

# **ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL**

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y  
PETRÓLEOS**

**MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL MIEMBRO MEDIO DE LA  
FORMACIÓN GONZANAMÁ.**

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

**OPCIÓN: ARTÍCULO ACADÉMICO**

**JOE ALEXANDER VALAREZO CUENCA**

joe\_alexander29@hotmail.com

**DIRECTOR: PhD. PEDRO REYES**

pedro.reyes@epn.edu.ec

**2021**

## **DECLARACIÓN**

Yo, Joe Alexander Valarezo Cuenca, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada 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 normatividad institucional vigente.

---

Joe Alexander Valarezo Cuenca

## **CERTIFICACIÓN**

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Joe Alexander Valarezo Cuenca, bajo mi supervisión.

---

PhD. Pedro Reyes  
**DIRECTOR DEL PROYECTO**

## **AGRADECIMIENTO**

Agradezco sinceramente al Doctor Pedro Reyes, por su interés, tiempo y conocimiento dedicados para la realización de este proyecto de titulación.

A mi familia, por ese apoyo incondicional, lo cual fue clave para no desistir en la culminación de este trabajo.

A todos mis profesores, que con paciencia y sobre todo conocimiento, fueron los que impulsaron el gusto por esta gran ciencia la Geología.

## DEDICATORIA

A mi familia.

## CONTENIDO

DECLARACIÓN .....	XII
CERTIFICACIÓN .....	XIII
AGRADECIMIENTO .....	XIV
DEDICATORIA.....	XV
CONTENIDO .....	XVI
ÍNDICE DE FIGURAS .....	XVIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XX
ÍNDICE DE ANEXOS .....	XXI
RESUMEN.....	XXII
ABSTRACT .....	XXIII
INTRODUCCIÓN.....	XXIV
JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA.....	XXV
PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN .....	XXVII
OBJETIVOS .....	XXVIII
Objetivo General.....	XXVIII
Objetivos Específicos .....	XXVIII
<b>CAPÍTULO I: CONTEXTO REGIONAL .....</b>	<b>1</b>
1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	1
1.2 CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO .....	1
1.3 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL .....	3
1.3.1 Bloque Amotape-Tahuín.....	3
1.3.2 Cordillera Real .....	3
1.3.3 Formación Sacapalca .....	4
1.3.4 Formación Loma Blanca.....	5
1.3.5 Formación Gonzanamá .....	5
1.3.6 Formación Catamayo .....	7
<b>CAPÍTULO II: CONCEPTOS FUNDAMENTALES.....</b>	<b>7</b>

2.1 DEFINICIÓN DE CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS .....	7
2.1.1 Definición de ambientes sedimentarios .....	7
2.1.2 Definición de Facies.....	8
2.1.3 Secuencias verticales en sedimentos .....	8
2.1.4 Interpretación de facies .....	9
2.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS.....	9
2.2.1 Estructuras erosionales (presedimentarias) .....	10
2.2.2 Estructuras sedimentarias depositacionales (sinsedimentarias) .....	11
2.2.3 Estructuras sedimentarias post-depositacional .....	14
2.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS.....	15
2.3.1 Ambiente lacustre .....	16
2.3.2 Ambiente fluvial.....	17
2.3.3 Ambiente deltaico .....	18
2.3.4 Ambiente de abanico aluvial.....	19
2.4 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	20
2.4.1 Minerales pesados.....	20
2.4.2 Petrografía de areniscas - QFL (cuarzo-feldespato-líticos).....	22
<b>CAPÍTULO III: METODOLOGÍA .....</b>	<b>24</b>
3.1 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO .....	24
3.2 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	25
3.2.1 Minerales Pesados .....	25
3.2.2 Petrografía de areniscas - QFL (cuarzo-feldespato-lítico) .....	28
<b>CAPÍTULO IV: RESULTADOS .....</b>	<b>29</b>
4.1 ANÁLISIS DE FACIES .....	29
4.1.1 Formación Gonzanamá .....	30
4.1.2 Asociación de facies.....	46
4.2 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA.....	51
4.2.1 Análisis de minerales pesados .....	51
4.2.2 Análisis petrográfico de areniscas (Q-F-L) .....	53
4.2.3 Interpretación de los análisis de procedencia.....	55
<b>CAPITULO V. MODELO EVOLUTIVO .....</b>	<b>55</b>

5.1 MODELO DE EVOLUCIÓN DEL MIEMBRO INFERIOR Y MEDIO DE LA FORMACIÓN GONZANAMÁ .....	56
5.1.1 Modelo del Miembro Inferior de la Fm. Gonzanamá .....	56
5.1.2 Modelo del Miembro Medio de la Fm. Gonzanamá.....	57
<b>CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....</b>	<b>59</b>
6.1 CONCLUSIONES.....	59
6.2 RECOMENDACIONES .....	59
<b>BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>61</b>
<b>ANEXOS.....</b>	<b>75</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> Mapa de localización geológica del área de estudio mostrando estructuras y unidades estratigráficas (Modificado de Hungerbühler, 1997). ....	2
<b>Figura 1.2</b> Correlación estratigráfica de las cuencas intramontañosas (Modificado de Hungerbühler, 1997). .....	6
<b>Figura 2.1</b> Tipos de secuencias verticales en sedimentos (Modificado de Arche, 2010).....	9
<b>Figura 2.2</b> Forma de flute cast vista en sección y planta (Tomado de Nichols, 2009).....	11
<b>Figura 2.3</b> Tipos de gradación (Modificado de Tucker, 2003). .....	12
<b>Figura 2.4</b> Forma de los ripples, dunas son estructuras a mayor escala(Tomado de Nichols, 2009).....	13
<b>Figura 2.5</b> Relación entre la dirección del flujo y la disposición de los clastos (Tomado de Nichols, 2009).....	14
<b>Figura 2.6</b> Relación entre la dirección del movimiento de los sedimentos con la dirección del slump (Tomado de Tucker, 2003). .....	15



<b>Figura 2.7</b> Resumen de los diferentes ambientes sedimentarios (Modificado de Nichols, 2009).....	16
<b>Figura 2.8</b> Características de un ambiente lacustre con sedimentación clástica (Tomado de Arche, 2010). .....	17
<b>Figura 2.9</b> Subambientes deposicionales en un ambiente fluvial (Tomado de Nichols, 2009).....	18
<b>Figura 2.10</b> Subambientes deposicionales y partes de un sistema deltaico (Tomado de Boggs, 2006). .....	19
<b>Figura 2.11</b> Partes de un sistema de abanico aluvial (Tomado de Arche, 2010). .....	20
<b>Figura 2.12</b> Cambio en forma de los circones, más redondeada a medida que aumenta cantidad de transporte (Modificada de Markwitz et al., 2017).....	22
<b>Figura 3.1</b> Proceso para extracción de minerales pesados.....	26
<b>Figura 3.2</b> Procedimiento para el análisis de minerales pesados. ....	27
<b>Figura 3.3</b> Mapa de localización de los afloramientos de la zona de estudio. .	28
<b>Figura 4.1</b> Facies del Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá. A) Facies Siltstone and Sandstone (Ss). B) Facies Green organic siltstones and sandstone (Ssg). C) Facies Matrix- supported cobble conglomerate (Gm). D) Facies Inorganic limestones with irregular and nodules chert (Lci). E) Facies Matrix-supported boulder conglomerate (Gmb) y basamento de la cuenca separados por una inconformidad.....	38
<b>Figura 4.2</b> Facies del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá. A) Massive sandstone (Fm) B) Estratificación cruzada en areniscas de la facies (Sa). C) Facies Laminated mudstones (Fl) D) Intercalación de la facies Massive Mudstone (Fm) con Black shale (Fbs) y Organic Limestone (Lo). E) Gradación normal en areniscas de la facies Sandy Turbidites (St). F) Black shale (Fbs). G) y F) Facies Sandy turbidites con estructura de slump, presencia de toba volcánica.....	44
<b>Figura 4.3</b> Láminas delgadas de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. A) Chert no biogénico (micro cuarzo) en nícoles cruzados. B) Chert no biogénico luz normal. C) Caliza inorgánica (dismicrita) en nícoles cruzados.	

D) Caliza inorgánica (dismicrita) luz normal. E) y F) Calizas con fósiles de ostrácodos, espículas de esponja y posibles restos de foraminíferos. .... 45

**Figura 4.4** Columnas estratigráficas de los ambientes sedimentarios en los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá..... 47

**Figura 4.6** Representación del análisis de petrografía de areniscas (QFL), A) Diagrama ternario de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato (F) y líticos (L) (Dickinson et al.,1985). B) Diagrama ternario de cuarzo total (Qt), feldespato (F) y líticos (L) (Dickinson et al.,1985). C) Diagrama ternario de líticos metamórficos (Lm), líticos sedimentarios (Ls) y líticos volcánicos (Lv) (Garzanti et al., 2007; Marensi et al., 2012). D) Diagrama ternario basándose en terminología de Folk et al., 1970..... 54

**Figura 5.1** Esquema del modelo de evolución geológica de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá (no escala), wl= water level. A) Fase 1 desarrollo de un abanico aluvial. B) Fase 2 desarrollo de un lago somero. C) Fase 3 progradación de un sistema deltaico al lago. D) Fase 4 desarrollo de un lago profundo..... 58

## ÍNDICE DE TABLAS

**Tabla 2.1** Asociación de minerales pesados y área fuente (Modificado de Pettijhon et al., 1987; Tucker, 2001)..... 21

**Tabla 2.2** Simbolización de los componentes identificados en el análisis de petrografía de areniscas (Modificado de Dickinson, 1985)..... 23

**Tabla 2.3** Composición de areniscas y su procedencia (Modificado de Dickinson et al., 1983)..... 24

**Tabla 4.1** Descripción e interpretación de las facies del Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá..... 49

## ÍNDICE DE ANEXOS

<b>Anexo 1.</b> Muestras recolectadas a las que se le realizó diferentes análisis de los Miembros Inferior y Medio de la Fm. Gonzanamá. ....	75
<b>Anexo 2.</b> Abundancia de minerales pesados de las muestras de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. ....	76
<b>Anexo 3.</b> Abundancia de componentes de areniscas del análisis petrográfico para los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. ....	77

## RESUMEN

Las cuencas intramontañosas en Ecuador representan secuencias continentales, marinas y transicionales, desarrolladas durante periodos de actividad tectónica. En particular, la Cuenca de Gonzanamá-Catamayo, localizada en la provincia de Loja, se desarrolla en ambientes continentales y marino somero durante el Mioceno. En este contexto, el estudio estratigráfico y sedimentológico del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá, que forma parte de la sucesión Miocénica de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo, aporta información sobre la transición de ambientes marinos-continental y se propone un modelo de evolución geológica de esta cuenca durante el Mioceno Medio.

Análisis sedimentológicos y de procedencia fueron realizados en muestras recolectadas de los afloramientos del Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. Los resultados de los análisis de minerales pesados y análisis petrográfico revelan que las rocas que constituyen el Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá, provienen de arcos volcánicos. Además, los resultados del análisis sedimentológico indican que el ambiente de depositación para el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá es un ambiente continental, mientras que para el Miembro Medio la depositación de los sedimentos se da en un ambiente marino-marginal.

La discusión del presente trabajo se concentra en interpretar los ambientes de depositación y la procedencia de los sedimentos para los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. Además, se discute y propone una reconstitución del modelo geológico coherente con los resultados obtenidos. El presente estudio aporta nociones estratigráficas y sedimentológicas necesarias para comprender la evolución de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo durante el Mioceno Medio.

**Palabras clave:** Ecuador, cuencas intramontañosas, Cuenca de Gonzanamá-Catamayo, Formación Gonzanamá, análisis de procedencia, análisis sedimentológico.

## ABSTRACT

The intramountainous basins in Ecuador represent continental, marine and transitional sequences, developed during periods of tectonic activity. In particular, the Gonzanamá-Catamayo Basin, located in the Loja province, developed in continental and shallow marine environments during the Miocene. In this context, the stratigraphic and sedimentological study of the Middle Member of the Gonzanamá Formation, which is part of the Miocene succession of the Gonzanamá-Catamayo Basin, provides information on the transition from marine-continental environments and proposes a model of geological evolution of this basin during the Middle Miocene.

Sedimentological and provenance analyses were performed on samples collected from outcrops of the Lower and Middle Member of the Gonzanamá Formation. The results of the heavy mineral and petrographic analyses reveal that the rocks that constitute the Lower and Middle Member of the Gonzanamá Formation came from volcanic arcs. In addition, the results of the sedimentological analysis indicate that the depositional environment for the Lower Member of the Gonzanamá Formation is a continental environment, while for the Middle Member the accumulation of the sediments is in a marine-marginal environment.

The discussion of the present work concentrates on interpreting the depositional environments and the origin of the sediments for the Lower and Middle Members of the Gonzanamá Formation. In addition, geological model consistent with the results obtained is discussed and proposed. This study provides stratigraphic and sedimentological notions necessary to understand the evolution of the Gonzanamá-Catamayo Basin during the Middle Miocene.

**Key words:** Ecuador, intramountainous basins, Gonzanamá-Catamayo Basin, Gonzanamá Formation, provenance analysis, sedimentological analysis.

# **MODELO SEDIMENTOLÓGICO DEL MIEMBRO MEDIO DE LA FORMACIÓN GONZANAMÁ.**

## **INTRODUCCIÓN**

Las cuencas intramontañosas ubicadas al sur de los Andes ecuatorianos representan depresiones rellenas con depósitos continentales, marinos y transicionales acumulados durante el Mioceno, preservados en las Cuencas de Cuenca, Loja, Gonzanamá-Catamayo, Malacatos–Vilcabamba, Girón – Santa Isabel y Nabón (Hungerbühler et al., 2002). La formación de las cuencas intramontañosas se desarrolla en dos etapas según Hungerbühler et al. (2002): la primera fase denominada Pacífica Costera ocurre durante el Mioceno Inferior y Medio (15-9.5 Ma) y se produce la depositación de sedimentos en ambientes marinos-marginales. Además, durante esta primera etapa existen evidencias del desarrollo de estructuras en un régimen de tectónica extensional (Hungerbühler et al., 2002; Vinueza, 2006). La segunda etapa denominada etapa Intermontaña, se produce durante el Mioceno Superior (9-6 Ma), se caracteriza por la depositación en un ambiente continental. Las secuencias de esa etapase formaron en un régimen tectónico compresional que resultó con el levantamiento de la parte sur de Ecuador.

La Cuenca Gonzanamá-Catamayo se encuentra ubicada al suroeste de Ecuador, en la provincia de Loja. Se encuentra limitada al oeste por el terreno Amotape – Tahuín y al este por la Cordillera Real. El basamento de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo pertenecen a las sucesiones volcánicas representadas por la Formación Sacapalca y la Formación Loma Blanca (Kennerley, 1973). Estudios anteriores realizados en la Cuenca de Gonzanamá-Catamayo incluyen cartografía, estratigrafía, sedimentología (Kennerley, 1973; Hungerbühler et al., 2002; Steinmann et al., 1999; Ortiz, 2019), análisis morfoestructurales (Vinueza, 2016) y estudios paleontológicos (Martínez-García et al., 2017). Sin embargo, la evolución sedimentológica y su relación con el modelo de apertura de la cuenca, continúan siendo las preguntas geológicas fundamentales en esta zona. Los análisis de procedencia podrían ser clave para clarificar la sedimentología de la zona y comprender la evolución de la cuenca.

El presente estudio se enfoca en determinar la evolución del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá, integrando nuevos resultados del análisis sedimentológico junto al análisis de procedencia de las sucesiones sedimentarias. El análisis de procedencia se determinará a partir de diferentes métodos, el análisis de minerales pesados (HM) y análisis de petrografía de areniscas (cuarzo-feldespatos-líticos). Todo esto para definir el área fuente de donde provienen los sedimentos que rellenan la cuenca. Con los resultados obtenidos e integrando datos de estudios previos, podremos aportar con una mejor perspectiva en cuanto a la sedimentología de parte de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo y proponer un modelo de evolución geológica para el Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

## **JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA**

### **Justificación Teórica**

La estratigrafía del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá ha sido reportada de manera diferente por varios estudios y no existe un consenso en su definición. El Miembro Medio de la Formación Gonzanamá ha sido definido como una secuencia de sedimentos de grano fino según Hungerbühler (1997), Vinuesa (2016) propone que corresponde a una intercalación de areniscas con lutitas negras; Kennerley (1973) indica que son volcanosedimentos; Corrochano (2014) menciona que la sucesión sedimentaria corresponde a un miembro calcáreo. Un estudio más detallado del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá que recopile los trabajos anteriores es pertinente para resolver los problemas de la zona de estudio.

Además, se vuelve necesario investigar el contexto geológico a detalle en el cual el Miembro Medio de la Formación Gonzanamá se depositó en la Cuenca de Gonzanamá. Se considera que el análisis de carácter regional realizado en estudios anteriores carece de estudios relacionados con el análisis de procedencia de sedimentos, el cual resulta fundamental para una mejor comprensión del desarrollo de esta Formación. De esta manera se complementarían la información obtenida en trabajos realizados por:

Hungerbühler (1997); Hungerbühler et al., (2002); Vinueza (2016); Corrochano (2014) y Ortiz, (2019).

## **Justificación Metodológica**

La ausencia de estudios geológicos de detalle en la Cuenca Gonzanamá-Catamayo ha impedido conocer con precisión las condiciones de su formación y depósito. Debido a esto, es muy importante realizar los siguientes análisis:

- Sedimentológico y estratigráfico
- Procedencia de sedimentos
  - Minerales pesados
  - Petrografía de areniscas

El estudio sedimentológico y estratigráfico de la zona representa una de las herramientas más importantes para desarrollar el presente trabajo. El trabajo de campo se lo realizó mediante las descripciones de litología, estructuras sedimentarias, contactos geológicos y la recolección de muestras en afloramientos.

El análisis de procedencia de los sedimentos permite conocer el área fuente de los detritos que rellenaron la cuenca y la historia de deformación tectónica de la sucesión sedimentaria (Mange & Maurer, 1992; Sulieman et al., 2015). El conteo de los componentes mayoritarios de la roca (Cuarzo, Feldespatos, Líticos) proporcionará información sobre el contexto geológico en el cual los sedimentos se depositaron (Mader & Neubauer, 2004). Por otro lado, el análisis de minerales pesados que se extrae con la ayuda de líquidos densos (Politungstato de sodio), ayuda a reconstruir la naturaleza del área fuente de los sedimentos y delimitar sucesiones sedimentarias (Mange & Maurer, 1992). Los índices de minerales pesados como el ZTR (circón-turmalina-rutilo) define el grado de madurez de los sedimentos (Hubert, 1962).

La procedencia de sedimentos definirá el ambiente tectónico en el cual se desarrolló la cuenca (Weltje et al., 2004), para ello se realizaron análisis



petrográficos de componentes de roca (cuarzo-feldespatos-líticos) y análisis de minerales pesados (HM).

El método de minerales pesados (HM) utiliza minerales con densidad mayor a 2.85 g.cm<sup>-3</sup> (Mange y Maurer, 1992) y se utiliza para determinar la roca fuente de dichos detritos. El porcentaje de asociaciones minerales pesados permite determinar el grado de madurez de los sedimentos (Hubert, 1962).

Los análisis petrográficos de los sedimentos permitirían definir la procedencia de los mismos, el análisis consiste en determinar la textura y composición de los minerales y líticos presentes en la muestra. Cuantificando los diferentes componentes (cuarzo, feldespatos y líticos) con ayuda de un microscopio petrográfico. A partir de estos datos se utilizan parámetros estadísticos para determinar el ambiente tectónico en el cual fué depositada la roca clástica (Dickinson et al., 1985). Estos estudios permiten definir con exactitud la procedencia de los sedimentos cuando se conocen los límites de la cuenca y la petrografía de rocas adyacentes (Mange y Maurer, 1992).

Para realizar los estudios mencionados se recolectaron muestras de diferentes afloramientos del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá, las cuales fueron procesadas para la obtención de minerales pesados y conteo de Q-F-L para el diagrama de procedencia de Dickinson et al., (1985).

### **Justificación Práctica**

El estudio del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá contribuye con un detalle litoestratigráfico a la definición espacial y temporal de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo, facilitando la definición del ambiente, los procesos de depositación de sedimentos y la procedencia de los minerales encontrados en la Formación. Además, permitirá la definición de un modelo sedimentológico. Dicho conocimiento aporta para la realización de la cartografía geológica por parte de los organismos pertinentes y su respectiva planificación territorial.

### **PREGUNTA DE INVESTIGACIÓN**

Las preguntas geológicas-científicas latentes para la zona de la Cuenca de Gonzanamá-Catamayo y que porientan el presente trabajo son:

¿Cuáles son los sub ambientes sedimentarios en la cual se depositaron los sedimentos de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo?

¿Cuál es el modelo de evolución geológica de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo?

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo General**

Proponer un modelo de evolución geológica que permita determinar la dinámica de la Cuenca Gonzanamá-Catamayo durante de Mioceno Medio.

### **Objetivos Específicos**

1. Elaborar un análisis sedimentológico (facies) y estratigráfico en los afloramientos más representativos de la zona de estudio.
2. Caracterizar el ambiente tectónico con la ayuda del diagrama de Dickinson (Qz-Fd-Lts).
3. Analizar la fuente de procedencia y grado de madurez mediante el análisis de minerales pesados.
4. Caracterizar el ambiente de depositación de los sedimentos del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá.

# **CAPÍTULO I: CONTEXTO REGIONAL**

## **1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO**

El área de estudio del presente trabajo de investigación se encuentra ubicado en la región suroccidente de Ecuador, en los cantones Catamayo, Gonzanamá, Colca y Nambacola, en la provincia de Loja.

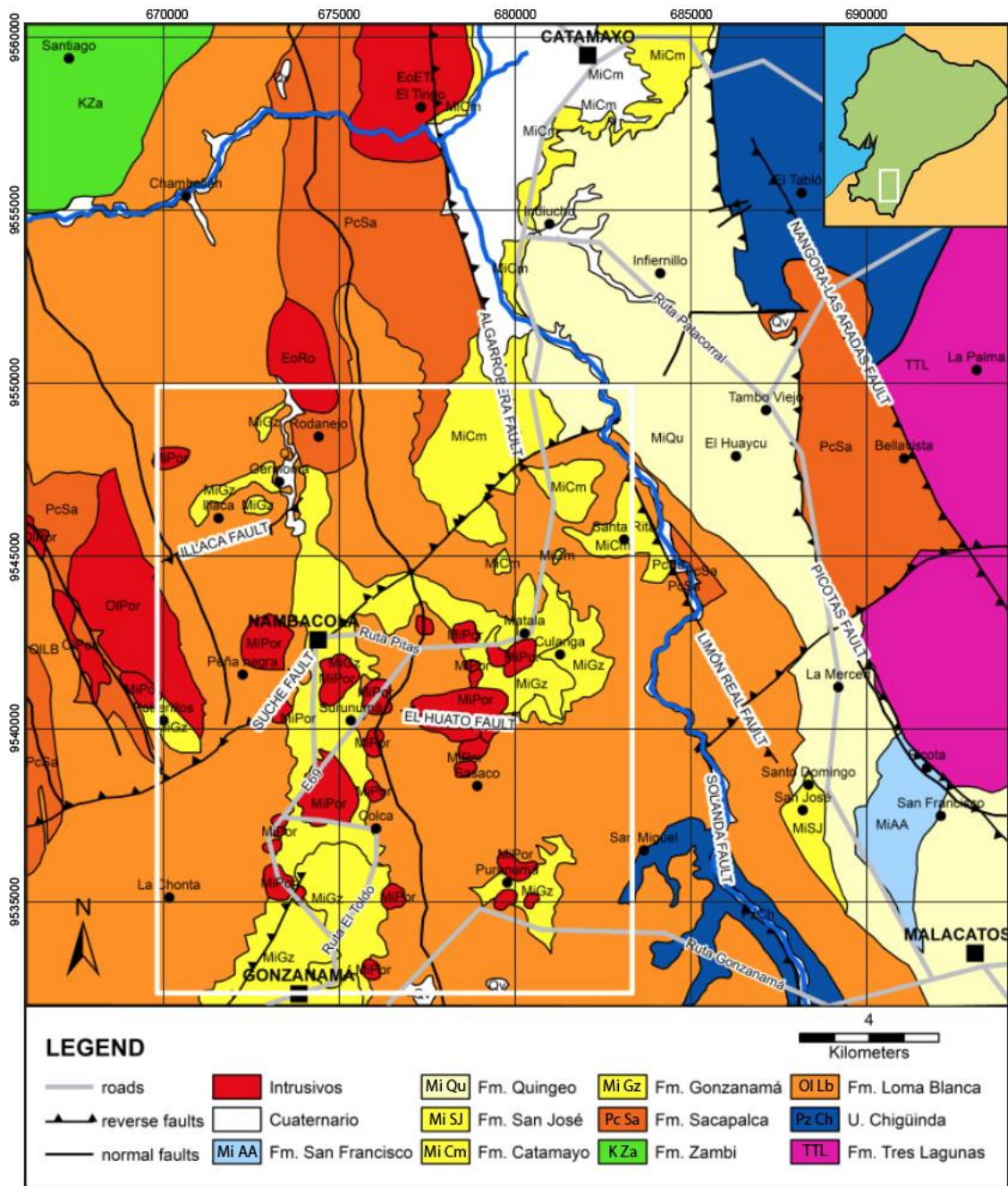
La vía principal hacia la zona de estudio es la vía E69 que conecta a los cantones Gonzanamá con Catamayo. También se toman en cuenta carreteras de segundo orden para trasladarse a diferentes afloramientos ubicadas en localidades como Colca, Nambacola y Gerinoma (Figura. 1.1).

Cartográficamente el área de estudio se encuentra en las cartas topográficas, escala 1:50.000 Gonzanamá: Gonzanamá (3781-III), Catamayo (3782-III), Nambacola (3781-IV).

## **1.2 CONTEXTO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO**

La cuenca intermontañosa Gonzanamá-Catamayo del sur de Ecuador, se encuentra ubicada al oeste del margen continental sudamericano activo, está limitada al occidente por el terreno Amotape-Tahuín y al oriente por la Cordillera Real.

Según Hungerbühler et al. (2002), las cuencas intermontañas fueron depositadas en dos etapas: durante el Mioceno temprano y medio, los sedimentos se depositan en una etapa que la denominada secuencias costeras pacíficas, que consisten en ambientes marino, marinos someros, lacustres, que cubre una mayor parte al sur de Ecuador. La segunda etapa durante el Mioceno tardío, los sedimentos se depositan en la secuencia denominada intermontaña, por lo que consiste de facies continentales cubiertas por material volcánico. Durante la sucesión pacífica costera, ocurre el desplazamiento del bloque Norandino (NAB) a lo largo de la falla Calacali - Pallatanga, provocando esfuerzos extensiones lo cual produce la entrada del mar hacia el Este (Hungerbühler, 1997).



**Figura 1.1** Mapa de localización geológica del área de estudio mostrando estructuras y unidades estratigráficas (Modificado de Hungerbühler, 1997).

Para el Mioceno tardío se produce una inversión tectónica, que refleja el inicio del levantamiento en la región Interandina, y que se caracteriza por albergar pequeñas cuencas continentales dominados por procesos fluviales y aluviales (Hungerbühler, 1997; Steinmann et al., 1999).

## 1.3 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

A continuación, se describen algunas Formaciones geológicas que aparecen en la Cuenca Gonzanamá-Catamayo como son: Bloque Amotape-Tahuín y la Cordillera Real que representan los límites de la cuenca. Formación Sacapalca y la Formación Loma Blanca que caracteriza el basamento de la cuenca. Finalmente, la Formación Gonzanamá y Formación Catamayo completan el relleno sedimentario de la cuenca.

### 1.3.1 Bloque Amotape-Tahuín

El bloque Amotape – Tahuín es considerado como un terreno acrecionado en el margen andino durante el Jurásico tardío y Cretácico temprano (Jaillard et al., 1999). Es un cinturón metamórfico que se encuentra en la provincia de El Oro, al SW de Ecuador y al NW de Perú. Estas rocas han sido afectadas por un evento de cizallamiento transtensional dextral (Aspden et al., 1995).

**Litología:** Consiste en unidades sedimentarias semipelíticas al sur que va aumentando el grado metamórfico hacia el norte, de afinidad tanto continental como oceánicas y rocas intrusivas (Kennerley, 1973; Aspden et al., 1995).

**Edad:** Las rocas metasedimentarias del bloque Amotape-Tahuín son consideradas de edad Paleozoica, mientras que los intrusivos son de edad Triásicos (Aspden et al., 1995).

### 1.3.2 Cordillera Real

La Cordillera Real es una cadena montañosa, está conformada por cinturones lineales de rocas metamórficas con dirección NNE que están afectadas por cuerpos intrusivos como plutones de tipo S y tipo I; está cubierta por rocas volcánicas cenozoicas (Aspden & Litherland, 1992). La Cordillera Real está compuesta por cinco divisiones litotectónicas delimitadas por estructuras tectónicas, de oeste a este de la siguiente manera: división Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, con sus respectivas suturas las fallas: Peltetec, Baños, Llanganates y Cosanga-Mendez (Pratt et al., 2005). Según el mapa geológico

de Ecuador 2017 escala 1:1 000 000, la zona de estudio limita al oeste con la Unidad Chigüinda que pertenece a la división Loja.

**Litología:** La Unidad Chigüinda litológicamente esta conformada por semipelitas, cuarcitas y filitas negras (Litherland et al., 1994).

**Edad:** La edad asignada para la Unidad Chigüinda es Paleozoico (Litherland et al., 1994).

**Ambiente de formación:** La Unidad Chigüinda fué derivada de una fuente continental, probablemente en una fuente intracratónica o un ambiente de margen pasivo (Aspden & Litherland, 1992).

### 1.3.3 Formación Sacapalca

La Fm. Sacapalca tiene un espesor de 2000 m (Baldock, 1982), presenta una tendencia N-S (Hungerbühler et al., 2002), depositada en discordancia angular sobre las rocas metamórficas de la cordillera Real, el complejo metamórfico de El Oro y las sucesiones sedimentarias Celica, Alamor, Naranjo y Casanga (Figura. 1.2). Está superpuesta por las Formaciones Río Playas, Loma Blanca y Gonzanamá (Hungerbühler, 1997). Los volcánicos intermedios están entrelazados con la Formación Saraguro (Pratt et al., 1997).

**Litología:** La Formación Sacapalca está conformado litológicamente por material sub aéreo, principalmente tobas y aglomerados de composición andesítica con intercalaciones de red beds fluviales (Kennerley, 1973; Jaillard et al., 1996).

**Edad:** La edad de la Formación Sacapalca no está bien establecida, dataciones del plutón El Tingo de edad de K-Ar de  $47 \pm 2$  Ma en hornblenda y  $50 \pm 3$  Ma en biotita (Kennerley, 1980); plutón San Lucas datado por ZFT data una edad de  $39,1 \pm 3$  Ma (Steinmann et al., 1997); dataciones en dacita por ZFT da una edad de  $66.9 \pm 5.8$  Ma (Jaillard et al., 1996). Las diferentes edades obtenidas en plutones pueden ser explicadas por las diferentes temperaturas de cierre de los diferentes minerales (Hungerbühler et al., 1997).

#### **1.3.4 Formación Loma Blanca**

La Formación Loma Blanca con un espesor de 2000 m, está en discordancia sobre el basamento metamórfico del Paleozoico (Unidad Chingüinda), y sobre la Formación Sacapalca. En la región de la Cuenca Río Playas, Loma Blanca descansa sobre la Formación Río Playas y en inconformidad sobre las rocas andesíticas de la Formación Sacapalca (Kennerley, 1973; 1980).

**Litología:** La Formación Loma Blanca está constituida por rocas piroclásticas de composición intermedia y ácida, principalmente ignimbritas, toba de pómez y brechas volcánicas.

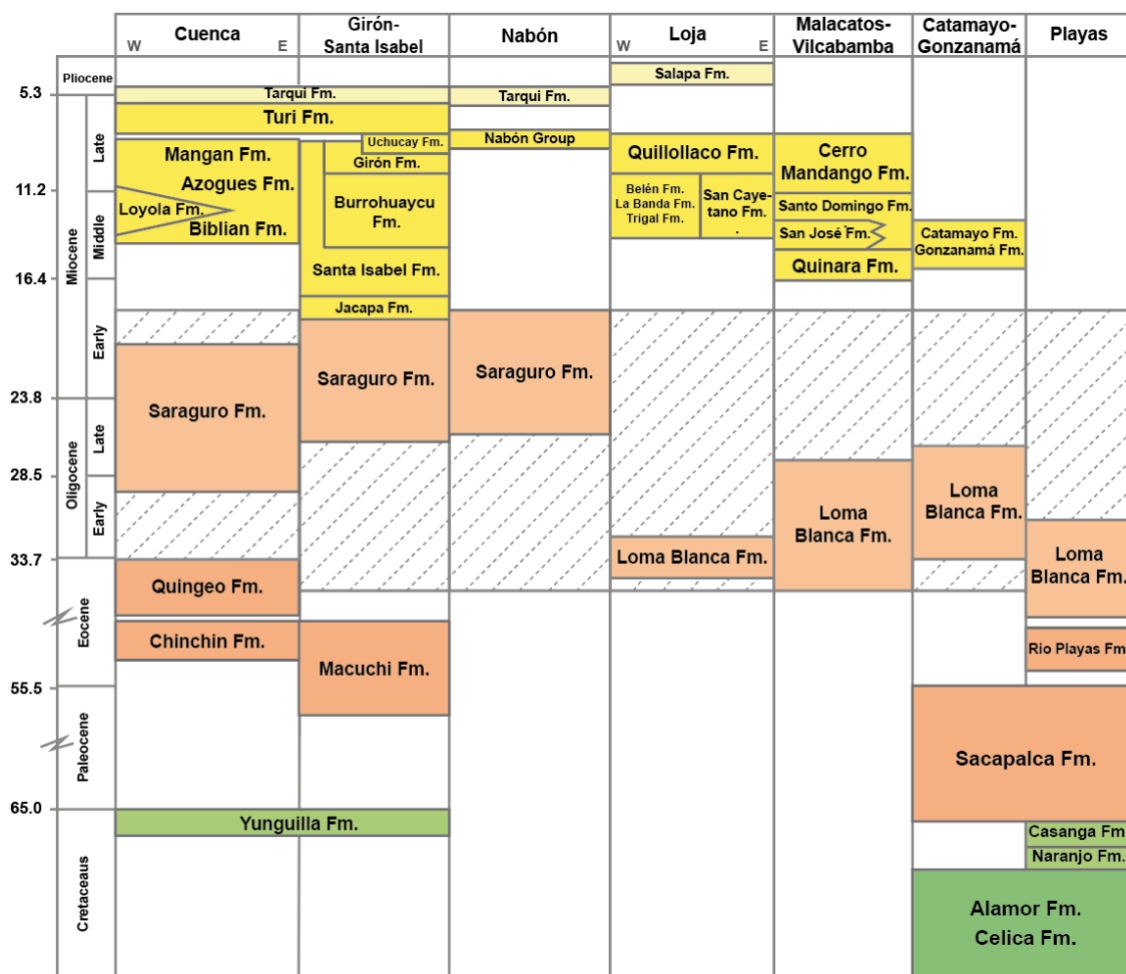
**Edad:** La Formación Loma Blanca asume una edad de Oligoceno tardío a Mioceno medio, está incluido en el Grupo Saraguro (Kennerley, 1973). Edades por ZFT sugieren edades de  $40.6 \pm 5.4$  a  $26,6 \pm 4.0$  Ma en la Cuenca Vilcabamba-Malacatos. En la Cuenca de Loja data una edad de 36,8 Ma, dos edades por ZFT en la Cuenca Río Playas y Catacocha muestran edades de  $42.2 \pm 3.4$  y  $31.1 \pm 2.8$  Ma respectivamente que da una edad de Eoceno tardío a Oligoceno (Hungüerbühler, 1997).

#### **1.3.5 Formación Gonzanamá**

La Formación Gonzanamá se considera como una unidad volcano-sedimentaria que sobreyace las Formaciones Sacapalca y Loma Blanca en discordancia angular (Figura 1.2). El espesor de la Fm. Gonzanamá varía entre 500 hasta 1000 metros. (Hungerbühler et al., 2002). La Formación Gonzanamá está afectada por metamorfismo de contacto debido a intrusiones de pórfidos evidenciado en el sector Pueblo Nuevo y Lagunas (Vinuesa, 2016), que deforma localmente los sedimentos.

**Litología:** La Formación Gonzanamá litológicamente está constituida por areniscas amarillas, areniscas limosas, limolitas, lutitas y en menor cantidad conglomerados, todas éstas se encuentran intercaladas de material volcánico (toba), las areniscas calcáreas contienen ostrácodos, bivalvos y gasterópodos (Hungerbühler, 1997). Abundantes vetas de yesos con impregnaciones de sulfuros cortan los sedimentos (Hungerbühler et al., 2002). Los conglomerados

contienen clastos volcánicos de composición andesítico (Vinueza, 2016). Existen estructuras de deformación sinsedimentaria como slumps que están rodeados de estratos no deformados, pueden ser formados por procesos gravitacionales antes de que los sedimentos fueran consolidados (Kennerley, 1973).



**Figura 1.2** Correlación estratigráfica de las cuencas intramontañosas (Modificado de Hungerbühler, 1997).

**Edad:** Esta Formación es considerada por Kennerley (1973) de edad Maastrichtiana en base a dataciones paleontológicas, sin embargo, Hungerbühler (1997) considera que esta formación es de edad Mioceno medio, cuyas dataciones fueron realizadas por el método ZFT en tefras.

**Ambiente de depositación:** La Fm. Gonzanamá ha sido interpretada como un relleno de sedimentos en un ambiente marino marginal (lagoon y lacustre) con influencia fluvial (Hungerbühler et al., 2002).



### **1.3.6 Formación Catamayo**

La Formación Catamayo con un espesor aproximado de 400 m (Jaillard et al., 1996) se encuentra en discordancia angular sobre las Formaciones Sacapalca y Loma Blanca en el afloramiento ubicado en la ciudad de Catamayo (Hungerbühler et al., 2002).

**Litología:** La Formación Catamayo litológicamente consisten en su parte inferior de lutitas, limolitas y areniscas con abundantes vetillas de yeso, en su parte media está definido por areniscas gruesas y conglomerados, y finalmente en su parte superior dominada de lutitas con intercalaciones de areniscas y limolitas, clastos volcánicos se encuentran en las secuencias inferior e intermedio en cambio para la parte superior se encuentran fragmentos de rocas metamórficas (Hungerbühler, 1997).

**Ambiente de depositación:** La Formación Catamayo se ha interpretado como una secuencia depositada en un ambiente costero, planicie costera y fluvial con aporte marino (Jaillard et al., 1996). Sauer (1965) asume una edad de Mioceno a Plioceno, sin embargo, Jaillard et al., (1996) por datos de microfauna propone una edad de Eoceno tardío.

## **CAPÍTULO II: CONCEPTOS FUNDAMENTALES**

En este capítulo se exponen los conceptos básicos necesarios en el desarrollo de este trabajo. Los temas a definirse son de carácter sedimentológico y de las diferentes metodologías que se implementaron para el desarrollo del tema investigativo.

### **2.1 DEFINICIÓN DE CONCEPTOS SEDIMENTOLÓGICOS**

#### **2.1.1 Definición de ambientes sedimentarios**

Un ambiente sedimentario se puede definir como cualquier zona de la tierra continental o marino, en la que se acumulan sedimentos, que se caracterizan

por tener propiedades y procesos químicos y/o físicos diferentes a las zonas adyacentes (Nichols, 2009; Arche, 2010)

### **2.1.2 Definición de Facies**

El concepto de facies es fundamental en sedimentología, ya que en el estudio de rocas sedimentarias las facies presentan características geométricas y estructurales que permiten agruparlas y poder deducir los procesos y entornos depositacionales (Tucker, 2003; Arche, 2010).

Se define una facies como un conjunto particular de atributos presentes dentro de una sucesión de rocas sedimentarias que pueden ser diferencias de litología, estructuras sedimentarias, textura, distribución de fósiles, color, geometría, paleocorriente, etc (Selley 1970; Tucker, 2003).

Las facies se dividen en litofacies, biofacies e icnofacies:

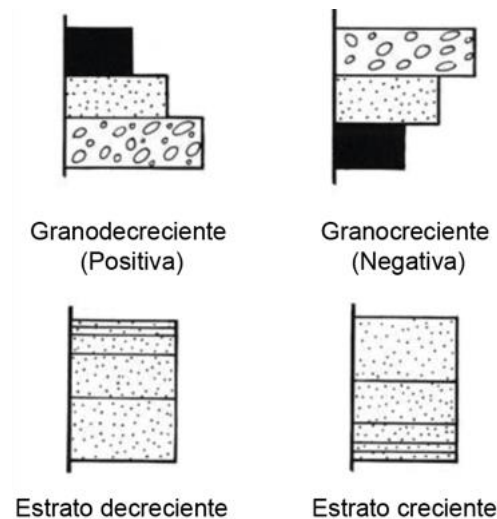
Las litofacies son las unidades de rocas que tienen características tales como tamaño de grano, mineralogía, estructuras sedimentarias, etc., que permiten diferenciarlas de unidades de rocas adyacentes. Las biofacies se caracterizan por un conjunto de organismos fósiles y materia orgánica existente. Las icnofacies es la asociación de icnofósiles que aparecen en un mismo medio sedimentario (Tucker, 2003; Arche, 2010; Buatois et al., 2011).

### **2.1.3 Secuencias verticales en sedimentos**

El tamaño de grano en una sucesión sedimentaria refleja la cantidad de energía del proceso generador para la depositación de los sedimentos (Nichols, 2009; Arche, 2010). Es un recurso fundamental para el análisis de facies.

En los sedimentos se conocen dos tipos de secuencias verticales en relación con el tamaño de grano (Figura 2.1): secuencia granocreciente o negativa (aumenta tamaño de grano desde la base) y secuencia granodecreciente o positiva (disminuye tamaño de grano desde la base), estas a su vez se pueden apilar verticalmente formando sucesiones estrato creciente (aumenta tamaño de

estrato desde la base) y estrato decreciente (disminuye tamaño de estrato desde la base).



**Figura 2.1** Tipos de secuencias verticales en sedimentos (Modificado de Arche, 2010).

### 2.1.4 Interpretación de facies

La interpretación de facies considera la sucesión de facies vertical, ya que las facies son productos de la depositación de ambientes que originalmente eran adyacentes horizontalmente según la ley de Walter (Walter, 1884; Tucker, 2003).

En una sucesión de rocas sedimentarias, la ocurrencia de un grupo o conjunto de facies que guardan una relación física y génesis común se la llama asociación de facies. Las facies que comprenden una asociación generalmente se depositan en el mismo entorno o ambiente sedimentario (Arche, 2010; Tucker, 2003).

## 2.2 ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las estructuras sedimentarias son atributos importantes de las rocas sedimentarias, ya que siempre se forman in situ, no pueden ser transportadas ni reelaboradas. Estas estructuras pueden ocurrir tanto en superficie como en un ambiente marino profundo, pueden indicar procesos y condiciones de depositación, direcciones de corrientes que acumularon los sedimentos (Tucker, 2003), representan la disposición geométrica que los sedimentos adquieren

durante los procesos de depositación o posterior a esta (Cheel, 2005). Las estructuras sedimentarias se las puede clasificar como: presedimentarias, postsedimentarias y sinsedimentarias (Arche, 2010).

Las estructuras presedimentarias se forman en el basamento, siempre son erosivas. Las estructuras sinsedimentarias se forman cuando los sedimentos se están depositando, dan información sobre la velocidad de la corriente que originó la depositación de los sedimentos. Las estructuras postsedimentarias se producen luego de la acumulación de los sedimentos (Nichols; 2009; Arche, 2010).

### **2.2.1 Estructuras erosionales (presedimentarias)**

Las estructuras erosionales son comunes en ambientes donde las corrientes de agua desgastan el estrato por donde pasan, nos da información sobre la dirección de las corrientes (Allen, 1970; Tucker, 2003).

#### **2.2.1.1 Canales**

Los canales son una estructura que se produce por la socavación de un flujo canalizado, lo cual remueve parcial o totalmente los sedimentos. Comúnmente éstas estructuras están asociadas a ríos, pero también puede existir en condiciones marinas profundas. El tamaño de los canales puede variar de metros a cientos de metros de profundidad y de metros a kilómetros de longitud. Ésta estructura generalmente tiene una forma cóncava (Nichols, 2009). Estos canales son rellenados comúnmente por conglomerados en su parte basal (deposito tipo lag) y areniscas (Tucker, 2003; Arche, 2010).

#### **2.2.1.2 Flute cast**

Estas estructuras sedimentarias se forman en un sedimento de tamaño fino, dejando una cavidad por la erosión causado por sedimentos más gruesos transportados por flujos turbulentos, dichas cavidades son posteriormente rellenadas por sedimentos a medida que el flujo pierde velocidad. Su forma en planta es elongada y triangular, vista en sección es asimétrica (Figura 2.2), su parte más profunda (cavidad) se localiza en el extremo donde empieza la dirección de la corriente. Estas estructuras son típicas de turbiditas arenosas.

Los flute cast son indicadores de las direcciones de las paleocorrientes (Tucker, 2003; Nichols, 2009).



**Figura 2.2** Forma de flute cast vista en sección y planta (Tomado de Nichols, 2009).

## **2.2.2 Estructuras sedimentarias depositacionales (sinsedimentarias)**

Las estructuras depositacionales ocurren en la superficie de estratos y dentro de ellas, se producen cuando existe transferencia de sedimentos no cohesivos desde el flujo a la capa y viceversa. Las estructuras más comunes son estratificación, laminación, estratificación cruzada, ripples y mudcracks (Allen, 1970). Adicionalmente, se encuentran también en este grupo algunas estructuras de origen biogénico como las estructuras de bioturbación, raíces entre otros.

### **2.2.2.1 Estratificación**

Los estratos se forman debido al cambio en la forma de sedimentación; se puede definir por cambio en el color, composición del sedimento, o tamaño de grano (Tucker, 2003). Pueden presentarse con diferentes geometrías y están compuestas de rocas sedimentarias que tienen características diferentes para poder diferenciarlos de estratos superiores e inferiores (Ponce, 2018). Las superficies de los planos de estratificación pueden ser lisas, onduladas, discontinuas, etc (Tucker, 2003). La estratificación puede aparecer en espesores variables siempre mayores a 1 cm se encuentra separados por planos de estratificación (Nichols, 2009; Ponce, 2018).

### **2.2.2.2. Laminación paralela**

La laminación paralela puede estar presente tanto en areniscas, calizas y mudstones. Esta estructura se caracteriza por la presencia de capas delgadas (< 1 cm), que se producen por el cambio es la mineralogía de los sedimentos,

tamaño de grano y color. Se produce a través de depositación por suspensión, precipitación mineral y corrientes de turbidez de baja densidad (Tucker, 2003).

### 2.2.2.3 Masivas

Estos depósitos no muestran estratificación interna, se presentan comúnmente en granos de tamaño de arena, estos depósitos pueden llegar a tener espesores de varios metros. Estas capas pueden generarse por procesos biológicos o procesos mecánicos (Ponce, 2018). Se producen por una sedimentación rápida, donde no hubo tiempo suficiente para desarrollar estructuras, es característico de corrientes de turbidez, debris flow y en algunas areniscas de origen fluvial (Tucker, 2003)

### 2.2.2.4 Gradadas

Un estrato puede mostrar patrones crecientes o decrecientes debido a la depositación por corrientes de densidad que experimentan desaceleración en su velocidad como en las turbiditas, cuando la velocidad del flujo aumenta se producen depósitos con gradación inversa donde las partículas más finas están en la base y hacia arriba las partículas más gruesas, caso contrario produce depósitos con gradación normal que es la disminución del tamaño de grano hacia arriba y la no gradada es una mezcla de tamaño de partículas (Figura 2.3). La velocidad de la sedimentación depende del tamaño de la partícula, densidad y viscosidad del fluido (Ponce, 2018; Tucker, 2003).

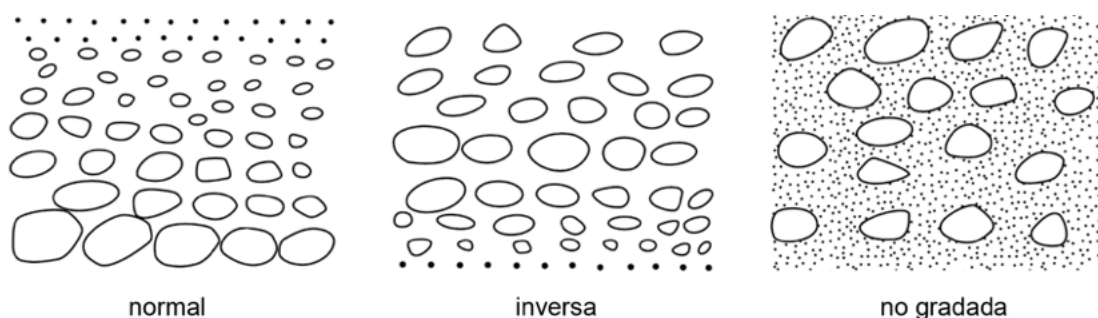


Figura 2.3 Tipos de gradación (Modificado de Tucker, 2003).

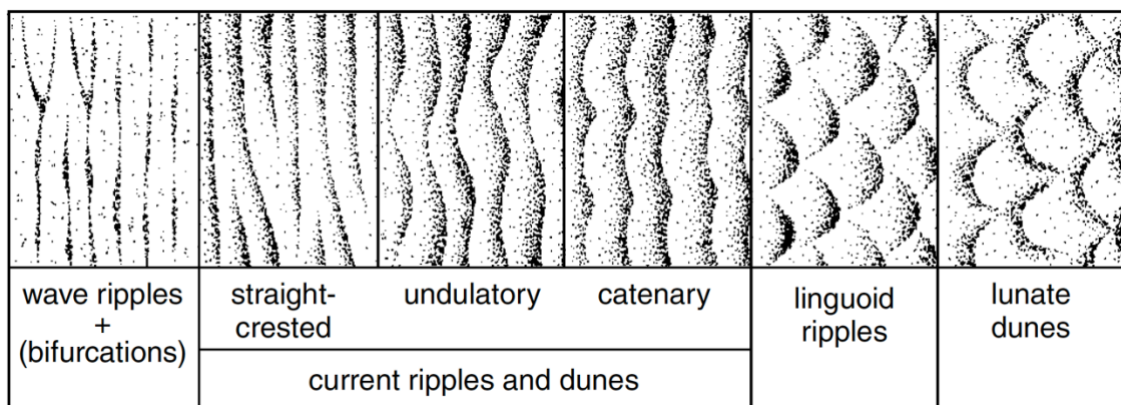
### 2.2.2.5 Estratificación cruzada

Es una estructura sedimentaria que se desarrolla en el interior de las arenas y depósitos más gruesos, consiste en una estratificación en ángulo con respecto

a la dirección principal del estrato. Se forma como resultado de la depositación durante la migración de ripples, dunas, así como también por el relleno de cavidades y socavaciones erosivas, a través de esta estructura sedimentaria se puede deducir la dirección de las paleocorrientes (Tucker, 2003; Nichols, 2009).

### 2.2.2.6 Ripples

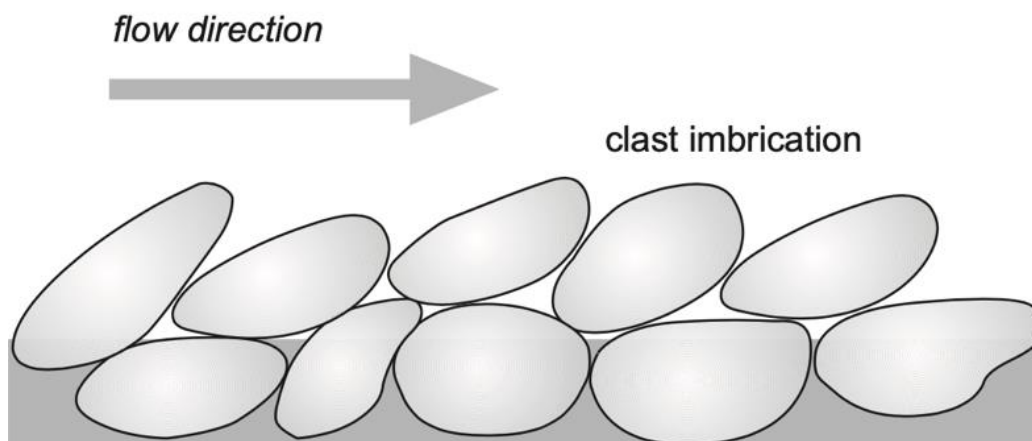
Estas estructuras se pueden desarrollar en rocas como areniscas, calizas, cherts, etc. Los ripples son muy comunes y ocurren en las superficies de los estratos. Se producen por corrientes unidireccionales por lo cual tienen formas asimétricas (Figura 2.4), se pueden desarrollar en cualquier ambiente sedimentario (Tucker, 2003), en el que las partículas son acumuladas por un fluido. La forma, tamaño y la laminación interna de los ripples, depende de la velocidad de la corriente y si esta es unidireccional o no (Nichols, 2009).



**Figura 2.4** Forma de los ripples, dunas son estructuras a mayor escala(Tomado de Nichols, 2009).

### 2.2.2.7 Imbricación

Este tipo de estructura se produce en su mayoría en sedimentos de tamaño grueso (gravas y cantos), la imbricación de clastos se produce cuando estos ofrecen menor resistencia al flujo que los mueve, ésta estructura puede dar información sobre la dirección de la paleocorriente (Tucker, 2003; Nichols, 2009). Los clastos pueden ser orientados en dirección preferencial ya sea por corrientes de río o flujos glaciares (Nichols, 2009). La Figura 2.5 muestra la relación que tiene la dirección de los clastos respecto a la dirección del flujo.



**Figura 2.5** Relación entre la dirección del flujo y la disposición de los clastos (Tomado de Nichols, 2009)

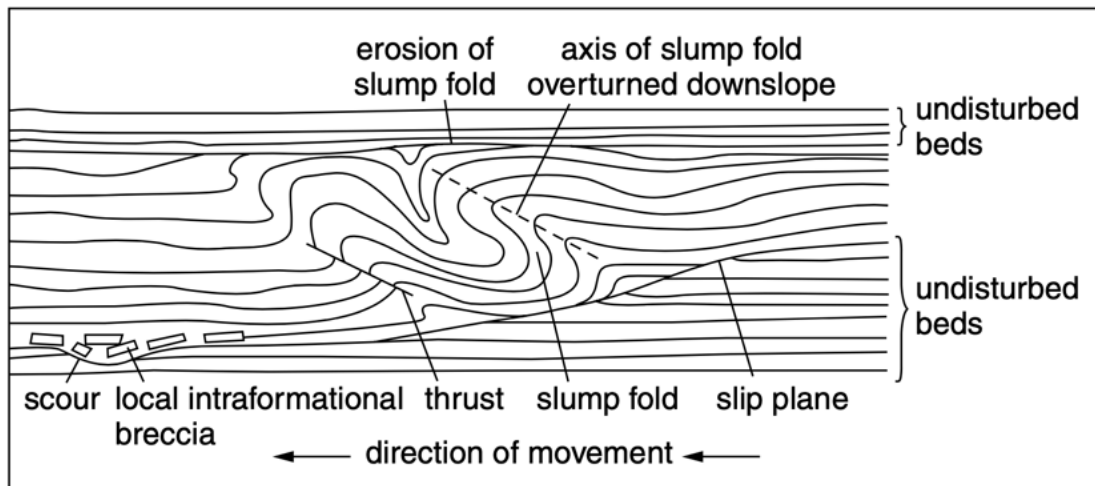
### 2.2.3 Estructuras sedimentarias post-depositacional

Estas estructuras son formadas después de la depositación de los sedimentos, algunas mediante movimientos del material depositado (*slumping* y *sliding*) y otras por reorganización interna por deshidratación y carga. Procesos post-depositacionales físico-químicos y químicos pueden producir estilolitos, nódulos y *dissolution seams* (Tucker, 2003).

#### 2.2.3.1 Slump

Los slump son pliegues que se forman como resultado de deslizamiento gravitacional que se forman contemporáneamente a la sedimentación, estos se producen al existir una inestabilidad de sedimentos en una pendiente, sismos o adición repentina de carga de sedimentos depositados en ambientes subaéreos o subacuáticos (Maltman, 1994). Se diferencian de pliegues tectónicos porque están limitados por estratos concordantes, tanto la base y el techo que no presentan deformación (Ponce, 2018). Los ejes del pliegue están inclinadas en dirección contraria a la pendiente (Figura 2.6), por lo cual con la orientación del slump se puede deducir la dirección de la paleopendiente (Tucker, 2003).





**Figura 2.6** Relación entre la dirección del movimiento de los sedimentos con la dirección del slump (Tomado de Tucker, 2003).

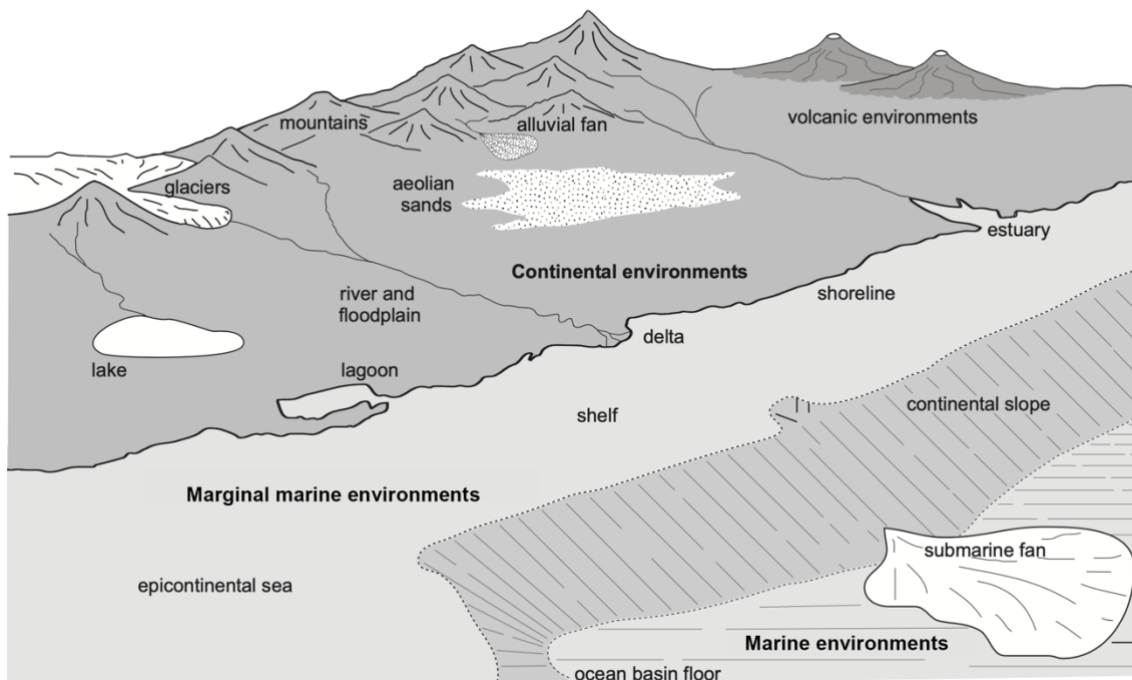
### 2.2.3.2 Nódulos y concreciones

Esta estructura sedimentaria es parte de la cementación. Existen dos tipos de nódulos: los diagenéticos que son formados durante la diagénesis y el enterramiento; el pedogénico formado por procesos de formación del suelo. Estas estructuras sedimentarias se las distingue fácilmente ya que su forma suele ser redondeada, pero pueden existir formas alargadas o irregulares. Los nódulos pueden estar compuestos de minerales como calcita, yeso, pirita, etc. Son muy comunes en areniscas, mudstone y calizas (Tucker, 2003).

Se denomina nódulos a las formas irregulares y concreciones a las formas más simétricas y redondeadas (Nichols, 2009).

## 2.3 AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Un ambiente sedimentario se define como una parte de la superficie terrestre que se han acumulado sedimentos y que se diferencia física, química y biológicamente de las zonas adyacentes (Selley, 1970). Los ambientes de depositación de sedimentos de forma general se dividen en marino profundo, marino marginal y continental (Figura 2.7) (Boggs, 2006).

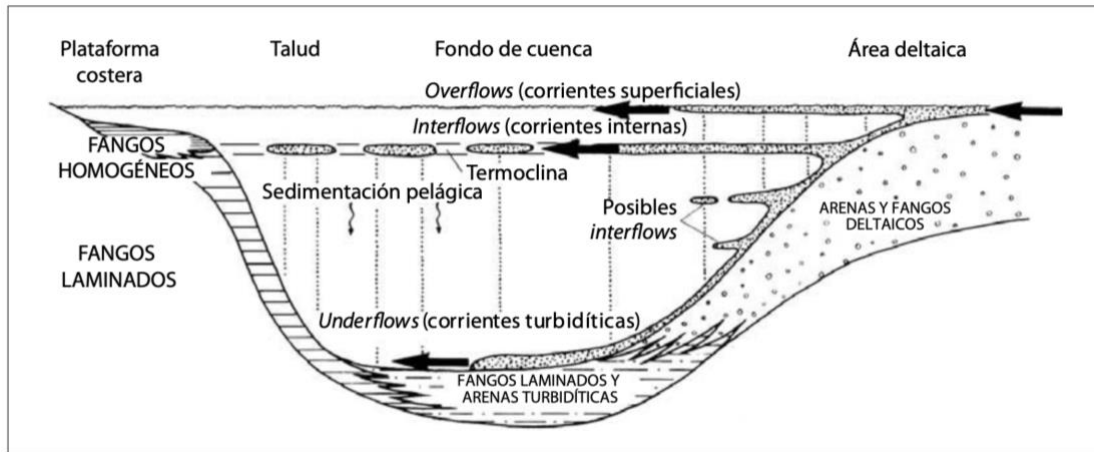


**Figura 2.7** Resumen de los diferentes ambientes sedimentarios (Modificado de Nichols, 2009).

### 2.3.1 Ambiente lacustre

Un lago es un cuerpo de agua estancada dulce o salina, que pueden ser alimentadas por corrientes de agua por ríos (Lincoln, 1982), que ocupan una depresión en la superficie y tiene un tamaño apreciable y profundo suficiente para el establecimiento de una termoclina durante el periodo de estratificación (Arche, 2010; Bates & Jackson, 1987).

Las cuencas donde se forman los lagos se pueden crear mediante una variedad de mecanismos, incluidos movimientos tectónicos como fallas, procesos glaciares como la represa de hielo o morrenas, movimientos en masa, actividad volcánica como represas de lava o explosión y colapso de cráteres, así como también por actividad fluvial (Arche, 2010). Las dimensiones de los lagos varían desde decenas de metros a decenas de miles de kilómetros cuadrados y en profundidad varían desde pocos metros hasta más de 1700 metros (Boggs, 2006).



**Figura 2.8** Características de un ambiente lacustre con sedimentación clástica (Tomado de Arche, 2010).

Algunos atributos del entorno de depositación lacustre son similares a los ambientes marinos, sin embargo, existen diferencias importantes en términos de factores como el tamaño de cuenca, la química del agua, los procesos físicos y los procesos biológicos (Kelts, 1994).

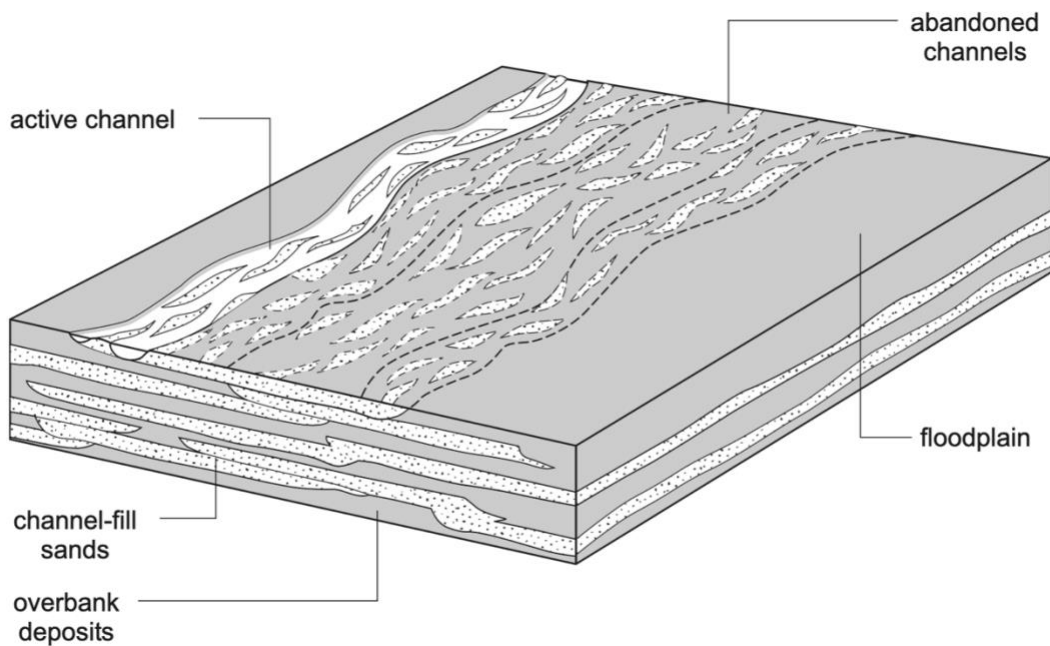
El sedimento de la mayoría de lagos abiertos está dominado por depósitos siliciclásticos, derivados principalmente de los ríos, pueden incluir detritos volcánicos arrastrados por el viento. La arena se acumula principalmente a lo largo de la orilla del lago en deltas, playas o barreras; esta arena puede ser transportada por corrientes de turbidez en el centro del lago, sin embargo, las partes más profundas del lago se caracterizan por la presencia de limo fino y arcilla (Figura 2.8) (Boggs, 2006).

### 2.3.2 Ambiente fluvial

Los ríos son importantes ya que es el medio encargado de recoger y transportar sedimentos del continente hasta las cuencas sedimentarias lacustres o marinas, que es donde se depositan la mayor parte de material clástico (Nichols, 2009; Arche, 2010; James & Dalrymple, 2010). Los sistemas fluviales depositan sedimentos dentro de canales y llanuras aluviales (Figura 2.9) (Nichols, 2009).

El tamaño de grano y las estructuras sedimentarias en los depósitos de canales de río están relacionados con el input de detritos y el gradiente del río. En cambio,

en las llanuras aluviales principalmente están conformadas de sedimentos de grano más fino y está presente actividad orgánica por ende va a existir la formación de suelo que en el análisis estratigráfico son reconocidos como paleosuelos (Nichols, 2009).

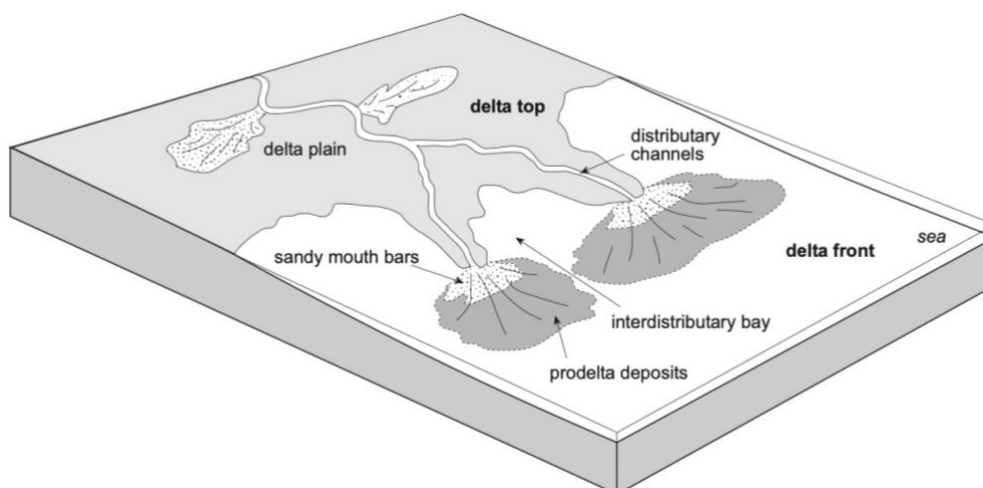


**Figura 2.9** Subambientes deposicionales en un ambiente fluvial (Tomado de Nichols, 2009).

### 2.3.3 Ambiente deltaico

Se define a un delta como un cuerpo donde se produce la acumulación de los sedimentos que son transportados por los ríos que desembocan en un mar o un lago (Arche, 2010). La forma y las facies de un sistema deltaico depende del tamaño de la descarga de sedimentos de los ríos, tamaño de grano del sedimento suministrado, energía de las olas, corrientes de las mareas y profundidad del agua que recepta los sedimentos (Nichols, 2009).

Un delta está conformado por una llanura deltaica que está influenciada en su mayoría por procesos fluviales por lo cual tenemos la depositación de conglomerados y areniscas, el frente deltaico que tiene una influencia marina y fluvial en la cual tenemos una mezcla de tamaños de granos desde gruesos a fino y el prodelta que solamente está influenciado por procesos marinos y sus sedimentos son de tamaño fino (Figura 2.10) (Boggs, 2006).



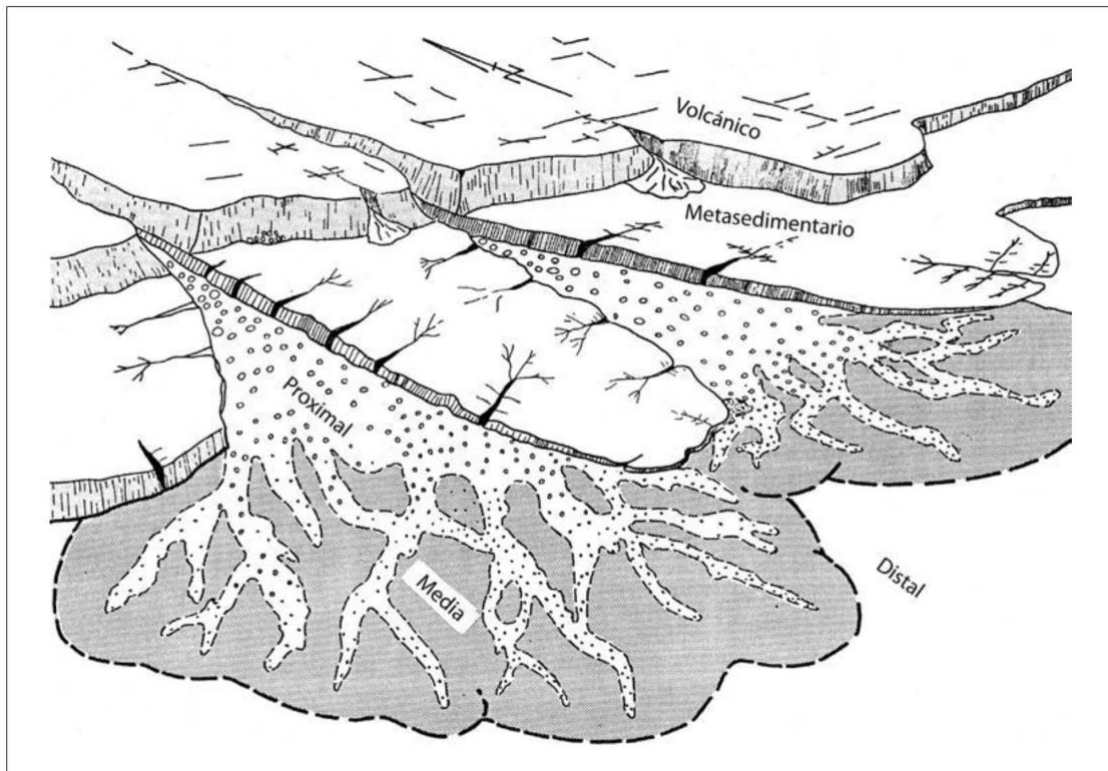
**Figura 2.10** Subambientes deposicionales y partes de un sistema deltaico (Tomado de Boggs, 2006).

### 2.3.4 Ambiente de abanico aluvial

Los abanicos aluviales son un ambiente sedimentario continental que deposita materiales detríticos, por flujos de escombros y flujos no confinados, proporcionan evidencia de actividad tectónica (Nichols, 2009; Arche, 2010).

Se forman en zonas donde existe donde una ruptura de pendiente produciéndose una acumulación muy rápida de sedimentos, comúnmente se hallan al pie de relieves montañosos. Están constituidos por materiales clásticos de granulometría gruesas y muy gruesas. La depositación rápida de sedimentos se traduce en malos desarrollos de estructuras sedimentarias, clastos angulosos y no presentan buen sorteo (Boggs, 2006).

Los abanicos aluviales se dividen en: 1) Zona proximal que presenta los sedimentos más gruesos y se ubican en la cabecera del abanico aluvial, 2) Zona media que representa la depositación de sedimentos de tamaños medios, se ubica entre la zona proximal y zona distal del abanico aluvial, 3) Zona distal que está caracterizada por recibir los sedimentos más finos del abanico aluvial, se encuentra al pie del abanico y zonas más alejadas (Figura 2.11) (Arche, 2010).



**Figura 2.11** Partes de un sistema de abanico aluvial (Tomado de Arche, 2010).

## 2.4 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Los análisis de procedencia de los sedimentos nos ayudan a reconstruir las condiciones fisiográficas, climáticas y la historia tectónica de las cuencas sedimentarias. Para este análisis se requiere conocer, cuantificar las composiciones y texturas de los componentes detríticos de los sedimentos de la cuenca (Weltje et al., 2004). A partir de estos análisis se podría realizar una reconstrucción de la evolución geológica de una sucesión sedimentaria, facilitando así correlaciones estratigráficas en zonas donde se carecen de otros tipos de elementos como fósiles.

### 2.4.1 Minerales pesados

Minerales pesados son denominados los minerales accesorios de alta densidad presentes en las rocas que tienen un peso específico mayor a  $2.85 \text{ g/cm}^3$ , su abundancia en la roca total es menor del 1 %. Al encontrarse en una mínima cantidad es necesario concentrarlos mediante disgregación de la roca y

separando los minerales pesados de los livianos, utilizando líquidos con densidad igual a la anterior mencionada (Tucker, 2003).

La asociación de minerales pesados da información sobre si los sedimentos provienen de una roca metamórfica, ígnea o sedimentaria, es decir, nos da conocer el área fuente de los sedimentos (Tabla 2.1).

El estudio de los minerales pesados nos da información de: la naturaleza del área fuente de los sedimentos depositados en una cuenca sedimentaria, delimitar cuerpos sedimentarios, correlacionar sucesiones estratigráficas (Morton, 1985).

**Tabla 2.1** Asociación de minerales pesados y área fuente (Modificado de Pettijhon et al., 1987; Tucker, 2001).

<b>Asociación</b>	<b>Fuente</b>
Apatito, circón, biotita, magnetita, hornblenda	Rocas ígneas ácidas
Cassiterita, fluorita, granate, monazita, muscovita, topacio, turmalina,	Pegmatitas graníticas
Rutilo, augita, ilmenita, hipersteno	Rocas ígneas básicas
Granate, cianita, silimanita, estaurolita, epidota	Rocas metamórficas (alto grado)
Turmalina, biotita	Rocas metamórficas (bajo grado)
Minerales retrabajados Turmalina, circón (granos redondeados)	Rocas sedimentarias

Los minerales pesados son útiles en los estudios de sedimentación relacionados a levantamientos tectónicos, como la evolución de cinturones orogénicos ya que en los sedimentos depositados en áreas cercanas al orógeno reflejan los eventos ocurridos en las zonas donde ocurrieron levantamientos (Mange y Maurer, 1992).

El índice ZTR (zircón-tourmaline-rutile) que se define como el porcentaje de la asociación de los minerales pesados circón, turmalina y rutilo, ayuda a definir cuantitativamente la madurez mineralógica de los sedimentos. Se utiliza estos minerales debido a que estos son altamente resistentes y estables. En rocas

como arcosas y grauvacas el índice ZTR es medio a bajo, sin embargo, en cuarzoarenitas el índice ZTR es alto (Hubert, 1962).

La morfología de los minerales presentes en las rocas también es indicadora de la proximidad del área fuente de los sedimentos (Figura 2.12). A mayor distancia del área fuente de los sedimentos (mayor transporte), los minerales tienden a acortar su longitud y la forma de grano se vuelve más o menos redondeada dependiendo de la distancia de transporte que sufren los sedimentos desde donde se generaron (Markwitz et al., 2017).



**Figura 2.12** Cambio en forma de los circones, más redondeada a medida que aumenta cantidad de transporte (Modificada de Markwitz et al., 2017).

#### **2.4.2 Petrografía de areniscas - QFL (cuarzo-feldespatos-líticos)**

Las rocas sedimentarias clásticas (areniscas) son indicadores de ambientes pasados, dando información de composición y entorno geodinámico por medio de sus componentes. La petrografía de areniscas es uno de los métodos más utilizados para realizar el estudio de procedencia de sedimentos, proporcionando información sobre las regiones que han sido erosionadas a través de procesos tectónicos posteriores (Mader & Neubauer, 2004).

Para el análisis modal de las areniscas, se procede a identificar tres principales componentes que son: Cuarzo (Q) que es representada por el cuarzo policristalino (Qp) y cuarzo monocristalino (Qm), Feldespato (F) que representan



la plagioclasa (P) y feldespato de potasio (K) y los líticos (L) que representan a los líticos volcánicos (Lv) y líticos sedimentarios (Ls), resumidas en la Tabla 2.2.

**Tabla 2.2** Representación de los componentes identificados en el análisis de petrografía de areniscas (Modificado de Dickinson, 1985).

Cuarzo total	$Qt = Qm + Qp$
Feldespatos	$F = P + K$
Líticos inestables	$L = Ls + Lv$
Líticos totales	$Lt = L + Qp$

La clasificación de Dickinson (1985) muestra que las principales fuentes continentales de procedencia de sedimento son cuatro: (1) cratones estables, (2) basamentos levantados, (3) arcos magmáticos y (4) orógenos reciclados, se aprecia en la Tabla 2.3.

Los sedimentos que provienen de cratones estables son ricos en cuarzo y tienen muy bajo contenido de feldespatos y líticos, estas areniscas son denominadas cuarzoarenitas; están asociadas a cuencas interiores, plataformas y cuencas oceánicas abiertas.

Los sedimentos que tienen origen los basamentos levantados tienen grandes cantidades de feldespatos, estas areniscas son denominadas arcosas; están comúnmente presentes en depresiones de los rifts y en cuencas asociadas a fallas transformantes.

Los sedimentos que provienen de la erosión de arcos magmáticos son característicos en tener una cantidad apreciable de líticos, feldespatos y cuarzo, estas areniscas son denominadas litarenitas feldespáticas; están asociados a fosa, cuencas antearco y mares marginales.

Los sedimentos que tienen origen en los orógenos reciclados suelen presentar cantidades considerables de cuarzo y líticos, mientras que la cantidad de feldespato es baja, estas areniscas son conocidas como litarenitas; están

asociados a complejos de subducción, colisiones orogénicas y levantamientos de antearco.

**Tabla 2.3** Composición de areniscas y su procedencia (Modificado de Dickinson et al., 1983).

<b>Tipo de procedencia</b>	<b>Configuración tectónica</b>	<b>Composición de arenas</b>
Cratón	Plataforma pasiva o interior continental	Arenas ricas en Qt con altas proporciones Qm/Qp y K/P
Basamento levantado	Hombreira de rift o arco continental	Arenas cuarzofeldespáticas (Qm-F), bajo contenidos de Lt
Arco Magmático	Arco de islas o continental	Arenas volcanoclásticas feldespatolíticas (F-L) con altas proporciones P/K Y Lv/Ls
Orógenos reciclados	Cadenas montañosas	Arenas cuarzolíticas (Qt-Lt), bajo en F y Lv, altos valores de Lm y Qp

## **CAPÍTULO III: METODOLOGÍA**

### **3.1 ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO**

Para realizar el análisis sedimentológico y estratigráfico del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá se recopilieron inicialmente datos bibliográficos y cartográficos. Posteriormente, se realizaron diferentes salidas de campo con la finalidad de visitar afloramientos disponibles en la zona de estudio y poder realizar un estudio detallado de algunos parámetros como: descripción de características litológicas, reconocimiento de estructuras sedimentarias, fósiles, estimación de espesores, de esta manera identificar facies para posteriormente asociar y asignar un ambiente de depositación sedimentaria (Tucker, 2003).

Se realizó el levantamiento de cinco columnas estratigráficas en cada uno de los afloramientos disponibles en Gonzanamá, Nambacola y Colca (Figura 3.3), que se lo representa en una columna global (Figura 4.4). El software que se utilizó para el trazo de la columna estratigráfica es Adobe Illustrator.

## 3.2 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Los análisis de procedencia en rocas de composición siliciclásticas ayuda a comprender la evolución geológica de la cuenca y ayudan a construir modelos tectónicos (Morton, 1991). Diferentes análisis han sido aplicados para conocer las distintas áreas fuentes de los sedimentos como petrografía, identificación de clastos, análisis de minerales pesados, análisis geoquímicos y dataciones de circones (Mange & Maurer, 1992).

Para determinar la procedencia de los sedimentos de la sucesión sedimentaria, se realizaron el análisis de minerales pesados y análisis QFL (cuarzo-feldespatos-líticos).

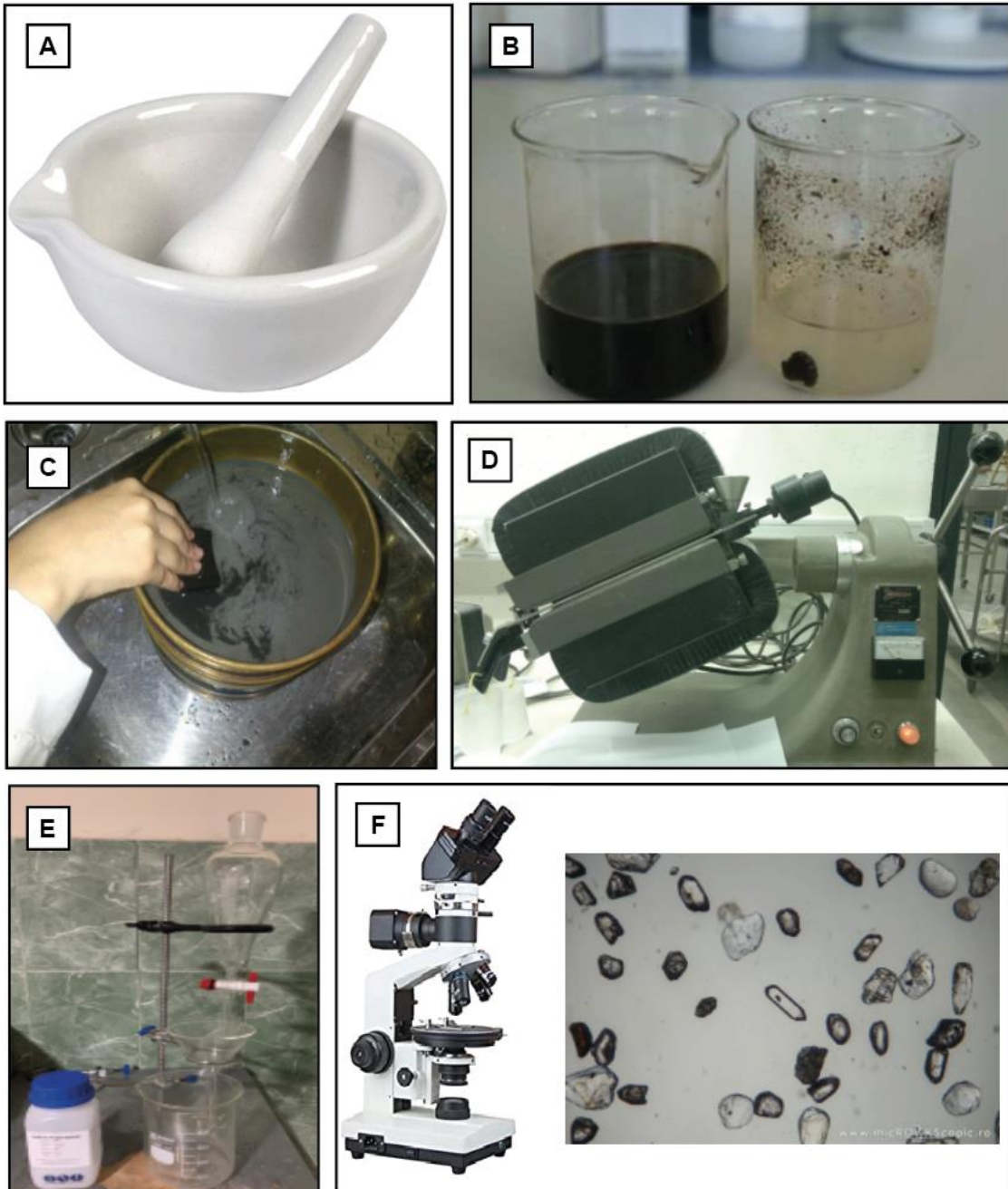
A partir de las columnas estratigráficas se recogieron muestras representativas para realizar los análisis de procedencia de los sedimentos.

### 3.2.1 Minerales Pesados

Los minerales pesados se definen como un grupo de elementos químicos con densidad alta  $2.85 \text{ g/cm}^3$ , petrográficamente se los encuentra como minerales accesorios en las rocas. El análisis de minerales pesados permite, reconstruir la naturaleza y características de las diferentes áreas fuente del sedimento. Areniscas de grano medio a fino son ideales para este análisis, aunque también se puede aplicar en limolitas y limolitas arcillosas. Para realizar el análisis de minerales pesados se utilizó el método propuesto por Mange & Maurer, 1992 en el libro *Heavy Mineral in colour*, el cual se describe a continuación (Figura 3.2):

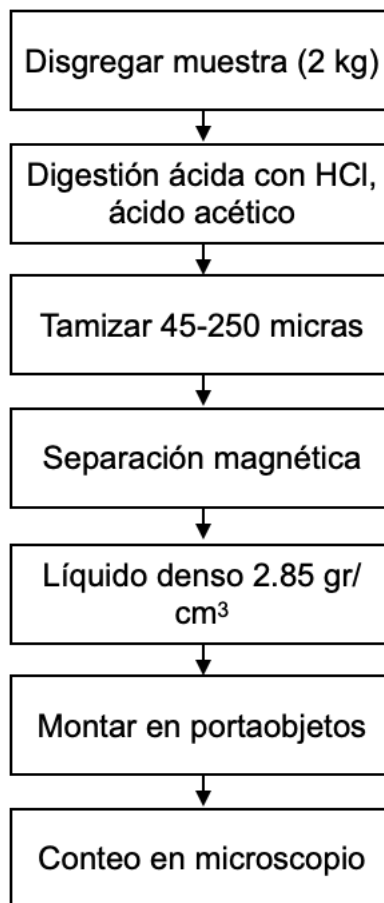
- Disgregación de los sedimentos aproximadamente 2 kg, con ayuda de molinos mecánicos o manualmente (mortero y pistilo) (Figura 3.1 A).
- Agregar a la muestra triturada ácido clorhídrico (HCl) al 10 % para la eliminación de carbonatos, ácido acético (vinagre) para la eliminación de materia orgánica (Figura 3.1 B).
- Tamizar la muestra en húmedo para retener entre la fracción 45-250 micras y eliminar partículas de limo y arcilla (Figura 3.1 C).

- Separación de los minerales magnéticos de la muestra, utilizando el equipo magnético denominado Frantz (Figura 3.1 D).
- Someter la muestra de los minerales no magnéticos al líquido de alta densidad 2.85 gr/cm<sup>3</sup> (politungstato de sodio), los minerales acumulados en el fondo (minerales pesados) se los extrae (Figura 3.1 E).



**Figura 3.1** Proceso para extracción de minerales pesados.

- Posteriormente los minerales pesados se colocan en un portaobjetos con la ayuda de resina epoxi.
- Conteo de minerales pesados, con la ayuda de un microscopio petrográfico. Mange & Maurer, 1992, sugiere realizar el conteo de mínimo 300 granos, sin contar minerales opacos, ni micas (Figura 3.1 F).
- Finalmente, los datos obtenidos luego de realizar el conteo de los minerales pesados, se procede a su representación gráfica para su mejor entendimiento e interpretación.



**Figura 3.2** Procedimiento para el análisis de minerales pesados.

Esta metodología se aplicó en trece muestras recogidas (Anexo 1), a lo largo de la sucesión sedimentaria a estudiarse (Figura 3.3). Los datos del conteo e identificación de los minerales pesados se los puede apreciar en el Anexo 2.

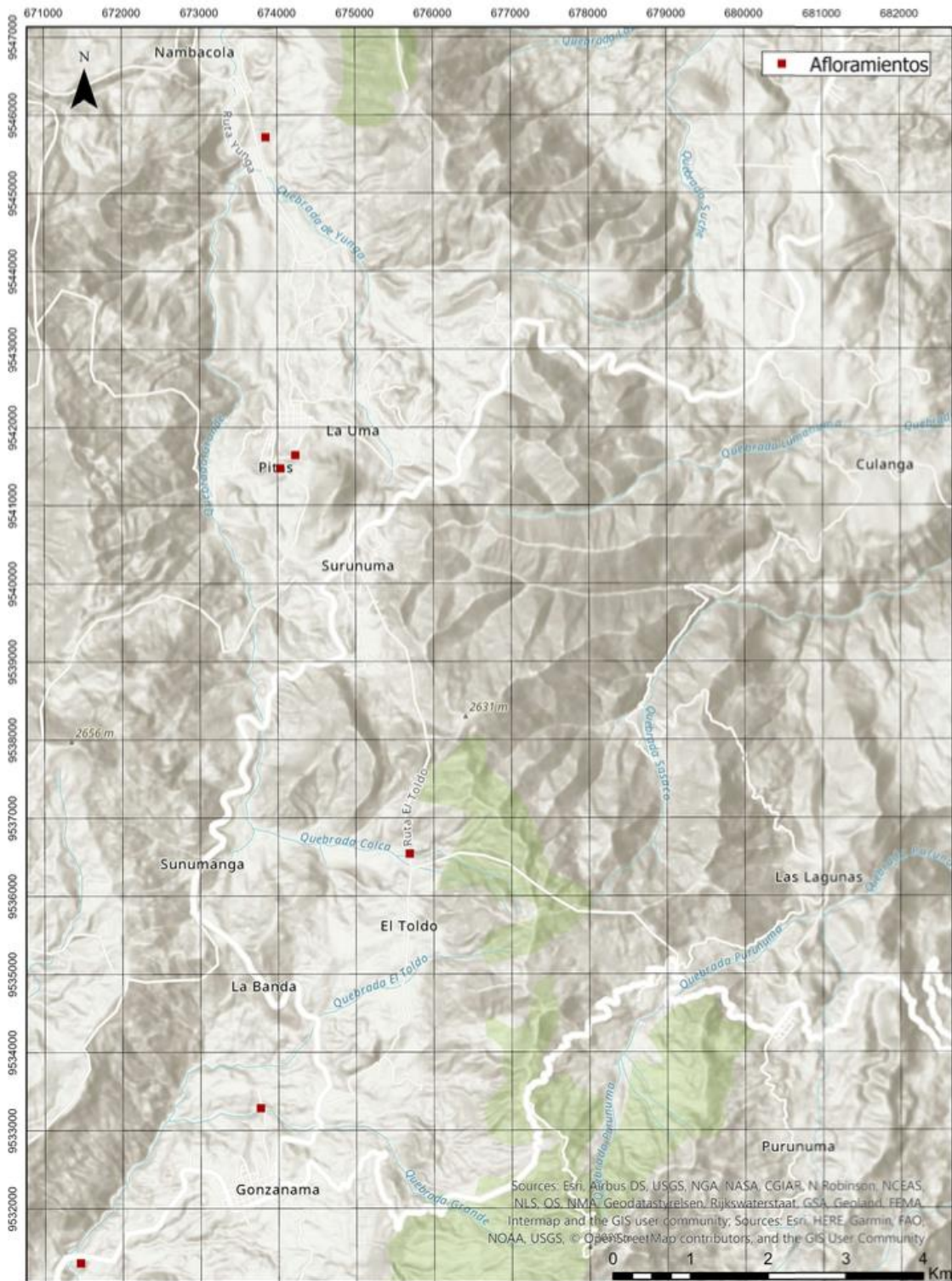


Figura 3.3 Mapa de localización de los afloramientos de la zona de estudio.

### 3.2.2 Petrografía de areniscas - QFL (cuarzo-feldespato-lítico)

Para realizar el análisis de petrografía de areniscas QFL, se recolectaron muestras en sucesiones arenosas, se realizaron láminas delgadas, para así con

la ayuda de un microscopio petrográfico realizar el análisis modal de un total de 300 granos por muestra. Posteriormente se analiza por el método propuesto por Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970, 1985). Los componentes que se consideraron para el análisis son el cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), feldespatos potásicos (K), plagioclasa (P), líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls), líticos metamórficos (Lm). Los componentes anteriormente mencionados son recalculados en cuarzo total ( $Qt = Qm + Qp$ ), Feldespato ( $F = K + P$ ), líticos totales ( $Lt = Ls + Lv + Lm$ ) (Veáse Anexo 3).

Finalmente, cada muestra es ploteada con la ayuda de un software llamado Templot en los diagramas ternarios de Qt-F-L y Qm-F-L propuestos por Dickinson et al., (1985), Garzanti et al., (2007) y Marensi et al., (2012).

Este método se aplicó a ocho muestras de areniscas presentes en cada una de los afloramientos estudiados (Anexo 1).

## **CAPÍTULO IV: RESULTADOS**

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos después de realizar el análisis sedimentológico descrito en el capítulo de metodología y que consiste en reconocimiento de facies, análisis de minerales pesados y el análisis de petrografía de areniscas. Se reconocieron dieciséis facies para el Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá que se describen a continuación.

### **4.1 ANÁLISIS DE FACIES**

En este capítulo se presentarán los resultados del análisis sedimentológico, realizado en las diferentes visitas a los afloramientos disponibles en el área de estudio y una breve exposición de los datos propuestos por diferentes autores.

La estratigrafía de la Cuenca Gonzanamá ha sido estudiada por varios autores (Kennerley, 1973; Jaillard et al., 1996; Hungerbühler, 1997; Hungerbühler et al., 2002; Corrochano, 2014), lo cuales proponen que la Formación Gonzanamá está dividida en tres diferentes miembros, por ende, la nomenclatura que se usará en

este trabajo va a ser la misma que la propuesta por los trabajos mencionados anteriormente.

Los códigos de las facies han sido tomados y correlacionados con trabajos anteriores (e.g. Miall, 1977; Eyles et al., 1985).

#### **4.1.1 Formación Gonzanamá**

##### **Estudios previos**

Kennerley (1973) que fue uno de los primeros en investigar la Formación Gonzanamá, la definió como una secuencia de intercalaciones de sedimentos predominantemente de lutitas, areniscas, calizas y conglomerados. También menciona que están expuestas rocas volcánicas y volcanoclásticas. Posteriormente, Hungerbühler (1997) indica que la Formación Gonzanamá presenta areniscas de grano medio que presenta estructuras como estratificación cruzada de origen fluvial, areniscas intercaladas con lutitas y conglomerados, los conglomerados tienen clastos de origen volcánico. Corrochano (2014) señala, que la sucesión sedimentaria de la Formación Gonzanamá consiste en estrato y grano creciente de lutitas areniscas y micro-conglomerados. Detalla un nivel de slumps en una intercalación de lutitas y areniscas de grano grueso con gradación normal.

Según Hungerbühler (1997), las areniscas de la Formación Gonzanamá son ricas en fósiles como ostrácodos, bivalvos y gasterópodos. Martínez-García et al., 2017 señala la presencia de ostrácodos y foraminíferos bentónicos en calizas.

Vinueza (2016) sugiere, que el ambiente de depositación es lacustre o posiblemente marino profundo. Hungerbühler (1997) indica que los sedimentos representan un ambiente continental de alta salinidad mientras que por la fauna encontrada indica ambiente de estuario, marino marginal.

Los resultados del análisis sedimentológico serán detallados a continuación, y serán asignados un nombre de acuerdo a cada facies identificada. En la Tabla



4.1, se presentan un resumen de la descripción de las facies junto a la interpretación y asignación de un ambiente de acumulación de los sedimentos.

#### **4.1.1.1 Facies 1: Matrix-supported boulder conglomerate (Gmb)**

##### **Descripción**

Esta facies presenta conglomerados con las siguientes características; matriz soportada, con mal sorteo, los clastos son subredondeados a subangulares con tamaños de varias decenas de centímetros a métricos, no tienen una orientación preferencial se presentan desorganizadas, los clastos son de composición andesítica en su mayoría, están en una matriz arenosa de color amarillenta de grano medio, están en un estrato de un espesor visible de 5 m. Estos conglomerados no presentan estructuras internas se presentan de forma masiva, se depositan sobre una superficie de erosión posiblemente sobre la Formación Loma Blanca (Figura 4.1E). Sobre esta facies se encuentra la facies Gm (Figura 4.4 A).

##### **Interpretación**

Se interpreta como un depósito de coluviales con influencia de un debris flow no cohesivo, la roca de tamaño boulder se origina como un coluvial por el efecto de un evento tectónico como puede ser la activación de fallas que dieron origen a la creación de esta cuenca provocando una avalancha de rocas (Blair, 1994; Chakraborty & Paul et al., 2014; Chen et al., 2016), los sedimentos más la presencia de agua, origina el debris flow (Alvan, 2009; Blair, 1994; Inci, 2002), en un sistema canalizado. Esta facies (Gmb) se interpreta que se depositó en un ambiente de abanico aluvial proximal (DeCelles et al., 2011), por procesos de sedimentos gravedad relacionado con transporte del material colapsado de un bloque fallado relacionado al posible inicio de la cuenca (Blair & McPherson, 2009; Chen et al., 2016). La base erosiva que crea una inconformidad marca el final de la depositación de la cuenca anterior y el inicio de la depositación de esta nueva cuenca (Nichols, 2009).

#### **4.1.1.2 Facies 2: Matrix- supported cobble and pebble conglomerate (Gm)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de conglomerados que presenta matriz soportados en su parte superior y grano soportado en la parte inferior, presenta mal sorteo, presenta clastos volcánicos en su mayoría de composición andesítica que son subredondeados a subangulares y presentan tamaños cantos y gravas, la matriz es de tamaño de arena media-gruesa. Esta facies presenta un espesor de 4 metros, una de las características es que estos conglomerados se presentan estratificados en capas de hasta 50 cm, presentan gradación normal. Están presentes pequeños cuerpos de arenas (Figura 4.1 C).

##### **Interpretación**

Por las características descritas anteriormente de esta facies, la disminución de tamaño de grano respecto a las facies canalizadas (Facies Gmb), sugiere una disminución gradual de la energía que transportó los sedimentos. Los clastos al presentar poca redondez indica un transporte relativamente corto y una hidrodinámica regular (Peng et al., 2017). La presencia de estratificación y cierta imbricación de los clastos se sugiere que estos sedimentos fueron transportados en un flujo rápido, turbulento y supercrítico (Nichols, 2009), los sedimentos como arenas se transportan por procesos de suspensión. Se interpreta como una sucesión que se depositó en un proceso de fluido-gravedad, es decir en un flujo no canalizado (sheet flood) en un ambiente de abanico aluvial (Blair, 1994), que resulta de una rápida concentración de sedimentos con agua que producen descargas abruptas producidas por fallas o lluvias de alta intensidad. La repetición de estos eventos que se reflejan en las diferentes capas depositadas una sobre otra. Son causados por flujos supercríticos durante eventos de baja frecuencia y alta descarga (Terence, 1987). La presencia de pequeños cuerpos de arena indica que estos depósitos erosivos no siempre se rellenaron de sedimento durante el mismo evento en el que se formaron, mas bien representa que el relleno fué posterior (Terence, 1987).

Se puede interpretar que la Facies Gm se depositó en un ambiente de abanico aluvial distal (sheetflood) (Fernandez, 1987; Boulton et al., 2019).

#### **4.1.1.3 Facies 3: Siltstone and Sandstone (Ss)**

##### **Descripción**

Esta litofacies se caracteriza por la presencia de sedimentos finos de tamaño limo intercalado con arena fina, las limolitas que son de color verde presentan cemento silíceo, no presentan estructuras sedimentarias, se presentan en estratos de hasta 50 cm y suelen presentar restos de materia orgánica en muy poca cantidad (Figura 4.1 A). Las areniscas presentan un color café, el tamaño de grano es fino, está compuesta en su mayoría de líticos volcánicos y presentan poca cantidad de cuarzo, se encuentra presentes en estratos de hasta 60 cm, sus granos son subredondeados a subangulares, presenta un buen sorteo, suelen presentar una base erosiva. Esta facies está relacionada con las facies de calizas y cherts (Lci) (Figura 4.4 A)

##### **Interpretación**

Por la descripción realizada anteriormente, los niveles de limolitas verdes y areniscas son el resultado de depositación de los sedimentos en un ambiente acuoso somero controlado por la variación del agua, la presencia de sedimentos de color verde se debe a la carencia de oxígeno es decir en un ambiente anóxico, la falta o destrucción de estratificación y estructuras sedimentarias se debe a la acción mecánica de organismos como plantas (Alonso et al., 1986; Alonso-Zarza et al., 2009).

La alternancia de colores de verde a marrón y viceversa se debe a las fluctuaciones del nivel del agua, es decir subida y bajada (Alonso-Zarza et al., 2009).

Cuando los sedimentos clásticos no eran suficientes, los sedimentos a depositarse son rocas de grano fino (Facies Lci).

Esta facies al estar relacionada con facies carbonatadas y siliciclásticas, se interpreta como un ambiente de lago poco profundo (Horton & Schmitt, 1996;

Martínek et al., 2006; Liu et al., 2019). La presencia de yeso indica ambiente de agua poco profunda y con cierta salinidad (Machlus et al., 2000). Se deduce una transición de un ambiente de facies aluviales a ambientes de lagos someros.

#### **4.1.1.4 Facies 4: Inorganic limestones with irregular and nodules chert (Lci)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por estratos de 10 cm hasta 45 cm de rocas carbonatadas específicamente calizas, con intercalaciones de estratos irregulares de chert (Figura 4.1 D). En muestra de mano se observa que las calizas son de color rosadas, presentan impurezas como arcillas y nódulos de silíceo en su interior, no poseen estructuras sedimentarias. Los chert son de color negruzco, se presentan en estratos irregulares que varían desde 1 cm hasta 15 cm, no tienen estructuras sedimentarias visibles, este chert está compuesto por cuarzo microcristalino.

En el análisis microscópico se observa que las calizas tienen una textura microcristalina se trata de una dismicrita según la clasificación de Folk (Folk, 1962), es una caliza impura presentan cantidades pequeñas de arcillas, la matriz de la caliza es de composición micrítica, tiene porosidad inducida por disolución que se presentan relleno por esparita, no presentan fósiles (Figura 4.3 C-D). Los chert están compuestas por cuarzo microcristalino y no se encontró evidencias de organismos silíceos como diatomeas, radiolarios, etc (Figura 4.3 A-B). Está intercalada con la facies Ss (Figura 4.4 A).

##### **Interpretación**

La producción de carbonatos de origen no biogénico, se da en profundidades de agua menores a 10 m (Flügel, 1982). La precipitación de carbonato inorgánico se da debido a factores como pérdida de CO<sub>2</sub> por cambios de temperatura, agitación de olas o mezcla de aguas ricas en calcio provenientes de flujos externos, con aguas ricas en carbonatos o con diferentes valores de pH (agua de río, mares, lagos, etc.) (Flügel, 1982; Wheeler & Textoris, 1978).

Las capas delgadas de chert se forman mediante sustitución por carbonato de calcio por la sílice que es traída mediante fluidos en las rocas (Nichols, 2009), mezcla de aguas, ya que fluidos más profundos cambian de pH al estar en contacto con aguas superficiales y precipita la sílice (Arribas, 1986), esto es verificado en lámina delgada ya que se observan granos de microcuarzo en una matriz micrítica. La presencia de chert es indicador de condiciones salinas (Arche, 2010)

La falta de fauna en estas calizas, el remplazamiento del carbonato de calcio por sílice, muestra que estas calizas son de origen continental o transición de sedimentos de lago (Boulton et al., 2019). La silicificación diagenética es un proceso relativamente frecuente en sedimentos lacustres (Bustillo & Alonso-Zarza, 2003). La fuente del material fino calcáreo (micrita), puede ser precipitación química de agua saturada en carbonato de calcio (Nichols, 2009).

Se interpreta que esta facies se depositó en un ambiente tranquilo en aguas someras por mezcla de diferentes fluidos con condiciones químicas diferentes.

#### **4.1.1.5 Facies 5: Sandstone with organic matter (So)**

##### **Descripción**

Esta facies consiste en arenas de color verde, de grano medio a grueso, sus granos son subredondeados a redondeados, contienen en su mayoría feldespatos y fragmentos de roca, no presenta estructuras sedimentarias, lo importante de esta facies es que presenta fragmentos de materia orgánica (plant debris). La cementación de la roca es de composición carbonatada. Se presenta en estratos de varias decenas de centímetros. La materia orgánica se presenta en formas irregulares delgadas y en formas redondeadas.

Esta facies se presenta en algunos sitios sobre el basamento de la cuenca y en otros sobre las facies Ss y Lci (Figura 4.4 A).

##### **Interpretación**

Por las características anteriormente detalladas de esta facies, se puede interpretar que estos sedimentos fueron depositados en un ambiente de baja

energía con cantidad de agua pequeña, tranquila y posiblemente estancada que recibe abundante materia orgánica en este caso materia vegetal (Pieruccini, 2016).

Esta facies se ha interpretado, que se depositó en un ambiente de agua estancada, con presencia de materia orgánica, posiblemente en un ambiente lacustre somero o palustre (Inci, 2002; Nichols, 2009; Arche, 2010).

#### **4.1.1.6. Facies 6: Coal (C)**

##### **Descripción**

Esta facies consiste en pequeñas capas negras de carbón, tiene un espesor aproximado de 50cm. Se presenta intercalado con la facies (So).

##### **Interpretación**

La facies de carbón se formó en zonas donde hubo mucha materia orgánica dentro de un cuerpo de agua tranquila (estancada) y que la cantidad de oxígeno sea restringida (Nichols, 2009). Se interpreta como depósitos de turba en una zona pantanosa en un ambiente lacustre somero (Cabrera et al., 1995; Indi, 2002; Suárez-Ruiz & Jiménez, 2004; Fielding, 2010).

#### **4.1.1.7 Facies 7: Calcareous sandstone (Sc)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de sedimentos de tamaño de arena de tamaño fino de color amarilla verdosa, presenta cementación calcárea, sus granos redondeados, se presentan en estratos de hasta 15 cm, presentan ripples.

##### **Interpretación**

Esta facies por las características descritas anteriormente, se interpreta a estos sedimentos siliciclásticos calcáreos como depósitos de facies litorales en un ambiente lacustre somero (Milroy & Wright, 2002; Arche, 2010). Representan depósitos transgresivos de la línea costera (Porter & Gallois, 2008; Alonso-Zarza et al., 2009).

#### **4.1.1.8 Facies 8: Amalgamed sandstone (Sa)**

##### **Descripción**

Esta facies consiste en un paquete de arenas de tamaño grueso con colores que varían desde amarillo, verde y marrón, son masivos. No presentan bioturbación ni presencia de raíces, aparentemente se presenta en forma masiva, internamente presentan cierta estratificación cruzada, base erosiva. Se presentan en forma canalizada (Figura 4.2 A,B). Se superpone a la facies (Cs) (Figura 4.4 B). Se observa apilamiento de los cuerpos de arenas. Se presenta en un espesor aproximado de 10 metros.

##### **Interpretación**

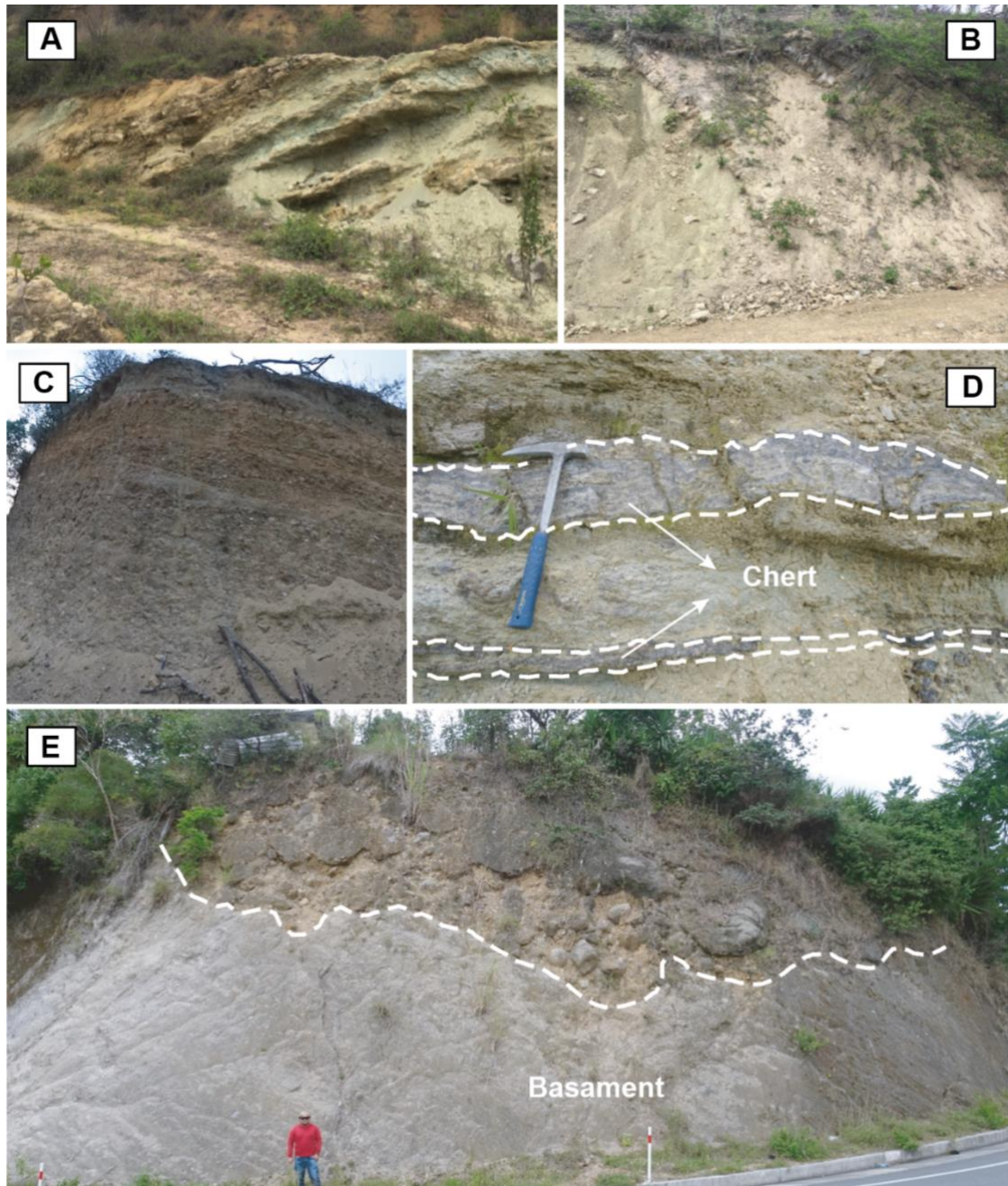
Esta facies se define como una secuencia de grano grueso en un ambiente deltaico proximal (DeCelles, 2016). Se interpreta que esta facies fue depositada como resultado de una progradación en la desembocadura de un río que entra a un cuerpo de agua, como flujos hiperpícnicos (Lemons & Chan, 1999; Martini, 2014; Plink-Bjorklund & Steel, 2004; Petter & Steel, 2006; Olariu et al., 2010). La progradación se puede dar en un ambiente de canales distributarios o en mouth bar, en un delta dominado por ríos (Fielding, 2010; Ahmed et al., 2014; Chen et al., 2015). El relleno de canales, por lo cual se encuentran apiladas los cuerpos de arena con bases erosivas (Hori et al., 2001; Jones & Hajek, 2007; Nichols & Fisher, 2007; Bhattacharya 2010; Ahmed et al., 2014). Esta facies se produjo por una mayor cantidad de input de sedimentos que alcanzan un cuerpo de agua (Monroe, 1981).

#### **4.1.1.9 Facies 9: Green organic siltstones and sandstone (Ssg)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de limolitas de color verde, no presentan estructuras sedimentarias, se presentan en forma masiva, tiene baja cantidad de fragmentos de rocas, y se observa presencia de raíces. Las limolitas aparecen intercaladas con areniscas de color verde que se presentan en estratos

tabulares de 0,5 m, estos paquetes de areniscas no presentan bases erosivas (Figura 4.1 B). Está intercalado con la facies Ssg y Lci.



**Figura 4.1** Facies del Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá. A) Facies Siltstone and Sandstone (Ss). B) Facies Green organic siltstones and sandstone (Ssg). C) Facies Matrix-supported cobble conglomerate (Gm). D) Facies Inorganic limestones with irregular and nodules chert (Lci). E) Facies Matrix-supported boulder conglomerate (Gmb) y basamento de la cuenca separados por una inconformidad.



## **Interpretación**

Esta facies al tener limolitas verdes masivas sugiere que estuvieron presentes condiciones húmedas, creando así un ambiente reductor (Mack & James, 1994). Al estar intercalado con la facies de calizas inorgánicas (Lci), sugiere un ambiente lejos del input de sedimentos clásicos (Arche, 2010).

Se ha interpretado que estos sedimentos, se depositaron en una configuración de planicie costera (Burton, 2014), y se produce por secado del lago poco profundo. Las areniscas tabulares que intercalan con las limolitas verdes, que están limitadas en la parte inferior y superior por bases muy planares, no erosivas y con espesores uniformes. Estos depósitos son indicativos de entornos no erosivos, este tipo de sedimentación ocurre en levees en llanuras de inundaciones (Choi, 1986; Nichols & Fisher 2007).

Esta facies se ha interpretado como un depósito en un ambiente de llanura de inundación costera.

### **4.1.1.10 Facies 10: Tabular Sandstone (Sst)**

#### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de sedimentos de tamaño arena fina y media, presentan buena clasificación, se presenta en estratos con bases erosivas, mantienen su espesor y continuidad lateral. Presentan estratificación planar, gradación normal. Se presentan en estratos crecientes. Su espesor aproximado es de 5 metros.

#### **Interpretación**

Esta facies al presentarse en estrato y granocreciente, por las estructuras sedimentarias descritas anteriormente, se sugiere que esta facies se deposita en un ambiente deltaico proximal (Fielding et al., 2005a). El predominio de cuerpos arenosos con estructuras sedimentarias creadas por corrientes sugiere, que el flujo que transportaba los sedimentos era hiperpícnico (Fielding, 2010; Martini, 2014).

#### **4.1.1.11 Facies 11: Sandy turbidites facies (St)s**

##### **Descripción**

Esta facies consiste en limolitas (45 %) intercalada con areniscas (35 %) y lutitas negras (5%) (Facies BS). Las limolitas son de color gris, son masivas presentan estructuras de carga, los estratos varían de espesor presentándose entre 15 y 25 cm. Los estratos de arenisca son de color gris, presentan gradación normal, presentan granos desde gruesos a finos, las raíces y fósiles están ausentes, cemento de esta arenisca es carbonatado, presenta regularmente sulfuros como pirita (Figura 4.2 E,H).

Esta facies presenta estructuras de procesos gravitacionales (slump) (Figura 4.2 G). Está asociada con facies Fbs y Ol (Figura 4.4 B). Se encuentra presente en un espesor aproximado de 80 metros.

##### **Interpretación**

Las areniscas al presentar gradación normal, geometrías tabulares, superficies erosivas basales y una alternancia abrupta de sedimentos, muestra una secuencia incompleta de Bouma. Se interpreta como producto de una depositación rápida por el colapso de una columna en suspensión en una corriente de turbidez (Mulder, 2001; Shanmuganm 2016 a) o deslizamientos en un talud debido inestabilidad natural o procesos como sismos (Freytet & Verrecchia, 2002), estas areniscas en la secuencia de Bouma se las denomina Ta (Bouma, 1962; DeCelles, 2016). Esta facies con gradación normal se interpreta como depósito de turbidez por sedimentación en suspensión, esto debido a que la velocidad del flujo decrece con el tiempo, resultado de un flujo creciente depositaría primero el material grueso, seguido de material de grano fino, lo que causa la gradación normal (Zou et al., 2012).

Los sedimentos finos como limos y lutitas que representan el nivel Te en la secuencia de Bouma, representan la sedimentación de los sedimentos por procesos de suspensión después de que la corriente de turbidez se ha detenido siendo así un depósito hemipelágico (Bouma, 1962; Shanmugam, 2000; Plint, 2014; Zavala, 2018). Las estructuras de carga se producen en los sedimentos

blandos, causados por diferencias de densidad o escape de fluidos sedimentos no consolidados o saturados en agua (Topal & Özcul, 2014).

Por la forma en que los sedimentos se formaron y depositaron, se interpreta que esta facies representan turbiditas originadas por el colapso de materiales clásticos acumulados cerca de un talud o una zona de alta pendiente por procesos gravitacionales (Anadón et al., 1989; Nichols, 2009), estos sedimentos son transportados por flujos newtonianos (corrientes de turbidez) o flujos hiperpícnicos (Arche, 2010). Cuando existe una alta descarga fluvial son comunes las estructuras de deformación como slumps (Arche, 2010), pueden formarse abanicos turbidíticos (Buatois & Mangano, 1995; Cao et al., 2018; Zhang et al., 2019).

La presencia de pirita indica que la sedimentación ocurrió en un ambiente anóxico pudiendo haberse formado por alteración diagenética temprana dentro de los fluidos de los poros (Maitra, 2020).

#### **4.1.1.12: Facies 12: Black Shale (Fbs)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por ser generalmente masiva, sin estructuras. Consiste en una lutita generalmente de color negra. Están presentes fósiles como ostrácodos y bivalvos que no suelen ser muy abundante, no se encuentran restos vegetales (Figura 4.2 F). Esta facies esta comúnmente asociado a facies de turbiditas (St) e intercalado con facies (F1) y (Fm).

##### **Interpretación**

Esta facies caracterizada por la depositación de sedimentos muy finos, la ausencia de plantas y raíces indica que la sedimentación se dio en un cuerpo de agua profundo (Maitra, 2020). Es interpretada como un depósito de sedimentos través del proceso de suspensión de partículas, que a sido depositado en un ambiente de un cuerpo de agua profundo donde la tasa de sedimentación era muy baja y lenta (Cao et al., 2018).

Esta facies se interpreta como la depositación en un ambiente offshore de un lago en un ambiente anóxico (Martínek et al., 2006). La depositación de capas planas y la presencia de ostrácodos indica un ambiente de lago (Feth, 1964; Choi 1986).

#### **4.1.1.13 Facies 13: Massive mudstone (Fm)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de mudstone de color gris, se presenta en estratos tabulares, no presentan estructuras sedimentarias, presentan fósiles como ostrácodos y bivalvos.

##### **Interpretación**

Esta facies por la presencia de sedimentos finos y la carencia de estructuras sedimentarias, indica que se depositó en un ambiente tranquilo por procesos de suspensión (Burton, 2014). La ausencia de detritos orgánicos indica sedimentación en cuerpo de agua profundo (DeCelles, 2016).

#### **4.1.1.14 Facies 14: Laminated mudstones (FI)**

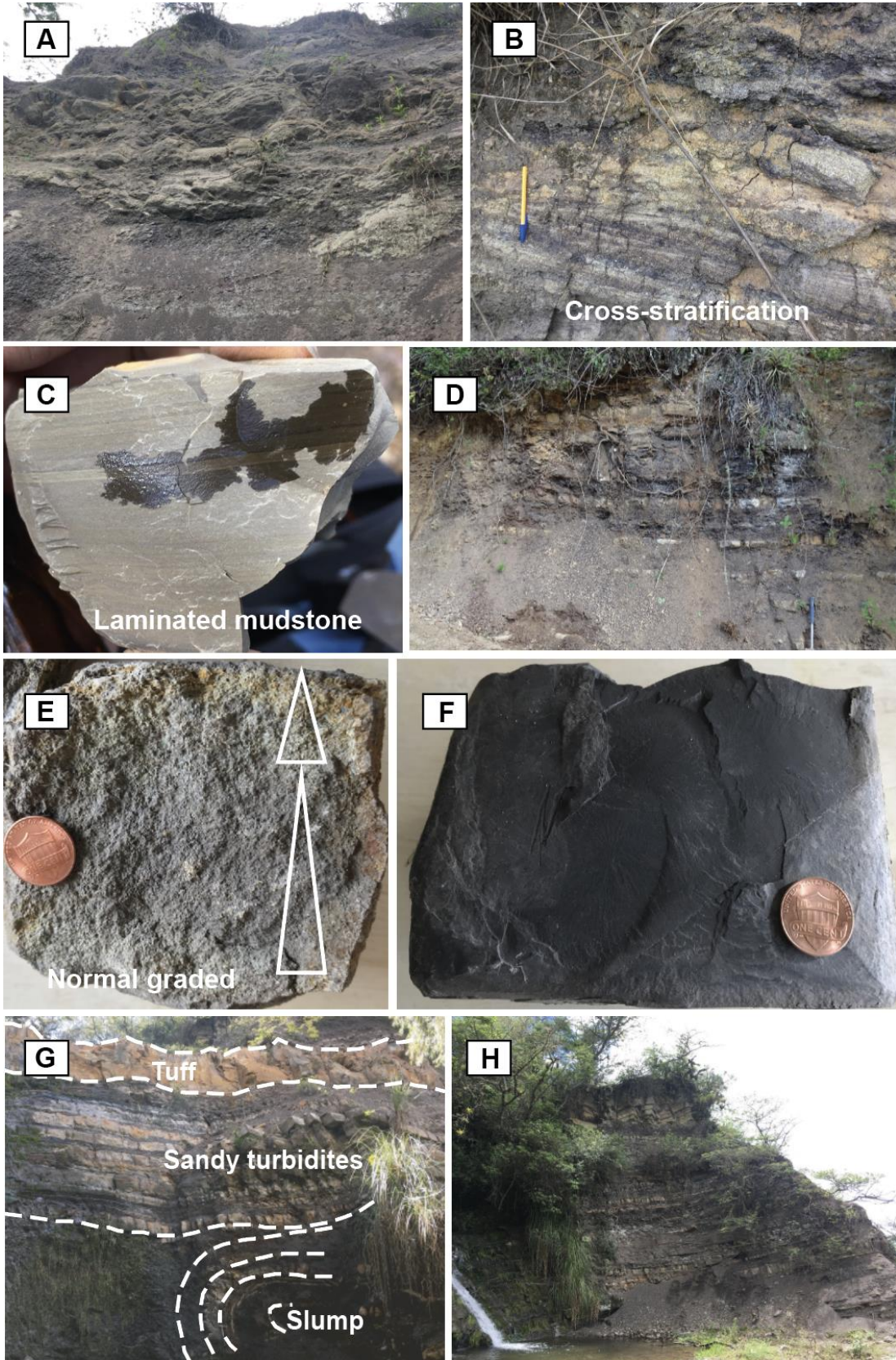
##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia sedimentos finos, que se presentan rítmicamente estratificadas (laminación) que van desde colores de gris verdoso a negros. Los estratos en la cual están esta facies tienen un espesor de hasta 20 cm (Figura 3.2 C). No presenta bioturbación. Se caracteriza por estar intercalado con la facies limestone organic (Lo), facies massive mudstone (Fm) y black shale (Fbs) (Figura 3.4 B).

##### **Interpretación**

Esta facies al tener presencia de sedimentos de fracción fina y la preservación de laminación sugiere que ha sido depositado por procesos de suspensión o por corrientes de baja energía (Burton, 2014).

Se ha interpretado, que estos sedimentos se han depositado en la zona de la cuenca de un lago (Arche, 2010), al presentar laminaciones que son sedimentos



**Figura 4.2** Facies del Miembro Medio de la Formación Gonzanamá. A) Massive sandstone (Fm) B) Estratificación cruzada en areniscas de la facies (Sa). C) Facies Laminated mudstones (Fl) D) Intercalación de la facies Massive Mudstone (Fm) con Black shale (Fbs) y Organic Limestone (Lo). E) Gradación normal en areniscas de la facies Sandy Turbidites (St). F) Black shale (Fbs). G) y F) Facies Sandy turbidites con estructura de slump, presencia de toba volcánica.

ricos en materia orgánica, ausencia de bioturbación, se considera que se ha depositado en un ambiente de máxima inundación del lago (Anadón et al., 1989; DeCelles, 2016; Liu et al., 2019) y que se han originado en ambientes anóxicos (Burton, 2014).

La sedimentación tuvo lugar en un medio subacuático de baja energía, los sedimentos se depositan por medio de decantación, corrientes tractivas débiles y ocasionalmente flujos turbidíticos (Colmenero, 1996; Lepre et al., 2007).

Esta facies se interpreta que ha sido depositada en la etapa máxima de inundación de la cuenca (Limarino et al., 2002), en las partes distales de un lago profundo (Cao et al., 2018).

#### **4.1.1.15: Facies 15: Organic limestone (Lo)**

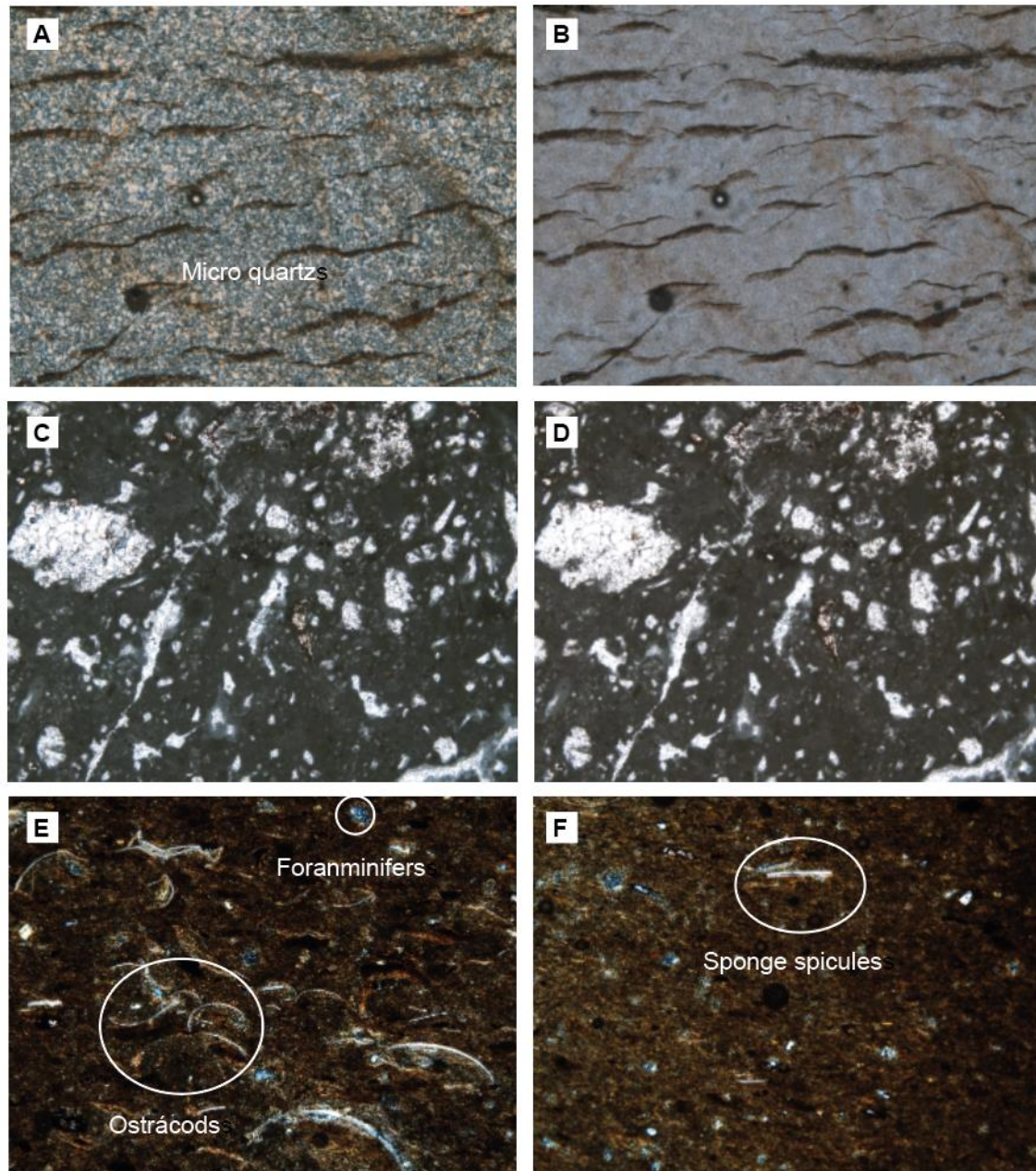
##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de estratos de hasta 25 cm de calizas, son de color gris, las estructuras sedimentarias son escasas. Estos estratos son lateralmente continuos. En análisis microscópico las calizas presentan estructuras desde mudstone a wackestone, tienen matriz micrítica, presentan fósiles como ostrácodos, espículas de esponja y foraminíferos (Figura 4.3 E,F).

##### **Interpretación**

Por la textura Mudstone que presentan se puede decir que es una caliza endogénica pelágica (Alvarez, 1956), que ha sido formada por la acumulación de restos orgánicos como los detallados anteriormente. Es indicativa por la depositación en suspensión, donde la micrita se origina por acumulaciones de cianobacterias o algas (Flügel, 2004). Presencia de ostrácodos, es característicos en ambientes de agua salobres (Martínez-García et al., 2017).

La presencia de micrita envolviendo fósiles y fragmentos de fósiles indica que la depositación se produjo en un ambiente de agua de baja energía, la ausencia de bioturbación indica condiciones estables (Abels et al., 2009).



**Figura 4.3** Láminas delgadas de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. A) Chert no biogénico (micro cuarzo) en nícoles cruzados. B) Chert no biogénico luz normal. C) Caliza inorgánica (dismicrita) en nícoles cruzados. D) Caliza inorgánica (dismicrita) luz normal. E) y F) Calizas con fósiles de ostrácodos, espículas de esponja y posibles restos de foraminíferos.

La depositación de carbonato representan la depositación de material biogénico, preservada en condiciones reductoras y los contenidos de fósiles como ostrácodos, bivalvos indican condiciones de un cuerpo de agua estratificado y profundo. (Smoot, 1991).

#### **4.1.1.16 Facies 16: Volcanic Tuff (Vt)**

##### **Descripción**

Esta facies se caracteriza por la presencia de productos piroclásticos y volcanosedimentarios, aparecen varios niveles de tobas, son de color gris con pocos cristales de cuarzo y tiene un espesor de 2 m, se encuentra intercalado con la facies de turbiditas (St).

También presentan estratos de roca volcanoclástica, toba retrabajada la cual está compuesta por sedimentos de tamaño arena muy fina y lapilli en forma redondeada. Se encuentra bajo la facies Sst.

##### **Interpretación**

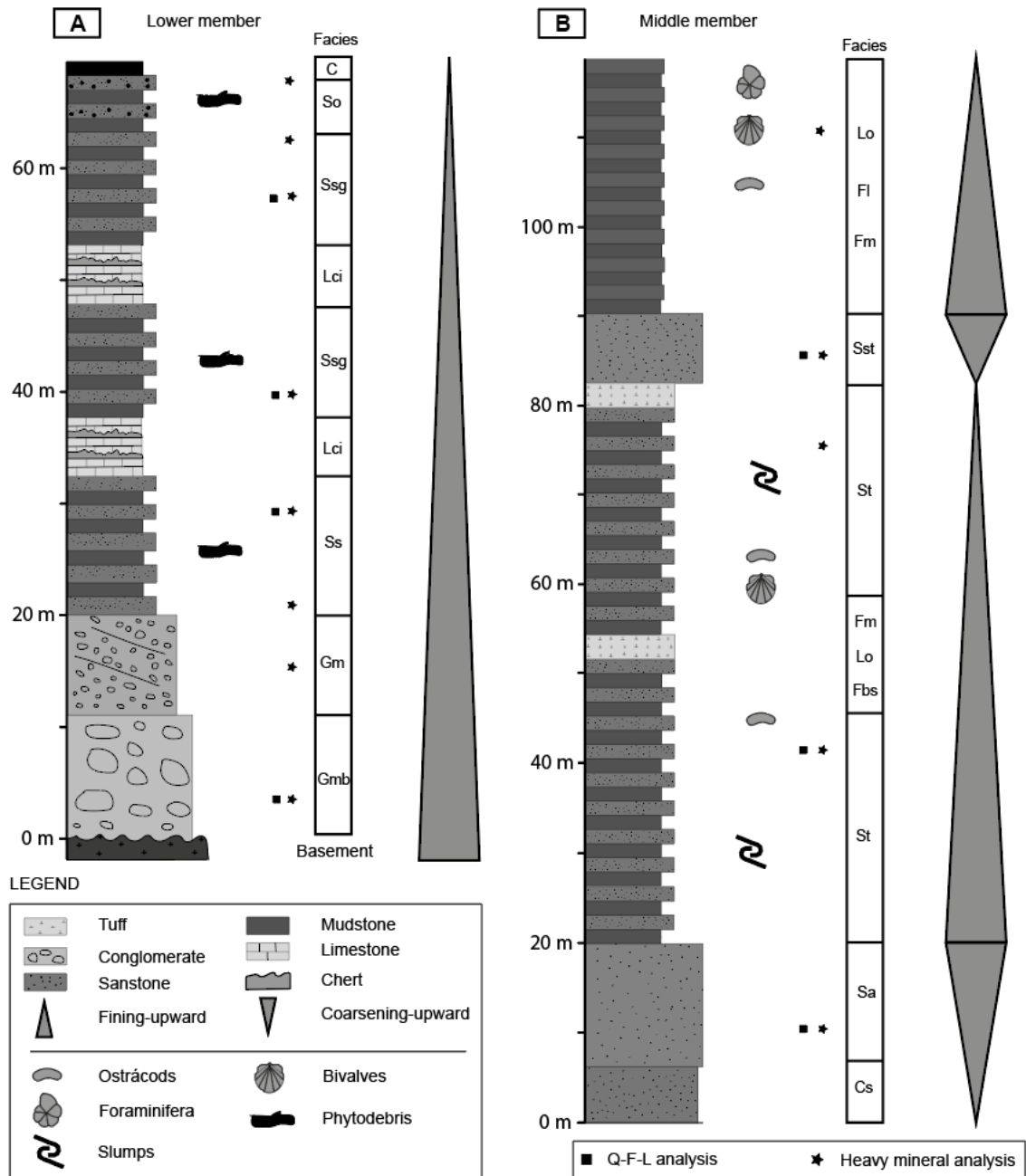
Esta facies compuesta por material derivado de actividad volcánica, se ha interpretado como productos emplazados durante erupciones piroclásticas. El material volcanosedimentario, toba retrabajada indica que el material detrítico se depositó con anterioridad, pero con agentes como el agua fueron erosionados y depositados posteriormente.

Las tobas volcánicas que están intercaladas con la facies (St), indica que se ha preservado en un ambiente con condiciones de baja energía y en un entorno acuático (Horton, 1996). La presencia de estratos de toba indica que cayeron sobre la superficie el cuerpo de agua y que se asentaron en el fondo (Maitra, 2020).

#### **4.1.2 Asociación de facies**

Con el análisis de reconocimiento y descripción realizado en el apartado anterior, se puede establecer el ambiente de depositación de los niveles analizados.





**Figura 4.4** Columnas estratigráficas de los ambientes sedimentarios en los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

Se establecieron tres asociaciones de facies y se definieron los siguientes ambientes sedimentarios:

- Abanico aluvial (Facies Gmb y Gm)
- Lacustre somero (Facies Ss, Lci, Sc, C, So, Ssg)
- Lacustre profundo (Facies St, Fbs, Fm, Fl, Lo)
- Deltaico (Sst, Sa)

La Tabla 4.1 se resume las descripciones e interpretación de las diferentes facies analizadas.

El Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá comprende en su mayoría de sedimentos de granos gruesos, con las facies matrix-supported boulder conglomerate (Gmb) y matrix-supported cobble conglomerate (Gm). De acuerdo con las características de las facies analizadas, esta asociación se interpreta que se depositó en un ambiente de abanico aluvial proximal (Figura 4.4 A).

Sobre las facies de abanico aluvial se tiene la siguiente asociación de facies: Siltstone and Sandstone (Ss), Green organic siltstones and sandstone (Ssg), Inorganic limestones with irregular and nodules chert (Lci), Sandstone with organic matter (So), Coal (C), Calcareous sandstone (Cs). Estas facies reflejan que los sedimentos fueron depositados en un ambiente donde existe presencia de aguas tranquilas. Se interpreta que esta asociación de facies corresponde a un ambiente de lago somero.

El Miembro Medio refleja dos asociaciones de facies: 1) Sandy turbidites facies (St), Black Shale (Fbs), Laminated mudstones (Fl), Massive mudstone (Fm), Organic limestone (Lo), esta asociación de facies se interpreta que se depositó en un ambiente de lago profundo con influencia marina. 2) Amalgamed sandstone (Sa), Tabular sandstone (Sst). Esta asociación de facies se interpreta como pequeños sistemas deltaicos que progradaron hacia la cuenca del lago profundo.

Se puede apreciar en la Figura 4.4 A, que el Miembro Inferior tiene una tendencia grano decreciente teniendo en la base sedimentos de grano grueso (conglomerados) y hacia el tope los tamaños de grano son mas finos (arenas y limos), lo cual se interpreta como una sucesión de sedimentos que se depositaron en un ambiente transgresivo.

En la Figura 4.4 B, denota que se tiene una sucesión grano creciente, para las sucesiones que se depositaron en un ambiente deltaico, mientras que las zonas de depositación de lago profundo tienen grano decreciente que corresponde a etapas de máxima inundación.

**Tabla 4.1** Descripción e interpretación de las facies del Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

<b>Facies</b>	<b>Descripción</b>	<b>Interpretación</b>	<b>Ambiente</b>
<b>Matrix-supported boulder conglomerate (Gmb)</b>	Conglomerados matriz soportada, tamaño de clastos boulder, clastos de composición andesítica, matriz de arena media	Depósito de coluviales en un debris flow.	Abanico aluvial proximal
<b>Matrix-supported cobble conglomerate (Gm)</b>	Conglomerado matriz soportada, presenta estratificación, tamaño de los clastos pebble-cobble, composición andesítica, matriz arena media-gruesa, gradación normal, presentan sand drapes.	Transportados por flujos supercríticos no canalizado (sheet flood)	
<b>Siltstone and Sandstone (Ss)</b>	Intercalación de limolitas verdes y areniscas cafés, presentan poca cantidad de materia orgánica. Relacionadas con facies Lci.	Depositado en ambientes acuático-someros	Lago somero
<b>Green organic siltstones and sandstone (Ssg)</b>	Limolitas y areniscas de color verde, presentan materia orgánica como raíces, se presentan en estratos tabulares, no poseen bases erosivas.	Depositado en entorno de llanura de inundación.	
<b>Inorganic limestones with irregular and nodules chert (Lci)</b>	Calizas con textura dismicrita (Folk, 1962), sin fósiles. Intercalado con chert no biogénico compuesto de microcuarzo.	Depositado en cuenca somera, por mezcla de aguas.	
<b>Sandstone with organic matter (So)</b>	Areniscas con fragmentos de materia orgánica (plant debris).	Depositado en un ambiente de baja energía (agua estancada)	
<b>Coal (C)</b>	Capas de carbón intercalada con facies So.	Depositado en un ambiente tranquilo con abundante materia orgánica, palustre.	
<b>Calcareous sandstone (Cs)</b>	Areniscas de grano fino con cementación carbonatada	Depositado en facies litorales.	

<b>Amalgamed sandstone (Sa)</b>	Areniscas tamaño fino a grueso, tiene estratificación cruzada interna, ripples, base erosiva.	Secuencia progradacional depositado por canales distributarios.	Delta proximal
<b>Tabular sandstone (Sst)</b>	Areniscas de tamaño media a fino, con bases erosivas, estratificación paralela, gradación normal.	Depositado por un flujo hiperpícnico.	
<b>Sandy turbidites facies (St)</b>	Intercalación de areniscas con limolitas, areniscas de tamaño medio a grueso, gradación normal. Limolitas presentan estructuras de carga. Presenta sulfuros. Slumps presentes. Asociada con facies Fbs, Fm y Lo.	Deposición por un flujo de turbidez. En la secuencia de Bouma representa el nivel Ta y Te. Presencia de sulfuros indica ambiente anóxico. Slumps indica pendiente en zona de deposición.	Lago profundo
<b>Black Shale (Fbs)</b>	Lutitas de color negro presenta cierta fisilidad, tienen fósiles como ostrácodos y bivalvos. Asociados con facies St, Fm y Fl.	Deposición por suspensión en un cuerpo de agua profundo.	
<b>Laminated mudstones (Fl)</b>	Mudstone que presentan laminación. Está asociado con facies Lo, Fm, Fbs.	Depositado en ambientes subacuático de baja energía.	
<b>Massive mudstone (Fm)</b>	Mudstone de color gris presentan fósiles como ostrácodos, bivalvos. No presentan estructuras sedimentarias. Estratos tabulares.	Deposición por procesos de decantación, en un cuerpo de agua profundo.	
<b>Organic limestone (Lo)</b>	Calizas de color gris. Textura mudstone y wackestone. Matriz micrítica con fósiles como ostrácodos, bivalvos.	Depositado por suspensión, en un ambiente de baja energía en condiciones estables.	

## **4.2 ANÁLISIS DE PROCEDENCIA**

### **4.2.1 Análisis de minerales pesados**

Se analizaron trece muestras en total, de estas muestras seis pertenecen al Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá y las restantes al Miembro Medio. Los resultados obtenidos en el análisis de procedencia se lo representan en la Figura 4.5. Se utiliza el índice ZTR (circón, turmalina, rutilo), para saber la madurez del sedimento, es decir mientras mayor sea el índice ZTR el sedimento ha sufrido mayor transporte desde su área fuente (Hubert, 1962).

Las muestras analizadas muestran un contenido pobre de minerales pesados que puede ser debido a: 1) material fuente de los sedimentos, posiblemente lavas y tobas de origen volcánico (Garzanti et al., 2007), 2) por efectos de meteorización, 3) por alteración de los minerales primarios (Mange & Maurer, 1992).

Los minerales del grupo de la epidota (clinozoisita, epidota), clorita y muscovita normalmente se asocian a áreas fuente de los sedimentos con rocas metamórficas, pero para este estudio se considera que sólo unos pocos de estos minerales son de origen primario. Los minerales mencionados anteriormente, se interpreta que se formaron por un proceso de alteración hidrotermal de minerales como la plagioclasa y/o feldespato potásico. En lámina delgada se observa alteración en el borde y en los planos de exfoliación de la plagioclasa. La alteración se pudo dar directamente en la roca fuente de los sedimentos llevando así minerales heredados o posterior a su depositación en la cuenca, este proceso se denomina saussuritización (Viladevall, 1975). Se ha observado que rocas piroclásticas y volcánicas de la Formación Loma Blanca presenta alteración de tipo hidrotermal. Los minerales metamórficos primarios no presentan bordes difuminados y sus caras no presentan irregularidades a diferencia de los minerales secundarios que los bordes y caras de exfoliación se encuentran deteriorados o con presencia de plagioclasa.

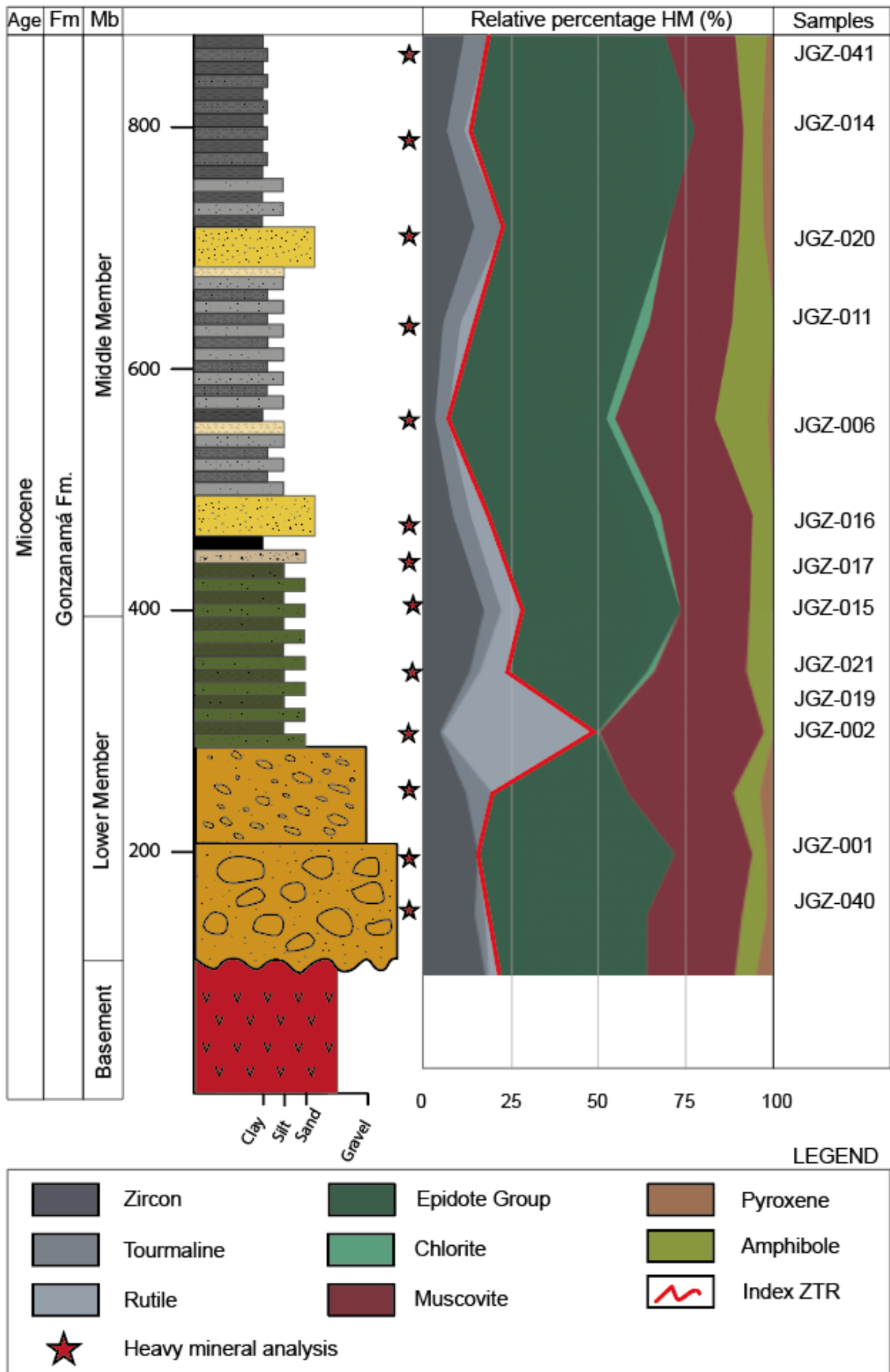


Figura 4.5 Representación del análisis de procedencia por el método de minerales pesados.

Para el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá en su mayoría son minerales de alteración, también se tiene la presencia de minerales que provienen de rocas volcánicas como hornblenda y piroxeno, sugiriendo así que su área fuente son rocas volcánicas o rocas ígneas. Algunas muestras presentan minerales metamórficos primarios y un alto contenido de rutilo lo que se interpreta que también hubo un aporte metamórfico. El índice ZTR es moderada, aproximadamente 25 %.

Para el Miembro Medio se tiene la misma configuración anterior, es decir que el área fuente de los sedimentos son de origen volcánico. El índice ZTR es bajo, aproximadamente 15 %.

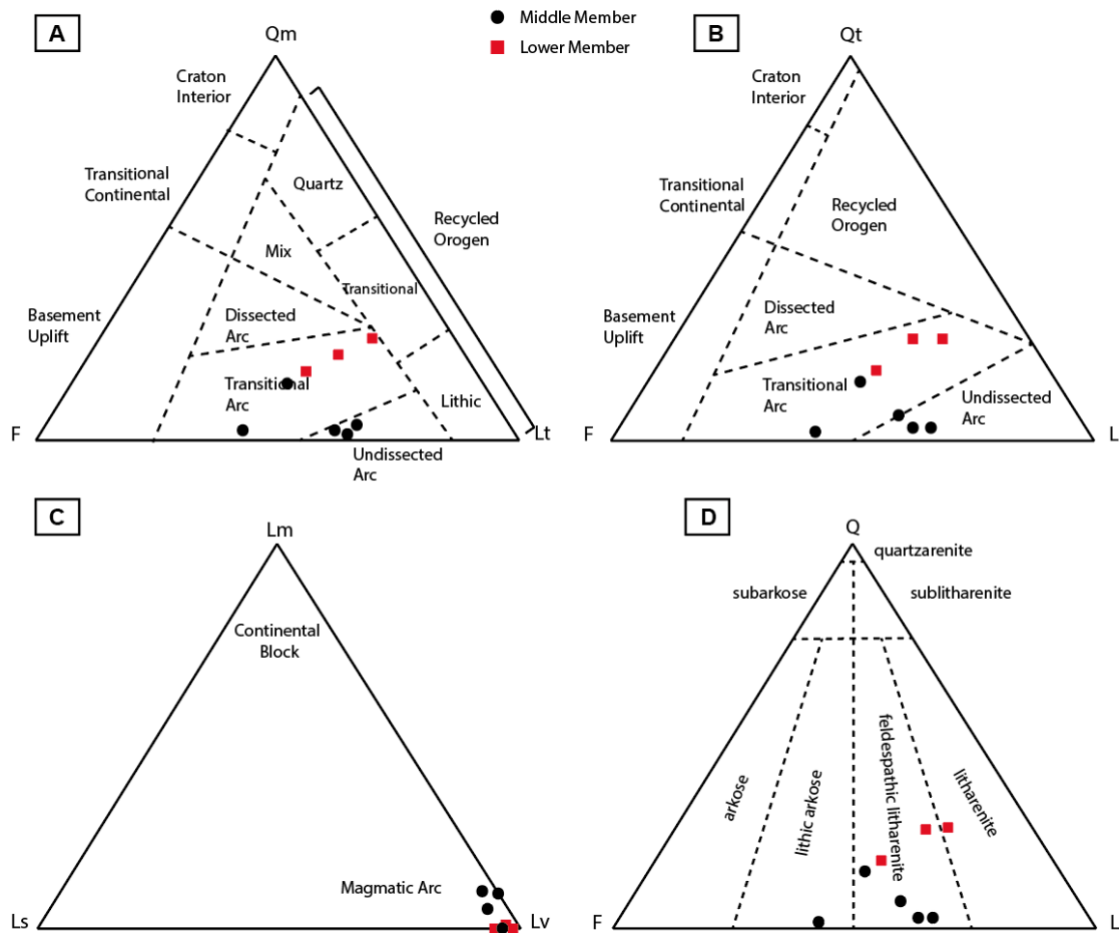
#### **4.2.2 Análisis petrográfico de areniscas (Q-F-L)**

Para el análisis petrográfico de areniscas se recolectó en un total de ocho muestras en los afloramientos disponibles para el Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá. Se procedió a realizar un conteo modal de los diferentes componentes de la roca como son: Cuarzo (Q), Feldespato (F) y Líticos (L), para así proceder a representarlos en diagramas para conocer la procedencia (e.g. Dickinson et al., 1985; Garzanti et al., 2007). Con este análisis también se puede dar un nombre formal a las rocas muestreadas (Folk et al., 1970; Pettijohn et al., 1987).

En la Figura 4.6, se observa que los mayores componentes de las rocas para el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá son los líticos y los feldespatos mientras que el cuarzo se encuentra en muy poca cantidad, teniendo así rocas denominadas litarenita y litarenita feldespática. Para el Miembro Medio se tiene una similar relación de componentes de la roca que el Miembro Inferior, siendo estas rocas en su mayoría litarenita feldespática y arcosas líticas (Figura 4.6 D).

Para el Miembro Inferior se identifica que los componentes mayoritarios de las areniscas son los líticos volcánicos y muy pocos líticos de composición metamórfica, seguido de feldespato y una cantidad de cuarzo muy pequeña. Las muestras ploteadas en los diferentes diagramas de procedencia, refleja que la

fuelle de los sedimentos para las rocas del Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá provienen de un arco volcánico transicional (Figura 4.6 A,B).



**Figura 4.6** Representación del análisis de petrografía de areniscas (QFL), A) Diagrama ternario de cuarzo monocristalino (Qm), feldespato (F) y líticos (L) (Dickinson et al.,1985). B) Diagrama ternario de cuarzo total (Qt), feldespato (F) y líticos (L) (Dickinson et al.,1985). C) Diagrama ternario de líticos metamórficos (Lm), líticos sedimentarios (Ls) y líticos volcánicos (Lv) (Garzanti et al., 2007; Marensi et al., 2012). D) Diagrama ternario basándose en terminología de Folk et al., 1970.

Las areniscas del Miembro Medio están compuestas de líticos de rocas volcánicas y muy pocos líticos de rocas metamórficas, una cantidad media de feldespatos y muy baja cantidad de cuarzo. El diagrama sugiere que el sedimento proviene de un arco volcánico transicional y no disectado (Figura 4.6 A,B).



Es decir, las rocas fuente de los sedimentos son principalmente lavas e ignimbritas andesítica y riodacíticas, que representan la cubierta del arco volcánico (Garzanti et al., 2007).

#### **4.2.3 Interpretación de los análisis de procedencia**

Los análisis de procedencia de sedimentos reflejan que para el Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá no existen cambios significantes tanto en el análisis de minerales pesados y por petrografía de areniscas. También se utilizó el índice ZTR, que da información sobre la madurez de los sedimentos.

El análisis de procedencia en minerales pesados y en petrografía de areniscas para los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá reflejan que el área fuente de los sedimentos provienen en su mayoría de rocas volcánicas de composición andesítica de un arco volcánico.

Estos resultados están sustentados por la morfología de minerales, como la forma euhedral que presentan los circones encontrados en las muestras analizadas.

Cabe señalar que los minerales del grupo de la epidota (epidota, clinozoisita) y la moscovita se formaron a partir de la alteración de minerales preexistentes como la plagioclasa, en un proceso llamado saussuritización. Este proceso consiste en alteración de la plagioclasa por presencia de fluidos que tienen contacto con la roca liberando así iones de calcio y magnesio formando nuevos minerales. Esto se ve reflejado en lámina delgada donde la plagioclasa tiene bordes y en algunas caras de exfoliación están presentes minerales como clinozoisita. En el trabajo de campo que se realizó, se observó que las rocas circundantes presentan alteración hidrotermal.

## **CAPITULO V. MODELO EVOLUTIVO**

En este capítulo se presenta la interpretación integral de los diferentes resultados para proponer un modelo sedimentológico del Miembro Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

## **5.1 MODELO DE EVOLUCIÓN DEL MIEMBRO INFERIOR Y MEDIO DE LA FORMACIÓN GONZANAMÁ**

Este estudio propone un modelo de evolución geológica de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá basado en los resultados obtenidos. El modelo propuesto se basa en un análisis detallado de sedimentología realizado en campo, análisis de procedencia de sedimentos como minerales pesados y análisis modal de areniscas, que permitieron reconstruir la evolución de la sucesión sedimentaria.

### **5.1.1 Modelo del Miembro Inferior de la Fm. Gonzanamá**

El inicio de la sedimentación de la Formación Gonzanamá ocurre durante una fase de subsidencia, que fue controlada por tectonismo, caracterizado en su mayoría fallas normales, es decir, en un régimen de esfuerzos extensivos (Vinuesa, 2016). Los primeros depósitos de sedimentos son las facies pertenecientes a sedimentos gruesos. Las fallas de origen normal provocan desestabilización del terreno provocando así, una avalancha de rocas que con efectos de agua se convierten en un debris flow, en un sistema de abanico aluvial proximal, seguido de flujos set flood (Figura 5.1A).

Posteriormente, el nivel del agua comienza a subir, lo cual, da origen a la depositación de sedimentos en un ambiente acuático poco profundo (lago somero), (Figura 5.1B). Las facies de calizas, chert y presencia de yeso evidencia que hay un cambio de salinidad en el agua para esta parte del relleno de la cuenca, debido a una posible mezcla de agua continental (dulce) interaccionando con aguas más salobres en un entorno de costero.

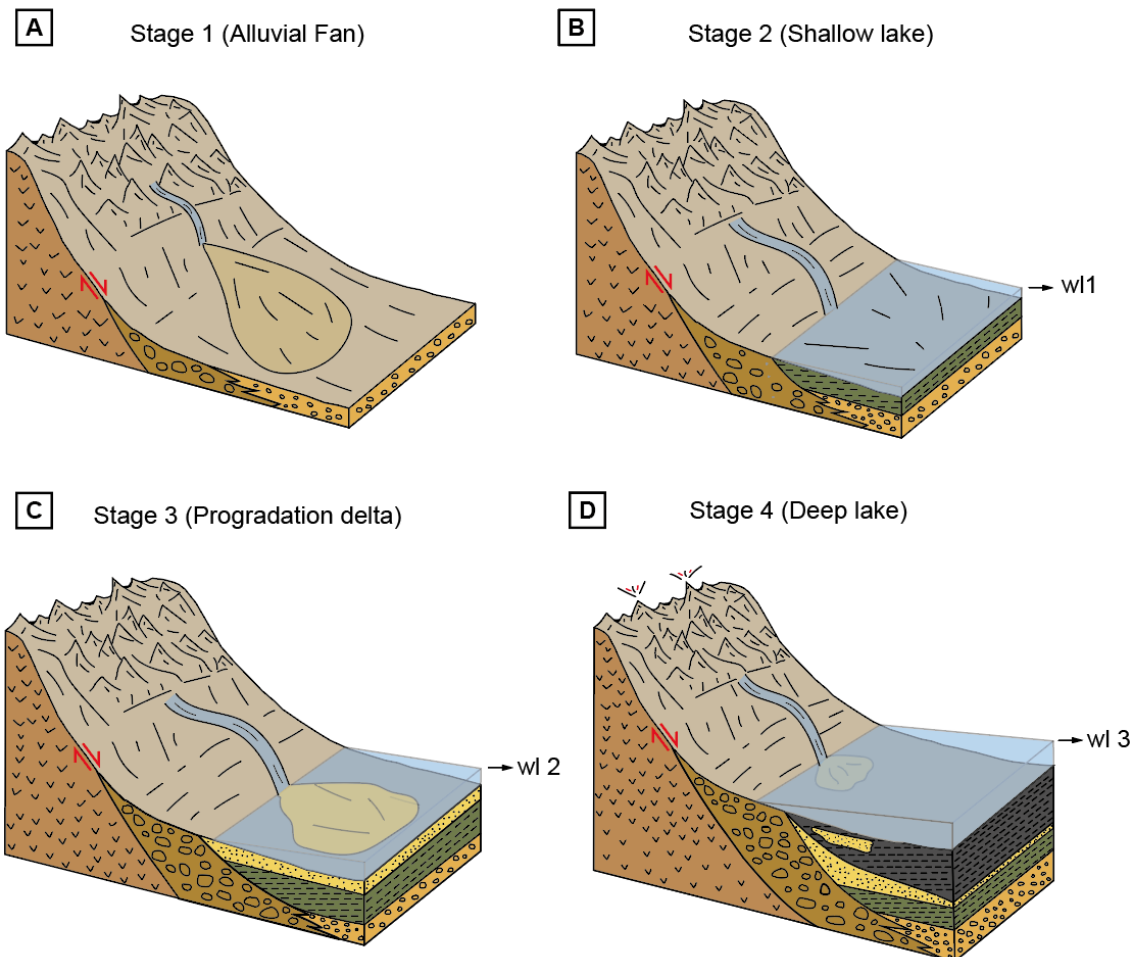
Estas secuencias de grano grueso son depositadas en un sistema donde no existía agua es decir en un ambiente netamente continental, en cambio para los sedimentos depositados en el ambiente de lago somero se interpreta que se depositó en un sistema donde el nivel del agua comenzó a subir

La procedencia de los detritos que conforman el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá, provienen de un arco volcánico. Se sugiere que proviene de la erosión de la Fm. Loma Blanca.

Este estudio difiere con lo que propone Ortiz (2019), que menciona que el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá corresponde a los últimos eventos eruptivos de la Formación Loma Blanca y está influenciado por ambientes fluviales.

### 5.1.2 Modelo del Miembro Medio de la Fm. Gonzanamá

El Miembro Medio de la Formación Gonzanamá consiste de sedimentos en su mayoría de tamaño fino y arenas que se depositaron en una etapa de subsidencia predominante, provocando así una profundización del lago costero, y este a su vez es alimentado por pequeños sistemas deltaicos (Figura 5.1 C,D).



**Figura 5.1** Esquema del modelo de evolución geológica de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá (no escala), wl= water level. A) Fase 1 desarrollo de un abanico aluvial. B) Fase 2 desarrollo de un lago somero. C) Fase 3 progradación de un sistema deltaico al lago. D) Fase 4 desarrollo de un lago profundo.

El Miembro Medio de la Formación Gonzanamá se caracteriza por estar depositado en un entorno costero con influencia de aguas salobres, se ve reflejada en la fauna encontrada en calizas y mudstone (ostrácodos, foraminíferos bentónicos, espículas de esponja). Esta información corrobora con el estudio realizado por Martínez-García et al., 2017, que propone que los foraminíferos encontrados en esta sucesión son *Ammonia* sp. Aff. *A. tepida* y *Rotallidae* indet. que son organismos que se desarrollan en ambientes marinos marginales y soportan cambios de salinidades. Mientras que los ostrácodos presentes son *Cyprideis petersonae* sp. Nov., *Cyprideis juvenile* indet. y *Cyclocypridinae* indet. que son organismos que comúnmente se encuentran en aguas salobres.

Este relleno que presenta facies de grano muy fino representa que los sedimentos se depositaron mientras el nivel del agua en lago era muy alto, que se caracteriza por la presencia de turbiditas arenosas proximales superpuestas por las lutitas y mudstone laminados que marca la máxima inundación de la cuenca en un entorno de lago costero profundo, en cambio cuando hay fluctuaciones del nivel del agua se caracteriza por la presencia de facies de progradación de los deltas, donde se encuentran depositados grandes cuerpos de arena.

Actividad volcánica está activo mientras se depositan los sedimentos, se ve reflejado en la depositación de las facies Volcanic Tuff (Vt)

Este estudio complementa la investigación realizada por Hungerbühler et al., 2002, donde propone que para el Mioceno hay una entrada del mar hacia el continente denominada la Etapa Pacífica Costera en las cuencas intramontañosas y que se ve reflejada en el Miembro Medio de la Formación Gonzanamá.

El área fuente de estos sedimentos en su mayoría son rocas de un arco volcánico se sugiere que es de la Fm. Loma Blanca, con un mínimo aporte de rocas de la Cordillera Real (Unidad Chingüinda).

## **CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **6.1 CONCLUSIONES**

- El análisis sedimentológico realizado en el Miembro Inferior de la Formación Gonzanamá, sugiere que los sedimentos son depositados inicialmente en un ambiente de abanico aluvial, seguido de un ambiente de lago somero costero depositado en un ambiente transgresivo. El Miembro Medio de la Formación Gonzanamá representa una profundización del lago somero que pasa transicionalmente a un lago profundo que es alimentado por pequeños sistemas deltaicos.
- La sucesión sedimentaria estudiada, que conforma el Miembro Medio de la Formación Gonzanamá es influenciado por aguas de origen marino, evidenciado por la fauna encontrada ostrácodos, foraminíferos bentónicos y espículas de esponja, así como también por la presencia de las facies Organic Limestone y Massive Mudstone.
- El análisis de procedencia de minerales refleja, que el área fuente de los sedimentos que rellenaron esta cuenca en su mayoría provienen de erosión de un arco volcánico continental, se sugiere que son de la Formación Loma Blanca, con aportes de sedimentos de la Cordillera Real.

### **6.2 RECOMENDACIONES**

- Se recomienda realizar dataciones para precisar los rangos de depositación para cada uno de los ambientes sedimentarios.

- Se recomienda realizar un estudio detallado del Miembro Superior de la Formación Gonzanamá, para así complementar mejor este estudio.
- Se recomienda realizar una correlación estratigráfica y un estudio sedimentológico de la Formación Catamayo, para así tener un estudio completo de la Cuenca Gonzanamá - Catamayo.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abels, H. A., Abdul, H., Calvo, J. P., & Tuenter, E. (2009). Shallow lacustrine carbonate microfacies document orbitally paced lake-level history in the Miocene Teruel Basin (North-East Spain). *Sedimentology*, 56(2), 399–419.
- Ahmed, S., Bhattacharya, J. P., Garza, D. E., & Li, Y. (2014). Facies Architecture and Stratigraphic Evolution of a River-Dominated Delta Front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 84(2), 97–121.doi:10.2110/jsr.2014.6
- Allen, J. R. L. (1970): *Physical processes of sedimentation*. Allen and Unwin.
- Alonso-Zarza, A. M., Zhao, Z., Song, C. H., Li, J. J., Zhang, J., Martín-Pérez, A., ... Zhang, M. H. (2009). Mudflat/distal fan and shallow lake sedimentation (upper Vallesian–Turolian) in the Tianshui Basin, Central China: Evidence against the late Miocene eolian loess. *Sedimentary Geology*, 222(1-2), 42–51.
- Alvan, Aldo. (2009). *Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites del Jurásico inferior a medio (Arequipa) y Palquilla (Tacna)*. Lima, Perú.
- Alonso, M., Calvo, J.P, García del Cura, M. (1986). *Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neogeno de Paracuellos de Jarama (Madrid)*.
- Alvarez, M. (1956). *Clasificación y descripción de muestras de caliza (Classification and description of lime stone samples)*: Sociedad Geológica Mexicana, Bulletin, v. XIX, no. 2, p. 13-26.
- Anadón, P.; Cabrera, L.; Colldeforns, B.; Colombo, F.; Cuevas, J. L. y Marzo, M. (1989): Alluvial fan evolution in the S. E. Ebro basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. 4<sup>th</sup> International Conference on Fluvial Sedimentology. Servei Geològic de Catalunya. Barcelona. Excursion Guidebook. Exc. 9, 91.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.

- Arribas, J. (1986): Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza). Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- Aspden, J. & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, pp. 187-204
- Aspden J.A, Bonilla W., Duque, P. (1995). The El Oro Metamorphic Complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. British Geological Survey, Nottingham.
- Baldock, J.W., 1982. Geology of Ecuador. Explanatory Bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador 1: 1.000.000 scale. Dirección General de Geología y Minas, Quito and Institute of Geological Sciences, London, 54 pp.
- Bates, R. L. y Jackson, J. A. (eds.) (1987): Glossary of Geology (3.a ed.), Am. Geol. Inst., Alexandria.
- Bhattacharya, J. P. (2010). Deltas. In James, N. P. and Dalrymple, R. W., eds., *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, 6, 233-264.
- Blair, T. C., & McPherson, J. G. (1994). Alluvial Fan Processes and Forms. *Geomorphology of Desert Environments*, 354–402.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (2009). Processes and Forms of Alluvial Fans. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments* (2nd ed). Springer Science + Business Media B.V, 413-467.
- Blanca Martínez-García, Diego Corrochano, Oier Suárez-Hernando, Byron Solís-Alulima, Aitziber Suárez-Bilbao, Amaia Ordiales, and Xabier Murelaga (2017). Benthic Foraminifera and Ostracoda from middle–upper Miocene sequences of southern Ecuador. *Ameghiniana* 54: 177–207.
- Boggs, S. (2006): Principles of Sedimentology and Stratigraphy, 4.a ed. Pearson-Prentice Hall.
- Boulton, S. J., VanDeVelde, J. H., & Grimes, S. T. (2019). Palaeoenvironmental and tectonic significance of Miocene lacustrine and palustrine carbonates (Ait



Kandoula Formation) in the Ouarzazate Foreland Basin, Morocco. *Sedimentary Geology*.

- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits, Agraphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, p. 168.
- Buatois, L. A., & Mangano, M. G. (1995). Sedimentary dynamics and evolutionary history of a Late Carboniferous Gondwanic lake in north-western Argentina. *Sedimentology*, 42(3), 415–436.
- Buatois, L & Mangano, M. G. (2011). *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. xii 358 pp. Cambridge University Press. *Geological Magazine*, 149(4), 750-750.
- Burton, D., Woolf, K., Sullivan, B. (2014). Lacustrine depositional environments in the Green River Formation, Uinta Basin: Expression in outcrop and wireline logs. *AAPG Bulletin*, v. 98, No.9, p.p 1699-1715.
- Bustillo, M. A. y Alonso Zarza, A. M. (2003): Transformaciones edáficas y diagenéticas de los depósitos aluviales distales del mioceno de la cuenca de Madrid, área de Paracuellos del Jarama. *Estudios Geológicos*, 59, 39-52.
- Cao, Y., Wang, Y., Gluyas, J. G., Liu, H., Liu, H., & Song, M. (2018). Depositional model for lacustrine nearshore subaqueous fans in a rift basin: The Eocene Shahejie Formation, Dongying Sag, Bohai Bay Basin, China. *Sedimentology*.
- Cabrera, L., Haggeman, H.W., Pickel, W., Saez, A., 1995. The coal-bearing, Cenozoic As Pontes Basin (Northwestern Spain): geological influence on coal characteristics. *International Journal of Coal Geology* 27, 201–226.
- Carrasco, H.F. (2018). Análisis litoestratigráfico y de procedencia de los depósitos sedimentarios cretácicos de la Cuenca Alamor-Lancones. Tesis de Ingeniería Geológica. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Chakraborty, P.P., Paul, P., 2014. Depositional character of a dry-climate alluvial fan system from Palaeoproterozoic rift setting using facies architecture

and palaeohydraulics: Example from the Par Formation, Gwalior Group, central India. *Journal of Asian Earth Sciences* 91, 298-315.

- Cheel, R. J. (2005). *Introduction to Clastic Sedimentology*, Department of Earth Sciences, Brock University, St. Catharines, Ontario, Canada.
- Chen, L., Lu, Y., Wu, J., Xing, F., Liu, L., Ma, Y., ... Peng, L. (2015). Sedimentary facies and depositional model of shallow water delta dominated by fluvial for Chang 8 oil-bearing group of Yanchang Formation in southwestern Ordos Basin, China. *Journal of Central South University*, 22(12), 4749–4763.
- Chen, L., Steel, R. J., Guo, F., Olariu, C., & Gong, C. (2016). Alluvial fan facies of the Yongchong Basin: Implications for tectonic and paleoclimatic changes during Late Cretaceous in SE China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 134, 37–54.
- Choi, H. I. (1986). Fluvial plain/lacustrine facies transition in the Cretaceous Sindong Group, south coast of Korea. *Sedimentary Geology*, 48(3-4), 295–320.
- Colmenero, J. R., Bahamonde, J. R., Barba, P. (1996). Las facies aluviales asociadas a depósitos de carbón en las cuencas estefanienses de León (borde sur de la Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de geología Ibérica*, núm 21, p.p 71-92.
- Corrochano, D. (2014). *Geología sedimentaria y sedimentológica dentro del proyecto del mapeo geológico a nivel nacional a escala 1:50000*.
- DeCelles, P.G., Kapp, P., Quade, J. & Gehrels, G.E. (2011) The Oligocene-Miocene Kailas Basin, southwestern Tibet: record of post-collisional upper plate extension in the Indus- Yarlung suture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1337-1362.
- DeCelles, P. G., Castañeda, I. S., Carrapa, B., Liu, J., Quade, J., Leary, R., & Zhang, L. (2016). Oligocene-Miocene Great Lakes in the India-Asia Collision Zone. *Basin Research*, 30, 228–247.
- Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Research*, 40 (2), 695-707.

- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.
- Eyles, C.H., Eyles, N., Miall, A.D., (1985). Models of glaciomarine deposition and their applications to ancient glacial sequences.
- Fernández, J., García-Aguilar, J.JM., Vera, J.A., (1987). Evolución de facies abanico aluvial-fluvial-lacustre en el Plioceno de la Depresión de Guadix-Baza. *Acta Geológica Hispánica*, t. 21-22 (1986-1987), págs.. 83-90.
- Feth, J.H., 1964. Review and annotated bibliography of ancient lake deposits (Pre-Cambrian to Pleistocene) in the Western States. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1080:119 pp.
- Feo-Codecido, G., (1956). Heavy Minerals techniques and their application to Venezuela stratigraphy. *AAPG*, 40: 957.
- Fielding, C.R., Trueman, J.D., and Alexander, J., (2005a). Sharp-based, flood-dominated mouth bar sands from the Burdekin River Delta of northeastern Australia: extending the spectrum of mouth bar facies, geometry, and stacking patterns: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 55–66.
- Fielding, C. R. (2010). Planform and Facies Variability in Asymmetric Deltas: Facies Analysis and Depositional Architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the Western Henry Mountains, South-Central Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 80(5), 455–479.
- Flügel, E., (1982). *Microfacies Analysis of Limestones*. Springer-Verlag, Berlin, 633 pp.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application.*: xx + 976 pp. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
- Fralick, P. W., & Miall, A. D. (1989). Sedimentology of the lower huronian supergroup (early proterozoic), Elliot lake area, Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, 63(1-2), 127–153.
- Freytet, P., & Verrecchia, E. P. (2002). Lacustrine and palustrine carbonate metrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27(2), 221–237.

- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 1*, p. 62-84.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. Lewis, D.W. (1970). Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 13, p. 937–968.
- Garzanti, E.; Doglioni, C.; Vezzoli, G.; Ando, S. (2007). Orogenic Belts and Orogenic Sediment Provenance. *Journal of Geology* 115: 315-334.
- Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Chapter 20 Heavy Mineral Concentration in Modern Sands: Implications for Provenance Interpretation. *Heavy Minerals in Use*, 517–545.
- Garzanti, E., & Andò, S. (2007). Chapter 29 Plate Tectonics and Heavy Mineral Suites of Modern Sands. *Heavy Minerals in Use*, 741–763.
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro: *Mineralogica e Petrografica Acta*, v. 12, p. 69-97.
- Hori, K., Saito, Y., Zhao, Q., Cheng, X., Wang, P., Sato, Y., & Li, C. (2001). Sedimentary facies and Holocene progradation rates of the Changjiang (Yangtze) delta, China. *Geomorphology*, 41(2-3), 233–248.
- Horton, B. & Schmitt, J. G. (1996): Sedimentology of a lacustrine fan delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, 43, 133-155.
- Hubert, J. F. (1962). A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 32 (3), 440- 450.
- Hungerbühler, D. (1997). Neogene basins in the Andes of southern Ecuador: Evolution, deformation and regional tectonic implications [ETH Zurich].

- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D. E., Helg, U., & Hammer, C. (2002). Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 57(1), 75-124.
- Inci, U. (2002). Depositional evolution of Miocene coal successions in the Soma coalfield, western Turkey. *International Journal of Coal Geology*, 51(1), 1–29.
- INIGEMM, (2017). Mapa geológico de la República del Ecuador, 2017. Instituto nacional de investigación Geológico Minero Metalúrgico.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Berrones, G., Bengtson, P., Bonhomme, M., Jimenez, N., & Zambrano, I. (1996). Sedimentary and tectonic evolution of the arc zone of southwestern Ecuador during Late Cretaceous and Early Tertiary times. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (1-2), 131-140.
- Jaillard, E., Laubacher, G., Bengtson, P., Dhondt, A. V., & Bulot, L. G. (1999). Stratigraphy and evolution of the Cretaceous forearc Celica-Lancones basin of southwestern Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 12 (1), 51-68.
- James, N.P & Dalrymple, R. (2010). *Facies Model 4*, Canadá. 586 p. ISBN-13: 978-1-897095-50-8; ISSN: 1208-2260.
- Jones, H.L., and Hajek, E.A., 2007, Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits: *Sedimentary Geology*, v. 202, no. 1–2, p. 124–137.
- Kelts, K. & A. Schwalb, 1994. Stable isotope stratigraphy of regional environmental dynamics from lacustrine archives. *Terra Nostra*1–94: 115–119.
- Kennerley, J.B. (1973). *Geology of the Loja Province, Southern Ecuador*. London Institute of Geological Sciences Report 23, 34 p.
- Kennerley, J.B. (1980). *Outline of the geology of Ecuador*. *Over-seas Geology and Mineral Resources* 55, 17 pp.
- Krainer, K., & Spötl, C. (1998). Abiogenic silica layers within a fluvio-lacustrine succession, Bolzano Volcanic Complex, northern Italy: a Permian analogue for Magadi-type cherts? *Sedimentology*, 45(3), 489–505.

- Lars B. Clemmensen. (1978). Lacustrine Facies and Stromatolites From the Middle Triassic of East Greenland. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 48.
- Lemons, D and Chan, M. (1999). Facies Architecture and Sequence Stratigraphy of Fine-Grained Lacustrine Deltas Along the Eastern Margin of Late Pleistocene Lake Bonneville, Northern Utah and Southern Idaho. *AAPG Bulletin*, 83.
- Lepre, C. J., Quinn, R. L., Joordens, J. C. A., Swisher, C. C., & Feibel, C. S. (2007). Plio-Pleistocene facies environments from the KBS Member, Koobi Fora Formation: implications for climate controls on the development of lake-margin hominin habitats in the northeast Turkana Basin (northwest Kenya). *Journal of Human Evolution*, 53(5), 504–514.
- Limarino, C. O., Césari, S. N., Net, L. I., Marensi, S. A., Gutierrez, R. P., & Tripaldi, A. (2002). The Upper Carboniferous postglacial transgression in the Paganzo and Río Blanco basins (northwestern Argentina): facies and stratigraphic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 445–460.
- Lincoln, R. J.; Boxshall, G. A. y Clark, P. F. (1982): A dictionary of ecology, evolution and systematics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Litherland, M., Aspden, J. & Jemielita, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. First ed. Keyworth: NERC.
- Liu, L., Chen, H., Wen, H., Xu, W., Zhong, Y., Wang, X., & Wang, Z. (2019). Facies architecture and sediment infilling processes in intrabasinal slope belts of lacustrine rift basins, Zhanhua Depression, Bohai Bay Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 104089.
- Luis A. Buatois, M. Gabriela Mángano (2011). *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press. pp. p.67.
- Machlus, M., Enzel, Y., Goldstein, S. L., Marco, S., & Stein, M. (2000). Reconstructing low levels of Lake Lisan by correlating fan-delta and lacustrine deposits. *Quaternary International*, 73-74, 137–144.

- Mack, G.H., James, W.C., 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *J. Geol.* 102, 360–366.
- Mader, D & Neubauer, F. (2004). Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): Petrographic and geochemical indicators. *International Journal of Earth Sciences.* 93. 262-281.
- Maitra, M. (2020). Facies analysis, source rock geochemistry, tectonic evolution, and sequence stratigraphy of the Greymouth Basin, South Island, New Zealand. Tesis de PhD. Universidad de Canterbury, Nueva Zelanda.
- Maltman A. (1994) Deformation structures preserved in rocks. In: Maltman A. (eds) *The Geological Deformation of Sediments*. Springer, Dordrecht.
- Mange, M. A., & Maurer, H.F.W., (1992). *Heavy Minerals in Colour*. Chapman and Hall, London.
- Marensi, Sergio, Santillana, Sergio, & Bauer, Mauro. (2012). Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean geology*, 39(1), 67-91.
- Markwitz, V., Kirkland, C. L., Mehnert, A., Gessner, K., & Shaw, J. (2017). 3-D Characterization of Detrital Zircon Grains and its Implications for Fluvial Transport, Mixing, and Preservation Bias. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(12), 4655–4673.
- Markwitz, V., & Kirkland, C. L. (2018). Source to sink zircon grain shape: Constraints on selective preservation and significance for Western Australian Proterozoic basin provenance. *Geoscience Frontiers*, 9(2), 415–430.
- Martínek, K., Blecha, M., Daněk, V., Franců, J., Hladíková, J., Johnová, R., & Uličný, D. (2006). Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(1-2), 85–128.

- Martini, I., & Sandrelli, F. (2014). Facies analysis of a Pliocene river-dominated deltaic succession (Siena Basin, Italy): Implications for the formation and infilling of terminal distributary channels. *Sedimentology*, 62(1), 234–265.
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review* 13, 1–62.
- Milroy, P. G., & Wright, V. P. (2002). Fabrics, facies control and diagenesis of lacustrine ooids and associated grains from the Upper Triassic, southwest England. *Geological Journal*, 37(1), 35–53.
- Monroe, S. (1981). Late Oligocene-Early Miocene Facies and Lacustrine Sedimentation, Upper Ruby River Basin, Southwestern Montana. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 51.
- Morton, A. C. (1985). Heavy minerals in provenance studies. In *Provenance of arenites* (pp. 249-277). Springer, Dordrecht.
- Morton, A. C. (1991). Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. *Geological Society, London, Special Publications*, 57 (1), 31-45.
- Mulder, T & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flow and their deposits. *Sedimentology*. 48. 269 - 299.
- Nichols, G. J., & Fisher, J. A. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195(1-2), 75–90.
- Nichols, G., (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition, Wiley-Blackwell, 129-150.
- Olariu, C., Steel, R.J. and Petter, A.L. (2010) Delta-front hyperpycnal bed geometry and implications for reservoir modeling: Cretaceous Panther Tongue delta, Book Cliffs, Utah. *AAPG Bull.*, 94, 819–845.
- Ordóñez, M., Jiménez, N., & Suárez, J. (2006). *Micropaleontología Ecuatoriana*. Petroproducción y Centro de Investigaciones Geológicas, Guayaquil, Ecuador, 634 p.



- Ortiz, D., Andrade G. (2019). Caracterización litológica y estratigráfica de la Cuenca Gonzanamá. Geolatitud.
- Pratt, W. T., Figueroa, J., & Flores, B. (Eds.). (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Quito.
- Peng, B., Jin, Z., Wang, J., Chang, T., Zhu, X., & Gul, B. (2017). The significance and timing of sheetflood vs braided channel deposition on lacustrine fan deltas, Junggar Basin, NW China. *Australian Journal of Earth Sciences*, 64(7), 919–930.
- Petter, A.L. and Steel, R.J. (2006) Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen. *AAPG Bull.*, 90, 1451–1472.
- Pettijohn F, P & Siever R. (1987). Sand and sandstone, Springer – Verlag, New York, Segunda edición.
- Platt, N. H., & Wright, V. P. (n.d.). Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects. *Lacustrine Facies Analysis*, 57–74.
- Plink-Bjorklund, P. and Steel, R.J. (2004) Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sed. Geol.*, 165, 29–52.
- Ponce, JJ., Carmona, N. y Montagna, A.O. (2018). Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo. Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Fundación YPF - UNRN 166p.
- Porter, R. J., & Gallois, R. W. (2008). Identifying fluvio–lacustrine intervals in thick playa-lake successions: An integrated sedimentology and ichnology of arenaceous members in the mid–late Triassic Mercia Mudstone Group of south-west England, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270(3-4), 381–398.
- Pieruccini, P., Celma, C. D., Rita, F. D., Magri, D., Carnevale, G., Farabollini, P., Caffau, M. (2016). Sedimentology, faunal content and pollen record of

Middle Pleistocene palustrine and lagoonal sediments from the Peri-Adriatic basin, Abruzzi, eastern central Italy. *Quaternary Research*, 86(03), 359–372.

- Plint, A. G. (2014). Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: Storm-generated, wave-enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies: *Sedimentology*, 61 (3), 609– 647.
- Pratt, W., Duque, P. & Ponce, M., (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes. *Tectonophysics*, Volumen 399, pp. 251-278.
- Sauer, W., (1965). *Geología del Ecuador*. Ministerio de Educación, Quito, 383 pp.
- Selley, R. C. (1970). *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman Hall, London.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342.
- Shanmugam, G. (2016a). Slides, Slumps, Debris Flows, Turbidity Currents, and Bottom Currents. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, 2016, 87 p. (Online).
- Smoot, J. P. (1991). Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84(1-4), 369–423.
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zurich, Switzerland, 176 pp
- Steinmann, M., Hungerbühler, D., Seward, D., & Winkler, W. (1999). Neogene tectonic evolution and exhumation of the southern Ecuadorian Andes: A combined stratigraphy and fission-track approach. *Tectonophysics*, 307(3), 255–276.
- Suárez-Ruiz, I., & Jiménez, A. (2004). Coal facies studies in Spain. *International Journal of Coal Geology*, 58(1-2), 31–39.

- Sulieman M.M, Ibrahim I.S., Elkaki J.T., Dafa-Allah M.S. (2015). Origin and Distribution of Heavy Minerals in the Surficial and Subsurficial Sediments of the Alluvial Nile River Terraces. *Open Journal of SoilScience* 5, pp. 299-310.
- Terence C. B. (1987). Tectonic and Hydrologic Controls on Cyclic Alluvial Fan, Fluvial, and Lacustrine Rift-Basin Sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, Vol. 57.
- Topal, S., and Özkul, M. (2014). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the Kolankaya formation, Denizli basin (SW Turkey). *The Scientific World Journal*, 2014, 1-13.
- Tucker, M. E. (2001). *Sedimentary Petrology*, 3rd ed. ix+262 pp. Oxford: Blackwell Science.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary rocks in the field*. Third edition. England: Wiley, p. 83-158.
- Viladevall, M. (1975). Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N-oriental del macizo del Montseny (Prov. Gerona-Barcelona). Universidad de Barcelona. España.
- Vinueza, D.J. (2016). Estudio de la estratigrafía y de la evolución morfoestructural de la secuencia volcanosedimentaria de Sacapalca al norte de Cariamanga, Provincia de Loja. Tesis de Ingeniería Geológica. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Walter, J. (1884): *Einleitung in die geologie als Historische wissenchaft*. Fischer, Köln.
- Weltje, G.J., & Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171.
- Wheeler, W. H. & Textoris, D. A. (1978). Triassic limestone and chert of playa origin in North Carolina. *Journal of Sedimentary Research* ; 48 (3): 765–776.
- Zavala, C., and Pan, S. (2018). Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs*, 30(1), 1-27.

- Zhang, X., Zhu, X., Lu, Z., Lin, C., Wang, X., Pan, R., Geng, M., Xue, Y., 2019. An early Eocene subaqueous fan system in the steep slope of lacustrine rift basins, Dongying Depression, Bohai Bay Basin, China: depositional character, evolution and geomorphology. *J. Asian Earth Sci.* 171, 28–45.
- Zou, C., Wang, L., Li, Y., Tao, S., & Hou, L. (2012). Deep-lacustrine transformation of sandy debrites into turbidites, Upper Triassic, Central China. *Sedimentary Geology*, 265-266, 143–155.

## ANEXOS

**Anexo 1.** Muestras recolectadas a las que se le realizó diferentes análisis de los Miembros Inferior y Medio de la Fm. Gonzanamá.

Muestra	X	Y	Miembro	Minerales pesados	Petrografía de areniscas	Lamina delgada
JGZ-041	675690	9536542	Medio	X		
JGZ 024	675690	9536542	Medio			X
JGZ 023	675690	9536542	Medio			X
JGZ-020	675690	675690	Medio	X	X	
JGZ 014	673770	9533285	Medio	X	X	
JGZ 013	673770	9533285	Medio			X
JGZ 011	673770	9533285	Medio	X	X	
JGZ 006	673770	9533285	Medio	X	X	
JGZ 016	674228	9541645	Inferior	X	X	
JGZ 017	674228	9541645	Inferior	X	X	
JGZ 015	674034	9541476	Inferior	X	X	
JGZ 022 B	673852	9545716	Inferior			X
JGZ 022	673852	9545716	Inferior			X
JGZ 021	673852	9545716	Inferior	X	X	
JGZ-19	673852	9545716	Inferior	X		
JGZ-02	672097	6531837	Inferior	X		
JGZ-03	672097	6531837	Inferior			X
JGZ-01	671454	9531302	Inferior	X		
JGZ-40	671454	9531302	Inferior	X	X	

**Anexo 2.** Abundancia de minerales pesados de las muestras de los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

<b>Muestra</b>	<b>Circón</b>	<b>Turmalina</b>	<b>Rutilo</b>	<b>Clinozoisita</b>	<b>Epidota</b>	<b>Clorita</b>	<b>Muscovita</b>	<b>Hornblenda</b>	<b>Piroxeno</b>	<b>Total</b>
JGZ-041	12	7	0	47	3	0	20	9	2	100
JGZ-014	7	5	2	54	10	0	14	5	3	100
JGZ-020	15	8	0	47	0	0	20	7	3	100
JGZ-11	6	5	4	41	5	3	24	12	0	100
JGZ-006	4	4	0	40	5	2	28	15	2	100
JGZ-016	9	5	5	39	8	3	25	6	0	100
JGZ-17	18	5	6	37	8	0	19	7	0	100
JGZ-15	14	3	8	35	5	2	25	8	0	100
JGZ-021	5	1	43	1	0	0	47	3	0	100
JGZ-019	13	8	0	36	3	0	28	8	4	100
JGZ-002	16	0	0	56	0	0	22	4	2	100
JGZ-001	15	3	1	45	0	0	27	7	2	100
JGZ-040	18	1	3	42	0	0	25	6	5	100

**Anexo 3.** Abundancia de componentes de areniscas del análisis petrográfico para los Miembros Inferior y Medio de la Formación Gonzanamá.

Muestra	Q%	F %	L%	Q-F-L	Qm%	F %2	LT%	Qm-F-Lt	Lv%	Ls%	Lm%	Lv-Ls-Lm
JGZ-14	8	36	56	100	3	36	61	100	87	3	10	100
JGZ-11	3	34	63	100	3	34	63	100	90	4	6	100
JGZ-06	2	56	42	100	2	56	42	100	91	0	9	100
JGZ-21	18	35	47	100	18	35	47	100	96	4	0	100
JGZ-16	26	17	57	100	26	17	57	100	97	2	1	100
JGZ-17	15	40	45	100	15	40	45	100	99	0	1	100
JGZ-15	3	33	64	100	3	33	64	100	93	4	3	100
JGZ-42	26	22	52	100	22	22	56	100	95	4	1	100

<b>Q</b>	Cuarzo total	<b>Qm</b>	Cuarzo monocristalino	<b>Lv</b>	Líticos volcánicos
<b>F</b>	Feldespatos	<b>Lt</b>	Líticos totales	<b>Ls</b>	Líticos sedimentarios
<b>L</b>	Líticos			<b>Lm</b>	Líticos metamórficos