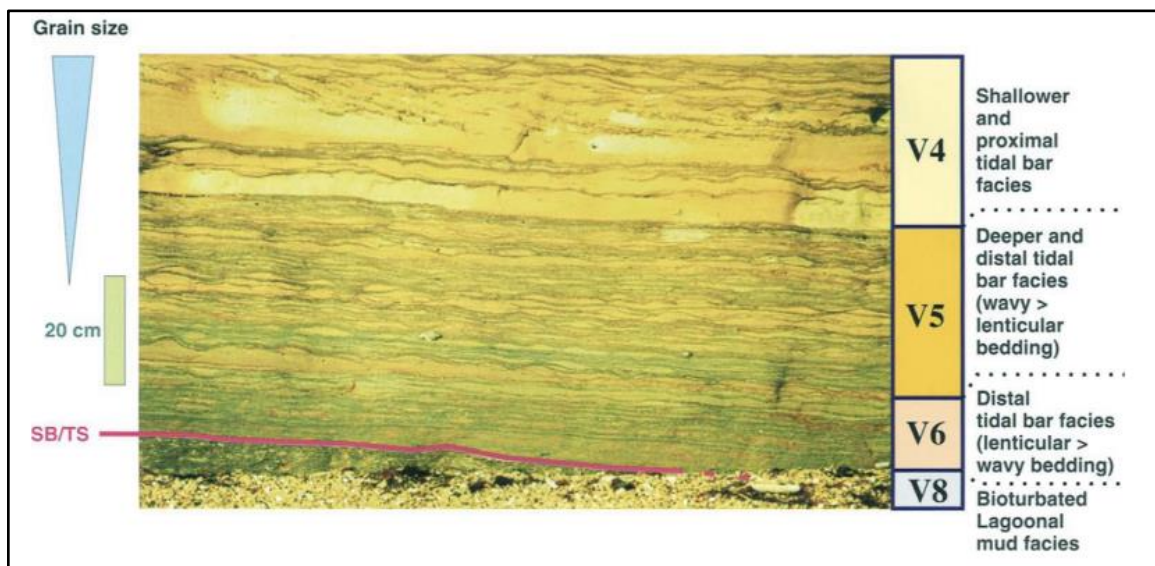


Figura 2.18 Facies heterolíticas de un tidal bar de la Formación Vectis, extraído de Yoshida et al. (2001)

CAPITULO 3: METODOLOGIA

3.1 Caracterización de rocas sedimentarias siliciclásticas

Se describe a las rocas sedimentarias siliciclásticas como rocas que se forman por la erosión mecánica y química de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas preexistentes que son transportadas por varios tipos de agentes como el viento, glaciación, agua, olas, mareas, movimientos en masa y flujos turbidíticos, y posteriormente se entierran y se compactan formando una roca sólida (Tucker, 2009). Las características de las rocas sedimentarias que se observan en muestra de mano y lámina delgada como sorteo, color, forma del grano, fábrica y textura pueden ayudar a determinar el ambiente de depositación y la proveniencia de sus sedimentos. A continuación, se detallarán las características utilizadas para la descripción de muestras de mano tomando de referencia los libros *Sedimentary Petrology* (Tucker, 2009) y *Sedimentology and Stratigraphy* (Nichols, 2013).

3.1.1 Sorteo

El sorteo se define como una medida de desviación estándar en la distribución granulométrica de una muestra determinada (Figura 3.1). La distribución granulométrica depende de varios factores como la procedencia de los sedimentos, donde la composición de varios aportes sedimentarios produce diferencias en la granulometría. Otro ejemplo es el tipo de sedimento, el cual en sedimentos gruesos como conglomerados y gravas debido a su difícil transporte generan un mal sorteo en comparación con granos tipo arena que fluyen con cualquier agente y a largas distancias. Por último, el tipo de agente de transporte, donde el viento genera una mejor distribución granulométrica que un ambiente influenciado por mareas, olas o tormentas.

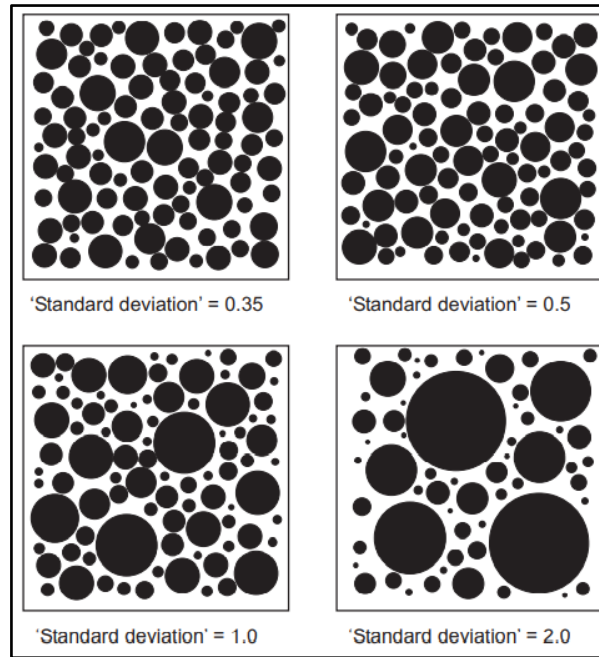


Figura 3.1 Comparación gráfica de la distribución granulométrica con su respectiva desviación estándar, extraído de Nichols (2013)

3.1.2 Forma del grano

Las diferentes maneras de clasificar la morfología del grano son la forma, esfericidad y redondez. La forma de un grano se mide por las proporciones en el largo, ancho y ejes de corte. En cambio, la esfericidad es una medida del grano que calcula la proximidad de su forma en relación con una esfera. Por último, la redondez está definida en base a la curvatura de las esquinas de un grano, las cuales van desde muy angulares hasta bien redondeadas (Figura 3.2). La clasificación más práctica es el grado de redondez donde generalmente unos granos bien redondeados se producen por un mayor transporte y reelaboración de los sedimentos.

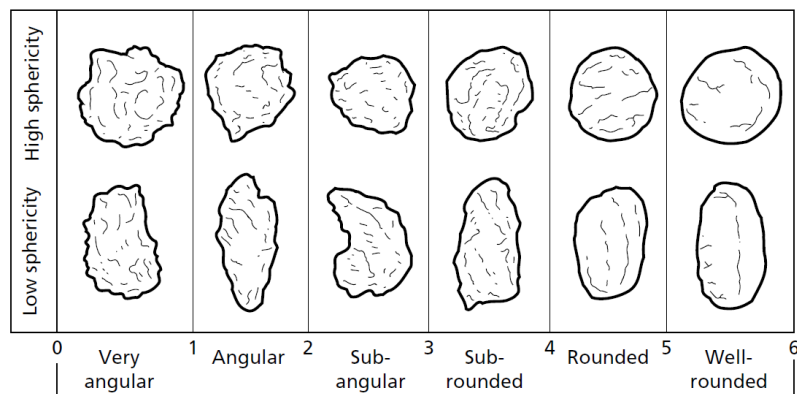


Figura 3.2 Determinación visual de esfericidad y redondez, extraído de Tucker (2009)

3.1.3 Madurez textural

La madurez textural es una forma de resumir las características de las rocas sedimentarias y definir las de manera más práctica. Los sedimentos con una textura inmadura son aquellos con un alto porcentaje de matriz, mal sorteo y granos angulares, las cuales se encuentran presentes en depósitos fluviales y glaciares. En cambio, los sedimentos con una textura madura son aquellos donde hay poca matriz, un sorteo de bueno a moderado y granos subredondeados a redondeados producidos por la actividad del viento (Figura 3.3), un ejemplo son las areniscas que pueden llegar a tener una textura supermadura donde no poseen matriz, sorteo muy bueno y granos bien redondeados.

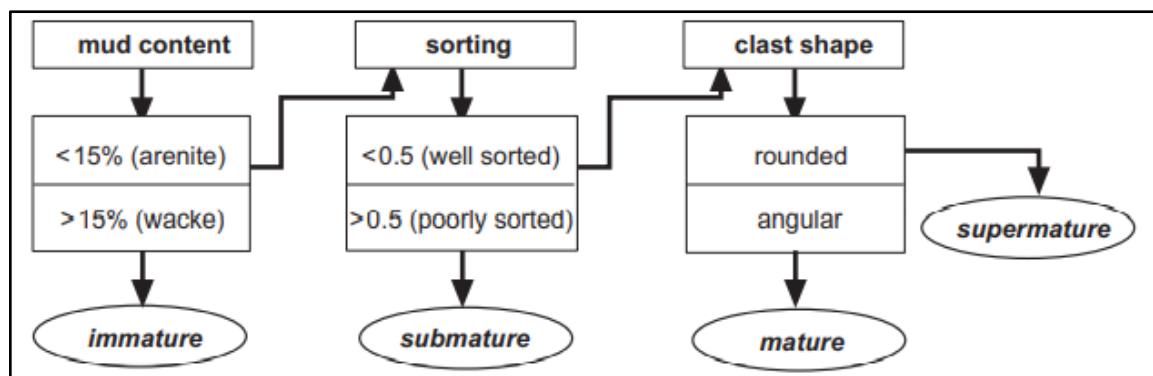


Figura 3.3 Diagrama de flujo para determinar la madurez textural de clastos terrígenos o rocas sedimentarias, extraído de Nichols (2013)

3.2 Clasificación de rocas sedimentarias siliclásticas

Las rocas siliclásticas se clasifican por el tamaño y tipo de granos. La clasificación usada para este proyecto es la de Blair y Mcpherson (1999) que clasifica a las rocas siliclásticas como: conglomerado >2mm, arenisca 2mm - 62um y limolitas o lutitas <62um (Figura 3.4).

| Length (mm) | | Class | Sediment/ rock name | | | |
|-------------|--------|---------|------------------------|------------------------|------------------------|-------------------|
| | ϕ | block | mega- conglomerate | | | |
| 4096 | -12 | boulder | gravel conglomerate | | | |
| 2048 | -11 | | | vc | | |
| 1024 | -10 | | | c | | |
| 512 | -9 | | | m | | |
| 256 | -8 | | | f | | |
| 128 | -7 | cobble | | gravel conglomerate | | |
| 64 | -6 | | | | c | |
| 32 | -5 | pebble | | | gravel conglomerate | |
| 16 | -4 | | | | | f |
| 8 | -3 | | | | | vc |
| 4 | -2 | | c | | | |
| 2 | -1 | granule | sand sandstone | | | |
| 1 | 0 | | | | | m |
| 0.50 | 1 | sand | | | | sand sandstone |
| 0.25 | 2 | | | | | |
| 0.125 | 3 | | | vf | | |
| 0.063 | 4 | | | c | | |
| 0.031 | 5 | silt | | silt siltstone | | |
| 0.015 | 6 | | | | m | |
| 0.008 | 7 | | | | f | |
| 0.004 | 8 | clay | | | clay claystone | |
| | | | vf | | | |

Figura 3.4 Clasificación por tamaño de grano propuesto Blair y Mcpherson (1999), extraído de Tucker (2009)

En un análisis petrográfico completo se recomienda usar una nomenclatura más formal usando el esquema de clasificación que combine criterios texturales, la proporción de matriz, criterios de composición y los porcentajes de los tres componentes más comunes de la arenisca: cuarzo, feldespato y fragmentos líticos (Nichols, 2013; Pettijohn et al., 1987) (Figura 3.5).

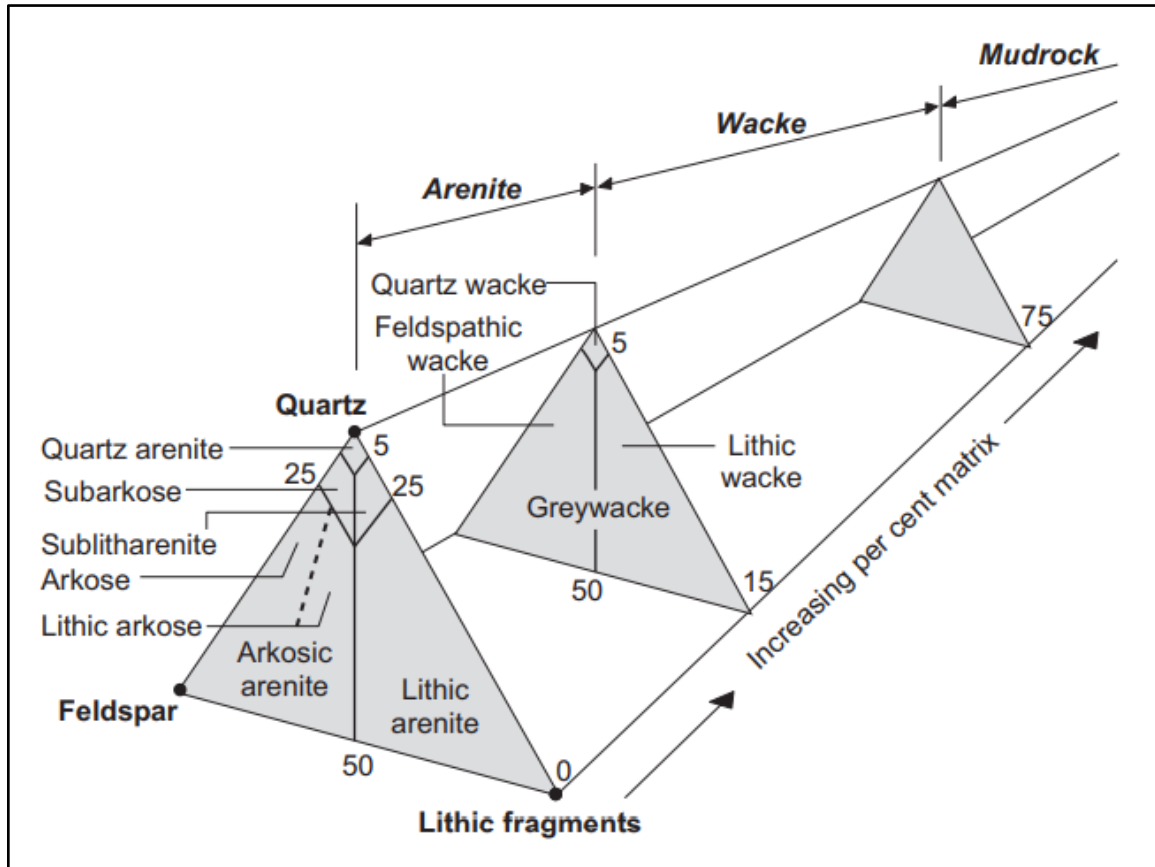


Figura 3.5 La clasificación de Pettijohn et al. (1987) de areniscas, extraído de Nichols (2013)

3.3 Tipos de cuarzo

Para la descripción en sección microscópica se distinguió los diferentes tipos de cuarzo como el cuarzo monocristalino (QM) el cual está compuesto por un solo cristal y el cuarzo policristalinos (QP) compuesto de dos o más cristales. Los cuarzoes policristalinos a su vez se subdividen en aquellos con dos a tres cristales (QP 2-3) y más de tres cristales (QP > 3). De igual manera, Los cuarzoes monocristalinos se pueden subdividir en cristales que poseen una extinción unitaria o con un ángulo de extinción no uniforme, conocido como extinción ondulante. Se reconoce que los cristales de cuarzo cambian de forma y tamaño durante el metamorfismo regional progresivo, donde se puede observar el cambio de los cristales monocristalino a cristales con extinción ondulante debido a la tensión que se produce en el mineral, que posteriormente se deforma de manera elongada y a su vez se generan cristales policristalinos (Young, 1976).

3.4 Arquitectura estratigráfica

La arquitectura estratigráfica de manera empírica se define como una jerarquía de unidades arquitectónicas con diferentes características encerradas por una superficie de erosión (Miall, 1996), estas unidades poseen características propias tales como la relación con estratos sobrepuestos y estratos subyacentes (Ejm: erosionales o gradacionales), su forma (plana, irregular, cóncava o convexa), extensión y las características de sus facies asociadas (Ejm: capas de lodo o el sorteo). El análisis de la distribución espacial de los estratos, sus formas y las superficies de erosión ayudan a caracterizar de manera jerárquica la dinámica de los ambientes de depositación (Tedesco et al., 2010), la jerarquía utilizada para este proyecto se compone por superficies de erosión y se las enumera del 1 al 7 (Figura 3.6).








| BOUNDING SURFACES | | |
|--|---|---|
| Order | Architecture | Interpretation |
| 1 st and 2 nd order surfaces |  | Micro and mesoform migration |
| 3 rd order surfaces |  | Style bar migration Lateral accretion |
| 4 th order surfaces |  | 4a top bar macroform |
| |  | 4e minor channel bases (i.e. channel in channel fill complexes) |
| 5 th order surfaces |  | Channel complexes bases |
| 6 th order surfaces |  | Low relief large scale incision bounding stacked channel complexes |
| 7 th order surfaces |  | Major incision surfaces and paleovalley. Sequence boundary. |

Figura 3.6 Superficies de erosión y arquitectura estratigráfica Miall (1996), extraído de Tedesco et al. (2010)

3.5 Preparación de láminas delgadas

Las láminas delgadas se elaboraron por medio de una cortadora de disco (Figura 3.7) realizando cortes perpendiculares a la laminación de la roca, posteriormente fueron pulidas con discos de 10 y 5 micras. Por último, se agregó pegamento y bálsamo canadiense para su conservación.



Figura 3.7 contadora de disco HI-TECH

3.6 Preparación y análisis XRF

Las rocas se trituraron de manera manual en un entorno limpio hasta obtener polvo de roca, en este procedimiento se tuvo en cuenta las zonas sin vetas, alteraciones o patinas para evitar errores porcentuales en la geoquímica. Posteriormente, las muestras fueron secadas y etiquetadas (Figura 3.8).



Figura 3.8 Muestras de polvo de roca etiquetadas

Después, Las muestras fueron encapsuladas en anillos a presión y cubiertas con una lámina de propileno 7.6 cm x 91.4 cm con un grosor 0.16 mm, esta lámina funciona como una ventana para los rayos X y a al mismo tiempo protege a la muestra de su contaminación (Figura 3.9).



Figura 3.9 Preparación y montaje de muestras en cápsulas para geoquímica con XRF.

Para realizar los análisis se utilizó el espectrómetro de rayos X Vanta Handheld XRF Spectrometer en 80 muestras de rocas posteriormente procesadas para obtener elementos mayores normalizados en óxidos. También, se calibrado el equipo con anterioridad con un material de referencia estándar NIST 2711 con especificaciones dadas por National Institute of Science and Technology (2003) y una muestra en blanco con composición de 100% cuarzo aproximadamente (Tabla 3.1) (Tabla 3.2).

Tabla 3.1 Tabla de composición en porcentaje en peso de la muestra NIST 2771 analizada por National Institute of Science and Technology (2003), con un factor de cobertura K correspondiente al 95% de confianza para cada análisis.

| Element | Mass Fraction (%) | | | Coverag eFactor, k | Element | Mass Fraction (mg/kg) | | | |
|----------------|-------------------|---|-------|--------------------|----------------|-----------------------|---|------|------|
| | | | | | | | | | |
| Aluminum (Al) | 6.72 | □ | 0.06 | 2.10 | Antimony (Sb) | 23.8 | □ | 1.4 | 2.06 |
| Calcium (Ca) | 2.42 | □ | 0.06 | 2.10 | Arsenic (As) | 107 | □ | 5 | 2.18 |
| Iron (Fe) | 2.82 | □ | 0.04 | 2.36 | Barium (Ba) | 730 | □ | 15 | 2.26 |
| Lead (Pb) | 0.140 | □ | 0.001 | 2 | Cadmium (Cd) | 54.1 | □ | 0.5 | 2 |
| Magnesium (Mg) | 1.07 | □ | 0.06 | 2.23 | Chromium (Cr) | 52.3 | □ | 2.9 | 2.31 |
| Potassium (K) | 2.53 | □ | 0.10 | 2.36 | Cobalt (Co) | 9.89 | □ | 0.18 | 2.07 |
| Silicon (Si) | 31.4 | □ | 0.7 | 2.57 | Copper (Cu) | 140 | □ | 2 | 2.09 |
| Sodium (Na) | 1.20 | □ | 0.01 | 2.07 | Manganese (Mn) | 675 | □ | 18 | 2.06 |
| Titanium (Ti) | 0.317 | □ | 0.008 | 2.26 | Mercury (Hg) | 7.42 | □ | 0.18 | 2 |
| | | | | | Nickel (Ni) | 21.7 | □ | 0.7 | 2.16 |
| | | | | | Phosphorus (P) | 842 | □ | 11 | 2.09 |
| | | | | | Samarium (Sm) | 5.93 | □ | 0.28 | 2.78 |
| | | | | | Strontium (Sr) | 242 | □ | 10 | 2.45 |
| | | | | | Uranium (U) | 3.01 | □ | 0.12 | 2.10 |
| | | | | | Vanadium (V) | 80.7 | □ | 5.7 | 2.18 |

| | | | | | | | |
|--|--|--|-----------|-----|---|----|------|
| | | | Zinc (Zn) | 414 | □ | 11 | 2.05 |
|--|--|--|-----------|-----|---|----|------|

Tabla 3.2 Datos obtenidos con el espectrómetro Vanta Handheld XRF Spectrometer

| | | |
|-----------|----------|----------|
| Sample ID | Black | 2711 |
| Mg % | 0 | 1.07763 |
| Al % | 0.10492 | 6.41059 |
| Si % | 52.37748 | 27.01343 |
| Pb % | 0 | 0.13701 |
| Fe % | 0.00209 | 2.78309 |
| K % | 0 | 2.2879 |
| Ca % | 0.00431 | 2.35231 |
| Ti % | 0 | 0.31264 |
| P mg/kg | 0 | 958.9 |
| S mg/kg | 128.7 | 1338.8 |
| V mg/kg | 0 | 115.1 |
| Cr mg/kg | 0 | 75.9 |
| Mn mg/kg | 0 | 594.7 |
| Co mg/kg | 0 | 90.6 |
| Ni mg/kg | 0 | 33 |
| Cu mg/kg | 0 | 155.6 |
| Zn mg/kg | 5.7 | 442 |
| As mg/kg | 0 | 116.8 |
| Se mg/kg | 1.7 | 0 |
| Rb mg/kg | 0 | 120.5 |

| | | |
|----------|----------|----------|
| Sr mg/kg | 0 | 232.7 |
| Y mg/kg | 0 | 33.6 |
| Zr mg/kg | 6.4 | 293.7 |
| Nb mg/kg | 0 | 14.2 |
| Mo mg/kg | 0 | 5.2 |
| Ag mg/kg | 0 | 8.2 |
| Cd mg/kg | 0 | 60.2 |
| Sn mg/kg | 0 | 0 |
| Sb mg/kg | 0 | 40.6 |
| Ba mg/kg | 0 | 772.7 |
| La mg/kg | 0 | 0 |
| Ce mg/kg | 100.7 | 141.8 |
| Pr mg/kg | 233.8 | 0 |
| Nd mg/kg | 307.7 | 0 |
| W mg/kg | 0 | 0 |
| Au mg/kg | 0 | 0 |
| Hg mg/kg | 0 | 17.4 |
| Bi mg/kg | 0 | 0 |
| Th mg/kg | 0 | 0 |
| U mg/kg | 0 | 0 |
| LE mg/kg | 47.43274 | 57.05917 |

3.7 Litogeoquímica (Chemostratigraphy)

La litogeoquímica (chemostratigraphy) es una técnica donde se utiliza las variaciones geoquímicas en composición elemental de varias muestras constituidas por sedimentos siliciclásticos o rocas sedimentarias para correlacionarlas en una secuencia estratigráfica, donde se permite recopilar variaciones sobre la historia tectónica de la cuenca, litologías de rocas generadoras y paleoclimas (Koutsoukos, 2005). Un ejemplo de aplicación, es la litogeoquímica realizada para las interpretaciones estratigráficas en las cuencas brasileñas, donde se tomaron muestras en pozos petroleros con intervalos que van desde el Devónico hasta el Cenozoico para análisis geoquímicos orgánicos e inorgánicos en Rock-Eval, fluorescencia de rayos X y espectrómetro de masas, donde se discriminaron etapas de transgresión y cambios paleo-climáticos utilizando elementos índices como S, Mo, V, Cu, Ba, TOC, isotopos de carbono y Oxígeno (Rodrigues, 2005) (Figura 3.10).

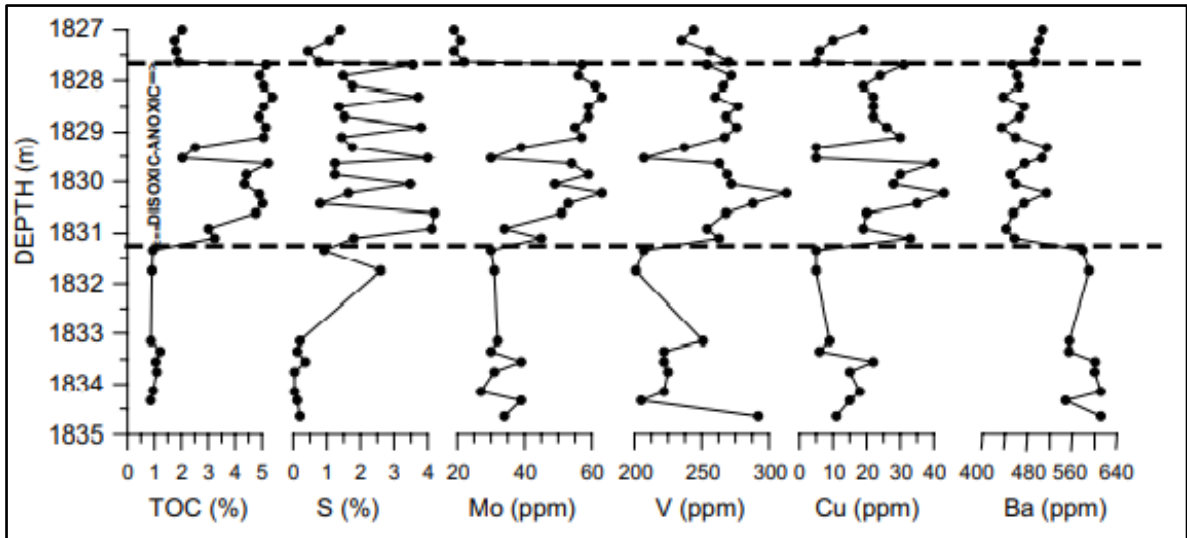


Figura 3.10 Evento disóxico-anóxico, patrón TOC, S, Mo, V, Cu, Ba, Cuenca Parnaíba, noroeste de Brasil. Extraído Rodrigues (2005)

Para este proyecto se utilizó 80 muestras para aplicar varias relaciones litogeoquímicas propuestas por varios autores como la relación Sr/Ba que en ambientes con aguas de baja salinidad el Ba tiene una capacidad de migración más débil que Sr (Cunlei et al., 2020), con un valor de Sr/Ba < 0,6 que indica sedimentos marinos con agua salobre o un ambiente de agua dulce con facies continentales (Zuo et al., 2020). De igual manera, las relaciones V/(V + Ni) y U/Th son indicativos de condiciones redox (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020) y la relación Mg/Ca es un indicativo de un paleo-ambiente húmedo o árido (Zuo et al., 2020; Cunlei et al., 2020). Por último, se utilizaron muestras del Instituto de Investigación Geológico y Energético para realizar análisis de tierras raras (REE).

3.8 Separación de circones

Para la metodología de separación de circones y minerales pesados se realizó con una metodología previamente ya probada, la cual se describirá de manera breve debido a su confidencialidad. Para empezar las muestras son previamente trituradas, los cuales fueron tamizadas con diferentes diámetros (260 y 45 micras) (Figura 3.11A) y se obtuvo una porción fina que, dependiendo del tipo de análisis, se aplicó una cobertura magnética que separa minerales magnéticos de la muestra. Posteriormente, se realizó la decantación y separación de la porción pesada por medio de un líquido con una densidad de 3g/ml (Figura 3.11B) y por último la separación de circones se los realizó de manera manual con ayuda de un binocular de alto aumento. Por medio de esta metodología se obtuvo la geocronología de dos muestras por medio de circones.



Figura 3.11 A) Tamizaje de la muestra triturada, B) separación con liquido pesado de la muestra fina

CAPITULO 4: RESULTADOS Y DISCUSION

4.1 Litoestratigrafía de la División Guamote

Para obtener la litoestratigrafía de la División Guamote se describió las diferentes características litológicas, sedimentarias y estratigráficas observadas en varios afloramientos (Anexo II). Las estructuras relictas y no relictas que se conservan en las rocas meta-sedimentarias, la bioturbación, el registro fósil y las variaciones en los estratos de manera creciente y decreciente fueron las características principales a tener en cuenta en la descripción litoestratigráfica de este proyecto. También, se describió la geometría de los estratos y las superficies de erosión de manera detallada, la cual es abarcada en la siguiente sección.

En la zona de estudio, la División Guamote se presenta como una secuencia agradacional meta-sedimentaria de unos 120 metros aproximadamente. La distribución de las unidades es similar a la propuesta por Litherland et al. (1994) compuesta por la Unidad Guasuntos en su base, Unidad Punín en la parte central y Unidad Cebadas depositada al final, las cuales se encuentran separadas de manera estratigráfica por superficies de erosión. La Unidad Punín está constituida por meta-areniscas, filitas, meta-conglomerados y cuarcitas. Las Unidades Cebadas y Guasuntos están compuestas en su mayoría por filitas, pizarras y meta-lodolitas con cementación calcárea en ciertas zonas (Figura 4.1).

La secuencia de la División Guamote en la zona de estudio, de este a oeste, se observa en afloramientos cercanos a la Población de Guamote y en el sector del Río Huarqualla (Ruta Peltetec), donde aflora la Ofiolita Peltetec entre las cuarcitas de la Unidad Punín y meta-volcánicos de color verde inferidos como Unidad Maguazo (División Alao) intercalados con filitas y cuarcitas de la Unidad Cebabas (Anexo II). Esta descripción estratigráfica se relaciona con el trabajo de Pratt et al. (2005) realizado en la ruta Baños. En el sector del Río Huarqualla, la División Guamote se encuentra afectada por varios eventos tectónicos sobreimpuestos representados por varios clivajes de crenulación (Dávila y Egüez, 1990; Litherland et al., 1994; Reyes y Egüez, 2005). Estas características dificultan seguir la secuencia estratigráfica y definir una polaridad en los afloramientos. Sin embargo, se pudo identificar las diferentes litofacies de cada unidad.

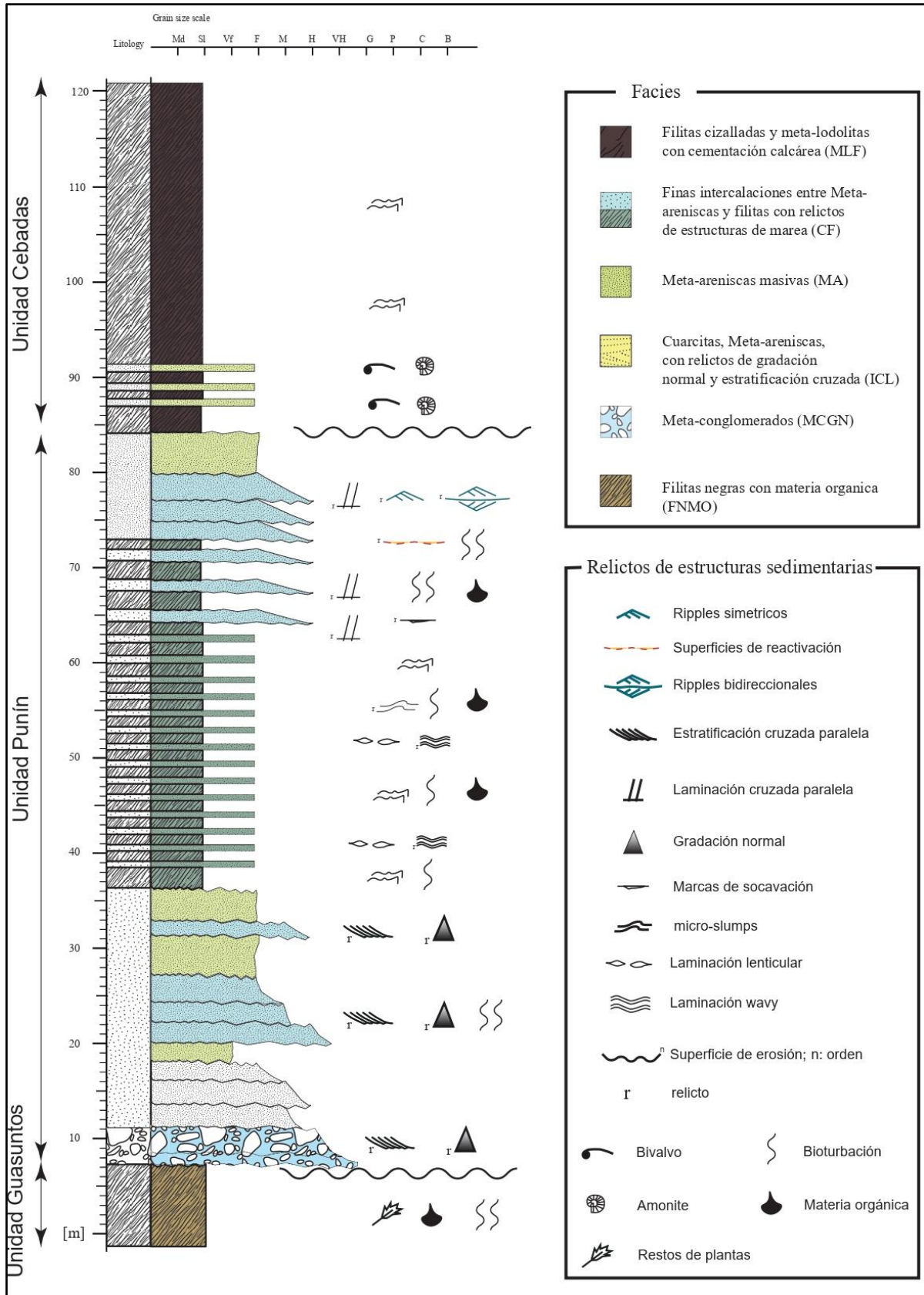


Figura 4.1 Columna estratigráfica general de la División Guamote, subdivida en sus unidades y litofacies, la estratigrafía a mayor detalle se puede ver en los Anexos 1

Para la división Guamote se discriminó en total 6 litofacies sedimentarias (Tabla 4.1), las cuales fueron ubicadas e interpretadas en el contexto de un estuario dominado por mareas (Desjardins et al., 2012) tomando como ejemplo las Formaciones Vectis en Inglaterra y la Formación Napo en Ecuador donde se registran litofacies similares. De las litofacies mencionadas 5 se encuentran de manera secuencial con una estratigrafía clara en afloramientos sub-horizontales con una polaridad normal, cercanos al pueblo de Cebadas (Anexo I). Por otro lado, una fue registrada en afloramientos al oeste, en esta zona se observó un cambio en la litología y la geometría de los estratos, la cual siguiendo la estratigrafía se la colocó en la base de la secuencia correlacionándola con la Unidad Guasuntos.

Tabla 4.1 Resumen de las litofacies definidas en la División Guamote con su descripción e interpretación

| Grupos | Sub-grupo | Descripción | Bioturbación | Interpretación |
|--------------------------|-----------|--|--------------|--|
| Litofacies gruesas | MCG N | Meta-conglomerados clasto y matriz soportados, oligomícticos con gradación normal | Nula | Canales mareales con influencia fluvial |
| | MA | Meta-areniscas de grano grueso a medio, con relictos gradación normal y estratificación cruzada | Nula | Canales y barras mareales submareales |
| Litofacies heterolíticas | ICL | Intercalaciones de Cuarcitas, meta-areniscas y filitas con alta presencia de estructuras de marea (laminación lenticular, laminación wavy, ripples simétricos y ripples bidireccionales) | Alta | Barra de marea submareales e intermareal |
| | CF | Intercalaciones de cuarcitas finas y filitas con poca presencia de estructuras de marea (laminación flaser y wavy) | Moderada | Barras de marea intermareales |
| Litofacies finas | FNM O | Pizarras negras con materia orgánica | Alta | Ambiente de plataforma o Mudflat ? |
| | MLF | filitas y Meta-lodolitas negras con cementación calcárea y fósiles | Nula | Ambiente de plataforma (shelf) |

4.1.1 Unidad Punín

La litoestratigrafía de la Unidad Punín inicia con capas de 5 m de espesor colocados en su base definida como litofacies MCGN, cuales están caracterizados por meta-conglomerados de tonalidades grises y pardas, clasto-soportada, clastos subredondeados y oligomícticos, con presencia de gradación normal y nula bioturbación (Figura 4.2.A). También, se observó meta-conglomerados con matriz soportada arenosa (Figura 4.2.B). En contraste, estas capas cambian su litología a lo largo de secuencia de la Unidad Punín y se las describió como litofacies MA, cuales están caracterizados por meta-areniscas de grano grueso a medio de tonalidades grises, rojizas y pardas, con presencia de materia orgánica en forma de bitumen y antracita, relictos de estratificación cruzada, socavamiento, apilamientos de varios estratos amalgamados (Figura 4.4A) y nula bioturbación. También, se observó estratos y lentes de lodo (mud drapes) intercalados entre las meta-areniscas en forma de flaser bedding (Figura 4.4B). Por último, en algunos estratos MA se observaron meta-conglomerados y meta-arenisca de grano grueso de tonalidades grises (muestra M4). Las litofacies gruesas presentes en la base de la Unidad Punín se interpretan como barras y canales con estructuras de influencia fluvial. Sin embargo, La presencia de estructuras de marea que aumenta a lo largo de la Unidad Punín demostrarían que estos canales pasan a un ambiente submareal (Desjardins et al., 2012), similares a las facies V3 presente en la Formación Vectis (Yoshida et al., 2001)

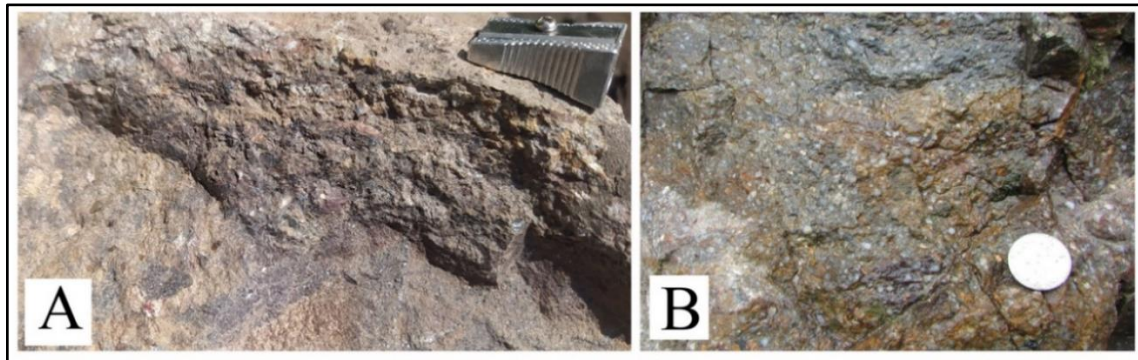


Figura 4.2 A) facies de meta-conglomerados clasto-soportados (muestra M3), B) facies de meta-conglomerados matriz-soportados (muestra M4) (X: 762054, Y: 9788757)

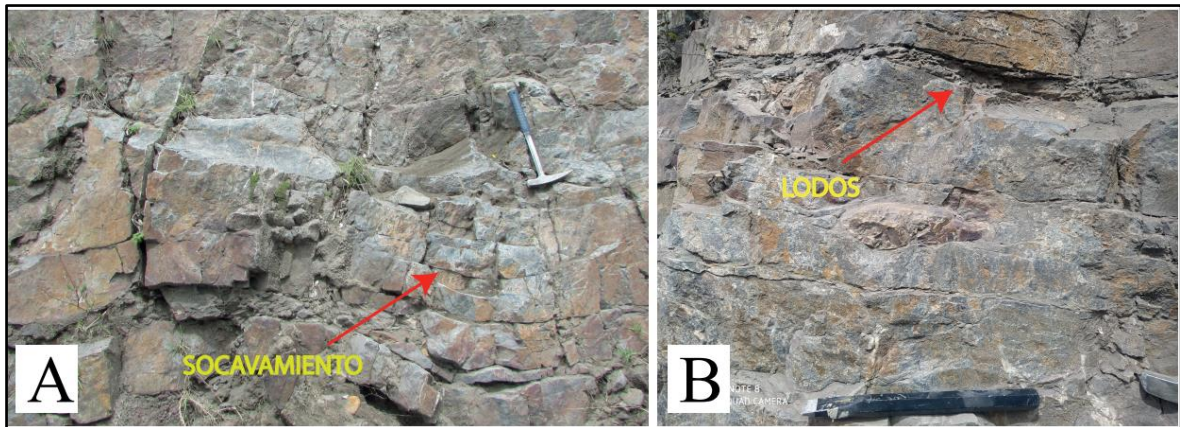


Figura 4.3 A) Meta-areniscas masivas con estructuras de socavamiento, B) Meta-areniscas amalgamadas y presencia de lodos (X: 762054, Y: 9788757)

Existen dos litofacies heterolíticas CF y ICL las cuales se encuentran intercaladas por las litofacies gruesas y se las registró en afloramientos de la Unidad Punín y en el sector Río Hurgualla de manera deformada con presencia de pliegues y estructuras de boudinaje.

Las litofacies CF se compone por meta-arenisca, cuarcitas y filitas con capas estratocrecientes, lateralmente continuos, de centímetros a pocos metros de espesor (Figura 4.4C) donde se observó relictos de gradación normal, estratificación cruzada (Figura 4.4B), relictos de ripples (Figura 4.4A), moderada bioturbación y baja presencia de estructuras de marea donde predomina el flaser bedding en forma de relictos (Figura 4.4D). También, se registró microslumps y una intensidad de vetillas de cuarzo entremetidas en fracturas. Estas características indicarían que las litofacies CF forman parte de varias barras submareales e intermareales similares a las facies V6-V3 descritas por Yoshida et al. (2001).

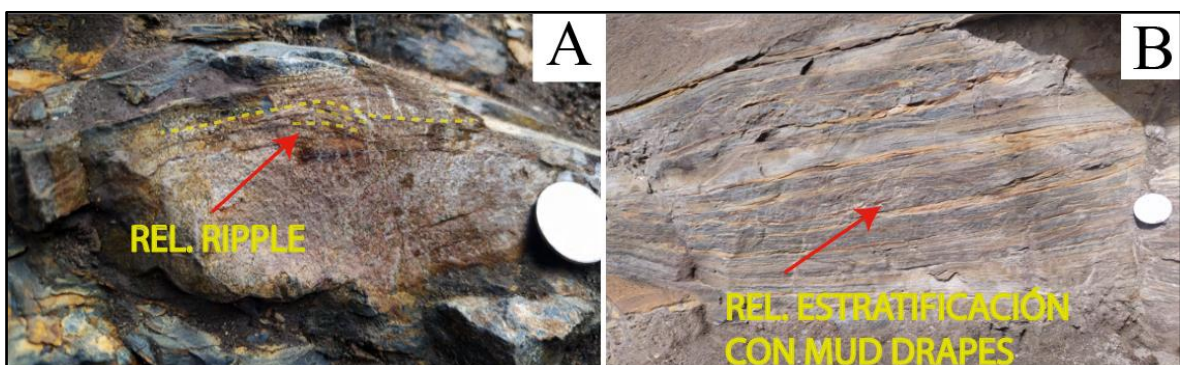


Figura 4.4 litofacies CF A) relicto de ripple, B) relictos de estratificación cruzada, C) laminaciones heterolítica y D) laminación flaser (muestra M5) (X: 762054, Y: 9788757)

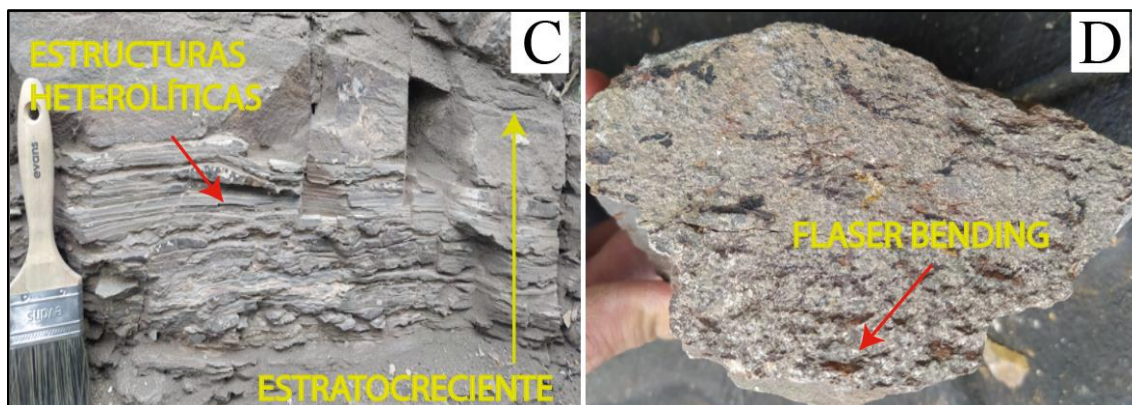


Figura 4.4 Continuación

Las litofacies ICL se compone de meta-areniscas y filitas con capas lateralmente discontinuas (Figura 4.5C), estratodecreciente, alta presencia de estructuras de mareas (laminación lenticular, laminación wavy, ripples simétricos y ripples bidireccionales) en forma de relictos (Figura 4.5A) con superficies de reactivación, estratificación cruzada (Figura 4.5B), alta bioturbación (Figura 4.5D) y concreciones. Estas características indicarían un ambiente intermareal (Figura 4.7) similar a las facies V2 de la Formación Vectis (Desjardins et al., 2012; Yoshida et al., 2001)

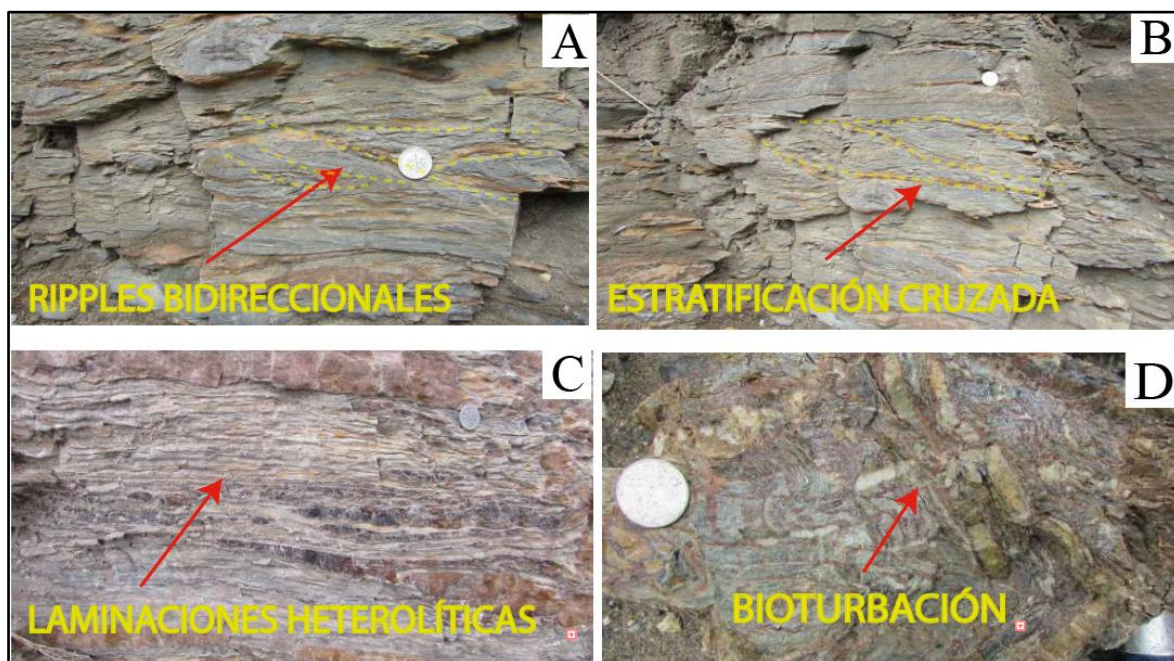


Figura 4.5 litofacies ICL A) ripples bidireccionales, B) estratificación cruzada, C) laminaciones heterolíticas y D) bioturbación (X: 762054, Y: 9788757)

4.1.2 Unidad Cebadas y Unidad Guasuntos

Las litofacies finas se distribuyen en afloramientos límites a la zona de estudio y están constituidos por filitas y meta-lodolitas estratificadas, lateralmente continuas, de tonalidades negras y pardas, observadas de manera sub-horizontal en el sector de Cebadas y plegadas en el sector Rio Huarquilla descrita como facies MLF. También, se registró la presencia de fósiles en forma ammonites (Figura 4.6B), nula bioturbación, restos de hojas y microslumps. En su base se observó pequeños lentes de cuarcitas y nódulos calcáreos (Figura 4.6A), características similares a la facies Muddy shelf en la formación Napo (Shanmugam y Poffenberger, 2002). En contraste. Las litofacies observadas a inicio de la secuencia en el sector de Guamote perteneciente a la Unidad Guasuntos definidas como facies FNMO están compuestas por pizarras negras con materia orgánica, alta bioturbación (Figura 4.6D), presencia de restos de plantas (Figura 4.6C), estas características no son suficientes para dar una interpretación fija. Sin embargo, las diferencias con la Unidad Cebadas pueden indicar un ciclo anterior de la cuenca o incluso pertenecer a un mudflat de manera restringida.

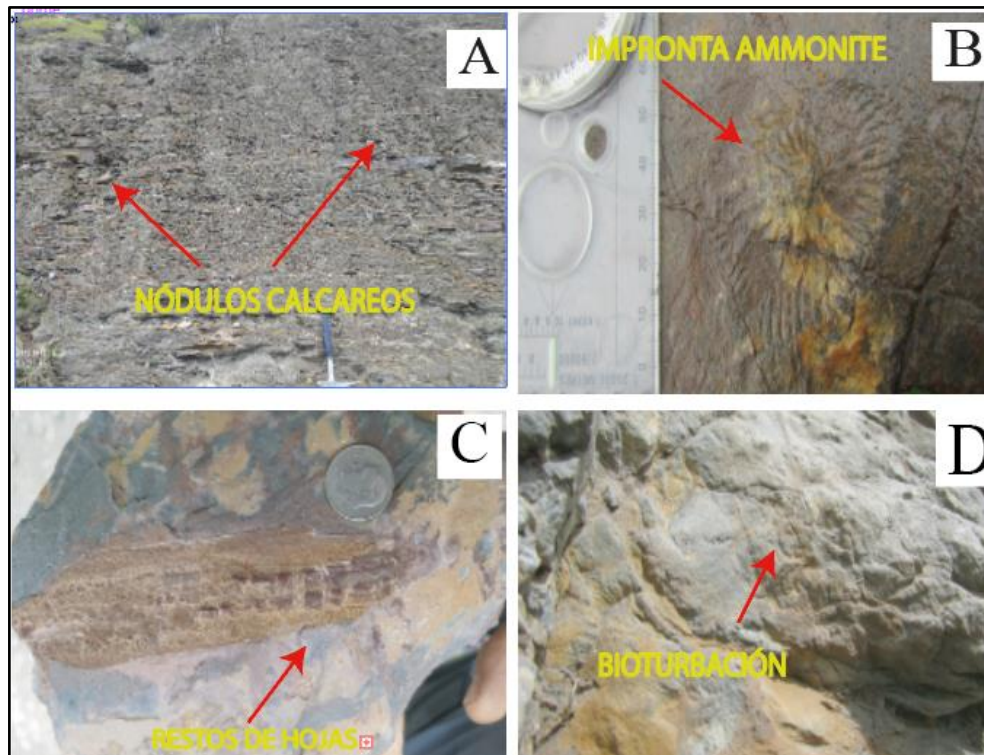


Figura 4.6 A) meta-lodolitas con nódulos calcáreos (X: 762261, Y: 9790149), B) impronta de un ammonite (X: 761956, Y: 9793735) (muestra CT2), C) restos de hojas (muestra P2) y D) bioturbación (X: 756394, Y: 9784080)

4.2 Arquitectura estratigráfica de la División Guamote

Para realizar la arquitectura estratigráfica de la División Guamote se utilizó la jerarquía de Miall (1996) y las variaciones arquitectónicas para identificar las barras mareales y canales dentro de un sistema estuarino dominado por mareas (Yoshida et al., 2001).

Los arquetipos observados en la División Guamote se encuentran constituidos por geometrías cóncavas, convexas, lenticulares y tabulares, amalgamadas y separadas por superficies de erosión de orden 5^o (Figura 4.7), los cuales registran los diferentes ambientes mareales que se depositaron de manera secuencial. Los cuerpos tabulares amalgamados lateralmente continuos de varios metros de altura pertenecen poseen características similares a las barras submareales, y los cuerpos cóncavos, convexas y lenticulares Intercalados constituyen las barras intermareales y submareales (Yoshida et al., 2001).

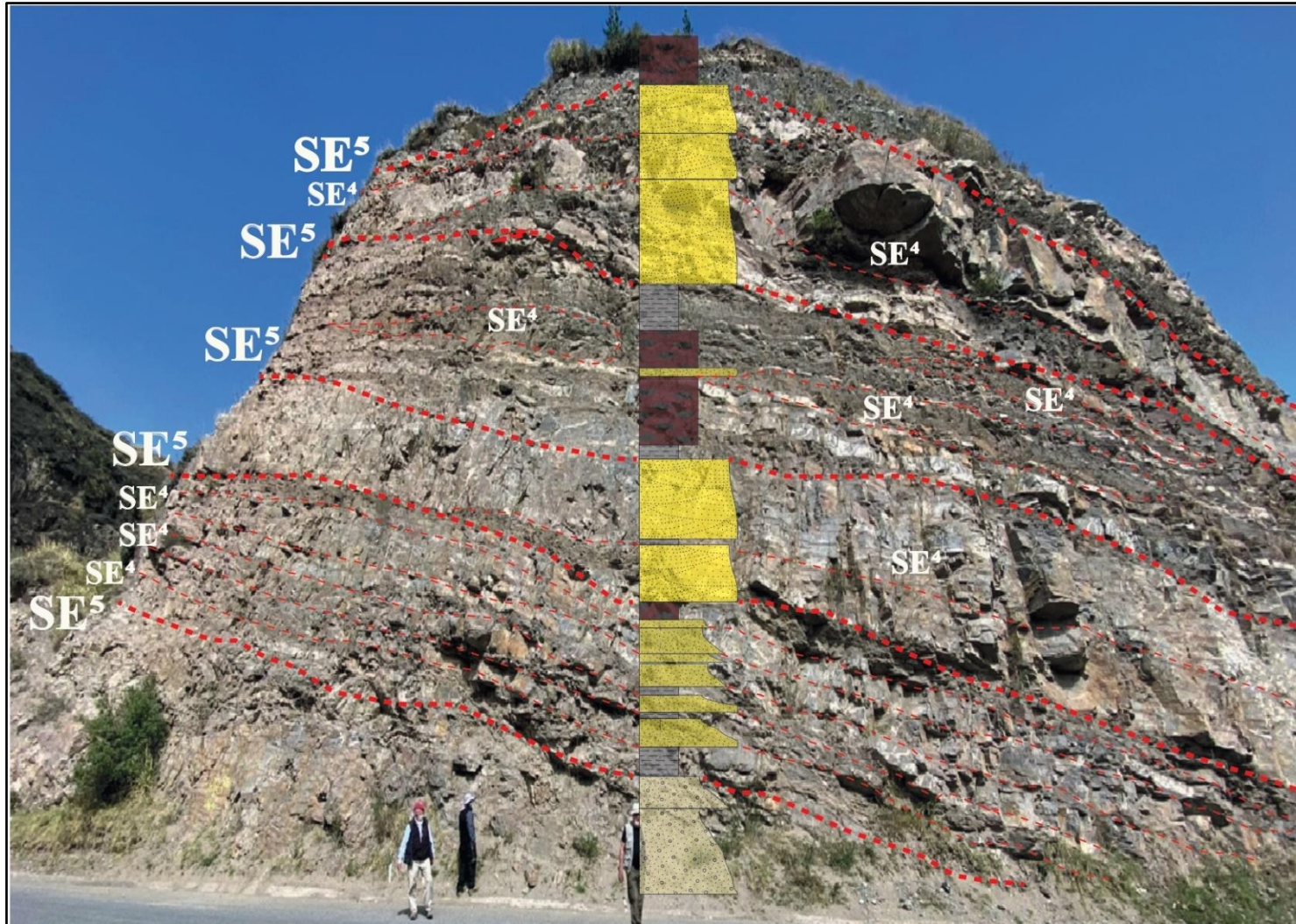


Figura 4.7 Arquitectura estratigráfica de la Unidad Punín (X: 762054, Y: 9788757) comparada con sus litofacies (anexo I.1), las geometrías y los arquetipos se encuentran separados por superficies SE (superficies de erosión) de 5 orden

En afloramiento al oeste de la zona de estudio se observa apilamientos de meta-areniscas amalgamadas lateralmente discontinuas, con geometrías convexas (Figura 4.8A) y cuerpos que se cortan de manera canalizada en forma de onlap (Figura 4.8B), las cuales representarían los canales mareales con influencia fluvial presentes en las litofacies gruesas.

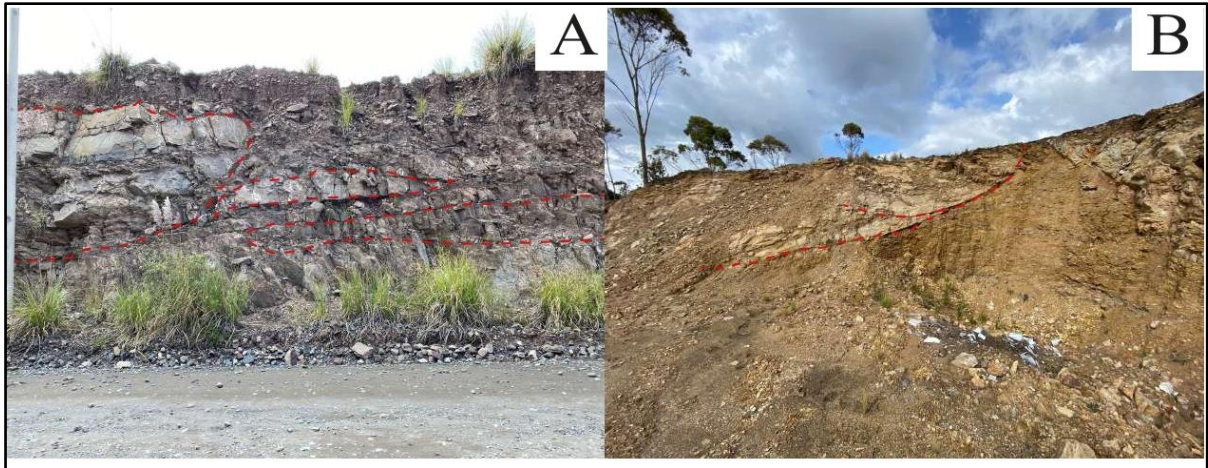


Figura 4.8 A) cuerpos con geometrías convexas, B) depositación en onlap, Unidad Punín

El contacto entre la Unidad Punín y la Unidad Cebadas está constituido por una posible superficie de transgresión (Figura 4.9), sobre la cual aparecen filitas estratificadas, lateralmente continuas con lentes de cuarcitas y nódulos calcáreos de centímetros de espesor que se depositan en forma de onlap sobre la Unidad Punín.

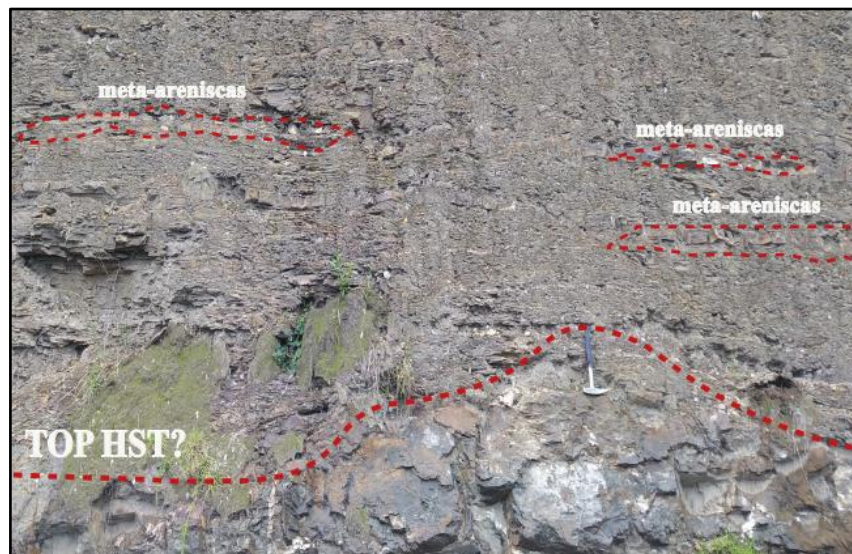


Figura 4.9 Superficie de transgresión, contacto entre la Unidad Punín y Unidad Cebadas (X: 756394, Y: 9784080)

En la zona Del Río Huarquilla predominan las geometrías tabulares de cuarcitas y filitas manteadas lateralmente continuas, las cuales se encuentran volcadas y plegadas con buzamientos de 55° a 75° al SE (Figura 4.10). En esta zona no se registraron superficies de erosión de 5° orden y una posible superficie de transgresión.

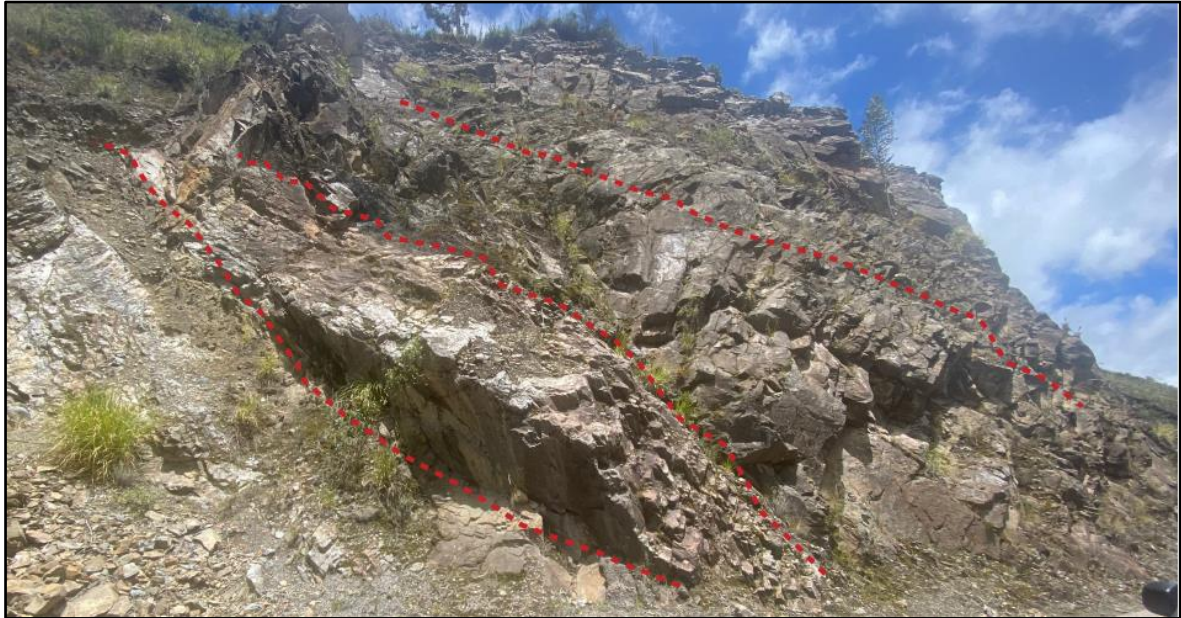


Figura 4.10 Cuerpos tabulares de cuarcitas volcados sector Rio Huarquilla

4.3 Estudio Petrográfico de las Unidades de la División Guamote

Para el estudio petrográfico se realizó una descripción de las muestras (Anexo III) y laminas delgadas presentes en cada unidad.

4.3.1 Unidad Punín

Las muestras obtenidas en las litofacies gruesas y heterolíticas en la Unidad Punín (facies MA-ICL) poseen una textura sub-madura con un sorteo de bueno a moderado, compuesta por clastos de varios tamaños y formas subredondeadas. El porcentaje mineralógico está constituido por 75% al 70% de cuarzo, 5% antracita y materia orgánica, 5% micas, 3% pirita, 2% plagioclasas en forma de líticos y un 10% a 5% de matriz fina arenosa. También, se registró trazas de clorita y molibdeno, clastos de cuarzo azul, pátinas de pirolusita y óxidos de hierro, materia orgánica en forma de bitúmen y un intenso vetilleo de cuarzo lechoso relleno de fracturas. En sección microscópica se observó una textura clástica con contactos puntuales y pocos contactos suturados (Figura 4.11D), presencia de plagioclasas alterándose a clorita, materia orgánica, moscovitas y circones (Figura 4.11A, 4.11B, 4.11C). El cuarzo se subdivide en un 60% de cuarzo monocristalino y 30% de cuarzo ondulante.

La presencia de antracita en la Unidad Punín indican un metamorfismo de muy bajo grado (Fettes et al., 2007), similar al metamorfismo de enterramiento y regional que describe Reyes y Egüez (2005) en el sector del Río Huarqualla. Los porcentajes mineralógicos observados en muestra de mano y lámina delgada clasifican a estas rocas como meta-areniscas. Sin embargo, para una fácil descripción litoestratigráfica se utilizó el nombre de meta-arenisca para las rocas con una textura sedimentaria reconocible. En contraste, las rocas con una intenso vetilleo y una textura no sedimentaria se las describió como cuarcitas.

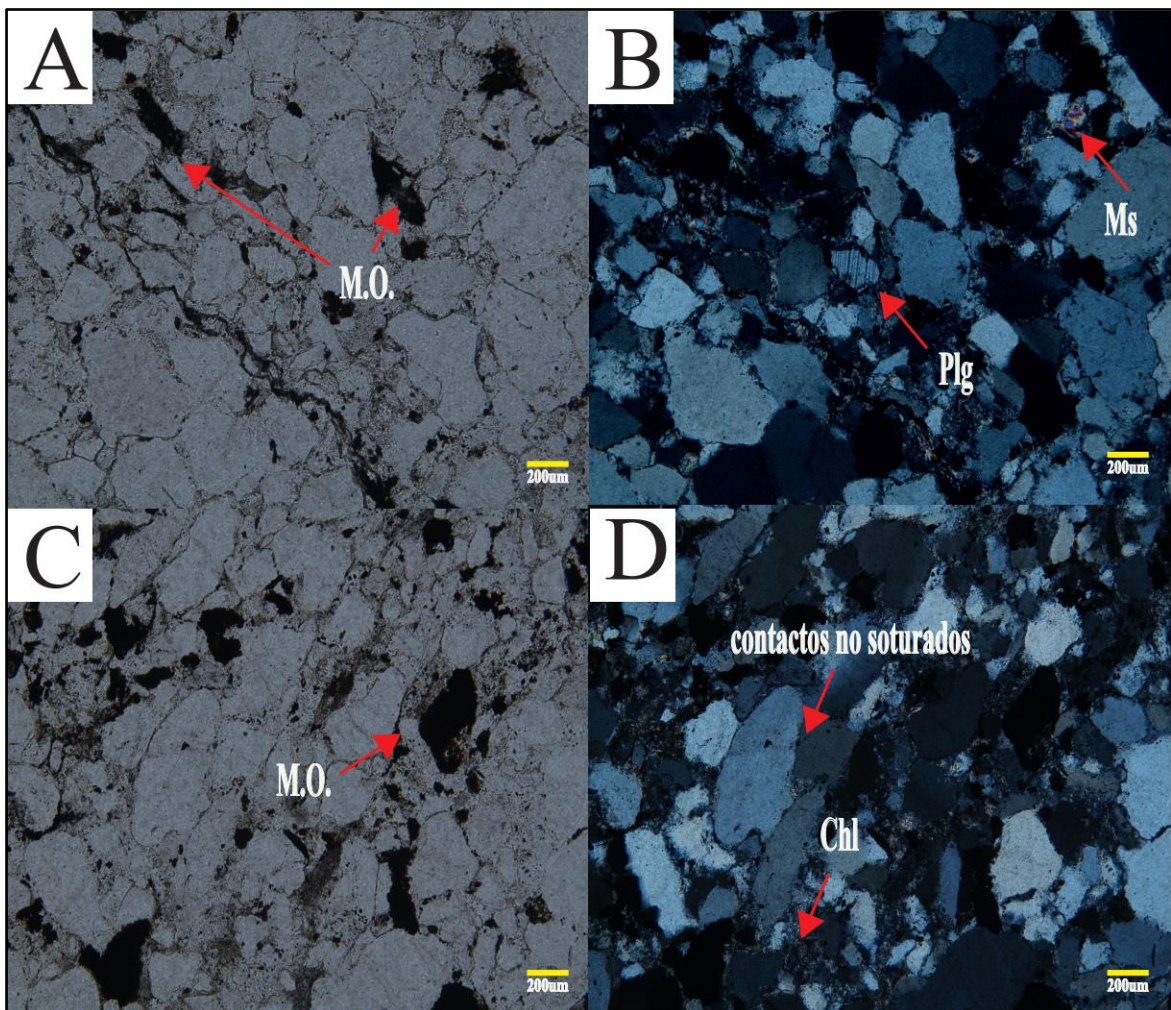


Figura 4.11 Muestra L4 lámina delgada (Unidad Punín) A) LPP (Luz polarizada plana) X10 con materia orgánica (M.O.), B) XLP X10 plagioclasa (Plg) y moscovita (Ms), C) LPC (Luz polarizada cruzada) X10 con materia orgánica, D) XLP X10 con clorita (Chl) y presencia de contactos no suturados

En sección microscópica, las litofacies (MCGN) de la Unidad Punín presenta una textura clástica con contactos suturados, longitudinales y puntuales, presencia de clorita (Figura 4.12B) y una matriz arcillosa del 5%. El cuarzo se subdivide en un 40% de cuarzo

monocristalino, 30% de cuarzo ondulante y un 30% cuarzo policristalino (Figura 4.12A). Todas estas características indican un metamorfismo de bajo grado.

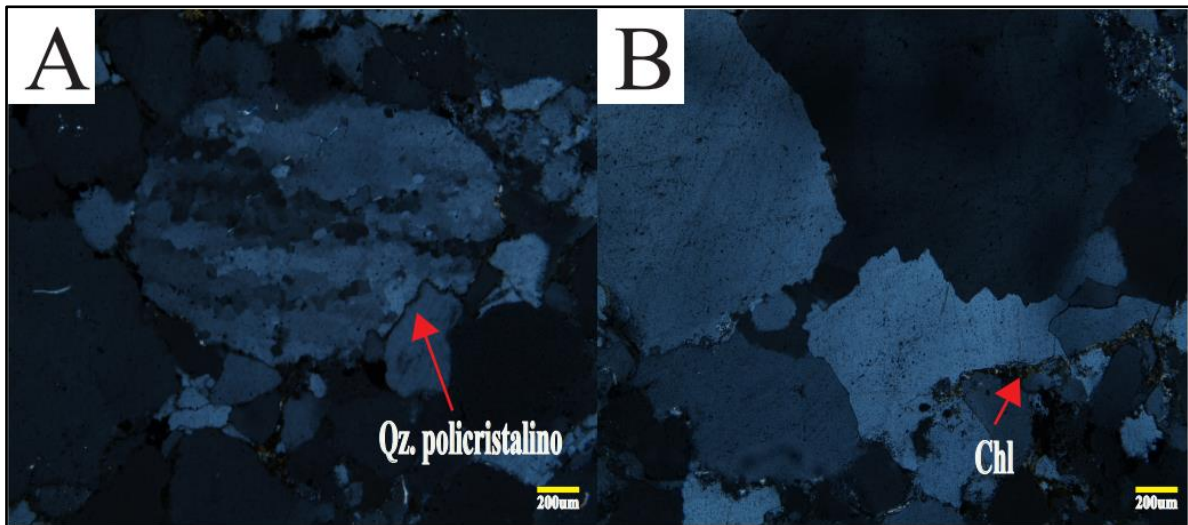


Figura 4.12 Muestra L1 lámina delgada (Unidad Punín) A) LPC X10 cuarzo (Qz) policristalino, B) LPC X10 clorita (Chl)

La sección microscópica en el sector del Río Huarquilla indica un cambio textural de clástica a granoblástica donde aumentan la presencia de blastos subhedrales y anhedrales con contactos totalmente suturados, El cuarzo se subdivide en 30% de cuarzo monocristalino, 60% de cuarzo ondulante y 10% de cuarzo policristalino. También, se registró la presencia de Pumpellyta (Figura 4.13A, 4.13B), materia orgánica (Figura 4.13C) y un aumento de la matriz fina.

Las características en el cambio de la forma de los granos, el predominio de contactos suturados (Figura 4,13B) y el aumento del cuarzo ondulante (Figura 4.13D) indicarían un metamorfismo de bajo grado (Young, 1976). Sin embargo, la presencia de Pumpellyta indicaría un metamorfismo de sub-esquisto verde (Fettes et al., 2007), lo cual apunta a un aumento del grado metamórfico de manera local en el Sector de Río Huarquilla generado posiblemente por un dinamo-metamorfismo producido por la fuerte deformación observada en la zona.

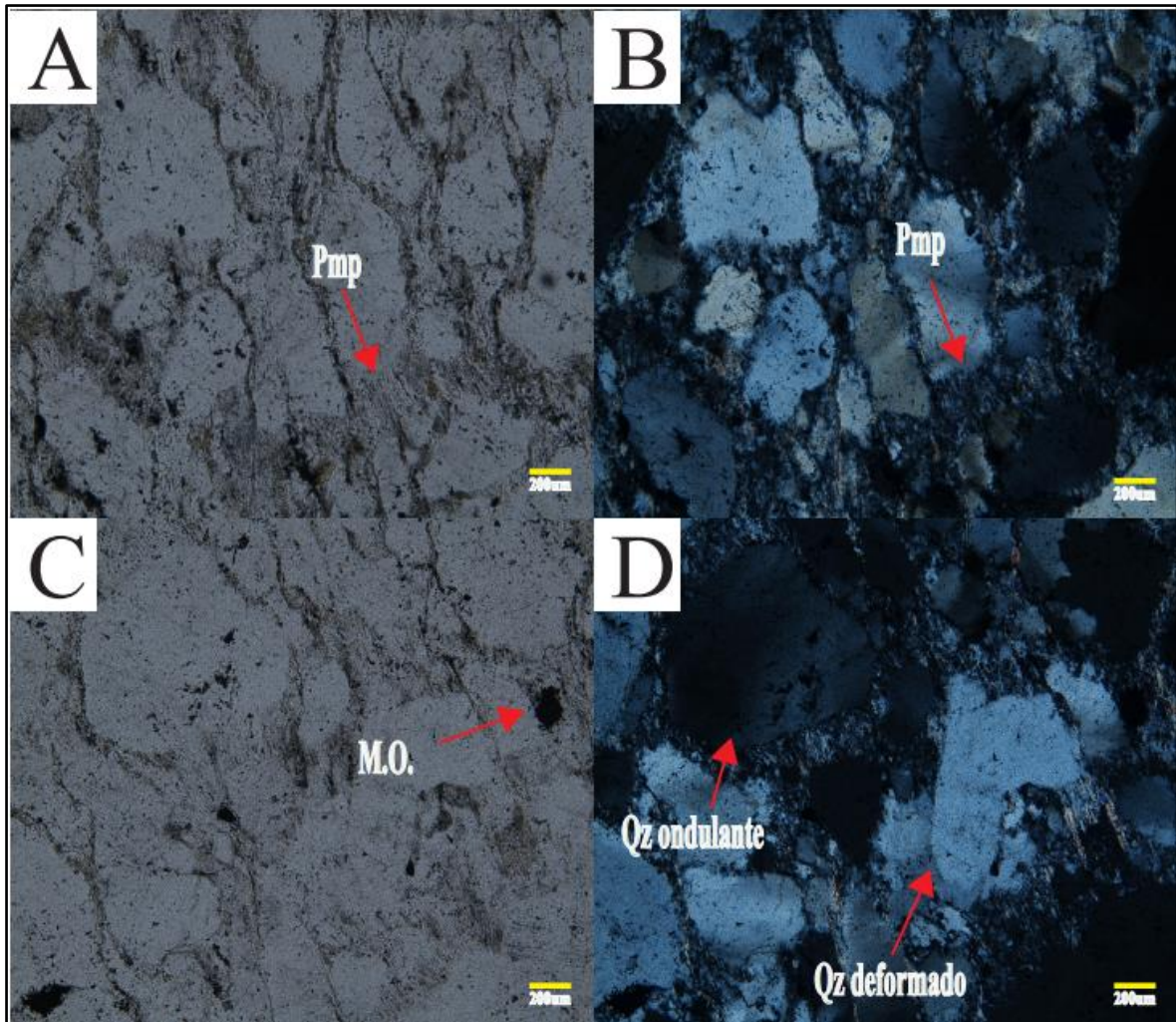


Figura 4.13 Muestra 2A lamina delgada (Unidad Punín deformada) A) LPP X10 Pumpellyta (Pmp), B) XLP X10 contactos suturados presencia de Pumpellyte (Pmp), C) LPC X10 materia orgánica (M.O.), D) XLP X10 textura deformada con cuarzos (Qz) deformados y extinción ondulante

En el sector de Cebadas y Guamote se distinguieron varios diques de composición arcillosa de tonalidades rojizas (Figura 4.14A, 4.14B), las cuales en sección microscópica presentan clastos deformados y subredondeados que se subdividen en 80% de cuarzo monocristalino, 10% de cuarzo ondulante y 10% de cuarzo policristalino. También, se distinguen varios fragmentos de materia orgánica (Figura 4.14C) y clastos arcillosos similares a los observados en la Unidad Cebadas. La mezcla de varias litológicas (Figura 4.14D) indicarían que estos diques son pos-deposicionales a la División Guamote y de origen sedimentario.

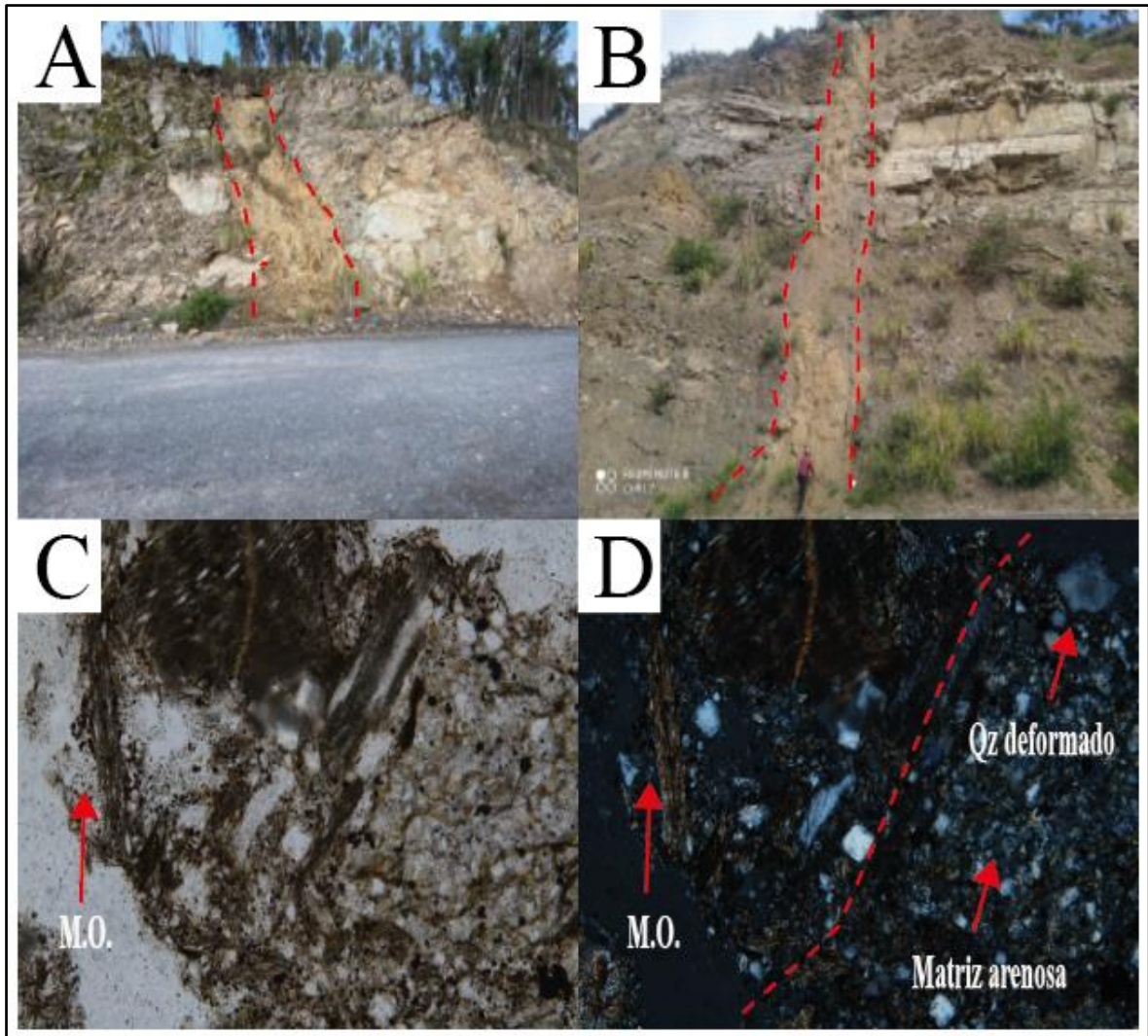


Figura 4.14 A) y B) diques sedimentarios ubicados en el sector de Guamote y Cebadas. D1 lamina delgada C) LPP X10 materia orgánica (M.O.), D) LPC X10 con las diferentes litologías (línea roja)

4.3.2 Unidad Cebadas y Guasuntos

Las muestras obtenidas en las Unidades Guasuntos y Cebadas poseen características petrográficas similares a las litofacies finas de la Unidad Punín. Sin embargo, en el sector de Guamote las litofacies finas se presentan como pizarras fisibles y en el sector de Río Huarquilla se las observa de manera plegada definiéndolas como filitas. En sección microscópica la Unidad Cebadas en el sector Río Huarquilla presenta una distribución de blastos de tamaño fino a muy fino con una textura lepidoblástica y presencia de materia orgánica (Figura 4.15A, 4.15B). Estas características indican un dinamo-metamorfismo local similar al descrito en la Unidad Punín.

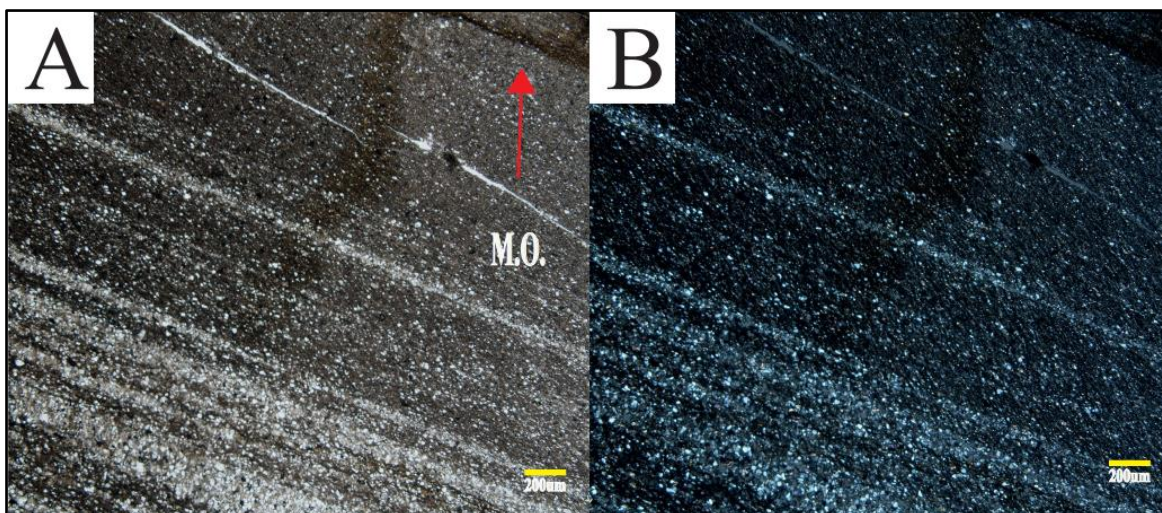


Figura 4.15 Muestra de CB6 lamina delgada (Unidad Cebadas) A) LPP X10 textura lepidoblástica con materia orgánica (M.O.), D) LPC X10 textura lepidoblástica

4.4 Estudio litogeoquímico de elementos mayores y traza

El estudio litogeoquímico permitió discriminar de mejor manera las características litológicas, petrográficas y condiciones paleo-ambientales de la División Guamote, en base a las variaciones de elementos mayores, trazas y relaciones paleo-ambientales. También, se utilizó diagramas de discriminación para definir el modelo geológico de la zona, la cual es descrita en la siguiente sección. Por último, se registró información de óxidos (%) de la Unidad Guamote y Unidad Maguazo realizados previamente por el Instituto de Investigación Geológico y Energético para realizar una comparativa con los datos obtenidas en este proyecto.

La composición geoquímica representada en los Anexos IV en las rocas sedimentarias es difícil de relacionarla con su mineralogía (Rollinson, 2013), lo que dificulta su clasificación especialmente en rocas meta-sedimentarias por lo cual se utilizó el diagrama de Winchester et al. (1980) para definir su protolito sedimentario, donde se observa que las rocas de la División Guamote pertenecen totalmente a un protolito sedimentario (Figura 4.16A). Una vez definido su protolito, existen varios diagramas que ayudan a clasificar las rocas sedimentarias. Para este proyecto se usó la clasificación de Herron (1988) en base a los parámetros $\log (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$ y $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T} / \text{K}_2\text{O})$ y la clasificación de Pettijohn et al. (1987) con los parámetros $\log (\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3)$ y $\log (\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O})$ donde se observa que la mayoría de rocas de la División Guamote se clasifican en sub-litoarenitas, litoarenitas y lutitas (Figura 4.16B, 4.16C), las cuales algunas se encuentran enriquecidas en hierro (Fe) posiblemente por la presencia de patinas de óxidos de hierro y pirita observadas a lo largo

de la secuencia. En contraste, otro grupo pequeño de rocas se clasifican en wackes, estas litologías son similares a las muestras de la Unidad Maguazo que reflejan una composición de wackes y lutitas (Figura 4.16B). Hay que tener en consideración que el este diagrama de Pettijohn et al. (1987) se lo clasifica con precaución, debido a que K (potasio) se pueden movilizar fácilmente durante la diagénesis y metamorfismo (Rollinson, 2013).

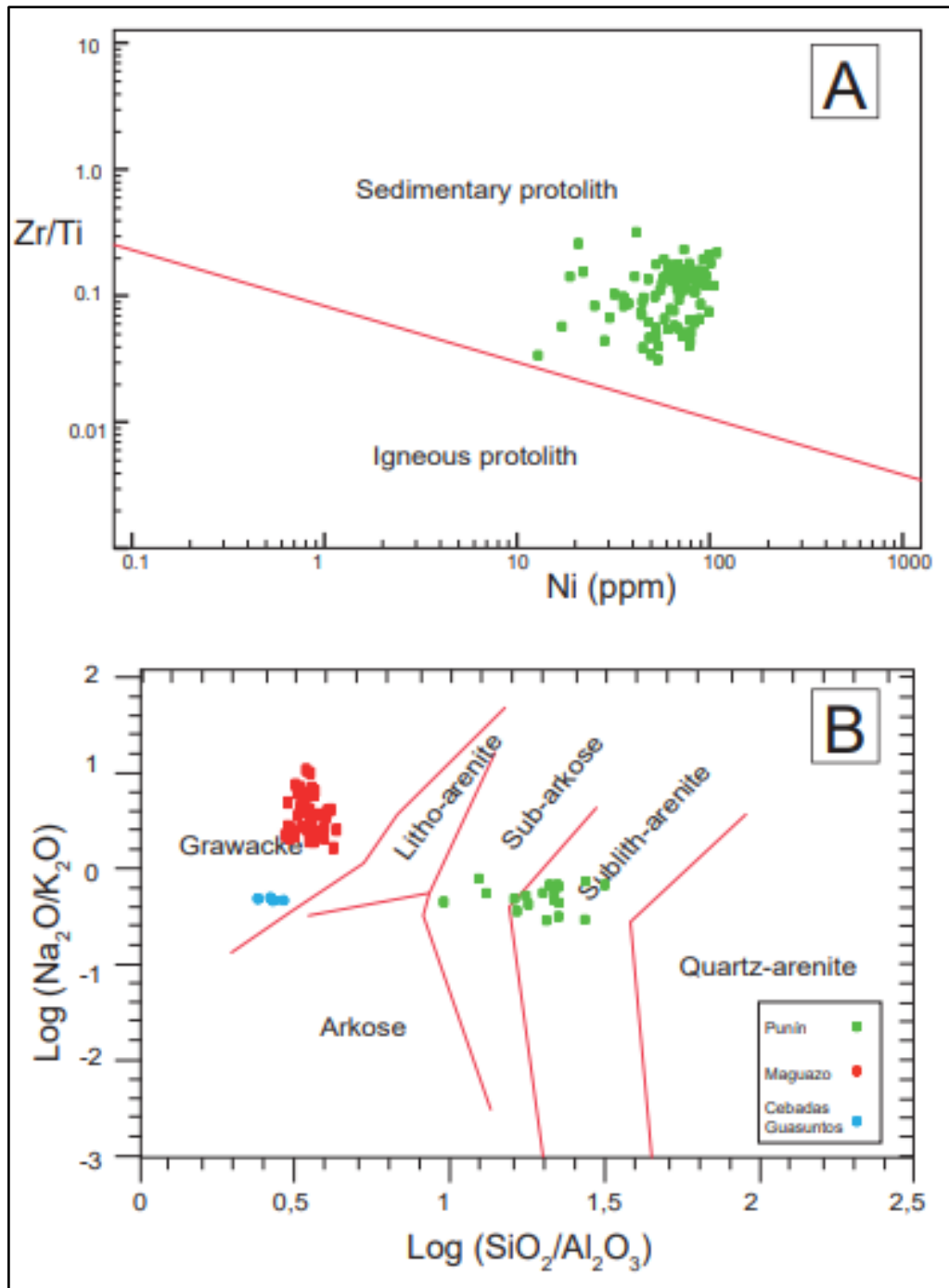


Figura 4.16 A) Diagrama de discriminación del protolito en rocas meta-sedimentarias Winchester et al. (1980), B) clasificación de Pettijohn et al. (1987), C) Clasificadas en el diagrama de clasificación de rocas sedimentarias de Herron (1988)

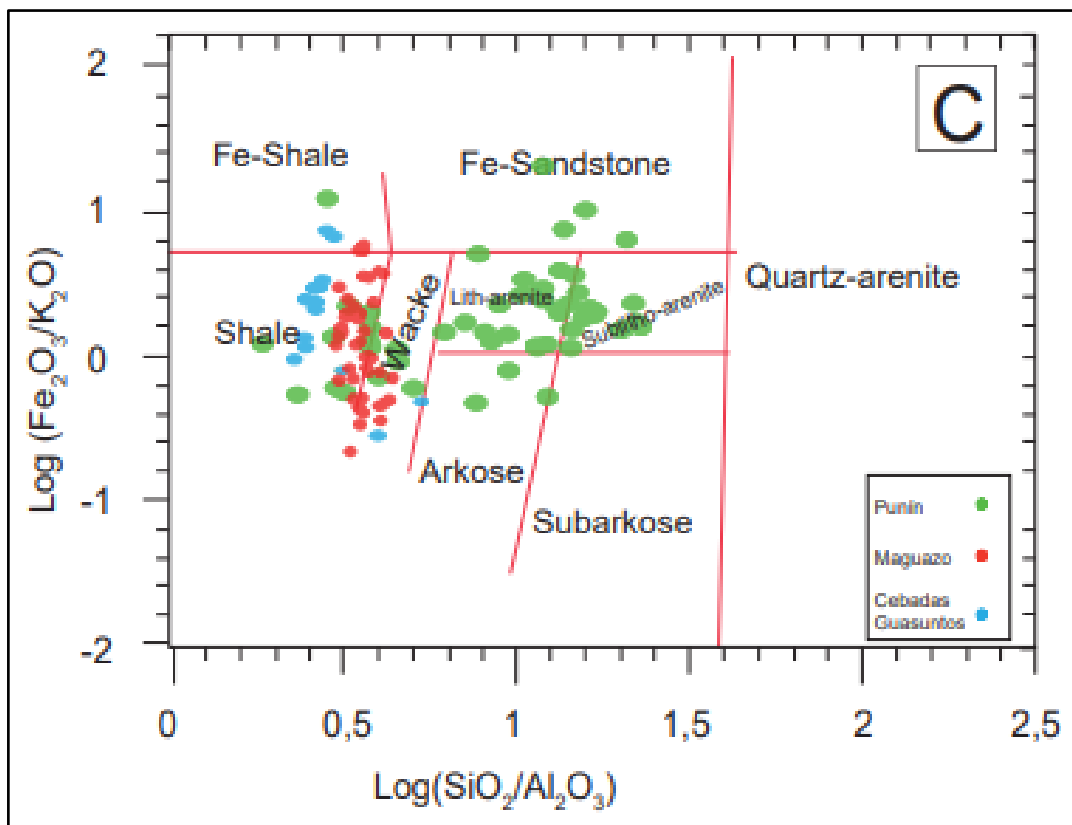


Figura 4.16 Continuación

Las diferencias presentes en los meta-sedimentos de la División Guamote se encuentran en las variaciones del aluminio (Al), hierro (Fe), potasio (K), magnesio (Mg), manganeso (Mn), cobre (Cu), níquel (Ni), calcio (Ca), molibdeno (Mo) (Anexo V) y las relaciones $V/(V+Ni)$, Sr/Ba , Th/U , Mg/Ca (Figura 4.17, 4.18), las cuales se las caracterizó e interpretó en forma separada y de manera secuencial a la estratigrafía.

4.4.1 Unidad Guasuntos

La caracterización geoquímica de la Unidad Guasuntos se reflejan en los valores altos de Al%, Fe%, Mg% y en los valores bajos de K%, Ca% en comparación con los de la Unidad Punín. En las relaciones paleo-ambientales se caracteriza por valores altos de $V/(V+Ni)$, Mg/Ca , Th/U y valores bajos Sr/Ba comparándolas con la Unidad Punín. Los porcentajes de Al_2O_3 (19.5% - 24.8%), MgO (1.2% - 1.4%), y Fe_2O_3 (7.6% - 16.5%) se relacionan a la composición mineralogía común de una pizarra con arcillas ricas en Aluminio (Al) (illita) y micas ricas en Magnesio (Mg), Aluminio (Al) y Hierro (Fe) (clorita, moscovita). También, el Hierro (Fe) se lo puede relacionar con la presencia de óxidos que dan las tonalidades rojizas en las rocas de la zona.

Los valores de Sr/Ba (media = 0.30) indican un origen marino o continental con aguas salobres (Cunlei et al., 2020; Liang et al., 2017), y los valores de V/(V+Ni) (media = 0.74) y U/Th (media = 2.61) apuntan a un ambiente anóxico (Jones y Manning, 1994; Zuo et al., 2020), estas relaciones sugieren que la Unidad Guasuntos sería parte de un ambiente estuarino en una zona de mezcla de agua dulce y agua salada teniendo en cuenta que la salinidad aumenta desde el río hacia el mar (Desjardins et al., 2012).

Los altos valores de hierro (Fe) y aluminio (Al) también se los puede relacionar a un paleo-ambiente húmedo (Zuo et al., 2020). Aunque, los valores relativamente altos de Mg/Ca (6.5 - 4.4), Mn (muestra P02 = 1159.4 ppm), Sr (media = 107.0) y Cu (media = 46.6) son muy representativos en climas áridos (Cunlei et al., 2020).

4.4.2 Unidad Punín

La Unidad Punín posee varios tipos de meta-sedimentos que generan una distorsión en la caracterización geoquímica. Sin embargo, si se observan variaciones significativas en el aumento de Ni ppm y Mo ppm en forma de anomalías, en la tendencia creciente del K% al tope de la unidad, y una tendencia negativa en el Fe%, Mg%, Cu% y Sr ppm (Anexo V). Las cantidades de Al% no cambian en comparación a la Unidad Guasuntos y en las relaciones paleo-ambientales el Th/U, V/(V+Ni), Mg/Ca y Sr/Ba tienden presentar un decrecimiento a comparación a la Unidad Guasuntos (Figura 4.17). Las meta-areniscas y cuarcitas de la Unidad Punín presenta porcentajes altos de SiO₂ (70% - 93%) debido al predominio del cuarzo, y los porcentajes de Al₂O₃ (4.0%- 22.1%), K₂O (0.4% - 4.7%), y Fe₂O₃ (0.3% - 11.8%) indican la presencia plagioclasas, feldespatos alcalinos, moscovitas y cloritas que son ricas en aluminio (Al) y potasio (K). De igual manera, el hierro (Fe) indican la presencia de óxidos y pirita que se encuentra de manera recurrente en la zona. En contraste, Las filitas y pizarras presentan porcentajes de Al₂O₃ (6.2% - 28.7%), MgO (0.2% - 0.6%), y Fe₂O₃ (0.6% - 8.4%) son similares a la Unidad Guasuntos. Por último, el dique meta-sedimentario en la Unidad Punín indica valores altos de Al₂O₃ (31.3%) y Fe₂O₃ (12.6%) cual puede estar correlacionado a la presencia de plagioclasa y óxidos de Hierro (Figura 4.11).

Los valores de Sr/Ba (media = 0.20) indican una reducción en la salinidad, esto puede deberse a que Sr tiende a enriquecerse más en paleo-ambientes de aguas con mayor salinidad. (Culei, 2020; Liang, 2017). También, los valores de V/(V+Ni) (media = 0.8) y el U/Th (media = 0.39) son valores < 1 que apuntarían a un ambiente anóxico similar al de la Unidad Guasuntos (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020), Estas relaciones sugieren que la Unidad Punín es parte del ambiente estuarino en una zona

transicional con menor aporte de agua salada en comparación con la Unidad Guasuntos. La relación Mg/Ca en las pizarras y filitas de la Unidad Punín indican valores muy bajo en comparación a la Unidad Guasuntos (media = 3.1). De igual manera, el Mn (media = 83.9 ppm), Sr (media = 73.7 ppm) y Cu (media = 26.2) se reducen de manera significativa, estas características indican un ambiente mucho más húmedo que la Unidad Guasuntos (Cunlei et al., 2020).

4.4.3 Unidad Cebadas

La Unidad Cebadas se caracteriza por valores altos de Al%, K% en la zona de Cebadas, valores altos de Mg% y Ca% en la zona de Río Huargualla y valores bajos de Fe%, Ni ppm y Mo ppm (Anexo V). En las relaciones paleo-ambientales presentan valores altos de V/(V+Ni), Mg/Ca, Th/U, Sr/Ba (Figura 4.18). Los porcentajes altos de MgO (1.8% - 3.4%) y K₂O (1.4% – 5.4%) y los porcentajes bajos Fe₂O₃ (0.9% - 9.5%) indican una clara diferencia con la Unidad Guasuntos en la composición mineralógica, con la presencia de minerales metamórficos como la pumpellyita que son ricos en Mg y la disminución de óxidos de Fe (Figura 4.13). El aumento significativo de magnesio (Mg), aluminio (Al) y potasio (K) en las filitas del sector Río Huargualla también se puede correlacionar con el cambio de tipo de roca sedimentaria que se observa en el diagrama de Pettijohn et al. (1987) (Figura 4.16B).

Los índices de Sr/Ba (media = 0.28), V/(V+Ni) (media = 0.77) y U/Th (media = 0.32) son muy similares a los obtenidos a la unidad Guasuntos lo que indica que el final de la secuencia se depositó en condiciones anóxicas que se podrían correlacionar a un aumento de nivel del mar. En la relación Mg/Ca (5.6 – 23.9) indican un ambiente mucho más seco en comparación con la Unidad Punín y Unidad Guasuntos (Figura 4.17, Figura 4.18).

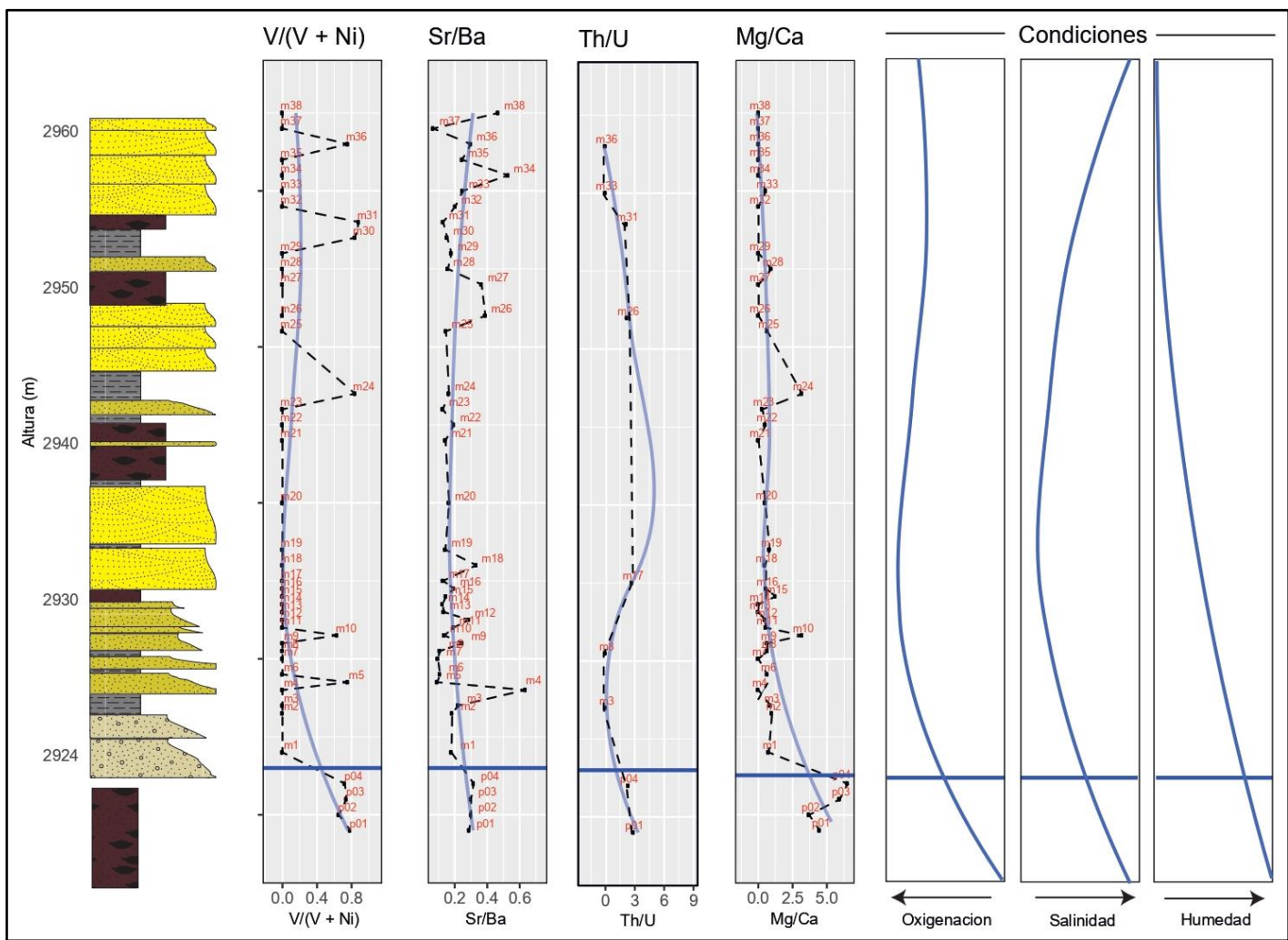


Figura 4.17 Relaciones de elementos mayores y traza entre Unidad Guasuntos y Unidad Punín (línea azul), y tendencia en la oxigenación, salinidad y humedad (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020; Cunlei et al., 2020)

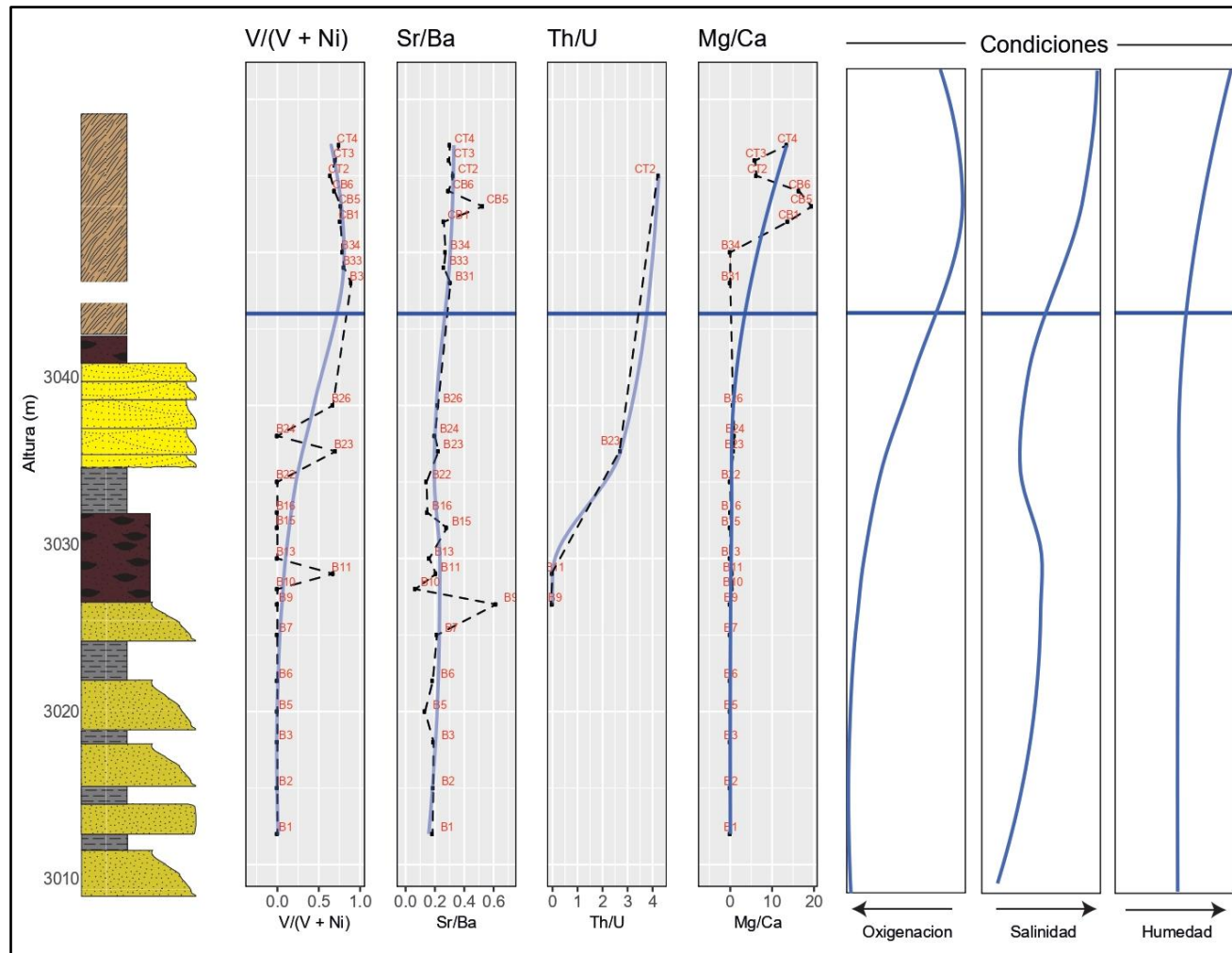


Figura 4.18 Relaciones de elementos mayores y traza entre la Unidad Punín y Unidad Cebadas (línea azul), y tendencia en la oxigenación, salinidad y humedad (Jones y Manning, 1994; Murray y Adams, 1958; Zuo et al., 2020; Cunlei et al., 2020)

4.5 Ambiente tectónico, proveniencia y geocronología de la División Guamote

Para determinar el ambiente tectónico y proveniencia de la División Guamote se utilizó varios diagramas de discriminación con la geoquímica en elementos mayores y tierras raras, edades U-Pb en circones detríticos obtenidos en este proyecto, elementos mayores y tierras raras realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético (Anexo IV) y observaciones en campo (Figura 4.19). También, se realizó una comparación con los datos de la Unidad Maguazo realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético (Anexo IV).

En campo se observó meta-volcánicos de la Unidad Maguazo intercalándose con las filitas de la Unidad Cebadas (Figura 4.20B) y la presencia de clastos de cuarcitas y meta-areniscas dentro de la Unidad Maguazo (Figura 4.20A). Estas características apuntan a una transición y un retrabajamiento con el Arco Alao. De igual manera, esta transición también es observada en la carretera Baños – Puyo por Pratt et al. (2005).

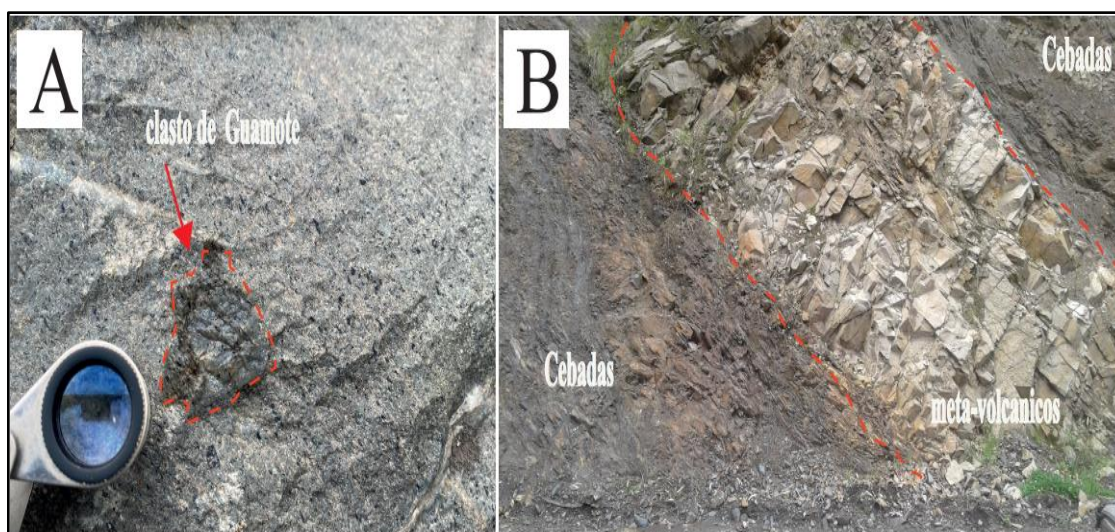


Figura 4.19 Evidencias de la transición estratigráfica con la Unidad Maguazo

Para definir la procedencia sedimentaria en la División Guamote se utilizó varios diagramas de discriminación (Figura 4.19) en base a elementos mayores y trazas (Bhatia, 1983; Garcia et al., 1994; Roser y Korsch, 1986; Roser y Korsch, 1988) donde se observa que las rocas meta-sedimentarias de la División Guamote se componen de sedimentos no marinos pertenecientes a un margen pasivo, estas características también se observaron en los valores relativamente altos de SiO_2 en los resultados litogeoquímicos y la textura sub-madura descrita en las láminas delgadas. También, se observa un pequeño grupo de meta-

sedimentos que caen en un ambiente tectónico de arco continental (Figura 4.19B, 4.19C). Este ambiente se correlaciona con la presencia de plagioclasas observada en laminas delgadas y la tendencia positiva del potasio (K) al final de la secuencia. Estas características presentes en el ambiente tectónico de la División Guamote se relacionan de manera directa con los diagramas de proveniencia, donde se observan que los meta-sedimentos poseen un aporte de rocas sedimentarias recicladas, rocas ígneas máficas y rocas ígneas intermedias (figura 4.19D).

En el diagrama de proveniencia $Zr-Al_2O_3-TiO_2$ con campos de granitos per-aluminicos (SPG) y de rocas calco-alcálicas (CAS) los meta-sedimentos caen en una afinidad calco-alcálica especialmente en las filitas de la Unidad Cebadas (Figura 4.19E), esto indicaría que la presencia de cuarzo azul en los meta-conglomerados y meta-areniscas de la Unidad Punín poseen un aporte distinto al descrito por Litherland et al. (1994) que los define como parte de la Unidad Tres Lagunas. En contraste, otra proveniencia potencial del cuarzo azul podría ser intracrónica como lo describe Pratt et al. (2005). Esto se relacionaría con la distribución de las litoareniscas y cuarcitas hacia un enriquecimiento en circonio (Zr) que indican una evolución en la madurez textural (García et al., 1994) características que se presentan en sedimentos antiguos con un largo historial de transporte. Sin embargo, la presencia de un arco volcánico entre el cratón sudamericano impediría el transporte poniendo en duda esta proveniencia.

Al comparar la División Guamote con la Unidad Maguazo se observa una diferencia entre sedimentos no marino a marinos que indican las diferentes facies de una cuenca extensional (Figura 4.19A), de margen pasivo a un arco de islas (Figura 4.19B, 4.19C) y una evolución en la proveniencia de sedimentos (Figura 4.19D), estas características indicarían un posible retrabajamiento con la División Alao en el tope de la Unidad Cebadas.

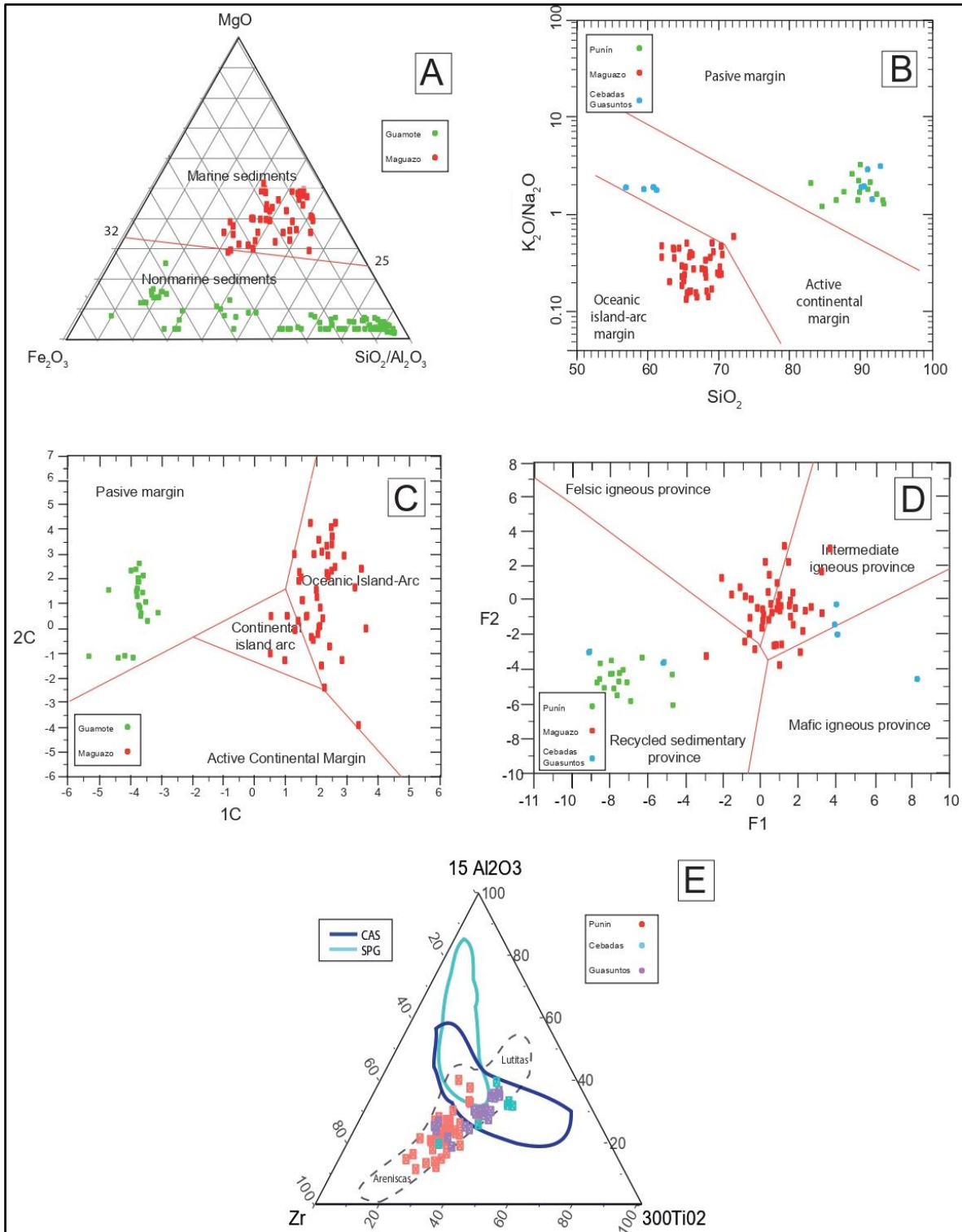


Figura 4.20 A) Diagrama ternario de discriminación de rocas sedimentarias marinas y continentales, B) Diagrama de discriminación del ambiente tectónico Roser y Korsch (1986), C) Diagrama de discriminación tectónica Bhatia (1983), D) Diagrama de proveniencia Roser y Korsch (1988), E) Diagrama ternario de proveniencia Garcia et al. (1994) granitos per-aluminicos (SPG) y de rocas calco-alcálinas (CAS)

Otra forma de definir la proveniencia de la División Guamote es el diagrama REE (tierras raras) normalizado a la condrita donde se observa que las filitas de la Unidad Cebadas en el Sector Río Huarqualla poseen valores altos en LREE y anomalías de europio (Eu) similar al (PAAS) y (UCC) que indican un aporte de la corteza superior compuesta por terrenos ígneos-metamórficos o rocas sedimentarias recicladas (McLennan, 1989) (Figura 4.21). Sin embargo, la presencia de valores muy bajos en HREE < 10 indicarían un proveniencia sedimentaria de una corteza superior muy joven de un arco volcánico donde se expone las raíces plutónicas (McLennan, 1989). Este volcanismo joven puede estar relacionado al Arco Alao, que se depositó en los 164 Ma (edad U-Pb en circones detríticos Spikings et al., 2015) y que se encuentran al final de la secuencia de la División Guamote.

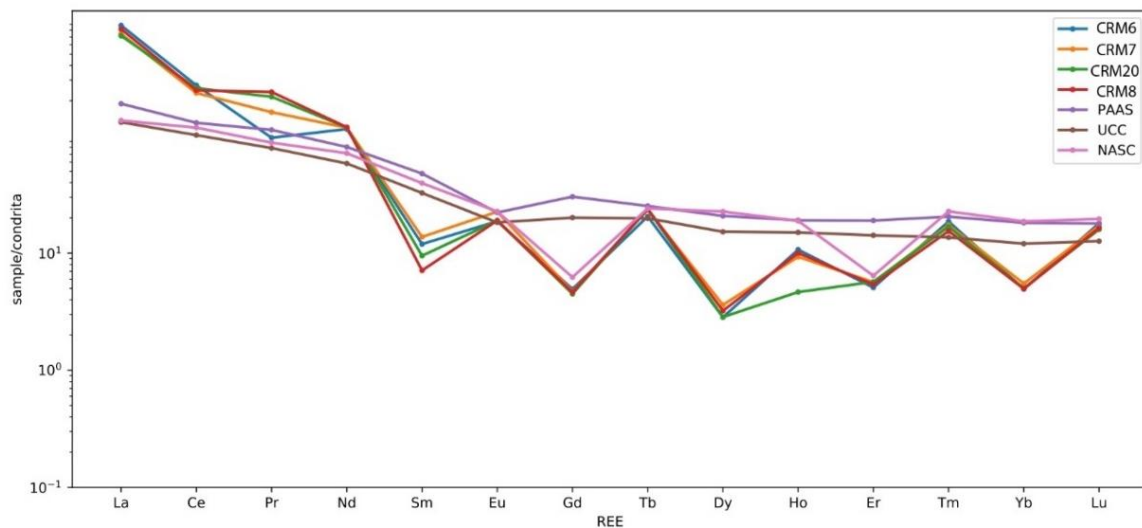


Figura 4.21 Diagrama REE normalizado a la condrita de las lutitas de la División Guamote, comparada con (PAAS), (UCC) y (NASC)

Por último, las edades geocronológicas obtenidas en los circones extraídos de la muestra CR-M6 perteneciente a la Unidad Cebadas en la zona del Río Huarqualla presenta un espectro amplio y multimodal (Figura 4.22). Similar a un espectro de un ambiente extensional (Cawood et al., 2012). Edades detríticas U-Pb en zircones incluyen picos de 1.8 Ga, 1.5 Ga, 1.0 Ga y 0.5 Ga y una edad de depositación máxima (MDA) de 152 ± 1.2 Ma, cual se ubica en el Jurásico superior (Kimmeridgiense). Estos espectros presentan una similitud con las edades descritas en anteriores autores (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015) (Figura 4.22). Los diferentes picos de edades indican una proveniencia de varias orogénias del Fanerozoico. El pico de 0.5 Ga se relacionan temporalmente con el inicio del magmatismo del arco Famatiniano (Chew et al., 2007). El pico 1.0 Ga indican la erosión y la depositación de la orogénia Grenville o también conocida como orogénia Sunsas con edades de 0.9 Ga a 1.3 Ga (Chew et al., 2011; Spikings et al., 2015). Los picos de 1.8 - 1.5

Ga se puede relacionar a la erosión de las provincias Rio Negro-Juruena relacionadas al ciclo Rodinia (1.2–1.3 Ga) que afectó al margen noroccidental del cratón (Cordani et al., 2000). Estos picos característicos también se pueden observar de manera variable en los meta-sedimentos del Complejo Quebradagrande y en el Complejo meta-sedimentario Abejorral, donde se observan picos 2.5 Ga, 0.5 Ga, y 1 Ga, y una edad de depositación máxima entre 150 – 104 Ma (Avellaneda et al., 2019; Spikings et al., 2015; Zapata et al., 2019), esta similitud puede indicar un posible análogo deposicional de la División Guamote en la región.

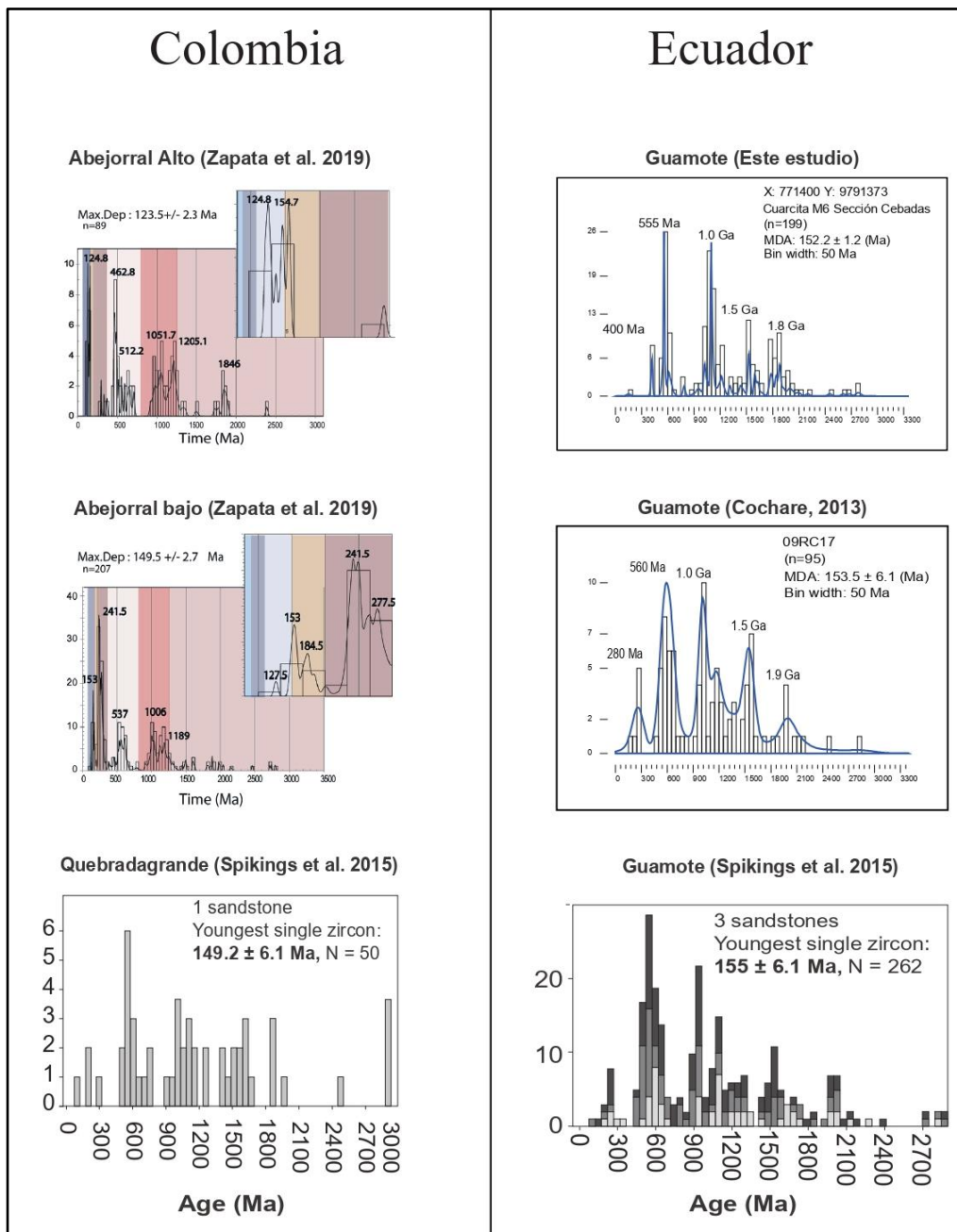


Figura 4.22 Histograma de edades U-Pb de zirrones detríticos de la División Guamote

realizado en este estudio comparado con los, extraído de Cochrane (2013), Spikings et al. (2015) y Análogos en Colombia, Complejo meta-sedimentario Abejorral y Quebradagrande extraídos de Spikings et al. (2015), Zapata et al. (2019)

4.6 Modelo Geológico Interpretativo

El modelo geológico propuesto en esta sección se lo realizó con la interpretación geológica levantada en campo, columnas litoestratigráficas, columnas litogeoquímicas, diagramas de discriminación y resultados geocronológicos, con los cuales se pudo determinar y definir un ambiente sedimentario que integran las diferentes unidades de la División Guamote

La División Guamote se componen por la Unidad Guasuntos, Unidad Punín y Unidad Cebadas, las cuales se caracterizan de manera litológica y geoquímica como unidades pertenecientes en un ambiente estuarino en etapas de transgresión compuesta por barras, canales y planicies mareales (Figura 4.23A). En la zona de estudio se describió a la Unidad Punín como una secuencia transgresiva que posee facies intermareales y submareales con una influencia fluvial en su base (Figura 4.23B). Esta unidad se depositaría en el Jurásico Superior edad MDA de 155-152 Ma (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015; este estudio). En contraste, la Unidad Cebadas se describe como el tope del ciclo transgresivo el cual se lo ubica en la zona alejada de la línea costa, en esta unidad se observó varias diferencias geoquímicas y litológicas como los índices de salinidad y anoxia, la presencia de fósiles y una base erosiva con composición calcárea que apuntan a un ambiente de plataforma submarina depositada en las etapas finales de la transgresión, a los 132 Ma en el Cretácico Inferior (Figura 4.23B), edad definida por los fósiles descritos en anteriores trabajos (Litherland et al., 1994). La transgresión ocurrida desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior se relacionada con el desarrollo avanzado de la cuenca de tras-arco producido por un ambiente extensional generado posiblemente por procesos de slab rollback en el Jurásico (Spikings et al., 2015).

El aumento de los valores de potasio (K) y Aluminio (Al) al final de la secuencia de la División Guamote y la transición a un campo volcánico observado en campo y así como en los diferentes diagramas de proveniencia (García et al., 1994; B. Roser y Korsch, 1986) y REE, indican que la Unidad Cebadas puede estar correlacionado con el Arco Alao, el cual se encontraba sobre una zona de subducción con buzamiento hacia el este a lo largo de un margen continental adelgazada (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015). De igual manera, la Unidad Cebadas al oeste de la zona de estudio posee varias características que ayudan a definir este aporte volcánico como un contacto estratigráfico transicional con la Unidad Maguazo, estas evidencias son observadas claramente en la presencia de

clastos ricos en cuarzo de la División Guamote dentro de las turbiditas de la Unidad Maguazo. También, los picos de edades indican un aporte intracratónico que hace referencia a que la División Guamote formó parte del margen sudamericano, el cual posteriormente se separó formando una cuenca de tras-arco y volviéndose a unirse generando una deformación regional entre Arco Alao y la División Guamote a los 115 a 100 Ma (Cochrane, 2013; Pratt et al., 2005; Spikings et al., 2015), edad de la exhumación de la Ofiolita Peltetec (Spikings et al., 2015).

Una nueva interrogante presente en este modelo es definir modelos análogos que se pueden observar en la región. Esta duda es tratada por varios autores (Aspden y Litherland 1992; Litherland et al. 1994; Spikings et al. 2015). En este proyecto se propone al complejo meta-sedimentario Abejorral ubicada en la Cordillera Central en Colombia como un posible análogo a la División Guamote. Las evidencias que soportan esta idea se encuentran en las edades de procedencia MDA 149.5 ± 2.7 (Zapata et al. 2018), las edades de fósiles ammonite *Oxytropidoceras sp* del Cretácico Inferior (Gómez et al., 1995), y las características litológicas donde se observa cuarzoarenitas y litoarenitas con un aporte volcánico transicional del Complejo Quebradagrande que es un referente análogo a Arco Alao (Gómez et al., 1995; Zapata et al. 2018; Spikings et al. 2015).

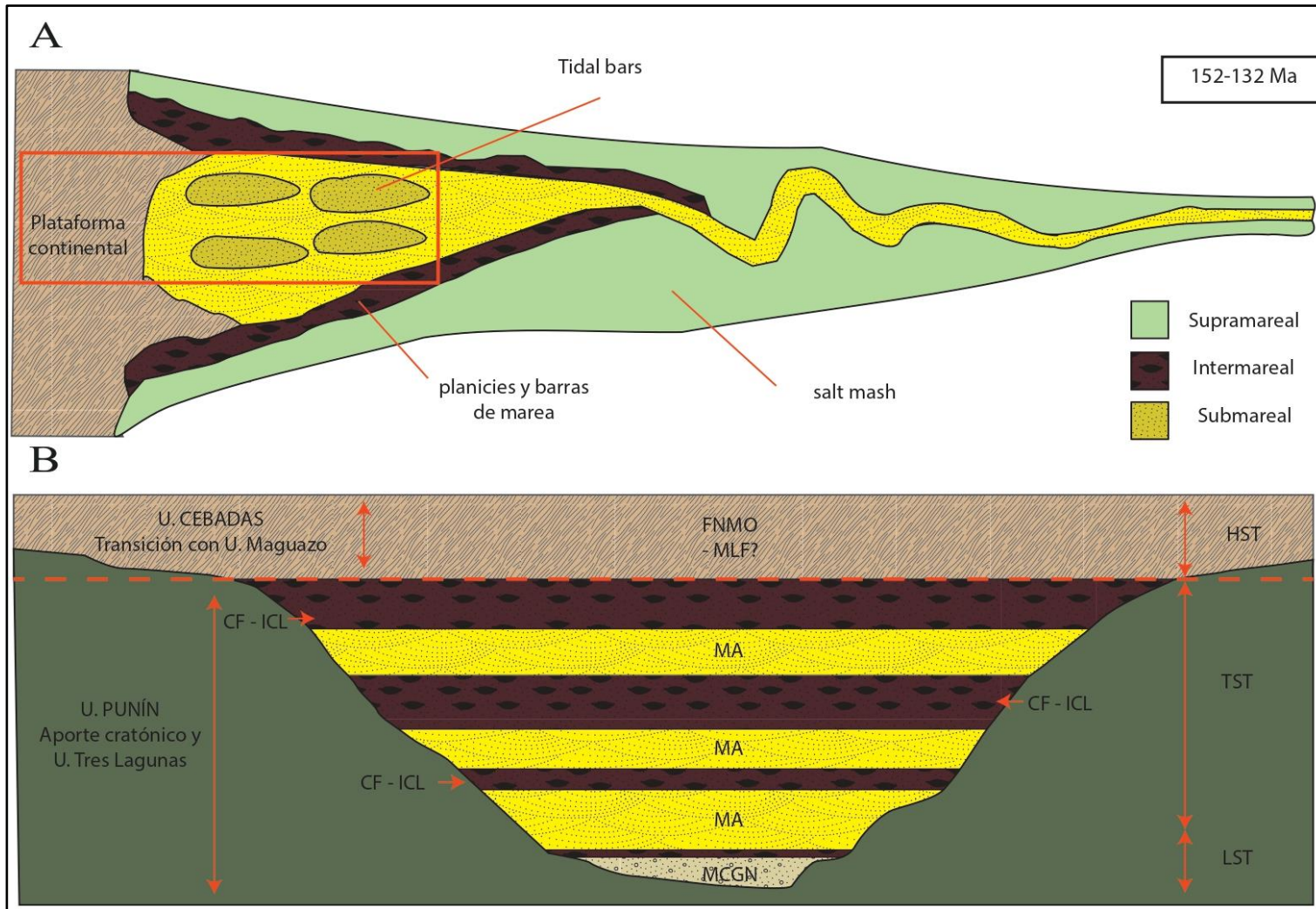


Figura 4.23 Modelo geológico y sedimentológico de la División Guamote en la zona de estudio, A) modelo observado en planta, B) corte transversal del recuadro rojo donde se ubican las diferentes unidades y facies (MA, MCGN, CF-ICL, FNMO-MLF), LST (Lowstand System Tract), TST (transgressive systems tract), HST (highstand systems tract)

CAPITULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Conclusiones

- La División Guamote se compone de meta-areniscas, filitas y pizarras enriquecidas en Fe, que poseen un metamorfismo de muy bajo grado producido por efectos de enterramiento (metamorfismo burial) y un dinamometamorfismo que se observa en los afloramientos deformados al oeste en la zona del Río Huarquilla.
- La Unidad Punín se depositó en un ambiente estuario dominado por mareas con facies que poseen una arquitectura canalizada y una influencia fluvial en su base. También, se observan facies submareales e intermareales que poseen una arquitectura lateralmente continua, discontinua y heterolítica. En contraste, La Unidad Cebadas se depositó en un ambiente de plataforma continental en las etapas finales de la transgresión del Jurásico.
- Los índices geoquímicos paleo-ambientales de la División Guamote de forma general indican un ambiente anóxico semihúmedo donde se conserva la materia orgánica, También se determinó un paleo-ambiente dominado por aguas salobres que disminuyen en la Unidad Punín y aumenta al final de la secuencia.
- Los diagramas de discriminación de elementos mayores y trazas indican que la División Guamote se depositó en un ambiente extensional muy desarrollado que formó un margen pasivo. De igual manera, las edades en circones detríticos y fósiles de ammonites indican que esta depositación sucedió en el Jurásico Superior (Kimmeridgiense) y terminó en el Cretácico inferior (Valanginiense)
- La proveniencia de la División Guamote indica un aporte sedimentario reciclado procedente del Cratón Sudamérica o de la Unidad Tres Lagunas y un aporte volcánico correlacionado con un volcanismo contemporáneo con la depositación de la Unidad Cebadas. De igual manera, la Unidad Cebadas en el sector Río Huarquilla se observa un contacto transicional constituido por rocas verdes meta-volcánicas definidas como la División Maguazo, que poseen una afinidad geoquímica a arco volcánico, estas características en campo soportan la idea de un modelo para-autóctono.

- En Colombia el Complejo meta-sedimentario Abejorral se encuentran definido por un ambiente transgresivo con un aporte volcánico transicional del Complejo Quebradagrande y sedimentario intracratónico. También, se lo correlaciona con un modelo para-autóctono ocurrido en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, estas características apuntan a un análogo de la División Guamote en la región.

5.2 Recomendaciones

- El metamorfismo en la Cordillera Real varía de N-S de manera local y regional, el determinar isólinas de metamorfismo ayudaría a comprender de mejor manera los eventos de deformación tectónica que afectaron a los terrenos litoestratigráficos.
- Definir una relación entre las diferentes ventanas meta-sedimentarias en Ecuador y Análogos en la Región ayudaría a determinar un contexto geológico Regional mucho más definido y comprender la evolución de las cuencas de antearco del Jurásico y Cretácico que se observan a lo largo del margen occidental de la Cordillera Real en Ecuador y Cordillera Central en Colombia.
- La litogeoquímica es un método muy completo para caracterizar y describir diferentes litofacies y unidades en secuencias sedimentarias, se recomienda utilizar esta metodología en futuros trabajos o proyectos vinculados a la estratigrafía y sedimentología.

BIBLIOGRAFIA

- Arche, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editorial CSIC - CSIC Press, 1287p
- Aspden, J. A., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., Harrison, S. M. (1992). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 123-132. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90002-G](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90002-G)
- Aspden, J. A., Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)
- Avellaneda, D., Cardona, A., Valencia, V., Barbosa, J., Jaramillo, J., Monsalve, G., Ramirez-Hoyos, L. (2019). Erosion and regional exhumation of an Early Cretaceous subduction/accretion complex in the Northern Andes. *International Geology Review*, 62, 1-24. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1596042>
- Bhatia, M. (1983). Plate Tectonics and Geochemical Composition of Sandstones. *The Journal of Geology*, 91, 611-627. <https://doi.org/10.1086/628815>
- Blair, T. C., Mcpherson, J. (1999). Grain-Size and Textural Classification of Coarse Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 6-19. <https://doi.org/10.2110/JSR.69.6>
- Bristow, C. R., Longo, R., Guevara, S. (1975). *Mapa geológico de la Hoja Cañar (1: 100,000)*.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., Dhuime, B. (2012). Detrital zircon record and tectonic setting. *Geology*, 40(10), 875-878. <https://doi.org/10.1130/G32945.1>
- Chew, D. M., Cardona, A., Mišković, A. (2011). Tectonic evolution of western Amazonia from the assembly of Rodinia to its break-up. *International Geology Review*, 53(11-12), 1280-1296. <https://doi.org/10.1080/00206814.2010.527630>

- Chew, D., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M., Gutjahr, M., Spikings, R., Miškovic, A. (2007). *U-Pb Geochronologic Evidence for the Evolution of the Gondwanan Margin of the North-Central Andes*. 2007, U52A-02.
- Cochrane, R. (2013). *U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents* [University of Geneva]. <https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/unige:30029>
- Collot, J., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A., Pazmiño, A. (2009). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: Implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie. *Undefined*. <https://www.semanticscholar.org/paper/Visi%C3%B3n-general-de-la-morfolog%C3%ADa-submarina-del-de-de-Collot-Michaud/54f9987865e28c9416e804f5ce675b5a1fd9762f>
- Cordani, U., Sato, K., Teixeira, W., Tassinari, C., Basei, M. (2000). Crustal evolution of the South American platform. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 19-40.
- Cunlei, L., Lingling, W., Panpan, C. (2020). Sedimentary environment and geochemical characteristics of Shahejie Formation in Huimin Sag, Bohai bay basin, China. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(21), 1109. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05993-5>
- Dalrymple, R. W., James, N. P. (2010). *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, 577p.
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., Boyd, R. (1992). Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6), 1130-1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Dávila, F., Egeuz, A. (1990). Análisis de la deformación en el basamento de la cuenca del Chota: Grupo Ambuquí. [Deformation analysis in the basement of the Chota basin: Ambuquí Group]. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, 1, 39-52.

- Desjardins, P. R., Buatois, L. A., Mángano, M. G. (2012). Chapter 18—Tidal Flats and Subtidal Sand Bodies. En D. Knaust y R. G. Bromley (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 64, pp. 529-561). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53813-0.00018-6>
- Fettes, D., Desmons, J., Árkai, P. (2007). *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511628917>
- Galloway, W. E. (1975). Process Framework for Describing the Morphologic and Stratigraphic Evolution of Deltaic Depositional Systems. *Undefined*. <https://www.semanticscholar.org/paper/Process-Framework-for-Describing-the-Morphologic-of-Galloway/03fe99c39babaaeb78ac9594db7a6522fa53ff9e>
- Garcia, D., Fontelles, M., Moutte, J. (1994). Sedimentary Fractionations between Al, Ti, and Zr and the Genesis of Strongly Peraluminous Granites. *The Journal of Geology*, 102(4), 411-422. <https://doi.org/10.1086/629683>
- Gómez-Cruz, A. de J., Sánchez, M. M., Pardo-Trujillo, A. (1995). Edad y Origen del “Complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales” en los Alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19, 83-93.
- Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Howarth, M. K., Ivimey-Cook, H. C. (1991). *A Lower Jurassic, probably Sinemurian, ammonite from the vicinity of Guamate, Ecuador*. British Geological Survey.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Álava, J. T., Amórtégui, A., Vanmelle, J. (2009). Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean Plate? En K. H. James, M. A. Lorente, J. L. Pindell (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate* (Vol. 328, p. 0). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/SP328.19>

- Jaillard, E., Soler, P. (1996). Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics*, 259(1), 41-53.
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00107-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00107-7)
- Jones, B., Manning, D. A. C. (1994). Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1), 111-129.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90085-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90085-X)
- Koutsoukos, E. A. M. (2005). Stratigraphy: Evolution of a Concept. En E. A. M. Koutsoukos (Ed.), *Applied Stratigraphy* (pp. 3-19). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-2763-X_1
- Liang, C., Jiang, Z., Cao, Y., Wu, J., Wang, Y., Hao, F. (2017). Sedimentary characteristics and origin of lacustrine organic-rich shales in the salinized Eocene Dongying Depression. *GSA Bulletin*, 130(1-2), 154-174. <https://doi.org/10.1130/B31584.1>
- Litherland, M., Aspden, J. A., Jemielita, R. A. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador* (No. 11). Overseas Memoir of the British Geological Survey.
- McLennan, S. (1989). *Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes*. In: Lipin, B.R. and McKay, G.A., Eds., *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, De Gruyter, Berlin, 169-200.
<https://doi.org/10.1515/9781501509032-010>
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer Berlin, Heidelberg ,1, 582p.
<https://doi.org/10.5860/choice.34-2173>
- Murray, E. G., Adams, J. A. S. (1958). Thorium, uranium and potassium in some sandstones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 13(4), 260-269. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(58\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(58)90028-0)
- National Institute of Science and Technology. (2003). *Standard Reference Material 2711a*.
<https://www->

s.nist.gov/srmors/certificates/2711A.pdf#:~:text=This%20Standard%20Reference%20Material%20%28SRM%29%20is%20intended%20primarily,of%2050%20g%20of%20the%20dried%2C%20powdered%20soil.

Nichols, G. (2013). *Sedimentology and Stratigraphy*. John Wiley & Sons. 432p

Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C., Tarney, J. (2006). The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Tectonic evolution of the Colombian Andes*, 21(4), 423-436.

<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>

Olariu, C., Bhattacharya, J. P. (2006). Terminal Distributary Channels and Delta Front Architecture of River-Dominated Delta Systems. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2), 212-233.

<https://doi.org/10.2110/jsr.2006.026>

Orton, G. J., Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475-512.

<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>

Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. (1987). *Sand and Sandstone*. Springer Science & Business Media.

Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo. (2015). *Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de la Provincia de Chimborazo. Disponible en: Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial (PDOT): CHIMBORAZO.*

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

<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.025>

Reyes Benítez, P. S., Eguez Delgado, A. E. (2005). *El complejo ofiolítico peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la cordillera real*. EPN.

Rodriguez, R. (2005). Chemostratigraphy. En E. A. M. Koutsoukos (Ed.), *Applied Stratigraphy*, vol 23, (pp. 165-178). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-2763-X_8

- Rollinson, H. R. (2013). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. 1st ed, Routledge. 384p. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Roser, B., Korsch, R. (1986). Determination of Tectonic Setting of Sandstone-Mudstone Suites Using SiO₂ Content and K₂O/Na₂O Ratio. *The Journal of Geology* 1986 94:5, 635-650 <https://doi.org/10.1086/629071>
- Roser, B. P., Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67(1), 119-139. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90010-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90010-1)
- Shanmugam, G., Poffenberger, M. (2002). Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo («T» and «U») Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador: Reply. *AAPG Bulletin*, 86(2), 335-340. <https://doi.org/10.1306/61EEDAD0-173E-11D7-8645000102C1865D>
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spikings, R., Paul, A., Vallejo, C., Reyes, P. (2021). Constraints on the ages of the crystalline basement and Palaeozoic cover exposed in the Cordillera real, Ecuador: 40Ar/39Ar analyses and detrital zircon U/Pb geochronology. *Gondwana Research*, 90, 77-101. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.10.009>
- Tedesco, A., Ciccio, P., Suriano, J., Limarino, C. (2010). Changes in the architecture of fluvial deposits in the Paganzo Basin (Upper Paleozoic of San Juan province): An example of sea level and climatic controls on the development of coastal fluvial environments. *Geologica Acta*, 8. <https://doi.org/10.1344/105.000001583>
- Tucker, M. (1996). *Sedimentary rocks in the field*, 2nd. Wiley, 304p. [https://doi.org/10.1016/s0012-8252\(96\)00026-8](https://doi.org/10.1016/s0012-8252(96)00026-8)

- Tucker, M. E. (2009). *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. 3rd, Wiley-Blackwell. 272p
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R. A., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *Memoirs (Geological Society of America)*, 204, 197-216. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(09\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(09))
- Vallejo, C., Romero, C., Horton, B. K., Spikings, R. A., Gaibor, J., Winkler, W., Esteban, J. J., Thomsen, T. B., Mariño, E. (2021). Jurassic to Early Paleogene sedimentation in the Amazon region of Ecuador: Implications for the paleogeographic evolution of northwestern South America. *Global and Planetary Change*, 204, 103555. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103555>
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Warrington. (1987). *Palynological report on samples from Ambato and Chimborazo, Ecuador*. British Geological Survey.
- Winchester, J. A., Park, R. G., Holland, J. G. (1980). The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District, Wester Ross. *Scottish Journal of Geology*, 16(2-3), 165-179. <https://doi.org/10.1144/sjg16020165>
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R. A., Abegglen, P., Tobler, S., Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 5-19.
- Woods, M. A., Morris, N. J. (1992). *Identification and interpretation of collections of microfossils from Ecuador*. British Geological Survey.
- Wright, L. D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *GSA Bulletin*, 88(6), 857-868. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<857:STADAR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<857:STADAR>2.0.CO;2)

- Yoshida, S., Jackson, M. D., Johnson, H. D., Muggeridge, A. H., Martinius, A. W. (2001). Outcrop studies of tidal sandstones for reservoir characterization (Lower Cretaceous vectis formation, isle of wight, Southern England). En O. J. Martinsen T. Dreyer (Eds.), *Norwegian Petroleum Society Special Publications* (Vol. 10, pp. 233-257). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0928-8937\(01\)80016-3](https://doi.org/10.1016/S0928-8937(01)80016-3)
- Young, S. W. (1976). Petrographic textures of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 46(3), 595-603. <https://doi.org/10.1306/212F6FFA-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Zapata, S., Cardona, A., Jaramillo, J., Patiño, A., Valencia, V., León, S., Mejia, D., Pardo-Trujillo, A., Castañeda, J. P. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>
- Zuo, X., Li, C., Zhang, J., Ma, G., Chen, P. (2020). Geochemical characteristics and depositional environment of the Shahejie Formation in the Binnan Oilfield, China. *Journal of Geophysics and Engineering*, 17(3), 539-551. <https://doi.org/10.1093/jge/gxaa013>

ANEXO I COLUMNAS DETALLADAS

Anexo I



Figura I.1 Leyenda de estructuras sedimentarias y litologías levantadas en las columnas estratigráficas

X: 0762054 Y: 9788757 ALT: 2924

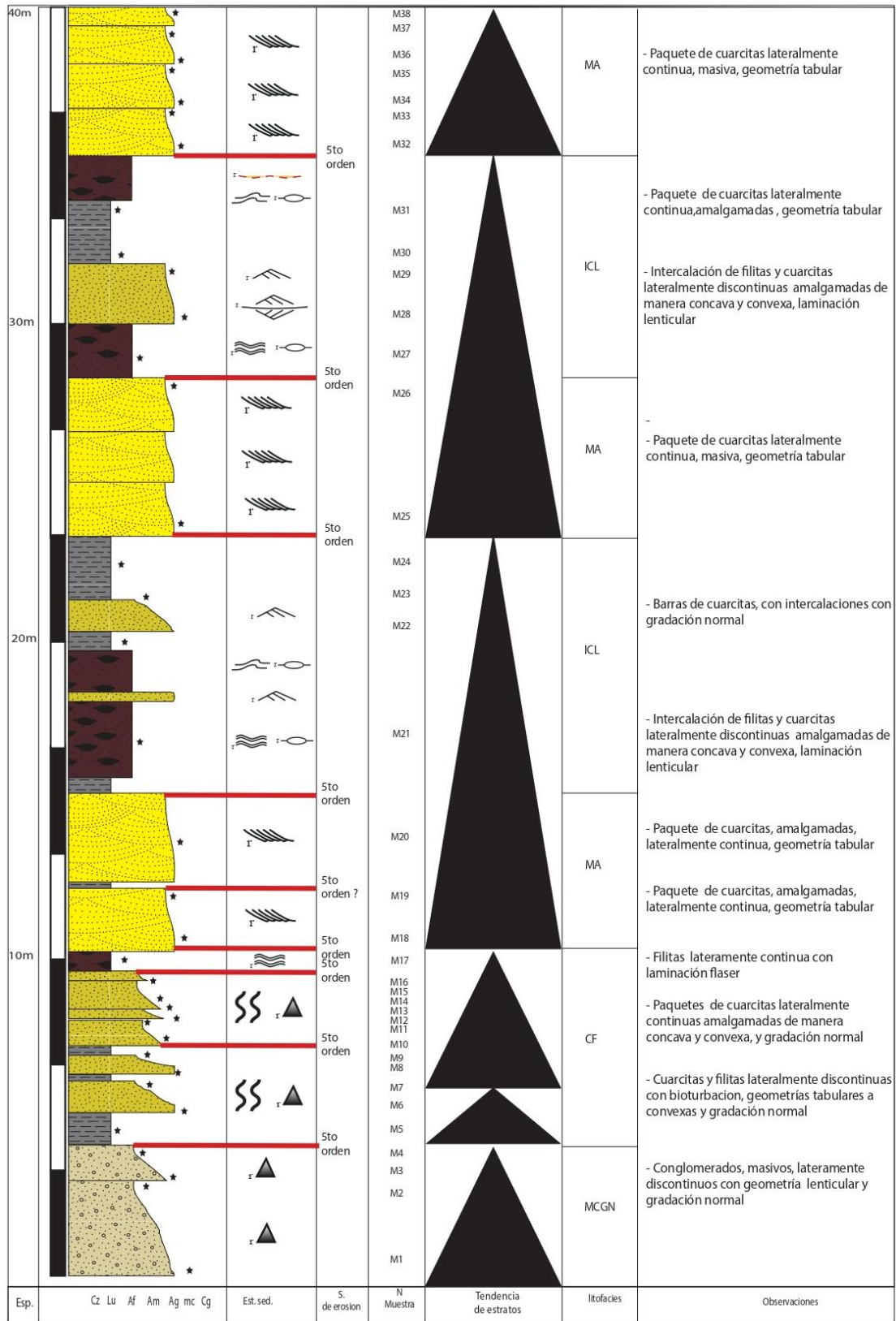


Figura I.2 Columna detallada A correspondiente a la Unidad Punín, levantada en la zona Cebadas

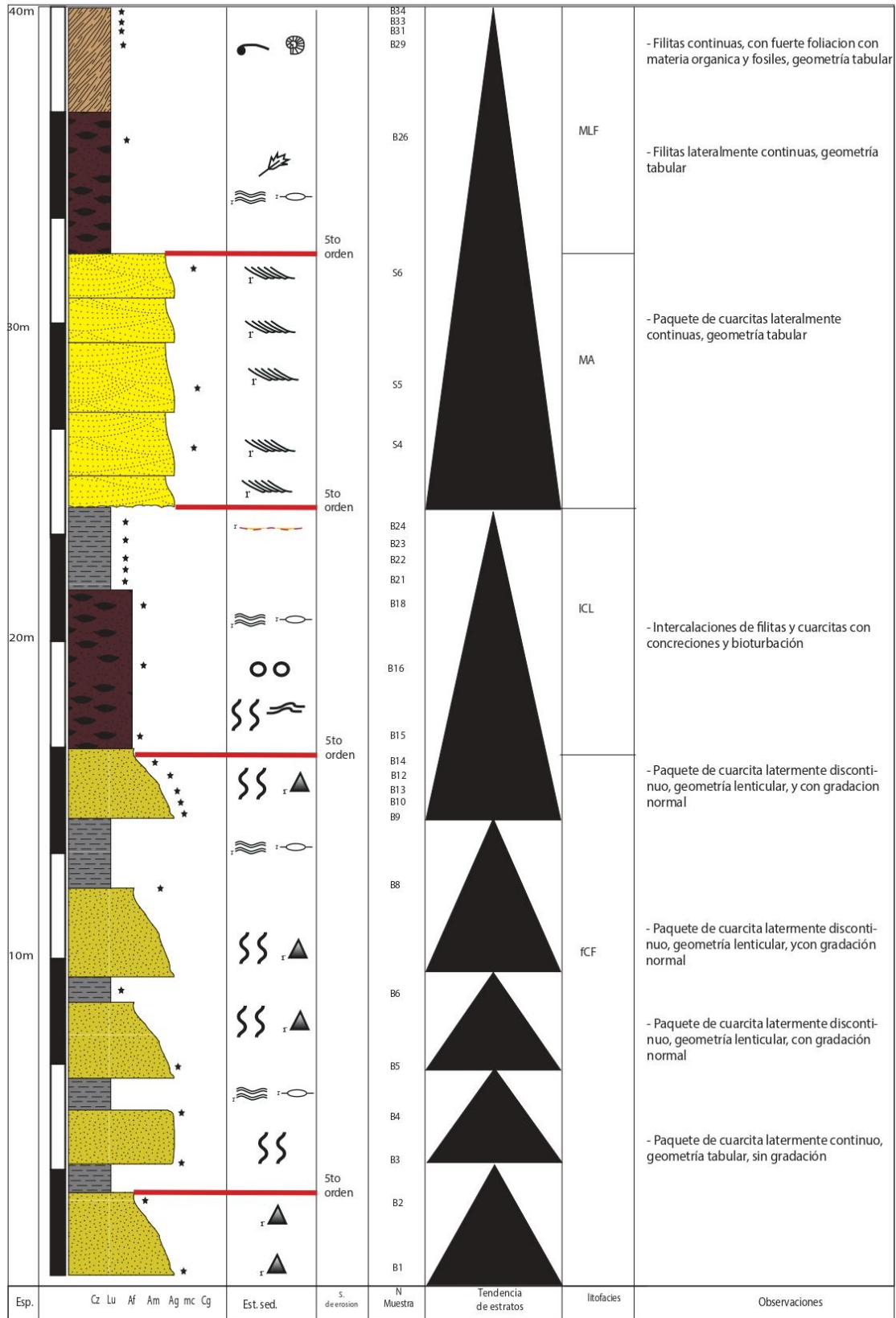


Figura I.3 Columna detallada B correspondiente a la Unidad Punín y Unidad Cebadas, levantada en la zona Cebadas

ANEXO II MAPAS GEOREFERENCIADOS

Anexo II

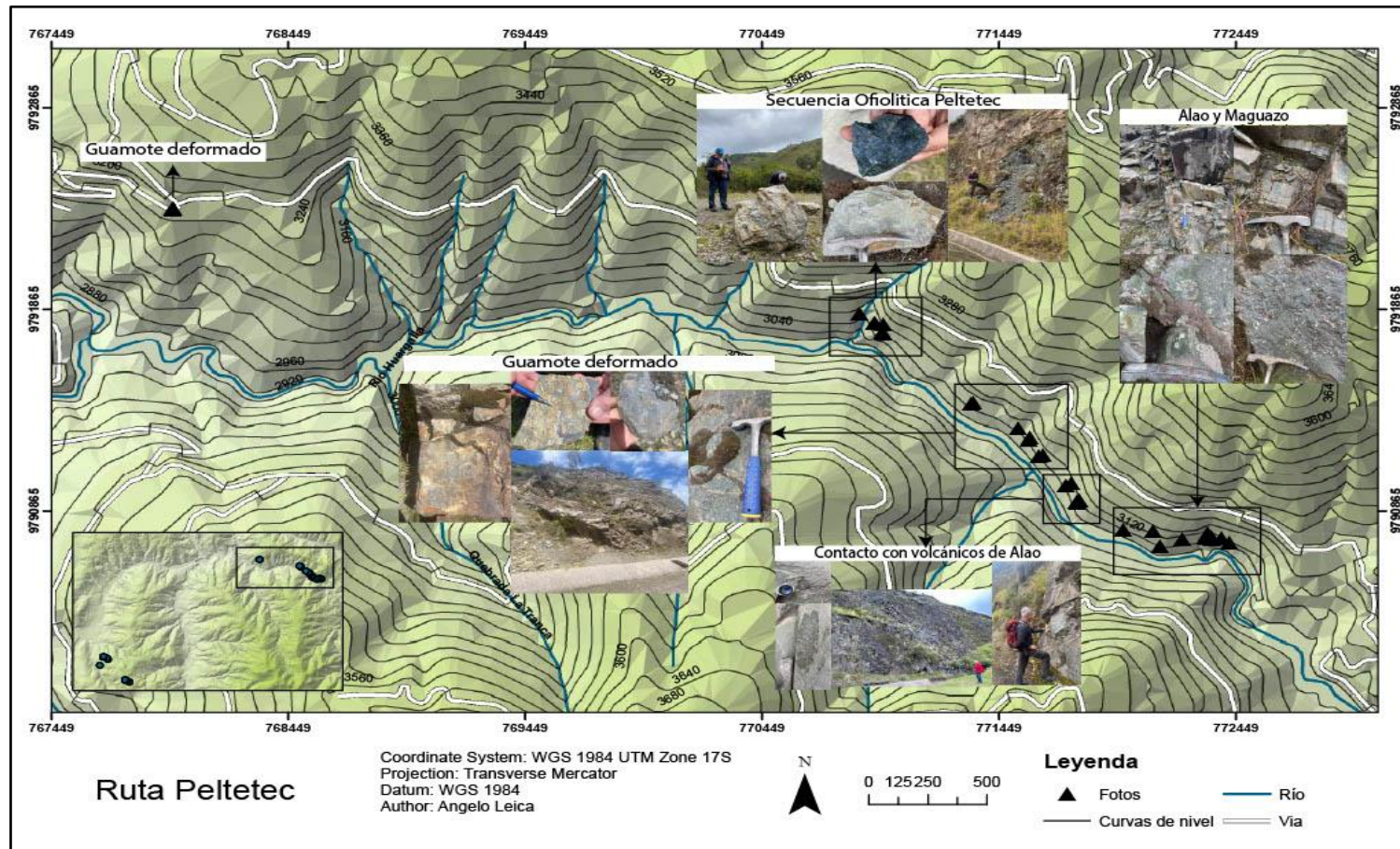


Figura II.1 Mapa foto-referenciada de la Ruta Peltetec, zona Este

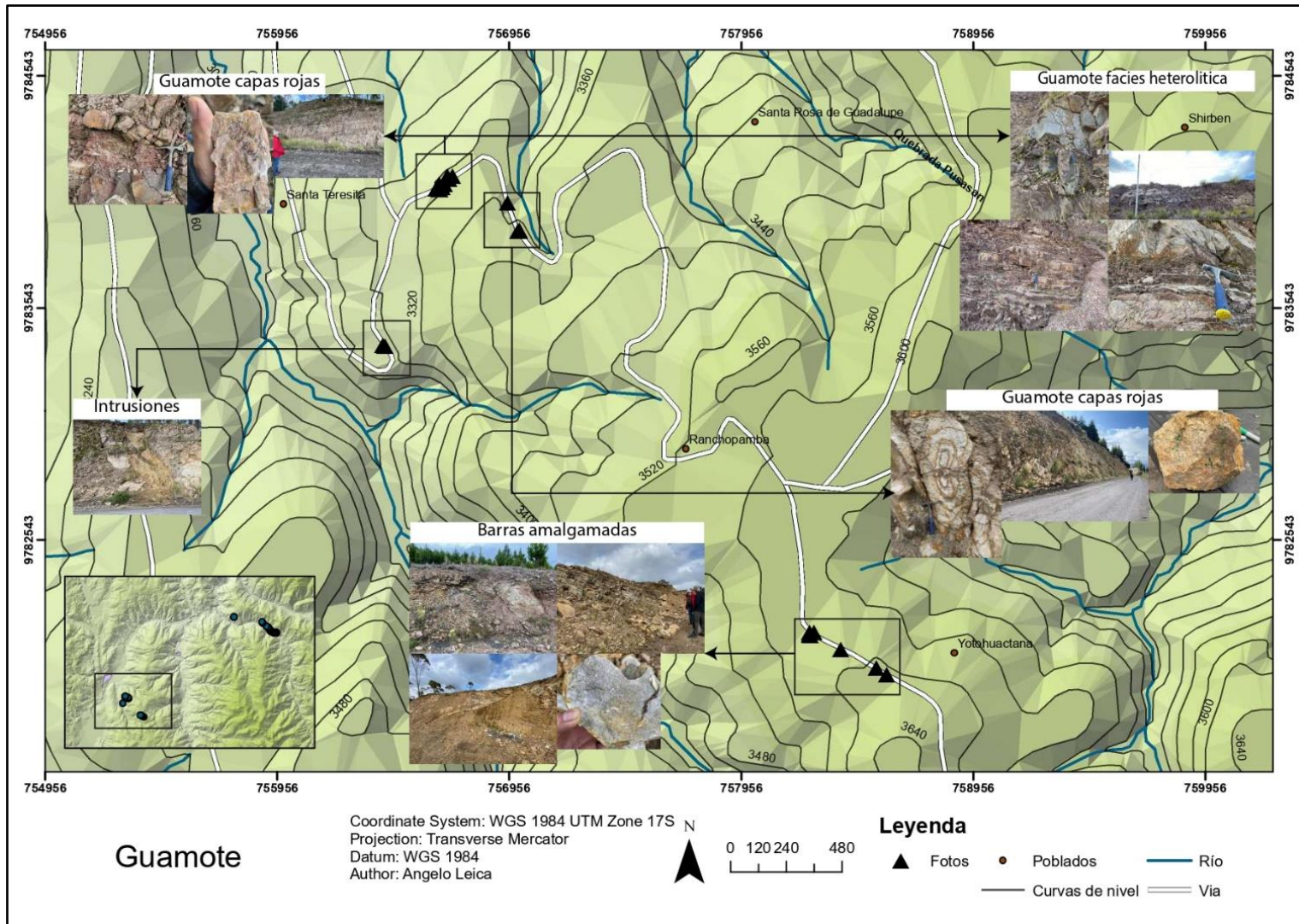


Figura II.2 Mapa foto-referenciada del sector Guamote, Zona Oeste

ANEXO III ITENERARIO DE MUESTRAS

Tabla III.1 Inventario de muestras con sus coordenadas (UTM-X, UTM-Y), zona, litología, descripción de la muestra y tipo de análisis (LAM. (lamina delgada), GQ (geoquímica), QC. (geocronología))

| Muestra | UTM-X | UTM-Y | Sector | Unidad | Descripción | Análisis |
|---------|--------|---------|----------------|---------|--|----------|
| L1 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-conglomerado de color gris con clastos subredondeados, clasto y matriz soportados en ciertas zonas, oligomictica, | LAM. |
| L2 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-conglomerado de color gris con clastos subredondeados, clasto y matriz soportados en ciertas zonas, oligomictica, presencia de cuarzo azul. | GC. |
| A2 | 768667 | 9792571 | Rio Huarquilla | Punín | Cuarcitas masivas | LAM. |
| L4 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso a medio, de color gris con, presencia de materia orgánica en forma de antracita y pirita | LAM. |
| CR-M1 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Punín | Cuarcitas masivas | GQ. |
| CR-M2 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Punín | Cuarcitas masivas | GQ. |
| CR-M3 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Punín | Cuarcitas masivas | GQ. |
| CR-M4 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Cebadas | Filitas de color rojizo | GQ. |
| CR-M5 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Cebadas | Filitas de color rojizo | GQ. |
| CR-M6 | 771400 | 9791337 | Rio Huarquilla | Cebadas | Filitas de color rojizo | GC. |
| M1 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita de color gris con presencia de pirita | GQ. |

| | | | | | | |
|-----|--------|---------|---------|-------|---|-----|
| M2 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso a medio, de color gris con, presencia de materia orgánica en forma de antracita y pirita | GQ. |
| M3 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-conglomerado de color gris con clastos subredondeados, clasto soportado, oligomictica, presencia de cuarzo azul y vetillas de cuarzo | GQ. |
| M4 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-conglomerado de color gris con clastos subredondeados, clasto soportado, oligomictica, presencia de cuarzo azul y vetillas de cuarzo | GQ. |
| M5 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Filita de color rojizo con vetillas de cuarzo | GQ. |
| M6 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas, presencia de pirita | GQ. |
| M7 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Filita con color rojizo y presencia de clastos redondeados | GQ. |
| M8 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, presencia de vetillas y materia orgánica en forma de antracita | GQ. |
| M9 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-areniscas de grano medio a fino, de color gris rojizo, presencia de materia orgánica en forma de antracita y con intercalaciones de filita | GQ. |
| M10 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, presencia de laminaciones de lodos (estructuras de marea) | GQ. |
| M11 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, presencia de vetillas y pirita | GQ. |
| M12 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas | GQ. |
| M13 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas | GQ. |
| M14 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas | GQ. |
| M15 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas | GQ. |
| M16 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Cuarcita con gran cantidad de vetillas y trazas de molibdeno | GQ. |
| M17 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano fino, de color oscuro, con intercalación de filitas y lodos (estructuras de marea), | GQ. |
| M18 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso y conglomerado, de color gris oscuros, presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de cuarzo y pirita | GQ. |
| M19 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso, de color gris oscuro, presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de cuarzo, pirita y cuarzo azul | GQ. |
| M20 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso a medio, de color gris oscuro, con presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de | GQ. |

| | | | | | | |
|-----|--------|---------|---------|-------|--|-----|
| | | | | | cuarzo y pirita | |
| M21 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano fino, de color gris rojizo, con presencia de intercalaciones de lodos y arcillas | GQ. |
| M22 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio, de color gris oscuro, con presencia de materia orgánica en forma de antracita, pirita, plagioclasas | GQ. |
| M23 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano grueso a medio, de color gris oscuro, con presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de cuarzo y clasto de cuarzo azul | GQ. |
| M24 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-areniscas de grano fino con intercalaciones de lodos | GQ. |
| M25 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio, de color gris oscuro, con presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de cuarzo y pirita, pequeñas laminaciones de lodos | GQ. |
| M26 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino con presencia de materia orgánica en forma de antracita, vetillas de cuarzo | GQ. |
| M27 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con presencia de pirita e intercalaciones de lodos (estructuras de marea) | GQ. |
| M28 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de coloro gris, con presencia de pirita | GQ. |
| M29 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de coloro gris, con presencia de pirita | GQ. |
| M30 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano fino con intercalaciones de lodos (estructuras de marea) | GQ. |
| M31 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Pizarra de color gris oscuro a parda, fisible | GQ. |
| M32 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino con intercalaciones de lodos | GQ. |
| M33 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta -arenisca de grano medio a fino con vetillas de cuarzo | GQ. |
| M34 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con presencia de pirita y clorita | GQ. |
| M35 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Pizarra de color gris oscuro a parda, fisible | GQ. |
| M36 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Pizarra de color gris oscuro con clastos de meta-areniscas de grano fino | GQ. |
| M37 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Pizarra de color gris oscuro con clastos de meta-areniscas de grano fino | GQ. |
| M38 | 762054 | 9788757 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color rojizo, con presencia | GQ. |

| | | | | | | |
|-----|--------|---------|---------|-------|--|-----|
| | | | | | de pirita y vetillas de cuarzo | |
| B1 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Mea-arenisca de grano medio a fino de gris, con presencia de materia orgánica en forma de antracita | GQ. |
| B2 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con materia orgánica, presencia de pirita y plagioclasa | GQ. |
| B3 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio, de color gris oscuro, con presencia de pirita | GQ. |
| B4 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con materia orgánica, presencia de pirita y plagioclasa | GQ. |
| B5 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con materia orgánica, presencia de pirita y plagioclasa | GQ. |
| B6 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano fino con intercalaciones de lodo, de color gris, con presencia de pirita y bioturbación | GQ. |
| B7 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio, de color gris oscuro, con presencia de pirita y vetillas de cuarzo | GQ. |
| B9 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio bituminosa, de color gris oscuro, con presencia de pirita | GQ. |
| B10 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris oscuro | GQ. |
| B11 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris oscuro con materia orgánica | GQ. |
| B13 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris oscuro con intercalaciones de lodos y presencia de materia orgánica | GQ. |
| B15 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris oscuro | GQ. |
| B16 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris oscuro | GQ. |
| B18 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Concreción de sílice y materia orgánica | GQ. |
| B22 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-areniscas de grano medio a fino, de color gris con materia orgánica y presencia de plagioclasas | GQ. |
| B23 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-areniscas de grano medio a fino, de color gris con materia orgánica y presencia de plagioclasas | GQ. |
| B24 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-areniscas de grano fino, de color gris con materia orgánica y presencia de plagioclasas | GQ. |
| B26 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Meta-arenisca de grano medio a fino, de color gris, con materia orgánica y intercalaciones de lodos (estructuras de marea) presencia | GQ. |

| | | | | | | |
|-----|--------|---------|---------|-----------|---|-------------|
| | | | | | de plagioclasas | |
| B31 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Filita de color gris con clastos de meta-arenisca de grano fino | GQ. |
| B33 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Filita de color gris | GQ. |
| B34 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Filita de color gris de composición calcárea | GQ. |
| CB1 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Flitas de color gris parda con materia orgánica y presencia de fosiles ammonite | GQ. |
| CB5 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Flitas de color gris parda con materia orgánica y presencia de fósiles ammonite | GQ. |
| CB6 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Filitas de color negro con presencia de ondulación de marea | GQ. LAM. |
| CT2 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Flitas de color gris parda con materia orgánica y presencia de fosiles ammonite | GQ. |
| CT3 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Filitas de color negro con presencia de ondulación de marea | GQ. |
| CT4 | 761956 | 9793735 | Cebadas | Cebadas | Filitas de color negro con presencia de ondulación de marea | GQ. |
| P01 | 756394 | 9784080 | Guamote | Guasuntos | Pizarras negras y rojizas con materia orgánica, clastos de lodos | GQ. |
| P02 | 756394 | 9784080 | Guamote | Guasuntos | Pizarras negras y rojizas con materia orgánica, con restos de hojas | GQ. |
| P03 | 756394 | 9784080 | Guamote | Guasuntos | Pizarras negras con materia orgánica, con restos de hojas | GQ. |
| P04 | 756394 | 9784080 | Guamote | Guasuntos | Pizarras negras con materia orgánica, con restos de hojas | GQ. |
| D1 | 762261 | 9790149 | Cebadas | Punín | Roca sedimentaria de grano fino, color rojizo, con clastos de Punín, cuarzo y plagioclasa | GQ. LAM. |

Tabla IV.4 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona de Cebadas y Guamote, realizados con tablas de conversión

| Sample ID | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | K2O | P2O5 | Total |
|-----------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|
| m1 | 90.67 | 0.52 | 6.26 | 0.85 | 0.01 | 0.36 | 0.36 | 0.84 | 0.09 | 99.96 |
| m2 | 92.9 | 0.52 | 4.48 | 0.84 | 0.01 | 0.29 | 0.22 | 0.61 | 0.1 | 99.98 |
| m3 | 93.4 | 0.45 | 4.04 | 0.91 | 0.01 | 0.23 | 0.2 | 0.65 | 0.11 | 99.98 |
| m4 | 90.77 | 0.54 | 7.34 | 0.35 | 0.01 | 0 | 0.12 | 0.75 | 0.11 | 99.99 |
| m5 | 52.91 | 2.13 | 28.67 | 8.14 | 0.02 | 0.53 | 0 | 7.53 | 0.07 | 100 |
| m6 | 86.88 | 0.4 | 7.24 | 3.06 | 0.02 | 0.49 | 0.54 | 1.19 | 0.1 | 99.91 |
| m7 | 84.48 | 0.65 | 10.36 | 2.43 | 0.01 | 0 | 0.08 | 1.88 | 0.1 | 99.99 |
| m8 | 84.72 | 0.53 | 8.01 | 3.74 | 0.02 | 0.71 | 0.77 | 1.26 | 0.12 | 99.87 |
| m9 | 86.06 | 0.29 | 5.39 | 5.34 | 0.05 | 0.91 | 1.02 | 0.6 | 0.17 | 99.82 |
| m10 | 70.93 | 1.25 | 18.67 | 4.32 | 0.02 | 0.38 | 0.08 | 4.21 | 0.11 | 99.98 |
| m11 | 89.61 | 0.46 | 6.3 | 1.47 | 0.01 | 0.53 | 0.71 | 0.73 | 0.08 | 99.91 |
| m12 | 90.32 | 0.38 | 5.64 | 1.14 | 0.01 | 0.66 | 1.01 | 0.62 | 0.09 | 99.87 |
| m13 | 80.39 | 0.99 | 12.93 | 3.12 | 0.01 | 0 | 0.06 | 2.41 | 0.08 | 99.99 |
| m14 | 89.89 | 0.42 | 6.77 | 1.67 | 0.01 | 0 | 0.22 | 0.9 | 0.1 | 99.97 |
| m15 | 89.44 | 0.45 | 6.68 | 1.61 | 0.01 | 0.46 | 0.28 | 0.92 | 0.11 | 99.97 |
| m16 | 89.73 | 0.44 | 5.91 | 1.84 | 0.01 | 0.48 | 0.64 | 0.76 | 0.09 | 99.91 |
| m17 | 65.22 | 1.35 | 22.03 | 6.02 | 0.01 | 0.28 | 0 | 5.02 | 0.07 | 100 |
| m18 | 89.82 | 0.53 | 4.28 | 2.27 | 0.09 | 0.91 | 1.39 | 0.41 | 0.11 | 99.82 |
| m19 | 91.6 | 0.63 | 5.44 | 1.08 | 0.01 | 0.25 | 0.23 | 0.64 | 0.09 | 99.97 |
| m20 | 90.84 | 0.43 | 5.29 | 1.09 | 0.02 | 0.6 | 0.92 | 0.61 | 0.09 | 99.89 |
| m21 | 78.68 | 0.96 | 15.56 | 1.64 | 0.01 | 0 | 0.03 | 3.06 | 0.04 | 99.99 |
| m22 | 92.77 | 0.48 | 4.61 | 0.74 | 0.01 | 0.28 | 0.41 | 0.55 | 0.09 | 99.94 |
| m23 | 92.89 | 0.58 | 4.13 | 0.8 | 0.01 | 0.24 | 0.64 | 0.53 | 0.1 | 99.92 |
| m24 | 67.93 | 1.71 | 22.57 | 2.53 | 0.01 | 0.32 | 0.07 | 4.71 | 0.15 | 99.98 |
| m25 | 89.41 | 0.41 | 6.05 | 2.33 | 0.02 | 0.41 | 0.46 | 0.73 | 0.12 | 99.92 |
| m26 | 75.66 | 1.62 | 16.58 | 2.63 | 0.02 | 0 | 0.11 | 3.23 | 0.13 | 99.97 |
| m27 | 85.02 | 0.93 | 10 | 1.87 | 0.02 | 0 | 0.3 | 1.67 | 0.11 | 99.93 |
| m28 | 88.26 | 0.48 | 7.35 | 2.11 | 0.01 | 0.36 | 0.28 | 0.98 | 0.12 | 99.95 |
| m29 | 85.67 | 0.6 | 9.55 | 2.53 | 0.02 | 0 | 0.19 | 1.27 | 0.12 | 99.96 |
| m30 | 74.67 | 1.3 | 18.62 | 2.08 | 0.01 | 0 | 0 | 3.26 | 0.06 | 100 |
| m31 | 62.48 | 1.78 | 26.76 | 2.8 | 0 | 0.37 | 0 | 5.77 | 0.04 | 100 |
| m32 | 91.57 | 0.39 | 5.8 | 1.17 | 0.01 | 0 | 0.22 | 0.73 | 0.09 | 99.97 |
| m33 | 92.39 | 0.31 | 4.2 | 1.02 | 0.01 | 0.57 | 0.8 | 0.5 | 0.08 | 99.89 |
| m34 | 88.93 | 0.51 | 9.36 | 0.61 | 0 | 0 | 0.02 | 0.49 | 0.07 | 100 |
| m35 | 91.18 | 0.36 | 5.55 | 1.48 | 0.01 | 0 | 0.45 | 0.78 | 0.1 | 99.92 |
| m36 | 70.81 | 1.48 | 22.13 | 1.78 | 0.01 | 0 | 0.09 | 3.56 | 0.1 | 99.97 |
| m37 | 88.12 | 0.44 | 7.61 | 1.93 | 0.01 | 0 | 0.81 | 0.8 | 0.11 | 99.83 |
| m38 | 89.93 | 0.4 | 7.78 | 0.79 | 0.01 | 0 | 0.21 | 0.78 | 0.08 | 99.97 |
| p01 | 61.02 | 1.33 | 24.81 | 7.69 | 0.02 | 1.21 | 0.18 | 3.53 | 0.17 | 99.96 |
| p02 | 58.29 | 1.1 | 19.58 | 16.25 | 0.17 | 1.29 | 0.25 | 2.78 | 0.23 | 99.96 |
| p03 | 62.55 | 1.24 | 23.21 | 8.24 | 0 | 1.3 | 0.15 | 3.14 | 0.14 | 99.97 |
| p04 | 62.1 | 1.22 | 22.57 | 9.22 | 0.01 | 1.41 | 0.15 | 3.15 | 0.14 | 99.96 |

Tabla IV.5 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona de Cebadas, realizado con tablas de conversión

| Sample ID | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | K2O | P2O5 | Total |
|-----------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|
| B1 | 89.76 | 0.48 | 7.28 | 0.98 | 0.01 | 0.00 | 0.44 | 0.92 | 0.12 | 99.88 |
| B2 | 77.05 | 0.68 | 17.01 | 2.56 | 0.02 | 0.00 | 0.04 | 2.58 | 0.06 | 99.94 |
| B3 | 83.70 | 0.54 | 11.72 | 2.06 | 0.01 | 0.00 | 0.49 | 1.37 | 0.11 | 99.89 |
| B5 | 87.40 | 0.38 | 8.43 | 2.13 | 0.02 | 0.00 | 0.61 | 0.91 | 0.11 | 99.88 |
| B6 | 85.72 | 0.81 | 11.16 | 0.67 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 1.57 | 0.07 | 99.93 |
| B7 | 84.49 | 0.34 | 10.84 | 3.37 | 0.01 | 0.00 | 0.06 | 0.76 | 0.12 | 99.88 |
| B9 | 73.01 | 0.94 | 19.19 | 3.85 | 0.01 | 0.00 | 0.07 | 2.78 | 0.14 | 99.85 |
| B10 | 77.70 | 0.35 | 6.47 | 11.83 | 0.07 | 1.00 | 1.70 | 0.66 | 0.20 | 99.79 |
| B11 | 70.87 | 0.90 | 18.78 | 4.76 | 0.03 | 0.71 | 1.16 | 2.68 | 0.11 | 99.88 |
| B13 | 88.14 | 0.42 | 9.24 | 0.84 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 1.19 | 0.12 | 99.88 |
| B15 | 90.10 | 0.33 | 6.70 | 2.02 | 0.01 | 0.00 | 0.16 | 0.59 | 0.10 | 99.90 |
| B16 | 86.62 | 0.30 | 6.27 | 3.56 | 0.03 | 0.24 | 2.32 | 0.54 | 0.11 | 99.88 |
| B22 | 89.22 | 0.44 | 7.73 | 1.11 | 0.01 | 0.00 | 0.33 | 1.06 | 0.10 | 99.90 |
| B23 | 53.56 | 1.08 | 18.83 | 22.65 | 0.08 | 0.66 | 0.71 | 2.12 | 0.28 | 99.70 |
| B24 | 73.12 | 1.12 | 19.46 | 2.86 | 0.01 | 0.39 | 0.33 | 2.58 | 0.12 | 99.88 |
| B26 | 66.90 | 1.24 | 20.35 | 6.57 | 0.02 | 0.64 | 0.81 | 3.36 | 0.11 | 99.89 |
| B31 | 61.08 | 1.93 | 26.77 | 4.58 | 0.01 | 0.00 | 0.09 | 5.41 | 0.11 | 99.89 |
| B33 | 61.86 | 1.68 | 25.35 | 5.98 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 5.06 | 0.07 | 99.93 |
| B34 | 62.39 | 1.75 | 25.38 | 5.19 | 0.02 | 0.00 | 0.07 | 5.08 | 0.11 | 99.89 |
| CB1 | 60.60 | 1.31 | 23.12 | 9.30 | 0.01 | 1.85 | 0.11 | 3.58 | 0.12 | 99.88 |
| CT2 | 61.64 | 1.57 | 23.35 | 7.81 | 0.01 | 1.50 | 0.20 | 3.74 | 0.18 | 99.82 |
| CT3 | 61.30 | 1.59 | 23.58 | 7.82 | 0.01 | 1.49 | 0.21 | 3.80 | 0.18 | 99.82 |
| CT4 | 60.89 | 1.29 | 23.21 | 9.26 | 0.00 | 1.55 | 0.10 | 3.58 | 0.12 | 99.88 |
| CB5 | 62.40 | 1.43 | 23.69 | 7.13 | 0.00 | 1.31 | 0.06 | 3.86 | 0.12 | 99.88 |
| CB6 | 60.33 | 1.44 | 23.02 | 9.57 | 0.00 | 1.78 | 0.09 | 3.67 | 0.10 | 99.90 |

Tabla IV.6 Elementos mayores expresados en óxidos (%) de la zona del Río Huargualla y dique sedimentario, realizado con tablas de conversión

| Sample ID | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3 | MnO | MgO | CaO | K2O | P2O5 | Total |
|-----------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|
| D1 | 42.25 | 1.03 | 31.34 | 12.64 | 0.19 | 3.52 | 8.63 | 0.16 | 0.16 | 99.77 |
| CR1-M1 | 90.28 | 0.45 | 6.19 | 1.55 | 0.01 | 0.00 | 0.24 | 1.14 | 0.14 | 99.86 |
| CR1-M2 | 79.34 | 1.16 | 14.87 | 1.24 | 0.02 | 0.26 | 0.13 | 2.85 | 0.13 | 99.86 |
| CR1-M3 | 67.71 | 1.61 | 21.57 | 3.35 | 0.02 | 0.70 | 0.19 | 4.74 | 0.10 | 99.90 |
| CR1-M4 | 56.19 | 0.92 | 19.83 | 9.22 | 0.11 | 3.43 | 8.47 | 1.43 | 0.35 | 99.60 |
| CR1-M5 | 74.97 | 1.44 | 18.78 | 0.94 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 3.69 | 0.10 | 99.90 |

Tabla IV.7 Elementos mayores expresados óxidos (%) de la División Guamote, realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético

| COD | UTM-X | UTM-Y | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3T | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | P2O5 | LOI | Total |
|---------------|--------|---------|-------|------|-------|--------|------|------|------|------|------|------|------|-------|
| CR1-00462-M1 | 761784 | 9788422 | 90.94 | 0.51 | 5.10 | 0.84 | 0.01 | 0.35 | 0.39 | 0.51 | 0.94 | 0.09 | 2.24 | 99.7 |
| CR1-00462-M2 | 761784 | 9788422 | 93.20 | 0.52 | 3.34 | 0.83 | 0.01 | 0.29 | 0.24 | 0.55 | 0.72 | 0.10 | 1.94 | 99.8 |
| CR1-00462-M3 | 761784 | 9788422 | 93.07 | 0.45 | 2.90 | 0.89 | 0.01 | 0.23 | 0.22 | 0.68 | 0.96 | 0.10 | 3.33 | 99.5 |
| CR1-00462-M4 | 761784 | 9788422 | 84.50 | 0.52 | 6.73 | 3.68 | 0.02 | 0.70 | 0.89 | 1.02 | 1.24 | 0.11 | 3.17 | 99.4 |
| CR1-00462-M5 | 761784 | 9788422 | 86.49 | 0.28 | 4.07 | 5.15 | 0.05 | 0.88 | 1.15 | 0.64 | 0.92 | 0.17 | 2.40 | 99.8 |
| CR1-00462-M6 | 761784 | 9788422 | 82.93 | 1.17 | 8.57 | 4.04 | 0.02 | 0.36 | 0.09 | 0.80 | 1.71 | 0.10 | 3.24 | 99.8 |
| CR1-00462-M7 | 761784 | 9788422 | 89.64 | 0.43 | 4.93 | 1.40 | 0.01 | 0.51 | 0.77 | 0.59 | 1.34 | 0.08 | 2.30 | 99.7 |
| CR1-00462-M8 | 761782 | 9788477 | 89.87 | 0.36 | 4.33 | 1.10 | 0.01 | 0.63 | 1.10 | 0.54 | 1.78 | 0.09 | 2.16 | 99.8 |
| CR1-00462-M9 | 761782 | 9788477 | 88.72 | 0.43 | 5.32 | 1.54 | 0.01 | 0.44 | 0.30 | 0.69 | 1.84 | 0.10 | 1.88 | 99.4 |
| CR1-00462-M10 | 761782 | 9788477 | 89.80 | 0.41 | 4.43 | 1.71 | 0.01 | 0.45 | 0.68 | 0.60 | 1.03 | 0.08 | 3.18 | 99.2 |
| CR1-00462-M11 | 761782 | 9788477 | 89.54 | 0.49 | 3.97 | 2.11 | 0.08 | 0.84 | 1.46 | 0.42 | 0.59 | 0.11 | 3.03 | 99.6 |
| CR1-00462-M12 | 761782 | 9788477 | 92.19 | 0.61 | 4.17 | 1.05 | 0.01 | 0.24 | 0.25 | 0.45 | 0.73 | 0.09 | 2.31 | 99.8 |
| CR1-00462-M13 | 761782 | 9788477 | 91.27 | 0.41 | 3.99 | 1.04 | 0.02 | 0.57 | 0.99 | 0.32 | 0.69 | 0.09 | 3.10 | 99.4 |
| CR1-00463-M1 | 761870 | 9789559 | 92.83 | 0.47 | 3.36 | 0.71 | 0.01 | 0.27 | 0.45 | 0.33 | 1.08 | 0.09 | 2.22 | 99.6 |
| CR1-00463-M2 | 761870 | 9789559 | 91.68 | 0.57 | 4.03 | 0.78 | 0.01 | 0.23 | 0.70 | 0.64 | 0.95 | 0.09 | 2.20 | 99.7 |
| CR1-00463-M3 | 761870 | 9789559 | 91.04 | 0.36 | 4.01 | 0.65 | 0.01 | 0.26 | 0.48 | 0.65 | 1.98 | 0.16 | 2.16 | 99.6 |
| CR1-00463-M4 | 761870 | 9789559 | 87.60 | 0.43 | 6.59 | 1.89 | 0.01 | 0.32 | 0.30 | 0.93 | 1.62 | 0.11 | 1.44 | 99.8 |
| CR1-00463-M11 | 761870 | 9789559 | 90.13 | 0.37 | 5.50 | 1.11 | 0.01 | 0.33 | 0.23 | 0.68 | 1.34 | 0.09 | 3.14 | 99.8 |
| CR1-00463-M5 | 761870 | 9789559 | 90.53 | 0.30 | 4.12 | 1.00 | 0.01 | 0.55 | 0.89 | 0.63 | 1.27 | 0.08 | 2.29 | 99.4 |
| CR1-00463-M6 | 761870 | 9789559 | 59.60 | 1.30 | 24.23 | 7.51 | 0.02 | 1.18 | 0.22 | 1.83 | 3.45 | 0.16 | 1.87 | 99.5 |
| CR1-00463-M7 | 761870 | 9789559 | 57.08 | 1.08 | 19.17 | 15.91 | 0.17 | 1.27 | 0.29 | 1.38 | 2.72 | 0.23 | 1.77 | 99.3 |
| CR1-00463-M20 | 761870 | 9789559 | 61.38 | 1.21 | 22.77 | 8.09 | 0.01 | 1.27 | 0.18 | 1.67 | 3.08 | 0.14 | 1.42 | 99.8 |
| CR1-00463-M8 | 761870 | 9789559 | 60.94 | 1.20 | 22.16 | 9.05 | 0.01 | 1.38 | 0.18 | 1.56 | 3.09 | 0.13 | 1.40 | 99.7 |

Tabla IV.8 Elementos mayores expresados óxidos (%) de la Unidad Maguazo, realizados por el Instituto de Investigación Geológico y Energético

| COD | SiO2 | TiO2 | Al2O3 | Fe2O3T | MnO | MgO | CaO | Na2O | K2O | P2O5 | LOI | Total |
|-----------|-------|------|-------|--------|------|------|------|------|------|------|------|--------|
| 2021UM-01 | 65.58 | 0.09 | 17.87 | 2.91 | 0.08 | 3.06 | 3.55 | 5.87 | 0.90 | 0.09 | 1.87 | 100.00 |
| 2021UM-02 | 64.64 | 0.10 | 18.81 | 2.39 | 0.09 | 3.95 | 4.24 | 5.23 | 0.48 | 0.08 | 1.12 | 100.00 |
| 2021UM-03 | 65.52 | 0.10 | 18.66 | 1.21 | 0.09 | 4.13 | 2.78 | 4.86 | 2.44 | 0.04 | 2.18 | 99.83 |
| 2021UM-04 | 62.01 | 0.10 | 20.34 | 3.44 | 0.02 | 2.72 | 3.95 | 4.97 | 2.33 | 0.09 | 1.67 | 99.97 |
| 2021UM-05 | 62.00 | 0.10 | 18.70 | 3.65 | 0.09 | 4.54 | 4.20 | 4.89 | 1.76 | 0.01 | 1.96 | 99.94 |
| 2021UM-06 | 68.81 | 0.10 | 17.46 | 1.34 | 0.09 | 2.65 | 2.52 | 5.09 | 1.82 | 0.06 | 3.05 | 99.94 |
| 2021UM-07 | 65.21 | 0.10 | 18.43 | 4.37 | 0.08 | 4.44 | 2.67 | 3.77 | 0.89 | 0.05 | 1.49 | 99.99 |
| 2021UM-08 | 70.50 | 0.08 | 16.42 | 1.13 | 0.09 | 3.17 | 2.43 | 4.40 | 1.68 | 0.06 | 0.97 | 99.97 |
| 2021UM-09 | 70.09 | 0.08 | 17.03 | 1.12 | 0.10 | 3.44 | 2.68 | 3.48 | 0.83 | 0.10 | 0.38 | 98.94 |
| 2021UM-10 | 69.25 | 0.09 | 18.59 | 1.41 | 0.01 | 2.88 | 2.15 | 3.76 | 1.53 | 0.07 | 1.76 | 99.74 |
| 2021UM-11 | 67.64 | 0.05 | 17.27 | 3.66 | 0.01 | 3.58 | 2.25 | 3.80 | 1.04 | 0.05 | 2.48 | 99.35 |
| 2021UM-12 | 68.11 | 0.08 | 17.99 | 2.62 | 0.06 | 3.19 | 2.17 | 4.52 | 1.20 | 0.07 | 1.82 | 100.00 |
| 2021UM-13 | 69.81 | 0.07 | 17.27 | 2.96 | 0.04 | 3.09 | 2.04 | 3.54 | 0.87 | 0.05 | 1.64 | 99.73 |
| 2021UM-14 | 69.06 | 0.06 | 18.95 | 1.72 | 0.01 | 2.63 | 2.11 | 3.57 | 1.80 | 0.03 | 1.05 | 99.94 |
| 2021UM-15 | 65.87 | 0.08 | 21.46 | 1.83 | 0.03 | 3.30 | 2.16 | 3.63 | 1.32 | 0.08 | 1.34 | 99.76 |
| 2021UM-16 | 66.03 | 0.09 | 21.04 | 2.24 | 0.01 | 3.68 | 2.25 | 3.24 | 1.29 | 0.09 | 1.91 | 99.95 |
| 2021UM-17 | 63.70 | 0.08 | 21.61 | 2.05 | 0.04 | 3.41 | 2.27 | 4.18 | 1.82 | 0.03 | 2.60 | 99.18 |
| 2021UM-18 | 64.44 | 0.09 | 20.32 | 3.28 | 0.01 | 3.52 | 2.39 | 3.93 | 1.75 | 0.06 | 3.83 | 99.76 |
| 2021UM-19 | 68.14 | 0.09 | 18.86 | 1.07 | 0.06 | 3.55 | 2.27 | 4.02 | 1.35 | 0.05 | 1.09 | 99.47 |
| 2021UM-20 | 63.60 | 0.07 | 21.13 | 1.58 | 0.10 | 3.09 | 2.16 | 5.45 | 2.43 | 0.03 | 1.10 | 99.64 |
| 2021UM-21 | 72.09 | 0.08 | 17.17 | 0.94 | 0.01 | 2.20 | 2.13 | 3.33 | 1.95 | 0.03 | 0.26 | 99.92 |
| 2021UM-22 | 65.32 | 0.08 | 18.33 | 1.68 | 0.07 | 5.72 | 3.06 | 4.24 | 1.20 | 0.10 | 1.49 | 99.81 |
| 2021UM-23 | 70.37 | 0.09 | 17.49 | 0.49 | 0.02 | 3.12 | 2.45 | 4.57 | 1.10 | 0.02 | 0.94 | 99.73 |
| 2021UM-24 | 70.34 | 0.08 | 17.91 | 0.67 | 0.11 | 2.59 | 2.94 | 3.27 | 1.53 | 0.04 | 3.03 | 99.47 |
| 2021UM-25 | 70.16 | 0.02 | 17.67 | 0.50 | 0.09 | 3.14 | 1.42 | 5.05 | 1.44 | 0.01 | 0.30 | 99.49 |
| 2021UM-26 | 64.83 | 0.10 | 18.36 | 3.81 | 0.07 | 3.17 | 4.34 | 3.96 | 1.16 | 0.05 | 1.80 | 99.84 |
| 2021UM-27 | 66.32 | 0.08 | 19.20 | 1.68 | 0.09 | 3.40 | 2.80 | 3.70 | 1.41 | 0.07 | 2.13 | 98.75 |
| 2021UM-28 | 64.84 | 0.11 | 19.65 | 1.56 | 0.02 | 4.90 | 3.83 | 3.87 | 0.87 | 0.08 | 1.13 | 99.72 |
| 2021UM-29 | 63.11 | 0.08 | 20.95 | 1.41 | 0.05 | 4.27 | 3.52 | 5.41 | 1.09 | 0.09 | 1.52 | 99.99 |
| 2021UM-30 | 63.76 | 0.11 | 21.19 | 3.12 | 0.02 | 3.77 | 2.60 | 3.20 | 1.13 | 0.13 | 2.09 | 99.04 |
| 2021UM-31 | 67.17 | 0.10 | 18.94 | 2.30 | 0.04 | 3.29 | 2.58 | 4.31 | 0.43 | 0.05 | 1.42 | 99.21 |
| 2021UM-32 | 68.12 | 0.11 | 20.22 | 1.07 | 0.04 | 2.56 | 2.79 | 3.70 | 0.94 | 0.03 | 2.05 | 99.58 |
| 2021UM-33 | 68.52 | 0.11 | 19.15 | 0.57 | 0.10 | 3.67 | 2.23 | 4.34 | 0.61 | 0.09 | 0.53 | 99.40 |
| 2021UM-34 | 66.09 | 0.11 | 20.50 | 0.62 | 0.07 | 3.77 | 2.27 | 4.93 | 0.79 | 0.10 | 0.54 | 99.25 |
| 2021UM-35 | 69.02 | 0.06 | 18.91 | 0.54 | 0.01 | 3.44 | 2.12 | 4.37 | 0.74 | 0.10 | 0.41 | 99.32 |
| 2021UM-36 | 68.21 | 0.11 | 19.86 | 0.42 | 0.01 | 3.58 | 2.37 | 4.35 | 0.97 | 0.07 | 0.50 | 99.96 |
| 2021UM-37 | 65.44 | 0.11 | 20.55 | 1.60 | 0.02 | 3.71 | 1.98 | 5.25 | 0.69 | 0.08 | 3.66 | 99.43 |
| 2021UM-38 | 66.48 | 0.04 | 20.51 | 0.32 | 0.01 | 3.55 | 2.17 | 5.42 | 1.47 | 0.02 | 2.21 | 99.98 |
| 2021UM-39 | 68.30 | 0.09 | 19.31 | 0.34 | 0.01 | 3.53 | 2.16 | 5.38 | 0.86 | 0.02 | 2.22 | 99.99 |
| 2021UM-40 | 68.12 | 0.11 | 19.70 | 0.43 | 0.02 | 2.59 | 2.08 | 5.38 | 1.32 | 0.02 | 2.81 | 99.76 |
| 2021UM-41 | 66.81 | 0.10 | 20.18 | 0.44 | 0.04 | 3.63 | 1.92 | 5.82 | 0.89 | 0.02 | 3.66 | 99.84 |
| 2021UM-42 | 66.95 | 0.12 | 20.26 | 0.51 | 0.01 | 3.63 | 2.10 | 5.43 | 0.76 | 0.02 | 3.30 | 99.78 |
| 2021UM-43 | 64.84 | 0.11 | 19.57 | 1.74 | 0.10 | 4.98 | 2.62 | 4.90 | 0.90 | 0.05 | 1.71 | 99.81 |
| 2021UM-44 | 65.85 | 0.09 | 19.58 | 1.56 | 0.08 | 3.73 | 2.83 | 5.06 | 0.80 | 0.05 | 3.65 | 99.63 |
| 2021UM-45 | 65.90 | 0.10 | 19.01 | 1.48 | 0.07 | 3.91 | 3.25 | 5.06 | 0.81 | 0.05 | 2.24 | 99.65 |
| 2021UM-46 | 65.10 | 0.10 | 19.04 | 1.66 | 0.09 | 4.17 | 3.40 | 4.80 | 0.98 | 0.03 | 3.95 | 99.37 |

ANEXO V COLUMNAS LITOGEOQUIMICAS

Anexo V

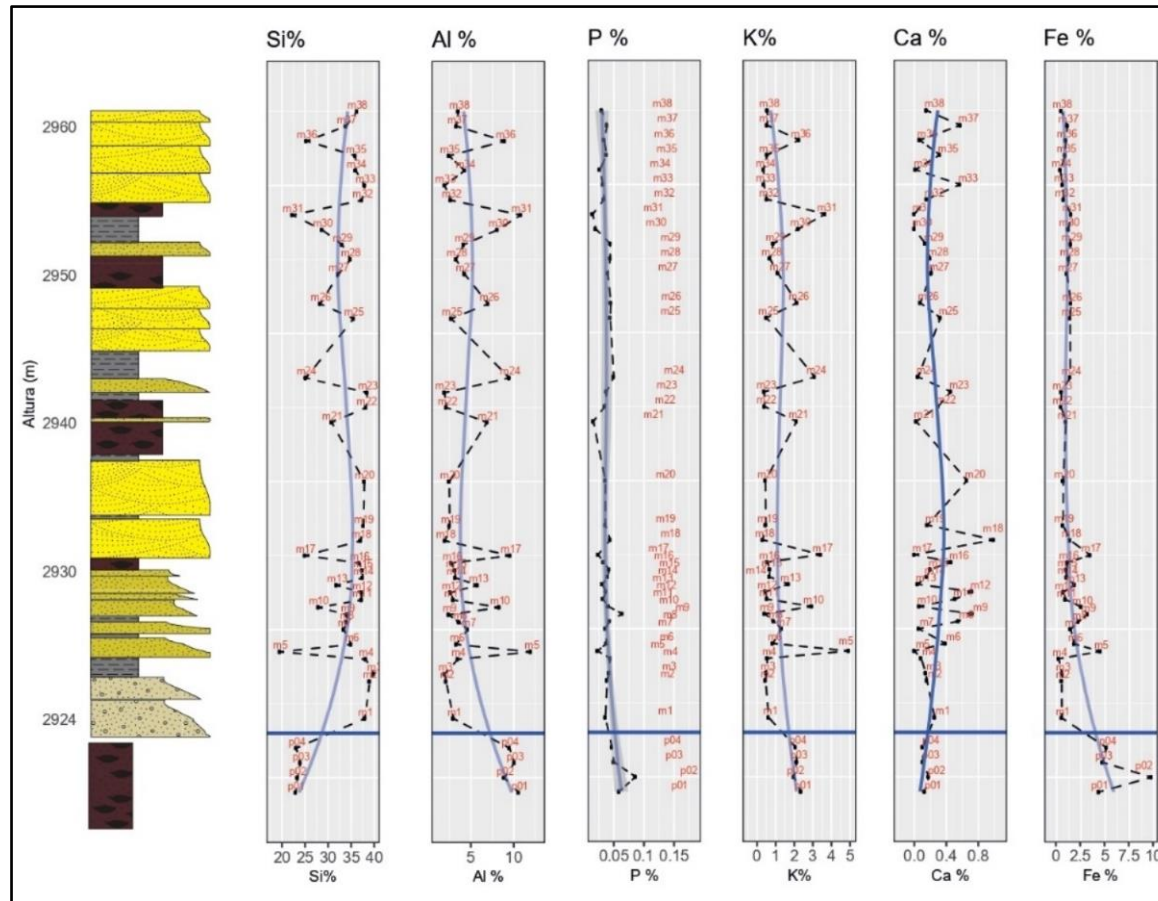


Figura V.1 Litogeoquímica de los elementos mayores y traza, unidades Guasuntos y Punín separados por línea azul, tendencia realizada con regresión no línea (línea azul clara)

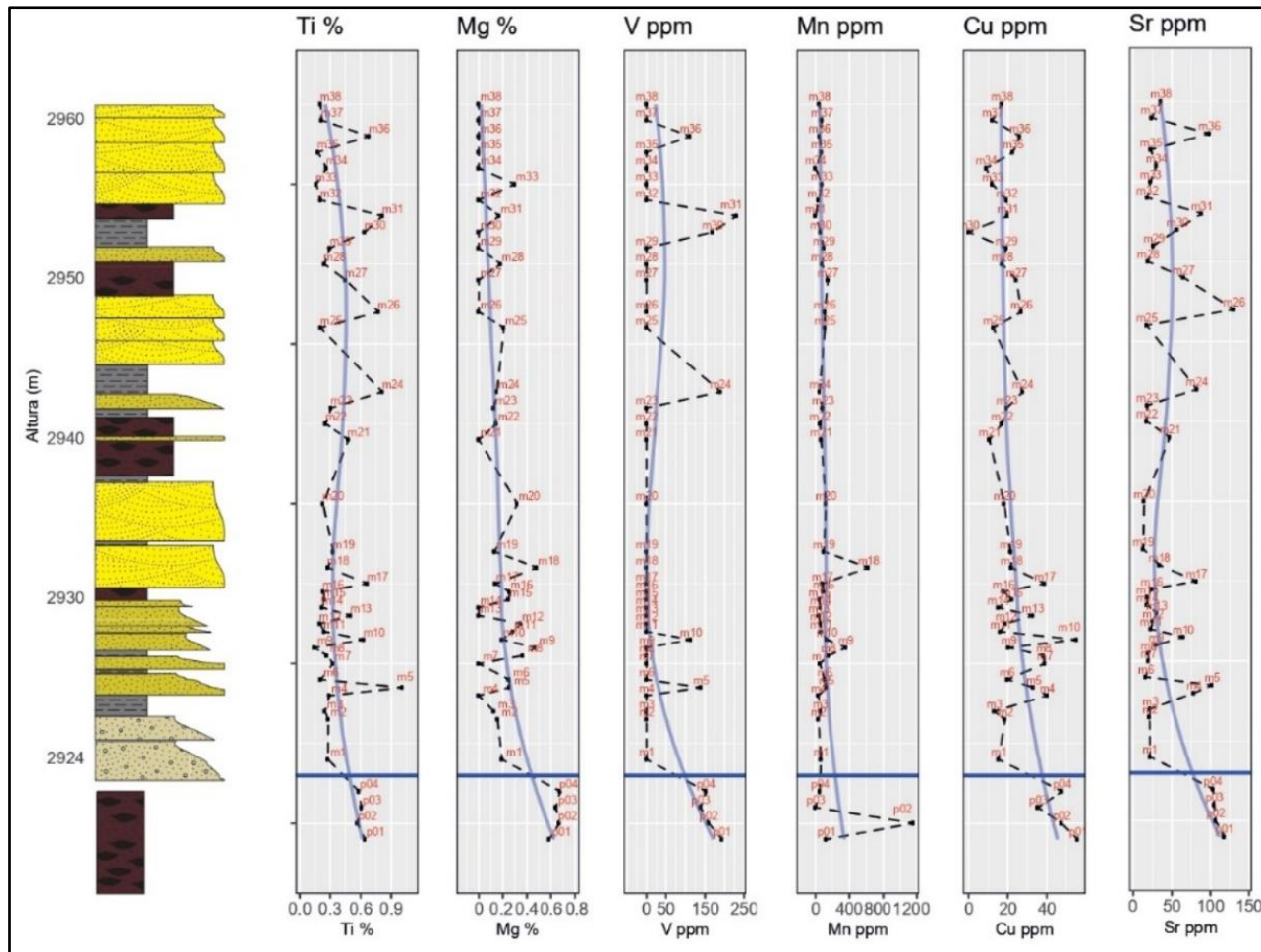


Figura V.1 Continuación

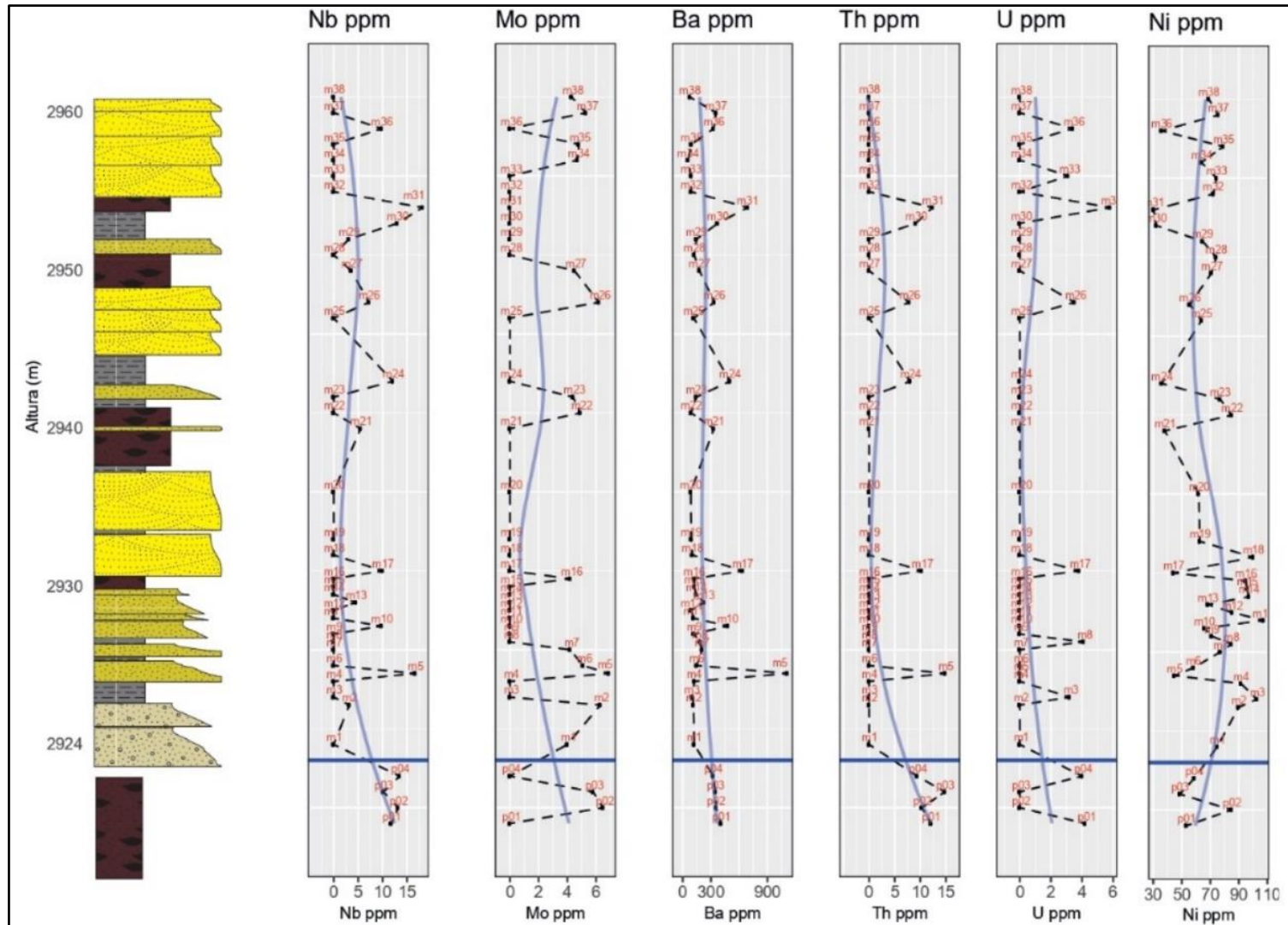


Figura V.1 Continuación

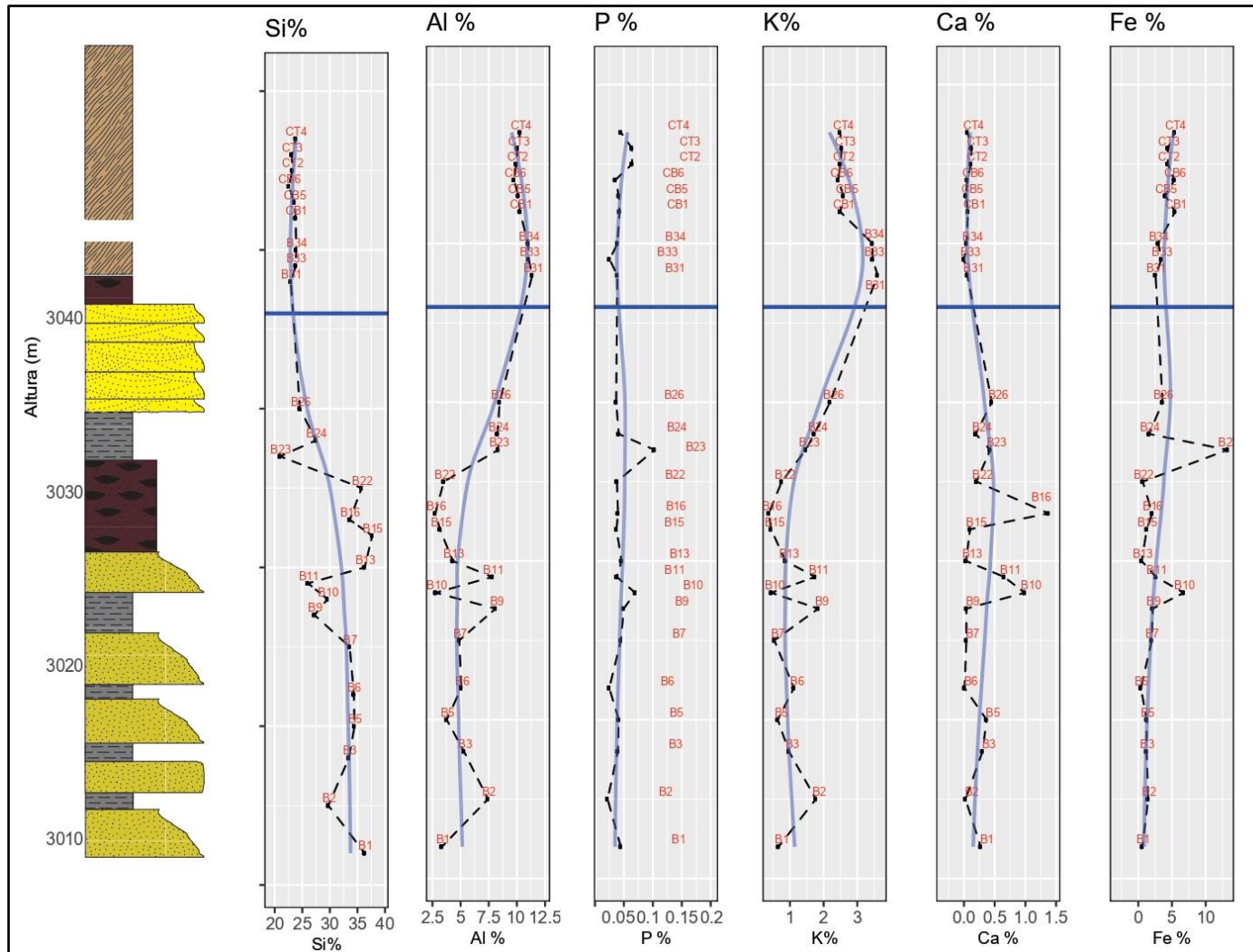


Figura V.2 Litogeoquímica de los elementos mayores y traza, unidades Punín y Cebadas separados por línea azul, tendencia realizada con regresión no línea (línea azul clara)

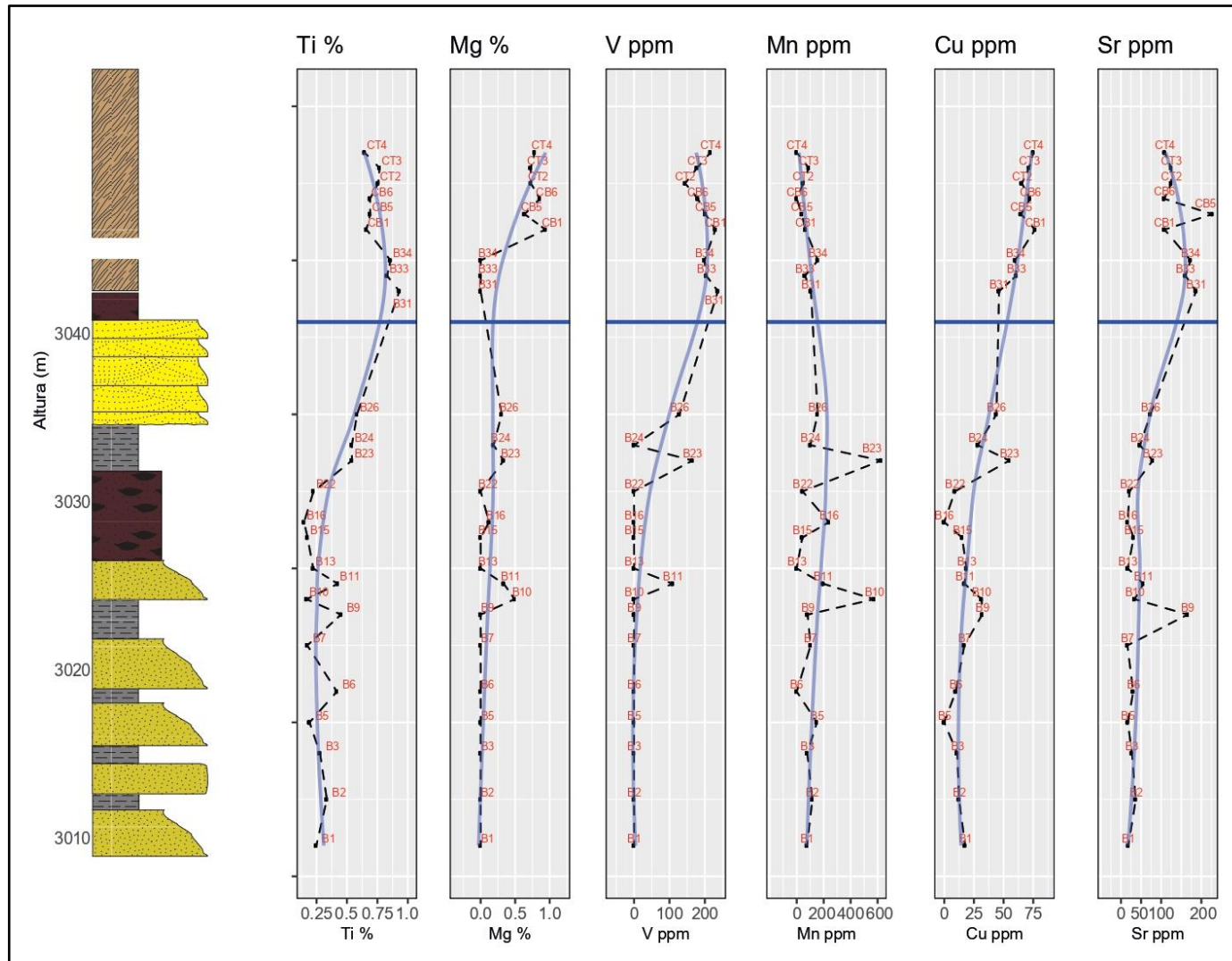


Figura V.2 Continuación

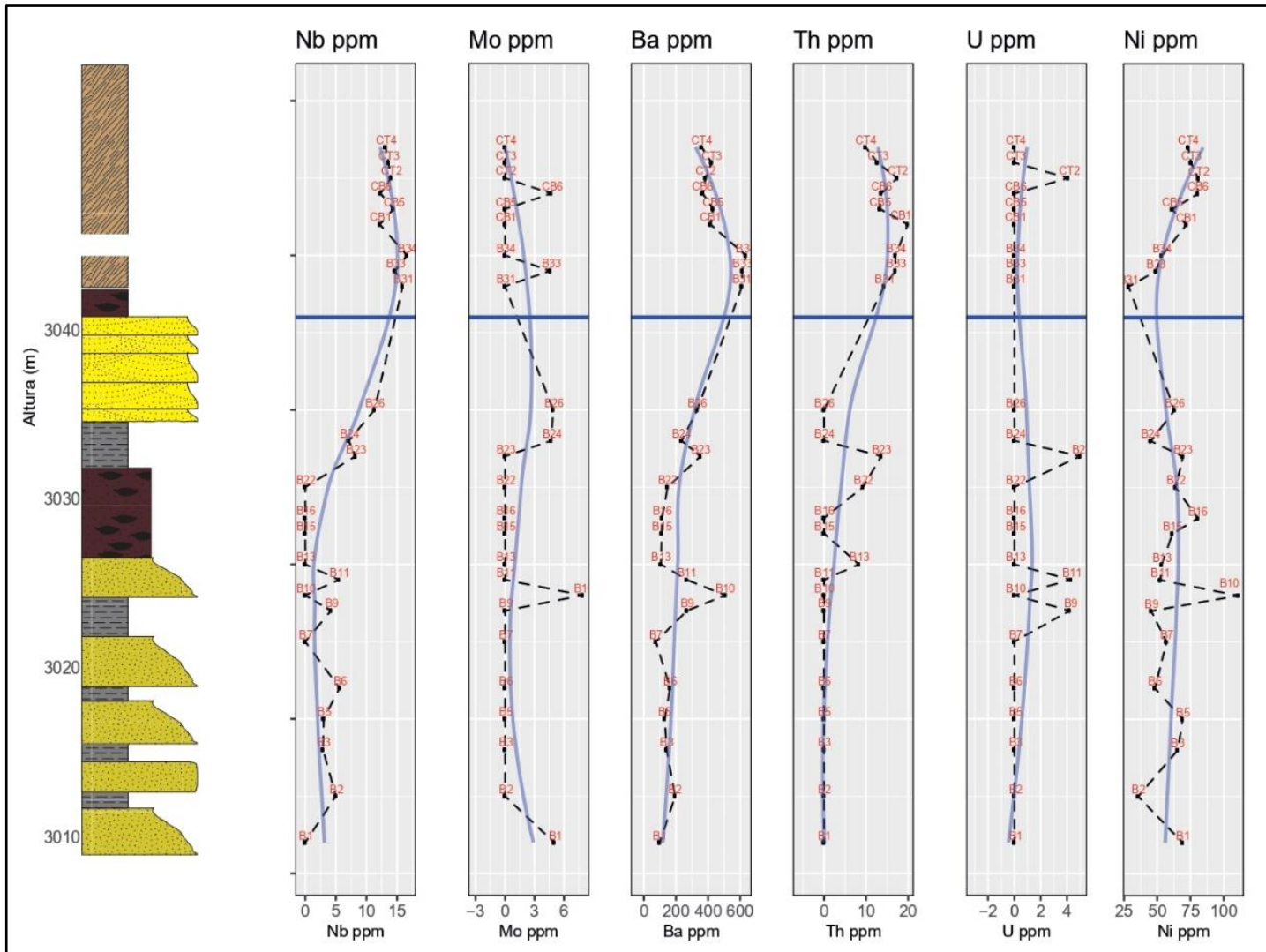


Figura V.2 Continuación