

**UNIVERSIDAD DE CALDAS**  
**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**  
**MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**



**Estudio Tectono-estratigráfico de la Formación Bocas (Colombia): ambiente de  
formación, análisis de procedencia  
y estilo estructural.**

**John Jairo Cardona Ríos**

Manizales, Colombia

Febrero, 2024

**Estudio Tectono-estratigráfico de la Formación Bocas (Colombia): ambiente de  
formación, análisis de procedencia  
y estilo estructural.**

**John Jairo Cardona Ríos**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Magister en Ciencias de la Tierra**

Director:

Ph.D. Mario Moreno Sánchez

Codirector:

M.Sc. Gustavo Hincapié Jaramillo

Asesor:

M.Sc. Germán Eduardo Bonilla Osorio

Universidad de Caldas

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Maestría en Ciencias de la Tierra

Manizales, Colombia

2024

*Dedicatoria*

*A mis padres, Maria Rocío Ríos Rincón, Omar  
Cardona Arias y a mi hermana Catherine  
Cardona Ríos*

**Agradecimientos**

El autor de esta investigación agradece sinceramente a sus maestros, compañeros y amigos Mario Moreno Sánchez director de este trabajo y a Gustavo Hincapié Jaramillo codirector del mismo. Así mismo, agradece a su asesor y amigo Germán Eduardo Bonilla Osorio director de geociencias en Inclay Geología Especializada.

Los agradecimientos se extienden a los profesores Luz Mary Toro Toro, Arley de Jesús Gómez Cruz, Hugo Fernando Murcia Agudelo, Mauricio Alvarán Echeverri y Diego Germán Loaiza García, cada uno de ellos aportó sobremanera en el desarrollo de este trabajo.

Por último, agradece al profesor Gustavo Adolfo Sarmiento Pérez y al laboratorio de Litogeoquímica de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, así como a Inclay Geología Especializada, con ellos fue posible realizar los análisis de difracción de rayos X.

Muchas gracias

***John J***

*Nota*

*“La paciencia es amarga, pero sus frutos son  
dulces”*

*Jean Jacques Rousseau.*

## Resumen

La Formación Bocas, definida por Merrit (1937 en Dickey, 1941), aflora en la vía Bucaramanga–Rionegro y Bucaramanga–Las Bocas en el departamento de Santander. Su sección tipo se halla entre el sector conocido como Puente de Tierra y Las Bocas. Este estudio ha tomado provecho de nuevos afloramientos para realizar un análisis tectono-estratigráfico. Con esta investigación, se busca conocer la evolución geológica desde los eventos que controlaron el origen sedimentológico y tectónico, y su importancia radica en que los procesos sedimentarios están influenciados por la deformación asociada a la tectónica, lo que dificulta el entendimiento desde los principios básicos de la estratigrafía. La lito y cronoestratigrafía, la procedencia, la determinación de las características estructurales, la cinemática, el ambiente tectónico de formación y la relación tectónica – sedimentación, fueron los pilares de este trabajo.

El desarrollo de la investigación comenzó con el levantamiento de una sección litológica de 250 m a través de una poligonal abierta, a partir de esta poligonal se construyeron dos columnas a escala 1:100, se tomaron muestras, datos estructurales, y como apoyo se elaboró un levantamiento con dron; posteriormente se realizó el análisis sedimentológico con la descripción y clasificación litológica, la interpretación se llevó a cabo con la guía de Ponce et al. (2018) y con ello se elaboró el modelo de facies. 15 secciones delgadas fueron analizadas con microscopio, nueve fueron seleccionadas para análisis de procedencia, otras 46 muestras complementaron los análisis desde DRX y, desde éstas, se identificaron minerales arcillosos y el grado de diagénesis por medio del índice de Kübler (IK), determinado así grados de diagénesis profunda en un 65,2%, somera en un 21.7% y diagénesis tardía o anquizona 2.1%.

Un ambiente continental, específicamente lacustre, fue determinado para los sedimentos de la sucesión estudiada. La sedimentación, ocurrió durante el intervalo Triásico Tardío-Jurásico Temprano en un ambiente tectónico complejo, marcado por *rifting* continental activo e influencia de arco. Los sedimentos que rellenaron la cuenca, provienen de fuentes poco diversas, asociadas a erosión de cobertera y altos de basamento relacionadas con las unidades pre-Bocas y las rocas del Macizo de Santander.

Por último, se realizó el análisis estructural, con el cual se determinó la geometría, cinemática y paleoesfuerzos de los elementos estructurales identificados. De esta manera, se encontró una cinemática predominantemente inversa, seguida por fallas de carácter normal y en menor proporción transcurrentes. Respecto a los paleotensores, se definieron cinco en total, pero solo se interpretaron y correlacionaron cuatro que corresponden a las direcciones: 1. NWW-SSE; 2. NE-SW; 3. NW-SE; 4. NWW-SEE, con regímenes de deformación extensional, transcurrente, transpresivo y compresivo, respectivamente. Este estudio muestra el alto nivel de complejidad estructural que presenta la Formación Bocas, esto significa que la formación ha tenido distintos eventos deformativos a lo largo de su historia geológica; cuatro eventos relacionados con los regímenes de esfuerzos expuestos, fueron determinados a partir de las observaciones de campo y la determinación de paleoesfuerzos. La Formación Bocas, no cuenta con un único estilo estructural, existen estilos sobreimpuestos, sin embargo, el que se sobreimpone a todos es el cinturón de pliegues y cabalgamientos en tectónica de piel gruesa.

**Palabras clave:** Tectono-estratigrafía, deformación, litofacies, procedencia, paleogeografía

## Abstract

The Bocas Formation, as defined by Merrit (1937 in Dickey, 1941), outcrops in the Bucaramanga–Rionegro and Bucaramanga–Las Bocas areas in the Santander department. Its type section is located between the area known as Puente de Tierra and Las Bocas. This study has taken advantage of new outcrops to conduct a tectono-stratigraphic analysis. With this research, the aim is to understand the geological evolution from the events that controlled its sedimentological and tectonic origin. Its significance lies in the fact that sedimentary processes are influenced by tectonic deformation, which complicates understanding from the basic principles of stratigraphy. Litho- and chronostratigraphy, provenance, determination of structural characteristics, kinematics, tectonic environment of formation, and tectonic-sedimentary relationships were the pillars of this work.

The research began with the survey of a 250-meter lithological section through an open polygonal method. From this polygonal survey, two 1:100 scale columns were constructed, samples were taken, structural data was collected, and drone surveys were conducted. Subsequently, sedimentological analysis was performed, including lithological description and classification. The interpretation was carried out with the guidance of Ponce et al. (2018), resulting in the facies model. Fifteen thin sections were analyzed under a microscope; nine of them were chosen for provenance analysis. Additionally, 46 samples complemented the analyses using X-ray diffraction (DRX). From these samples, clay minerals were identified, and the degree of diagenesis was determined using the Kübler index (IK). This revealed deep diagenesis in 65.2% of the samples, shallow diagenesis in 21.7%, and late diagenesis or anchizone in 2.1%.

A continental, specifically lacustrine, environment was determined for the sediments in the studied sequence. Sedimentation occurred during the Late Triassic–Early Jurassic interval in a complex tectonic setting marked by active continental rifting and arc influence. The sediments filling the basin originated from relatively limited sources associated with the



---

erosion of cover and basement highs related to pre-Bocas units and the rocks of the Santander Massif.

Finally, a structural analysis was conducted, determining the geometry, kinematics, and paleostresses of the identified structural elements. In this way, a predominantly reverse kinematics was identified, followed by faults of a normal character and, to a lesser extent, transcurrent faults. Regarding paleotensors, a total of five were defined, but only four were interpreted and correlated, corresponding to the directions: 1. NWW-SSE; 2. NE-SW; 3. NW-SE; 4. NWW-SEE, representing extensional, transcurrent, transpressive, and compressive deformation regimes, respectively. This study reveals the high level of structural complexity within the Bocas Formation, indicating that the formation has undergone various deformation events throughout its geological history. Four events were determined based on field observations and paleostress analysis. This formation does not exhibit a single structural style; there are superimposed styles, but the dominant one is the fold and thrust belt in thick-skinned tectonics.

**Keywords:** Tectono-stratigraphy, deformation, lithofacies, provenance, paleogeography.

## Tabla de contenido

### Resumen

### Abstract

<b>1. Introducción .....</b>	<b>16</b>
1.1 Objetivos.....	18
1.1.1 Objetivo general.....	18
1.1.2 Objetivos específicos.....	18
<b>2. Marco geológico.....</b>	<b>20</b>
2.1 Marco tectónico.....	20
2.1.1 Evolución y configuración tectónica del noreste colombiano .....	20
2.1.1.1 Sierra Nevada de Santa Marta .....	20
2.1.1.2 Cordillera Oriental .....	21
2.1.2 Estilos estructurales en la Cordillera Oriental .....	24
2.1.3 Tectónica en el Macizo de Santander.....	25
2.1.3.1 Geometría y cinemática.....	26
2.1.3.2 Estilo estructural .....	26
2.1.3.3 Tensores de esfuerzos.....	29
2.2 Litoestratigrafía.....	30
2.3 Formación Bocas.....	33
2.3.1 Estratigrafía.....	33
2.3.2 Edad.....	39
2.3.3 Ambiente de Formación .....	42
2.3.4 Geología estructural .....	42

---

<b>3. Marco teórico.....</b>	<b>44</b>
<b>4. Metodología .....</b>	<b>47</b>
4.1 Trabajo de campo.....	47
4.1.1 Poligonal abierta.....	47
4.1.2 Columnas estratigráficas.....	47
4.1.3 Levantamiento con Dron .....	48
4.1.4 Toma de datos estructurales.....	48
4.2 Análisis de laboratorio.....	48
4.2.1 Análisis estructural .....	48
4.2.2 Análisis sedimentológico.....	49
4.2.3 Petrografía convencional .....	49
4.2.4 Difracción de rayos X (DRX).....	49
<b>5. Análisis estructural.....</b>	<b>51</b>
5.1 Geometría de las estructuras .....	51
5.1.1 Fallas.....	51
5.1.2 Pliegues.....	53
5.1.3 Diaclasas .....	57
5.2 Cinemática .....	59
5.3 Inversión de poblaciones de fallas .....	63
5.4 Tensores de esfuerzos.....	68
5.4.1 Tensor 1 NWW-SEE.....	70
5.4.2 Tensor 2 NW-SE.....	71
5.4.3 Tensor 3 NE-SW .....	71
5.4.4 Relación temporal de los tensores.....	71
5.5 Mecanismos de deformación .....	72

---

<b>6. Análisis, arquitectura facial y ambientes de depósito .....</b>	<b>73</b>
6.1 Litología.....	73
6.2 Sección levantada.....	73
6.3 Litofacies .....	74
6.4 Asociaciones de litofacies.....	81
6.5 Arquitectura deposicional.....	83
6.6 Ambientes de depósito.....	84
<b>7. Petrografía, difracción, diagénesis y procedencia .....</b>	<b>88</b>
7.1 Petrografía.....	88
7.1.1 Conteo petrográfico.....	95
7.2 Difracción de rayos x.....	98
7.3 Diagénesis .....	100
7.4 Procedencia .....	102
<b>8. Discusión .....</b>	<b>106</b>
8.1 Características estructurales.....	106
8.2 Eventos deformativos y estilo estructural dominante.....	115
8.3 Ambiente de depósito y procedencia.....	106
8.4 Edad, ambiente y evolución tectónica.....	119
<b>9. Conclusiones .....</b>	<b>126</b>
<b>10. Referencias.....</b>	<b>130</b>
<b>Anexo 1 .....</b>	<b>146</b>
<b>Anexo 2 .....</b>	<b>147</b>
<b>Anexo 3 .....</b>	<b>148</b>

## Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización de la sección estudiada de la Formación Bocas.....	19
Figura 2. Configuración tectónica de Colombia. ....	28
Figura 3. Mapa geológico al occidente del Macizo de Santander.....	31
Figura 4. Correlación cronoestratigráfica .....	41
Figura 5. Geometría general de las fallas que afectan a la sucesión. ....	52
Figura 6. Diagramas que muestran la distribución espacial de las fallas .....	52
Figura 7. Fallas sinsedimentarias en estratos de la Formación Bocas.....	53
Figura 8. Evidencias de plegamiento en la Formación Bocas. ....	54
Figura 9. Pliegue por flexión de falla. ....	55
Figura 10. Pliegues a mediana escala .....	56
Figura 11. Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas.....	58
Figura 12. Fallas con cinemática inversa.....	60
Figura 13. Ejemplos de superficies estriadas analizadas. ....	61
Figura 14. Fallas y elementos que indican una cinemática normal.....	62
Figura 15. Soluciones de falla agrupadas por tendencia y tipo de falla. ....	63
Figura 16. Análisis de compatibilidad tectónica para el set 1.....	64
Figura 17. Análisis de compatibilidad tectónica para el set 2.....	65
Figura 18. Análisis de compatibilidad tectónica para el set 3.....	66
Figura 19. Análisis de compatibilidad tectónica para los sets 4 y 5.....	67
Figura 20. Análisis poblacional de fallas, los sets 1 y 2.....	68
Figura 21. Tensores de esfuerzos determinados por medio de <i>Wintensor</i> .....	69
Figura 22. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 1. ....	78
Figura 23. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 2. ....	79
Figura 24. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 3. ....	80
Figura 25. Bloque diagrama que ilustra los ambientes de depósito .....	87
Figura 26. Clasificación textural y composicional de las rocas siliclásticas. ....	89

---

Figura 27. Rocas siliciclásticas, muestras 010, 012 y 019 en sección delgada.....	90
Figura 28. Rocas siliciclásticas muestras 010 y 018 en sección delgada.. ..	91
Figura 29. Rocas Carbonatadas muestras, 003, 016 y 020. A.....	93
Figura 30. Rocas Carbonatadas, muestras 002, 003 y 016. A. ....	94
Figura 31. Variación de los principales elementos constituyentes.....	96
Figura 32. Diagramas de variación composicional de las secciones delgadas .....	97
Figura 33. Variación de los minerales determinados por difracción de rayos x.....	99
Figura 34. Diagramas de variación mineralógica determinada por difracción.....	100
Figura 35. Índice de cristalinidad de las illitas relacionado con el índice de Kübler.....	102
Figura 36. Diagramas de procedencia para las rocas siliciclásticas .....	103
Figura 37. Curva de cristalinidad de la illita en las muestras de la sección.....	104
Figura 39. Registro fósil en la Formación Bocas. ....	107
Figura 40. Diagrama de áreas de procedencia a partir de las relaciones de cuarzo. ....	112
Figura 38. Mapa y corte geológico de la sección estudiada. ....	113
Figura 41. Esquemas de reconstrucción paleogeográfica e interpretación tectónica .....	124

## Lista de tablas

Tabla 1. Parámetros y regímenes de esfuerzos .....	70
Tabla 2. Identificación de litofacies .....	75
Tabla 3. Asociaciones de litofacies .....	83
Tabla 4. Clasificaciones según Folk (1959; 1962) y Dunham (1962).....	92

## 1. Introducción

La Formación Bocas, definida por Merrit (1937 en Dickey, 1941), aflora en la vía que conduce de la ciudad de Bucaramanga a las poblaciones de Rionegro y Las Bocas (ambos en Santander) (Figura 1). Su sección tipo, determinada por Dickey (1941), se halla entre el sector conocido como Puente de Tierra y Las Bocas (Figura 1). En este sector, existe un corte de carretera realizado para la construcción de la doble calzada Bucaramanga – San Alberto, que expone las rocas de esta formación. De esta manera, este estudio toma provecho de los nuevos afloramientos en la zona, para realizar un análisis tectono-estratigráfico de la Formación Bocas y proponer tanto el ambiente de formación, la procedencia de los sedimentos, como el estilo estructural que ha dominado en la región.

Un estudio tectono-estratigráfico es la técnica mediante la cual se busca conocer la evolución geológica de una o más formaciones en determinada área o región, relacionada con los eventos que controlaron su origen, tanto sedimentológicos como tectónicos (Lee, 2018). La importancia de este tipo de estudios radica en que los procesos sedimentarios pueden verse directamente influenciados o interrumpidos por la deformación asociada a la tectónica, dificultando así, el entendimiento geológico desde los principios básicos de la estratigrafía. Realizar un estudio de este tipo involucra: 1) Comprender el ambiente de formación de la(s) unidad(es), el cual es interpretado desde las características sedimentológicas, las estructuras sedimentarias, las facies, las asociaciones de facies y el registro fósil (e.g. Selley, 2000; Boggs, 2006; Miall, 2006; Nichols, 2009; Rodríguez & Arche, 2010); 2) Determinar la procedencia de los sedimentos a partir del estudio composicional de las rocas siliciclásticas, lo que permite definir la fuente del sedimento, el ambiente tectónico y posibles factores como clima, relieve y pendiente del área de aporte; esto proporciona información para la interpretación paleogeográfica y paleoclimática de la cuenca (e.g. Dickinson & Suczek, 1979; Boggs, 2006; Nichols, 2009; Vilas *et al.*, 2010); 3) Realizar el análisis de la deformación, de los mecanismos deformativos, la cinemática y la determinación del estilo o estilos estructurales, que dieron origen a la configuración tectónica del objeto de estudio



(Harding & Lowell, 1979; Angelier, 1984; Harding *et al.*, 1985; Casas-Sainz *et al.*, 1990; Delvaux & Sperner, 2003; Fossen, 2016).

Este trabajo presenta un estudio tectono-estratigráfico de la Formación Bocas con el objetivo de dar claridad a las incertidumbres que se presentan con las rocas sedimentarias que la forman, determinando los procesos y elementos que han intervenido en su formación y evolución a través del tiempo geológico. Este análisis se lleva a cabo desde el estudio lito y cronoestratigráfico, el análisis de procedencia, la determinación de las características estructurales a escala micro, meso y macroscópica, el análisis de la deformación, la cinemática, la interpretación de la paleogeografía, el ambiente tectónico de formación y la relación tectónica - sedimentación. De esta manera, este documento se encuentra dividido en capítulos, como se presenta a continuación:

El primer capítulo introduce el tema de estudio, con las generalidades de la Formación Bocas, la localización del área de interés, su sección tipo y los objetivos de la investigación. Así mismo, describe de manera general las principales características de un estudio tectono-estratigráfico, con los elementos necesarios para llevar a cabo el mismo y enmarca al lector sobre la estructura e información que encontrará en esta investigación.

El segundo capítulo presenta una contextualización geológica basada en la cartografía existente, que muestra las relaciones estratigráficas y tectónicas de la formación estudiada, con el objetivo de ilustrar de manera general la configuración geológica regional dentro de la que se encuentra la Formación Bocas. Así mismo, muestra el estado del conocimiento alcanzado hasta el inicio de este trabajo, abordando los aspectos más importantes aportados por distintos autores y que representaron un importante insumo para el desarrollo de esta investigación.

El tercer capítulo aborda la metodología empleada para la obtención de datos de campo, petrográficos y de laboratorio, así como los métodos empleados para la obtención de los resultados que aquí se presentan, referentes al estudio litoestratigráfico, sedimentológico y, especialmente, los relativos a la determinación de procedencia desde la geología de arcillas

y la petrografía convencional. Asimismo, se presenta el método de inversión para la identificación de paleoesfuerzos.

El aporte al conocimiento se encuentra desde el cuarto capítulo; éste enfatiza en el análisis litoestratigráfico y sedimentológico, con la determinación de facies, asociación de las mismas y la interpretación paleoambiental. Igualmente, relaciona los datos obtenidos del análisis poblacional de los constituyentes detríticos, resultante de la petrografía convencional, con los datos interpretados del análisis de difracción de rayos x, lo que permite presentar finalmente la procedencia de los sedimentos de la Formación Bocas. Así mismo, presenta el análisis estructural y la interpretación tectónica, abordando los elementos estructurales determinados en la sección trabajada, geometría y cinemática de los mismos, así como los mecanismos de deformación.

El capítulo quinto aborda la discusión, presentando el modelo paleogeográfico que relaciona el ambiente de depósito, el modelo de evolución tectónica y su relación con los modelos regionales, la edad y el estilo estructural que actualmente domina la deformación en estas rocas. Finalmente, el sexto capítulo expone las conclusiones más importantes obtenidas en esta investigación.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo general**

Realizar un estudio tectono-estratigráfico de las rocas sedimentarias de la Formación Bocas, determinar el ambiente de formación, realizar el análisis de procedencia y definir el estilo estructural dominante.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- Definir las características de las facies de las rocas que hacen parte de la sucesión aflorante en el área de estudio.

- Identificar el estilo estructural dominante en la formación, a través de la cinemática y la deformación observada en la sucesión sedimentaria.
- Determinar la procedencia de los sedimentos que conforman la sucesión a través de análisis petrográfico convencional y análisis de minerales arcillosos.
- Proponer un modelo tectono-estratigráfico evolutivo para las rocas estudiadas.
- Correlacionar o determinar el papel que juega el modelo de evolución propuesto con los modelos regionales planteados por otros autores.

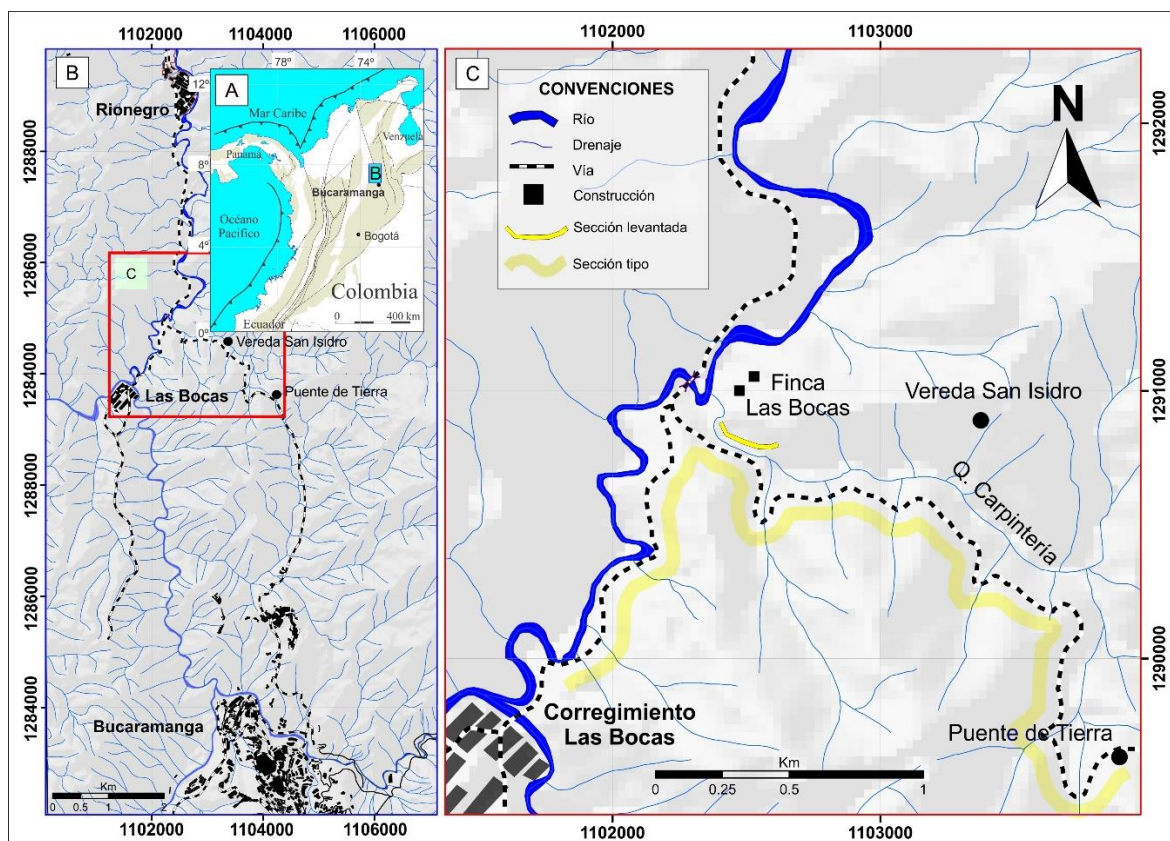


Figura 1. Mapa de localización de la sección estudiada de la Formación Bocas. A) Ubicación del área en Colombia. B) Área de interés dentro de la región, situada entre la ciudad de Bucaramanga y las poblaciones de Rionegro y Las Bocas, coordenadas origen Bogotá. C) Sección Levantada dentro del área de interés coordenadas origen Bogotá.

## 2. Marco geológico

### 2.1 Marco tectónico

Colombia se encuentra ubicado en la esquina noroeste de la placa Suramericana, en un contexto tectónico generado por la convergencia al occidente y al norte de las placas Nazca y Caribe, respectivamente (Figura 2A). Esta configuración, sumado a la existencia del bloque Panamá-Chocó, ha incrementado el nivel de complejidad tectónica que diferencia los Andes del norte de los Andes centrales (e.g. Toussaint & Restrepo, 1990; Taboada *et al.*, 2000; Audemard & Audemard, 2002; Cediel *et al.*, 2003; Kennan & Pindell, 2009). Específicamente, los Andes colombianos vienen formándose desde finales del Paleozoico, por la acreción de terrenos alóctonos al Escudo Guayanés (e.g. Etayo-Serna *et al.*, 1983; McCourt *et al.*, 1984; Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1990; Cediel *et al.*, 2003; Kennan & Pindell, 2009; Spikings *et al.*, 2015). Esta acreción, está representada por diferentes terrenos, como se describe a continuación:

#### 2.1.1 Evolución y configuración tectónica del noreste colombiano

El noreste de Colombia se enmarca dentro de lo que Toussaint & Restrepo (1990) definieron como el Terreno Chibcha, representado principalmente por La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y la Cordillera Oriental (CO).

##### 2.1.1.1 Sierra Nevada de Santa Marta

La Sierra Nevada de Santa Marta se encuentra limitada al norte por la falla Oca de carácter dextral (e.g. Tschanz *et al.*, 1974; Audemard *et al.*, 1994; Cediel *et al.*, 2003) y al oeste por la falla Santa Marta con movimiento sinistral inverso (e.g. Campbell & Bürgl, 1965; Irving, 1971; Tschanz *et al.*, 1974; Paris *et al.*, 2000; Cediel *et al.*, 2003; Montes *et al.*, 2005; Rossello, 2012). La SNSM está constituida por un basamento continental metamórfico de edad Precámbrica, intruido por rocas graníticas mesozoicas, y cubierto por rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas, que en conjunto configuran un complejo mosaico tectónico, resultado de la acreción de microterrenos (e.g. Irving, 1971; Tschanz *et al.*, 1974;

Etayo-Serna *et al.*, 1983; Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1990). La SNSM hace parte del denominado Bloque de Maracaibo (Taboada *et al.*, 2000), el cual probablemente se desplaza hacia el noroeste desde el Cretácico Tardío, a través de los sistemas de fallas Santa Marta-Bucaramanga y Oca el Pilar, conformando una sintaxis tectónica positiva que habría contribuido desde el Neógeno al levantamiento de este importante rasgo fisiográfico (e.g. Taboada *et al.*, 2000; Audemard & Audemard, 2002; Cediel *et al.*, 2003; Rossello, 2012). En contraste a la hipótesis anterior, se ha planteado una traslación y rotación de cuerpo rígido, de cerca de 75° en el sentido de las manecillas del reloj, y un desplazamiento desde el SW al NE (Montes *et al.*, 2005).

### 2.1.1.2 Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental (CO) es un orógeno de doble vergencia, que representa el rasgo más grande y característico del noreste colombiano (e.g. Campbell & Bürgli, 1965; Irving, 1971). Este orógeno está limitado al W por el Valle del Magdalena y al este por los Llanos Orientales, su disposición al sur es NNE hasta su confluencia con las cordilleras Central y Occidental, resultando subparalela a la actual convergencia de la placa Nazca con la placa Suramericana. Al norte, sobre 6° de latitud, su disposición cambia a NW-N, muy probablemente por la interacción de la placa Caribe con las placas Suramericana y Nazca; esta parte de la cordillera está conformada por el Macizo de Santander, la Serranía de Perijá y la prolongación hacia el NE que corresponde a los Andes de Mérida en Venezuela (e.g. Bayona *et al.*, 2008) (Figura 2A).

La CO está constituida por un basamento polimetamórfico deformado, con edades que abarcan desde el Precámbrico hasta el Paleozoico, intrusiones plutónicas jurásicas de composición graníticas y cuarzomonzónicas, así como sedimentos marinos ( del Devónico y Cretácico) y continentales (del Jurásico y Paleógeno–Neógeno) (e.g. Irving, 1971; Etayo-Serna *et al.*, 1983; Taboada *et al.*, 2000; Bayona *et al.*, 2008). El origen de la Cordillera Oriental ha sido ampliamente debatido, y a la fecha sigue siendo controversial, por lo que distintos modelos han sido propuestos, abarcando los más detallados la evolución tan solo desde el Cretácico (e.g. Colleta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995;

Villamil, 1999; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020; Kammer *et al.*, 2020) (Figura 2A). Según algunos modelos, el basamento polimetamórfico habría sido formado durante el Proterozoico y buena parte del Paleozoico gracias a los eventos tectono-metamórficos de finales del Proterozoico (Orogenia Grenvilliana) y del Paleozoico medio (Orogenia Caledoniana?), esto dentro de un terreno alóctono que terminó por acrecionarse al noroeste de Suramérica a finales del Paleozoico, a través de la falla Guaicaramo (e.g. Etayo-Serna *et al.*, 1983; Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1990; Restrepo-Pace, 1995; Cediél *et al.*, 2003), más precisamente durante el Silúrico-Devónico Temprano (Forero, 1990).

El Mesozoico estuvo marcado especialmente por una tectónica extensional desde el Triásico hasta el Cretácico Temprano (e.g. Etayo-Serna *et al.*, 1983; Dengo & Covey, 1993; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016; Horton *et al.*, 2020). Durante el Triásico–Jurásico, la extensión ha sido interpretada como la separación de Norte y Suramérica, así como probablemente la disgregación de Pangea. La separación de las américas habría sido provocada por *rifting* activo, dando lugar a la formación de una cuenca *back arc*, a sedimentación *sinrift* y al emplazamiento de numerosos plutones graníticos (e.g. Pindell & Dewey, 1982; Etayo-Serna *et al.*, 1983; Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1994; Cooper *et al.*, 1995; Restrepo-Pace, 1995; Mojica *et al.*, 1996; Casero *et al.*, 1997; Meschede & Frisch, 1998; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Pindell *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Kennan & Pindell, 2009; Spikings *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016; Horton *et al.*, 2020; Toro-Toro *et al.*, 2021). Por otro lado, datos paleomagnéticos sugieren, que durante el Jurásico Temprano, existió desplazamiento hacia el norte de bloques al occidente de la falla Bucaramanga, lo que podría indicar una tectónica más transpresiva con la consecuente formación de cuencas *pull apart* en áreas transtensionales (e.g. Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2005; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006).

Las rocas sedimentarias del Cretácico Temprano, se acumularon de igual manera, bajo un régimen extensional. Algunos autores, proponen que este régimen corresponde a la

continuación de la extensión iniciada en el Triásico-Jurásico, en un modelo de cuenca *back arc* con subducción al oeste (e.g. Pindell & Dewey, 1982; McCourt *et al.*, 1984; Toussaint & Restrepo, 1994; Meschede & Frisch, 1998; Taboada *et al.*, 2000; Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2019; Horton *et al.*, 2020; Kammer *et al.*, 2020); sin embargo, otro modelo sugiere que la sedimentación de origen marino que se presentó en este periodo, ocurrió en un margen pasivo, que pudo estar vinculado al *rift* del Protocaribe (e.g. Pindell & Erikson, 1994; Pindell & Tabbutt, 1995; Kennan & Pindell, 2009). Por otro lado, la posibilidad de una acumulación en una cuenca flexural (*Foreland*) ocasionada por el levantamiento de la Cordillera Central es sugerida por Dengo & Covey (1993), Cooper *et al.* (1995), Restrepo-Pace *et al.* (2004) y Caballero *et al.* (2010), mientras que Cediél *et al.* (2003) propone que la extensión es producto de *rifting* intracontinental con la consecuente formación de un aulacógeno y la transición de un arco de islas a un arco continental. Este régimen extensional finalizó en el Cretácico Tardío, cuando el dominio pasaría a ser compresional, como consecuencia de la acreción de terrenos que configuran hoy la Cordillera Occidental (e.g. Toussaint & Restrepo, 1990; 1994; Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000; Kellogg *et al.*, 2005). Así, la deformación que dio paso a la formación de la Cordillera Oriental, se inició en el Cenozoico temprano, y desde allí se presentaron varios eventos deformativos que involucraron acortamiento y la inversión tectónica positiva de las fallas que limitaban las cuencas mesozoicas (e.g. Colleta *et al.*, 1990; Toussaint & Restrepo, 1990; 1994; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020; Kammer *et al.*, 2020).

El levantamiento de la Cordillera Oriental tendría sus comienzos entre el Oligoceno–Mioceno, siendo el Mioceno el periodo de mayor importancia en este sentido, puesto que marca el evento final que dio paso a su configuración actual (e.g. Van der Hammen, 1958; Irving, 1971; Colleta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Caballero *et al.*, 2010; Mora *et al.*, 2013; Horton *et al.*, 2020). El origen de la deformación que causó el levantamiento y la consecuente formación de la CO ha sido atribuido a la colisión del bloque Choco-Panamá, en lo que diversos autores han denominado

la Fase Tectónica Andina (e.g. Duque-Caro, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2005; Kellogg *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020).

### 2.1.2 Estilos estructurales en la Cordillera Oriental

Los estilos estructurales presentes en la CO son muy variados, se encuentran sobreimpuestos y obedecen directamente a la reología de las rocas que la conforman, así como a la evolución tectónica que se ha presentado desde el Mesozoico (e.g. Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020). Éstos, se registraron en el basamento y en la espesa cobertera, propiciados por el marcado régimen extensional–transtensional durante el Triásico–Cretácico, intervalo en el cual se formaron fallas normales lítricas con patrones en *echelon* (e.g. Boyacá, Bucaramanga, Bituima, Cambao, Honda, La Salina, Río Servitá, Sóapaga, Suárez, etc.), estratos de crecimiento, *grabens*, *hemigrabens* y *horst* en una tectónica de piel gruesa (e.g. Dengo & Covey, 1993; Toussaint & Restrepo, 1994; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Rolon, 2004; Rossello *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2013; Forero-Ortega *et al.*, 2020; Horton *et al.*, 2020; Kammer *et al.*, 2020). Por otro lado, la inversión tectónica generada desde el Cretácico Tardío hasta el Reciente, producto del cambio de régimen de esfuerzos a compresional y transpresional, propició estilos estructurales que hoy se exponen claramente en los flancos de la CO y que se han sobreimpuesto al estilo que dominó durante el Mesozoico (e.g. Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Cortés *et al.*, 2006; Sánchez *et al.*, 2012; Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020).

En la CO se presentan estructuras típicas de ambientes compresivos, dentro de las cuales se destacan pliegues por flexión y por propagación de falla, cabalgamientos y retrocabalgamientos, cinturones de pliegues y cabalgamientos, abanicos imbricados emergentes, *duplex*, zonas triangulares, *pop ups* y *backstops* (e.g. Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1999; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediel *et al.*, 2003; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2010; Sánchez *et al.*, 2012; Teixell *et al.*, 2015; Velandia, 2017; Horton *et al.*, 2020). Se encuentran también,



estructuras generadas en un ambiente transpresivo como: la terminación en cola de caballo contraccional de la falla Bucaramanga, *duplexes* compresionales, estructuras en flor positivas, fallas en *echelon* con relevos dextrales y sinestrales, así como la sintaxis tectónica positiva de la Serranía del Cocuy (e.g. Fabré, 1983; Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Acosta *et al.*, 2004; Rossello *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Kammer & Sánchez, 2006; Mora *et al.*, 2006; Tesón *et al.*, 2013; Mora *et al.*, 2015; Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020).

Los estilos estructurales enmarcados en el Cenozoico hacen referencia a una tectónica de piel gruesa (Roeder & Chamberlain, 1995), pero también a despegues del basamento y deformación a niveles corticales superiores, lo que implica un tectónica de piel fina (e.g. Toro, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Restrepo-Pace *et al.*, 2004). Finalmente, parece existir un mayor consenso en cuanto a que ambos estilos han hecho parte de la construcción de la CO, tanto tectónica de piel gruesa como de piel fina (e.g. Dengo & Covey, 1993; Mora *et al.*, 2006; Mora & Parra, 2008; Mora *et al.*, 2010; Sánchez *et al.*, 2012; Tesón *et al.*, 2013; Teixell *et al.*, 2015; Velandia, 2017).

### 2.1.3 Tectónica en el Macizo de Santander

La configuración tectónica del Macizo de Santander (MS) es consecuencia directa de la evolución y construcción de la CO. De esta manera, la extensión y posterior inversión durante el Mesozoico y Cenozoico respectivamente, han determinado la conformación estructural actual, representada por importantes fallas en el sentido de Velandia (2017); Velandia *et al.* (2020) como: Bucaramanga, Suárez, Boconó, Chucarima, Chitagá, Labateca, Servitá, Mutiscua entre otras; muchas de las cuales son en la actualidad inversas, otras transcurrentes u oblicuas y presentan direcciones, en orden de frecuencia, N-S, NW-SE y NE-SW (Figura 2B). Esta deformación obedece a esfuerzos a los que ha sido sometida la región por la interacción de las placas tectónicas Nazca, Caribe y Suramérica (e.g. Toro, 1990; Toussaint & Restrepo, 1990; Taboada *et al.*, 2000; Audemard & Audemard, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Kennan & Pindell, 2009), aunque localmente a elementos tectónicos como el indentador de Pamplona o cuña de Pamplona al este (Boinet *et al.*, 1985; Velandia, 2017; Velandia *et al.*,

2020) y la sintaxis tectónica positiva del Cocuy al sur del mismo (e.g. Rossello *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2015; Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020; Velandia *et al.*, 2020).

### 2.1.3.1 Geometría y cinemática

La mayor parte de las estructuras en el MS se disponen en dirección N-S, seguidas por una tendencia NW-SE con buzamientos al E y W (Figura 2B). Las fallas asociadas a ambas direcciones se caracterizan por tener gran longitud a lo largo del macizo, mientras que fallas con dirección NE-SW son menos abundantes y de menor longitud (Figura 2B).

En cuanto a la cinemática, es claro un predominio de movimientos en rumbo sinestrales en la región occidental del macizo, como se ha determinado para la falla Bucaramanga (e.g. Campbell & Bürgl, 1965; Irving, 1971; Toro, 1990; Paris & Romero, 1994; Restrepo-Pace, 1995; Villamil, 1999; Audemard & Audemard, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Osorio *et al.*, 2008; Diederix *et al.*, 2009; Velandia, 2017; Velandia & Bermúdez, 2018; Kammer *et al.*, 2020) y las fallas asociadas (e.g. Cachira, Villa Caro, Girón) a lo que en algunos trabajos han denominado Sistema de Fallas Santa Marta–Bucaramanga (e.g. Tschanz *et al.*, 1974; Paris *et al.*, 2000; Cediél *et al.*, 2003; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012). Los movimientos dextrales se limitan a fallas secundarias de dirección NE-SW, que se encuentran en medio de las fallas de mayor longitud, igualmente concentradas al W del MS, mientras los movimientos inversos con vergencias principales al W y secundarias al E se reúnen al centro y al este del macizo, y se disponen preferencialmente en dirección N-S (e.g. Osorio *et al.*, 2008; Velandia, 2017) (Figura 2B).

### 2.1.3.2 Estilo estructural

De manera general, el dominio tectónico del MS es transpresivo, seguido por transcurrencia y compresión local (e.g. Kammer, 1999; Toro & Osorio, 2005; Osorio *et al.*, 2008; Velandia, 2017). La transpresión y la transcurrencia, están dadas por la deformación que imprime en el MS la Falla Bucaramanga y que es evidenciada por grandes estructuras como el *duplex* de Ocaña (Osorio *et al.*, 2008), la estructura en flor positiva de Bucaramanga y la rotación de bloques por cizalla simple entre las fallas Bucaramanga y Curumaní. Por otro lado, la

compresión se muestra en el levantamiento de la zona central de la CO, a través de la falla Bucaramanga al occidente, y las fallas Mutiscua, Chucarima y Las Mercedes al este, así como, por la exposición de altos de basamento en el flanco oriental, exhumados por cabalgamientos con vergencias E y W (Osorio *et al.*, 2008). Algunas de estas estructuras, han sido ratificadas y otras reinterpretadas por Velandia (2017), por ejemplo, la estructura en flor positiva de Bucaramanga es convalidada, mientras el *duplex* de Ocaña (Osorio *et al.*, 2008) y la rotación de bloques por cizalla simple, son interpretadas como estructuras en dominó transcurrentes (Cachira, Teorama y Girón), dado que la cinemática de las fallas secundarias transversales es distinta a la de las fallas principales (Figura 2B), con lo cual no existe lugar a la interpretación de *duplexes* (Velandia, 2017). El levantamiento de la zona central del MS y parte del flanco oriental, es atribuido a la convergencia con la cuña de Pamplona (identador de Pamplona de Boinet *et al.*, 1985), e interpretado como estructuras *pop up*, con cabalgamientos de vergencia al W y retrocabalgamientos como la falla Labateca al E (Figura 2B) (Velandia, 2017). La interpretación dada por Osorio *et al.* (2008) y Velandia (2017) para el levantamiento de zonas como Vetas, discrepa considerablemente con la presentada por Kammer (1993), quien lo explica a través de un estado extensional en medio de un frente de deformación compresional que permitió el descenso de la cobertera mediante fallas normales, dejando de esta manera expuesto el basamento.

La parte sur del macizo se encuentra enmarcada en: 1) la sintaxis tectónica positiva de la Serranía del Cocuy (e.g. Rossello *et al.*, 2004; Mora *et al.*, 2015; Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020) con una vergencia principal al E, contraria a la generada por el indentador o cuña de Pamplona al W, 2) la terminación en cola de caballo compresional de la falla Bucaramanga (Taboada *et al.*, 2000; Kammer & Sánchez, 2006; Kammer *et al.*, 2020), en duplex (Velandia, 2005), y 3) la terminación transpresiva en dominó de la falla Bucaramanga dentro de una estructura en flor positiva (Velandia, 2017; Velandia & Bermúdez, 2018) confirmando nuevamente el dominio de un estilo transpresivo (e.g. Falla Bucaramanga), seguido por transurrencia simple (e.g. Fallas Boconó, Chitagá,) y localmente compresional (e.g. Fallas Boyacá, Soapaga, Levantamiento del Cocuy y frente de deformación del pie de monte de los llanos orientales).

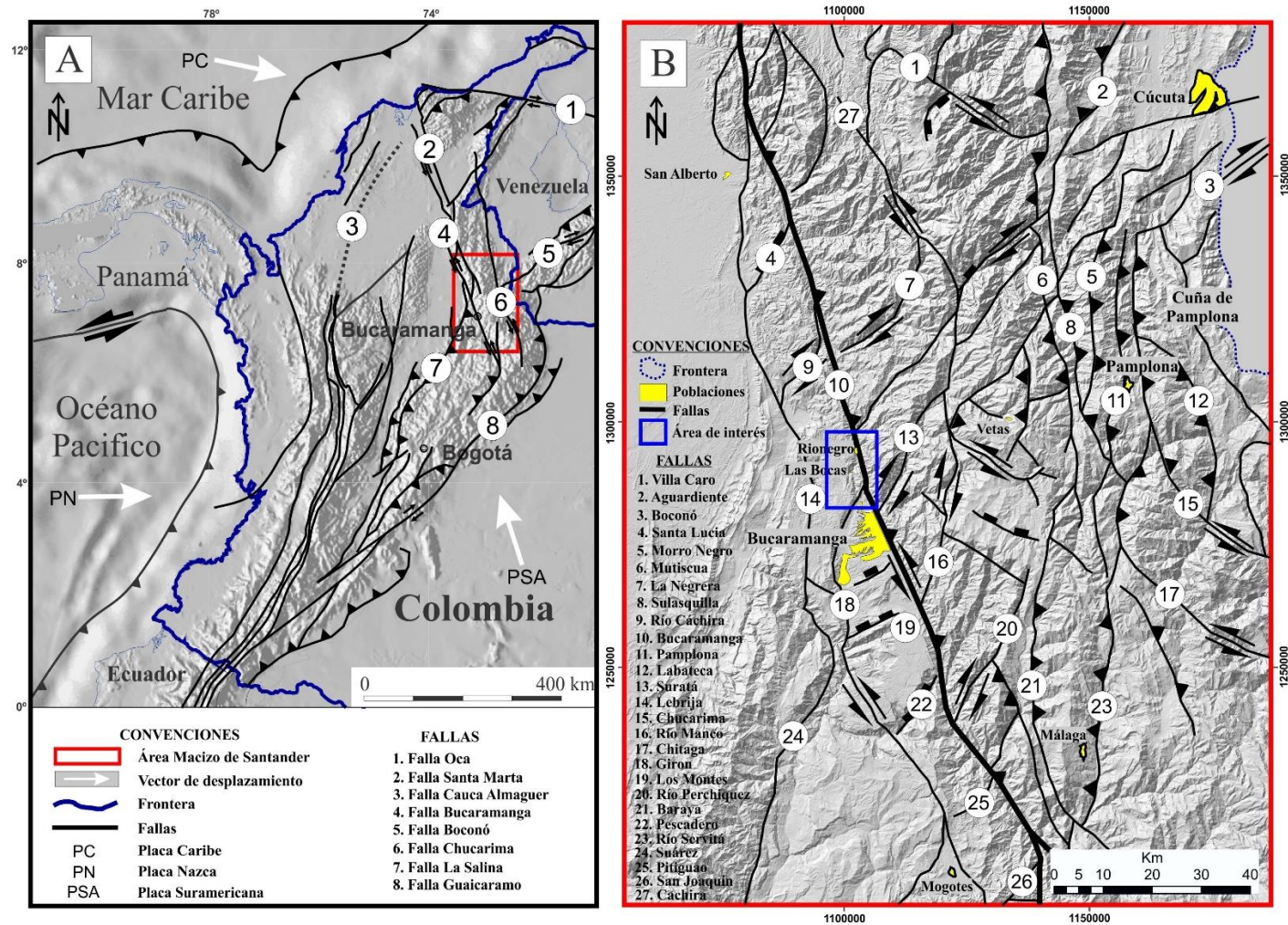


Figura 2. Configuración tectónica de Colombia. **A.** Principales fallas del nororiente colombiano (modificado de Etayo-Serna et al., 1983; Boinet, 1985; Villamil, 1999; Audemard y Audemard, 2002; Montes et al., 2005; Gómez et al., 2007; Kennan y Pindell, 2009; Mora et al., 2015; Velandia, 2017; Kammer et al., 2020; Velandia et al., 2020). **B.** Mapa tectónico generalizado del Macizo de Santander (modificado de Boinet, 1985; Osorio et al., 2008; Velandia, 2017 y Forero-Ortega et al., 2020). Modelo de elevación digital tomado de NASA – Alaska Satellite Facility (2018)

### 2.1.3.3 Tensores de esfuerzos

La determinación de los tensores de esfuerzos en el macizo y alrededores se ha realizado a través de la solución de mecanismos focales de sismos mayores (e.g. Taboada *et al.*, 2000; Cortés & Angelier, 2005; Toro & Osorio, 2005) y por medio de métodos de inversión, que incluyen datos estructurales de bandeamiento, foliación, estratificación, superficies estriadas y diaclasas (e.g. Osorio *et al.*, 2008; Velandia, 2017; Forero-Ortega *et al.*, 2020). Taboada *et al.* (2000) determinaron, a partir de mecanismos focales, un tensor con esfuerzo máximo  $\sigma_1$  orientado E-W e inclinado hacia el W,  $\sigma_2$  subvertical y  $\sigma_3$  orientado N-S, estableciendo un régimen tectónico uniaxial, dentro del cual la orientación de  $\sigma_1$  se encuentra restringida a la E-W y los esfuerzos mínimos  $\sigma_3$  e intermedios  $\sigma_2$  son variables en un plano ortogonal al  $\sigma_1$ , con lo que concluyen un régimen compresional y de deslizamiento en rumbo. Cortés & Angelier (2005) indican la dirección del esfuerzo máximo  $\sigma_1$  como N97°E en la Cordillera Oriental, lo que concuerda con lo presentado por Taboada *et al.* (2000), e indican un tensor para el área de Bucaramanga con  $\sigma_1=263/39$ ,  $\sigma_2=360/8$ ,  $\sigma_3=99/50$ , en el cual el esfuerzo compresivo está inclinado hacia el W y el de extensión hacia el E, interpretando así un campo de esfuerzos compresivo en la E-W. Así mismo, Toro & Osorio (2005) calcularon un tensor para el área de Bucaramanga con  $\sigma_1=98/2$ ,  $\sigma_2=189/27$ ,  $\sigma_3=4/62$ , en donde  $\sigma_1$  es horizontal y  $\sigma_3$  vertical, lo que corresponde a un régimen compresivo; y otro para la zona limítrofe entre Colombia y Venezuela (Mérida) con los siguientes esfuerzos:  $\sigma_1=98/2$ ,  $\sigma_2=189/27$ ,  $\sigma_3=4/62$  con  $\sigma_1$  horizontal y  $\sigma_3$  vertical, igualmente compresivo. Estos autores interpretan un régimen compresivo regional que reactiva sistemas de fallas paralelos a los Andes en un dominio transpresivo.

Desde la interpretación de datos de campo, Osorio *et al.* (2008) determinaron un tensor de esfuerzos uniaxial con  $\sigma_1=112/07$ ,  $\sigma_2=202/04$  y  $\sigma_3=319/82$ , donde  $\sigma_1$  es horizontal y  $\sigma_3$  vertical, representando así un régimen compresivo y destacando que tanto  $\sigma_2$  como  $\sigma_3$  pueden rotar desde la posición vertical a la horizontal y viceversa, lo que define un régimen transpresivo (Toro & Osorio, 2005). Por otro lado, Velandia (2017) presenta el análisis de esfuerzos más detallado hasta la fecha realizado para el MS, destacando que la orientación de los tensores en el área es muy variada, sin embargo, existe un predominio en la W-E

acorde con lo expuesto por Taboada *et al.* (2000) y Cortés & Angelier (2005). Velandia (2017) advierte también que los regímenes de esfuerzos son en un 60% de transurrencia, 22% de compresión y 18% de extensión. De esta manera, este autor menciona que el tensor W-E es el de distribución más regular en el macizo y el N-S el más homogéneo en el área, excepto al norte; adicionalmente, describe que los tensores SW-NE y NW-SE se asocian a la cuña de Pamplona, al centro del macizo y a la zona transversal de Chitagá, respectivamente. Un trabajo más reciente y más local fue desarrollado por Forero-Ortega *et al.* (2020) al suroriente del macizo, el cual destaca tres tensores de esfuerzos para el área con direcciones W-E, SW-NE y SE-NW, dentro de los cuales asocian en el primer caso (W-E) un régimen compresivo representado por las fallas inversas dispuestas longitudinalmente en el macizo, un régimen transcurrente indicado por las fallas dextrales de dirección NE y un régimen distensivo por las fallas paralelas al tensor; en el segundo caso (SW-NE), asocian igualmente tres regímenes, uno distensivo con dirección SE-NW correspondiente al esfuerzo horizontal mínimo, donde la tendencia de las fallas es NE, uno de rumbo representado por fallas también con dirección NE y otro compresivo con fallas de dirección NE y NW. Finalmente, en el tercer caso (SE-NW) estos autores describen un régimen de transurrencia pura que corresponde con fallas dispuestas en dirección W-E y NW y regímenes de extensión y compresión que relacionan con fallas regionales de dirección NE.

## 2.2 Litoestratigrafía

La región occidental del MS está dividida por la Falla Bucaramanga en dos bloques geológicos, uno al este con dominio exclusivo de rocas cristalinas y el otro al occidente con predominio de rocas de origen sedimentario (Figura 3). El dominio cristalino se encuentra constituido por el Batolito de Rionegro de edad Jurásico Temprano, cuerpo de composición cuarzomonzonítica, granítica y granodiorítica, y edades que abarcan el intervalo del Triásico Tardío al Jurásico Temprano ( $214,5 \pm 2,7 - 184,1 \pm 2,3$  Ma) (Rodríguez-García *et al.*, 2019). El Batolito de Rionegro intruye al este el Neis de Bucaramanga y hacia el occidente se encuentra en contacto fallado con las formaciones Diamante, Tiburón, Bocas, Jordán y Girón (Ward *et al.*, 1973).

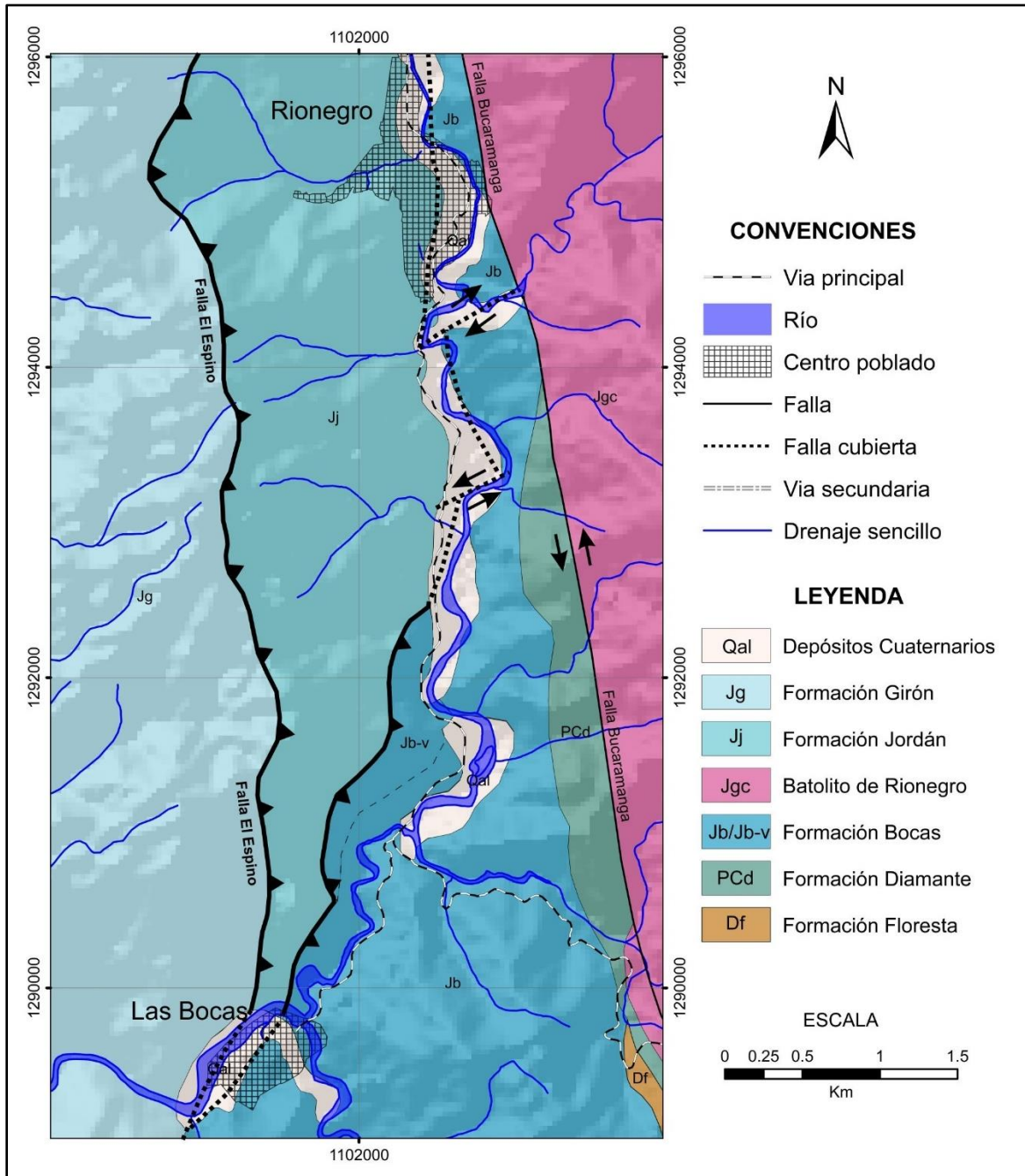


Figura 3. Mapa geológico al occidente del Macizo de Santander, al norte de la ciudad de Bucaramanga entre las poblaciones de Las Bocas y Rionegro (tomado y modificado de Ward et al., 1977; Osorio-Afanador & Velandia, 2021; Toro-Toro et al., 2021). código de colores tomado de Pellé (2012).

Las rocas sedimentarias abarcan edades entre el Devónico y el Cretácico. El Devónico está representado por lo que Caster (1939) denominó inicialmente como Serie Floresta y Botero (1946) definió como la Formación Floresta. Según Ward *et al.* (1973) la Formación Floresta está conformada, en el Macizo de Santander, por conglomerados masivos de cuarzo y

argilitas pizarrosas o filíticas, suprayace rocas metamórficas y es cubierta discordantemente por las rocas de la Formación Diamante. El Carbonífero y el Pérmico lo representan la Formación Diamante (Trumpy, 1943; Ward *et al.*, 1973) y la Formación Tiburón (Ward *et al.*, 1973), que fueron agrupadas en un principio dentro de la Serie Surata por Merrit (1937 en Dickey, 1941). La Formación Diamante fue definida por Ward *et al.* (1973), y corresponde a una sucesión compuesta por areniscas purpuras de grano fino a medio, arcillolitas, areniscas conglomeráticas, shales, calizas, arcillolitas limosas y calizas cristalinas que se encuentra al este en contacto fallado con el Batolito de Rionegro y es suprayacida por las formaciones Tiburón y Bocas. La Formación Tiburón, posicionada sobre la Formación Diamante y bajo la Formación Bocas, está constituida esencialmente por una intercalación de conglomerados y lodolitas calcáreas; los conglomerados presentan clastos de calizas y dolomitas que proceden de la infrayacente Formación Diamante (Ward *et al.*, 1973).

La Formación Bocas ubicada estratigráficamente en el intervalo Triásico Superior – Jurásico Inferior (Ward *et al.*, 1973), fue descrita por Merrit (1937 en Dickey, 1941) como Serie Bocas. La unidad está conformada por intercalaciones de limolitas grises verdosas con areniscas grises oscuras, shales, delgados niveles de conglomerados y calizas. Se encuentra al este en contacto fallado con el Batolito de Rionegro, al sur está suprayaciendo las formaciones Diamante y Tiburón; al techo, es cubierta de forma transicional por las capas de la Formación Jordán y al oeste se encuentra en contacto fallado con la Formación Girón (Ward *et al.*, 1973). Según Dickey (1941), el espesor de esta formación es de 500 a 1000 m, y de acuerdo a Ward *et al.* (1973), es de 589 m. Dentro de la Formación Bocas, se describe la presencia de cuerpos tabulares de riolita de color blanco verdoso pálido, gris claro, algunas afaníticas y otras porfiríticas o fragmentadas (Ward *et al.*, 1973). Este conjunto de origen volcánico fue denominado por estos autores como “Riolita de La Formación Bocas”.

El intervalo Jurásico Inferior – Jurásico Medio está representado por la Formación Jordán y la Formación Girón, respectivamente. Cediél (1968) reconoció por primera vez la Formación Jordán y la describió como una sucesión de areniscas de grano grueso, intercaladas con conglomerados de cuarzo, lutitas verdosas, limonitas y areniscas rojas de grano muy fino de edad Paleozoica; sin embargo, Ward *et al.* (1973), por relaciones estratigráficas le asignaron



una edad Jurásico Temprano, lo que concuerda con datos recientes de Alarcón-Gómez *et al.* (2020) obtenidos por U/Pb en circones de una toba y una ignimbrita que relacionan una edad de 199 Ma. Esta formación descansa conformemente sobre la Formación Bocas y es cubierta discordantemente por la Formación Girón (Ward *et al.*, 1973). La Formación Girón inicialmente descrita por Hettner (1892) y definida por R. L. Langenheim (1959) en la sección del río Lebrija, está constituida por areniscas conglomeráticas con clastos de cuarzo y rocas ígneas, conglomerados arcósicos, lodolitas rojas y limolitas. Horton *et al.* (2010) realizaron dataciones en circones detríticos y sus resultados sugieren que la edad de depositación es posterior al Jurásico Temprano.

Las rocas Cretácicas yacen discordantemente sobre la Formación Girón (Botero, 1950; Julivert, 1958) y corresponden a la Formación Los Santos (Cediel, 1968). Sobre éstas, se encuentran concordantemente la Formación Rosa Blanca, la Formación Paja y la Formación Tablazo (Wheeler, 1929 en Morales *et al.*, 1958).

### **2.3 Formación Bocas**

La Formación Bocas es una unidad predominantemente sedimentaria a la base y volcánica al techo (Toro-Toro *et al.*, 2021), que aflora de manera uniforme al W de la falla Bucaramanga y en pequeñas ventanas al E de la misma (Ward *et al.*, 1977). En este apartado, se presenta el estado del conocimiento de esta formación en cuanto a su estratigrafía, edad, ambiente de formación y geología estructural.

#### **2.3.1 Estratigrafía**

La Formación Las Bocas fue mencionada inicialmente por Coryell & Malkin (1935), para describir una serie de calizas grises oscuras, compactas de tamaño de grano fino, con meteorización amarillo rojizo; identificadas entre el corregimiento Las Bocas y la ciudad de Bucaramanga, específicamente al sur del Puente de Tierra. En este sector encontraron cuatro localidades fosilíferas con fauna y flora atribuida al Carbonífero, clasificada a partir de las muestras recolectadas por Phillip L. Merrit durante su estudio de la sección del río Lebrija, informe que no fue entregado al Servicio Geológico Nacional como mencionan Coryell & Malkin (1935) y del cual no se conoce registro en la actualidad.

A lo largo de la carretera que comunica la población Las Bocas con la ciudad de Bucaramanga, Dickey (1941) describió capas fosilíferas atribuidas al Paleozoico y cita que las mismas fueron descubiertas por Phillip Merrit en 1937, en concordancia con el trabajo de Merrit sin publicar, denominó estas capas Serie Suratá y Serie Bocas. La Serie Suratá fue descrita como la parte inferior de la sección, con alta presencia fósil y conformada por lutitas de color rojo, con finas capas de cuarcita, calizas azulosas duras, lutitas grises azulosas duras y lutitas arenosas; la Serie Bocas, fue definida como la parte más alta de la sección, con rara presencia de fósiles y compuesta principalmente por lutitas de color negro, café oscuro, con delgadas capas de caliza y hacia la parte inferior, finas areniscas duras de color café. El criterio de subdivisión de estas unidades fue el contenido fósil, siendo la Serie Suratá más fosilífera que la Serie Bocas.

Royo y Gomez (1943) menciona brevemente los fósiles carboníferos descritos por Coryell & Malkin (1935) en caliza gris oscura y compacta. Así mismo, en concordancia con Dickey, cita como descubridor de estas capas a Merrit en 1937, y destaca la separación realizada por Dickey (1941) en Serie Suratá y Serie Bocas, haciendo énfasis en que la fauna estudiada por Coryell & Malkin corresponde a la Serie Suratá, ya que la Serie Bocas es menos fosilífera.

Trumpy (1943) hace referencia a esta formación al mencionar el Carbonífero de Bucaramanga, citando, al igual que Royo y Gómez, a Phillip Merrit como descubridor en 1937; en su trabajo, se presenta la primera columna estratigráfica elaborada por Enrique Hubach y se describe la serie como calizas y brechas de calizas primarias con tallos de crinoideos. Así mismo, sugiere que una parte de la secuencia puede estar invertida.

El nombre Formación Bocas fue usado por primera vez por Alvarado & Del Río (1944) para describir una secuencia constituida por arcillas pizarrosas negras con delgadas areniscas arcillosas calcáreas y capas gruesas de caliza que eran explotadas por la compañía de cementos Diamante. Estos autores citan que Merrit encontró braquiópodos en 1934 que fueron asignados al Carbonífero.

El termino Bocas Shale fue tomado de Merrit por Trumpy (1949), este autor describió una sección gruesa de calizas usadas para cemento y calizas dolomíticas intercaladas con shales y areniscas rojas, negras y olivas de edad Pensilvaniano Temprano o Misisipiano Tardío; al igual que Merrit y Dickey, dividió la sección en dos partes, citando que las calizas conforman la base de la serie y los shales negros parcialmente silíceos la parte superior de la misma, a los cuales denominó Bocas Shale de acuerdo con Merrit.

J. H. Langenheim (1959); (1961) usó nuevamente el nombre Formación Bocas para referirse a sedimentos con restos de plantas (*Mesocalamites* y *Cordaites*) encontrados en la sección entre el río Lebrija y el corregimiento Las Bocas, en shale negro y areniscas lodosas, los cuales ubicó cerca al tope de esta formación. Una descripción similar, fue presentada por R. L. Langenheim (1959), mencionando intercalaciones de shale negro con calizas, que hacia la parte superior se vuelve más carbonosa y arenosa, y que incluyen restos de plantas y moluscos de agua dulce, los cuales sugirieron a este autor un ambiente de depositación no marino.

Los nombres Formación Suratá y Formación Las Bocas fueron usados por Bürgl (1961) para mencionar el Carbonífero en Bucaramanga, renombrando de esta manera lo que Dickey (1941) denominó Series Suratá y Serie Bocas. La Serie Suratá la describe como una sucesión de lutitas grises duras arenosas, lutitas, argilitas y areniscas limoníticas y cuarcíticas abigarradas; mientras la Serie de Las Bocas como la menciona en, su trabajo, la describió como una sucesión de 500 a 1000 m de espesor, constituida por lutitas negras, pardas oscuras, areniscas carbonáceas y delgados mantos de carbón.

Navas (1962) propuso un uso discreto de los nombres Serie Suratá y Serie Bocas propuestos por Dickey (1941), ya que no definen unidades bien demarcadas, resalta que los únicos criterios de separación usados por Merrit fueron: el contenido fosilífero, mayor en la Serie Suratá que en la Serie Bocas y el distanciamiento de las localidades. En un intento por resolver esta problemática, trabajó de manera un poco más detallada la Serie Suratá, subdividiéndola en un conjunto basal de areniscas rojas y cuarcitas, un conjunto medio de

calizas y un conjunto superior compuesto por rocas margosas, con un espesor total para la unidad de 550 m. La Serie Bocas no fue estudiada por este autor.

En un estudio general de la geología de Colombia, Radelli (1967) cita a Phillip Merrit como la primera persona que menciona la existencia del Carbonífero en el Macizo de Santander, gracias a las muestras fósiles que recolectó en calizas negras de la sección del Río Lebrija al norte de Bucaramanga y a la clasificación dada por Coryell & Malkin (1935). En su trabajo, este autor denominó Formación Suratá a la Serie Suratá de Dickey (1941), y la describió como una secuencia constituida de arriba abajo por brechas de caliza, arcillas oscuras y rojas, calizas, arenisca roja, arenisca gris y lodolitas con un espesor de 700 m, de ambiente costero (Marismas y estuarios) en condiciones oscilantes entre ambientes marinos y no marinos; respecto a la Serie Bocas de Dickey (1941), Radelli la llamó Formación Bocas y la describe como una alternancia de areniscas y arcillas carbonosas con restos fósiles de plantas y formas de agua dulce, a la cual atribuye un ambiente de formación continental y adhiere al Grupo Girón.

El nombre Formación Las Bocas fue usado de nuevo por Julivert (1968) para describir una sucesión de 500 a 1000 m de espesor, constituida principalmente por shales oscuros carbonosos con capas delgadas de calizas y en la parte inferior areniscas de grano fino, que estratigráficamente se encuentra por encima de la Formación Suratá (Serie Suratá de Dickey, 1941) y discordantemente por debajo de la Formación Girón. Aunque las relaciones entre ambas no las observó directamente, asume que la Formación Las Bocas es más moderna que la Formación Suratá y que el contacto con Girón debe ser discordante, ya que este se apoya sobre el complejo ígneo-metamórfico inferior al Carbonífero.

Trapp (1968) describe una unidad aflorante en la Quebrada la Mona y la Quebrada Hoya Honda sobre la carretera que conduce de Bucaramanga a Rionegro, adopta el nombre Formación Bocas dado por Alvarado & Del Río (1944) y acepta el rango de formación, pero diserta indicando que la categoría de grupo era preferible. Hace referencia que la formación solo se conoce a partir de secuencias parciales y que pudo haberse formado en ambientes marino-epicontinentales y fluviales; menciona en la litología, areniscas rojas principalmente

cuarzosas, arcillolitas y lodolitas rojas y verdes, en parte arenosas hacia la Quebrada La Mona; mientras que hacia la Quebrada Hoya Honda señala la presencia de lodolitas grises y capas arcillosas calcáreas.

El nombre Formación Bocas fue usado nuevamente por Cediel (1968), agrupando en esta formación la Serie Suratá y La Serie Bocas, ya diferenciadas por Merrit (1937 en Dickey, 1941); Dickey (1941); Bürgl (1961) y Navas (1962), al considerar que las dos series hacen parte de una misma secuencia separada en dos bloques por la falla Suárez. En su trabajo, refirió dudas sobre la correcta sucesión litológica y sugirió un estudio estratigráfico más detallado, así mismo, menciona por primera vez rocas porfíricas que intruyen a la Formación Bocas y considera que estas no se diferencian mineralógicamente de lavas presentes en la formación Jordán.

El primer estudio detallado de esta formación fue desarrollado por Ward *et al.* (1973), definiendo por primera vez la Formación Diamante y redefiniendo la Formación Bocas, correspondientes a la Serie Suratá y Serie Bocas de Dickey (1941). La Formación Bocas fue dividida en una parte inferior y una parte superior, la primera ligeramente más fina compuesta por limolitas, arcillolitas y areniscas, todas con color general gris verdoso y calcáreas; y la segunda con presencia de limolitas, arcillolitas, areniscas y conglomerados intercalados en éstas.

Ward *et al.* (1973) encontraron también, en medio de esta formación, rocas de origen volcánico, específicamente cuerpos tabulares de riolitas y brechas; las riolitas fueron descritas como de color blanco verdoso pálido, gris claro a gris rosáceo, afaníticas y porfíricas; las brechas con contenido de fragmentos rojos, gris verdosos y grises rosáceos. La descripción petrográfica aportada por estos autores muestra texturas esferulíticas, otras aplíticas de grano fino, con composición principalmente de plagioclasa, cuarzo y ortoclasa.

Rabe (1974) divide la Formación Bocas en dos complejos litológicos que considera han sido depositados en un ambiente continental, el complejo base lo describe como una sucesión de arcillas oscuras intercaladas con limolitas, areniscas, calizas y delgadas capas de carbón, que

presentan una orientación N-S, y a la cual es difícil estimar el espesor por el intenso plegamiento; el complejo superior lo diferencia del anterior por el cambio de tamaño de grano, el cual se hace más grueso y corresponde a una serie uniforme de limolitas y areniscas masivas con delgados lentes de conglomerados bien desarrollados que presentan clastos negros de arcillolitas y fragmentos angulares de limolitas, margas y calizas que supone provienen del complejo base de la formación. Así mismo, se presentan conglomerados en medio de las areniscas masivas con fragmentos de rocas volcánicas (Fonobasaltos, Fonoandesitas, Riolíticas y Tobas Riolíticas) que constituyen un conglomerado tufítico.

En concordancia con lo expuesto por Rabe (1974), Remy *et al.* (1975) presentan una descripción general de la Formación Bocas, resaltando que solo exhibe sedimentos terrestres y que la estructura tectónica es compleja de acuerdo al estudio realizado por Rabe; en ese orden de ideas, describen la secuencia inferior como una serie de arcillas oscuras, lutitas, limolitas, areniscas, capas de carbón de 0.7 m y calizas. La secuencia superior es descrita como una sucesión con rocas de tamaño de grano mayor, donde se presentan, tobas y conglomerados.

Como una serie clástica de lutitas, areniscas finas y margas de edad Jurásico Temprano, fue descrita la Formación Bocas por Bogotá & Mendoza (1976). Estos autores, subdividieron la formación en tres conjuntos; uno superior, constituido por lutitas de color gris oscuro, margas, lentes de areniscas finas y calizas grises, lutitas y shale gris pardo con restos de plantas y moldes de gasterópodos; un conjunto medio, conformado por areniscas cuarzosas a cuarzo feldespáticas de color gris pardo a gris verde e intercalaciones de lutitas grises, así como algunos diques diabásicos; y un conjunto inferior, compuesto por lutitas, limolitas grises oscuras, calcáreas, interstratificadas con areniscas grises de grano fino, micáceas, calcáreas y shale bituminoso. Cerca al tope de la formación, mencionan la presencia de flujos básicos que describen como una diabasa (micrograbro) amigdaloides entre lutitas grises, verdes y limolitas diaclasadas.

Royero & Clavijo (2001) describen la Formación Bocas, hacia la base, como una alternancia de limolitas, areniscas y arcillolitas calcáreas de color gris verdoso y gris oscuro, limolitas

gris verdosas con nódulos calcáreos, conglomerados, arcillolitas fosilíferas y limolitas levemente calcáreas; hacia la parte superior mencionan delgadas capas de rocas volcánicas y determinan que el ambiente de formación es continental.

Un trabajo más reciente elaborado por Toro-Toro *et al.* (2021) menciona que esta formación está constituida, en su base, por intercalaciones de lodolitas grises, gris verdosas a negras que ocasionalmente son arenosas, así como por areniscas de tamaños finos a muy finos, esencialmente feldespáticas, calizas, shale, lentes de conglomerados y delgadas capas de dolomitas. De igual manera, relacionan que el techo está constituido por flujos de lavas andesíticas, tobas riolíticas y basaltos amigdalares.

### 2.3.2 Edad

La edad de esta formación ha sido controversial, como se explicará en esta sección, y como puede observarse en la Figura 4. En primer lugar, Coryell & Malkin (1935) propusieron una edad Carbonífero, basada en braquiópodos (*Dictyoclostus portlockianus*, *Dictyoclostus americanus*, *Buxtonia scabricula*, *Neospirifer goreii*, *Composita argénte*a); corales (*Tetracoralarios*); tallos y discos de crionoideos. Dickey (1941) enmarcó estas rocas en el Paleozoico sin precisar el periodo o la época. Por otro lado, Trumpy (1943) propuso una edad Carbonífero (Pensilvaniano Temprano o Misisipiano Tardío), basado en la fauna fósil descrita por Williams en su trabajo. De igual manera, Alvarado & Del Río (1944), propusieron una edad Carbonífero de acuerdo a los fósiles recolectados por Merrit. J. H. Langenheim (1959) y R. L. Langenheim (1959) determinaron una edad Carbonífero con la presencia de restos fósiles de plantas (*Mesocalamites* y *Cordaites*), pero precisan que el estado de preservación es pobre y que el *Cordaites* puede presentarse también en el Triásico.

Navas (1962), al igual que Trumpy (1943), sitúa la Serie Suratá de Dickey (1941) en el Misisipiano o Pensilvaniano Temprano, pero no hace referencia a la Serie Bocas y, dada su posición estratigráfica, se considera que la misma es entonces más joven. Radelli (1967) ubica a esta formación en el Pensilvaniano Inferior, y menciona que intrusiones de granito herciniano cruzan la Serie Suratá, pero no cruzan a Bocas, así mismo, indica que esta unidad

contiene guijarros de rocas ígneas que no pueden ser otras que rocas hercinianas. Cediél (1968) propone que la edad abarca desde el Devónico Medio al Pérmico medio, apoyado en foraminíferos (*Parafusiina sp.* & *Climacammina sp.*), identificados en clastos de caliza en un conglomerado. Trapp (1968) establece una edad Pensilvaniano Medio, gracias a su estudio de distribución estratigráfica de las especies no endémicas, dentro de los cuales cita braquiópodos, pelecípodos, trilobites y organismos perforadores.

Ward *et al.* (1973) sugieren reevaluar las edades asignadas por otros autores y asignar a ésta, una edad Triásico, determinada por fósiles de invertebrados y foraminíferos encontrados en la Formación Diamante, que indican una edad Pensilvaniano Medio a Pérmico Temprano; ostrácodos de la Formación Bocas, que sugieren características más post-Paleozoicas y conostráceos que parecen ser Triásicos.

En la parte inferior de la Formación Bocas (Sensu Ward *et al.*, 1973), Rabe (1974); Remy *et al.* (1975) hallaron *Phlebopteris branneri*, la presencia de esta muestra y el análisis de las microfloras que realizaron, les indicó un predominio del género *Classopollis*, lo que les permitió sugerir para esta formación una edad Jurásico Temprano. Un estudio reciente, ha datado por medio de U/Pb en circón, un dique riolítico que intruye la Formación Bocas obteniendo una edad de ~251 Ma, (Van der Lelij *et al.*, 2016; Van der Lelij *et al.*, 2019), esto implicaría que la edad de esta formación sería Pérmico como lo propuso en algún momento Cediél (1968). Por otro lado, Alarcón-Gómez *et al.* (2020), basados en datos geocronológicos obtenidos para rocas volcánicas de la Formación Jordán, y datos paleontológicos de la Formación Bocas, sugieren una edad Triásico Tardío (Carniano–Rhaetiense). Finalmente, el trabajo de Toro-Toro *et al.* (2021) en concordancia con Remy *et al.* (1975) proponen que la edad corresponde al Mesozoico (Triásico Tardío- Jurásico Temprano) basada en la presencia de restos de *Otozamites sp.*, restos de peces semionotiformes y escamas de *Lepidotes sp.*



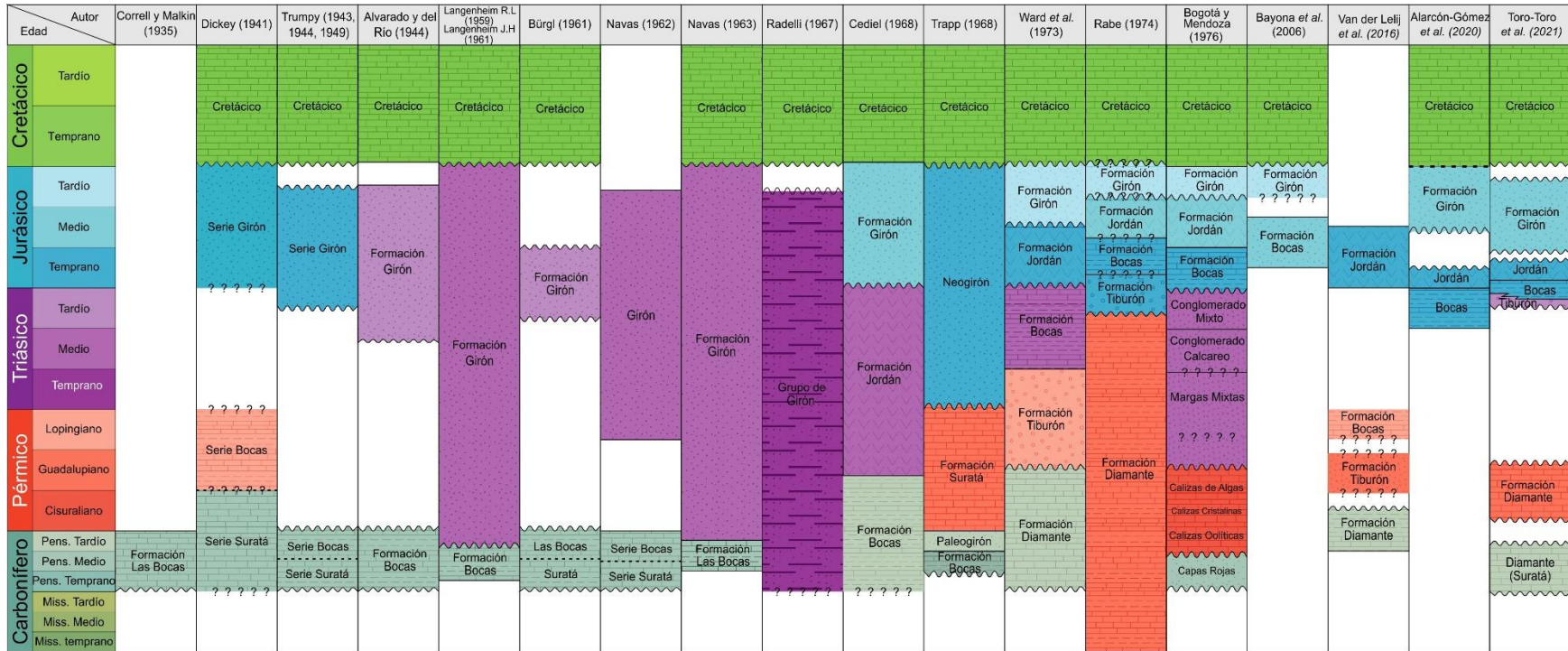


Figura 4. Correlación cronoestratigráfica en la región occidental del Macizo de Santander, en la cual se puede observar las relaciones estratigráficas y la edad propuesta para la Formación Bocas por cada autor citado. código de colores tomado de Pellé (2012)

### 2.3.3 Ambiente de Formación

Estudios detallados para la determinación del ambiente de esta formación no han sido desarrollados, las interpretaciones realizadas se han obtenido a partir de fósiles y desde las litofacies generales determinadas por distintos autores, sugiriendo ambientes marinos, transicionales y continentales. Uno de los primeros trabajos en proponer el ambiente de formación, fue el de Trumphy (1949), en el que se sugiere que la secuencia corresponde a sedimentos tipo *Flysch*. Posteriormente, R. L. Langenheim (1959) sugiere ambientes transicionales en la parte inferior de la sucesión que fueron finalmente remplazados por ambientes no marinos en la parte superior, basando su interpretación en la presencia de *Estheria*, moluscos de agua dulce y restos vegetales (*mesocalamites* y *cordaites*). En consonancia con este planteamiento, Trapp (1968), desde las litofacies observadas, propone zonas de depósito marino-continentales y fluviales.

Por otro lado, Cediel (1968) plantea que las rocas de la Formación Bocas se depositaron bajo condiciones marinas someras y de desarrollo parálico, basando su interpretación especialmente en la presencia de calizas y el contenido fósil (*elytha*, *leptaena*, *eodevonaria*, *australosoirifer*, *dictyostrophia*, *athyris*, *phacops*). En contraposición a esta postura y de manera parcial a lo propuesto por R. L. Langenheim (1959) y Trapp (1968), existe un mayor consenso en cuanto a un ambiente continental para el origen de esta formación, esto puesto que se han registrado litofacies terrestres y fósiles de agua dulce como gasterópodos y conchostracos (e.g. Radelli, 1967; Ward *et al.*, 1973; Remy *et al.*, 1975; Royero & Clavijo, 2001).

### 2.3.4 Geología estructural

Al igual que el ambiente de formación, la geología estructural y la deformación de esta unidad no ha sido objeto de estudio detallado, y un número limitado de trabajos ha descrito de manera general estas características, limitándose a presentar los buzamientos preferentes, los contactos fallados o a interpretar el plegamiento de la sucesión. De esta manera, se ha indicado que la Formación Bocas buza y se extiende de manera regular hacia el W formando el flanco occidental de un anticlinal que se encuentra fallado a ambos lados (Dickey, 1941).

Trumpy (1943); (1944) afirma que la secuencia está cabalgada por granitos y esquistos del Macizo de Santander, y sugiere que puede estar estructuralmente invertida dada la complejidad que encontró. La misma observación del cabalgamiento y la complejidad estructural, fue presentada por Alvarado & Del Río (1944), citando rocas graníticas sobre la Formación Bocas, a la vez que concuerda con Dickey (1941) al interpretar un pliegue anticlinal donde el núcleo está constituido por esta formación. Por otro lado, Navas (1962) contradice la interpretación de una secuencia invertida y de complejidad tectónica realizada por Trumpy (1943); (1944), proponiendo que la tectónica es simple y que la sucesión parece estar normal, este autor concuerda con Dickey (1941) y Alvarado & Del Río (1944) en la presencia de un pliegue anticlinal donde el flanco occidental lo conforma la Formación Bocas, pero difiere de éstos, en que el pliegue estaría fallado por su eje, dejando al E la Serie Suratá y al W a Bocas.

Como se mencionó en el apartado de estratigrafía, el trabajo más detallado hasta ahora conocido sobre esta formación, fue realizado por Ward *et al.* (1973), sin embargo, en lo que corresponde al tema estructural solo sugieren, al igual que Trumpy (1943); (1944), que la sección parece estar invertida. Trabajos posteriores indican mayor deformación, señalando plegamiento, fracturamiento intenso, estratos generalmente inclinados y parcialmente sobrepuestos por la proximidad de la sucesión a la falla Bucaramanga (Rabe, 1974). Otro punto de vista, relaciona que los pliegues pueden ser apretados y estar repitiendo partes de la sección (Bogotá & Mendoza, 1976).

### 3. Marco teórico

La Tectono-estratigrafía es una metodología o técnica para el estudio de sucesiones sedimentarias intensamente deformadas donde la tectónica se impone sobre los procesos sedimentarios. Esta técnica, ha sido inicialmente aplicada al estudio de las sucesiones sedimentarias deformadas por el efecto de los glaciares, y posteriormente adoptada para sistemas de rocas sedimentarias deformadas en todos los tipos de ambientes (Berthelsen, 1978; Lee, 2018). Esta metodología, reviste importancia en zonas donde los principios estratigráficos básicos no pueden ser aplicados con facilidad, dada la deformación que ha sido impuesta. De esta manera, el fin último de la técnica es conocer la estrecha relación entre la tectónica y la sedimentación, e interpretar a partir de esta el ambiente de formación de la cuenca, desde de los sedimentos en ella depositados (Vera, 1994; Arche & López-Gómez, 2010) y las estructuras tanto sedimentarias como deformativas asociadas.

En este tipo de análisis tres aspectos son fundamentales: 1. Determinar el ambiente de formación y ambientes de depósito, 2. Definir la procedencia de los sedimentos y 3. Realizar un análisis estructural para establecer la deformación y la intensidad de la misma, estos no son excluyentes y por lo contrario son complementarios. El primer aspecto tiene relación directa con el tipo de cuenca, y ésta a su vez con el ambiente tectónico, así se pueden diferenciar entre cuencas cratónicas continentales, cuencas relacionadas con márgenes continentales (cuencas *rift*), cuencas formadas en relación con colisión, cuencas relacionadas con fallas transcurrentes y transformantes, y cuencas oceánicas (e.g. Vera, 1994; Miall, 1996; Boggs, 2006; Arche & López-Gómez, 2010; Rodríguez & Arche, 2010; Allen & Allen, 2013; Miall, 2013). Para su determinación, el análisis de facies, las asociaciones y arquitectura facial son esenciales, su descripción e interpretación permiten definir un sistema o sistemas deposicionales. Así, las características composicionales, texturales y componentes fósiles permiten definir litofacies o biofacies, cada una de estas puede agruparse con otras, en asociaciones que son características de medios de depósito específicos y que permiten en conjunto definir la base de un modelo (Rodríguez & Arche, 2010; Miall, 2016). El segundo aspecto, corresponde a la procedencia de los materiales,

referida a la fuente u origen de los mismos. Éstos, conforman los sedimentos depositados en una cuenca, y para su determinación, el fundamento principal es la petrología sedimentaria, especialmente en sedimentos detríticos de fracciones finas, la realización de este análisis constituye una herramienta indispensable en el estudio de una cuenca (Vilas *et al.*, 2010). El examen composicional de los sedimentos, ha permitido determinar tipos de procedencia, como por ejemplo, orógenos reciclados, arcos disectados, cratón interior, basamento levantado, entre otros, derivados de uno de los métodos más conocidos y quizás el más aplicado, el método Gazzi-Dickinson (Dickinson & Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983; Rooney & Basu, 1994). Éste, como punto de partida para llegar a determinar fuentes más específicas, como rocas cristalinas, ígneas y metamórficas, así como el grado de metamorfismo de estas últimas desde el cuarzo existente en los sedimentos (Basu *et al.*, 1975). Sin embargo, existen en la actualidad numerosas técnicas que permiten determinar procedencia, entre ellas se encuentran el análisis de minerales densos, la geoquímica, la difracción de rayos x y la misma geocronología detrítica (Vilas *et al.*, 2010).

El análisis estructural no es menos importante que los anteriores aspectos, su estudio permite comprender la evolución y origen de las rocas estudiadas o de la cuenca analizada, para ello se debe abordar las estructuras deformativas reconocidas en campo desde su geometría, origen, y cinemática. La geometría hace referencia a la disposición espacial de las estructuras, su forma y relación entre la estructura principal catalogada como de primer orden y las estructuras a menor escala relacionadas, catalogadas como de segundo orden. Por su parte, el origen corresponde al dominio tectónico en la corteza donde los mecanismos operantes propician una estructura deformativa de acuerdo al régimen de deformación o comportamiento de los materiales (frágil, frágil-dúctil y dúctil), relacionado directamente con la posición en la corteza, las condiciones de presión, temperatura y los esfuerzos involucrados. La cinemática, se entiende como el movimiento de las partículas durante la deformación, determinadas por estructuras como superficies estriadas o deflexiones de capas a lo largo de fallas, analizada desde los contextos de deformación finita y progresiva (e.g. Mattauer, 1976; Fossen, 2010; Hatcher & Bailey, 2019). Así, con el estudio de estos parámetros se puede llegar a la asociación de estructuras con geometría, cinemática y origen similar que describen un dominio estructural o también denominado estilo estructural, desde

---

el cual es posible interpretar el dominio o ambiente tectónico que dio lugar a la asociación (e.g. Harding & Lowell, 1979; Harding *et al.*, 1985; McClay, 2004; Fossen, 2010; Hatcher & Bailey, 2019), y es posible, determinar desde el análisis de estructuras como las fallas, los paleoesfuerzos, que conducen a la interpretación de los eventos deformativos, y con ello la historia geológica y deformativa del objeto de estudio (Fossen, 2010; Muñoz-Martín & de Vicente, 2010).

## 4. Metodología

Esta investigación se desarrolló bajo dos ejes fundamentales que corresponden al trabajo de campo y los análisis de laboratorio como se describe a continuación.

### 4.1 Trabajo de campo

Fueron aprovechados cortes recientes de carretera que exponen claramente las rocas de la Formación Bocas, lo que permitió recolectar muestras, así como realizar el levantamiento detallado de una sección litológica con una longitud aproximada de 250 m. Las particularidades de esta etapa se describen en los siguientes apartados.

#### 4.1.1 Poligonal abierta

La sección descubierta fue medida completamente con cinta y brújula, y georreferenciada por medio de un GPS Garmin 64s. Durante el levantamiento de la poligonal, se registró, bajo el formato buzamiento-dirección de buzamiento (dip/dip direction), la orientación de las capas y de las estructuras deformativas observadas, al tiempo que se midió el espesor aparente de los estratos y se registró fotográficamente las particularidades sedimentológicas o deformativas. Los espesores aparentes obtenidos, fueron corregidos por medio de geometría descriptiva, esto con el fin de determinar los espesores reales de las capas, necesarios para la construcción de las columnas estratigráficas. Finalmente, toda la información recolectada fue revisada y digitalizada a escala 1:100.

#### 4.1.2 Columnas estratigráficas

Se efectuó la construcción esquemática de dos columnas a escala 1:100 (Anexo 1), de acuerdo a las técnicas recomendadas por Tucker (2003), Coe *et al.* (2010) y Miall (2016). Para garantizar la continuidad litológica y la correcta construcción de las columnas, se identificó claramente la cinemática y el salto de las fallas que afectan la sección, lo que permitió, no solo tener continuidad del registro sedimentario, si no también identificar un

intervalo importante invertido de la sección, separado por una falla a la cual no fue posible determinar el desplazamiento.

#### **4.1.3 Levantamiento con Dron**

Con la ayuda de un dron DJI Mavic PRO, se sobrevoló el área de trabajo en líneas paralelas y transversales a la sección, tanto vertical como horizontalmente. Así, se adquirió un registro fotográfico (ortofotos) que permitió la construcción de panorámicas de varios intervalos e incluso modelos 3D. Este registro permitió ilustrar importantes características del afloramiento, así como tomar medidas para complementar los datos obtenidos durante la construcción de la poligonal y las columnas estratigráficas. La información registrada con el dron se constituyó también en un importante insumo para la interpretación estructural de la sección y la definición de los lugares más representativos donde se adquirieron las muestras.

#### **4.1.4 Toma de datos estructurales**

Los datos de orientación de las capas y las estructuras deformativas fueron tomados bajo el formato buzamiento-dirección de buzamiento (dip/dip direction) y se complementaron con la adquisición de datos de superficies estriadas, en las cuales se tomó el cabeceo (pitch) y la dirección del mismo indicando la coordenada hacia la cual se encuentra la mayor pendiente. Así mismo, se determinó el salto de las fallas y se definió la cinemática de las mismas a través de indicadores como los que sugiere Fossen (2010) y que corresponden a: pliegues de arrastre, desplazamiento de capas, escalones de falla sobre superficies estriadas, cizalla de Riedel (1929) (R, R', P, T), grietas y diaclasas de extensión.

### **4.2 Análisis de laboratorio**

Cuatro análisis se llevaron a cabo en esta etapa, cada uno con el propósito de obtener información específica para la investigación, los mismos se exponen en los siguientes numerales.

#### **4.2.1 Análisis estructural**

Se determinó la geometría, cinemática y paleoesfuerzos de los elementos estructurales identificados. La geometría y cinemática por estructura, se definieron a partir de



observaciones en campo para identificar el estilo estructural dominante de acuerdo con Harding & Lowell (1979), Harding *et al.* (1985) y Fossen (2010); (2016). Los paleoesfuerzos y la cinemática asociada, se determinaron a través del análisis poblacional de planos de falla y superficies estriadas (método de inversión de Reches, 1983; Angelier, 1984; Muñoz-Martín & de Vicente, 2010), realizado por medio de los software FaultKin 6 (Marrett & Allmendinger, 1990) y Win-Tensor 5.8.8 (Delvaux & Sperner, 2003). Estos tres parámetros, en conjunto, permitieron interpretar los mecanismos de deformación y la evolución tectónica que ha experimentado la Formación Bocas.

#### **4.2.2 Análisis sedimentológico**

El análisis sedimentológico de la sección levantada de la Formación Bocas, partió desde la construcción de las columnas estratigráficas con la descripción y clasificación litológica de acuerdo a los criterios de Dunham (1962), Pettijohn *et al.* (1973) y Folk (1980). La interpretación de las estructuras sedimentarias y la identificación del proceso formador de las mismas, se llevó a cabo con la guía de Ponce *et al.* (2018). Esto permitió de igual manera, la determinación de las litofacies y la construcción del esquema litofacial de acuerdo a Wilson (1975) y Miall (1996); (2016), así como, la definición del modelo facial o modelo paleoambiental, basado en los parámetros de diversos autores (Miall, 1996; Selley, 2000; Boggs, 2006; Nichols, 2009; Rodríguez & Arche, 2010; Miall, 2016).

#### **4.2.3 Petrografía convencional**

Un total de 15 secciones delgadas fueron realizadas en el laboratorio Minerlab Ltda. y analizadas al microscopio como soporte para la clasificación de las rocas. De las 15 secciones, se seleccionaron nueve para análisis de procedencia; estas muestras corresponden a rocas siliciclásticas y se estudiaron a partir de los aspectos sugeridos por Dickinson & Suczek (1979) y Vilas *et al.* (2010), relacionados con los tipos de granos que conforman la roca y el análisis modal por conteo de al menos 300 granos.

#### **4.2.4 Difracción de rayos X (DRX)**

Un total de 46 muestras fueron analizadas por DRX en el laboratorio de Litogeoquímica de la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá. La preparación de las muestras para el análisis se realizó de acuerdo al método de Thorez (1976) y adaptado por Bonilla-Osorio

(2008), teniendo en cuenta los siguientes puntos: 1) Pulverización de la muestra en un mortero de ágata a un tamaño que pase por el tamiz con malla No. 200, de manera que se garantice la dispersión del material en agua destilada. 2) Con la muestra dispersa en el agua destilada, se realizó agitación de la misma buscando que las partículas quedaran en suspensión, luego se permitió el asentamiento por 15 minutos y se extrajo de cada muestra el primer centímetro de la solución para obtener la fracción correspondiente a tamaños de 2  $\mu\text{m}$ . 3) Secado de la muestra y orientación de la misma en condiciones ambientales controladas. Y 4) Saturación de la muestra con Etilen Glicol y calcinación a 500 °C. Una vez preparadas las muestras se realizó el barrido de las mismas en un difractor Bruker modelo D2 thaser con tubo de cobre y se obtuvieron los distintos difractogramas para cada muestra. De éstos, se identificaron los minerales arcillosos, la asociación mineralógica por muestra y se determinó gracias al grado de cristalinidad desde el índice de Kübler (IK), el grado de diagénesis de los sedimentos.

De esta manera, los índices de cristalinidad se determinaron a partir de la forma y ancho del pico de difracción de 10 Å, el cual se mide a la mitad de la altura y se conoce *full width at half maximum* (FWHM). Los mismos fueron hallados en muestras orientadas y muestras saturadas con etilenglicol, y estos se calibraron con la escala internacional (Cristalinity Index Standard, CIS) (e.g. Warr & Rice, 1994; Bonilla-Osorio *et al.*, 2011) calculando la ecuación de regresión para el difractor *Bruker D2 Phaser* del laboratorio de caracterización litológica de la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá que corresponde a  $\text{CIS} = 1.660378x + 0.1118534$ ,  $R^2 = 0.904$  y donde X es el valor de la cristalinidad obtenido en el laboratorio. Los datos de CIS obtenidos fueron correlacionados con el índice de Kübler (IK) (Warr & Mählmann, 2015)

## 5. Análisis estructural

El análisis estructural de la sección levantada en la Formación Bocas se realizó a partir de observaciones de campo y toma de datos estructurales, principalmente de fallas, foliación de plano axial y estratificación. De esta manera, se logró determinar la geometría, cinemática y tensores de esfuerzos que afectan y han afectado esta secuencia, procesando en *software* especializado un total de 50 datos recopilados en el formato *Dip Direction-Dip* (Anexo 2). Las estructuras que afectan la sucesión, son en su mayoría fallas que develan una deformación predominantemente frágil, seguidas por diaclasas y pliegues. Los pliegues, son producto de deformación tectónica y deformación sinsedimentaria, como se tratará en el análisis sedimentológico. A microescala, pueden observarse zonas de cizalla frágil-dúctil, evidenciadas por venas escalonadas que rellenan espacios tensionales y estructuras *pinch and swell*.

### 5.1 Geometría de las estructuras

#### 5.1.1 Fallas

Las fallas que cortan las capas de la Formación Bocas presentan generalmente geometrías de tendencia planar y escasas curvaturas, éstas muestran una vergencia principal al NW y secundaria al SE, así como rumbos concentrados principalmente al NE, seguidos por una proporción muy baja al NW (Figura 5, Figura 6A). De esta manera, los rumbos pueden dividirse en 4 grupos de acuerdo a las tendencias principales que presentaron al graficarse en el diagrama rosa: 1) direcciones entre  $N0^{\circ}-20^{\circ}E$  que corresponden a una concentración del 22%, 2) rumbos entre  $N20^{\circ}-40^{\circ}E$  que representan el 16% de los datos, 3) direcciones entre  $N40^{\circ}-80^{\circ}E$  que constituyen una concentración del 14% y 4) rumbos hacia el NW que representan concentraciones menores al 10% (Figura 6A, B). Los buzamientos de estas fallas son preferencialmente hacia el E. Sin embargo, existe un número importante de fallas buzando al W con ángulos que se encuentran entre  $90^{\circ}$  y  $30^{\circ}$ , la proporción más representativa se haya en ángulos entre  $80^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  que corresponden al 22% de la población,

seguida por ángulos entre  $70^{\circ}$ – $60^{\circ}$  y  $40^{\circ}$ – $30^{\circ}$ , que constituyen un 16% de los datos cada intervalo; un porcentaje menor se encuentra entre  $60^{\circ}$  y  $40^{\circ}$  y representa el 14% de los datos, mientras que finalmente la proporción más baja está constituida por los ángulos subverticales entre  $90^{\circ}$  y  $80^{\circ}$  que representan tan solo el 11% de los datos (Figura 6A, C) (Anexo 2).

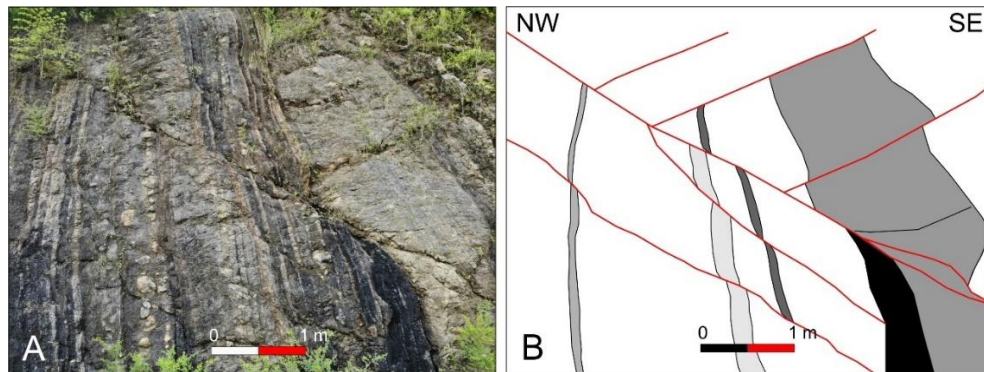


Figura 5. Geometría general de las fallas que afectan a la sucesión. A. Fotografía del afloramiento que muestra estructuras cortando las capas de la Formación Bocas. B. Interpretación de la fotografía que muestra más claramente la geometría de las fallas.

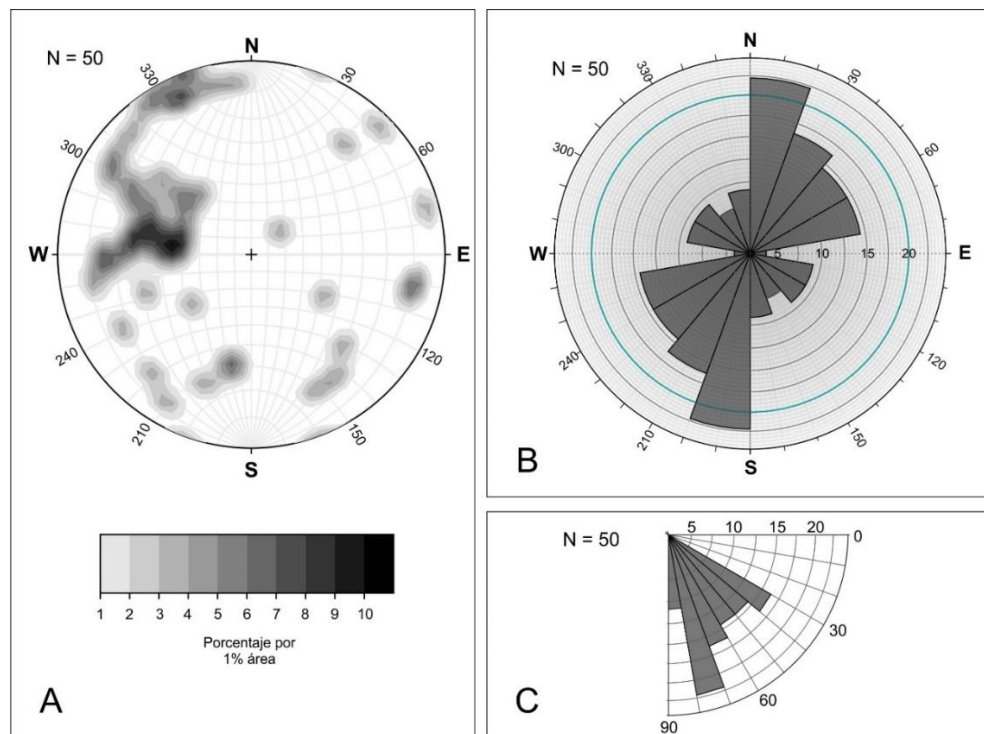


Figura 6. Diagramas que muestran la distribución espacial de las fallas identificadas en la sección. A. Diagrama equiareal de contornos que muestra la distribución en rumbo y buzamiento. B. Distribución general en rumbo. C. Distribución general que muestra los intervalos de buzamiento, pero no discrimina el sentido del mismo. Diagramas realizados con el software *stereonet*.

En algunas capas de esta formación pueden observarse también fallas menores sinsedimentarias que presentan geometrías muy distintas a las ya descritas, éstas convergen en profundidad, por lo que son predominantemente lístricas, presentando buzamientos altos a verticales en la parte superior, los cuales disminuyen considerablemente hacia la parte inferior de las estructuras (Figura 7).

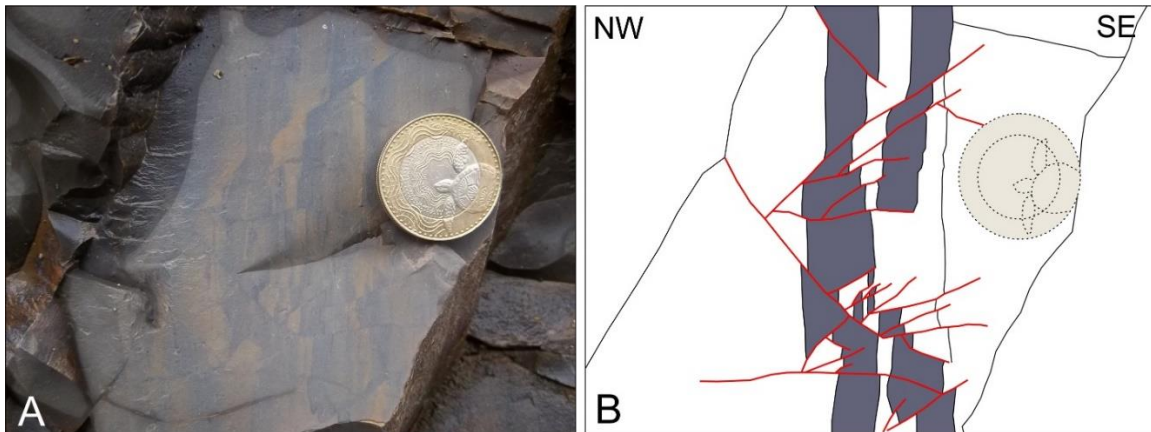


Figura 7. Fallas sinsedimentarias en estratos de la Formación Bocas. A. Fallas normales en lodolitas. B. Interpretación de las fallas en las lodolitas. El diámetro de la moneda es de 2,7 cm.

### 5.1.2 Pliegues

La secuencia presenta pliegues a gran y mediana escala, los primeros han sido identificados gracias a la determinación de elementos tectónicos, como la relación estratificación-clivaje (foliación de plano axial-FPA) y el cambio en la polaridad de las capas a través de estructuras sedimentarias. Sin estas características es posible interpretar erróneamente que la formación hace parte de un homoclinal inclinado al SE, y que la deformación que ha experimentado es muy baja. De esta manera, en la sección levantada (Figura 8A) ha sido posible interpretar un pliegue anticlinal, identificando la foliación del plano axial; en capas de calizas y lodolitas (Figura 8B, C, D y E), desde los principios teóricos de Ramsay & Huber (1987) (Figura 8F), que relacionan el clivaje y la estratificación; este pliegue, corresponde específicamente a un isoclinal con el flanco NW volcado y vergencia en la misma dirección (Figura 8G). Al W de la sección, es posible interpretar, gracias al cambio de polaridad de las capas, al menos un sinclinal con su flanco SE volcado, que específicamente también corresponde a un isoclinal, ambos pliegues se encuentran cortados por el intenso fallamiento que afecta la formación.

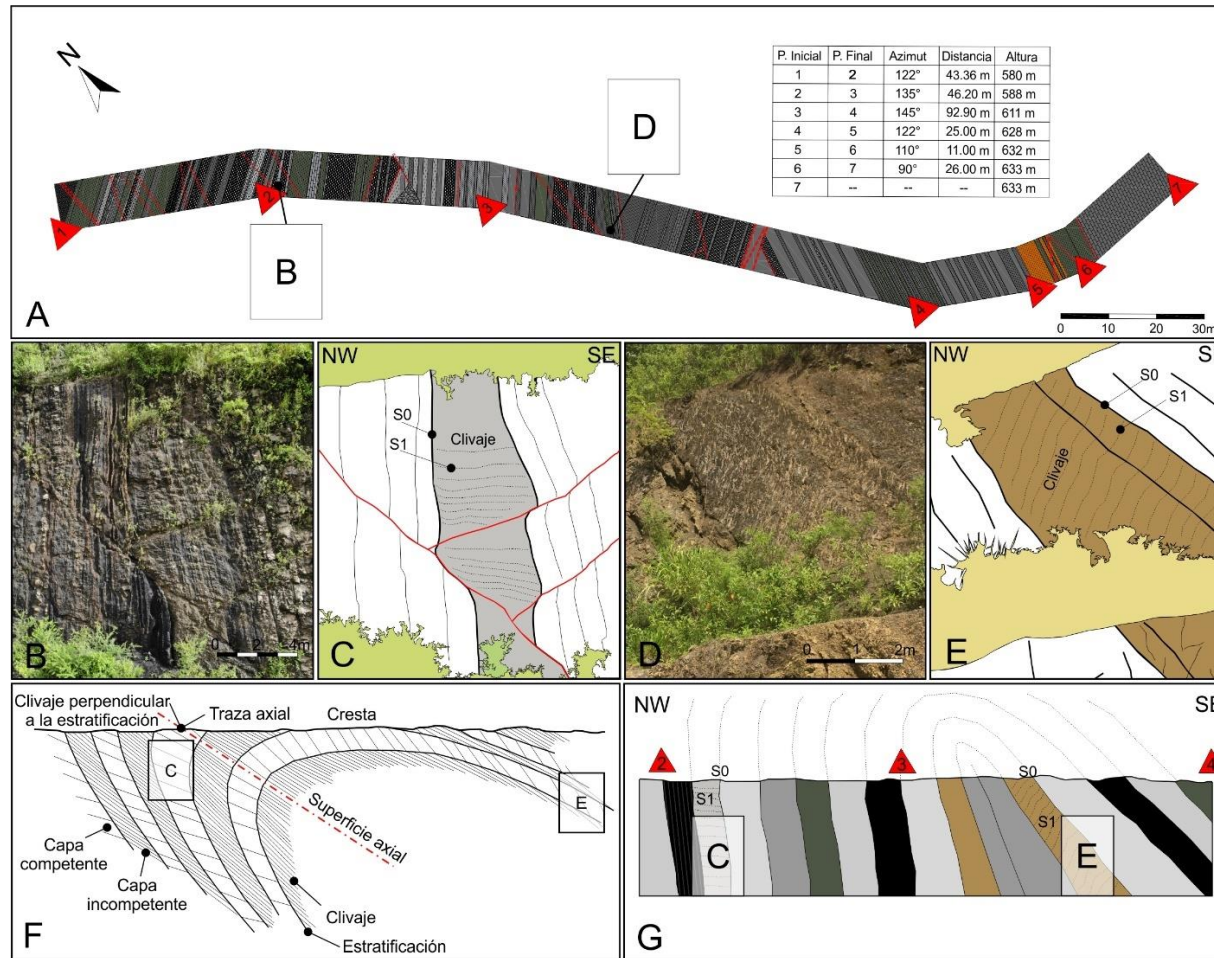


Figura 8. Evidencias de plegamiento en la Formación Bocas. A. Poligonal abierta de la sección levantada con la ubicación de capas que presentan clivaje (Foliación de plano axial). B. Capa de calizas con clivaje (Foliación de plano axial; FPA) competentes a la deformación. C. Interpretación de la imagen B, resaltando la relación entre estratificación (S0) y el clivaje (S1). D. Capa de lodolitas verdes grisáceas con clivaje (Foliación de plano axial) incompetentes a la deformación. E. Interpretación de la imagen D, resaltando la relación entre estratificación (S0) y el clivaje (S1). F. Relación entre la estratificación y el clivaje en un pliegue volcado (Tomado y modificado de Ramsay & Huber, 1987). G. Esquema interpretativo del plegamiento en la Formación Bocas, a partir la foliación de plano axial.

Los pliegues a escala mesoscópica están asociados a las fallas que afectan a la sucesión, así como a la tectónica y deformación sinsedimentaria. En las capas de la formación, pueden observarse pliegues por flexión de falla (Figura 9), donde las capas incompetentes de lodolitas negras, sirven como zonas de despegue, y las capas de arenisca y calizas más competentes a la deformación, cabalgan a través de rampas y *flats* para conformar los pliegues.

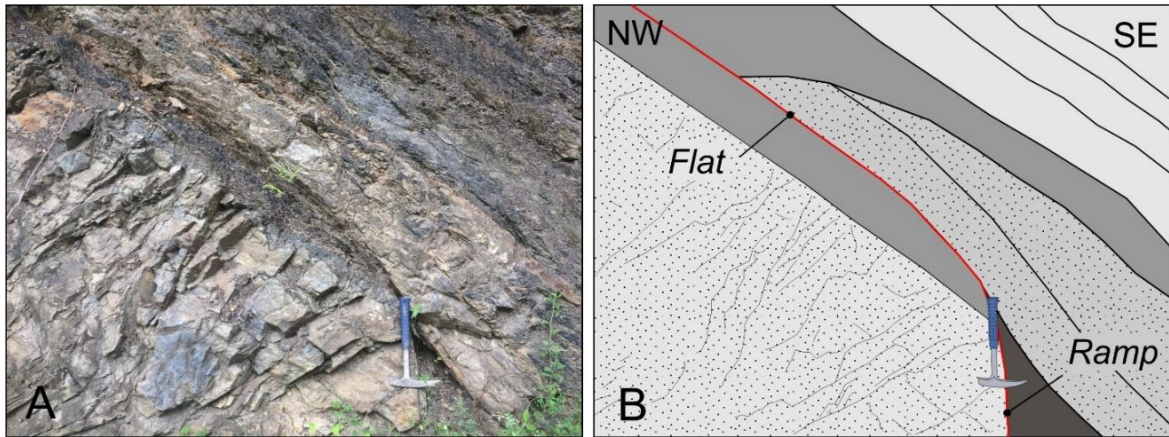


Figura 9. Pliegue por flexión de falla. A. Intercalación de areniscas con lodolitas negras cortadas por un cabalgamiento. B. Pliegue por flexión de falla formado por areniscas competentes, donde la zona de despegue (*Flat*) se genera en lodolitas negras incompetentes.

La tectónica y la deformación sinsedimentaria se manifiestan claramente en las capas de la formación, conformando estructuras como, anticlinales enrollados (*rollover*) (Figura 10A y B) y pliegues por deslizamientos (*Slumps*) (Figura 10C, D, E y F). Los anticlinales *rollover*, son pliegues muy abiertos, asimétricos y regulares, no son muy frecuentes en la sucesión, pero es posible observarlos en la sección más oriental. Por otro lado, e igual de infrecuentes, los pliegues generados por deslizamientos, son irregulares, cerrados y pueden catalogarse como disarmónicos. Estos pueden ser respuesta a tectónica extensional coetánea con la sedimentación, o producto de altas tasas de sedimentación, que configuran zonas inestables de alta pendiente. Los *slumps*, son más frecuentes en los intervalos dominados por lodolitas, capas que por su incompetencia a la deformación permiten más fácilmente la acomodación, debido a su plasticidad. Por el contrario, las capas de calizas y areniscas, terminan por fracturarse y romperse en medio de estos pliegues, como puede observarse en la Figura 10E.

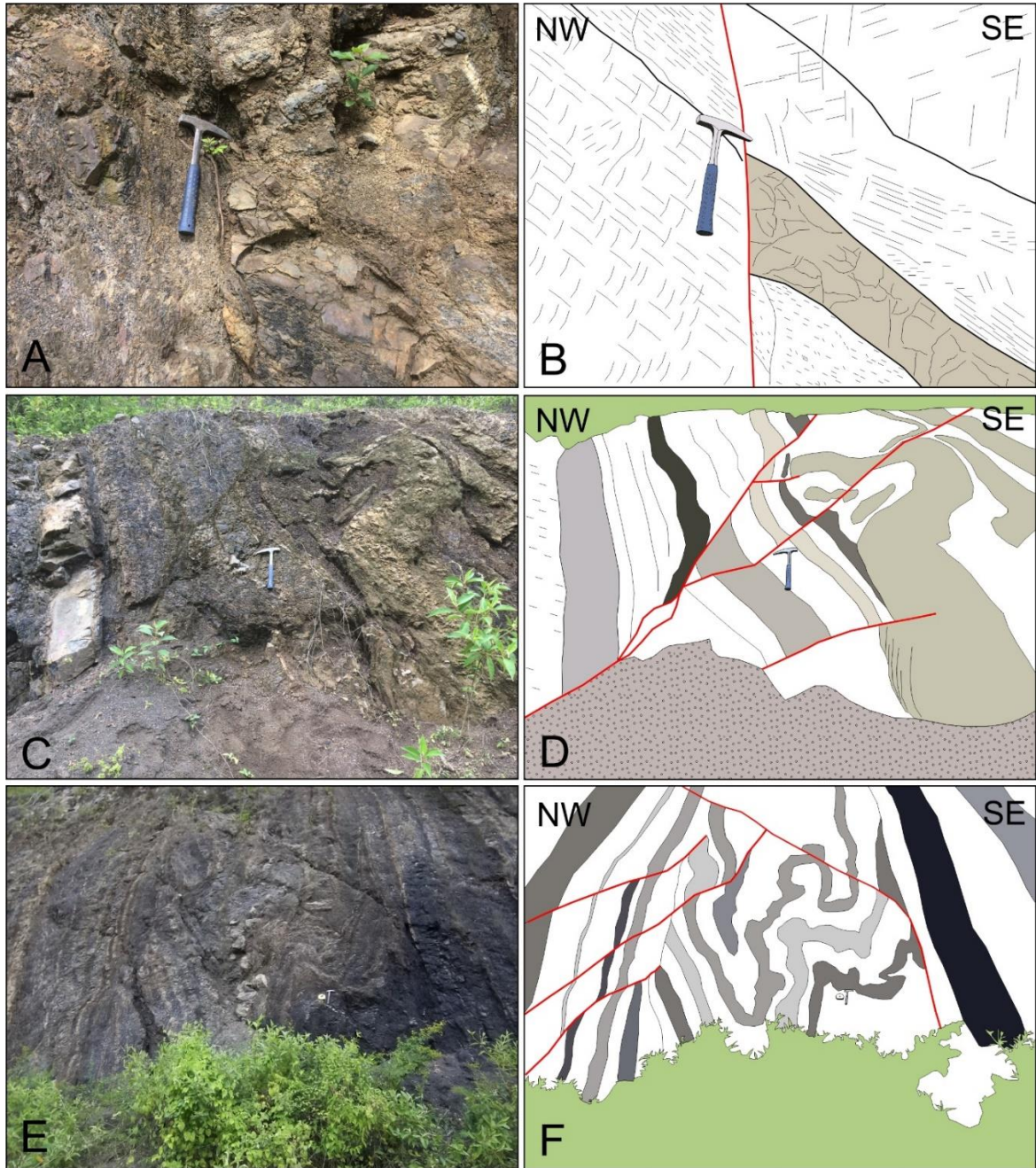


Figura 10. Pliegues a mediana escala formados por tectónica y deformación sinsedimentaria. A. Intercalación de lodolitas y areniscas finas falladas. B. Interpretación de la figura A, capa de arenisca fina engrosada hacia la falla, estrato de crecimiento formando un anticlinal *rollover*. C. Intercalación de lodolitas negras, calizas y lodolitas gris verdosas localmente plegadas y posteriormente falladas. D. Interpretación de la figura C, capa de lodolita gris verdosa plegada por deslizamiento (*slump*). E. Intercalación de lodolitas negras, lodolitas gris verdosas y delgadas capas de calizas plegadas y posteriormente falladas. F. Interpretación de la figura E, deformación sinsedimentaria, pliegue por deslizamiento (*slump*).



### 5.1.3 Diaclasas

El diaclasamiento observado en la sección estudiada es muy intenso, tiene características sistemáticas (geometría planar) y no sistemáticas (geometría irregular). A lo largo de la sucesión, es difícil definir cuál predomina, en algunos intervalos sobresale el primero y en otros el segundo, esto es producto de la respuesta reológica de las diversas capas; el diaclasamiento sistemático presenta patrones más regulares, mientras que, el no sistemático es más aleatorio en muchos de los estratos. En general, el diaclasamiento sistemático es cerrado y sin relleno, se presenta en sistemas conjugados, ocasionalmente ortogonales con geometría plana y lisa, los buzamientos son similares a los de las fallas que afectan la formación, la inclinación de las diaclasas es dominante hacia al NW y en menor proporción al SE, en ambos casos con ángulos muy bajos. Algunas diaclasas presentan altos ángulos de buzamiento, puesto que se han desarrollado paralelas a la estratificación (Figura 11), su longitud a grandes rasgos es menor de 1 m en la mayoría de los estratos, rara vez exceden este valor, y si lo hacen, corresponden a diaclasas que son paralelas a las capas; la densidad más baja es de 10 diaclasas por metro en las capas más competentes (Figura 11A, B) y es muy alta en las menos competentes, superando en la mayoría de los casos las 30 diaclasas por metro (Figura 11C, D, E, F).

Las diaclasas no sistemáticas son grosso modo cerradas, sin relleno, de superficie irregular, presentan una alta densidad, especialmente en capas incompetentes como las lodolitas, aunque pueden apreciarse altas densidades en capas más competentes, como las calizas (Figura 11A, B). Localmente, se observan aberturas de 2 a 3 mm con relleno de cuarzo, y a pesar de no ser sistemáticas, es notable una tendencia de las mismas a inclinarse hacia el NW y al SE. La primera tendencia, es más dominante, se dispone en ángulos bajos y perpendicular a la estratificación, mientras la segunda, se presenta en menor proporción, disponiéndose en ángulos altos y paralelas a las capas (Figura 11B); la longitud de éstas, es mucho menor que la de las diaclasas sistemáticas, siendo limitadas muchas veces por éstas o por las discontinuidades generadas por el límite entre los estratos.

A nivel microscópico, es posible observar este tipo de deformación en granos o minerales que se encuentran microfracturados, así como estructuras asociadas a disolución que conforman estilolitos, específicamente en las rocas carbonatadas.

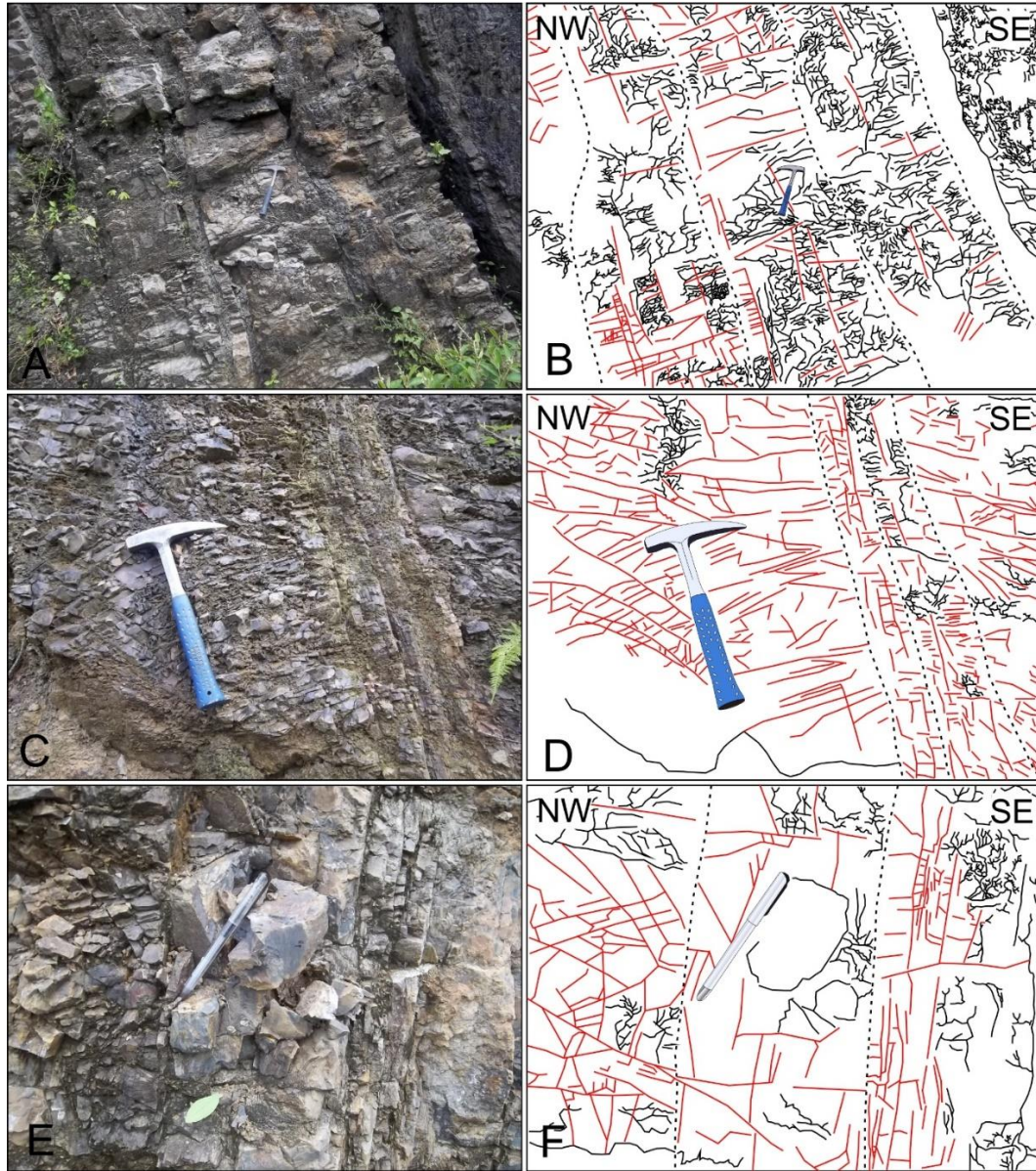


Figura 11. Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas en las capas de la Formación Bocas, líneas negras discontinuas corresponden a la estratificación, en rojo las diaclasas sistemáticas y en negro continuo las no sistemáticas. A. Capas diaclasadas de calizas y lodolitas negras intercaladas. B. Representación del diaclasamiento sistemático y no sistemático en las capas de calizas y lodolitas, nótese la mayor intensidad de diaclasamiento en las lodolitas y el bajo diaclasamiento en las calizas. C. Lodolitas grises a gris verdosas diaclasadas. D. Representación del diaclasamiento en las capas de lodolitas, el sistemático es más intenso y el no sistemático se presenta más aleatorio y localizado. E. Intercalación de lodolitas grises y grises verdosas con diferente intensidad en el diaclasamiento. F. Representación del diaclasamiento con diferente intensidad en cada una de las capas, estratificación reológica.

## 5.2 Cinemática

La cinemática de las estructuras en el régimen frágil que se observan en la Formación Bocas, fue determinada a través de indicadores básicos, como pliegues de arrastre, desplazamiento de capas, fracturas de extensión y planos estriados. Éstos indicadores, permitieron establecer el tipo de fallamiento, y éste se clasificó de acuerdo a la metodología de Rickard (1972) modificada por Ragan (2009), dando como resultado un predominio de fallas inversas, seguido por estructuras de movimiento oblicuo y en menor proporción desplazamientos transcurrentes y normales. El fallamiento inverso, corresponde fundamentalmente a cabalgamientos y retrocabalgamientos de ángulos bajos a intermedios, donde los cabalgamientos principales presentan vergencias al NW y longitudes de decenas de metros, mientras los retrocabalgamientos muestran una vergencia secundaria al SE con longitudes que rara vez superan los 10 m (Figura 12). En la mayoría de estas fallas, es posible determinar el desplazamiento con las capas que han sido cortadas, estos desplazamientos se encuentran entre 5 m los más grandes y 10 cm los más pequeños observados (Figura 12). En algunos casos, los desplazamientos son tan grandes que no es posible determinarlos de forma directa.

La cinemática de las fallas oblicuas y las transcurrentes, fue determinada a través de superficies estriadas (Figura 13). Las fallas oblicuas, están representadas en un 64% por movimientos con componentes sinestrales inversos y normales, y en un 36% por componentes dextrales de igual manera inversos o normales. Dadas las características de la sección estudiada, los desplazamientos netos y en rumbo no fueron determinados, pero los desplazamientos en buzamiento no superan 2 m de longitud. Por otro lado, las fallas transcurrentes son escasas en la sección, el 60% de ellas presentan un movimiento sinistral y el 40% un movimiento dextral, los buzamientos son subverticales a verticales y la longitud de los desplazamientos no fue medida, dado que no es posible establecer estratos guías que lo permitan. Respecto a las fallas con movimientos normales, se destaca que la gran mayoría representan deformación sinsedimentaria, estas tienen poca longitud, están limitadas a ciertas capas de la formación o se encuentran limitando estratos de crecimiento (Figura 14A, B); No obstante, existen algunas fallas de gran longitud con buzamientos altos y direcciones perpendiculares a los cabalgamientos y retrocabalgamientos que cortan las capas de la

secuencia y es posible observar zonas de cizalla frágil y frágil dúctil (Figura 14C, D y E, F) con las cuales se interpretó también una cinemática normal.

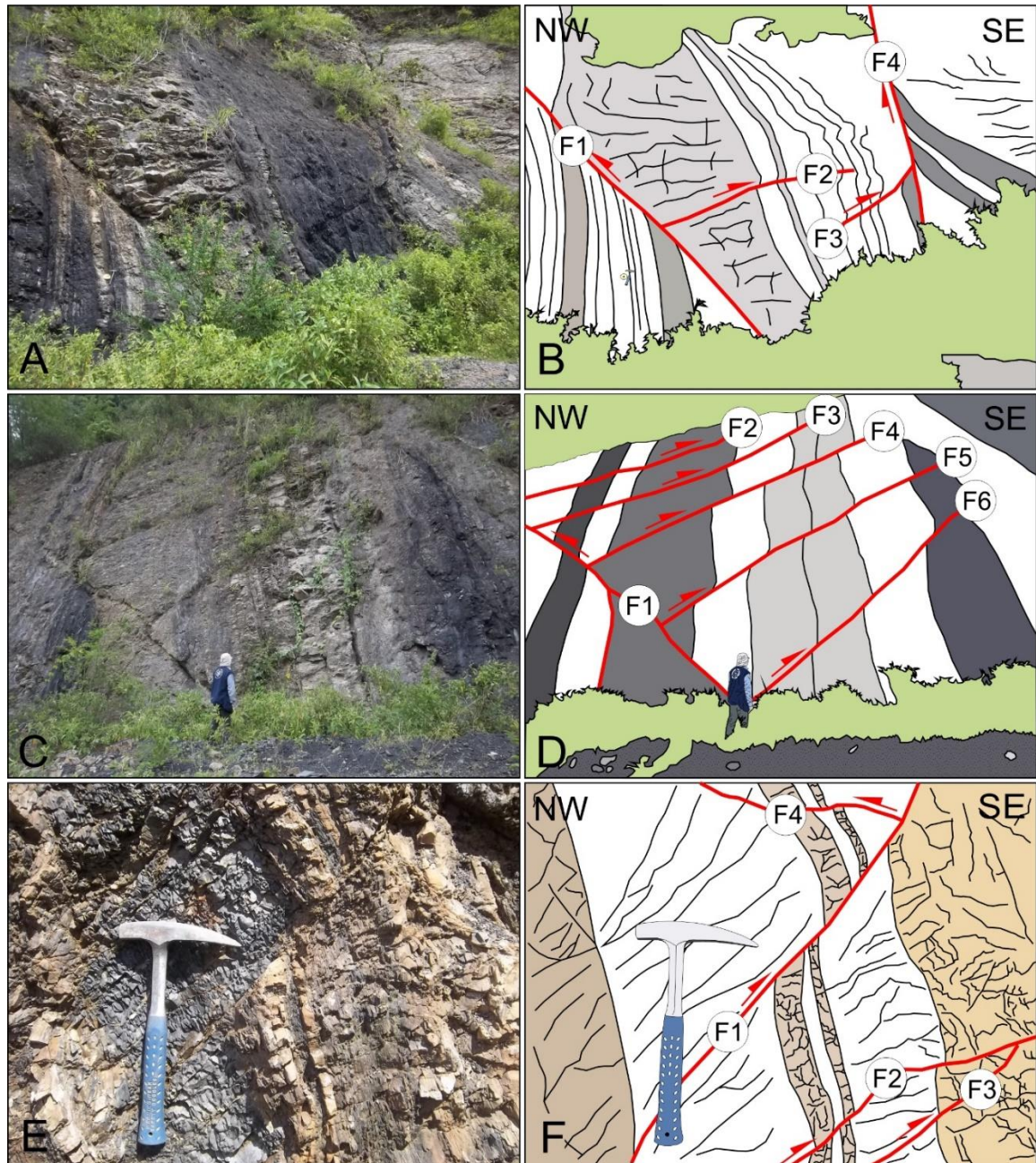


Figura 12. Fallas con cinemática inversa. A. Intercalación de lodolitas negras y calizas desplazadas por fallas inversas. B. Interpretación de las fallas, F1 Cabalgamiento principal, F2, F3 retrocabalgamientos, F4 falla inversa de alto ángulo que en la figura muestra un aparente movimiento normal, pero esto obedece al ángulo de captura de la imagen. C. Fallas inversas en la sección estudiada. D. Interpretación de las fallas, F1 cabalgamiento principal, F2, F3, F4, F5, F6 retrocabalgamientos. E. Capas desplazadas y con pliegues de arrastre. F. Interpretación del desplazamiento, fallas inversas de ángulos intermedios, F1, F2 y F3 retrocabalgamientos, F4 Cabalgamiento con la misma vergencia de los cabalgamientos principales.

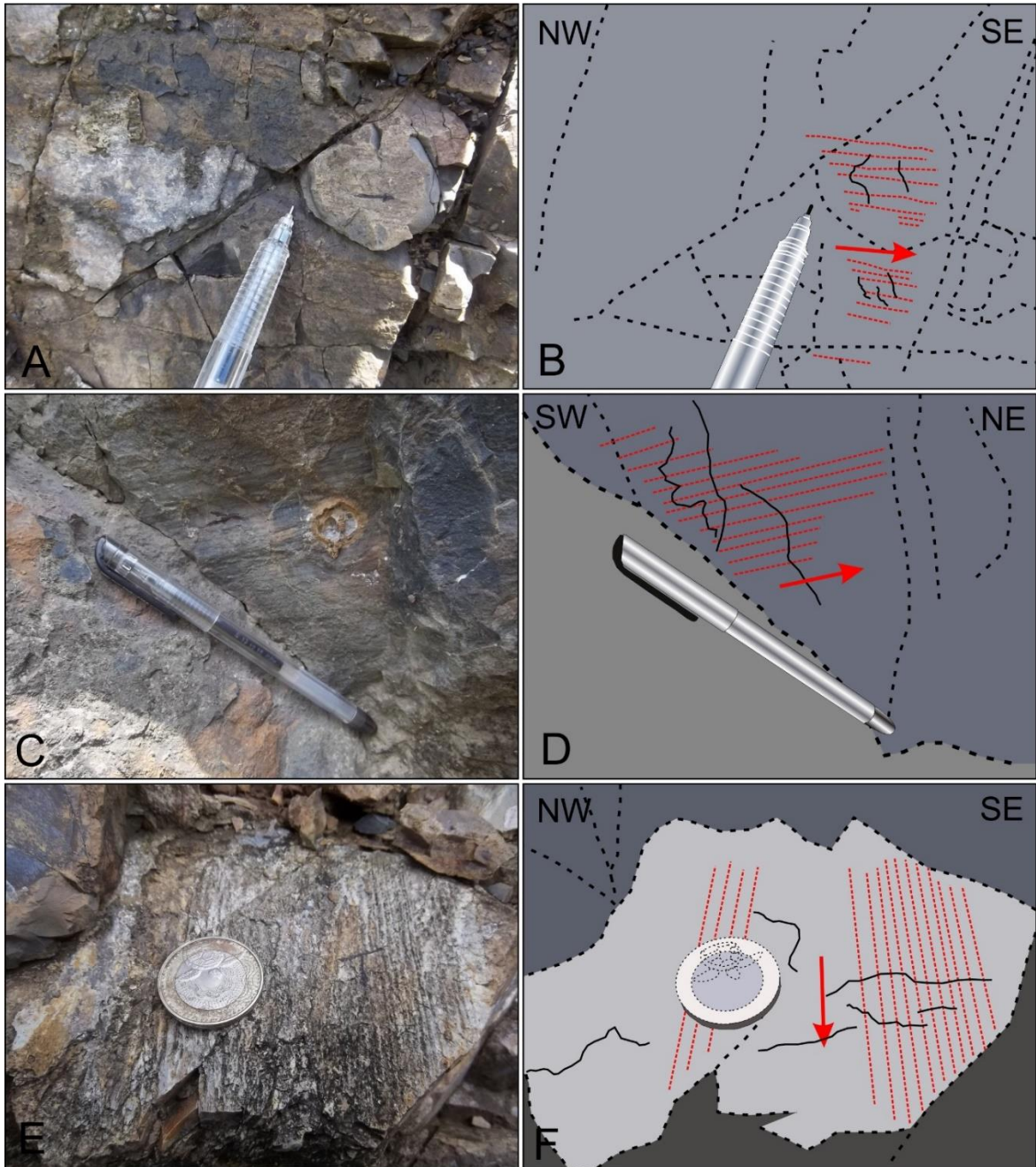


Figura 13. Ejemplos de superficies estriadas analizadas, estrías en líneas rojas discontinuas y escalones de falla en líneas continuas de color negro. A. Capas de calizas con estrías. B. Interpretación de las estrías con desplazamiento sinistral. C. Plano estriado en calizas. D. Interpretación de las estrías con desplazamiento sinistral inverso. E. Plano estriado en lodolitas grises verdosas. F. Interpretación de la cinemática a partir de las estrías y escalones de falla, indicando un desplazamiento normal. El diámetro de la moneda es de 2,7 cm.

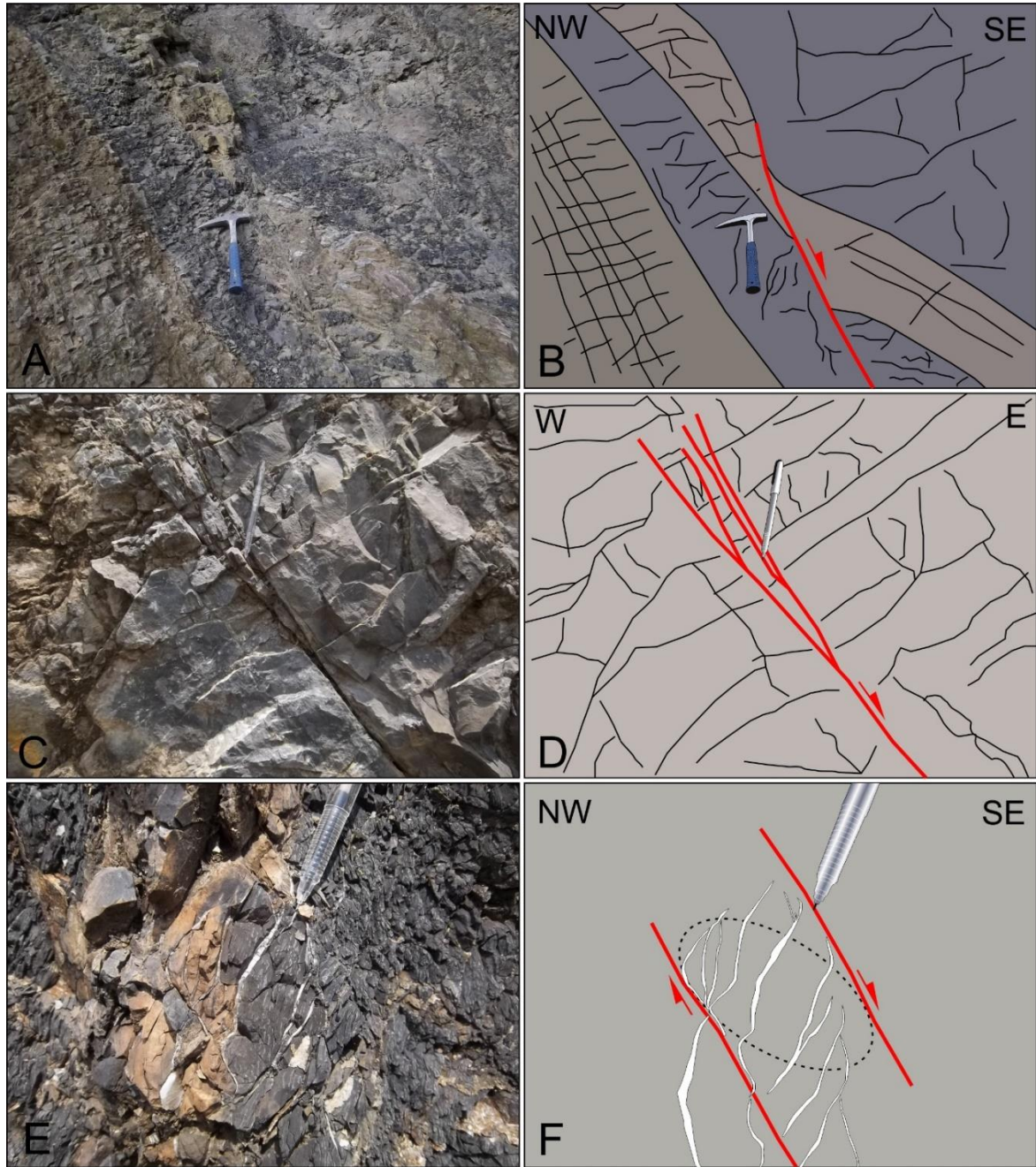


Figura 14. Fallas y elementos que indican una cinemática normal. A. Intercalación de lodolitas grises verdosas y lodolitas de color café cortadas por una falla de cinemática normal. B. Interpretación de falla normal en la intercalación de lodolitas, en el bloque colgante se muestra una capa que aumenta su espesor hacia la falla, interpretándose como un estrato de crecimiento. C. Zona de cizalla frágil en calizas. D. Falla normal con terminación en cola de caballo. E. Grietas de extensión escalonadas en lodolitas negras. F. Zona de cizalla frágil-dúctil en lodolitas negras. Grietas de extensión escalonadas en blanco, zona de cizalla limitada por líneas rojas y elipse de deformación por la línea negra discontinua.

### 5.3 Inversión de poblaciones de fallas

La cinemática de los 50 planos de falla, determinada mediante la observación directa, ha sido complementada con el análisis estadístico, a través de los *softwares Faultkin 6* (Allmendinger *et al.*, 2012) y *Wintensor 5.8.8* (Delvaux & Sperner, 2003) los cuales permiten la inversión de los datos. Antes de iniciar el procesamiento de la información, la misma fue sometida a un filtro manual que consistió en agrupar las fallas por tendencia (rumbos similares con variaciones no superiores a 30° que facilitan la compatibilidad cinemática) y tipos de falla (inversas, normales y transcurrentes), determinando así 18 grupos con solución de mecanismo de falla. De estos grupos, 6 corresponden a fallas inversas, 4 a fallas normales y 8 a fallas transcurrentes (Figura 15).

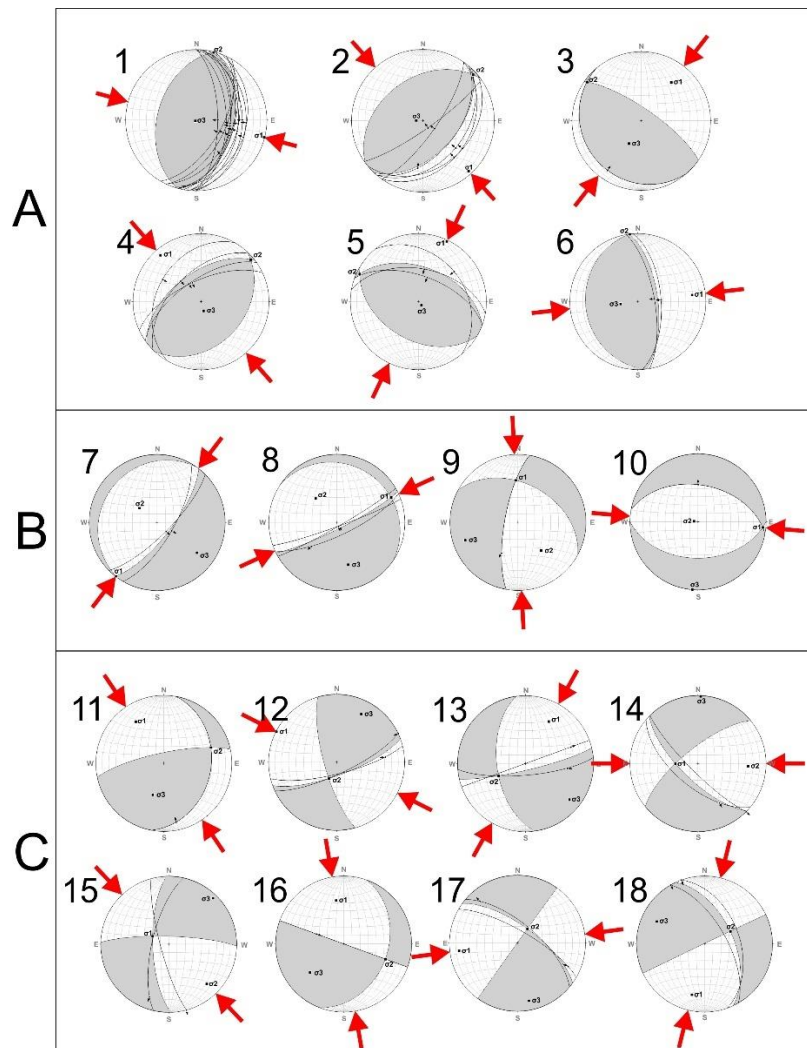


Figura 15. Soluciones de falla agrupadas por tendencia y tipo de falla. A) Fallas inversas. B) Fallas Normales. C) Fallas transcurrentes

Las soluciones de falla de cada uno de los grupos determinados incluyen la dirección de la compresión horizontal máxima; de acuerdo con esto, se agruparon las soluciones de falla en cinco diferentes *sets* (Figura 16, Figura 17, Figura 18 y Figura 19), los cuales comparten la misma o similar dirección de compresión horizontal máxima y son compatibles tectónicamente según el modelo de Harding (1974) adaptado por Waldron (2005).

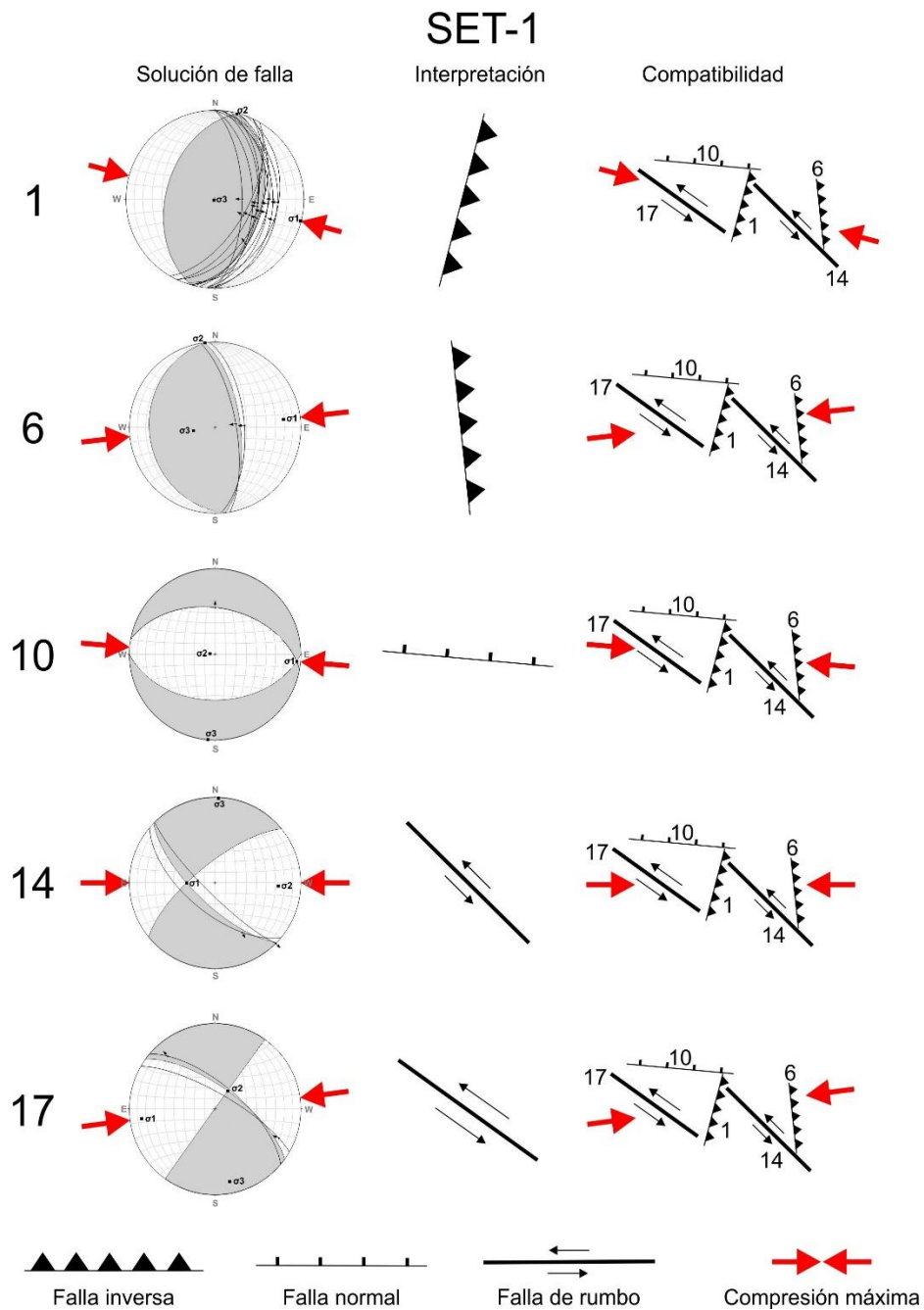


Figura 16. Análisis de compatibilidad tectónica para el set I, los números a la izquierda de la solución de falla corresponden al grupo definido por tendencia y tipo de falla en la Figura 15



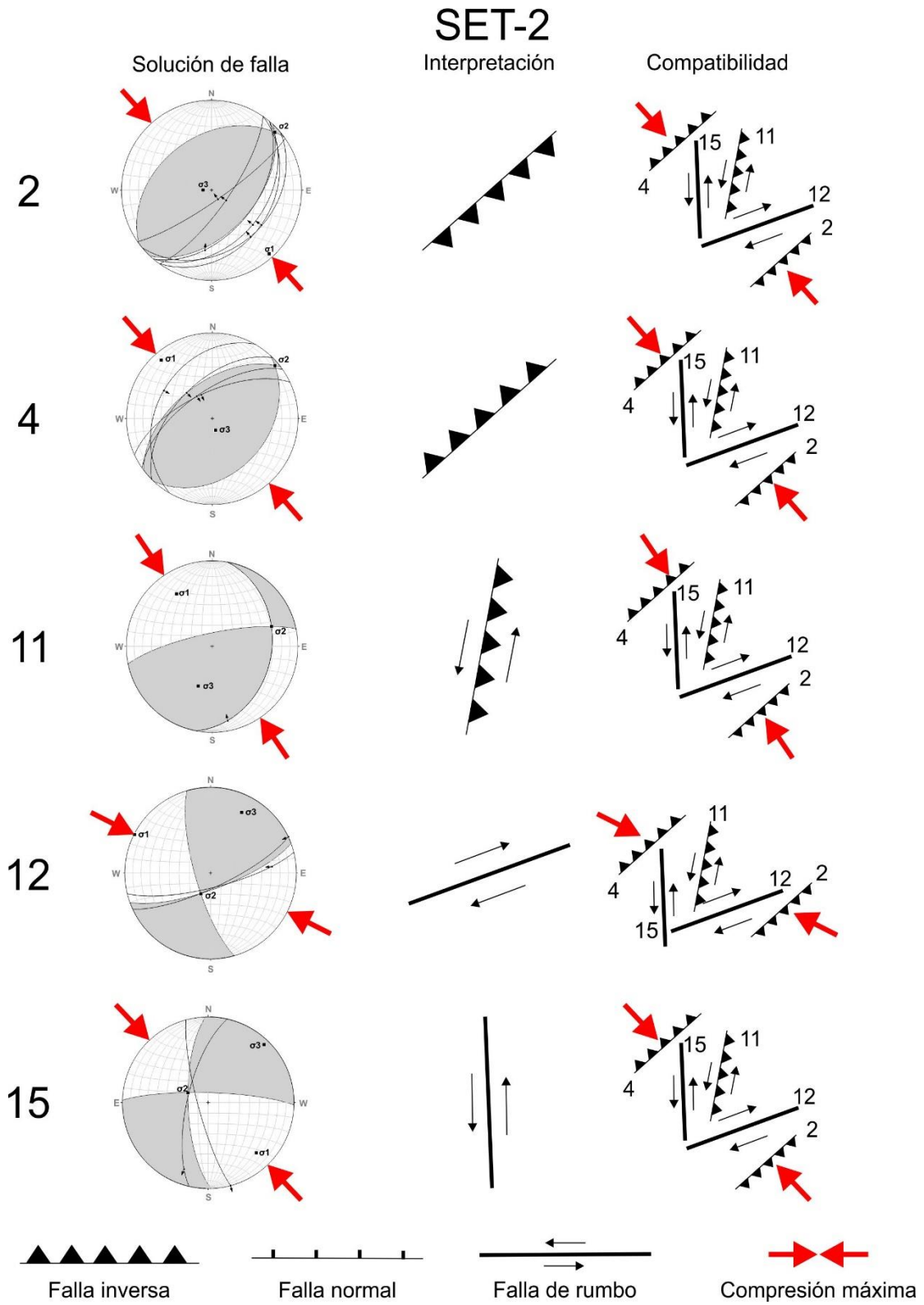


Figura 17. Análisis de compatibilidad tectónica para el set 2, los números a la izquierda de la solución de falla corresponden al grupo definido por tendencia y tipo de falla

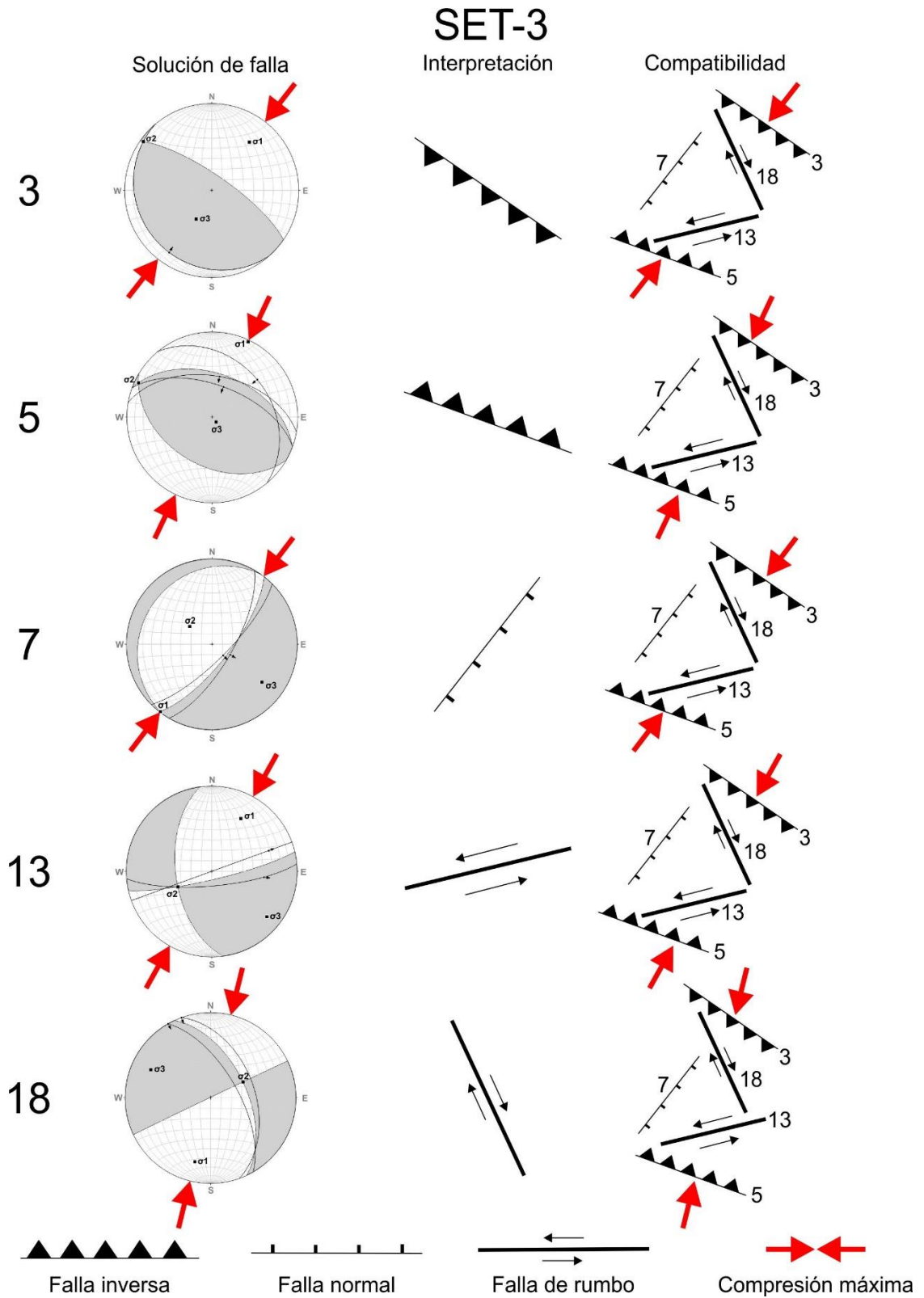


Figura 18. Análisis de compatibilidad tectónica para el set 3, los números a la izquierda de la solución de falla corresponden al grupo definido por tendencia y tipo de falla

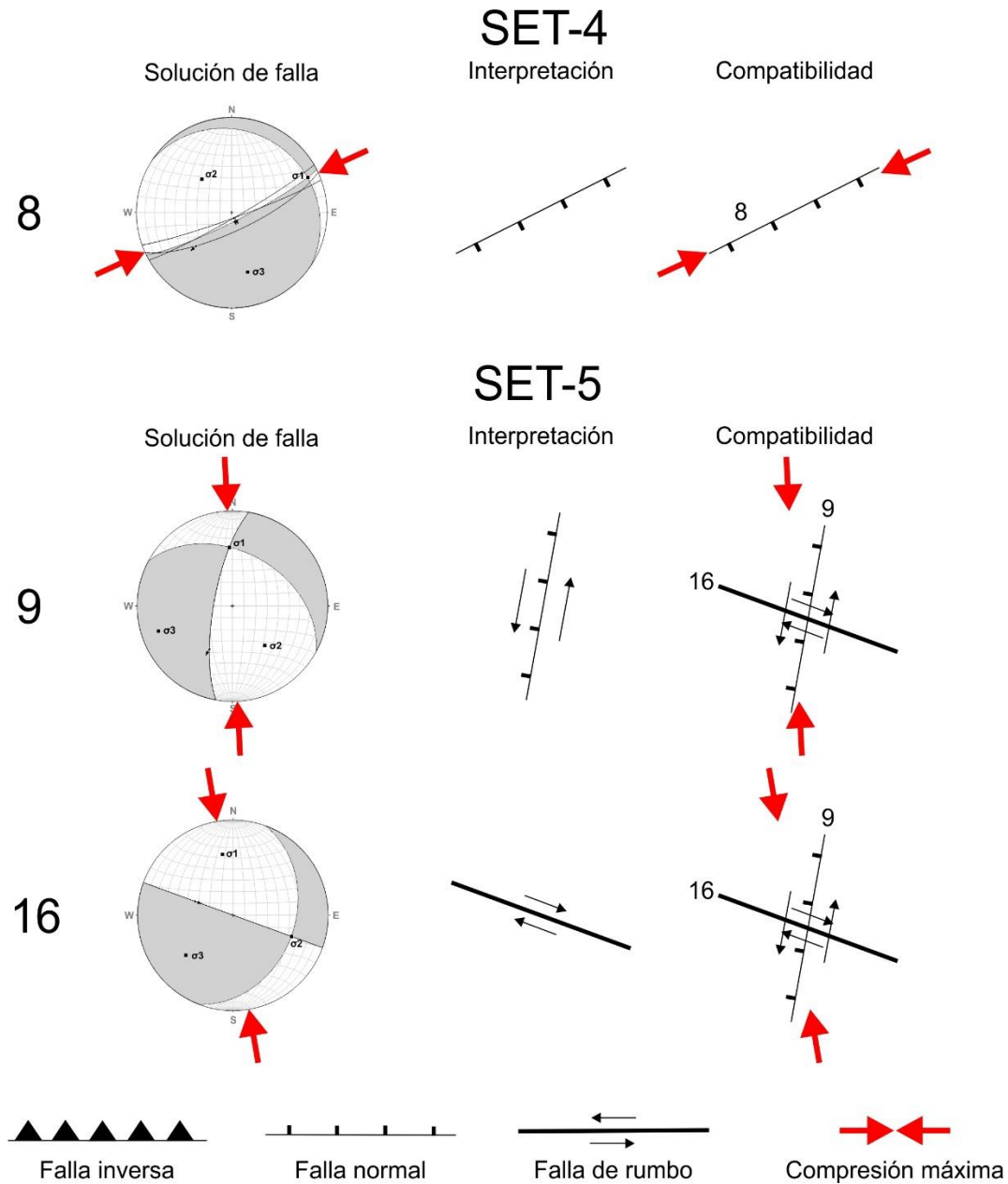


Figura 19. Análisis de compatibilidad tectónica para los sets 4 y 5, los números a la izquierda de la solución de falla corresponden al grupo definido por tendencia y tipo de falla

Las asociaciones realizadas a través de la orientación de la compresión horizontal máxima y la compatibilidad tectónica, permitieron efectuar un análisis poblacional de las fallas y determinar así cinco poblaciones que muestran una cinemática predominantemente inversa (*Sets 1 y 2*), seguida por movimientos transcurrentes (*Sets 3 y 5*) y normales (*Set 4*), cinemática interpretada desde la solución de mecanismos de falla, representada por balones de playa (Figura 20). Es importante mencionar, que los buzamientos de las fallas inversas y

normales son muy altos, por lo que no solo se debe considerar, que estas hayan sido reactivadas. Es también probable, que su alto buzamiento, responda a la rotación vertical de bloques estructurales. A pesar de haber realizado este análisis poblacional, fue necesario dar un manejo estadístico y automatizado a este conjunto de datos a través de *Wintensor* 5.8.8 (Delvaux & Sperner, 2003) para la determinación de los tensores de esfuerzos.

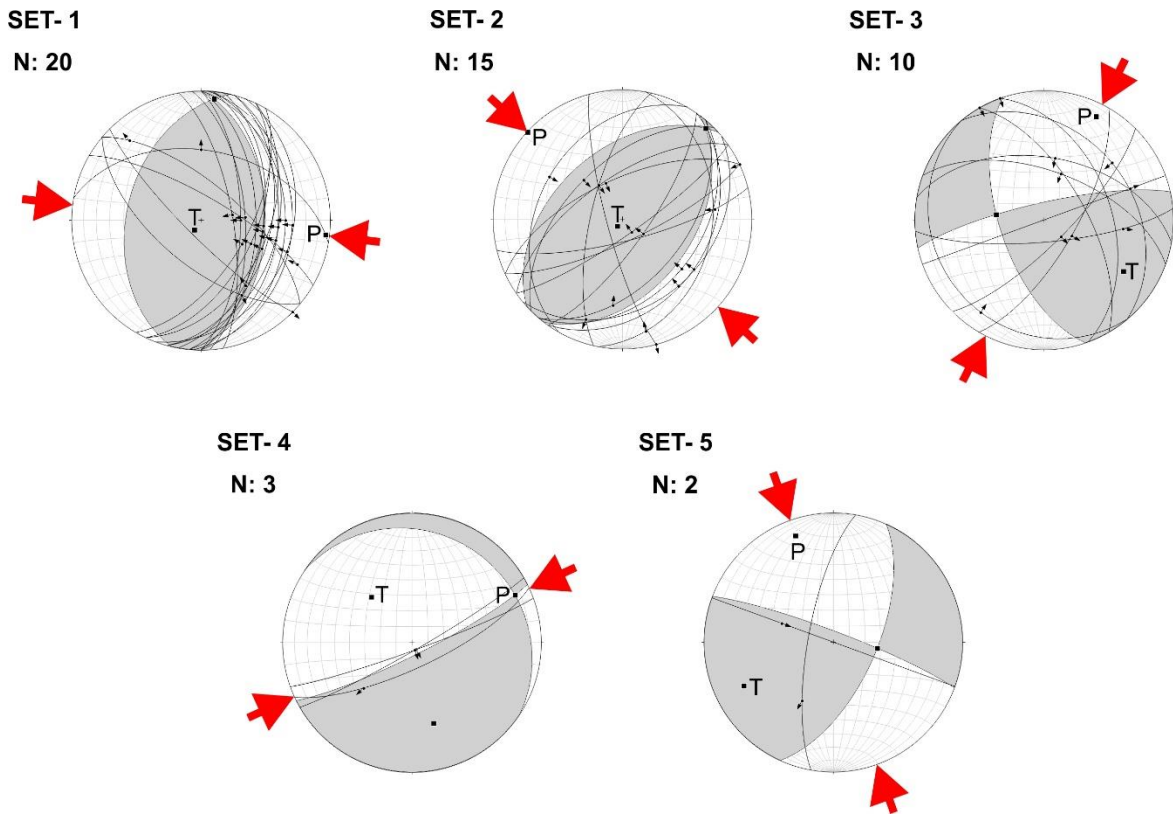


Figura 20. Análisis poblacional de fallas, los sets 1 y 2 muestran una cinemática inversa, los sets 3 y 5 una cinemática transcurrente y el set 4 una cinemática normal, las flechas rojas corresponden a la compresión horizontal máxima, sin que esta represente la solución del tensor de esfuerzos.

### 5.4 Tensores de esfuerzos

La determinación de los tensores se realizó mediante el método y el procesamiento sistematizado de los datos en el *software Wintensor 5.8.8* (Delvaux & Sperner, 2003), presentado más claramente por Velandia (2017). 40 datos, de los 50 utilizados en el proceso inicial de inversión, fueron determinantes para establecer los tensores, es decir el 80% de los datos, el 10% restante no presentó compatibilidad, por esta razón fueron filtrados y desestimados en el proceso. Los tensores obtenidos se representaron mediante estereogramas, en éstos se graficaron los planos de falla, la dirección del esfuerzo horizontal

máximo y los esfuerzos principales; asimismo, se representó junto al tensor el mecanismo focal (balón de playa), las lineaciones tangentes y el círculo de Mohr (Figura 21).

### TENSORES

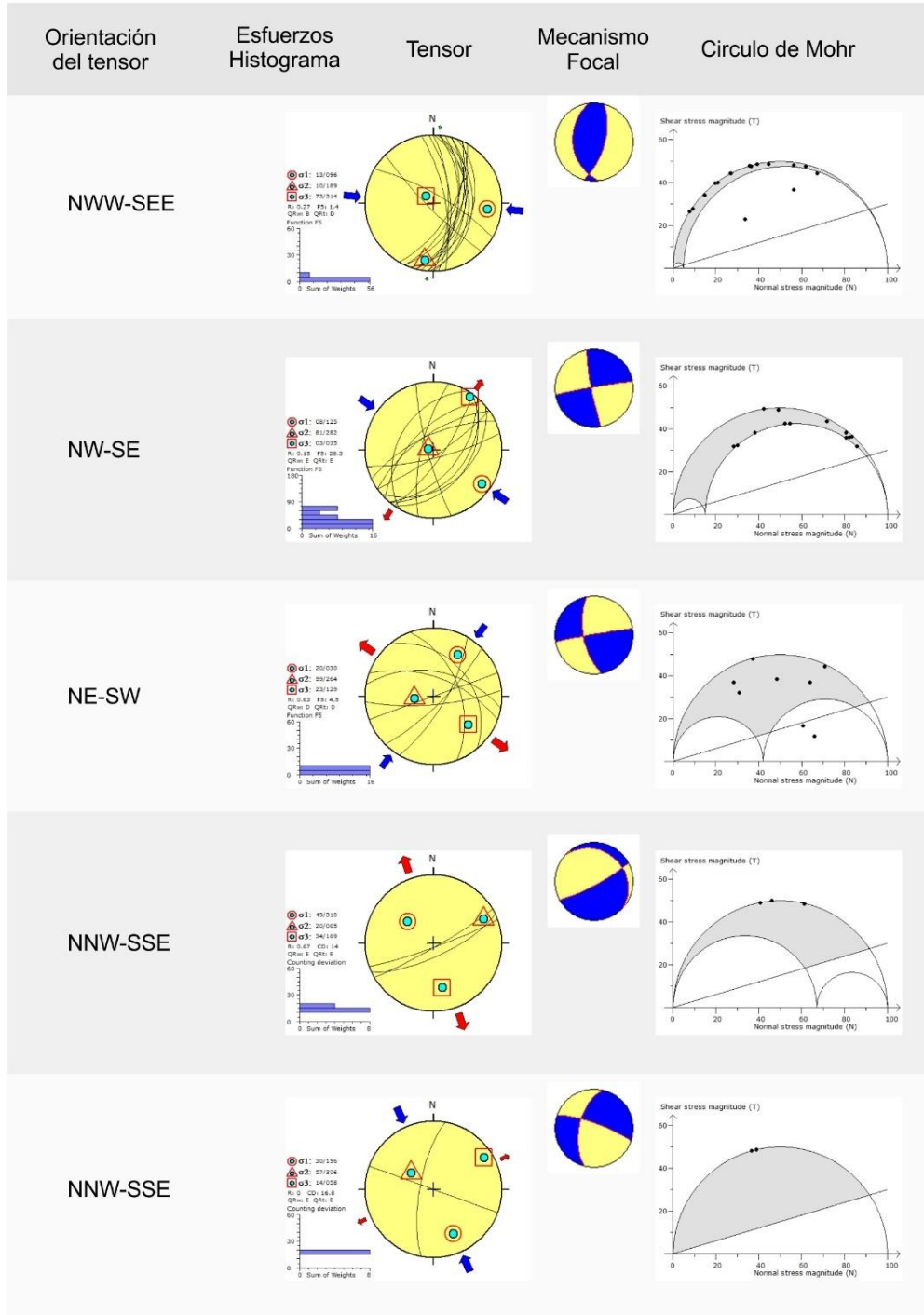


Figura 21. Tensores de esfuerzos determinados por medio de *Wintensor* 5.8.8 (Delvaux y Sperner, 2003)

En la sección estudiada se obtuvieron cinco tensores, estos tienen correspondencia con los sets del análisis poblacional de fallas, al menos con la dirección del esfuerzo horizontal máximo. Para ellos, se determinó el régimen de esfuerzo tectónico, evaluando los parámetros R y R' de acuerdo a Delvaux *et al.* (1997) y el círculo de Mohr, según Burg (2017). De esta manera, se estableció que las rocas de la Formación Bocas han estado sometidas a diferentes regímenes de esfuerzos tectónicos, los cuales corresponden a compresión pura, transpresión, transcurrencia pura y extensión pura (Tabla 1). De los cinco tensores determinados, dos fueron desestimados (tensores 4 y 5) por el número de datos utilizados en el proceso de inversión, aunque los resultados muestran coherencia con los regímenes obtenidos para los otros tensores y con resultados presentados por otros autores, la calidad del resultado determinado queda en entredicho, por esta razón el análisis presentado se centra en los tensores 1, 2 y 3.

Tabla 1. Parámetros y regímenes de esfuerzos obtenidos para cada uno de los tensores determinados. Número total de datos del set (N), número de datos utilizados en el proceso (n), desviación (Desv), desviación de deslizamiento ( $\alpha$ ), función de optimización (F5), razón de esfuerzo (R), esfuerzo horizontal máximo (Sh max) (Delvaux y Sperner, 2003).

Tensor	Método	N	n	Esfuerzos principales			Desv	$\alpha$	F5	R	R'	Sh max	Régimen de Esfuerzos
				$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$							
1	R. Optim	20	16	13/096	10/189	73/314	19	3.9	1.4	0.27	2.27	95	Compresión pura
2	R. Optim	15	11	07/301	39/037	50/202	25	20.3	18.1	0.22	2.22	120	Transpresivo
3	R. Optim	10	8	20/030	59/264	23/129	25.5	7.6	4.5	0.63	1.37	36	Transcurrencia pura
4	R. Dihedr	3	3	49/310	20/065	34/169	13.9			0.67	0.67	88	Extensión pura
5	R. Dihedr	2	2	30/156	57/306	14/058	16.7			0	2.00	156	Transpresivo

#### 5.4.1 Tensor 1 NWW-SEE

El mayor número de datos procesados en la inversión (n=16); es decir, el 32 % del total registrado, se encuentran agrupados en este tensor. La solución de éste, agrupa las fallas predominantemente inversas puras e inversas sinestrales con orientaciones NNE-SSW, NNW-SSE y N-S, inclinadas al E, y en menor proporción fallas transcurrentes de componente sinistral con dirección NW-SE inclinadas al N y al S. De esta manera, esta solución agrupa dos regímenes tectónicos, uno compresivo y otro transcurrente, pero el mismo se interpreta como de régimen compresivo.

### 5.4.2 Tensor 2 NW-SE

La solución de este tensor involucra el segundo mayor número de datos ( $n=11$ ), que corresponde al 22% de los planos identificados en la sección, la solución por el método de inversión agrupa dos regímenes de esfuerzos; uno principalmente compresivo, que representa los planos de falla de orientación NE-SW inclinados al E y al W, donde se presentan cabalgamientos con vergencia al NW y retrocabalgamientos de vergencia secundaria al SE; el otro, es un régimen transcurrente, que corresponde a fallas de componente sinistral con dirección N-S e inclinación al W, y fallas de componente dextral con rumbo NE-SW inclinadas al S. Indudablemente, el régimen compresivo es predominante al igual que en la solución anterior, sin embargo, el régimen transcurrente que también es agrupado en esta solución, ayudó a determinar de manera general un régimen transpresivo para este tensor.

### 5.4.3 Tensor 3 NE-SW

El grupo de datos utilizado para determinar este tensor ( $n=8$ ) corresponde al 16% del total. Este tensor agrupa, a diferencia de los anteriores, tres regímenes tectónicos; uno compresivo que representa cabalgamientos de dirección NW-SE inclinados al N y vergencia al SW; uno extensivo que involucra fallas normales de orientación NE-SW inclinadas al S y finalmente, un régimen transcurrente, en el cual están representadas fallas de rumbo con componente sinistral de dirección NEE-SWW inclinadas al S y con componente dextral de orientación NW-SE e inclinación al N. Para la solución del tensor, los regímenes dominantes son el transcurrente y el compresivo, seguidos por el extensional, con esto se interpreta para el tensor un régimen de esfuerzos de transcurrencia pura.

### 5.4.4 Relación temporal de los tensores

La temporalidad de los tensores ha sido establecida de acuerdo con las relaciones de corte entre los elementos estructurales, esto con base a la observación directa durante el levantamiento de la sección. De igual manera, ha sido apoyada en el método de inversión, ya que se interpreta que el orden con el cual fueron obtenidos durante la aplicación del método representa la relación temporal de los mismos, lo cual en este caso guarda una estrecha relación con las observaciones de campo. De esta manera, se identificó que las fallas más abundantes que corresponden a cabalgamientos NNE-SSW, NNW-SSE y N-S

inclinadas al E se encuentran cortando a la mayoría de los elementos estructurales observados en la sucesión. Estas fallas, están representadas en el tensor 1, indicando así que el mismo correspondería al régimen tectónico más reciente; continuando en el orden, los cabalgamientos y retrocabalgamientos de orientación NE-SW inclinados al E y al W y fallas transcurrentes sinestrales y dextrales dispuestas N-S y NE-SW e inclinadas al W y al S respectivamente, se encuentran agrupadas en el Tensor 2 y cortan cabalgamientos de dirección NW-SE, fallas normales de orientación NE-SW y fallas de rumbo de dirección NEE-SWW. De esta manera, este tensor corresponde al régimen transpresivo anterior al compresional que domina en la actualidad. Por último, el tensor más antiguo corresponde el Tensor 3 con un régimen de transcurrencia pura, donde se agrupan las fallas transcurrentes, normales y los cabalgamientos que son cortados por las fallas agrupadas tanto en los tensores 1 y 2.

### **5.5 Mecanismos de deformación**

De acuerdo con las observaciones de campo y el análisis realizado de las estructuras, se ha identificado que la Formación Bocas ha sido deformada en los regímenes frágil, frágil-dúctil y nuevamente frágil. El primer mecanismo de deformación frágil se encuentra registrado en las capas con fallas sinsedimentarias de carácter normal y los pliegues anticlinales enrollados (*rollover*), que dan cuenta de procesos coetáneos de sedimentación y deformación. Por otro lado, estructuras de *boudinage* y *pinch and swell*, observadas en algunas de las capas de la formación, junto con el plegamiento determinado a través de la foliación de plano axial, son el registro evidente de un mecanismo de deformación frágil-dúctil. Finalmente, el último mecanismo en actuar sobre estas rocas es de nuevo el frágil, evidenciado por el intenso fracturamiento, representado por las diaclasas y por fallas de carácter inverso, normal, oblicuo y transcurrente.



## 6. Análisis, arquitectura facial y ambientes de depósito

### 6.1 Litología

De manera general, la Formación Bocas es una sucesión de rocas de tamaño de grano fino. Está constituida, en su parte basal, por intercalaciones de lodolitas de color gris, gris verdoso, negro, ocasionalmente arenosas; areniscas finas a muy finas feldespáticas; niveles de calizas, shale, lentes de conglomerados; delgados niveles dolomíticos e intervalos de lodolitas heterolíticas, que en conjunto pueden alcanzar un espesor de 589 m según Ward *et al.* (1973). Su parte superior, con un espesor aproximado de 50 m, corresponde a una intercalación de tobas de composición riolítica con textura brechoide, delgadas capas de lapilli acrecionaria con peloides hasta de 5 mm de diámetro y niveles de basaltos amigdalares con textura afírica a microporfirítica basáltica, de composición andesítica y basáltica. Estas litologías, se encuentran interestratificadas con lodolitas, areniscas y areniscas tobáceas laminadas de color gris claro a blanco (Toro-Toro *et al.*, 2021).

### 6.2 Sección levantada

Una poligonal abierta de 244 m fue elaborada en cercanías a la finca Las Bocas, sobre los cortes hechos para la construcción de la doble calzada Bucaramanga–Rionegro y dentro de la sección tipo definida por Ward *et al.* (1973). Allí, se levantaron dos columnas estratigráficas, debido a que parte de la sección se encontró invertida (Columna 1) y esta se encuentra separada de la sección con polaridad normal (Columna 2) por un cabalgamiento al cual no fue posible determinarle el salto.

La primera columna (Anexo 1) es predominantemente lodosa y calcárea, tiene un espesor de 75 m, se caracteriza por la intercalación entre lodolitas negras con delgadas capas de yeso, lodolitas grises, gris-verdosas, calizas y dolomitas; se determinó que este intervalo se encuentra invertido gracias a las estructuras sedimentarias observadas en algunos de los estratos. La segunda columna (Anexo 1) presenta una granulometría un poco más gruesa que la anterior, alcanzó un espesor de 169 m y corresponde principalmente a intercalaciones

entre lodolitas grises, gris verdosas, negras, pardo rojizas, lodolitas arenosas y areniscas finas a muy finas (líticas y sublíticas) de selección moderada. Estas litologías, en su gran mayoría, presentan cemento calcáreo y se encuentran intercaladas en menor proporción con niveles de calizas, dolomitas y lentes de conglomerados. Las calizas son micríticas, ocasionalmente laminadas y corresponden a delgadas capas de color gris medio que se intercalan generalmente con bancos de lodolitas. Los lentes de conglomerado, se encuentran en medio de areniscas finas y muy finas, son clastosoportados, masivos y mal seleccionados, con clastos subredondeados a subangulares de baja esfericidad.

En términos generales, la sección estudiada presenta una granulometría muy fina, exhibe deformación sinsedimentaria y postsedimentación (fracturas y pliegues), su registro fósil es pobre, y en ocasiones poco preservado, encontrándose restos de plantas *Phlebopteris branneri* y *Otozamites sp.* (Remy *et al.*, 1975; Toro-Toro *et al.*, 2021), conostráceos *Laxitextella multireticulata*, *Wannerestheria sp.*, *¿Euestheria? Buravasi*, *Shipingia hebaozhaiensis* (Alarcón-Gómez *et al.*, 2020), así como restos de peces semionotiformes y escamas de *Lepidotes sp.* (Toro-Toro *et al.*, 2021) y niveles con gasterópodos.

### 6.3 Litofacies

Como ya se mencionó, el registro y las trazas fósiles son pobres en la sección, por esta razón solo han sido definidas litofacies en este estudio y no han sido consideradas biofacies o icnofacies. De esta manera, se han propuesto 11 facies litológicas definidas en la Tabla 2 y basadas en la metodología de Miall (1996) y Wilson (1975), para rocas siliciclásticas y carbonatadas, respectivamente. Todas las facies consideran la litología, granulometría, estructuras sedimentarias y el proceso sedimentario, este último interpretado de acuerdo con Ponce *et al.* (2018).

Las litofacies más comunes en la sección, corresponden a lodolitas y areniscas muy finas con laminación plana paralela (Fh), seguidas por lodolitas negras fósiles con alto contenido de materia orgánica (Fsh), Intramicritas masivas (SMF-4) y areniscas sublíticas de tamaño fino con laminación cruzada y ondulosa (Sr). Las facies con presencia media, son las lodolitas masivas o con laminación plana paralela débil (Fm), lodolitas y lodolitas arenosas con laminación inclinada de bajo ángulo (Fl) y las areniscas finas a muy finas con

laminación plana paralela (Sh). Por último, las facies menos comunes, son las areniscas de tamaño de grano fino a medio masivas (Sm), las biomicritas masivas a levemente laminadas (SMF-12), las micritas con baja ocurrencia de bioclastos y laminación plana paralela (SMF-19), y los conglomerados clasto-soportados masivos (Gh).

Tabla 2. Identificación de litofacies en la sección estudiada de la Formación Bocas, basada en la metodología de Miall (1996) y Wilson (1975). Interpretación del proceso sedimentario según Ponce et al. (2018), facies presentadas de mayor a menor tamaño de grano.

Código Facial	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación sedimentario	proceso
<b>Gm</b>	Conglomerado clasto-soportado mal seleccionado, con clastos subredondeados a subangulares de tamaño gránulo a guijo, con geometría lenticular, contacto irregular hacia la base y transicional hacia el techo, presenta espesores máximos de 1 m (Figura 22A).	Masivo con laminación hacia el techo, gradación normal y débil imbricación, base erosiva.	Corrientes de densidad deposicionales con alta concentración de partículas y desaceleración en la velocidad de la corriente, flujos unidireccionales, régimen de flujo bajo con transporte por tracción-decantación.	
<b>Sm</b>	Areniscas masivas de tamaño de grano muy fino a medio, con granos subredondeados de alta esfericidad, moderadamente seleccionadas, con cemento calcáreo, ocasionalmente ferruginoso. Presentan geometría tabular y espesores que varían de unos pocos centímetros hasta 2 metros (Figura 22B).	Masiva, ocasionalmente con laminación plana paralela a laminación plana discontinua débil.	Corrientes de densidad formadas por saltos hidráulicos en cambios de pendiente de la zona de depositación, esto permite la acumulación rápida de sedimentos tamaño arena (Flujos turbulentos). No se descarta la posibilidad de corrientes de densidad deposicionales con régimen de flujo bajo y alta concentración de partículas a la base del flujo, esta concentración es igual a la del depósito en formación. El depósito finaliza con depositación por tracción -decantación.	
<b>Sh</b>	Areniscas de tamaño de grano muy fino a fino, con granos subredondeados de alta esfericidad, localmente de baja esfericidad, son moderadamente seleccionadas, con cemento calcáreo y en menor proporción ferruginoso. Porosidad visible muy baja, presentan geometría tabular con contactos netos a transicionales y espesores que varían de 0.7 a 1.5 metros (Figura 22C y D).	Laminación plana paralela continua, localmente discontinua, gradación normal. Se presentan estructuras postdeposicionales, como marcas de fondo y turboglifos.	Corrientes de régimen de flujo alto y disminución a régimen bajo con medio a bajo transporte, los sedimentos se depositan por decantación y en menor proporción por tracción, se presenta aceleración y desaceleración en flujos unidireccionales.	

Código Facial	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación sedimentario	proceso
<b>Sr</b>	Areniscas sublíticas de tamaño de grano fino, con granos subredondeados de baja esfericidad, moderadamente seleccionadas, con cemento calcáreo, los estratos son de geometría tabular, contactos netos y espesores métricos (Figura 22E y F).	Laminación cruzada en artesa, laminación ondulosa, Ondulitas escalonadas <i>ripples</i> .	Corrientes unidireccionales y oscilatorias, depositación por flujos por gravedad turbulentos en condiciones variables de alta y baja energía, así como por tracción-decantación por encima del nivel base de las olas.	
<b>Fm</b>	Lodolitas de color gris a gris verdoso, gris oscuro intercaladas con delgados niveles de limolitas grises, algunos niveles con presencia de conostrácos, Los estratos son tabulares con contactos netos y de espesores entre 0.6 y 1 m (Figura 23A y B).	Masivas, laminación plana paralela débil.	Alta concentración de sedimentos finos en suspensión, sedimentación por floculación muy probablemente a partir de flujos hipopícnicos.	
<b>Fh</b>	Lodolitas y areniscas muy finas interlaminadas de color gris, gris verdoso a verde grisáceo, algunas silíceas, las lodolitas presentan baja fisilidad y en algunos niveles se presentan restos de plantas, algunos paquetes son heterolíticos. En algunas de las capas pueden observarse concreciones y nódulos calcáreos, los estratos son tabulares con contactos netos y espesores que varían de 0.7 hasta 5 m. Se presentan fallas sinsedimentarias (Figura 23C y D).	Estratificación plana paralela, Laminación plana paralela, localmente laminación plana inclinada de bajo ángulo y pequeños <i>ripples</i> . Secundarias: Concreciones y en menor proporción nódulos.	Transporte principalmente por suspensión, sedimentación por decantación en aguas poco profundas, localmente depositación de sedimentos menos finos por tracción-decantación en corrientes oscilatorias.	
<b>Fsh</b>	Lodolitas negras físiles con alto contenido de materia orgánica, presentan concreciones y fósiles (conostráceos) remplazados por pirita, restos de plantas y restos de peces. Los estratos son del orden de 2 a 5 metros, con contactos netos a la base e irregulares al techo por la presencia de algunos moldes de carga (Figura 23E y F).	Laminación plana paralela, localmente laminación plana discontinua y estructuras postdeposicionales <i>Slump</i> de tamaño métrico.	Sedimentos transportados en suspensión en áreas con alta presencia de materia orgánica, depositados por decantación en zonas de pendiente subacuosa que permiten deslizamientos por acción de la gravedad.	
<b>FI</b>	Lodolitas, lodolitas arenosas y limolitas calcáreas de color gris oscuro, gris a gris verdoso con fisilidad moderada, con estratos métricos generalmente tabulares y centimétricos cuneiformes (Figura 24A y B).	Laminación plana paralela, ocasionalmente inclinada de bajo ángulo, laminación cruzada débil, estructuras postdeposicionales como laminación	Transporte por suspensión con depositación por decantación, alternado con corrientes oscilatorias debido a cambios en las condiciones de energía, estos cambios producen depositación de sedimentos un poco más gruesos por tracción decantación. El área de depósito presenta cambios de pendiente y está	

Código Facial	Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación sedimentario	proceso
SMF-4	Intramicrocritas (Folk, 1962), <i>packstone</i> (Dunham, 1962) con muy bajo contenido fósil dentro del cual se observan conchostrácodos, vértebras de pez y <i>pellets</i> fecales, la selección es mala y los intraclastos tienen hasta 2 mm de diámetro constituidos principalmente por micrita rodeando fragmentos de cuarzo, la mayor parte de estos intraclastos son masivos, un pequeño porcentaje se encuentran laminados. El color general de las capas es gris medio y los estratos son tabulares con contactos netos y espesores centimétricos, localmente presentan moldes de carga cuando están en contacto con lodolitas negras (Figura 24C y D).	convoluta y <i>Slump</i> centimétricos. Postdeposicionales: Grietas de desecación. Masivas	sometida a la acción de tormentas que generan flujos turbulentos. Ocasionalmente exposición subaérea	
SMF-12	Biomicrocritas (Folk, 1962), <i>packstone</i> (Dunham, 1962) con alto contenido de conchostrácodos y en menor proporción ostrácodos de tamaños menores a 1 mm, estas facies son generalmente de color gris medio con presencia de pequeñas concreciones hacia la base, los estratos son tabulares y de espesores métricos (Figura 24E)	Masivas levemente laminadas.  Secundarias: Concreciones	a Decantación de bioclastos y precipitación Bioquímica de carbonatos en aguas poco profundas con mediana energía en áreas de depósito de pendiente.	
SMF-19	Micritas (Folk, 1962), <i>mudstone</i> (Dunham, 1962) con muy baja ocurrencia de bioclastos, los observables corresponden a conchostrácodos, también se observa, aunque en baja proporción, peloides, dolomitización y deformación sinsedimentaria. En esta facies los estratos son generalmente de color gris medio a gris claro, tabulares y centimétricos con presencia de concreciones (Figura 24F).	Laminación plana paralela, estructuras postdeposicionales como laminación convoluta. Concreciones	Precipitación química en condiciones tranquilas y áreas de depositación restringida en aguas someras que ocasionalmente fueron sometidas a flujos turbulentos por la acción de tormentas.	

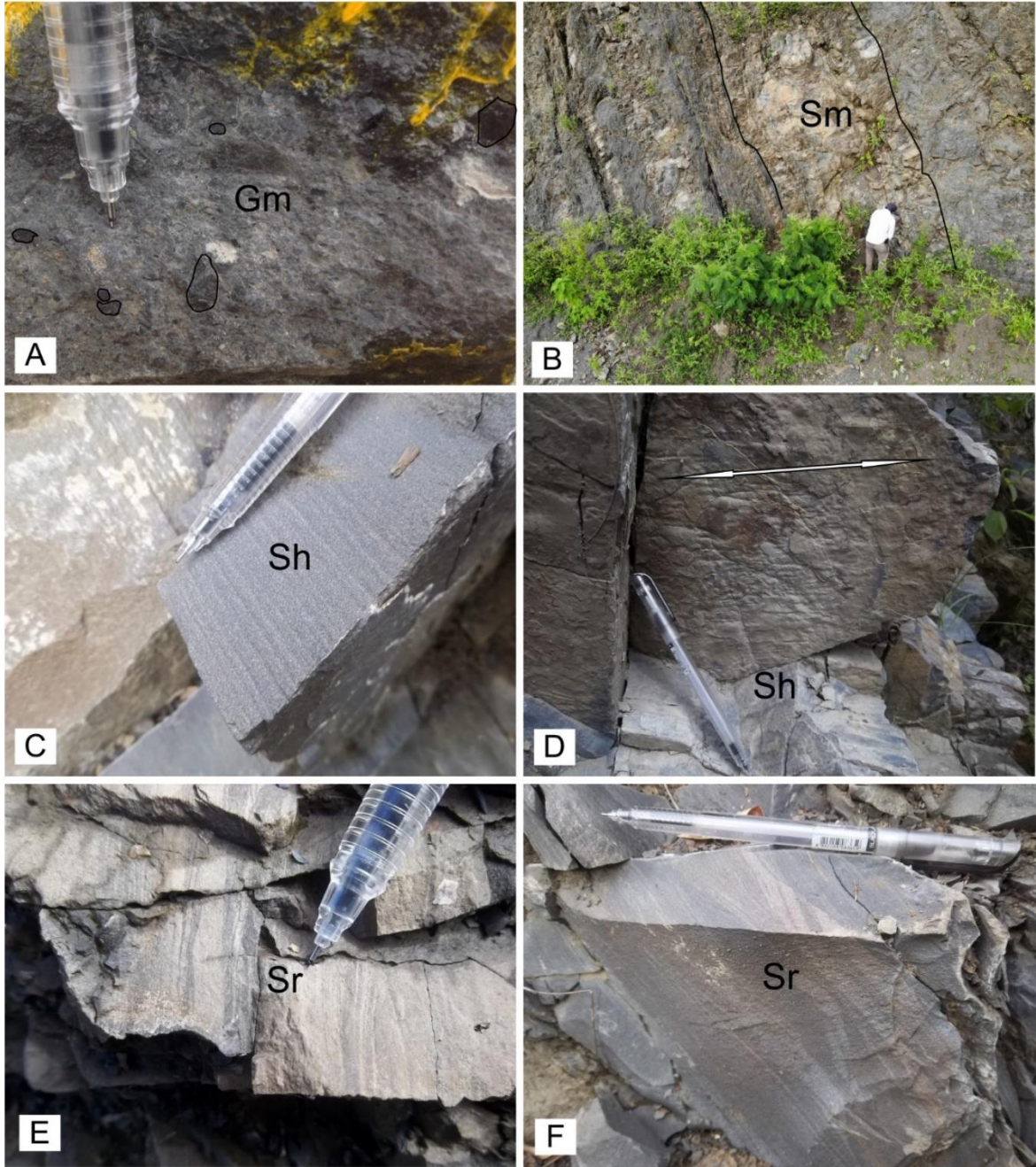


Figura 22. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 1. A) Facies (Gm) conglomerado clasto-soportado mal seleccionado, con clastos subredondeados a subangulares de tamaño gránulo a guijo. B) Facies (Sm) areniscas masivas de tamaño muy fino a medio, con granos subredondeados de alta esfericidad, moderadamente seleccionadas, con cemento calcáreo, ocasionalmente ferruginoso. C) Facies (Sh) areniscas laminadas de tamaño de grano muy fino a fino, con granos subredondeados de alta esfericidad, localmente de baja esfericidad, son moderadamente seleccionadas, con cemento calcáreo y en menor proporción ferruginoso. D) Facies (Sh) con estructuras postdeposicionales, turboglifos y marcas de fondo. E) Facies (Sr) areniscas sublíticas de tamaño de grano fino con laminación cruzada, granos subredondeados de baja esfericidad moderadamente seleccionadas y cemento calcáreo. F) Facies (Sr) con laminación cruzada o en artesa.

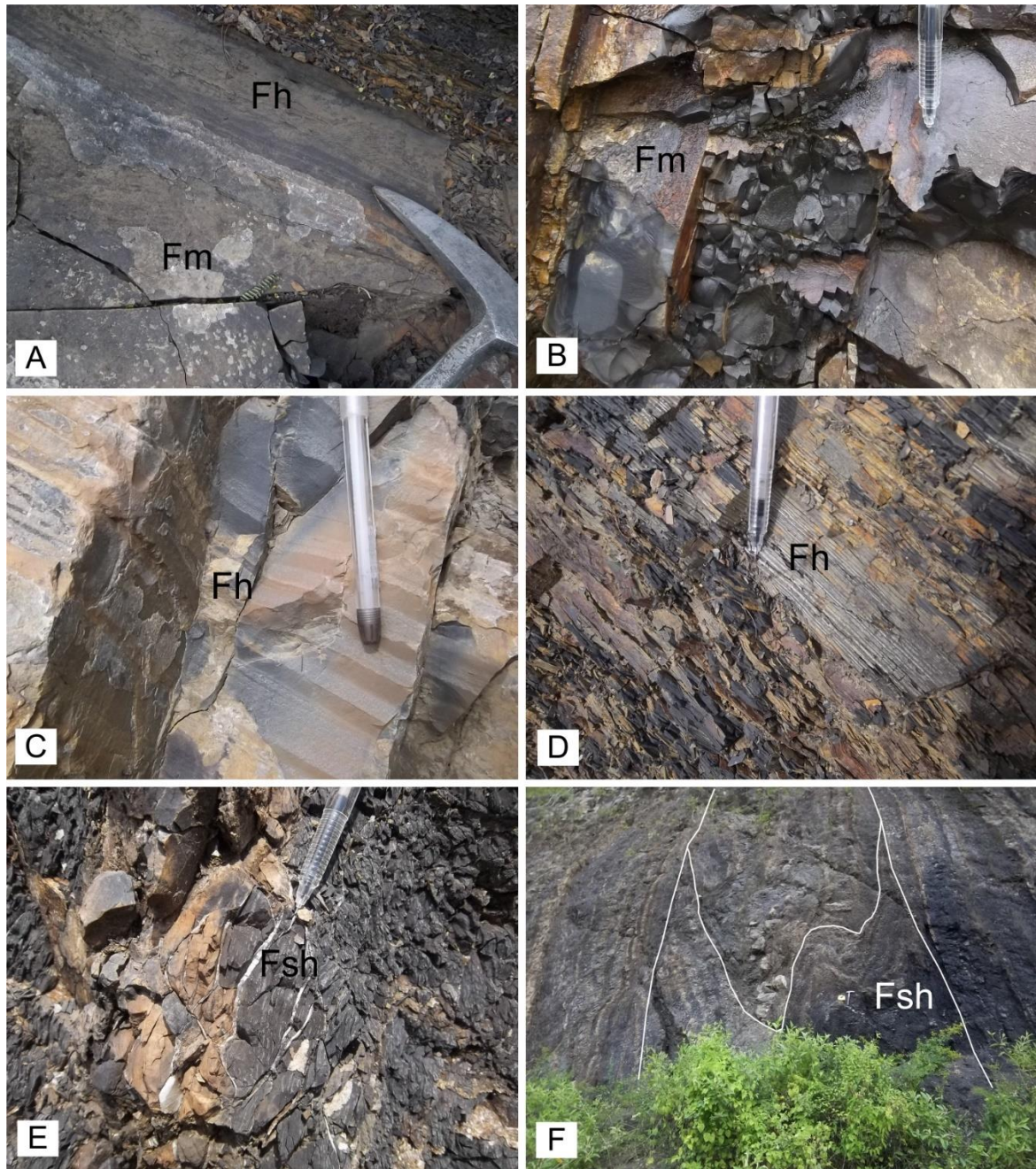


Figura 23. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 2. A) Facies (Fm y Fh) parte inferior lodolitas masivas de color gris a gris verdoso, gris oscuro intercaladas con delgados niveles de limolitas grises, parte superior lodolitas gris verdosas laminadas. B) Facies (Fm) lodolitas masivas de color gris a gris verdosas calcáreas. C) Facies (Fh) lodolitas y areniscas muy finas intercaladas con laminación plana, son de color gris, gris verdoso, verde grisáceo a pardo. D) Facies (Fh) lodolitas laminadas heterolíticas. E) Facies (Fsh) lutitas negras fósiles con laminación plana y alto contenido de materia orgánica. F) Facies (Fsh) con estructuras post deposicionales Slump



Figura 24. Facies identificadas en la Formación Bocas, lámina 3. A) Facies (FI) lodolitas, lodolitas arenosas y limolitas calcáreas con laminación inclinada, laminación cruzada débil, son de color gris oscuro, gris a gris verdoso y fisilidad moderada. B) Facies (FI) lodolitas laminadas con estructuras postdeposicionales, producto de licuefacción. C) y D) Facies (SMF-4) intramicritas (Folk, 1962), packstone (Dunham, 1962) masivas con muy bajo contenido fósil, la selección es mala y los intraclastos tienen hasta 2 mm de diámetro constituidos principalmente por micrita. El color general de las capas es gris medio y los estratos son tabulares y centimétricos. E) Facies (SMF-12) biomicritas (Folk, 1962), packstone (Dunham, 1962) masivas con alto contenido de conchostrácodos y en menor proporción ostrácodos de tamaños menores a 1 mm, estas facies son de color gris medio, tabulares y de espesores métricos. F) Facies (SMF-19) micritas (Folk, 1962), mudstone (Dunham, 1962) con muy baja ocurrencia de bioclastos, los observables corresponden a conchostrácodos. En esta facies los estratos son generalmente de color gris medio a gris claro, tabulares y centimétricos.



#### 6.4 Asociaciones de litofacies

Siguiendo los principios establecidos por la Ley de Walther, se determinaron cinco asociaciones litofaciales, gracias a las relaciones genéticas que las facies agrupadas presentan. Estas asociaciones se determinaron para las dos columnas levantadas (Anexo 1), y se denominaron alfanuméricamente con letras desde la A hasta la E y los números 1 y 2 para indicar la columna en la cual se presentan (Tabla 2). La asociación más común en la sección es A, se presenta en ambas columnas y está representada mayoritariamente por lodolitas negras físciles ocasionalmente con laminación plana paralela discontinua (Fsh), estas se encuentran interestratificadas con calizas grises dolomíticas (SMF-4), lodolitas gris verdosas con laminación plana paralela (Fh), lodolitas masivas (Fm), lodolitas con laminación plana paralela (Fl), delgadas capas de yeso y esporádicamente areniscas con laminación cruzada y ondulosa (Sr); los estratos son regularmente tabulares y rara vez cuneiformes, con contactos generalmente netos, es notable la presencia de *Slumps* y delgadas capas heterolíticas en esta asociación. Por otro lado, y de manera general, las lodolitas negras y las calizas en esta asociación son estrato decrecientes, en tanto las lodolitas grises y grises verdosas son estrato-crecientes.

La asociación B es la segunda asociación con mayor espesor es la sección, solo se presenta en la columna 2 (Anexo 1) al igual que las asociaciones que la suceden, está caracterizada primordialmente por lodolitas grises masivas de fisilidad moderada (Fm), Lodolitas arenosas grises con laminación plana paralela y cemento calcáreo (Fh), areniscas arcósicas, líticas, finas a muy finas, con laminación plana paralela (Sh) y con laminación cruzada (Sr), lodolitas y lodolitas arenosas grises calcáreas con laminación convoluta e inclinada de bajo ángulo y slumps (Fl), lodolitas negras físciles con concreciones y presencia de pirita (Fsh) y delgados niveles de calizas laminadas (SMF-19). Los estratos, son en su gran mayoría tabulares y en menor proporción cuneiformes, los contactos son netos y transicionales en proporciones similares, las lodolitas arenosas y las areniscas muy finas presentan patrones estrato-crecientes, mientras las lodolitas grises de fisilidad moderada son estrato-decrecientes. En contraste, la asociación C es predominantemente lodosa y carece de niveles de arenisca, en ella abundan las lodolitas negras con laminación plana discontinua (Fsh) intercaladas con lodolitas grises y lodolitas arenosas gris verdosas, ambas con laminación

plana paralela continua y discontinua (Fh), lodolitas grises y gris verdosas masivas (Fm) y delgados niveles de calizas laminadas (SMF-19) y masivas (SMF-12); estas capas son tabulares y la gran mayoría de los contactos son netos, las lodolitas negras, las lodolitas grises y las calizas presentan un patrón estrato-creciente, en contraste con las lodolitas gris verdosas que son estrato-decrecientes.

La asociación D, cuenta con facies granulométricamente más gruesas, donde son dominantes las areniscas sublíticas con laminación cruzada y ondulosa (Sr), ocasionalmente plana paralela (Sh), que gradan a lodolitas arenosas con laminación plana paralela (Fh) y laminación inclinada de bajo ángulo (Fl). Éstas, se intercalan con lodolitas negras con laminación plana paralela (Fsh) y lentes de conglomerados masivos con clastos tamaño guijo (Gm), que gradan a areniscas con laminación plana. Los estratos en la asociación, son en su mayoría de geometría tabular, ocasionalmente lenticular y los contactos generalmente son transicionales, las areniscas y las lodolitas arenosas tienden a ser estrato-decrecientes, entretanto las lodolitas, aunque escasas en esta asociación muestran un patrón estrato-creciente.

Finalmente, la asociación más espesa es la E, constituida principalmente por una intercalación de lodolitas heterolíticas con laminación plana paralela, de color gris y gris verdoso (Fh) y delgadas capas de calizas grises masivas (SMF-4), que son sucedidas hacia el techo por una intercalación de areniscas cuarzosas muy finas con laminación plana paralela (Sh), ondulosa (Sr) y rara vez masivas (Sm) con lodolitas laminadas de color gris a gris verdoso, localmente pardo rojizo (Fh). Esta sucesión finaliza en lodolitas con laminación inclinada de bajo ángulo de color gris, gris verdoso y ocasionalmente café claro (Fl); las capas son principalmente tabulares, aunque existen niveles cuneiformes y lenticulares, los contactos entre la intercalación de lodolitas son netos, mientras en la intercalación de areniscas y lodolitas son transicionales; los estratos de lodolitas gris verdosas presentan tendencias estrato-crecientes contrario a las areniscas, lodolitas grises y lodolitas de color pardo rojizo que muestran un patrón estrato-decreciente.

Tabla 3. Asociaciones de litofacies en la sección estudiada de la Formación Bocas, con la interpretación de los procesos sedimentarios según Ponce et al. (2018)

Asociación	Facies	Interpretación
A1, A2	Fsh, SMF-4, Fh, Fm, Fl, Sr	<p>Sedimentos transportados en suspensión (flujos hipopícnicos) en áreas con alta presencia de materia orgánica, someras y que pueden estar sometidas al oleaje, estos sedimentos son depositados principalmente por decantación en zonas de pendiente subacuosa que permiten deslizamientos por acción de la gravedad y por acción de tormentas, de esta manera se genera retrabajamiento de capas base y flujos turbulentos que depositan sedimentos por tracción-decantación. Es probable la presencia de flujos hiperpícnicos que permiten la depositación de sedimentos de mayor tamaño de grano por tracción-decantación.</p> <p>Transporte principalmente por suspensión, sedimentación por decantación en aguas poco profundas, localmente depositación de sedimentos menos finos por tracción-decantación en corrientes oscilatorias, alternado con corrientes unidireccionales debido a cambios en las condiciones de energía, estos cambios producen depositación de sedimentos un poco más gruesos por tracción decantación. El área de depósito presenta cambios de pendiente por encima del nivel base de las olas, esto genera depositación por flujos turbulentos accionados por gravedad y por la acción de tormentas. Los periodos de baja energía permiten la precipitación química en condiciones tranquilas.</p>
B2	Fh, Sr, Fl, Fm, Fsh, SMF-19, Sh	<p>Transporte principalmente por suspensión, sedimentación por decantación en aguas poco profundas y áreas con alta presencia de materia orgánica, en zonas de pendiente subacuosa que permiten deslizamientos por acción de la gravedad. Decantación de bioclastos y precipitación Bioquímica en condiciones tranquilas.</p> <p>Corrientes unidireccionales y oscilatorias, depositación por flujos por gravedad turbulentos en condiciones variables de alta y baja energía, así como por tracción-decantación, se presenta aceleración y desaceleración en flujos unidireccionales. Sedimentos transportados en suspensión en áreas con alta presencia de materia orgánica, depositados por decantación en zonas de pendiente que permiten deslizamientos por acción de la gravedad, el área de depósito presenta cambios de pendiente y está sometida a la acción de tormentas que generan flujos turbulentos, así como esporádicamente exposición subaérea.</p>
C2	Fh, Fm, Fsh, SMF-12, SMF-19	<p>Transporte por suspensión con depositación por decantación, alternado con corrientes oscilatorias debido a cambios en las condiciones de energía, estos cambios producen depositación de sedimentos un poco más gruesos por tracción-decantación. El área de depósito presenta cambios de pendiente y está sometida a la acción tormentas que generan flujos turbulentos y supercríticos que retrabajan las capas base en formación, se presenta aceleración y desaceleración en flujos unidireccionales. Se alternan corrientes de densidad (flujos hiperpícnicos) formadas por saltos hidráulicos en cambios de pendiente de la zona de depositación, esto permite la acumulación rápida de sedimentos tamaño arena (flujos turbulentos).</p>
D2	Sr, Fsh, Sh, Fh, Gm, Fl	
E2	Fh, SMF-4, Sm, Sh, Sr, Fl	

### 6.5 Arquitectura deposicional

Como se indicó en el numeral que hace referencia a la sección levantada, se constituyeron dos columnas estratigráficas y para cada una de ellas se mencionará la arquitectura

observada en términos de patrones de apilamiento. De esta manera, para la columna 1 (Anexo 1) se considera un patrón netamente agradacional marcado por las asociaciones de facies finogranulares y carbonáticas; en contraste, en la columna 2 (Anexo 1) los patrones de apilamiento son más variados, iniciando en la base de forma progradacional con asociaciones granocrecientes, este patrón varía a retrogradacional y agradacional, donde se observan asociaciones finogranulares y carbonáticas, similares a las observadas en la columna 1, y continua con un intervalo progradacional, en donde se presentan nuevamente asociaciones granocrecientes, sucedidas por asociaciones lodosas que representan un nuevo segmento agradacional. Finalmente, al techo de la columna y sobre los patrones descritos, la sucesión se hace nuevamente progradacional con asociaciones de mayor tamaño de grano y finaliza de forma agradacional con asociaciones lodosas.

## **6.6 Ambientes de depósito**

De acuerdo con las asociaciones litofaciales determinadas y la arquitectura deposicional en términos de patrones de apilamiento, se han interpretado varios subambientes de depósito para los sedimentos en la sección de la Formación Bocas (Figura 25). En este sentido, la asociación A presenta características típicas de un ambiente de depositación tranquilo, de aguas anóxicas o subanóxicas y profundas, asociado a zonas pelágicas (fondo de la cuenca) donde no existía intervención del oleaje, ni la influencia de tormentas, sin embargo, pudo haber existido proximidad con zonas de pendiente (Talud) (Talbot & Allen, 1996; Boyd *et al.*, 2006; Shanmugam, 2006; Arnott, 2010; Fregenal & Meléndez, 2010). Esta interpretación, tiene como base las facies lodosas y calcáreas formadas a partir de decantación y precipitación, apiladas en un patrón agradacional; la presencia de facies heterolíticas; la conservación de la laminación en la mayor parte de sedimentos que sugiere zonas tranquilas, probablemente con altas tasas de sedimentación; la ausencia de bioturbación; la presencia de yeso, pirita, escasos restos de plantas y conostráceos asociados a lodolitas negras; y la presencia de areniscas con laminación cruzada, ondulosa y deslizamientos por gravedad (*Slumps*) que representan flujos turbidíticos o hiperpícnicos.

La asociación B, sugiere un ambiente somero, turbulento, de corrientes unidireccionales y oscilatorias en una pendiente moderada a alta, con importante aporte de sedimentos, sometido a la acción del oleaje, e influenciado por tormentas; este se interpreta como un

frente deltaico inferior asociado a sistemas fluviales (Talbot & Allen, 1996; Boyd *et al.*, 2006; Fregenal & Meléndez, 2010; Miall, 2010; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010; Rodríguez & Arche, 2010). La determinación de este ambiente, tiene sustento en las facies de lodolitas, lodolitas arenosas, areniscas lodosas, muy finas y finas con arquitectura progradante, formadas a partir de procesos de tracción-decantación, las cuales presentan estructuras sedimentarias como laminación plana paralela, cruzada, *hummocky*, laminación inclinada de bajo ángulo y convoluta, indicativas de la interacción de corrientes unidireccionales, oscilatorias y el accionar de las tormentas formando tempestitas; son también notorios los *slumps*, exponiendo las pendientes o la inestabilidad debido al alto aporte de sedimentos. En este ambiente existieron cambios energéticos que permitieron la decantación de sedimentos más finos, así como periodos de ausencia de aporte siliciclástico, donde se formaron niveles lutíticos y precipitaron delgadas capas de carbonatos.

Condiciones de depositación tranquilas, moderadamente profundas, sin intervención del oleaje, ni de las tormentas, en zonas de pendiente, son reflejadas por la Asociación C: las facies finogranulares y calcáreas laminadas y un registro fósil con mayor abundancia que en las demás asociaciones, sugieren un ambiente de prodelta (Talbot & Allen, 1996; Boyd *et al.*, 2006; Fregenal & Meléndez, 2010; Miall, 2010; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010; Rodríguez & Arche, 2010). Esta asociación se aúna a este ambiente, gracias a características como las facies predominantemente lodosas y calcáreas laminadas, apiladas en un patrón retrogradacional, indicativas de condiciones calmas para la decantación y precipitación del sedimento; la mayor presencia de registro fósil (restos de plantas, de peces y conchostrácodos), comparada con las demás asociaciones que puede ser también una característica indicativa de la discontinuidad en la laminación de gran parte de las capas a causa de bioturbadores; la presencia de lutitas intercaladas con calizas que evidencian variaciones en la energía del medio de transporte y periodos de ausencia de sedimentos siliciclásticos, así como la fortuita presencia de *slumps* asociados a la pendiente del medio.

Un intervalo donde las condiciones son nuevamente turbulentas, en un ambiente somero, con cambios de pendiente, corrientes oscilatorias y unidireccionales influenciadas por oleaje y tormentas, así como eventuales exposiciones subaéreas, está representado por la asociación litofacial D; en términos de ambiente de depósito, esta asociación representa una

planicie o llanura deltaica con canal o canales distributarios y áreas interdistributarias (Reison, 1992; Talbot & Allen, 1996; Boyd *et al.*, 2006; Fregenal & Meléndez, 2010; Miall, 2010; Rodríguez & Arche, 2010). Areniscas finas a muy finas, estratodecrecientes con laminación cruzada, plana, en menor proporción ondulosa y convoluta, intercaladas en un patrón progradante con lodolitas arenosas grises laminadas que presentan ocasionalmente grietas de desecación, lodolitas negras laminadas ricas en materia orgánica y lentes de conglomerados masivos, son las facies características que se asocian a este ambiente. El canal o los canales distributarios, están representados por las facies de areniscas, las cuales, con sus estructuras sedimentarias, son indicativas de corrientes unidireccionales, la acción del oleaje y de tormentas; entre tanto, las lodolitas negras y lodolitas arenosas grises representan las áreas interdistributarias en condiciones relativamente más calmas.

La última asociación (E) muestra condiciones moderadamente tranquilas y profundas, sujetas a la acción de las tormentas, donde los procesos de transporte y depositación dominantes son la suspensión y decantación, seguidos por tracción-decantación y en menor proporción precipitación; estas características sugieren un ambiente de depósito tipo prodelta con presencia de lóbulos hiperpícnicos (Reison, 1992; Talbot & Allen, 1996; Boyd *et al.*, 2006; Fregenal & Meléndez, 2010; Miall, 2010; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010; Rodríguez & Arche, 2010). Este ambiente de depósito, es interpretado a partir de las facies lodosas intercaladas en patrón agradacional con areniscas muy finas y delgados niveles de calizas; las lodolitas son las más abundantes, se encuentran laminadas y son heterolíticas, características indicativas de depositación por decantación en áreas tranquilas y profundas, la conservación de la laminación y la ausencia de bioturbación sugieren condiciones anóxicas o altas tasas de sedimentación; las areniscas son tabulares, en orden de abundancia, laminadas, masivas y con presencia de *ripples*, muestran una tendencia estratodecreciente y probablemente se encuentran asociadas a las lodolitas heterolíticas, gracias a flujos turbidícticos o hiperpícnicos en periodos de dilución.

Estas asociaciones pueden estar presentes en un ambiente marino. Sin embargo, la abundante presencia de dolomitas, facies heterolíticas, la ausencia de facies de mareas, su rápido cambio vertical, y el registro paleontológico, conformado por conostráceos, gasterópodos, peces y restos de plantas, sugieren un ambiente continental lacustre.

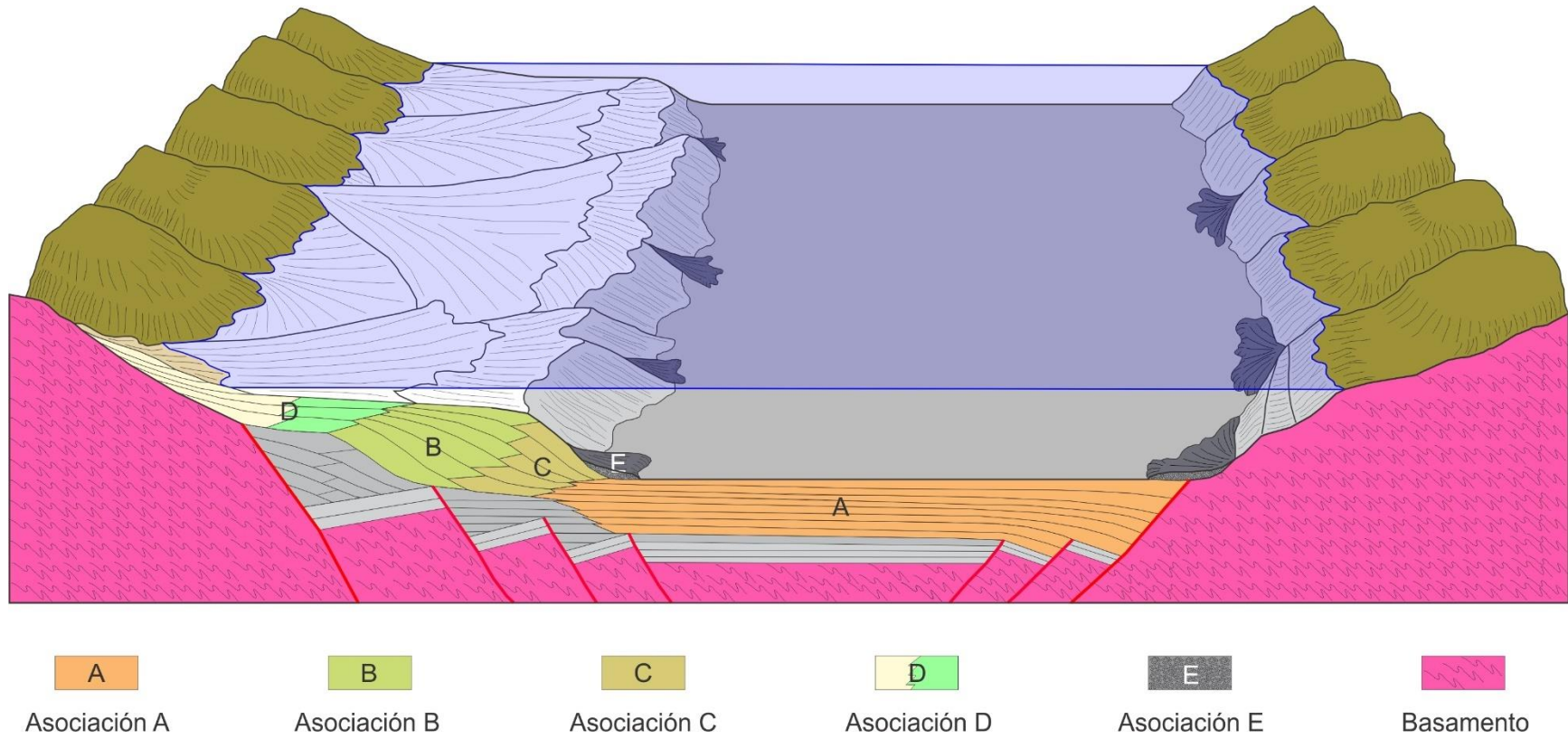


Figura 25. Bloque diagrama que ilustra los ambientes de depósito de los sedimentos que constituyeron la Formación Bocas

## 7. Petrografía, difracción, diagénesis y procedencia

### 7.1 Petrografía

Se tomaron un total de 61 muestras, de las cuales 15 fueron destinadas para petrografía convencional (Anexo 3), de estas muestras, nueve corresponden a rocas siliciclásticas y seis a rocas carbonatadas. Las muestras de rocas siliciclásticas, se seleccionaron principalmente para realizar análisis de procedencia, y para ello se buscaron rocas esencialmente de tamaño conglomerado, arena y limo, con lo cual se obtuvieron rocas que texturalmente corresponden en su mayoría a areniscas lodosas (8) y a conglomerado lodoso (1) (Folk, 1954) (Figura 26A). Composicionalmente, estas rocas corresponden en su mayoría a subarcosas (5), arcosas (2), sublitoarenita (1) (Figura 26B) y conglomerado de clastos sedimentarios (1) (Figura 26C) (Folk, 1974; Boggs, 1992). Siete, de las nueve muestras, son heterogéneas y dos homogéneas. Respecto de su selección, cinco de las muestras son moderadamente seleccionadas, dos bien seleccionadas, una pobremente seleccionada y una mal seleccionada; la redondez promedio varía entre subangular a subredondeada, angular a subangular para el caso de las areniscas y de subredondeados a redondeados para los conglomerados. Todas las muestras siliciclásticas, son inmaduras y son granososportadas, donde la fracción grano-soportada presenta porcentajes que varían entre el 60% y 90%, en contraste con la matriz-soportada que muestra porcentajes entre 10% y 30%. La porosidad de estas rocas es muy baja, y principalmente secundaria, asociada a la disolución de carbonatos, opacos y a fracturamiento; en siete de las muestras se aprecian porcentajes que varían entre el 1% y el 5%, entretanto en dos muestras no es apreciable.

Composicionalmente, se destaca en estas muestras los porcentajes de cuarzo entre el 40% y 90%, principalmente monocristalino, y de feldespato entre el 5% y el 20% con proporciones casi equivalentes entre potásico y sódico-cálcico; líticos con porcentajes entre el 1% y el 6% (predominantemente sedimentarios e ígneos y escasos metamórficos) en seis de las muestras y ausentes en las restantes (Figura 27A, B, C y D); presencia de chert en todas las muestras con porcentajes entre el 2% y el 6% y minerales accesorios como moscovita, clorita, circón,



yeso (Figura 27E y F), turmalina (Figura 27G y H), apatito y pirita fambroidal (Figura 28A, B) en orden de abundancia. Dentro de los cementantes, el calcáreo es el más abundante (Figura 28C y D), seguido del ferruginoso y silíceo, este último en muy baja proporción, observado en tan solo dos de las muestras.

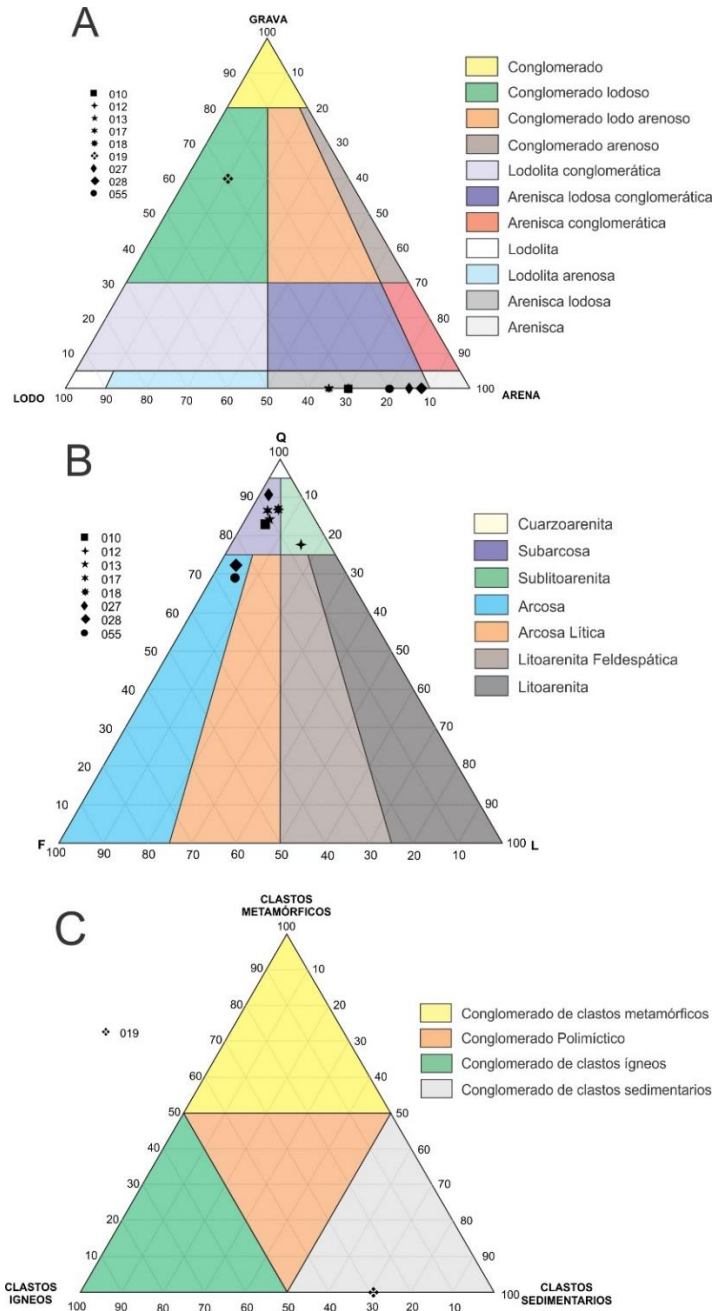


Figura 26. Clasificación textural y composicional de las rocas siliclasticas. A. Clasificación textural de rocas terrígenas ( Folk , 1954). B. Diagrama QFL para clasificación composicional de areniscas (Folk, 1974). C. Clasificación composicional para conglomerados (Boggs, 1992).

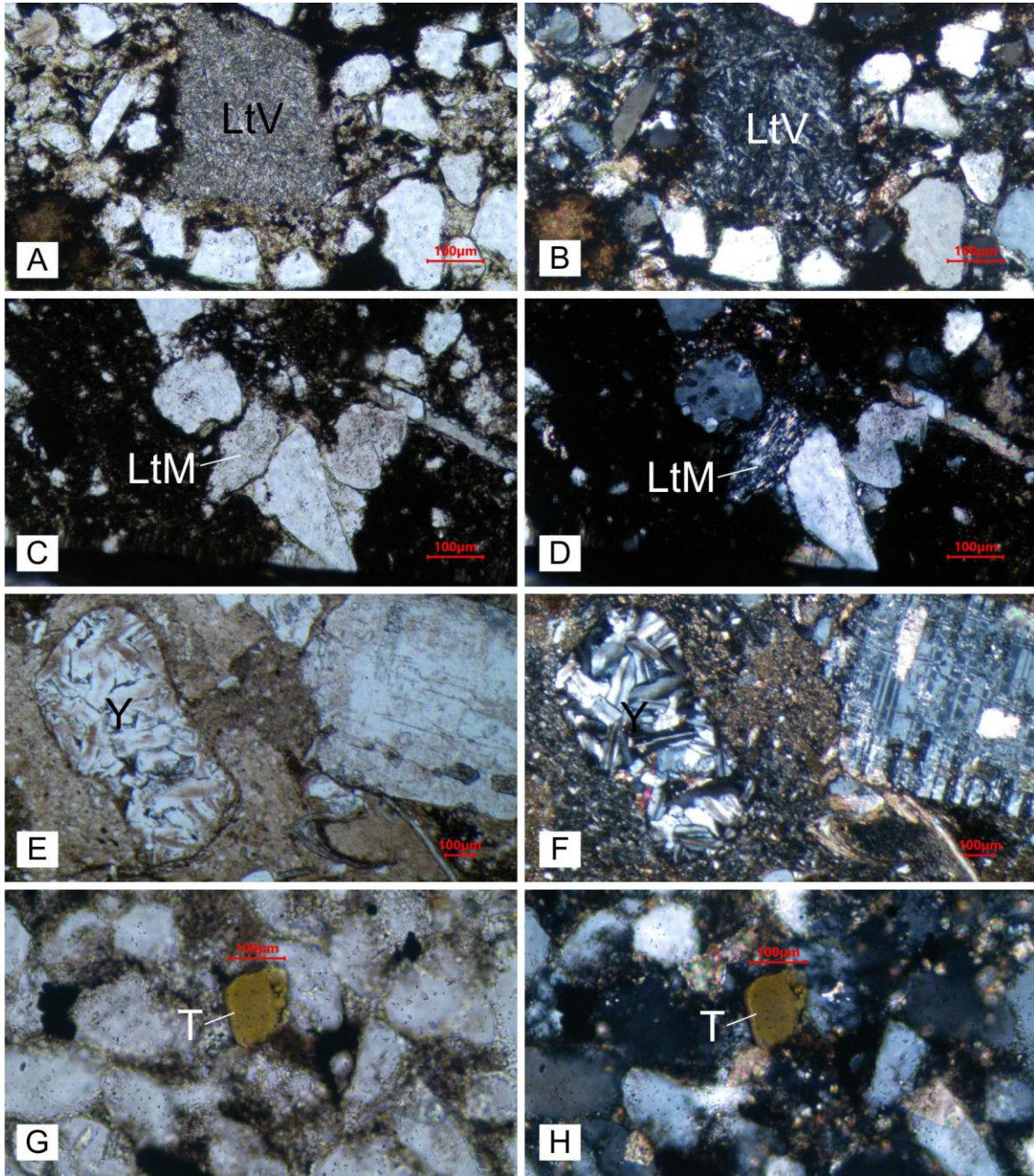


Figura 27. Rocas siliciclásticas, muestras 010, 012 y 019 en sección delgada. A Lítico volcánico LtV muestra 012 en PPL (10X). B. Lítico volcánico LtV muestra 012 en XPL (10X). C. Lítico metamórfico LtM muestra 012 en PPL (10X). D. Lítico metamórfico LtM muestra 012 en XPL (10X). E. Fragmento de yeso Y muestra 019 en PPL (5X). F. Fragmento de yeso Y muestra 019 en XPL (5X). G. Turmalina T muestra 010 en PPL (20X). H. Turmalina T muestra 010 en PPL (20X).

Otros componentes observados microscópicamente en estas muestras son los bioclastos, principalmente de conchostrácodos (Figura 28E y F) y restos de peces, así como las zeolitas

(Figura 28G y H), los primeros con relativa abundancia en las muestras analizadas y las zeolitas mucho más escasas.

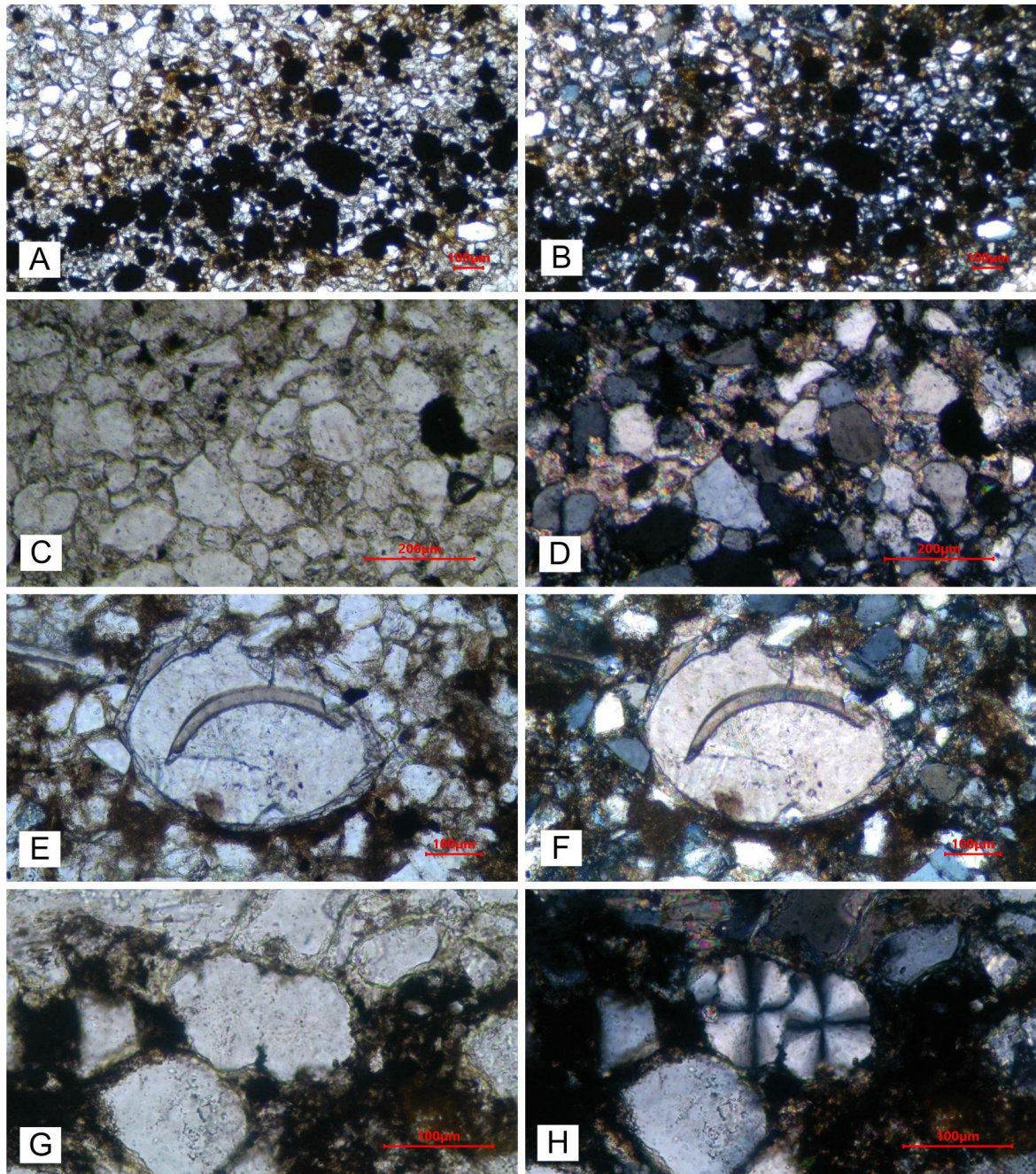


Figura 28. Rocas siliciclásticas muestras 010 y 018 en sección delgada. A. Pirita fambroidal muestra 018 en PPL(5X). B. Pirita fambroidal muestra 018 en XPL(5X). C. Cemento calcáreo muestra 010 en PPL (10X). D. Cemento calcáreo muestra 010 en XPL (10X). E. Bioclasto de conchostrácodo muestra 017 en PPL (10X). F. Bioclasto de conchostrácodo muestra 017 en XPL (10X). G. Zeolitas en la muestra 012 en PPL (20X). H. Zeolitas en la muestra 012 en XPL (20X).

Respecto de las rocas carbonatadas, como ya se indicó, se tomaron seis muestras para petrografía, estas fueron clasificadas según Folk (1959); (1962) y Dunham (1962) (Tabla 4), correspondiendo así texturalmente a micritas fosilíferas (4), biomicritas dispersas (2) y a biomicrita empaquetada (1) (Folk, 1959). Por otro lado, usando otra clasificación, se encuentra que, de las seis muestras, dos corresponden a micrita fosilífera, y las cuatro restantes se distribuyen en oomicrita, micrita con intraclastos, intramicrita y biomicrita (Folk, 1962). Finalmente, de acuerdo a la clasificación de Dunham (1962), cuatro muestras corresponden a mudstone, una a packstone y una a wackstone.

Tabla 4. Clasificaciones según Folk (1959; 1962) y Dunham (1962) de las muestras de rocas carbonatadas de la Formación Bocas.

Muestra	Gama textural según Folk (1959)	Nombre según Folk (1962)	Nombre según Dunham (1962)
002	Biomicrita dispersa	Oomicrita	Wackstone
003	Micrita fosilífera	Micrita con intraclastos	Mudstone
008	Micrita fosilífera	Micrita Fosilífera	Mudstone
015	Micrita fosilífera	Micrita Fosilífera	Mudstone
016	Biomicrita dispersa	Intramicrita	Mudstone
020	Biomicrita empaquetada	Biomicrita	Packstone

De manera general, cuatro de estas muestras son texturalmente heterogéneas (002, 003, 008, 015) y dos homogéneas (016, 020), algunas de ellas con laminación (003, 016) (Figura 29A, B, C y D). En su mayoría, estas muestras son lodosoportadas con porcentajes que varían entre el 90% y 100% (002, 003, 008, 015, 016) entre tanto la muestra 020 es granosoportada con una relación de 90% bioclastos y 10% lodo. La porosidad es baja en todas las muestras con porcentajes entre 2% y 10%, y es principalmente secundaria (en orden de abundancia: interpartícula, intrapartícula y en canales), originada principalmente por disolución. Composicionalmente, estas rocas muestran porcentajes de aloquímicos que varían entre 2% y 30%, con excepción de la muestra 020 que cuenta con un 60%, la presencia de bioclastos es baja en cuatro muestras (002, 008, 015, 016), con porcentajes que varían de 2% a 5%, en una están ausentes (003) y en la última excede considerablemente los porcentajes con un 58% (020) (Figura 29E y F). Los ooides, se encuentran presentes con porcentajes que varían entre 2% y 30% (002, 008, 015, 016, 020) y se encuentran ausentes en la muestra 003.

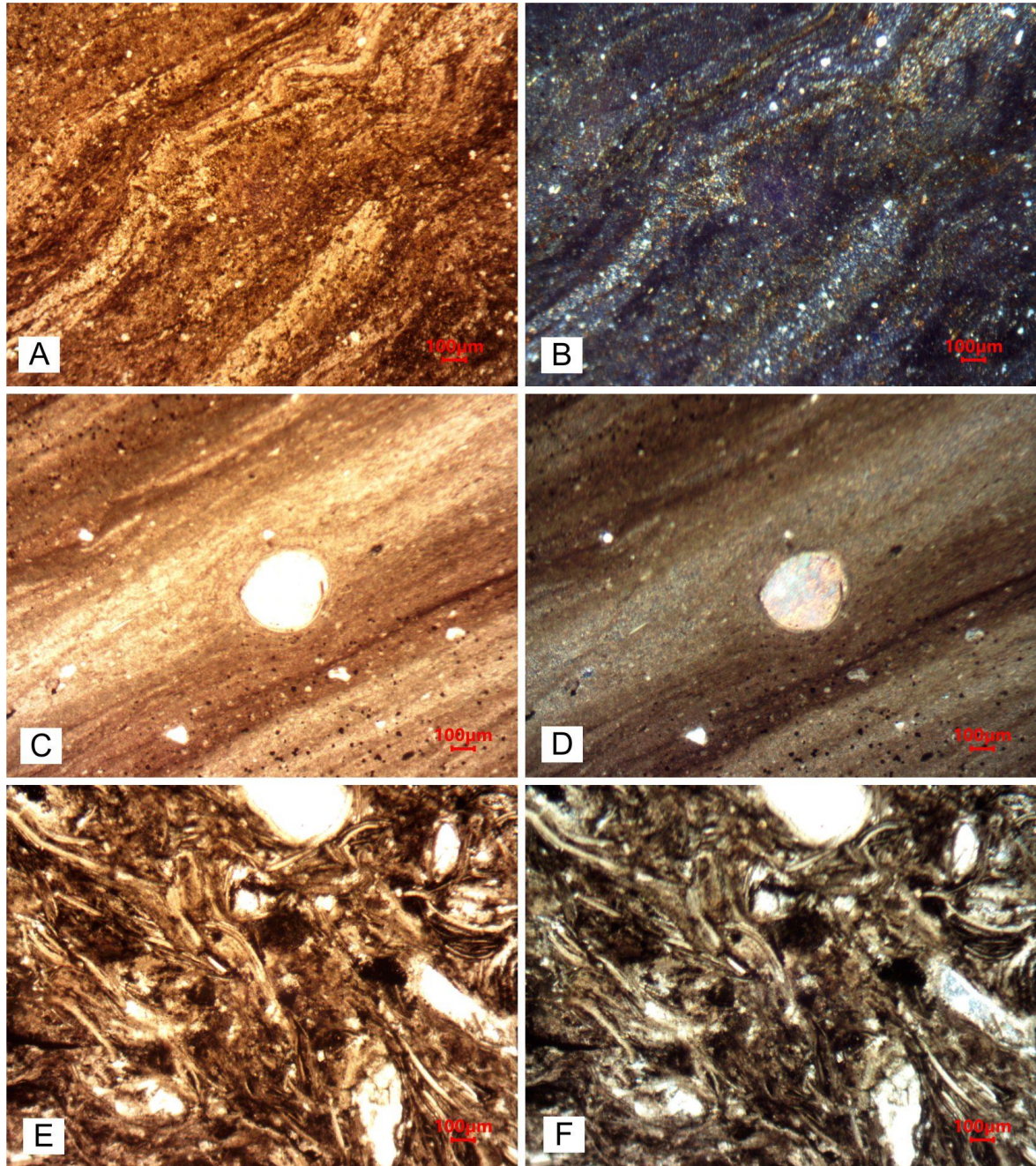


Figura 29. Rocas Carbonatadas muestras, 003, 016 y 020. A. Laminación en la muestra 003 en PPL (5X). B. Laminación en la muestra 003 en XPL (5X). C. Laminación y bioclasto en la muestra 016 en PPL (5X). D. Laminación y bioclasto en la muestra 016 en XPL (5X). E. Bioclastos en la muestra 020 PPL (5X). F. Bioclastos en la muestra 020 XPL (5X).

Otros componentes como los intraclastos, cuentan con porcentajes entre 10% y 30% en cinco de las muestras (002, 003, 008, 015, 016) y no se presentan en la muestra 020. En cuanto a los terrígenos, de manera general, su presencia es baja en todas las muestras, con porcentajes entre el 2% y el 5%, al punto de estar ausentes en la muestra 020. Los

ortoquímicos, están presentes en todas las muestras y son abundantes, sus porcentajes cambian entre un 40% y 80%, en contraste el cemento esparítico solo se hace presente en la muestra 016 (Figura 30A y B) con un porcentaje bajo (3%) y se ausenta en las demás. Otra característica a resaltar, es la presencia de extraclastos de origen volcánico en la muestra 003 (Figura 30C y D), así como la presencia de estructuras de presión disolución como los estilolitos en la muestra 002 (Figura 30E y F).

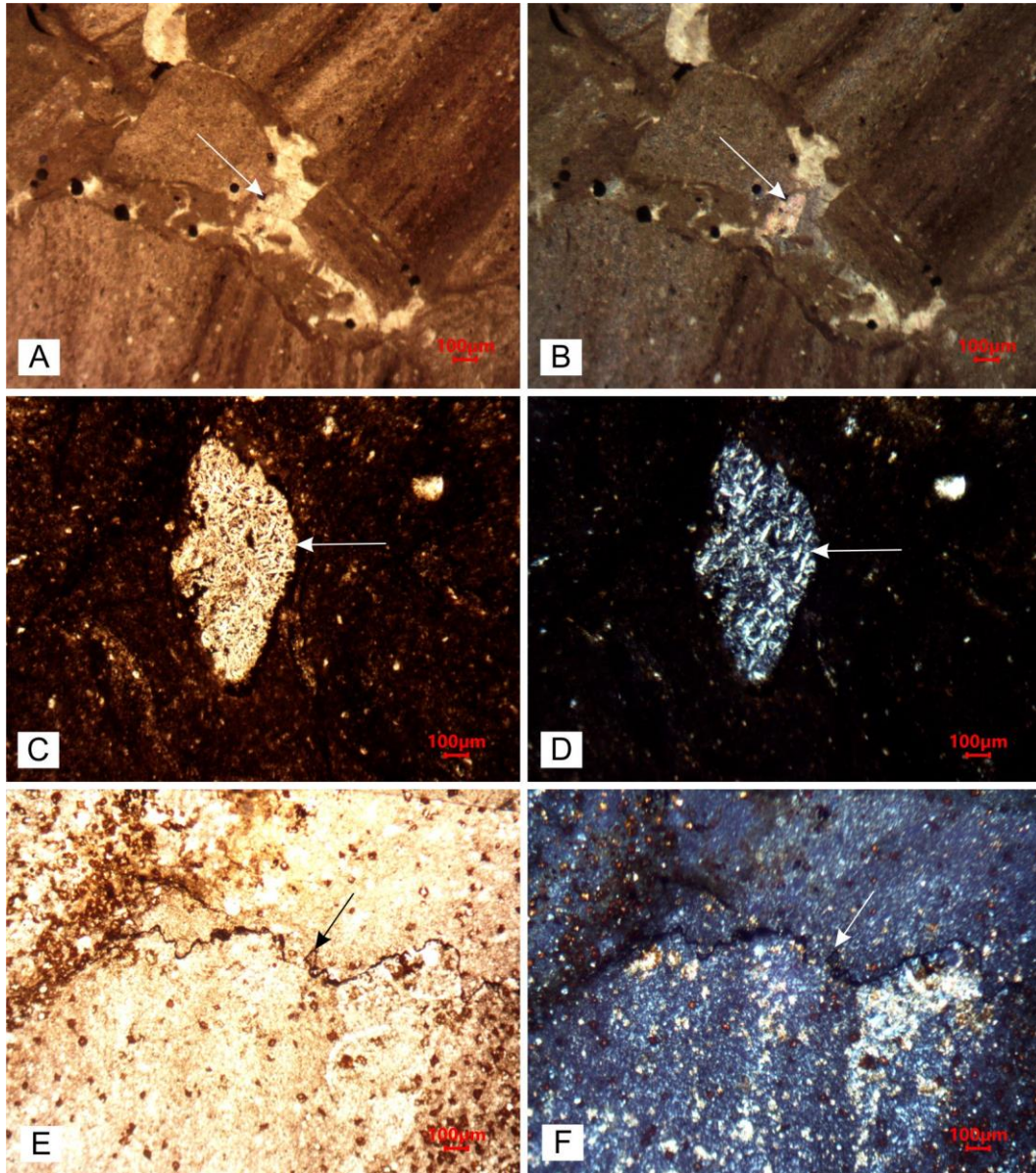


Figura 30. Rocas Carbonatadas, muestras 002, 003 y 016. A. Cemento esparítico en la muestra 016 en PPL (5X). B. Cemento esparítico en la muestra 016 en XPL (5X). C. Extraclasto volcánico en la muestra 003 en PPL (5X). D. Extraclasto volcánico en la muestra 003 en XPL (5X). E. Estilolitos en la muestra 002 en PPL (5X). F. Estilolitos en la muestra 002 en XPL (5X)

### 7.1.1 Conteo petrográfico

Para realizar este análisis, se debe recordar que la sección estudiada está constituida por dos columnas estratigráficas; la Columna 1 (C1), que tiene un espesor de 75 m y que corresponde al segmento que se encuentra invertido; y la columna 2 (C2), de 169 m de espesor, con polaridad normal, que estratigráficamente está bajo C1, como ha sido interpretado en el análisis estructural. De esta manera, la sección ha sido dividida de modo general, en tres partes, la parte baja (0–98 m) y media (98–132 m) que constituyen la C2 y la parte superior (132–169 m y 0–75 m) que está representada por el intervalo más alto de la C2 y la totalidad de la C1. Hecha esta aclaración, desde el punto de vista composicional obtenido durante el conteo petrográfico de los principales elementos constituyentes como el cuarzo, plagioclasa, feldespato, líticos, matriz y el cemento (Figura 31), se pueden realizar observaciones generales y específicas. Así, el contexto general, muestra que las rocas de la sección analizada a medida que se asciende en la posición estratigráfica, tienden a disminuir el cuarzo total (Qt), a aumentar la plagioclasa (P) y el feldespato (F), a mantener constante el valor de los líticos totales (Lt) y a disminuir la matriz (M) y el cemento (C). También se destaca el comportamiento de los elementos en la muestra 019, que corresponde al conglomerado de clastos sedimentarios, este presenta en comparación al promedio de los demás elementos en las muestras, una fuerte disminución del Qt, F y P, así como un notorio incremento en los Lt y la M, y no se marca claramente un aumento o disminución del cemento.

De manera más específica, en la Figura 32 se observa que las muestras cuentan con altos porcentajes de cuarzo con características monocristalinas de extinción ondulatoria (Qmo) y paralela (Qmp). El Qmo presenta abundancias relativas altas en la parte baja de la sección, es muy baja en la parte intermedia, con una disminución de 20% aproximadamente respecto al promedio, e incrementa de nuevo en la parte alta. El Qmp muestra un comportamiento similar, pero con una abundancia relativa mucho menor, así, se observa una abundancia mayor en la parte inferior de la sección, casi nula en la parte intermedia, e incrementa de nuevo en la parte superior. Por otro lado, el cuarzo policristalino (Qp) parece ser más constante a lo largo de todos los intervalos, las variaciones son muy bajas y muestran una abundancia relativa ligeramente mayor en las partes inferior y superior en relación con la

parte media. Al analizar la plagioclasa (P), no se presentan variaciones de más del 10%, la abundancia incrementa desde la parte inferior hacia la media, pero disminuye considerablemente en esta última, por la poca presencia en la muestra 019, que registra una caída cercana al 20% con respecto al promedio, al continuar ascendiendo estratigráficamente este elemento incrementa nuevamente en la parte superior manteniendo una proporción más constante. Un comportamiento similar, se observa con el feldespato potásico (F), pero difiere en la abundancia relativa, que es mucho menor. De esta manera, el F en la sección no presenta variaciones superiores al 10%, pero si una disminución cercana al 5% en la muestra 019, exhibiendo un patrón que a todas luces difiere de las demás muestras. Por consiguiente, el F se muestra constante en el intervalo inferior, disminuye en el intervalo medio y aumenta progresivamente en el intervalo superior.

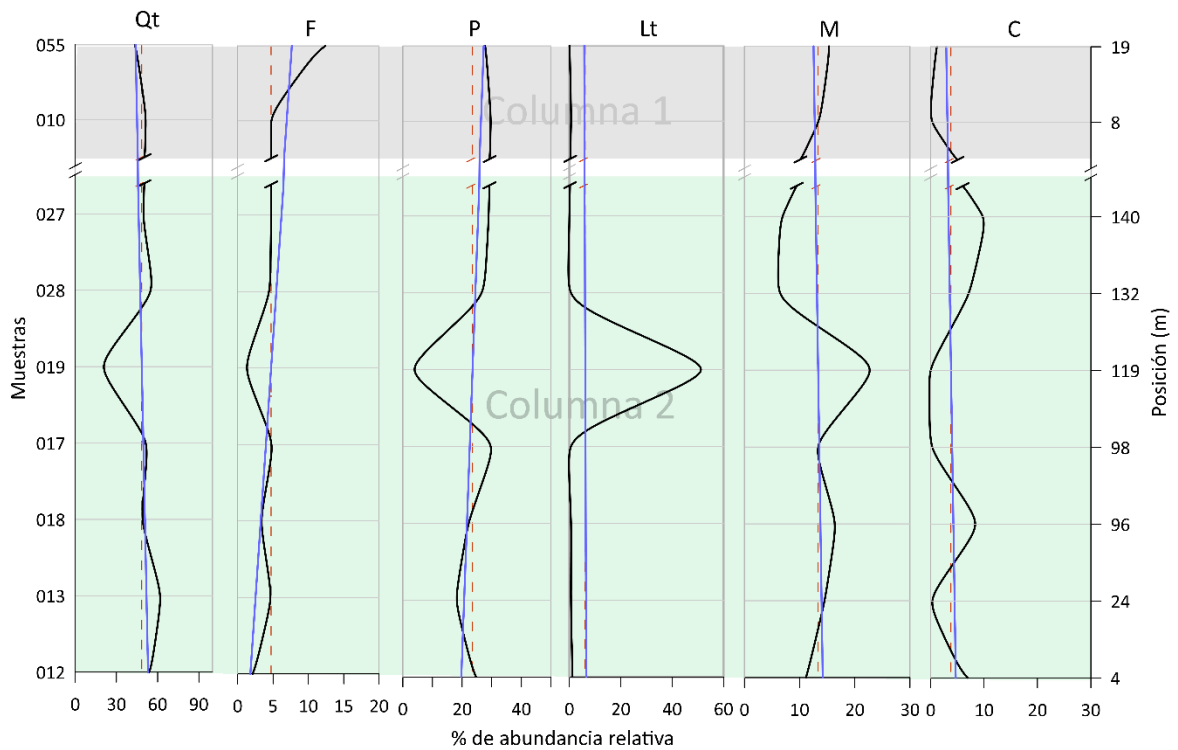


Figura 31. Variación de los principales elementos constituyentes de las rocas a lo largo de la sección analizada (Línea negra: variación del elemento. Línea azul: tendencia del elemento en la sección. Línea roja discontinua: porcentaje promedio del elemento en la sección. Las dos líneas diagonales representan la falla que separa las dos columnas estratigráficas levantadas para la sección)

Continuando la observación de las variaciones de los elementos constituyentes en la sección, se aprecia que los líticos son constantes y de muy baja proporción en la parte inferior y superior, y solo varían notoriamente en la parte media, en particular en la muestra 019. Esta



vez, con un incremento drástico que alcanza el 40%, los líticos sedimentarios (Ls) son los que muestran mayor abundancia, seguido de los líticos volcánicos (Lv) y plutónicos (Lp) en orden de abundancia, y en mucho menor proporción los líticos de rocas metamórficas (Lm). Por último, la matriz (M) y el cemento (C) son los elementos que muestran mayor variación en la sección, en el caso de la matriz, exhibe variaciones en un rango de 20%. En la parte inferior, es relativamente constante, en la parte media incrementa notablemente destacándose de nuevo la muestra 019, donde incrementa el porcentaje de matriz hasta en un 23% aproximadamente, y en la parte superior, inicia con una disminución, pero incrementa a medida que se asciende estratigráficamente. Entretanto, el cemento cuenta con variaciones en un rango mucho menor (8%), presenta mayor abundancia en la parte inferior, es escaso en la parte media, e incrementa en la parte superior, pero finaliza con una fuerte disminución.

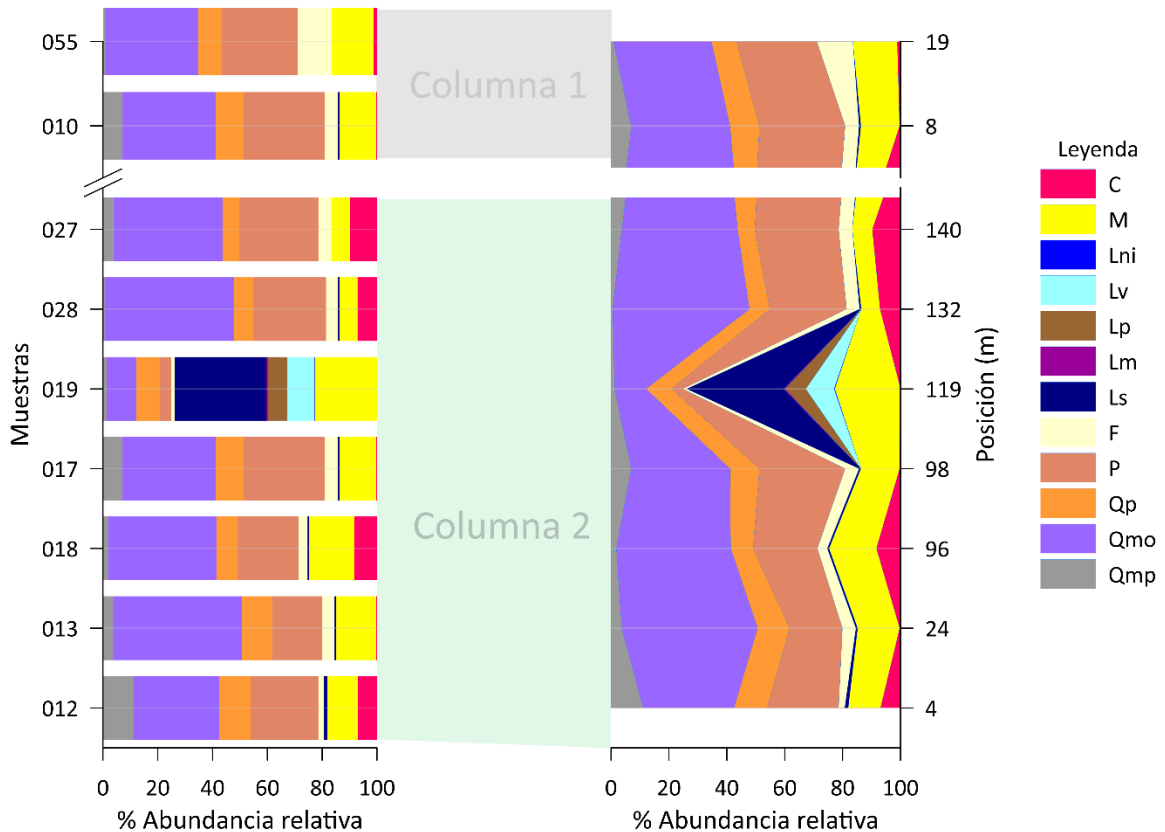


Figura 32. Diagramas de variación composicional de las secciones delgadas analizadas presentadas en orden estratigráfico (Izquierda: diagrama de barras, derecha: diagrama areal). Qmp: cuarzo monocristalino con extinción paralela. Qmo: cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria. Qp: cuarzo policristalino. F: feldespato. P: plagioclasa. Ls: líticos sedimentarios. Lm: líticos metamórficos. Lp: líticos plutónicos. Lv: líticos volcánicos. Lni: líticos no identificables. M: matriz. C: cemento.

## 7.2 Difracción de rayos x

46 muestras fueron tomadas para los análisis de difracción de rayos x, con éstas se pudo determinar la presencia de minerales no arcillosos, como cuarzo (Qz), plagioclasa (P), calcita (Cal), ankerita (Ank), yeso (Y) y goetita (G), así como minerales arcillosos correspondientes a illita (I), clorita (Chl) y vermiculita (Ver). Para cada uno de éstos, se puede observar su comportamiento en la sección analizada (Figura 33 y Figura 34). El cuarzo, está presente en todas las muestras y es el componente principal de la mayor parte de ellas, con abundancia mínima de 4,3 % y máxima de 83,8 %, Al observar su comportamiento general, a medida que se asciende estratigráficamente en la sección, se puede notar una clara disminución hacia el techo de la misma. Por consiguiente, considerando la división de la sección definida con anterioridad (parte baja, media y superior), el cuarzo es mucho más abundante a la parte baja y media de la sección, y menos cuantioso en la parte superior. Por su parte, la plagioclasa es el mineral que continua en abundancia con porcentajes mínimo y máximo de 6,7% y 58,9%, respectivamente. Se encuentra en la mayor parte de las muestras, y a medida que se asciende en la sección, se denota la tendencia a incrementar gradualmente, su abundancia es mucho menor en la parte media de la sección, moderada en la parte inferior, y alta en la parte superior. Tanto el cuarzo, como la plagioclasa, muestran una tendencia a disminuir a medida que se asciende estratigráficamente, comportamiento igualmente observado en el análisis de conteo por petrografía (Figura 31).

Al analizar los demás minerales no arcillosos, se aprecia como la ankerita incrementa notoriamente hacia el techo de la sección y está prácticamente ausente en el resto de la misma, mostrando su mayor presencia en la Columna 1 con 12,2% mínimo y 86,7% máximo. El yeso entretanto, es poco abundante en la sección, e incrementa levemente hacia la parte alta de ésta, con mínimos de 6,9% y máximos de 24,9%. A su vez, la goetita, se presenta de manera muy puntual hacia la parte media de la sección con un 5,9%. En relación con los minerales arcillosos, el más abundante es la illita, seguido de la clorita y la vermiculita. Todos exhiben un patrón que tiende a disminuir hacia los niveles estratigráficos más altos y cuentan con porcentajes mínimos y máximos de 2,6–27,2; 0,4–9,8 y 6,5–30,8,

respectivamente. Las abundancias en general para estos minerales, son mayores en la parte baja, son escasas en la parte media y bajas en la parte alta de la sección.

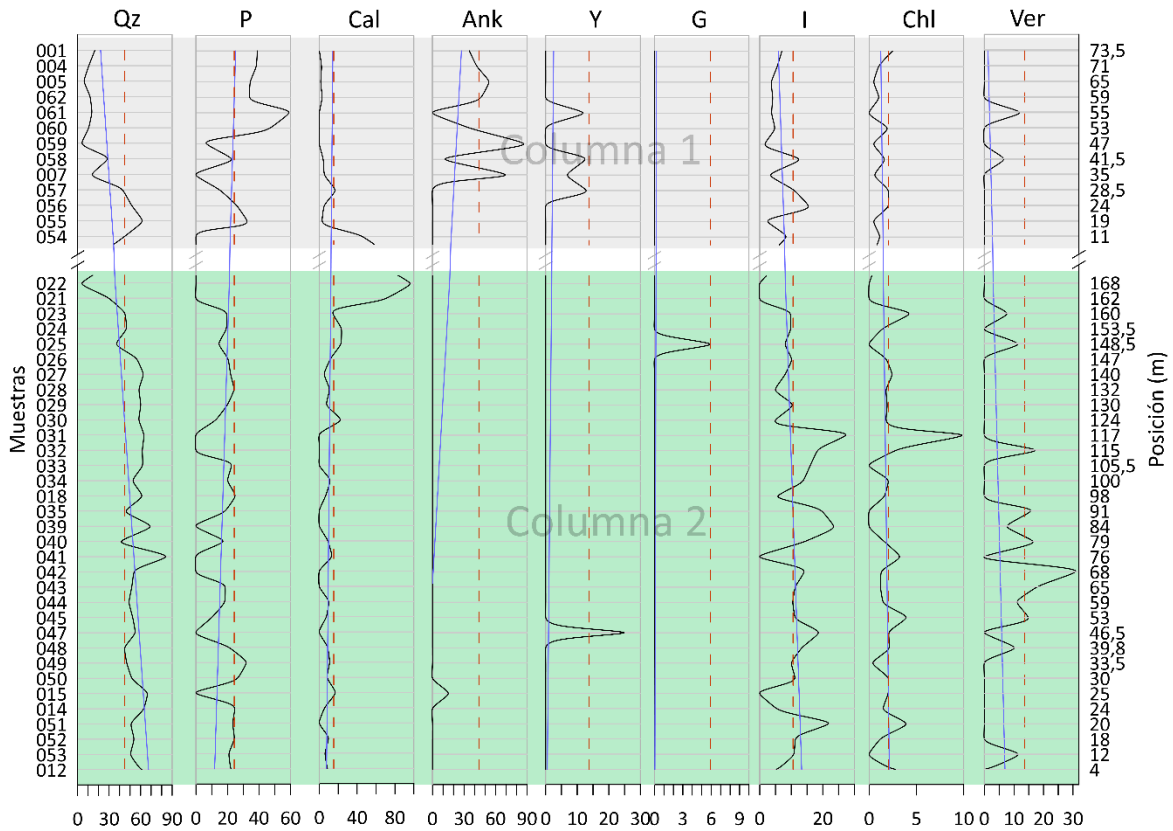


Figura 33. Variación de los minerales determinados por difracción de rayos x en las muestras de la sección analizada (Línea negra: variación del mineral. Línea azul: tendencia del mineral en la sección. Línea roja discontinua: porcentaje promedio del mineral en la sección. Las dos líneas diagonales representan la falla que separa las dos columnas estratigráficas levantadas para la sección)

De acuerdo con las variaciones mineralógicas que se pueden observar en la Figura 33, en algunos intervalos de la sección (C2), específicamente en la parte inferior y media, se aprecia un incremento de la ankerita, el yeso, y los minerales arcillosos, ante la ausencia de la plagioclasa. De esta manera, es notorio en el intervalo de 24 m a 30 m, el incremento de la ankerita; en el intervalo de 40 m a 46 m el aumento del yeso e illita; y en el intervalo de 115 m a 117m el incremento de la illita, clorita y vermiculita. Entre tanto, en la parte superior en el intervalo 30 m a 53 m (C1), se marca el mayor incremento de ankerita ante la considerable disminución de la plagioclasa. Otra de las relaciones que puede ser observada, es la fuerte disminución del cuarzo, la ausencia de plagioclasa y minerales arcillosos, con el notorio

incremento de la calcita, ésto en los intervalos 160 m a 169 m (C2) y 0 m a 19 m (C1), que corresponden a la parte superior de la sección.

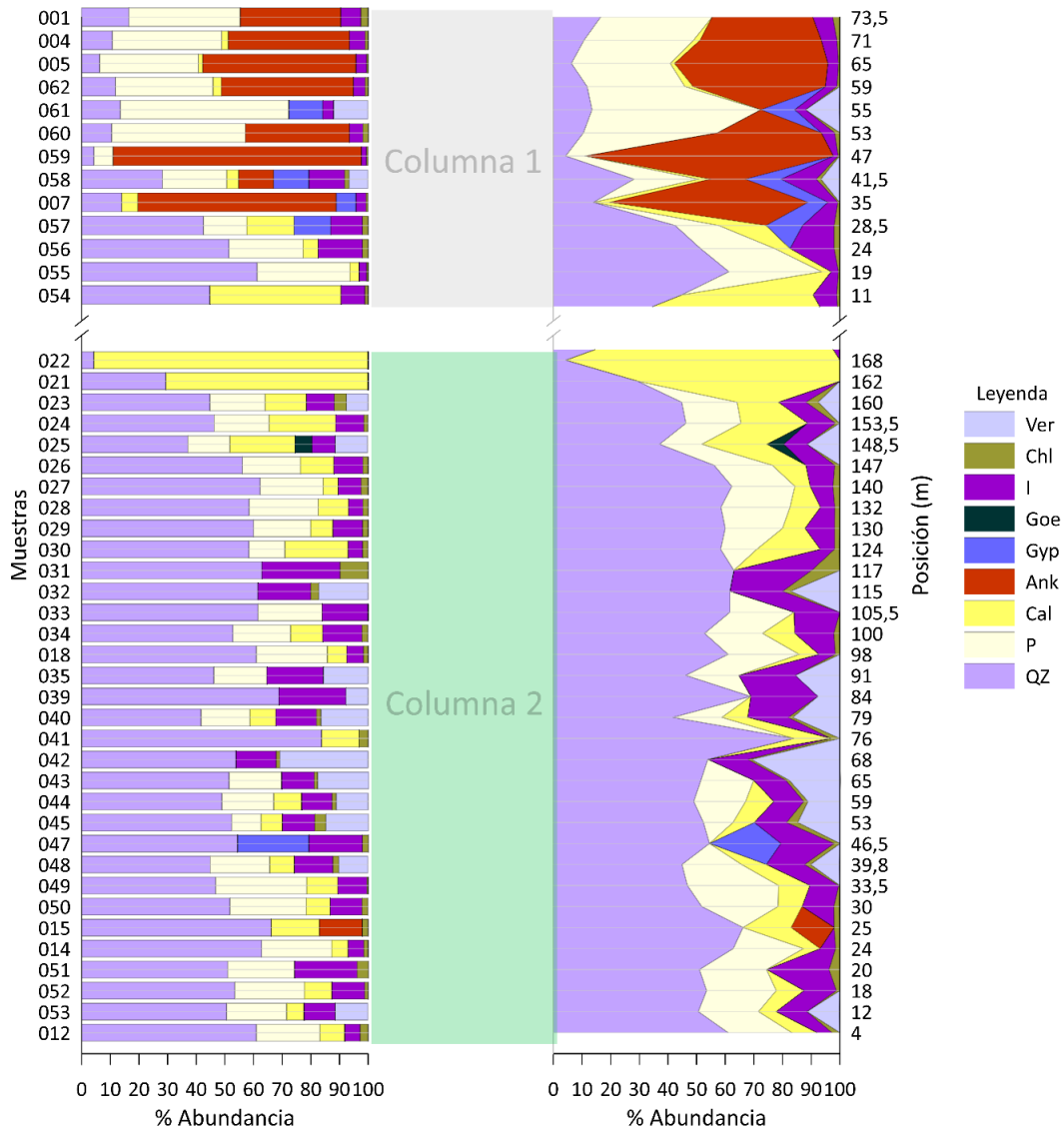


Figura 34. Diagramas de variación mineralógica determinada por difracción de rayos x para la sección analizada (Izquierda: diagrama de barras, derecha: diagrama areal).

### 7.3 Diagénesis

Es probable que las rocas de la sección analizada de la Formación Bocas hayan sido afectadas por todas las etapas de diagénesis, y adicionalmente otros procesos diagenéticos relacionados, como la deformación sinsedimentaria (fallas normales y pliegues tipo *slump*). Los estados diagenéticos en esta sección, son considerados en el sentido de Choquette & Pray (1970) y adoptados por Marfil-Pérez & Caja-Rodríguez (2010) para rocas detríticas.

De esta manera, desde el punto de vista petrográfico, la diagénesis temprana (Eodiagénesis) está indicada por la presencia de pirita euhedral y pirita framboidal, existentes en las rocas carbonatadas y en las areniscas, la alteración del feldespatos a caolinita, la presencia de hematita, la compactación tanto de rocas siliciclásticas como de las carbonatadas, determinada a partir del empaquetamiento. Las areniscas y conglomerados, preservan contactos entre granos flotantes y longitudinales en baja proporción, así como baja o nula porosidad primaria. Se destaca también, como indicador de esta fase diagenética la presencia de yeso, anhidrita y la autigénesis evidenciada por la calcita y el cemento calcáreo dominante en las rocas observadas. Por otro lado, la diagénesis intermedia (Mesodiagénesis somera) es notable en las areniscas por la alteración de la plagioclasa, el aumento considerable de contactos de tipo longitudinales, y en menor proporción cóncavo-convexos y la disolución, que permite la formación de porosidad secundaria, que, aunque en baja proporción, es la única porosidad que presentan estas rocas. Finalmente, la diagénesis profunda (Mesodiagénesis profunda) se encuentra indicada por la presencia de estructuras de presión disolución como los estilolitos en las biomicritas, contactos suturados entre granos en baja proporción en las rocas terrígenas, así como la presencia de clorita, la formación de zeolitas, la recristalización de calcita en los fragmentos fósiles observados en ambos tipos de rocas y las fracturas rellenas de carbonatos. Es factible incluso que los indicadores aquí presentados de la mesodiagénesis estén limitando con el metamorfismo (Diagénesis tardía – principio del metamorfismo).

Con base en el análisis de difracción de rayos x, las condiciones diagenéticas de la sección han sido determinadas a partir del grado de cristalinidad de los minerales arcillosos, específicamente de la illita. Asumiendo como principio base, que con el incremento de la profundidad, el grado de cristalinidad o índice de cristalinidad (IC) aumenta (Marfil-Pérez & Caja-Rodríguez, 2010), la red cristalina en este caso de la illita, tenderá hacia la forma cristalina ideal a medida que las condiciones de presión y temperatura son mayores (Bonilla-Osorio *et al.*, 2011). La mayor parte de las muestras (65,2%), reflejan una diagénesis profunda (Mesodiagénesis), el 21,7% indican diagénesis somera (Eodiagénesis) que incluso es probable que reflejen más condiciones de meteorización o interacción con aguas meteóricas, lo que correspondería a Telodiagénesis, y finalmente, el 2.1% del total de las

muestras se enmarca en condiciones por encima de la diagénesis tardía lo que se conoce como anquizona, esto se relaciona con lo observado mediante petrografía, lo que podría indicar que algunas de estas rocas podrían limitar con el metamorfismo de muy bajo grado (Figura 35).

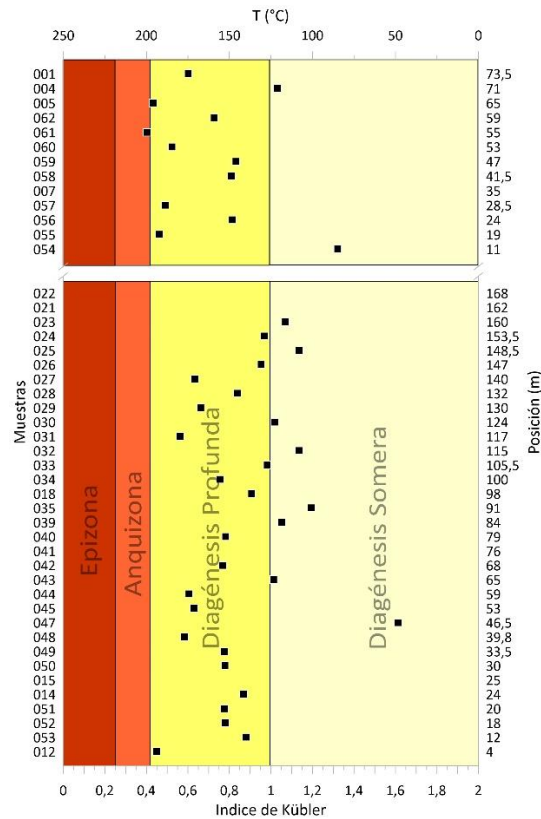


Figura 35. . Índice de cristalinidad de las illitas relacionado con el índice de Kübler para determinar la diagénesis presente en la sección de la Formación Bocas

### 7.4 Procedencia

Observadas las variaciones composicionales de las muestras analizadas petrográficamente de la Formación Bocas, los constituyentes principales como cuarzo total (Qt), feldespato más plagioclasa (F) y los líticos metamórficos más el chert (L), así como el cuarzo monocristalino (Qm), que comprende el cuarzo de extinción paralela y ondulatoria, al igual que el policristalino de 2 a 3 subgranos y mayor a 3 subgranos de tamaños mayores a 0,062 mm, el feldespato más la plagioclasa (F) y los líticos totales (Lt) que incluyen el chert, los líticos sedimentarios, metamórficos, ígneos y el cuarzo policristalino de tamaños entre 0,030 y 0,062 mm fueron normalizados e ingresados a los diagramas QtFL y QmFLt (Figura 36A

y B) (Dickinson *et al.*, 1983), sugiriendo de esta manera un ambiente continental transicional, marcado por la afinidad notable de las muestras principalmente de fracción areno-limosa (010, 012, 013, 017, 018, 027, 028, 055). Entretanto, la fracción más gruesa (019) muestra una afinidad con un ambiente de orógeno reciclado de acuerdo con el diagrama QtFL (Figura 36A). Por otro lado, el diagrama QmFLt (Figura 36B) muestra nuevamente una afinidad de la fracción areno-limosa (010, 012, 013, 017, 018, 027, 028) a un ambiente continental transicional y una muestra (055) con afinidad a altos de basamento, mientras que la fracción gruesa (muestra 019) se enmarca dentro de un ambiente de orógeno reciclado lítico.

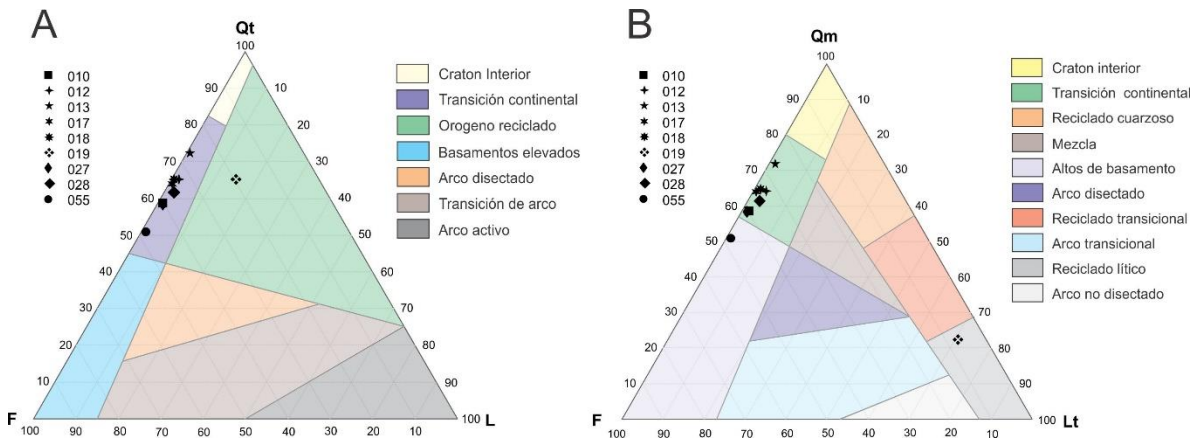


Figura 36. Diagramas de procedencia para las rocas siliciclásticas de la Formación Bocas (modificado de Dickinson et al., 1983) A. Diagrama QtFL. B. Diagrama QmFLt

Una vez analizados los datos obtenidos de la difracción de rayos x, es claro que la fuente de procedencia es única, las variaciones en los contenidos de cuarzo y plagioclasa, que son los principales minerales constituyentes, son bajas, mostrando una tendencia constante a lo largo de la sección, que disminuye levemente en el cuarzo y a aumenta sutilmente en el caso de la plagioclasa, a medida que se asciende estratigráficamente. Entendiendo que la mayor proporción de estos minerales son detríticos, su presencia a lo largo de toda la sección sugiere una única fuente de aporte. Por otro lado, los minerales arcillosos (illita, clorita y vermiculita) se encuentran en mayor proporción hacia la base de la sección y disminuyen considerablemente hacia la parte alta de la misma, lo que se relaciona directamente con la

diagénesis, ya que a mayor grado diagenético (Diagénesis tardía, profunda o mesodiagénesis) incrementa la presencia de los minerales arcillosos específicamente la illita (Marfil-Pérez & Caja-Rodríguez, 2010). De esta manera, las tendencias de la illita observadas en la Figura 34, muestran que su presencia y variaciones obedece esencialmente a condiciones diagenéticas y que las mismas no corresponden a aportes detríticos, los grados de cristalinidad determinados para las muestras (Figura 37) son coherentes en la mayor proporción de estas con los efectos diagenéticos esperados, de allí, que se observe una tendencia constante a lo largo de la sección, sugiriendo una fuente de aporte única.

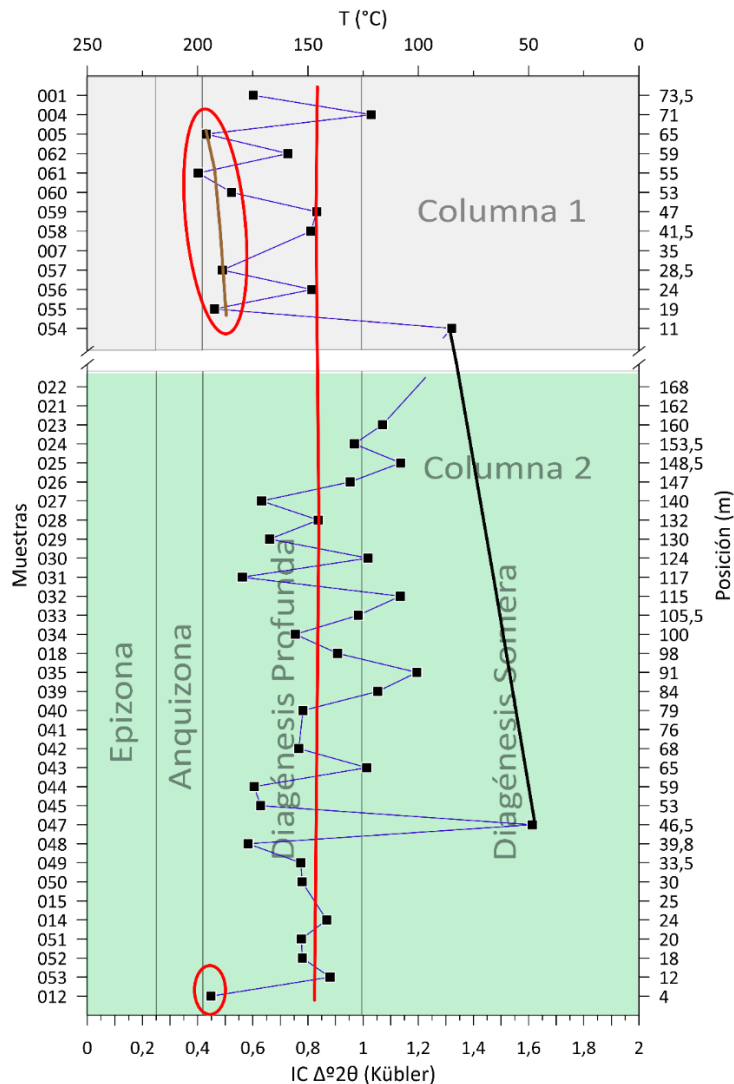


Figura 37. Curva de cristalinidad de la illita en las muestras de la sección estudiada de la Formación Bocas. La línea roja corresponde a la tendencia general de enterramiento de las illitas, la línea negra a la tendencia de las illitas que pueden ser producto de la eodiagénesis o estar afectadas por la telodiagénesis. Las elipses rojas y línea muestran las posibles illitas heredadas no autigénicas



---

Por encima de la tendencia general, se pueden encontrar illitas con un IC mayor a 1 marcando otra tendencia, éstas difieren considerablemente con los resultados de la mayor parte de las muestras de la sección. Desde el punto de vista diagenético, han sido consideradas como parte de la etapa conservada de eodiagénesis o la etapa de telodiagénesis, con lo cual estos datos no representarían una fuente de aporte distinta a la ya sugerida. En contraste, se pueden apreciar algunas muestras puntuales con IC menores que 0.5, en límites con la anquizona, y una muestra que se encuentra directamente en la anquizona ( $IC < 0.42$ ). Éstas, claramente se distancian de la tendencia general, sugiriendo otra posible fuente de aporte, donde por las condiciones de cristalinidad reflejadas, es posible que sean heredadas y no autigénicas, esto es evidente en la parte alta de la sección, específicamente en la C1 (muestras 055, 057, 060, 061 y 005).

## 8. Discusión

### 8.1 Ambiente de depósito y procedencia

El conjunto de características litofaciales, sumado al poco pero indicativo registro fósil encontrado, enmarcan la sucesión en un ambiente continental indiscutiblemente lacustre. Descartando de esta manera, otros ambientes continentales, como los fluviales y aluviales, puesto que no se observan asociaciones faciales características de estos ambientes, mismos que han sido ampliamente documentados por distintos investigadores (e.g. Miall, 1985; 1992; Collinson, 1996; Boyd *et al.*, 2006; 2006; 2010; Sopeña & Sánchez-Moya, 2010; 2016). De igual manera, un ambiente transicional (estuarios, lagoons o llanuras intermareales) es poco probable, dada la ausencia en el registro sedimentológico de asociaciones litofaciales granulométricamente más gruesas, de facies representativas del accionar de las mareas, fósiles e icnofósiles de origen marino, de superficies erosivas y depósitos de canal que son más comunes en este tipo de ambiente; estas características a menudo son descritas en numerosos trabajos como criterios de identificación de ambientes transicionales (e. g. Reison, 1992; Boyd *et al.*, 2006; Vilas *et al.*, 2010).

Las asociaciones litofaciales descritas en el intervalo estudiado pueden estar presentes en un ambiente marino, No obstante, existen características típicas o criterios de identificación de sedimentos lacustres que permiten diferenciar claramente el ambiente. De esta manera, a nivel litofacial se destacan: 1) La abundante presencia de dolomitas, carbonatos esencialmente micríticos y turbiditas; 2) facies heterolíticas; 3) la buena preservación de la laminación, que sugiere altas tasas de sedimentación o anoxia que haya impedido el desarrollo de bioturbadores; 4) el rápido cambio de facies en la vertical, y 5) la ya mencionada ausencia de facies indicativas de mareas. Por otro lado, si se relacionan las características antes mencionadas con el registro paleontológico, que solo exhibe especies de agua dulce como los conostráceos, gasterópodos y peces (*Lepidotes cf. gigas* Agassiz, 1832 en: López-Arbarello, 2012), así como restos de plantas (*Otozamites sp.*) que indican un ambiente continental (Figura 38), se confirma el desarrollo de los sedimentos en un

ambiente lacustre (Kelts, 1988; Glenn & Kelts, 1991; Talbot & Allen, 1996; Fregenal & Meléndez, 2010; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010).

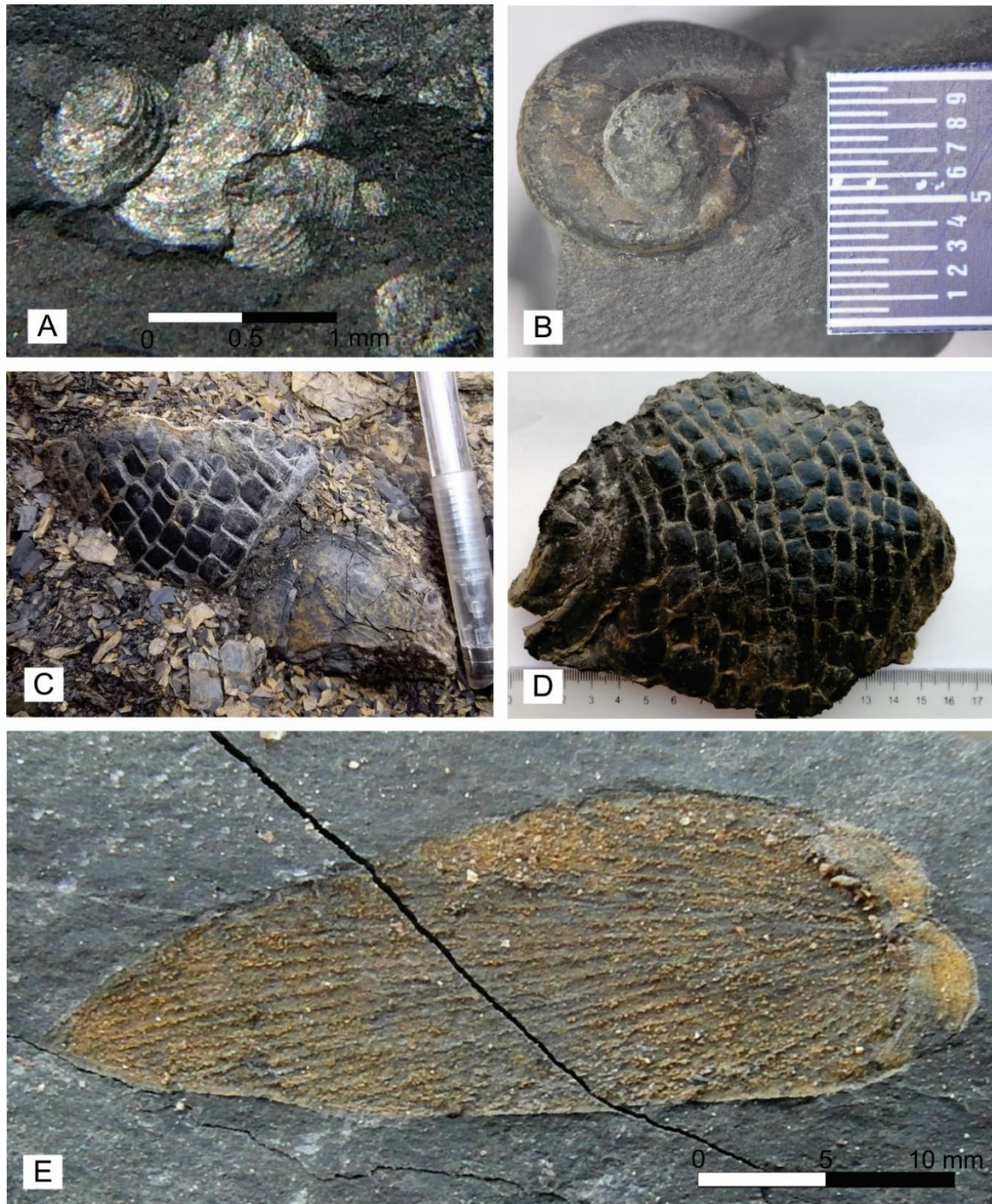


Figura 38. Registro fósil en la Formación Bocas. A. Concostráceos en lodolitas grises tomado a 20x. B. Gasterópodos en lodolitas arenosas grises, tomado a 5x. C. Restos de pez aflorando en la sección estudiada. D. Restos de pez extraído de lodolitas negras (*Lepidotes* cf. *gigas* Agassiz, 1832 en: Lopez-Arbarello, 2012). E. Restos de plantas *Otozamites* sp. (Muestra recuperada por Arley de Jesús Gómez Cruz)

Estudios focalizados a determinar el ambiente de depósito de la Formación Bocas no han sido realizados, la definición de este estudio de un ambiente continental concuerda con las pesquisas desarrolladas bajo el análisis litofacial y la presencia de fósiles de plantas (*mesocalamites* y *cordaites*) (J. H. Langenheim, 1959; R. L. Langenheim, 1959). Sin embargo, estos no han sido reportados y su descripción ha sido basada en géneros exclusivos del Paleozoico. Adicionalmente, el material aportado por estos autores es de baja calidad. Otros trabajos, reportan moluscos y crustáceos de agua dulce (gasterópodos y conchostrácodos) (e.g. Radelli, 1967; Ward *et al.*, 1973; Remy *et al.*, 1975; Royero & Clavijo, 2001) y basan sus interpretaciones en el material presentado por J. H. Langenheim (1959) y R. L. Langenheim (1959), asumiendo un ambiente continental pero sin especificar que el mismo sea de tipo lacustre. Particularmente, Alarcón-Gómez *et al.* (2020) sugieren este tipo de ambiente y reportan géneros de conchostrácodos *Shipingia hebaozhaiensis*, *Euestheria buravasi* y *Laxitextella multireticulata*, este último con ocurrencia común en ambientes lacustres (Kozur & Weems, 2010).

Esta investigación, se relaciona parcialmente con otros trabajos que plantean un ambiente transicional a la parte inferior de la secuencia y no marino a la parte superior (R. L. Langenheim, 1959; Trapp, 1968), planteamiento que implica un ambiente continental al techo de la formación, pero no discrimina si es lacustre. Entretanto, los resultados obtenidos contradicen completamente un ambiente marino con sedimentos tipo flysch, condiciones someras y de desarrollo parálico (Trumpy, 1943; Cediél, 1968; Irving, 1971) o transicionales (R. L. Langenheim, 1959; Trapp, 1968).

Definido el ambiente de formación de las rocas estudiadas, el análisis ahora se centra en clasificar de manera general el tipo de lago que dio origen a esta sucesión. Esto, a partir de todas las características observadas y los diferentes criterios de clasificación señalados por Glenn & Kelts (1991), Fregenal & Meléndez (2010) y Renaut & Gierlowski-Kordesch (2010). Para proponer una clasificación, se debe tener en cuenta el nivel de complejidad de los sistemas lacustres, dado que sistemas antiguos pueden no contar con un referente actual y viceversa. Así mismo, la paleogeografía, condiciones climáticas y biológicas han cambiado a través del tiempo geológico, haciendo que el registro sedimentario sea muy diverso (Boggs, 2006; Fregenal & Meléndez, 2010).

Se debe considerar también que el sistema de clasificación para lagos modernos no es una herramienta práctica para aplicar al registro lacustre, pues el mismo está basado en la estratificación de la columna de agua y el agua no se conserva (Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010). Si bien, las facies en el registro sedimentario sugieren las condiciones que se pudieron presentar en la columna de agua, por ejemplo: las ritmitas o sedimentos varvados, a las cuales algunos autores proponen como indicativas de lagos meromícticos. Emplear indiscriminadamente esta conjetura, puede conllevar a errores en la interpretación, debido a que estas facies no son exclusivas de estas condiciones y pueden estar presentes en lagos con aguas mezcladas por el accionar del viento, donde las aguas anóxicas, con las óxicas provocan la precipitación de iones en fases insolubles ricas en Fe y Mg). También, pueden presentarse en lagos glaciares y lagos sujetos a periodos estacionales (Talbot & Allen, 1996; Fregenal & Meléndez, 2010), con lo cual se presentan demasiadas variables que incrementan el grado de incertidumbre en la clasificación del tipo de lago que pudo haber existido.

Muchos investigadores coinciden en clasificar los paleolagos o sistemas lacustres antiguos de acuerdo a: (1) el tipo o composición de los sedimentos presentes, de esta manera se pueden tener sistemas lacustres en los que abundan los siliciclásticos, carbonatos, la materia orgánica, las sales, o existe una mezcla de todos estos (mixtos) y (2) el paleoclima interpretado de estos, teniendo así lagos glaciares, periglaciares, áridos, desérticos, etc. (Kelts, 1988; Glenn & Kelts, 1991; Talbot & Allen, 1996; Nichols, 2009; Fregenal & Meléndez, 2010). Los sedimentos de la sección estudiada dentro de la Formación Bocas presentan facies de carbonatos, de rocas siliciclásticas, rocas ricas en materia orgánica, facies que podrían considerarse evaporíticas (presencia de yeso), entre otras, con lo que enmarcar esta secuencia en una de las clasificaciones anteriores se hace improcedente.

Atendiendo a las consideraciones anteriormente expuestas, la clasificación utilizada para determinar el tipo de lago que conformó esta secuencia, se fundamenta en los mecanismos más influyentes en el control de la sedimentación (tectónica y clima), factores que enmarcan los registros de los paleolagos en tres categorías: lago sobrellenado (*Overfilled*), subllenado (*Underfilled*) y de relleno balanceado (*Balanced-fill*) (Bohacs *et al.*, 2000; Nichols, 2009; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010). Estas clases de lagos, se basan en tipos específicos

de sucesiones litológicas, geometría y patrones de apilamiento, asociaciones faciales, registro fósil e indicadores geoquímicos (*Op. cit.*). Esta última, no considerada en este análisis por no contar con datos de geoquímica isotópica. De esta manera, la sucesión pudo haber sido formada en un lago *Balanced-fill*, y las características que permiten interpretar un tipo específico de lago son: 1) Patrones de apilamiento, en su mayoría agradacionales y progradacionales; 2) Intercalaciones de facies siliciclásticas y carbonatadas; 3) Facies asociadas a depósitos turbidíticos en ambientes interpretados como prodelta; 4) Rocas ricas en materia orgánica, especialmente sedimentos lutíticos bien preservados y 5) Facies de aguas profundas, conformadas por sedimentos lutíticos laminados, carbonatos laminados y facies de ritmitas.

Clasificar esta secuencia como un lago *Balanced-fill*, implica que los sedimentos que dieron lugar a la Formación Bocas, se originaron en un lago muy probablemente profundo, de grandes dimensiones con gradiente alto y de moderadas a altas tasas de sedimentación, que permitieron la conservación de la laminación e inhibieron el desarrollo de bioturbadores (Glenn & Kelts, 1991; Talbot & Allen, 1996). Las condiciones hidrológicas, fueron variables entre periodos abiertos y cerrados; los periodos abiertos marcados por la presencia de carbonatos laminados (dolomita). Estos carbonatos, pudieron precipitar por altas temperaturas o mezclas de aguas de distinta composición, e indicarían al mismo tiempo periodos de alta salinidad (Talbot & Allen, 1996). El lago pudo haber presentado periodos de evaporación que dieron paso a la precipitación de yeso, o haber recibido aguas subterráneas (hidrotermales?) saturadas en sales que permitieron la precipitación del mismo (Fregenal & Meléndez, 2010).

La procedencia de los sedimentos de la Formación Bocas no había sido estudiada hasta ahora, los resultados petrográficos obtenidos muestran, de manera general, rocas inmaduras composicional y texturalmente, mayoritariamente subarcosas y arcosas con granos subangulares. A partir de los datos registrados del conteo de granos, y de los datos de difracción de rayos x, se puede apreciar como la presencia del cuarzo y la plagioclasa es constante a lo largo de toda la sección. Estos dos minerales, muestran variaciones en sus tendencias hacia la parte alta de la formación, mientras hay una disminución del cuarzo, la presencia de plagioclasa aumenta. Diferencialmente, se puede observar, desde la petrografía,

una presencia constante de feldespato, predominantemente potásico, muy alterado, con una tendencia a incrementar al techo de la sucesión. Entre tanto, los picos de difracción no lo muestran, muy probablemente por su manifiesta alteración a minerales arcillosos. El cuarzo monocristalino (Qm) prevalece sobre el policristalino (Qp), y en especial el de extinción ondulante (Qmo) sobre el de extinción paralela (Qmp), los líticos son escasos y cuando se presentan, son mayoritarios los sedimentarios sobre los volcánicos, plutónicos y metamórficos, los minerales accesorios más comunes corresponden a mica moscovita, epidota, circón, apatito, turmalina, yeso y ocasionalmente clorita, anhidrita, pirita, siderita y zeolitas.

Los análisis realizados sugieren fuentes de aporte poco diversas, específicamente transicional-continental, altos de basamento y orógeno reciclado (Dickinson *et al.*, 1983). De la misma manera, los datos de difracción de rayos x reflejan una procedencia casi única, interpretándose dos fuentes aportantes. De acuerdo con esto, la procedencia de los sedimentos que constituyeron las rocas de la Formación Bocas es continental, relacionada a la erosión de la cobertera sedimentaria y basamento levantado, con una indudable fuente de aporte volcánico que se evidencia por la abundancia de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y zeolitas, esto en un contexto tectónico de *rifting* intracontinental. La cobertera erosionada corresponde a las unidades pre-Bocas, como las formaciones Tiburón, Diamante y subyacentes, puesto que las observaciones petrográficas sugieren poco transporte del sedimento, y los líticos sedimentarios observados son predominantemente micríticos, afines con la composición calcárea de estas unidades. Por otro lado, la asociación de minerales accesorios encontrada, principalmente circón, apatito, turmalina y moscovita, indican que los sedimentos fueron derivados de rocas metamórficas o rocas ígneas ácidas (Mange & Maurer, 1991). La fuente metamórfica es confirmada por las relaciones de cuarzo monocristalino y policristalino (Qp<sub>2-3</sub>, Qmo, Qmp y Qp>3) (Figura 39) que muestran la procedencia desde este tipo de rocas con grados de metamorfismo variable (bajo, medio y alto grado) (Basu *et al.*, 1975), así como por la presencia de illitas con altos grados de cristalinidad a la base y techo de la formación, grados que no corresponden con la diagénesis de los sedimentos, por lo cual han sido interpretadas como heredadas y así provenientes de rocas cristalinas, en este caso metamórficas que puede estar relacionadas con el Macizo de

Santander. La procedencia de rocas ígneas ácidas, es confirmada por la presencia, al tope de la sucesión, de rocas ácidas (e.g. andesitas y tobas de composición riolítica), lo que implica una coetaneidad del vulcanismo con la sedimentación.

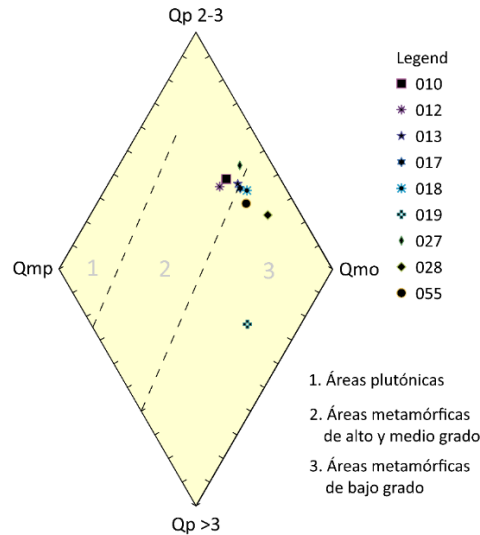


Figura 39. Diagrama de áreas de procedencia a partir de las relaciones de cuarzo monocristalino y policristalino. Qp2-3: Cuarzo policristalino de 2 a 3 subgranos. Qmp: cuarzo monocristalino con extinción paralela. Qmo: cuarzo monocristalino con extinción ondulatoria. Qp>3: cuarzo policristalino mayor a 3 subgranos. Modificado de Basu et al. (1975).

Una fuente de orógeno reciclado es poco probable de acuerdo con los resultados en este trabajo, dado que una única muestra (019) indica esta posibilidad y sus características apuntan más al retrabajamiento de los sedimentos de la cuenca, ya que los líticos son redondeados a subredondeados y predominantemente sedimentarios, en una relación 3:1 con los volcánicos y plutónicos.

Como ya se mencionó, trabajos de procedencia en los sedimentos de la Formación Bocas no han sido realizados. Sin embargo, a través de datos geoquímicos en la secuencia volcánica y volcanoclástica de esta formación, y de acuerdo a los diagramas de discriminación tectónica, se ha propuesto un ambiente extensional, con una litósfera delgada, donde el vulcanismo de tipo toleítico e impronta intraplaca se encontraría asociado a un arco tipo pacífico (Toro-Toro *et al.*, 2021). Esto, se correlaciona con los hallazgos de este trabajo, donde los sedimentos y el análisis de procedencia muestran un ambiente extensional con aporte a la cuenca desde altos de basamento y fuentes de aporte volcánicas.



### 8.2 Características estructurales

Los resultados muestran el alto nivel de complejidad estructural que presenta la Formación Bocas en el área estudiada. Los cabalgamientos, retrocabalgamientos y fallas inversas, crean un sinnúmero de bloques estructurales que hacen que la formación cabalque sobre sí misma. Las fallas de rumbo y oblicuas, predominantemente de carácter sinistral y sinistral inverso, generan a su vez, importantes cambios en el rumbo de las capas, disminuyendo gradualmente el azimut del buzamiento (*Dip direction*, de  $168^\circ$  a  $95^\circ$ ) desde la parte más occidental de la sección, hacia la zona oriental, cuanto más próximas se encuentran las capas a la Falla Bucaramanga. Esto, debido al plegamiento en rumbo de la sección o a la rotación de los bloques estructurales por la transurrencia que ha dominado la zona. Adicionalmente, se encuentra el intenso plegamiento de tipo apretado e isoclinal que también repite la sucesión, y el cual fue definido por la foliación de plano axial y las estructuras sedimentarias que evidenciaron capas con polaridades invertidas (Figura 40).

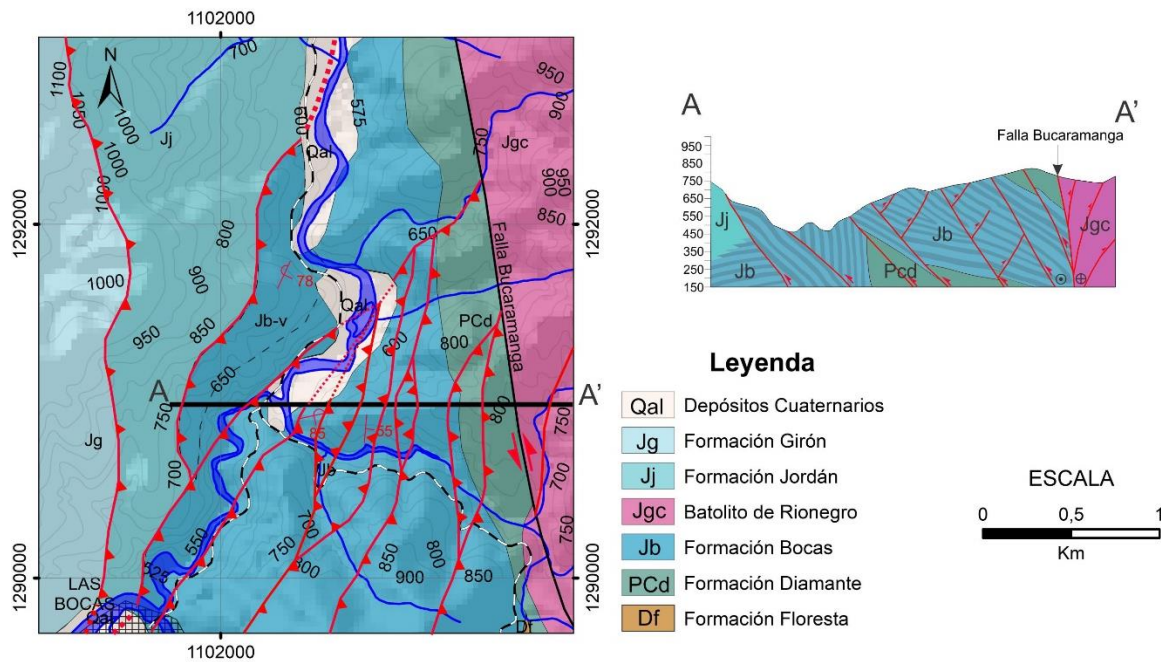


Figura 40. Mapa y corte geológico de la sección estudiada de la Formación Bocas. A la izquierda mapa geológico con los datos estructurales y la línea de corte realizada. A la derecha, corte geológico interpretado para la sección (Mapa modificado de Ward et al., 1977; Osorio-Afanador & Velandia, 2021; Toro-Toro et al., 2021).

Este nivel de complejidad significa que la sección estudiada ha sido sometida a distintos eventos deformativos a lo largo de su historia geológica, y a que, en la actualidad, se

encuentra directamente influenciada por la falla Bucaramanga, haciendo parte de su zona de deformación o zona de daño. De allí, que un importante grupo de las fallas que cortan la sección sean de carácter sinistral o inverso sinistral, confirmando la cinemática ya propuesta por distintos investigadores para esta importante estructura (Campbell, 1968; Irving, 1971; Toro, 1990; Paris & Romero, 1994; Restrepo-Pace, 1995; Villamil, 1999; Audemard & Audemard, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Osorio *et al.*, 2008; Diederix *et al.*, 2009; Velandia, 2017; Velandia & Bermúdez, 2018; Kammer *et al.*, 2020; Osorio-Afanador & Velandia, 2021). De esta manera, determinar el espesor de la Formación Bocas en la sección tipo, resulta meramente estimativo y erróneo, sin mencionar que cualquier otro estudio que busque establecer la historia de esta formación será poco confiable si estas características de deformación no son consideradas.

Las condiciones estructurales complejas presentadas en este estudio están basadas en el análisis estructural detallado realizado con el levantamiento de la sección, análisis que no se había elaborado con anterioridad, ya que la información existente se limita a la estratigrafía, y estructuralmente hablando, presenta datos meramente subjetivos y vagos. Esta complejidad, explica la dificultad de pesquisas anteriores para determinar un espesor de la Formación Bocas, trabajos que terminaron por estimar un intervalo tan amplio como 500 a 1000 m (Bürgl, 1961; Julivert, 1968) o definir un espesor de 589 m (Ward *et al.*, 1973; Alarcón-Gómez *et al.*, 2020), espesor sobrestimado a la luz de los hallazgos de esta investigación, por no considerar los cabalgamientos, fallas inversas y plegamientos que repiten la secuencia. Por otro lado, los resultados interpretados concuerdan y confirman claramente algunas de las primeras apreciaciones realizadas para la formación, tales como, los cabalgamientos, la inversión de las capas y plegamientos intensos de tipo apretado o isoclinal como aquí se ha descrito (Trumpy, 1943; Alvarado & Del Río, 1944; 1944; Ward *et al.*, 1973; Rabe, 1974; Bogotá & Mendoza, 1976). A la vez, se contradice una supuesta tectónica simple con sucesiones normales, que indicarían una baja deformación (Navas, 1962), rasgos que no se observan en el área de estudio, pero que si se asemejan un poco más a las condiciones de la formación al occidente, donde se encuentra fuera de la influencia de la Falla Bucaramanga.

### 8.3 Eventos deformativos y estilo estructural dominante

Desde las observaciones realizadas en campo, se pueden identificar al menos tres eventos deformativos; uno extensional o transtensional, que se ha definido desde estructuras sinsedimentarias, como fallas normales, anticlinales *rollover* y estratos de crecimiento, evento que quizás tuvo lugar con la formación de un límite divergente o transformante y que dio paso a la depositación de los sedimentos de la Formación Bocas; uno compresional o transpresional, marcado por la presencia de pliegues apretados e isoclinales, con foliación de plano axial, pliegues por flexión de falla, así como cabalgamientos, retrocabalgamientos y fallas de carácter inverso e inverso sinistral, con vergencia principal al NW y secundaria a SE, y que puede estar relacionado con un evento colisional; y finalmente, uno transcurrente o transpresivo, indicado por las fallas de rumbo con cinemática principalmente sinistral, así como fallas oblicuas sinestrales, sinestrales inversas y sinestrales normales, y que puede ser producto de la actual configuración tectónica. Estas observaciones, por sí solas, pueden ser un importante indicio de la historia deformativa de la formación, pero no son determinantes, y han sido complementadas con un análisis estadístico de inversión de poblaciones de fallas, determinando así cinco tensores de esfuerzos: NWW-SEE de compresión pura; NW-SE transpresivo; NE-SW de transurrencia pura; NNW-SSE de extensión pura y NNW-SSE transpresivo.

Los resultados obtenidos del análisis estadístico muestran gran coherencia con las interpretaciones realizadas desde las observaciones de campo, en cuanto a los regímenes tectónicos. Sin embargo, difieren en el número de eventos que pueden ser interpretados, ya que, si se relaciona, cada tensor como un evento deformativo, el análisis de inversión sugiere cinco sucesos que afectaron a la sucesión de rocas estudiadas. De esta manera, se determinó que solo cuatro de los cinco tensores proporcionan información confiable y coherente con los datos obtenidos de campo, conforme el régimen tectónico y la temporalidad de la deformación, descartando así el tensor cinco por su incoherencia y no confiabilidad ante el número de datos (2) procesados. Entretanto, al interpretar los demás tensores de acuerdo a la temporalidad encontrada, se denota que el tensor cuatro NNW-SSE, corresponde claramente con el primer evento deformativo que afectó a la Formación Bocas, apertura de la cuenca, donde coexistieron la extensión, subsidencia y sedimentación. El tensor tres NE-

SW, muestra el primer cambio en el régimen tectónico, y puede ser el paso para la inversión de las estructuras extensionales, marcando el segundo evento deformativo y, quizás, dando lugar aún a la formación de cuencas de tipo *pull apart*. El tensor dos NW-SE, marca el tercer evento y muestra la inversión tectónica definitiva, pudiendo dar lugar a los pliegues y fallas de cabalgamiento e inversas con vergencias al NW. Por último, el tensor uno NWW-SEE, es el más reciente, y da cuenta de la inversión completa de todo el sistema extensional que dio lugar a la cuenca, este es el evento más marcado a través de las estructuras y pudo terminar de constituir los pliegues apretados e isoclinales, así como los cabalgamientos al NW.

Datos de tensores de esfuerzos locales no han sido obtenidos a la fecha y mucho menos específicamente en la Formación Bocas. Los datos de otras investigaciones, son de carácter regional, sin mencionar que, la gran mayoría, determinan las componentes tectónicas actuales y dejan a un lado los paleoesfuerzos. Sin embargo, la información obtenida en este trabajo guarda una estrecha concordancia con la información de los trabajos regionales. A pesar de esto, los datos hallados en esta investigación, deben ser correlacionados con discreción, ya que la sección analizada, se encuentra dentro del denominado Dominó de Girón (Velandia, 2017). Esto, implica que los tensores determinados pueden haber sufrido rotación por el movimiento del bloque estructural sobre el cual fueron definidos. Con base en los datos de campo y al análisis estadístico, los cuatro eventos deformativos mencionados anteriormente, corresponden cronológicamente a: 1. Tensor NNW-SSE, que a pesar de haberse desestimado en los resultados por la población de datos analizada, es soportado por las estructuras deformativas sinsedimentarias y los tensores regionales N-S reportados (Velandia, 2017), pudiéndose enmarcar con los eventos extensionales ocurridos durante el Mesozoico (e.g. Etayo-Serna *et al.*, 1983; Dengo & Covey, 1993; Restrepo-Pace, 1995; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016; Cetina *et al.*, 2019; Horton *et al.*, 2020), la diferencia en su orientación, aunque no muy marcada, puede corresponder a rotación en el bloque estructural sobre el cual se encuentra la sección estudiada, lo que puede influir directamente ya que los datos analizados son muy locales. 2. Tensor NE-SW, que puede corresponder a comienzo de la inversión tectónica de las estructuras extensionales

(Sarmiento, 2001; Tesón *et al.*, 2013; Velandia, 2017; Cetina *et al.*, 2019), la solución de falla muestra una transcurrancia predominantemente dextral que concuerda con datos paleomagnéticos que sugieren desplazamientos al norte de bloques al occidente de la falla Bucaramanga y con ello la posibilidad de la formación de cuencas *pull apart* durante el Jurásico Temprano (Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2005; Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Velandia, 2017; Osorio-Afanador & Velandia, 2021). Sin embargo, también puede estar asociado a la influencia de la cuña de Pamplona (Velandia, 2017; Forero-Ortega *et al.*, 2020).

3. Tensor NW-SE, evidencia la tectónica de inversión al presentar una componente transpresiva a la que se asocian buena parte de los cabalgamientos y retrocabalgamientos identificados en la sección. Este tensor ha sido interpretado por Velandia (2017) como el responsable de la cinemática sinistral de la Falla Bucaramanga, y puede estar asociado con la colisión de las placas Caribe y Suramericana durante el Mioceno temprano (Cortés *et al.*, 2005; Velandia, 2017). Aunque este tensor, en el área, es predominantemente de compresión oblicua, es también el responsable de las fallas de carácter dextral y orientación NE-SW presentes en la sección, lo que concuerda con observaciones realizadas en áreas más al sur del macizo (Forero-Ortega *et al.*, 2020).

4. Tensor NWW-SEE, es el más reciente de acuerdo al análisis realizado, ha sido ampliamente reportado a nivel regional con una componente esencialmente compresiva y tendencia transpresiva (Cortés & Angelier, 2005; Toro & Osorio, 2005; Osorio *et al.*, 2008; Cetina *et al.*, 2019). Otros estudios, lo asocian con una orientación E-W (Taboada *et al.*, 2000) o lo relacionan a la variación del tensor NW-SE (Velandia, 2017). En este trabajo, ha sido diferenciado del tensor NW-SE por la marcada presencia de cabalgamientos con dirección NNE-SSW, N-S y vergencia al W, que reflejan un cambio en la disposición de los paleoesfuerzos. Este tensor, obedece entonces al evento deformativo generado por la colisión del Bloque Panamá-Choco durante el Mioceno, evento que ha marcado desde entonces la configuración tectónica actual con la conformación de la Cordillera Oriental (e.g. Van der Hammen, 1958; Irving, 1971; Colleta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Villamil, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Caballero, 2010; Mora *et al.*, 2013; Cetina *et al.*, 2019; Horton *et al.*, 2020) o lo que se ha denominado Fase Tectónica Andina (e.g. Duque-Caro, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Taboada

*et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2005; Kellogg *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Osorio *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020).

Respecto del estilo estructural, se ha podido determinar que no existe un único estilo. Contrario a esto, existen estilos sobreimpuestos que pueden relacionarse directamente con los eventos deformativos ya expuestos. De esta manera, las estructuras sinsedimentarias extensionales observadas sugieren un estilo de fallas lítricas y estructuras enrolladas relacionado con el evento extensional del Mesozoico y el tensor NNW-SSE. Por otra parte, no se descarta la presencia de un estilo en flor negativa o en échelon que permitiera la formación de cuencas *pull apart*, relacionado con el tensor NE-SW y el evento deformativo del Jurásico Inferior. Sin embargo, no existen estructuras que permitan confirmar la presencia de este estilo, debido a que las mismas, pudieron haber sido reactivadas por un estilo de estructura en flor positiva marcado por los cabalgamientos y retrocabalgamientos de dirección NE-SW y vergencia al NW y SE respectivamente, que conforman algunos *pop up* y *pop down*, estilo que claramente se ha sobreimpuesto a las estructuras extensionales del Mesozoico y que se relaciona con el concepto original de Fabré (1983) sobre la tectónica de inversión, esta, con componente transpresiva desde finales del Mesozoico a comienzos del Cenozoico (e.g. Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Cortés *et al.*, 2006; Sánchez *et al.*, 2012; Velandia, 2017; Kammer *et al.*, 2020), así como con el tensor NW-SE. Este estilo, concuerda con lo reportado para el área de Bucaramanga por Velandia (2017) y soporta su modelo de una flor positiva simétrica con su límite occidental en la Falla Lebrija, dado que la sección estudiada se haya entre esta última y la Falla Bucaramanga.

A pesar de la presencia de diversos estilos, existe uno dominante que obedece a la configuración tectónica actual y que se sobreimpone a todos los anteriores, este corresponde a un cinturón de pliegues y cabalgamientos en tectónica de piel gruesa (Roeder & Chamberlain, 1995). En éste, se incluyen los cabalgamientos y fallas inversas de dirección NNE-SSW a N-S con vergencias al W, así como pliegues apretados, isoclinales, por flexión y propagación de falla, que alcanzaron en algunos casos, a formar foliación de plano axial y que, en conjunto, conforman localmente un abanico imbricado emergente al W. Éste cinturón, se relaciona directamente con el tensor NWW-SEE y el evento deformativo

colisional del Mioceno o Fase Tectónica Andina (e.g. Duque-Caro, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2005; Kellogg *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Osorio *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020). Sin embargo, no se descarta, en etapas iniciales de deformación, un estilo de tectónica de piel delgada o fina (e.g. Toro, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cetina *et al.*, 2019).

Pese a que el conjunto de estructuras deformativas observadas en la sección, brindan valiosa información y evidencia para determinar los estilos estructurales, éstas, son demasiado locales, y las conclusiones deberían ser apoyadas también en datos sísmicos. Sin embargo, el área no cuenta con líneas que lleguen hasta la Formación Bocas, y se concentran tan solo en las unidades Cretácicas y Cenozoicas, razón por la cual, los estilos aquí determinados, se apoyan en los datos directos locales y los resultados de observaciones regionales. Futuros trabajos, podrían llevarse a cabo en unidades contemporáneas, así como en unidades más antiguas con el fin de corroborar o contradecir los eventos deformativos y los estilos estructurales determinados.

#### 8.4 Edad, ambiente y evolución tectónica

Como se hizo referencia en el apartado de ambiente de depósito, en las rocas de la sección estudiada han sido encontrados restos fósiles de plantas (*Otozamites sp.*), de peces (*Lepidotes cf. gigas*) y conchostrácodos. Estos últimos, diferenciados por Alarcón-Gómez *et al.* (2020) como: *Laxitextella multireticulata*, *Wannerestheria sp.*, *Euestheria? Buravasi* y *Shipingia hebaozhaiensis*. Algunos de estos fósiles son de amplia distribución temporal, como los restos de *Otozamites*, que abarcan el Triásico–Cretácico Temprano, otros son más restringidos, como el *Lepidotes cf. gigas*, exclusivo del Jurásico Temprano (López-Arbarello, 2012) y los conchostrácodos, que de acuerdo con Alarcón-Gómez *et al.* (2020), se restringen así: *Laxitextella multireticulata* del Carniano temprano, *Wannerestheria sp.* del Carniano tardío, *Euestheria? buravasi* del Noriano temprano y *Shipingia hebaozhaiensis* del Noriano medio. Con esta información se concluye que la Formación Bocas es una unidad Mesozoica depositada entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Sinemuriano?).

La discusión sobre la edad ha sido amplia como se planteó al comienzo de esta investigación, de esta manera, el intervalo de tiempo definido para la depositación de los sedimentos de esta formación contradice las edades paleozoicas (Devónico, Carbonífero y Pérmico) propuestas por registro paleontológico y relaciones estratigráficas cuando aún no se encontraban claros los límites inferiores de la unidad (e.g. Coryell & Malkin, 1935; Dickey, 1941; Trumpy, 1943; Alvarado & Del Río, 1944; J. H. Langenheim, 1959; R. L. Langenheim, 1959; Navas, 1962; Radelli, 1967; Cediel, 1968; Trapp, 1968) y las edades determinadas por el método U/Pb en zircón ( $250.7 \pm 4.3$  Ma.) (Van der Lelij *et al.*, 2016; Van der Lelij *et al.*, 2019). Estas últimas, asociadas de manera no adecuada a la Formación Bocas, como lo explican detalladamente Alarcón-Gómez *et al.* (2020) en un estudio sobre la edad de las formaciones Bocas y Jordán. Asimismo, Ward *et al.* (1973), con base en ostrácodos y conchostrácodos sugieren una edad del Triásico. Entretanto, Alarcón-Gómez *et al.* (2020), con base en la clasificación de los conchostrácodos y dataciones radiométricas en rocas volcánicas de la Formación Jordán ( $201,3 \pm 0,2$  Ma) proponen una edad de depósito en el Triásico Tardío (Carniano- Rhaetiense), lo cual concuerda parcialmente con la propuesta en este trabajo, a la luz de los datos presentados y las relaciones hechas con otras investigaciones. Sin embargo, difieren en el límite superior ya que la presencia de los restos de *Lepidotes c.f. gigas* en la parte media de la sección, el cual tiene una distribución limitada al Jurásico Temprano (Sinemuriano-Toarciense) (López-Arbarello, 2012), indica una edad máxima de depósito en este periodo. Esto concuerda con lo propuesto por Remy *et al.* (1975), de acuerdo a la flora que reporta (*Phlebopteris branneri* y *Classopollis*) y lo obtenido por Correa-Martínez *et al.* (2019) para la Formación Norean, donde se indica una clara relación suprayacente en concordancia sobre la Formación Bocas y edades de cristalización de rocas volcánicas en Norean de  $192,4 \pm 2,2$  Ma,  $184,9 \pm 2,0$  Ma y  $175,9 \pm 1,1$  Ma, dejando espacio en el Jurásico Temprano para el máximo de depositación y el vulcanismo de la Formación Bocas (Figura 4).

La apertura de la cuenca que dio paso a la formación de las rocas estudiadas tuvo lugar en un ambiente puramente extensional durante el Triásico Tardío, en una zona de dirección NE-SW y régimen de esfuerzos NNW-SSE, con altas tasas de subsidencia, mismas que generaron importantes espacios de acomodación para la depositación de los sedimentos de



esta formación. Esto, a través de un proceso de *rifting* continental en etapas iniciales, donde se propició la formación de sistemas de lagos profundos y la depositación de secuencias *syn-rift* como la Formación Bocas. Regionalmente, esto se puede interpretar como el comienzo de la separación de las Américas, más específicamente la fase inicial del retiro de los bloques mexicanos y disgregación de Pangea al occidente (e.g. Pindell & Dewey, 1982; Etayo-Serna *et al.*, 1983; Mojica *et al.*, 1996; Casero *et al.*, 1997; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Kennan & Pindell, 2009; Pindell & Kennan, 2009; Spikings *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016). No se descarta la influencia de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP, por sus siglas en inglés) en este proceso tectónico, dada su proximidad con el área estudiada (Nomade *et al.*, 2007; Davies *et al.*, 2017). Este periodo, estuvo marcado también por la presencia de vulcanismo, evidenciado por los líticos en las rocas siliciclásticas y carbonatadas, así como por el alto porcentaje de plagioclasa y presencia de zeolitas. Este vulcanismo, es muy probablemente de arco, sin embargo, este estudio no cuenta con suficientes datos para esta conclusión, por lo que la misma, se adopta de los planteamientos realizados en otros modelos (Etayo-Serna *et al.*, 1983; Spikings *et al.*, 2016; Van der Lelij *et al.*, 2016; Scotese & Schettino, 2017; Scotese, 2017; Rodríguez-García *et al.*, 2022) y se interpreta como una fuente lejana, ubicada muy probablemente al occidente, explicando así, el bajo aporte en la parte inferior de la sucesión (Figura 41A y E).

Durante el Jurásico Temprano, la depositación de sedimentos de la Formación Bocas tuvo lugar de manera contemporánea con el vulcanismo en un ambiente transcurrente de cinemática dextralateral, relacionado con un tensor de orientación NE-SW, que pudo dar lugar a la transformación de las cuencas puramente extensionales a transtensionales (*pull apart*), y el desplazamiento al norte de bloques tectónicos (e.g. Scott, 1978; Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2005; Kammer & Sánchez, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Velandia, 2017). Con la extensión triásica y la transurrencia en este periodo, la corteza fue suficientemente adelgazada para permitir el ascenso de materiales mantélicos (andesitas basálticas y basaltos de las formaciones Bocas y Nogontova), coexistiendo con rocas de afinidad toleítica (Toro-Toro *et al.*, 2021). Esto, en un contexto tectónico regional de subducción oblicua, con la consecuente formación de un arco y un proceso de *rifting* activo

intraplaca, este último, probablemente bajo la influencia de la CAMP (Nomade *et al.*, 2007; Davies *et al.*, 2017; Toro-Toro *et al.*, 2021). Este marco geotectónico, dio lugar a la separación final de las Américas y la ruptura definitiva al occidente de Pangea (e.g. Pindell & Dewey, 1982; Etayo-Serna *et al.*, 1983; Restrepo & Toussaint, 1988; Toussaint & Restrepo, 1994; Cooper *et al.*, 1995; Restrepo-Pace, 1995; Mojica *et al.*, 1996; Casero *et al.*, 1997; Meschede & Frisch, 1998; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento-Rojas, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Pindell *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Kennan & Pindell, 2009; Spikings *et al.*, 2015; Spikings *et al.*, 2016; Bayona *et al.*, 2020; Horton *et al.*, 2020; Toro-Toro *et al.*, 2021). Por otro lado, bajo este ambiente tectónico, tendría lugar la depositación de la parte inferior de la Formación Jordán, de manera interdigitada con la Formación Bocas. Por esta razón, resulta complejo definir un límite claro entre ambas sucesiones y se termina describiendo un contacto transicional. Esta interpretación, encuentra sustento en las edades determinadas para las formaciones Noreán y Jordán (Correa-Martínez *et al.*, 2019; Alarcón-Gómez *et al.*, 2020); la presencia de los restos de pez del Jurásico Temprano en la parte media de la sección estudiada y la marcada presencia de ankerita en picos hacia la parte superior de la Formación Bocas, que sugieren la depositación en un ambiente mucho más continental, fluvio-lacustre, de capas rojas probablemente relacionadas con la Formación Jordán (Figura 41B y F).

La tectónica transtensiva probablemente persistió por un largo periodo de tiempo. Los paleoesfuerzos determinados, no evidencian cambios a una tectónica extensional entre el Jurásico Temprano y el Paleoceno. Sin embargo, son numerosos los modelos que proponen la extensión con la que tuvo lugar la depositación de espesas secuencias marinas en una cuenca *back-arc* y subducción al oeste (e.g. Pindell & Dewey, 1982; Fabré, 1983; McCourt *et al.*, 1984; Toussaint & Restrepo, 1994; Meschede & Frisch, 1998; Taboada *et al.*, 2000; Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003; Cortés *et al.*, 2006; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Spikings *et al.*, 2019; Horton *et al.*, 2020; Kammer *et al.*, 2020). Este periodo de tiempo, se encuentra fuera del rango de edad de depósito de la Formación Bocas, por lo que determinar la configuración tectónica no es del alcance de esta investigación, y la ausencia de estructuras y paleoesfuerzos que evidencien una tectónica extensional, podría explicarse desde la configuración geométrica de la cuenca. El área estudiada, pudo hacer parte de la

zona distal de la misma en el Cretácico, y constituir un paleoalto cercano al Macizo de Santander (Fabré, 1983). En esta posición, la subsidencia por extensión, no afectaría notoriamente a estas rocas. En el Paleoceno, dataciones por medio de trazas de fisici n en apatito, reflejan edades de enfriamiento para la Formación Bocas ( $46 \pm 6,6$  Ma) que sugieren el primer episodio de levantamiento registrado (Caballero *et al.*, 2013), inicio de la inversión tectónica. Este suceso, se relaciona con el evento deformativo transpresivo dado por paleoesfuerzos NW-SE, relacionado en otros trabajos (Velandia, 2017) y determinado también en este estudio. Este episodio provocó la inversión de todo el sistema extensional-transtensional del Mesozoico, y regionalmente, puede ser interpretado como el inicio de la colisión de la placa Caribe con Suramérica (e.g. Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003; Cortés *et al.*, 2005; Velandia, 2017) (Figura 41C y G).

Finalmente, las rocas estudiadas registran muy bien una fase tectónica compresiva, que corresponde al evento deformativo más joven. Este, se encuentra asociado a paleoesfuerzos NWW-SEE, y en la cadena de eventos tectónicos que han dado forma a la configuración actual, se relaciona con la colisión del Bloque Choco-Panamá durante el Oligoceno-Mioceno, evento denominado por otros investigadores como Fase Tectónica Andina (e.g. Duque-Caro, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Casero *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Restrepo-Pace *et al.*, 2004; Cortés *et al.*, 2005; Kellogg *et al.*, 2005; Cortés *et al.*, 2006; Mora *et al.*, 2006; Bayona *et al.*, 2008; Osorio *et al.*, 2008; Horton *et al.*, 2020) (Figura 41D y H).

Esta investigación ha aportado nuevos datos al conocimiento de la Formación Bocas y a la región de Santander para el entendimiento aún mayor de su contexto geológico y tectónico. El ambiente de depósito y la procedencia de los sedimentos, no se abordaban con detenimiento en trabajos anteriores, este estudio determinó un ambiente lacustre desde el análisis litofacial y algunas evidencias paleontológicas. Con base en la sedimentología y la difracción de rayos x, se document  una procedencia del sedimento de fuentes poco diversas, asociadas a la erosión de cobertera sedimentaria, basamento levantado y vulcanismo coetáneo. Trabajos futuros, pueden abordar esta perspectiva desde las biofacies e icnofacies, pues es conocido que el registro fósil en la Formación Bocas no es abundante, pero existe, y trabajos a detalle, podrían develar mucha más información que confirme o

discuta el ambiente aquí propuesto, y conlleve a conclusiones paleoecológicas y paleoclimáticas. Estudios palinológicos, de isótopos, paleocorrientes, minerales densos, así como geoquímica de los sedimentos, pueden complementar y profundizar el conocimiento de esta formación.

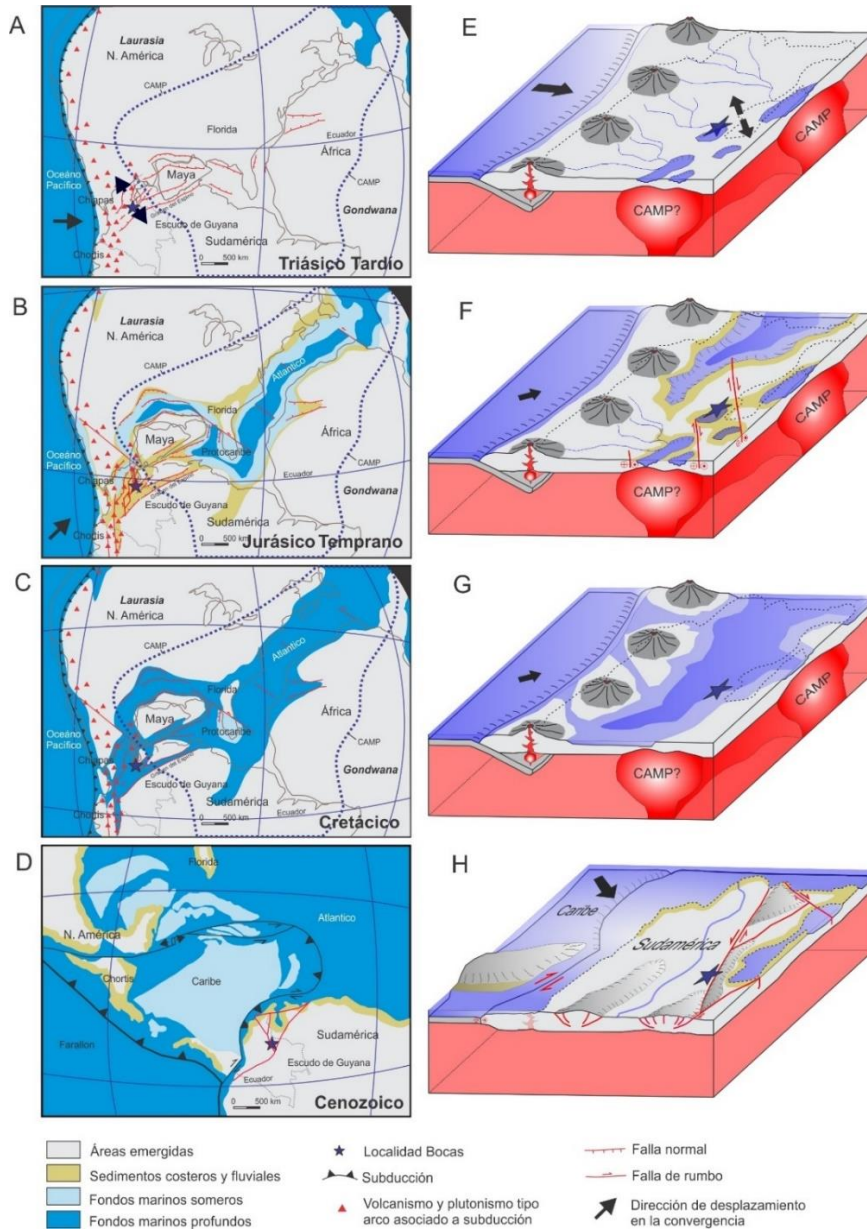


Figura 41. Esquemas de reconstrucción paleogeográfica e interpretación tectónica del noroccidente de Sudamérica, ilustrando la posición de la Formación Bocas. A. Triásico Tardío, B. Jurásico Temprano, C. Cretácico, D. Cenozoico. (A,B,C y D modificados de Ross y Scotese, 1988; Meschede y Frisch, 1998; Pindell et al., 2005; Bayona et al., 2008; Kennan y Pindell, 2009; Cediel et al., 2013; Davies et al., 2016; Spikings et al., 2016; Toro-Toro et al., 2021). E. Modelo tectónico de rifting durante el Triásico Tardío. F. Modelo para el Jurásico Temprano con cuencas pull apart. G. Modelo de rifting e ingreso del mar Cretácico. H. Colisión de la placa Caribe al NW de Colombia e inversión de las Cuencas Mesozoicas.

La edad como ya se mencionó ha sido ampliamente discutida y sigue en controversia, el fósil de pez hallado durante esta investigación evidencia claramente una depositación durante el Jurásico Temprano. Sin embargo, estudios a futuro de geocronología detrítica directos en las rocas de esta secuencia ayudarán a definir de mejor manera el intervalo de tiempo en el cual tuvo lugar su formación.

El ambiente geotectónico interpretado desde las evidencias encontradas en este trabajo, confirma las propuestas realizadas ya en otros modelos. Sin embargo, no es claro el mecanismo desencadenante del ambiente extensional y la influencia o no de la CAMP en el mismo, por lo que posteriores investigaciones podrían abarcar esta temática. El estilo estructural que dominó durante la depositación de la unidad quedó evidenciado en las estructuras deformativas sinsedimentarias. A pesar de esto, la sección estudiada tiene un carácter muy local y se sugiere revisar otras localidades de la formación para determinar si comparten las mismas características y entender así el dominio tectónico desde una óptica más regional, incluso alejándose de la zona de influencia de la Falla Bucaramanga, debido al alto nivel de complejidad tectónica que imprime sobre la formación.

Como se ha descrito, son numerosas las oportunidades de investigación que se pueden derivar desde la Formación Bocas, solo se requiere del interés de los investigadores por profundizar en su conocimiento.

## 9. Conclusiones

Las rocas de la secuencia objeto de esta investigación son predominantemente de granulometría fina, las capas con mayor presencia corresponden a lodolitas, estas se encuentran intercaladas con areniscas, calizas, dolomitas y eventualmente lentes de conglomerados polimícticos. Las litofacies más comunes corresponden a lodolitas y areniscas muy finas con laminación plana paralela, lodolitas negras físciles con alto contenido de materia orgánica, intramicritas masivas y areniscas sublíticas de tamaño fino con laminación cruzada y ondulosa. Por otro lado, lodolitas masivas o con laminación plana paralela débil, lodolitas y lodolitas arenosas con laminación inclinada de bajo ángulo y las areniscas finas a muy finas con laminación plana paralela, son litofacies con presencia intermedia en la sección. Por último, las facies menos frecuentes son las areniscas de tamaño fino a medio masivas, las biomicritas masivas a levemente laminadas, las micritas con baja ocurrencia de bioclastos y laminación plana paralela, y los conglomerados clasto-soportados masivos.

El ambiente de depósito de la sucesión ha sido determinado como lacustre, en un lago de relleno balanceado (*Balanced-fill*) de grandes dimensiones. Esta conclusión, se fijó desde el análisis litofacial y las asociaciones faciales identificadas. Las asociaciones encontradas, pueden estar presentes en un ambiente marino, sin embargo, la abundante presencia de dolomitas, carbonatos esencialmente micríticos, turbiditas, facies heterolíticas, la buena preservación de la laminación que sugiere altas tasas de sedimentación o anoxia, capas ricas en materia orgánica, el rápido cambio de facies en la vertical y la ausencia de facies indicativas de mareas, apoyadas con el registro paleontológico, que exhibe especies de agua dulce como los conostrácos, gasterópodos, peces semionotiformes (*Lepidotes cf. gigas*) con posible presencia en ambos ambientes y restos de plantas (*Otozamites sp.*) soportan más un ambiente continental.

La procedencia de los sedimentos que dieron lugar a las rocas de la Formación Bocas tiene fuentes poco diversas y las mismas son de origen continental. Éstas se encuentran relacionadas a la erosión de la cobertera sedimentaria y basamento levantado, así como a una fuente de aporte volcánico. Las fuentes determinadas, se enmarcan en un contexto tectónico de *rifting* intracontinental (Toro-Toro *et al.*, 2021). En este ambiente, la cobertera erosionada corresponde a las unidades pre-Bocas como las formaciones Tiburón, Diamante y subyacentes; entre tanto, la fuente relacionada a basamento levantado está asociada con las rocas metamórficas e ígneas pertenecientes al Macizo de Santander.

El análisis de la sección levantada en la Formación Bocas mostró que la complejidad estructural en la sección tipo es mucho más alta de lo que ha sido descrita en trabajos previos. Esto, ha dificultado la estimación del espesor para la unidad, ocasionando que el mismo sea sobrestimado. El plegamiento de tipo apretado e isoclinal identificado, así como los cabalgamientos, claramente repiten la sección, se estima entonces, un espesor cercano a los 300 m para la sucesión, el cual debería establecerse en una sección menos deformada y fuera de la influencia de la Falla Bucaramanga.

Cuatro eventos deformativos fueron identificados en las rocas de la formación, estos eventos guardan estrecha relación con los eventos tectónicos reportados en numerosas investigaciones para la evolución del NW de Sudamérica. Así, el primer evento corresponde a la extensión durante el Triásico tardío, que dio lugar a la apertura de la cuenca y el espacio para la depositación de los sedimentos de la formación. Este evento, tuvo coetaneidad parcial con la sedimentación. Por su parte, el segundo evento se relaciona con transcurrencia de tipo dextral y tectónica transtensiva durante el Jurásico Temprano, con la consecuente evolución de cuencas *pull apart* y el desplazamiento al norte de bloques al occidente de la Falla Bucaramanga, como lo reportan otras investigaciones (e.g. Scott, 1978; Ayala-Calvo *et al.*, 2005; Bayona *et al.*, 2005). El tercer evento, se relaciona con la inversión de la tectónica que dominó el Mesozoico, la cual derivó en una componente transpresiva asociada a la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana, probablemente desde el Paleoceno. El último evento, es consecuencia de la configuración tectónica actual y refleja una componente compresiva y tendiente a la transpresión desde el Mioceno.

La Formación Bocas exhibe un estilo estructural o dominio tectónico de cinturón de pliegues y cabalgamientos en tectónica de piel gruesa. Localmente se configura un abanico imbricado emergente con vergencia al W. Este estilo se ha sobrepuesto a varios dominios tectónicos dentro los que se destacan, en orden cronológico, fallas lítricas y estructuras enrolladas en un ambiente extensional, sistemas de fallas escalonadas o estructuras en flor en un ambiente de transcurrancia y estructuras en flor en un ambiente de componente transpresiva, que para el área de interés, corresponde a una flor positiva (Velandia, 2017).

Aunque esta investigación no tiene como objeto determinar la edad de la Formación Bocas, los hallazgos realizados durante su desarrollo, específicamente de carácter paleontológico, posicionan a estas rocas en el Mesozoico. Los datos paleontológicos y geocronológicos de Alarcón-Gómez *et al.* (2020) la sitúan en el rango Carniano- Rhaetiense, sin embargo, los restos de peces *Lepidotes c.f. gigas* son indicativos de que la depositación continuó hasta el Jurásico Temprano, al menos hasta el Sinemuriano. Por esta razón, en este trabajo se concluye que el rango de edad es mucho más amplio y corresponde al Triásico Tardío–Jurásico Temprano (Sinemuriano?), al tiempo que se interpreta un contacto interdigitado con la Formación Jordán.

Las rocas que hoy constituyen la Formación Bocas se depositaron en una zona de rift continental, originada por una tectónica puramente extensional durante el Triásico y transtensional en el Jurásico Temprano. Esta tectónica fue configurada por la disgregación de Pangea al occidente; de esta manera, esta formación constituye una secuencia de tipo *syn-rift*, depositada en lagos profundos formados por la extensión y alta subsidencia. A pesar, de que es clara la apertura de una cuenca continental, en lo que se interpreta como un proceso de *rifting* activo que podría estar relacionado a la CAMP?, el aporte volcánico indica un ambiente tectónico más complejo. Datos de Toro-Toro *et al.* (2021), muestran un vulcanismo de tipo bimodal, la geoquímica relaciona una afinidad toleítica, donde la actividad magmática es asociada a un arco intraplaca. Esto muestra que, durante la extensión, existió de manera contemporánea un proceso de subducción activo seguramente al occidente. Adicionalmente, la firma geoquímica tipo MORB, determinada por estos autores en flujos de lava de composición básica, son indicativos de que la suma de la



---

extensión y la transtensión propiciaron un adelgazamiento tal en la corteza, que permitió el ascenso de magmas procedentes del manto.

## 10. Referencias

- Acosta, J., Lonergan, L., & Coward, M. P. (2004). Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 17(3), 181-194. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.002>
- Alarcón-Gómez, C. M., Clavijo-Torres, J., Mantilla-Figueroa, L. C., & Rodríguez, J. G. (2020). Nueva propuesta de edades para el registro sedimentario de las formaciones Bocas y Jordán y su relación con el desarrollo de la actividad magmática del Grupo Plutónico de Santander (Cordillera Oriental, Colombia) *XVII Congreso Colombiano de Geología*, 44, 1137-1151. doi:<https://doi.org/10.18257/raccefyn.1208>
- Allen, P. A., & Allen, J. R. (2013). *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment*: Wiley.
- Allmendinger, R., Cardozo, N., & Fisher, D. (2012). Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors. *Structural Geology Algorithms: Vectors and Tensors*. doi:10.1017/CBO9780511920202
- Alvarado, B., & Del Río, A. (1944). Central Hidroeléctrica del río Lebrija, Departamento de Santander. *Servicio Geológico Nacional. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, 7, 153-176.
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5835-5848. doi:10.1029/JB089iB07p05835
- Arche, A., & López-Gómez, J. (2010). Relaciones entre sedimentación y tectónica. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 1183-1249). Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Arnott, W. C. (2010). Deep-marine sediments and sedimentary systems. In N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (Vol. 4). Newfoundland & Labrador: Geological Association of Canada.
- Audemard, F., Singer, A., Rodríguez, J. A., & Beltrán, C. (1994). *Definición de la traza activa del sistema de fallas de Oca-Ancón, noroccidente de Venezuela*. Paper presented at the VII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas.
- Audemard, F. E., & Audemard, F. A. (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*, 345(1-4), 299-327. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V72-448FRJT-2/2/9374828afd379e6091dfe6d75cc2c5a9>
- Ayala-Calvo, R. C., Veloza-Fajardo, G. E., Bayona, G., Gómez-Casallas, M., Rapalini, A. E., Costanzo-Álvarez, V., . . . Cortés, M. (2005). Paleomagnetismo y Mineralogía

- Magnética en las unidades del Mesozoico de Bucaramanga y el Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 30, 49-66.
- Barker, P. F., Barrett, P. J., Cooper, A. K., & Huybrechts, P. (1999). Antarctic glacial history from numerical models and continental margin sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 150(3-4), 247-267. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6R-3WMK4JY-5/2/de3e5ad30d9fc330ac56a879a7cb81e8>
- Basu, A., Young, S. W., Suttner, L. J., James, W. C., & Mack, G. H. (1975). Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Research*, 45(4), 873-882. doi:10.1306/212f6e6f-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Bayona, G., Bustamante, C., Nova, G., & Salazar-Franco, A. M. (2020). Jurassic Evolution of the Northwestern Corner of Gondwana: Present Knowledge and Future Challenges in Studying Colombian Jurassic Rocks. In J. Gómez Tapias & A. O. Pinilla-Pachon (Eds.), *The Geology of Colombia, Volume 2 Mesozoic* (First ed., pp. 161–202). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., & Reyes-Harker, A. (2008). An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120, 1171-1197.
- Bayona, G., Rapalini, A., Costanzo-Alvarez, V., Montes, C., Veloza, G., Ayala-Calvo, R. C., . . . Silva, C. (2005). Mesozoic terrane translations and crustal block rotations in the eastern cordillera and Magdalena valley, Colombia, inferred from paleomagnetism.
- Berthelsen, A. (1978). The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. *Bulletin Geology Society Denmark*, 27, 25-38. Retrieved from [https://2dggf.dk/xpdf/berthelsen1978\\_ocr.pdf](https://2dggf.dk/xpdf/berthelsen1978_ocr.pdf)
- Boggs, S. (1992). *Petrology of Sedimentary Rocks*. (2009/05/01 ed. Vol. 1). New York: Cambridge University Press.
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th ed.). New Jersey: Prentice Hall.
- Bogotá, J., & Mendoza, H. (1976). *El Paleozoico Superior Y el Jura-Triasico al norte de Bucaramanga* (19) Bogotá-Colombia: Minatome Colombiana Ltda. Instituto de Asuntos Nucleares
- Bohacs, K., Carroll, A., Neal, J., & Mankiewicz. (2000). Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: An Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework. In (Vol. 46, pp. 3-33).
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., & Vargas, R. (1985). Le poinçon de Pamplona (Colombie): Un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, (8), t. I, 403-413. doi:10.2113/gssgfbull.I.3.403

- Bonilla-Osorio, G., Sarmiento - Pérez, G., & Gaviria-Melo, S. (2011). Proveniencia y transformacion diagenética de minerales arcillosos del maastrichtiano - paleoceno al norte de bogotá, cordillera oriental de colombia. *Geología Colombiana*, 36, 179-196. Retrieved from <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/35140>
- Bonilla-Osorio, G. E. (2008). *Caracterización mineralógica y paleoambiental de las arcillolitas de la formación guaduas*. (M.Sc en Geología). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Botero, G. (1950). Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belen, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Depto de Boyacá. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, 8, 245-311.
- Botero, G. A. (1946). *Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belen, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Boy.* (534) Bogotá:
- Boyd, R., W., D. R., & Zaitlin, B. A. (2006). Estuarine and incised-valley facies models. In *Facies Models Revisited* (Vol. 1, pp. 532): SEPM Society for Sedimentary Geology.
- Burg, J. P. (2017). Paleo-“stress” analysis from fault data. Retrieved from <https://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/5paleostress.pdf>
- Bürgl, H. (1961). Historia geológica de Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 11(43), 137-191.
- Caballero, V., Mora, A., Quintero, I., Blanco, V., Parra, M., Rojas, L. E., . . . Stockli, D. (2013). Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: The Nuevo Mundo syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 315-342.
- Caballero, V. M. (2010). *Evolución tectono - sedimentaria del sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca sedimentaria Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el Oligoceno - Mioceno*. (Master en Geología). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Caballero, V. M., Parra, M., & Mora, A. (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano: proveniencia sedimentaria en el sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio Del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32 (1), 45-77.
- Campbell, C. J. (1968). *The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting*. Paper presented at the Fourth Caribbean Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad & Tobago.
- Campbell, C. J., & Bürgl, H. (1965). Section through the Eastern Cordillera of Colombia, South America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 76(5), 567-590.
- Casas-Sainz, A., Gil-Peña, I., & Gómez, J. (1990). Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, 46. doi:10.3989/egeol.90465-6469
- Casero, P., Salel, J.-F., & Rossato, A. (1997). *Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foot-hills of the Cordillera Oriental (Colombia)*. Paper presented at the VI Simposio Bolivariano, Cartagena, Colombia.

- Caster, K. E. (1939). A Devonian fauna from Colombia. *Bulletin of American Paleontology*, 24, 101-318.
- Cediel, F. (1968). El Grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. *Boletín Geológico Ingeominas*, 16(1-3), 5-96.
- Cediel, F., Shaw, R. P., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. F. Blickwede (Eds.), *Mexico and the Caribbean region: plate tectonics, basin formation and hydrocarbon habitats* (pp. 815– 848): American Association of Petroleum Geologist, memoir 79.
- Cetina, L. M., Velandia, F., & Patiño-Sanabria, H. A. (2019). Análisis de deformación al occidente del Anticlinorio de Los Yarigués - Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, 41(3), 31-56. doi:10.18273/revbol.v41n3-2019002
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *AAPG Bulletin*, 54(2), 207-250. doi:10.1306/5d25c98b-16c1-11d7-8645000102c1865d
- Coe, A. L., Argles, T. W., Rothery, D. A., & Spicer, R. A. (2010). *Geological Field Techniques* (A. L. Coe Ed.). Milton Keynes, UK: Blackwell Publishing Ltd.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., & L., R. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section. In J. Letouzey (Ed.), *Petroleum and tectonics in mobile belts* (pp. 81-100). Paris: Editions Technip.
- Collinson, J. D. (1996). Alluvial sediments. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes. Facies and Stratigraphy* (3rd ed. ed., pp. 688). Cambridge: Blackwell Science.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., & Alvarez, R. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, Medium: X; Size: pp. 1421-1443.
- Correa-Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., & Zapata-García, G. (2019). Petrografía, geoquímica y geocronología U-Pb de las rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Noreán al NW del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 41(1), 29-54. doi:10.18273/revbol.v41n1-2019002
- Cortés, M., & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29-58. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/college/article/B6V72-4G9GN2S-1/2/a4c95ac5fe4810a3a3f9bac22c48a08e>
- Cortés, M., Angelier, J., & Colletta, B. (2005). Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24(1). doi:<https://doi.org/10.1029/2003TC001551>
- Cortés, M., Colletta, B., & Angelier, J. (2006). Structure and tectonics of the central segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 437-465. Retrieved from

- <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VDS-4KXDR5F-1/2/180cdc465ee11094fc7709a0c03fa209>
- Coryell, H., & Malkin, D. (1935). *Paleontología de la sección del Lebrija, departamento de Santander, Colombia. New York City. (Traducción Española de Royo y Gomez, J., 1942)* Bogotá:Servicio Geológico Nacional
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., López-Isaza, J. A., Osorio-Naranjo, J. A., & Carrillo-Lombana, E. J. (2012). Análisis Estructural Del Segmento Bucaramanga Del Sistema De Fallas De Bucaramanga (Sfb) Entre Los Municipios De Pailitas Y Curumaní, Cesar - Colombia. *Boletín de Geología*, 34, 73-101. Retrieved from [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0120-02832012000200004&nrm=iso](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0120-02832012000200004&nrm=iso)
- Davies, J. H. F. L., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., Ernesto, M., & Schaltegger, U. (2017). End-Triassic mass extinction started by intrusive CAMP activity. *Nature Communications*, 8(1), 15596. doi:10.1038/ncomms15596
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., . . . San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282(1-4), 1-38. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V72-3SX6MR3-2/2/dac596a3ceb15a2cf9d3016bef5b31d0>
- Delvaux, D., & Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212, 75-100. doi:10.1144/GSL.SP.2003.212.01.06
- Dengo, G., & Covey. (1993). Structure of Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 77(8), 1315-1337.
- Dickey, P. A. (1941). Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 25, 1789-1795.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., . . . Ryberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235.
- Dickinson, W. R., & Suczek, C. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164-2182.
- Diederix, H., Hernández, C., Torres, E., Osorio, J., & Botero, P. (2009). Resultados preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la falla de Bucaramanga, Colombia. *Ingeniería Investigación y Desarrollo*, 9 (2), 18-23. Retrieved from [https://revistas.uptc.edu.co/index.php/ingenieria\\_sogamoso/article/view/903](https://revistas.uptc.edu.co/index.php/ingenieria_sogamoso/article/view/903)
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of carbonate rocks* (Vol. Memoir 1, pp. 108-121): American Association of Petroleum Geologists.

- Duque-Caro, H. (1990). El Bloque Chocó en el noroccidente Suramericano: implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas. *Boletín Geológico, Ingeominas*, 31(1), 48-71.
- Etayo-Serna, F., Barrero, D., Lozano, H. Q., Espinosa, A., González, H., Orrego, A., . . . Hodges, C. A. (1983). *Mapa de terrenos geológicos de Colombia* (Vol. 14). Bogotá: Ingeominas.
- Fabré, A. (1983). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución tectónica. *GEOLOGÍA NORANDINA*, 8, 21- 27.
- Folk, R. L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, 62(4), 344-359.
- Folk, R. L. (1959). Practical Petrographic Classification of Limestones1. *AAPG Bulletin*, 43(1), 1-38. doi:10.1306/0bda5c36-16bd-11d7-8645000102c1865d
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. In W. E. Ham (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks. Memoir 1* (pp. 63-84): American Association of Petroleum Geologists.
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Texas Hemphill Publishing Co.
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin, texas, USA: Hemphill Publishing Company.
- Forero-Ortega, A. J., Velandia, F., & Barragán-Coy, E. K. (2020). Estilos estructurales y tensores de esfuerzos hacia el suroeste del Macizo de Santander (Colombia). *Boletín de Geología*, 42, 129-145. Retrieved from [http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0120-02832020000200129&nrm=iso](http://www.scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0120-02832020000200129&nrm=iso)
- Forero, A. (1990). The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South America Earth Sciences*, 3, 141-151. Retrieved from C:\Mario\Archaeopteris\devonicocol\DEVONIAN PLANTS FROM COLOMBI2\_archivos\provisionaljpg\Paleogeography.doc
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. New York: Cambridge University Press.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*.
- Fregenal, M. A., & Meléndez, N. (2010). Lagos y sistemas lacustres. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 1290). Madrid: Consejo Superior De Investigaciones Científicas.
- Glenn, C., & Kelts, K. (1991). Sedimentary Rhythms in Lake Deposits. In.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes Ramírez, N., Mejía, D., Avella, M., Ospina, M., . . . Penagos, M. (Cartographer). (2007). *Mapa Geológico de Colombia 2007*
- Harding, T., & Lowell, J. D. (1979). Structural Styles, Their Plate-Tectonic Habitats, and Hydrocarbon Traps in Petroleum Provinces1. *AAPG Bulletin*, 63(7), 1016-1058. doi:10.1306/2f9184b4-16ce-11d7-8645000102c1865d

- Harding, T., Vierbuchen, R., & Christie-Blick, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In (Vol. 37, pp. 51-77).
- Harding, T. P. (1974). Petroleum Traps Associated with Wrench Faults1. *AAPG Bulletin*, 58(7), 1290-1304. doi:10.1306/83d91669-16c7-11d7-8645000102c1865d
- Hatcher, R. D., & Bailey, C. M. (2019). *Structural Geology: Principles, Concepts, and Problems* (3 ed.). Oxford: Oxford University Press.
- Hettner, A. (1892). *Die Kordillere von Bogotá*: Petermanns geographische Mitteilungen (Translated into Spanish by E. Guhl 1966 as: *La Cordillera de Bogotá: Resultados de viajes y estudios*. Banco de la República, Bogotá. 351 pp).
- Horton, B., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., & Stockli, D. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1423-1442. doi:10.1130/B30118.1
- Horton, B. K., Parra, M., & Mora, A. (2020). Construction of the Eastern Cordillera of Colombia: Insights from the sedimentary record. In J. M. Z. Gómez, D. (Ed.), *The Geology of Colombia* (Vol. Volume 3 Paleogene – Neogene, pp. 67–88): Servicio Geológico Colombiano.
- Irving, E. M. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico*, 19, 1-90.
- Julivert, M. (1958). La morfoestructura de la zona de Mesas al SW de Bucaramanga *Boletín de Geología UIS*, 1, 7-44.
- Julivert, M. (1968). *Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque - Tertiaire* (Vol. V). Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.
- Kammer, A. (1993). Steeply Dipping Basement Faults and Associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geología Colombiana*, 18(0), 47-64. Retrieved from <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31301>
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24(0), 29-53. Retrieved from <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31481>
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., & Velásquez, A. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In J. M. Z. Gómez, D. (Ed.), *The Geology of Colombia* (Vol. 3 Paleogene – Neogene, pp. 143–183). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Kammer, A., & Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyaca faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 412-



422. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VDS-4KXDR5F-5/2/4b1c61366e8001cf9043775e3769d315>
- Kellogg, J., Ojeda, G., Duque, H., & Ceron, J. (2005). *Crustal structure of the eastern Cordillera, Colombia*. Paper presented at the 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona.
- Kelts, K. (1988). Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 40(1), 3-26.
- Kennan, L., & Pindell, J. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. In K. James, M. A. Lorente, & J. Pindell (Eds.), *The geology and evolution of the region between North and South America* (pp. Preprint): Geological Society of London, Special Publication.
- Kozur, H., & Weems, R. (2010). The biostratigraphic importance of conchostracans in the continental Triassic of the northern hemisphere. *Geological Society London Special Publications*, 334, 315-417. doi:10.1144/SP334.13
- Langenheim, J. H. (1959). Preliminary Notes on Plant Fossils from Late Paleozoic and Early Mesozoic Rocks in the Cordillera Oriental of Colombia. *Boletín de Geología*, 3, 51-53.
- Langenheim, J. H. (1961). Late Paleozoic and early Mesozoic plant fossils from the Cordillera Oriental and correlation of the Giron Formation. *Boletín del Servicio Geológico Nacional de Colombia*, 8, 95-132.
- Langenheim, R. L. (1959). *Preliminary report on the stratigraphy of the Girón Formation in Santander and Boyacá*. Informe 1011 Bogotá: Instituto Geológico Nacional
- Lee, J. (2018). Chapter 11 - Glacial Lithofacies and Stratigraphy. In J. Menzies & J. J. M. van der Meer (Eds.), *Past Glacial Environments (Second Edition)* (pp. 377-429): Elsevier.
- López-Arbarello, A. (2012). Phylogenetic interrelationships of ginglymodian fishes (Actinopterygii: Neopterygii). *PLoS One*, 7(7), e39370. doi:10.1371/journal.pone.0039370
- Mange, M. A., & Maurer, H. F. (1991). *Heavy Minerals in Colour* (1 ed.): Springer Dordrecht.
- Marfil-Pérez, R., & Caja-Rodríguez, M. A. (2010). Diagénesis de rocas detríticas. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 15 - 52). Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Marrett, R., & Allmendinger, R. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986. doi:10.1016/0191-8141(90)90093-E
- Mattauer, M. (1976). *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*: EDICIONES OMEGA, S.A.
- McClay, K. R. (2004). *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*: American Association of Petroleum Geologists.

- McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society, London*, 141, 831-845.
- Meschede, M., & Frisch, W. (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296, 269-291.
- Miall, A. (2013). *Principles of Sedimentary Basin Analysis*: Springer New York.
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22, 261-308.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Berlin: Springer.
- Miall, A. D. (2006). Reconstructing the architecture and sequence stratigraphy of the preserved fluvial record as a tool for reservoir development: a reality check. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 90, 989-1002.
- Miall, A. D. (2010). Alluvial Deposits. In N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (Vol. 4). Newfoundland & Labrador: Geological Association of Canada.
- Miall, A. D. (2016). *Stratigraphy: A Modern Synthesis* (Springer Ed.). Switzerland: Springer International Publishing.
- Mojica, J., Kammer, A., & Ujueta, G. (1996). El Jurásico del Sector Noroccidental de Suramérica y Guía de la Excursión al Valle Superior del Magdalena (Nov. 1-4/95), Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. *Geología Colombiana*, 21(0), 3-41. Retrieved from <https://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol/article/view/31420>
- Montes, C., Hatcher, J. R. D., & Restrepo-Pace, P. A. (2005). Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematics of the Piedras-Girardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399(1-4), 221-250. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/college/article/B6V72-4FH5K3C-1/2/2e8fcd8c115545d2e84670f512098f5a>
- Mora, A., Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., . . . Stockli, D. F. (2010). Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 94(10), 1543-1580.
- Mora, A., & Parra, M. (2008). The structural style of footwall shortcuts along the Eastern foothills of the Colombian Eastern Cordillera. Differences with other inversion related structures. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3, 7-21.
- Mora, A., Parra, M., Rodríguez-Guillermo, Blanco, V., Moreno, N., & Caballero, V. (2015). What drives orogenic asymmetry in the Northern Andes?: A case study from the apex of the Northern Andean Orocline. *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir*, 108, 547-586. doi:10.1306/13531949M1083652

- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25(2). doi:<https://doi.org/10.1029/2005TC001854>
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodríguez, G., Tesón, E., Ramirez-Arias, J. C., Parra, M., . . . Stockli, D. F. (2013). Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society, London, Special Publications*, 377(1), 411-442. doi:10.1144/sp377.6
- Morales, L. G., Podesta, D. J., Hatfield, W. C., Tanner, H., Jones, S. H., Barker, M. H. S., . . . Goss, C. R. (1958). *General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia*. Paper presented at the Habitat of Oil, Symposium, Tulsa.
- Moreno-Sánchez, M., & Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. F. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 891-924): American Association of Petroleum Geologist, memoir 79.
- Muñoz-Martín, A., & de Vicente, G. (2010). Análisis de esfuerzos tectónicos fallas y sismos. *Reduca (Geología)*, 2 (6)(Serie Tectónica), 1-91.
- Navas, G. J. (1962). Geología del Carbonífero al N. de Bucaramanga. *Boletín Geológico, Universidad Industrial de Santander*, 30, 23-34.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (2nd ed.). Hoboken: John Wiley & Sons Ltd.
- Nomade, S., Knight, K. B., Beutel, E., Renne, P. R., Verati, C., Féraud, G., . . . Bertrand, H. (2007). Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244(1), 326-344. doi:<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>
- Osorio-Afanador, D., & Velandia, F. (2021). Late Jurassic syn-extensional sedimentary deposition and Cenozoic basin inversion as recorded in The Girón Formation, northern Andes of Colombia. *Andean geology*, 48, 237-266. Retrieved from [http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0718-71062021000200237&nrm=iso](http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-71062021000200237&nrm=iso)
- Osorio, J. A., Moreno-Hernandez, C., Torres-Jaimes, E. M., & Botero-Santa, P. A. (2008). *Modelo geodinámico del Macizo de Santander* (Informe interno Ingeominas) Bogotá, Colombia:Ingeominas <https://recordcenter.sgc.gov.co/B7/21003002524547/documento/pdf/2105245471101000.pdf>
- Paris, G., Machette, M., Dart, R., & Haller, K. (2000). Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia its offshore regions. USGS open-file report 00-0284. Map at 2,500,000 scale and report, 66 pp. Retrieved from <http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/open-file-reports/ofr-00-00284>

- Paris, G., & Romero, J. A. (1994). Fallas activas en Colombia. *Boletín Geológico*, 34(2-3), 4-25. Retrieved from <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/347>
- Pellé, J. M. (2012). Appendix 1 - Color Codes for Geological Timescales. In F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, & G. M. Ogg (Eds.), *The Geologic Time Scale* (pp. 1041-1043). Boston: Elsevier.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., & Siever, R. (1973). *Sand and Sandstone*. New York, USA: Springer.
- Pindell, J., & Dewey, J. F. (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the origin of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1, 179-212.
- Pindell, J., & Erikson, J. P. (1994). The Mesozoic Passive Margin of Northern South America. In J. A. Salfity (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes* (pp. 1-60). Wiesbaden: Vieweg+Teubner Verlag.
- Pindell, J., & Kennan, L. (Eds.). (2009). *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update*. London: Geological Society of London, Special Publication.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresh, W. V., Stanek, K. P., Draper, G., & Higgs, R. (2005). Platekinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins In H. G. Lallemand & V. B. Sisson (Eds.), *Caribbean-South American plate interactions, Venezuela* (Vol. 394, pp. 7-52): Geological Society of America Special Paper.
- Pindell, J., & Tabbutt, K. D. (1995). Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. *AAPG Memoir*, 62, 101-128.
- Ponce, J. J., Carmona, N., & 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* (F. YPF Ed. 1a ed.). Buenos Aires, Argentina: Fundación YPF y Universidad Nacional de Río Negro.
- Rabe, H. E. (1974). *Zur Stratigraphie des ostandinavischen Raumes von Kolumbien. II. Die Prekambriolische mesozoische Abfolge der Ost-Kordillere nördlich von Bucaramanga*. (Ph. D.). Justus Liebig-Universität, Giessen.
- Radelli, L. (1967). *Géologie des Andes colombiennes*. (Docteur es-Sciences Thèse). Université de Grenoble, Français. (6)
- Ragan, D. L. (2009). *Structural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques* (4 ed.): Cambridge University Press.
- Ramsay, J. G., & Huber, M. I. (1987). *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures*. (2009/05/01 ed. Vol. 2). London: Cambridge University Press.
- Reches, Z. e. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95(1), 133-156. doi:[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90264-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90264-0)

- Reison, G. E. (1992). Transgressive barrier island and sturarine systems. In R. G. Walker & N. P. James (Eds.), *Facies Models* (Vol. 1, pp. 214). Newfoundland: Geological Association of Canada.
- Remy, W., Remy, R., Pfefferkorn, H. W., Volkheimer, W., & Rabe, E. (1975). Neueinstufung der Bocas-Folge (Bucaramanga, Kolumbien) in der unteren Jura anhand einer *Phlebopteris-branneri*- und *Classopollis*-Flora. *Argumenta Paleobotanica*, 4, 55-75.
- Renaut, R. W., & Gierlowski-Kordesch, E. H. (2010). Lakes. In N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (Vol. 4). Newfoundland & Labrador: Geological Association of Canada.
- Restrepo-Pace, P. A. (1995). *Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data*. (Ph.D.). University of Arizona, Tucson, Arizona.
- Restrepo-Pace, P. A., Colmenares, F., Higuera, C., Mayorga, M., & McClay, K. R. (2004). A Fold-and-thrust belt along the western flank of the Eastern Cordillera of Colombia— Style, kinematics, and timing constraints derived from seismic data and detailed surface mapping. In *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems* (Vol. 82, pp. 0): American Association of Petroleum Geologists.
- Restrepo, J. J., & Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 11(3), 189-193.
- Rickard, M. J. (1972). Fault Classification: Discussion. *GSA Bulletin*, 83(8), 2545-2546. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[2545:Fcd]2.0.Co;2
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie, und Paleontologie, B*, 1929, 354. Retrieved from <https://ci.nii.ac.jp/naid/10029579415/en/>
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A., Zapata Villada, J., Ramírez, D., & Sabrica, C. (2022). Evolution of arc magmatic cycles from the Carboniferous to the Early Cretaceous in the western paleomargin of Gondwana, north of the Andes. *Boletín Geológico*, 49, 17. doi:10.32685/0120-1425/bol.geol.49.2.2022.663
- Rodríguez-García, G., Correa-Martínez, A. M., Zapata-Villada, J. P., & Obando-Erazo, G. (2019). Fragments of a Permian Arc on the Western Margin of the Neoproterozoic Basement of Colombia. In J. Gómez Tapias & D. Mateus-Zabala (Eds.), *The Geology of Colombia, Volume 1 Proterozoic – Paleozoic* (First ed., pp. 293–335). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, J. P., & Arche, A. (2010). Deltas. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 15 - 52). Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Roeder, D., & Chamberlain, R. L. (1995). Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution. In A. J. Tankard, R. S. Soruco, & H. J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America* (Vol. 62, pp. 0): American Association of Petroleum Geologists.

- Rolon, L. F. (2004). *Structural geometry of the Jura-Cretaceous rift of the Middle Magdalena Valley basin--Colombia*. (Master of Science in Geology ). [West Virginia University Libraries], Morgantown, W. Va. Retrieved from <https://researchrepository.wvu.edu/cgi/viewcontent.cgi?article=11914&context=etd> Available from <http://worldcat.org/z-wcorg/> database.
- Rooney, C. B., & Basu, A. (1994). Provenance analysis of muddy sandstones. *Journal of Sedimentary Research*, 64(1a), 2-7. doi:10.1306/d4267ce9-2b26-11d7-8648000102c1865d
- Rossello, E. (2012). *La sintaxis tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia): evidencias morfotectónicas de su cinemática*. Paper presented at the Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
- Rossello, E., Navistic, L., Araque, L., Bettini, F., Bordarampe, C., Castro, E., . . . Salvay, R. O. (2004). La sintaxis tectónica de las cordilleras Oriental y Santander: Aportes de modelos analógicos y controles regionales sobre sistemas petroleros. *3ra Convencion Tecnica de la Asociacion Colombiana de Geologos y Geofisicos del Petroleo*, 1-12.
- Royero, G. J. M., & Clavijo, J. (2001). Mapa generalizado del Departamento de Santander. In *Memoria explicativa* (pp. 92): Ingeominas.
- Royo y Gomez, J. (1943). Fósiles del Barremiense colombiano. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, 6, 455-490.
- Sánchez, J., Horton, B. K., Tesón, E., Mora, A., Ketcham, R. A., & Stockli, D. F. (2012). Kinematic evolution of Andean fold-thrust structures along the boundary between the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Tectonics*, 31(3). doi:<https://doi.org/10.1029/2011TC003089>
- Sarmiento-Rojas, L. F. (2002). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion - History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models*. (PhD). Netherlands Research School of Sedimentary Geology (NSG), Amsterdam. (9287-25-5)
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., & Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383-411. Retrieved from <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VDS-4KXDR5F-2/2/a91a257969a9a0da8604ec34dd449f31>
- Sarmiento, L. F. (2001). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models*. (Ph.D.). Vrije Universiteit, Amsterdam. (2002.01.01)
- Scotese, C., & Schettino, A. (2017). Late Permian-Early Jurassic Paleogeography of Western Tethys and the World. In (pp. 57-95).
- Scotese, C. R. (2017). Phylotectonics: A Phylogeny of Plate Tectonic History. In C. R. Scotese (Ed.), *Atlas of Ancient Oceans & Continents: Plate Tectonics 1.5 by - Today* (pp. 1-75). Evanston: PALEOMP Project.

- Scott, G. R. (1978). Translation of accretionary slivers: Triassic results from the Central Cordillera of Colombia (abstract). *EOS*, 59, 1058-1059.
- Selley, R. C. (2000). *Applied Sedimentology* (2 ed.). San Diego, CA: Academic Press Inc.
- Shanmugam, G. (2006). *Deep-Water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs* (Vol. 5). Amsterdam: Elsevier.
- Sopeña, A., & Sánchez-Moya, Y. (2010). Los sistemas aluviales. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 73 - 84). Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Spikings, R., Cochrane, R., Vallejo, C., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Paul, A., & Winkler, W. (2019). Chapter 7 - Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology. In B. K. Horton & A. Folguera (Eds.), *Andean Tectonics* (pp. 173-208): Elsevier.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: From Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>
- Spikings, R., Reitsma, M. J., Boekhout, F., Mišković, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., . . . Schaltegger, U. (2016). Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research*, 35, 124-143. doi:<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.02.008>
- Taboada, A., A., R. L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Phillipe, H., Bijwaard, H., . . . Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19, 787-813.
- Talbot, M. R., & Allen, P. A. (1996). Lakes. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentology Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Third ed.). Oxford: University of Oxford.
- Teixell, A., Ruíz, J. C., Teson, E., & Mora, A. (2015). The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogotá. *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir*, 108, 499-516. doi:10.1306/13531947M1083650
- Tesón, E., Mora, A., Arias, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., . . . Valencia, V. (2013). Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society of London Special Publications*, 377, 257-283. doi:10.1144/SP377.10
- Thorez, J. (1976). *Practical Identification of Clay Minerals: A Handbook for Teachers and Students in Clay Mineralogy*: LeLotte.
- Toro-Toro, L. M., Cardona-Ríos, J. J., Moreno-Sánchez, M., & Gómez-Cruz, A. d. J. (2021). Petrografía y geoquímica de las rocas piroclásticas y efusivas de la Formación Bocas (Triásico Superior-Jurásico Inferior) y efusivas de la Formación Nogontova (Macizo

- de Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 43 (1), 53-75. doi: <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n1-2021003>
- Toro, J. (1990). *The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia*. (Master of Science). The university of Arizona, Arizona, USA.
- Toro, R. A., & Osorio, J. A. (2005). Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento Norte de los Andes calculados a partir de mecanismos focales de sismos mayores. *Boletín de Geología*, 27 (44), 13-24.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. (1990). Cronología de las acreciones de terrenos aloctonos en los Andes colombianos.
- Toussaint, J. F., & Restrepo, J. J. (1994). The Colombian Andes during Cretaceous times. In S. Vieweg (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes* (pp. 61-100). Wiesbaden.
- Trapp, D. (1968). *Das Paläozoikum und Frühmesozoikum im nördlichen Quetame- und westlichen Santandermassiv der Ostkordillere Kolumbiens, Südamerika*. Unpublished These. Bibliotheca Ingeominas 560.172.T71. Giessen.
- Trumpy, D. (1943). Pre-Cretaceous of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 54(9), 1261-1304.
- Trumpy, D. (1944). El Precretáceo de Colombia. Informe técnico. In (Vol. 9, pp. 15). Bogotá: Instituto Colombiano de Petróleos.
- Trumpy, D. (1949). Geology of Colombia. In (pp. 1-162). Hague: N.V. de Bataafsche Petroleum Maatschappij. Geological Department.
- Tschanz, C. J., Marvin, R. F., Cruz, J., Mehner, H. H., & Cebula, G. T. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 85, 273-284.
- Tucker, M. E. (2003). *Sedimentary rocks in the field* (3 (ed.) ed. Vol. The Geological Field Guide Series.). Durham, UK: Wiley.
- Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos. *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, 6(1-3), 67-128.
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., & A., M. (2019). Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North- Western Gondwana. *Gondwana Research*, 66, 227-245. Retrieved from <https://plu.mx/plum/a/?doi=10.1016/j.gr.2018.09.007&theme=plum-sciencedirect-theme&hideUsage=true>
- Van der Lelij, R., Spikings, R., & Mora, A. (2016). Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 248, 220-239. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.006>
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27, 81-94.

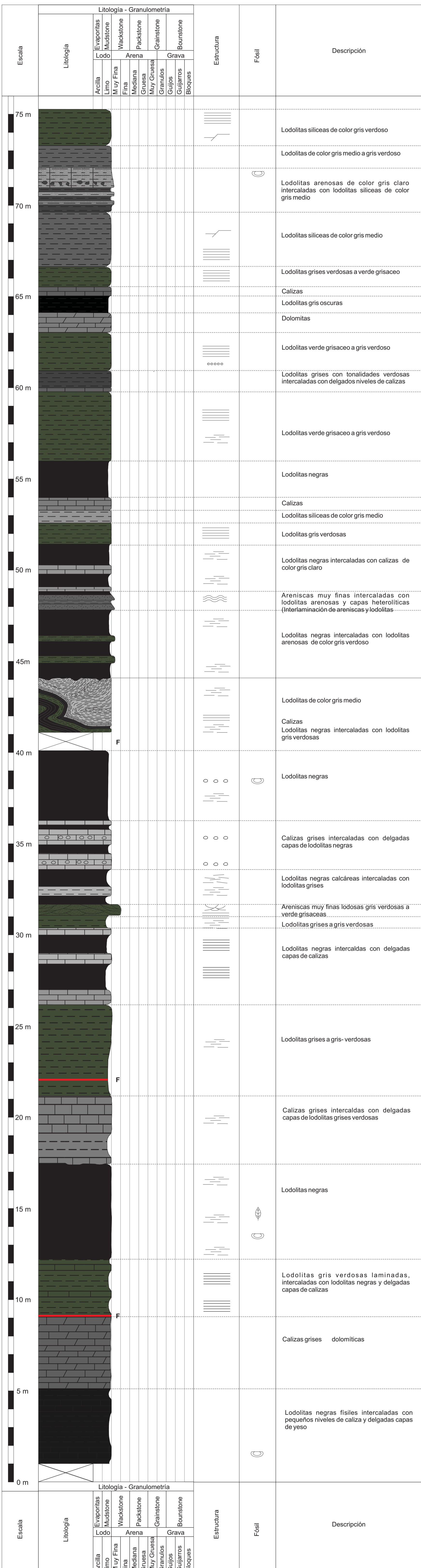


- Velandia, F. (2017). *Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga*. (Doctorado en Geociencias). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Velandia, F., & Bermúdez, M. A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): Insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *Journal of Structural Geology*, 115, 190-207. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.07.020>
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C. A., López, J. A., Bermúdez, M. A., & Audemard M, F. A. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*, 137, 104087. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104087>
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía: principios y métodos*. Madrid: Editorial Rueda.
- Vilas, F., Bernabéu, A., Rubio, B., & Rey, D. (2010). Estuarios, rías y llanuras intermareales. In A. Arche (Ed.), *Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria* (pp. 619-674). Madrid, España: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Villamil, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 239-275.
- Waldron, J. W. F. (2005). Extensional fault arrays in strike-slip and transtension. *Journal of Structural Geology*, 27(1), 23-34. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.06.015>
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., & Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico, Ingeominas*, 21(1-3), 1-132.
- Ward, D., Goldsmith, R., Juimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., & Gómez, E. (Cartographer). (1977). Geología de la Plancha 109 Rionegro
- Warr, L., & Mählmann, R. F. (2015). Recommendations for Kübler index standardization. *Clay Minerals*, 50(3), 283-286.
- Warr, L., & Rice, A. (1994). Interlaboratory standardization and calibration of day mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of metamorphic Geology*, 12(2), 141-152.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history* (Springer Ed.). Heidelberg: Springer-Verlag Berlin.

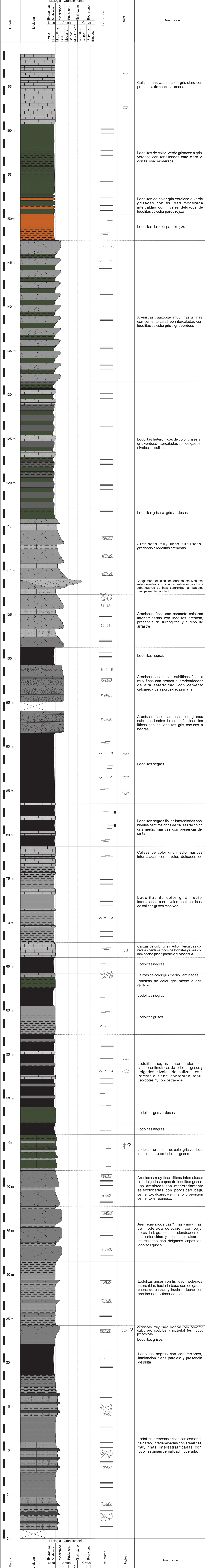
## **Anexo 1**

Columnas estratigráficas a escala 1:100

# COLUMNA 1



## COLUMNA 2



## **Anexo 2**

Tabla de datos estructurales

No Datos	Dip/Dir-Dip	Azimut/buz	Tipo de dato	Componente	Pitch	R: reactivada N: Neoformada
1	168/85	78/85	Estratificación			
2	149/80	59/80	Estratificación			
3	145/85	55/85	Estratificación			
4	155/80	65/80	Estratificación			
5	145/85	55/85	Estratificación			
6	122/60	32/60	Estratificación			
7	140/74	50/74	Estratificación			
8	115/75	25/75	Estratificación			
9	135/55	45/55	Estratificación			
10	125/75	35/75	Estratificación			
11	150/35	60/35	Estratificación			
12	105/45	15/45	Estratificación			
13	95/55	5/55	Estratificación			
14	90/55	0/55	Falla	IS	50 SE	R
15	100/61	10/31	Falla	SI	25 SE	N
16	230/15	140/15	Falla	ID	75 SW	N
17	115/55	25/55	Falla	I		R
18	20/59	290/59	Falla	I		R
19	95/50	5/50	Falla	I		R
20	255/80	165/80	Falla	S	0 SE	N
21	50/32	320/32	Falla	I		N
22	105/45	15/45	Falla	I		N
23	130/40	40/40	Falla	I		N
24	125/74	35/74	Falla	I		R
25	90/65	0/65	Falla	I		R
26	100/50	10/50	Falla	I		R
27	283/70	193/70	Falla	S	20 SW	N
28	315/55	225/55	Falla	I		R
29	225/80	135/80	Falla	S	0 SE	N
30	95/40	5/40	Falla	I		N
31	93/30	3/30	Falla	I		N
32	335/76	65/76	Falla	DI		N
33	130/50	40/50	Falla	IS	46 SW	N
34	300/35	210/35	Falla	I		N
35	140/33	50/33	Falla	I		N
36	335/65	245/65	Falla	I		R
37	10/45	280/45	Falla	N		R
38	145/80	55/80	Falla	I		R
39	105/40	15/40	Falla	I		N
40	150/85	60/85	Falla	N		N
41	160/85	70/85	Falla	N		N
42	120/70	30/70	Falla	N		N
43	115/47	25/47	Falla	I		N
44	70/47	340/47	Falla	DN		N
45	175/76	85/76	Falla	SI	40 SW	R
46	30/75	300/75	Falla	SI	20 SE	R
47	40/67	310/67	Falla	SN	20 NW	N
48	80/70	350/70	Falla	I		R
49	86/62	356/62	Falla	I		R
50	155/74	65/74	Falla	ND	50 SW	N
51	135/75	45/75	Falla	N		N
52	160/90	70/90	Falla	SN	30 NE	N
53	166/76	76/76	Falla	DN	30 SW	N
54	20/90	290/90	Falla	D	55 SE	N
55	10/50	280/50	Falla	I		R
56	120/60	30/60	Falla	I		R
57	110/30	20/30	Falla	I		N
58	325/64	235/64	Falla	I		R
59	90/35	0/35	Falla	I		N
60	280/74	190/74	Falla	NS	50 SW	N
61	220/62	130/62	Falla	SN	40 SE	N
62	60/64	330/64	Falla	D	0 NW	N
63	125/33	35/33	Falla	I		N
64	294/81	204/81	Folición plano Axial			

## **Anexo 3**

Formatos de análisis y conteo petrográfico

## Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas

### 1. Información General

Muestra	<u>010</u>	Columna	<u>1</u>
		Posición en m	<u>8</u>

### 2. Descripción textural

Homogeneidad de la roca	<u>Heterogénea</u>		
Tamaño de grano promedio	<u>200 µm (Fino)</u>		
Rango de tamaños	<u>52 a 260 µm</u>		
Selección	<u>Mal seleccionada</u>		
Redondez promedio	<u>Subangular a subredondeado</u>		
Esfericidad promedio	<u>Alta</u>		
Madurez textural	<u>Inmadura</u>		

#### 2.1 Porcentajes de tamaños de grano

<b>Grava</b>		<u>0 %</u>			
Tamaño promedio			Redondez		Esfericidad
<b>Arena</b>		<u>70 %</u>			
Tamaño promedio		<u>200 µm</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	Esfericidad <u>Alta</u>
<b>Lodo</b>		<u>30 %</u>			
Arcilla		<u>10 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:		<u>2 µm</u>
Limo		<u>20 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:		<u>20 µm</u>

#### 2.2 Contacto entre granos

Flotante:	<u>10 %</u>	Tangencial:	<u>60 %</u>
Longitudinal:	<u>20 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>10 %</u>
Suturado:	<u>0 %</u>		

#### 2.3 Fábrica

Grano-soportada	<u>70 %</u>	Matriz-soportada	<u>30 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

#### 2.4 Porosidad

<u>5 %</u>	Primaria	<u>3 %</u>	Secundaria	<u>2 %</u>
Tipo(s)	<u>Intercristalina e intracristalina</u>			
Descripción	<u>Asociado a la disolución de opacos, disolución de carbonatos, fracturas</u>			

#### 2.5 Estructuras

---



---



---

### 3. Clasificación textural

Nombre textural (Folk, 1954)	<u>Arenisca limosa</u>
Observaciones	   

### 4. Clasificación composicional

#### 4.1 Descripción composicional

<b>4.1.1 Terrígenos</b>		<u>93 %</u>			
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>		<u>70 %</u>			
	Monocristalino	<u>60 %</u>	Tamaño promedio	<u>130 µm</u>	
	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	
	Policristalino	<u>10 %</u>	Tamaño promedio	<u>250 µm</u>	
	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	
	Observaciones	  			
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>		<u>10 %</u>			
	Potásico	<u>4 %</u>			
	Tamaño promedio	<u>158 µm</u>		Esfericidad	<u>Alta</u>
	Sódico-Cálcico	<u>6 %</u>		Redondez	<u>Subangular</u>



Tamaño promedio	78 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Alta	Redondez	Angular
Observaciones					
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	2 %				
<i>Sedimentarios</i>	2 %				
Tamaño promedio	3000 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	baja	Redondez	subangular
<i>Metamórficos</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Plutónicos</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Volcánicos</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>No identificables</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>	2 %				
Tamaño promedio	150 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subangular
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	1 %	Descripción	Mica moscovita, clorita		
Minerales arcillosos	2 %	Descripción	illita		
Granos aloquímicos	%	Descripción			
otros	2 %	Descripción	Circón, Yeso, Turmalina, Apatito		
Opacos	4 %	Descripción	Pirita fambroidal		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	1 %	Tipo(s)			
<b>4.1.3 Cemento</b>	2 %	Tipo(s)	Calcáreo, ferruginoso		
		Tamaño cristalino	40 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	4 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	Calcita		
		Tamaño	200 $\mu\text{m}$		
<b>Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b>	Subarcosa				

### 5. Diagénesis

Autigénesis	No visible
Recristalización	No visible
Observaciones	Superficies de disolución estilolitos, rellenos de opacos

**Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas**

**1. Información General**

Muestra	012	Columna	2
		Posición en m	4

**2. Descripción textural**

Homogeneidad de la roca	Heterogénea
Tamaño de grano promedio	230 µm (fino)
Rango de tamaños	40 a 310 µm
Selección	Moderadamente seleccionada
Redondez promedio	Subangular a subredondeado
Esfericidad promedio	Alta
Madurez textural	Inmadura

**2.1 Porcentajes de tamaños de grano**

<b>Grava</b>	0 %				
Tamaño promedio		Redondez		Esfericidad	
<b>Arena</b>	70 %				
Tamaño promedio	220 µm	Redondez	Subangular	Esfericidad	Alta
<b>Lodo</b>	30 %				
Arcilla	10 %	Tamaño promedio fracción arcilla:			3 µm
Limo	20 %	Tamaño promedio fracción limo:			25 µm

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	20 %	Tangencial:	45 %
Longitudinal:	30 %	Cóncavo-convexo:	5 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Fábrica**

Grano-soportada	80 %	Matriz-soportada	20 %
-----------------	------	------------------	------

**2.4 Porosidad**

2 %	Primaria	No visible	%	Secundaria	2 %
Tipo(s)	intracristalina	Origen			
Descripción	Disolución de carbonatos				

**2.5 Estructuras**

Laminación	

**3. Clasificación textural**

Nombre textural (Folk, 1954)	Arenisca limosa
Observaciones	

**4. Clasificación composicional**

**4.1 Descripción composicional**

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	75 %				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	60 %	Monocristalino	90 %	Tamaño promedio	150 µm
		Esfericidad	Alta	Redondez	Subangular
		Policristalino	10 %	Tamaño promedio	200 µm
		Esfericidad	Alta	Redondez	Subangular
		Observaciones			
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	5 %				
Potásico	3 %				
Tamaño promedio	200 µm	Esfericidad	Alta	Redondez	Subangular
Sódico-Cálcico	2 %				

Tamaño promedio	170 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Alta	Redondez	Angular
Observaciones					
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	6 %				
<i>Sedimentarios</i>	3 %				
Tamaño promedio	400 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	redondeados
<i>Metamórficos</i>	1 %				
Tamaño promedio	210 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	baja	Redondez	subangular
<i>Plutónicos</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Volcánicos</i>	2 %				
Tamaño promedio	760 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	baja	Redondez	subredondeado
<i>No identificables</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>	6 %				
Tamaño promedio	250 $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	2 %	Descripción	Mica moscovita, epidota		
Minerales arcillosos	4 %	Descripción			
Granos aloquímicos	3 %	Descripción	bioclastos micríticos		
otros	5 %	Descripción	Circón, Yeso, Turmalina, Apatito		
Opacos	9 %	Descripción			
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	10 %	Tipo(s)			
<b>4.1.3 Cemento</b>	15 %	Tipo(s)	Calcáreo, ferruginoso		
		Tamaño cristalino	30 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	0 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):			
		Tamaño	$\mu\text{m}$		
<b>Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b>	Sublitoarenita				

### 5. Diagénesis

Autigénesis	Presencia de Zeolitas (Phillipsite), Calcita y oxidos de hierro
Recristalización	No visible
Observaciones	



Tamaño promedio	<u>116</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>Baja</u>	Redondez	<u>Angular</u>
Observaciones	_____				
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	<u>1</u> %				
<i>Sedimentarios</i>	<u>1</u> %				
Tamaño promedio	<u>1300</u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>baja</u>	Redondez	<u>Subredondeada</u>
<i>Metamórficos</i>	<u>0</u> %				
Tamaño promedio	<u>        </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>        </u>	Redondez	<u>        </u>
<i>Plutónicos</i>	<u>0</u> %				
Tamaño promedio	<u>        </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>        </u>	Redondez	<u>        </u>
<i>Volcánicos</i>	<u>0</u> %				
Tamaño promedio	<u>        </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>        </u>	Redondez	<u>        </u>
<i>No identificables</i>	<u>0</u> %				
Tamaño promedio	<u>        </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>        </u>	Redondez	<u>        </u>
<b>4.1.1.4 Chert</b>	<u>3</u> %				
Tamaño promedio	<u>120</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>alta</u>	Redondez	<u>subredondeado</u>
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	<u>1</u> %	Descripción	<u>Mica moscovita, clorita</u>		
Minerales arcillosos	<u>5</u> %	Descripción	<u>illita</u>		
Granos aloquímicos	<u>5</u> %	Descripción	<u>bioclastos micríticos</u>		
otros	<u>4</u> %	Descripción	<u>Circón, Yeso, Turmalina, Apatito</u>		
Opacos	<u>8</u> %	Descripción	<u>        </u>		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	<u>15</u> %	Tipo(s)	<u>        </u>		
<b>4.1.3 Cemento</b>	<u>8</u> %	Tipo(s)	<u>Calcáreo, ferruginoso</u>		
		Tamaño cristalino	<u>30</u> $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	<u>2</u> %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	<u>Calcita (esparita) rellenando microfallas y fracturas</u>		
		Tamaño	<u>140</u> $\mu\text{m}$		
<b>Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b>	<u>Subarcosa</u>				

### 5. Diagénesis

Autigénesis	<u>No visible</u>
Recristalización	<u>No visible</u>
Observaciones	<u>        </u>
	<u>        </u>
	<u>        </u>

## Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas

### 1. Información General

Muestra	<u>017</u>	Columna	<u>2</u>
		Posición en m	<u>98</u>

### 2. Descripción textural

Homogeneidad de la roca	<u>Heterogénea</u>
Tamaño de grano promedio	<u>130 μm (fina a muy fina)</u>
Rango de tamaños	<u>40 a 170 μm</u>
Selección	<u>Moderadamente seleccionada</u>
Redondez promedio	<u>Subangular a angular</u>
Esfericidad promedio	<u>Alta</u>
Madurez textural	<u>Inmadura</u>

#### 2.1 Porcentajes de tamaños de grano

<b>Grava</b>	<u>0 %</u>	Tamaño promedio	<u>                    </u>	Redondez	<u>                    </u>	Esfericidad	<u>                    </u>
<b>Arena</b>	<u>65 %</u>	Tamaño promedio	<u>220 μm</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>
<b>Lodo</b>	<u>35 %</u>	Arcilla	<u>10 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:	<u>                    </u>		<u>2 μm</u>
		Limo	<u>25 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:	<u>                    </u>		<u>40 μm</u>

#### 2.2 Contacto entre granos

Flotante:	<u>25 %</u>	Tangencial:	<u>40 %</u>
Longitudinal:	<u>32 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>3 %</u>
Suturado:	<u>0 %</u>		

#### 2.3 Fábrica

Grano-soportada	<u>75 %</u>	Matriz-soportada	<u>25 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

#### 2.4 Porosidad

3 <u>          </u> %	Primaria	No visible <u>          </u> %	Secundaria	3 <u>          </u> %
Tipo(s)	<u>intercristalina</u>	Origen	<u>                    </u>	
Descripción	<u>Disolución de carbonatos</u>			

#### 2.5 Estructuras

<u>Laminación paralela</u>
<u>                                    </u>
<u>                                    </u>

### 3. Clasificación textural

Nombre textural (Folk, 1954; 197)	<u>Arenisca limosa</u>
Observaciones	<u>                                    </u>
	<u>                                    </u>
	<u>                                    </u>

### 4. Clasificación composicional

#### 4.1 Descripción composicional

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	<u>85 %</u>				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	<u>73 %</u>	Monocristalino	<u>98 %</u>	Tamaño promedio	<u>120 μm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Policristalino	<u>2 %</u>	Tamaño promedio	<u>100 μm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Observaciones	<u>                                    </u>		
			<u>                                    </u>		
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	<u>8 %</u>				
<i>Potásico</i>	<u>3 %</u>				
Tamaño promedio	<u>120 μm</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subredondeado</u>
<i>Sódico-Cálcico</i>	<u>5 %</u>				

Tamaño promedio	<u>100</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Angular</u>
Observaciones	_____				
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	<u>0</u> %				
<i>Sedimentarios</i>	_____ %				
Tamaño promedio	_____ mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	_____	Redondez	_____
<i>Metamórficos</i>	_____ %				
Tamaño promedio	_____ mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	_____	Redondez	_____
<i>Plutónicos</i>	_____ %				
Tamaño promedio	_____ mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	_____	Redondez	_____
<i>Volcánicos</i>	_____ %				
Tamaño promedio	_____ mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	_____	Redondez	_____
<i>No identificables</i>	_____ %				
Tamaño promedio	_____ mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	_____	Redondez	_____
<b>4.1.1.4 Chert</b>	<u>3</u> %				
Tamaño promedio	<u>250</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>alta</u>	Redondez	<u>subredondeado</u>
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	<u>1</u> %	Descripción	<u>Mica moscovita</u>		
Minerales arcillosos	<u>8</u> %	Descripción	_____		
Granos aloquímicos	<u>2</u> %	Descripción	<u>bioclastos esparíticos y micríticos</u>		
otros	<u>3</u> %	Descripción	<u>Yeso, Turmalina, Apatito</u>		
Opacos	<u>2</u> %	Descripción	_____		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	<u>0</u> %	Tipo(s)	_____		
<b>4.1.3 Cemento</b>	<u>15</u> %	Tipo(s)	<u>Calcáreo, ferruginoso</u>		
		Tamaño cristalino	<u>60</u> $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	<u>0</u> %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	_____		
		Tamaño	_____ $\mu\text{m}$		
<b>Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b>	<u>Subarcosa</u>				

### 5. Diagénesis

Autigénesis	<u>No visible</u>
Recristalización	<u>No visible</u>
Observaciones	_____
	_____
	_____

## Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas

### 1. Información General

Muestra	<u>018</u>	Columna	<u>2</u>
		Posición en m	<u>96</u>

### 2. Descripción textural

Homogeneidad de la roca	<u>Heterogénea</u>
Tamaño de grano promedio	<u>120 μm (muy fina a fina)</u>
Rango de tamaños	<u>20 a 150 μm</u>
Selección	<u>Moderadamente seleccionada</u>
Redondez promedio	<u>Subangular a angular</u>
Esfericidad promedio	<u>Alta</u>
Madurez textural	<u>Inmadura</u>

#### 2.1 Porcentajes de tamaños de grano

<b>Grava</b>	<u>0 %</u>				
Tamaño promedio	<u>                    </u>	Redondez	<u>                    </u>	Esfericidad	<u>                    </u>
<b>Arena</b>	<u>70 %</u>				
Tamaño promedio	<u>220 μm</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>
<b>Lodo</b>	<u>30 %</u>				
Arcilla	<u>17 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:	<u>                    </u>		<u>2 μm</u>
Limo	<u>13 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:	<u>                    </u>		<u>45 μm</u>

#### 2.2 Contacto entre granos

Flotante:	<u>18 %</u>	Tangencial:	<u>55 %</u>
Longitudinal:	<u>25 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>2 %</u>
Suturado:	<u>0 %</u>		

#### 2.3 Fábrica

Grano-soportada	<u>65 %</u>	Matriz-soportada	<u>35 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

#### 2.4 Porosidad

	No visible %	Primaria	No visible %	Secundaria	No visible %
Tipo(s)	<u>                    </u>		Origen	<u>                    </u>	
Descripción	<u>                    </u>			<u>                    </u>	

#### 2.5 Estructuras

Laminación	<u>                    </u>
	<u>                    </u>
	<u>                    </u>

### 3. Clasificación textural

Nombre textural (Folk, 1954)	<u>Arenisca fangosa</u>
Observaciones	<u>                    </u>
	<u>                    </u>
	<u>                    </u>

### 4. Clasificación composicional

#### 4.1 Descripción composicional

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	<u>85 %</u>				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	<u>60 %</u>	Monocristalino	<u>95 %</u>	Tamaño promedio	<u>110 μm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Policristalino	<u>5 %</u>	Tamaño promedio	<u>130 μm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Observaciones	<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	<u>5 %</u>				
<i>Potásico</i>	<u>3 %</u>				
Tamaño promedio	<u>110 μm</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subredondeado</u>
<i>Sódico-Cálcico</i>	<u>2 %</u>				



Tamaño promedio	90 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Baja	Redondez	Angular
Observaciones					
<b>4.1.1.3 Líticos</b>					
<i>Sedimentarios</i>	2 %				
Tamaño promedio	420 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subangular
<i>Metamórficos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Plutónicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Volcánicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>No identificables</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>					
Tamaño promedio	100 $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	2 %	Descripción	Mica moscovita		
Minerales arcillosos	15 %	Descripción			
Granos aloquímicos	1 %	Descripción	bioclastos esparíticos y micríticos		
otros	4 %	Descripción	Circón, Yeso, Turmalina, Apatito		
Opacos	9 %	Descripción	Pirita Fambroidal y Cubica		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>					
	3 %	Tipo(s)			
<b>4.1.3 Cemento</b>					
	10 %	Tipo(s)	Calcáreo, ferruginoso, síliceo		
		Tamaño cristalino	60 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>					
	2 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	Calcita		
		Tamaño	$\mu\text{m}$		

**4.2 Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)** Subarcosa

**5. Diagénesis**

Autigénesis	No visible
Recristalización	No visible
Observaciones	

## Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas

### 1. Información General

Muestra	<u>019</u>	Columna	<u>2</u>
		Posición en m	<u>119</u>

### 2. Descripción textural

Homogeneidad de la roca	<u>Heterogénea</u>		
Tamaño de grano promedio	<u>3 mm (gruesa)</u>		
Rango de tamaños	<u>20 µm a 7 mm</u>		
Selección	<u>Pobremente seleccionada</u>		
Redondez promedio	<u>Subredondeados a redondeados</u>		
Esfericidad promedio	<u>Baja</u>		
Madurez textural	<u>Inmadura</u>		

#### 2.1 Porcentajes de tamaños de grano

<b>Grava</b>	<u>60 %</u>				
Tamaño promedio	<u>4 mm</u>	Redondez	<u>Redondeado a Subredondo</u>	Esfericidad	<u>Baja</u>
<b>Arena</b>	<u>10 %</u>				
Tamaño promedio	<u>500 µm</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>
<b>Lodo</b>	<u>30 %</u>				
Arcilla	<u>25 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:			<u>1 µm</u>
Limo	<u>5 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:			<u>50 µm</u>

#### 2.2 Contacto entre granos

Flotante:	<u>15 %</u>	Tangencial:	<u>34 %</u>
Longitudinal:	<u>40 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>6 %</u>
Suturado:	<u>5 %</u>		

#### 2.3 Fábrica

Grano-soportada	<u>60 %</u>	Matriz-soportada	<u>40 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

#### 2.4 Porosidad

<u>2 %</u>	Primaria	<u>No visible</u>	%	Secundaria	<u>2 %</u>
Tipo(s)		Origen			
Descripción					

#### 2.5 Estructuras

Imbricación y laminación en parte de la matriz

---



---

### 3. Clasificación textural

Nombre textural (Folk, 1954;1974)	<u>Conglomerado Lodoso (Folk, 1974) Ortoconglomerado</u>				
Observaciones	<hr/> <hr/> <hr/> <hr/>				

### 4. Clasificación composicional

#### 4.1 Descripción composicional

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	<u>86 %</u>				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	<u>40 %</u>	Monocristalino	<u>75 %</u>	Tamaño promedio	<u>500 µm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Policristalino	<u>25 %</u>	Tamaño promedio	<u>900 µm</u>
		Esfericidad	<u>Baja</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Observaciones	<hr/> <hr/> <hr/>		
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	<u>6 %</u>				
<i>Potásico</i>	<u>3 %</u>				
Tamaño promedio	<u>600 µm</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subredondeado</u>
<i>Sódico-Cálcico</i>	<u>3 %</u>				

Tamaño promedio	1300 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Baja	Redondez	Angular
Observaciones					
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	24 %				
<i>Sedimentarios</i>	17 %				
Tamaño promedio	2500 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<i>Metamórficos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Plutónicos</i>	2 %				
Tamaño promedio	2400 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<i>Volcánicos</i>	5 %				
Tamaño promedio	2600 mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<i>No identificables</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>	2 %				
Tamaño promedio	1800 $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	subredondeado
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	2 %	Descripción	Mica moscovita, clorita		
Minerales arcillosos	15 %	Descripción			
Granos aloquímicos	7 %	Descripción	bioclastos esparíticos y micríticos		
otros	4 %	Descripción	Yeso, Anhidrita, Circón		
Opacos	4 %	Descripción	Pirita Fambroidal		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	1 %	Tipo(s)			
<b>4.1.3 Cemento</b>	5 %	Tipo(s)	Calcáreo		
		Tamaño cristalino	250 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	8 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	Calcita		
		Tamaño	$\mu\text{m}$		

**4.2 Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)** Conglomerado de clastos sedimentarios (Boggs, 1992) Ortoconglomerado polimictico (Litorudita cuarcífe

### 5. Diagénesis

Autigénesis	No visible
Recristalización	No visible
Observaciones	

**Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas**

**1. Información General**

Muestra	<u>027</u>	Columna	<u>2</u>
		Posición en m	<u>140</u>

**2. Descripción textural**

Homogeneidad de la roca	<u>Homogénea</u>
Tamaño de grano promedio	<u>100 µm (Fina a muy fina)</u>
Rango de tamaños	<u>27 a 170 µm</u>
Selección	<u>bien seleccionada</u>
Redondez promedio	<u>Subangular a angular</u>
Esfericidad promedio	<u>Baja</u>
Madurez textural	<u>Inmadura</u>

**2.1 Porcentajes de tamaños de grano**

<b>Grava</b>	<u>0 %</u>				
Tamaño promedio	<u>                    </u>	Redondez	<u>                    </u>	Esfericidad	<u>                    </u>
<b>Arena</b>	<u>85 %</u>				
Tamaño promedio	<u>130 µm</u>	Redondez	<u>Subangular</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>
<b>Lodo</b>	<u>15 %</u>				
Arcilla	<u>2 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:	<u>                    </u>		<u>2 µm</u>
Limo	<u>13 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:	<u>                    </u>		<u>36 µm</u>

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	<u>7 %</u>	Tangencial:	<u>80 %</u>
Longitudinal:	<u>10 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>3 %</u>
Suturado:	<u>0 %</u>		

**2.3 Fábrica**

Grano-soportada	<u>90 %</u>	Matriz-soportada	<u>10 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

**2.4 Porosidad**

<u>2 %</u>	Primaria	<u>No visible</u>	%	Secundaria	<u>2 %</u>
Tipo(s)	<u>                    </u>	Origen	<u>                    </u>		
Descripción	<u>                    </u>				

**2.5 Estructuras**

<u>Laminación</u>
<u>                    </u>
<u>                    </u>

**3. Clasificación textural**

Nombre textural (Folk, 1954)	<u>Arenisca limosa</u>
Observaciones	<u>                    </u>
	<u>                    </u>
	<u>                    </u>

**4. Clasificación composicional**

**4.1 Descripción composicional**

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	<u>87 %</u>				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	<u>70 %</u>	Monocristalino	<u>98 %</u>	Tamaño promedio	<u>80 µm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Angular a Subangular</u>
		Policristalino	<u>2 %</u>	Tamaño promedio	<u>85 µm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Observaciones	<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	<u>5 %</u>				
<i>Potásico</i>	<u>2 %</u>				
Tamaño promedio	<u>110 µm</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subredondeado</u>
<i>Sódico-Cálcico</i>	<u>3 %</u>				

Tamaño promedio	85 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Alta	Redondez	Suangular
Observaciones					
<b>4.1.1.3 Líticos</b>					
	0 %				
<i>Sedimentarios</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Metamórficos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Plutónicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Volcánicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>No identificables</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>					
	2 %				
Tamaño promedio	90 $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	Subangular
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	2 %	Descripción	Mica moscovita		
Minerales arcillosos	7 %	Descripción			
Granos aloquímicos	0 %	Descripción			
otros	4 %	Descripción	Yeso, Circón, Apatito		
Opacos	10 %	Descripción			
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>					
	8 %	Tipo(s)			
<b>4.1.3 Cemento</b>					
	3 %	Tipo(s)	ferruginoso, siliceo		
		Tamaño cristalino	50 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>					
	2 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	Calcita en microvenillas		
		Tamaño	$\mu\text{m}$		
<b>4.2 Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b> Subarcosa					

### 5. Diagénesis

Autigénesis	No visible
Recristalización	No visible
Observaciones	

**Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas**

**1. Información General**

Muestra	<u>028</u>	Columna	<u>2</u>
		Posición en m	<u>132</u>

**2. Descripción textural**

Homogeneidad de la roca	<u>Homogénea</u>
Tamaño de grano promedio	<u>150 µm (Fina)</u>
Rango de tamaños	<u>33 a 200 µm</u>
Selección	<u>Bien seleccionada</u>
Redondez promedio	<u>Angular a subangular</u>
Esfericidad promedio	<u>alta</u>
Madurez textural	<u>Inmadura</u>

**2.1 Porcentajes de tamaños de grano**

<b>Grava</b>	<u>0 %</u>				
Tamaño promedio	<u>                    </u>	Redondez	<u>                    </u>	Esfericidad	<u>                    </u>
<b>Arena</b>	<u>88 %</u>				
Tamaño promedio	<u>140 µm</u>	Redondez	<u>Angular</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>
<b>Lodo</b>	<u>12 %</u>				
Arcilla	<u>2 %</u>	Tamaño promedio fracción arcilla:	<u>                    </u>		<u>2 µm</u>
Limo	<u>10 %</u>	Tamaño promedio fracción limo:	<u>                    </u>		<u>30 µm</u>

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	<u>12 %</u>	Tangencial:	<u>30 %</u>
Longitudinal:	<u>55 %</u>	Cóncavo-convexo:	<u>3 %</u>
Suturado:	<u>0 %</u>		

**2.3 Fábrica**

Grano-soportada	<u>85 %</u>	Matriz-soportada	<u>15 %</u>
-----------------	-------------	------------------	-------------

**2.4 Porosidad**

<u>2 %</u>	Primaria	<u>No visible</u>	%	Secundaria	<u>2 %</u>
Tipo(s)	<u>                    </u>	Origen	<u>                    </u>		
Descripción	<u>                    </u>				

**2.5 Estructuras**

<u>Laminación</u>
<u>                    </u>
<u>                    </u>

**3. Clasificación textural**

Nombre textural (Folk, 1954)	<u>Arenisca limosa</u>
Observaciones	<u>                    </u>
	<u>                    </u>
	<u>                    </u>

**4. Clasificación composicional**

**4.1 Descripción composicional**

<b>4.1.1 Terrígenos</b>	<u>87 %</u>				
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>	<u>61 %</u>	Monocristalino	<u>93 %</u>	Tamaño promedio	<u>135 µm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular a Angular</u>
		Policristalino	<u>7 %</u>	Tamaño promedio	<u>150 µm</u>
		Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Subangular</u>
		Observaciones	<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
			<u>                    </u>		
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>	<u>20 %</u>				
<i>Potásico</i>	<u>15 %</u>				
Tamaño promedio	<u>140 µm</u>	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Angular a subangular</u>
<i>Sódico-Cálcico</i>	<u>5 %</u>				

Tamaño promedio	60 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Alta	Redondez	Suangular
Observaciones	_____				
<b>4.1.1.3 Líticos</b>	0 %				
<i>Sedimentarios</i>	0 %				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Metamórficos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Plutónicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>Volcánicos</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<i>No identificables</i>	%				
Tamaño promedio	mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad		Redondez	
<b>4.1.1.4 Chert</b>	3 %				
Tamaño promedio	150 $\mu\text{m}$	Esfericidad	alta	Redondez	Sebredondeado
<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	1 %	Descripción	Mica moscovita		
Minerales arcillosos	5 %	Descripción	_____		
Granos aloquímicos	1 %	Descripción	bioclastos micríticos		
otros	4 %	Descripción	Yeso, Circón, Apatito, turmalina		
Opacos	5 %	Descripción	_____		
<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	10 %	Tipo(s)	_____		
<b>4.1.3 Cemento</b>	2 %	Tipo(s)	ferruginoso		
		Tamaño cristalino	30 $\mu\text{m}$		
<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	1 %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	Calcita en microvenillas		
		Tamaño	_____ $\mu\text{m}$		
<b>4.2 Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)</b>	Arcosa				

### 5. Diagénesis

Autigénesis	No visible
Recristalización	No visible
Observaciones	_____
	_____
	_____

## Descripción Microscópica de rocas siliciclásticas

### 1. Información General

Muestra	055	Columna	1
		Posición en m	19

### 2. Descripción textural

Homogeneidad de la roca	Heterogénea		
Tamaño de grano promedio	140 $\mu\text{m}$ (Fina a muy fina)		
Rango de tamaños	18 a 210 $\mu\text{m}$		
Selección	Moderadamente seleccionada		
Redondez promedio	Angular a subangular		
Esfericidad promedio	alta		
Madurez textural	Inmadura		

#### 2.1 Porcentajes de tamaños de grano

<b>Grava</b>			
	0 %		
Tamaño promedio		Redondez	Esfericidad
<b>Arena</b>			
	80 %		
Tamaño promedio	110 $\mu\text{m}$	Redondez	Esfericidad
		Angular	Alta
<b>Lodo</b>			
	20 %		
Arcilla	5 %	Tamaño promedio fracción arcilla:	2 $\mu\text{m}$
Limo	15 %	Tamaño promedio fracción limo:	25 $\mu\text{m}$

#### 2.2 Contacto entre granos

Flotante:	8 %	Tangencial:	36 %
Longitudinal:	50 %	Cóncavo-convexo:	6 %
Suturado:	0 %		

#### 2.3 Fábrica

Grano-soportada	85 %	Matriz-soportada	15 %
-----------------	------	------------------	------

#### 2.4 Porosidad

1 %	Primaria	No visible	%
Tipo(s)		Origen	
Descripción			

#### 2.5 Estructuras

Laminación cruzada	

### 3. Clasificación textural

Nombre textural (Folk, 1954)	Arenisca limosa		
Observaciones			

### 4. Clasificación composicional

#### 4.1 Descripción composicional

<b>4.1.1 Terrígenos</b>				92 %
<b>4.1.1.1 Cuarzo</b>				54 %
	Monocristalino	98 %	Tamaño promedio	120 $\mu\text{m}$
	Esfericidad	Alta	Redondez	Subangular
	Policristalino	2 %	Tamaño promedio	130 $\mu\text{m}$
	Esfericidad	Alta	Redondez	Subangular
	Observaciones			
<b>4.1.1.2 Feldespato</b>				20 %
	Potásico	5 %		
	Tamaño promedio	100 $\mu\text{m}$	Esfericidad	Alta
	Sódico-Cálcico	15 %	Redondez	Angular a subangular



Tamaño promedio	<u>48</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>Suangular</u>
Observaciones	_____				
	_____				

<b>4.1.1.3 Líticos</b>	<u>2</u> %				
<i>Sedimentarios</i>	<u>3</u> %				
Tamaño promedio	<u>560</u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>Alta</u>	Redondez	<u>subredondeado</u>
<i>Metamórficos</i>	<u>    </u> %				
Tamaño promedio	<u>    </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>    </u>	Redondez	<u>    </u>
<i>Plutónicos</i>	<u>    </u> %				
Tamaño promedio	<u>    </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>    </u>	Redondez	<u>    </u>
<i>Volcánicos</i>	<u>    </u> %				
Tamaño promedio	<u>    </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>    </u>	Redondez	<u>    </u>
<i>No identificables</i>	<u>    </u> %				
Tamaño promedio	<u>    </u> mm/ $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>    </u>	Redondez	<u>    </u>

<b>4.1.1.4 Chert</b>	<u>2</u> %				
Tamaño promedio	<u>90</u> $\mu\text{m}$	Esfericidad	<u>alta</u>	Redondez	<u>Sebredondeado</u>

<b>4.1.1.5 Minerales accesorios</b>					
Micas	<u>1</u> %	Descripción	<u>Mica moscovita</u>		
Minerales arcillosos	<u>10</u> %	Descripción	<u>    </u>		
Granos aloquímicos	<u>2</u> %	Descripción	<u>Calcita</u>		
otros	<u>4</u> %	Descripción	<u>Circón, Apatito, turmalina, Yeso, Anhidrita</u>		
Opacos	<u>5</u> %	Descripción	<u>    </u>		

<b>4.1.2 Materia Orgánica</b>	<u>5</u> %	Tipo(s)	<u>    </u>		
-------------------------------	------------	---------	-------------	--	--

<b>4.1.3 Cemento</b>	<u>3</u> %	Tipo(s)	<u>ferruginoso, calcáreo</u>		
		Tamaño cristalino	<u>30</u> $\mu\text{m}$		

<b>4.1.4 Otros Ortoquímicos:</b>	<u>0</u> %	Tipo(s) (incluye minerales autigénicos):	<u>    </u>		
			<u>    </u>		
		Tamaño	<u>    </u> $\mu\text{m}$		

**4.2 Nombre composicional (Folk, 1974) (QFL)** Arcosa

5. Diagénesis	
Autigénesis	<u>No visible</u>
Recristalización	<u>No visible</u>
Observaciones	<u>    </u>
	<u>    </u>
	<u>    </u>

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	002	Columna	1
		Posición en m	2

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Heterogénea con laminación			
Aloquímicos	30	%		
Bioclastos	3	%	Tipo(s)	Conchostrácodos
			Rango de tamaño	500 µm
			Selección	Redondez
Peloides	0	%	Tamaño	Origen
Ooides	30	%	Tamaño	45 µm
			Forma	Romboédricos y subredondeados
			Tipo	Estructura interna
Intraclastos	10	%	Tamaño	1000 a 3000 µm
			Selección	Redondez
				redondeados de baja esfericidad
Oncoides	0	%	Tamaño	Forma
			Estructura interna	
Otros aloquímicos		%	Tipo(s)	Tamaño(s)
			Forma(s)	porcentaje(s)
Terrígenos	5	%	Tipo(s)	Cuarzo monocristalino
			porcentaje(s)	5
Minerales autógenos	0	%	Tipo(s)	Tamaño(s)
			Forma(s)	porcentaje(s)
Extraclastos	0	%	Tipo(s)	Tamaño(s)
			redondez	porcentaje(s)
Ortoquímicos	40	%	Tipo(s)	Micrita, Esparita
			porcentaje(s)	35, 5
Cemento esparítico	0	%	Tamaño de cristales	Forma de cristales
			Distribución	

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	5	%	Lodo-soportada	95	%
-----------------	---	---	----------------	----	---

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	80	%	Tangencial:	8	%
Longitudinal:	2	%	Cóncavo-convexo:	0	%
Suturado:	0	%			

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	2	%	Primaria		%	Secundaria	2	%
	Tipo(s)		Interpartícula e intrapartícula	Origen		disolución		
	Descripción							

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Oomicrita
Nombre según Dunham (1962)	Wackstone
Gama textural según Folk (1962)	Biomicrocristal dispersa

**4. Diagénesis**

Autigénesis	Dolomitización
Recristalización	Sílice reemplazando carbonato
Observaciones	Presencia de silicificación, cuarzo microcristalino como similar a las Silixitas

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	003	Columna	1
		Posición en m	4.5

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Heterogénea		
Aloquímicos	5 %		
Bioclastos	0 %	Tipo(s)	
		Rango de tamaño	
		Selección	Redondez
Peloides	0 %	Tamaño	Origen
Ooides	0 %	Tamaño	Forma
		Tipo	Estructura interna
Intraclastos	30 %	Tamaño	1000 a 3000 µm
		Selección	Mala
		Tamaño	Forma
Oncoides	0 %	Estructura interna	
		Tipo(s)	Tamaño(s)
Otros aloquímicos	%	Forma(s)	porcentaje(s)
		Tipo(s)	Cuarzo monocristalino, Yeso
Terrígenos	3 %	porcentaje(s)	2; 1
		Tamaño(s)	160; 120µm
Minerales autógenos	0 %	Tipo(s)	Tamaño(s)
		Forma(s)	porcentaje(s)
Extraclastos	3 %	Tipo(s)	Volcánicos
		redondez	angular
Ortoquímicos	60 %	Tipo(s)	Micrita, Esparita
		porcentaje(s)	55, 5
Cemento esparítico	0 %	Tamaño de cristales	Forma de cristales
		Distribución	

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	3 %	Lodo-soportada	97 %
-----------------	-----	----------------	------

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	90 %	Tangencial:	7 %
Longitudinal:	3 %	Cóncavo-convexo:	0 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	8 %	Primaria	%	Secundaria	8 %
	Tipo(s)	En canales; Interpeticular	Origen		disolución
	Descripción				

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Micrita con intraclastos
Nombre según Dunham (1962)	Mudstone
Gama textural según Folk (1962)	Micrita fosilífera

**4. Diagénesis**

Autigénesis	
Recristalización	Silíceo remplazando carbonato
Observaciones	Formación de calcita en microvenas, así como presencia de silicificación en microvenas que cortan a las de calcita

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	008	Columna	1
		Posición en m	38

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Heterogénea		
Aloquímicos	2 %		
Bioclastos	2 %	Tipo(s)	Conchas
		Rango de tamaño	800 a 1000 µm
		Selección	Mala
Peloides	0 %	Tamaño	Redondez
Ooides	2 %	Tamaño	Origen
		Tipo	Forma
Intraclastos	10 %	Tamaño	Estructura interna
		Selección	Redondez
			Angulares de baja esfericidad
Oncoides	0 %	Tamaño	Forma
		Estructura interna	
Otros aloquímicos	0 %	Tipo(s)	Tamaño(s)
		Forma(s)	porcentaje(s)
Terrígenos	2 %	Tipo(s)	Cuarzo monocristalino
		porcentaje(s)	2
Minerales autógenos	0 %	Tipo(s)	Tamaño(s)
		Forma(s)	porcentaje(s)
Extraclastos	0 %	Tipo(s)	Tamaño(s)
		redondez	angular
Ortoquímicos	70 %	Tipo(s)	Micrita, Esparita
		porcentaje(s)	60, 10
Cemento esparítico	0 %	Tamaño de cristales	Forma de cristales
		Distribución	rededor de toda la placa, Esparita en n

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	0 %	Lodo-soportada	100 %
-----------------	-----	----------------	-------

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	100 %	Tangencial:	0 %
Longitudinal:	0 %	Cóncavo-convexo:	0 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	10 %	Primaria	%	Secundaria	10 %
	Tipo(s)	En canales	Origen		disolución
	Descripción				

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Micrita Fosilífera
Nombre según Dunham (1962)	Mudstone
Gama textural según Folk (1962)	Micrita fosilífera

**4. Diagénesis**

Autigénesis	
Recristalización	
Observaciones	Formación de calcita en microvenas, presencia de pirita framboidal

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	015	Columna	2
		Posición en m	47

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Heterogénea		
Aloquímicos	8 %		
Bioclastos	5 %	Tipo(s)	Conchas
		Rango de tamaño	300 a 500 µm
		Selección	Mala
Peloides	0 %	Tamaño	
Ooides	8 %	Tamaño	100
		Tipo	núcleo de cuarzo
Intraclastos	10 %	Tamaño	1200 µm
		Selección	moderada
Oncoides	0 %	Tamaño	
		Estructura interna	
Otros aloquímicos	0 %	Tipo(s)	
		Forma(s)	
Terrígenos	3 %	Tipo(s)	Cuarzo monocristalino; Yeso
		porcentaje(s)	2; 1
Minerales autógenos	0 %	Tipo(s)	
		Forma(s)	
Extraclastos	0 %	Tipo(s)	
		redondez	
Ortoquímicos	70 %	Tipo(s)	Micrita, Esparita
		porcentaje(s)	65, 5
Cemento esparítico	0 %	Tamaño de cristales	
		Distribución	

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	5 %	Lodo-soportada	95 %
-----------------	-----	----------------	------

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	95 %	Tangencial:	3 %
Longitudinal:	2 %	Cóncavo-convexo:	0 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	5 %	Primaria		Secundaria	5 %
	Tipo(s)	En canales, intragranular	Origen		disolución
	Descripción				

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Micrita Fosilífera
Nombre según Dunham (1962)	Mudstone
Gama textural según Folk (1962)	Micrita fosilífera

**4. Diagénesis**

Autigénesis	
Recristalización	
Observaciones	Formación de calcita en mirovenas, presencia estructuras esferulíticas? Bioclasto que parece ser el fragmento de un medula espinal

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	016	Columna	2
		Posición en m	64

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Homogénea, laminada		
Aloquímicos	15 %		
Bioclastos	5 %	Tipo(s)	Conchas
		Rango de tamaño	200 a 450 µm
		Selección	Mala
Peloides	0 %	Tamaño	
Ooides	10 %	Tamaño	100
		Tipo	núcleo de cuarzo
Intraclastos	30 %	Tamaño	2500 µm
		Selección	mala
Oncoides	0 %	Tamaño	
		Estructura interna	
Otros aloquímicos	0 %	Tipo(s)	
		Forma(s)	
Terrígenos	2 %	Tipo(s)	Cuarzo monocristalino
		porcentaje(s)	2
Minerales autógenos	0 %	Tipo(s)	
		Forma(s)	
Extraclastos	0 %	Tipo(s)	
		redondez	
Ortoquímicos	80 %	Tipo(s)	Micrita, Esparita
		porcentaje(s)	65, 15
Cemento esparítico	3 %	Tamaño de cristales	250 µm
		Distribución	Forma de cristales irregulares

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	10 %	Lodo-soportada	90 %
-----------------	------	----------------	------

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	80 %	Tangencial:	5 %
Longitudinal:	15 %	Cóncavo-convexo:	0 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	8 %	Primaria		Secundaria	8 %
	Tipo(s)	interpartícula, En canales	Origen		disolución
	Descripción				

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Intramícrita
Nombre según Dunham (1962)	Mudstone
Gama textural según Folk (1962)	Biomícrita dispersa

**4. Diagénesis**

Autigénesis	
Recristalización	
Observaciones	Formación de calcita en mirovenas, presencia estructuras esferulíticas?

**Descripción Microscópica de rocas carbonatadas**

**1. Información General**

Muestra	020	Columna	2
		Posición en m	162

**2. Textura y Composición**

Homogeneidad de la roca	Homogénea			
Aloquímicos	60 %			
Bioclastos	58 %	Tipo(s)	Conchas conchostrácodos	
		Rango de tamaño	500 a 900 µm	
		Selección	moderada	Redondez
Peloides	0 %	Tamaño		Origen
Ooides	2 %	Tamaño	140 µm	Forma
		Tipo	núcleo de cuarzo	Estructura interna
Intraclastos	0 %	Tamaño		Redondez
		Selección		
Oncoides	0 %	Tamaño		Forma
		Estructura interna		
Otros aloquímicos	0 %	Tipo(s)		Tamaño(s)
		Forma(s)		porcentaje(s)
Terrígenos	0 %	Tipo(s)		Tamaño(s)
		porcentaje(s)		
Minerales autígenos	0 %	Tipo(s)		Tamaño(s)
		Forma(s)		porcentaje(s)
Extraclastos	0 %	Tipo(s)		Tamaño(s)
		redondez		porcentaje(s)
Ortoquímicos	40 %	Tipo(s)	Micrita, Esparita	Distribución
		porcentaje(s)	22, 18	
Cemento esparítico	0 %	Tamaño de cristales		Forma de cristales
		Distribución		

**2.1 Fábrica**

Grano-soportada	90 %	Lodo-soportada	10 %
-----------------	------	----------------	------

**2.2 Contacto entre granos**

Flotante:	0 %	Tangencial:	90 %
Longitudinal:	10 %	Cóncavo-convexo:	0 %
Suturado:	0 %		

**2.3 Porosidad**

Porosidad total	5 %	Primaria	%	Secundaria	5 %
		Tipo(s)	interpartícula	Origen	disolución
		Descripción			

**3. Clasificación**

Nombre según Folk (1962)	Biomicrita
Nombre según Dunham (1962)	Packstone
Gama textural según Folk (1962)	Biomicrita empaquetada

**4. Diagénesis**

Autigénesis	
Recristalización	
Observaciones	

Muestra							
Cuarzo	Monocristalino	Extinción paralela					
		Extinción ondulosa					
	Policristalino	2-3 subgranos					
		4-10 subgranos	Masivo				
			Foliado				
		>10 subgranos	Masivo				
Foliado							
		Criptocristalino					
Feldespatos	Monocristalino	Feldespatos K + Microperita					
		Plagioclasa + Albita					
	Policristalino	Feldespatos K + Microperita					
		Plagioclasa + Albita					
Fragmentos Líticos	Sedimentarios	Clásticos	Lutita				
			Limolita+Arenisca				
			Calcáreas+evaporita				
	Metamórficos	Metasedimentarios	Foliados micáceos				
			Foliados cuarzosos				
			Masivos micáceos				
			Masivos cuarzosos				
			Metavolcánicos				
	Plutónicos	Cuarzo-feldespaticos					
		Feldespaticos					
		Cuarzosos					
		Máficos					
	Volcánicos	Félsicos					
		Microlíticos					
Latíticos							
Vitreos							
Líticos no identificables							
Minerales accesorios	Moscovita						
	Biotita						
	Clorita						
	Anfiboles						
	Piroxenos						
	Epidota						
	Calcita						
	Opacos						
	Zircón						
	Otros						
Alteritas	Arcillas						
	Sericita						
	Zeolita						
	Manchas de Fe						
Ferricreta	Residuales						
	Pisolita						
	Laterita						
	Pseudomorfos						
Otros	1						
	2						
	3						
Total Clastos							
Matriz							
Pseudomatriz							
Cementante	1						
	2						
	3						
	4						
Reemplazamiento	1						
	2						
	3						
	4						
Porosidad							
Vetillas							
Total no clastos							
Comentarios							