

Caracterización Estratigráfica y Análisis de Facies para una Sucesión Paleógena-Neógena en el Sector del Campo Gibraltar, Departamentos de Norte de Santander y Boyacá

Jaime Julián Corredor Hernández

Jahir Said Rangel Herrera

Trabajo de Investigación para Optar por el Título de Geólogo

Director

Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres

Geólogo

Codirector

Juan David Badillo Requena

Geólogo

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

*A mi familia por el gran apoyo que me dio durante todos estos años, sin ellos nada de esto
hubiera sido posible,*

*Al el profesor y amigo Leonardo Villamizar, por la confianza y el apoyo brindado para llevar a
cabo este proyecto,*

*A mis amigos por estos años de amistad, gracias a ellos la vida universitaria se hizo más
emocionante,*

A la Universidad Industrial de Santander, por todo.

Jaime Julián Corredor Hernández

A Dios

A mis padres Marco Tulio y Liliana

A mis hermanos Lisbeth y Emerson,

por estar siempre ahí,

por el apoyo,

por no dudar ni un solo momento en mí,

a ellos dedico mis triunfos y todo mi ser.

Jahir Said Rangel Herrera

Tabla de Contenido

Introducción.....	17
1. Objetivos	18
1.1 Objetivo General	18
1.2 Objetivos específicos	18
2. Metodología.....	19
2.1 Primera etapa- Etapa de pre-campo	19
2.2 Segunda etapa- Etapa de campo	19
2.3 Tercera etapa- Análisis de la información recolectada en campo	20
2.4 Cuarta etapa- Integración e interpretación de la información	20
2.5 Quinta etapa: Redacción y edición del informe final.....	20
3. Antecedentes	23
4. Generalidades	39
4.1 Localización	39
4.2 Marco Geológico	40
4.2.1 Estratigrafía.	40
4.2.2 Estructural.....	46
4.2.3 Geomorfología.....	48
4.2.4 Paleogeografía.....	49
4.3 Marco Teórico	55
4.3.1 Facies.....	55
4.3.2 Paleocorrientes.....	66
5. Resultados.....	77
5.1 Estratigrafía local	77
5.2 Petrografía.....	82
6. Análisis de resultados	93
6.1 Facies.	93
6.2 Facies mayores	100
6.3 Asociación de Facies	103
6.4 Paleocorrientes.....	129
6.5 Paleoambiente	133
Facies asociadas a canal deltáico.	136
Facies asociadas a áreas interdistributarios	137

Facies asociadas al frente deltáico	142
7. Discusión	146
8. Conclusiones	154
9. Recomendaciones	155
Bibliografía	157

Lista de Figuras

Figura 1. Metodología empleada para la elaboración del proyecto.	22
Figura 2. Localización geográfica y geológica del área de estudio. Adaptado de González et al., (2015).	40
Figura 3. Cuadro de correlación de las nomenclaturas de superficie y subsuelo. Adaptado de Van der Hammen y Dueñas (2007).	41
Figura 4. Mapa Geológico evidenciando las principales estructuras y formaciones, adyacentes a la zona de estudio. Adaptado de González et al. (2015)	48
Figura 5. Mapa fisiográfico para la zona de estudio. En el cuadro amarillo se enmarca la zona de estudio.	49
Figura 6. Mapa Paleogeográfico de Sudamérica determinando y señalando el gran avance del mar hacia el continente. Adaptado de Van der Hammen y Dueñas (2007)	51
Figura 7. Mapas Paleogeográficos A) Mioceno Medio-Temprano B) Mioceno Tardío, para las cuencas Llanos, Cordillera Oriental. Adaptado de Caballero, Reyes, Mora, Ruiz, & De la Parra, (2013).	54
Figura 8. Relación entre facies, ambientes y sistemas deposicionales. Adaptado de Walker y James (1992).	59
Figura 9. Diagrama para medir estructuras cruzadas planares. A, B y T representan las caras de la estructura. Adaptado de Nichols (2009).	67
Figura 10. Bloques diagrama de estratificación cruzada tabular (izq.) y en artesa (der.). Mostrando el sistema de referencia. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).	69
Figura 11. Terminología para la estratificación cruzada. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).	69
Figura 12. Relaciones entre los diferentes elementos medidos en estructuras de estratificación cruzada. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).	70
Figura 13. Esquema para toma de datos de paleocorrientes. Adaptado de (Potter & Pettijohn, 1977).	72
Figura 14. Relación entre una dirección inclinada y su proyección horizontal. El buzamiento estructural es d , α es el ángulo entre el rumbo de la capa y la dirección de la corriente y α' es el ángulo entre la proyección de la dirección de la corriente sobre la horizontal y el rumbo de la capa. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).	73
Figura 15. Ripples de oscilación o de olas (waves ripples). Adaptado de Selley (2000).	76
Figura 16. Columna estratigráfica generalizada.	79
Figura 17. Mapa geológico para la zona de estudio.	81
Figura 18. Leyenda utilizada en la columna estratigráfica.	104
Figura 19. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 1, en donde se muestran las facies Fl_{lst} – Sh_{ls} – Fl_{mst} señaladas en la columna.	105
Figura 20. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 2, en donde se muestran las facies Fl_{lst} – Sr_{wr} – Sh_{ls} – Sr_{ic} – Fs_{msh} señaladas en la columna.	106
Figura 21. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 3, en donde se muestran las facies Fl_{mst} – Sr_{wr} señaladas en la columna.	107

Figura 22. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 4, en donde se muestran las facies Fsmsh - Flmst – Shls señaladas en la columna.....	108
Figura 23. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 5, en donde se muestran las facies Sh _{ls} – Sr _{ic} señaladas en la columna.	109
Figura 24. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 6, en donde se muestran las facies Fl _{st} –C señaladas en la columna.	110
Figura 25. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 7, en donde se muestran las facies Fl _{st} – Sh _{ls} señaladas en la columna.	111
Figura 26. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 8, en donde se muestran las facies Fl _{mst} – Sh _{ls} señaladas en la columna.....	112
Figura 27. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 9, en donde se muestran las facies Fl _{st} – Sr _{wr} señaladas en la columna.....	113
Figura 28. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 10, en donde se muestran las facies C - Fl _{st} – Sh _{ls} señaladas en la columna.	114
Figura 29. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 11, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} –Sh _{ls} –Fl _{st} señaladas en la columna.....	115
Figura 30. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 12, en donde se muestran las facies Fl _{st} -C –Sr _{wc} señaladas en la columna.	116
Figura 31. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 13, en donde se muestran las facies Fl _{st} –Sr _{ic} señaladas en la columna.....	117
Figura 32. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 14, en donde se muestran las facies Srh _{ls} señaladas en la columna.	118
Figura 33. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 15, en donde se muestran las facies Fl _{mst} -Sr _{wr} señaladas en la columna.	119
Figura 34. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 16, en donde se muestra la facie Sr _{cr} señalada en la columna.	120
Figura 35. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 17, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Sr _{wr} señaladas en la columna.	121
Figura 36. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 18, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Sr _{wr} –Sr _{ic} -Ss _{ms} señaladas en la columna.	122
Figura 37. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 19, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Sr _{ic} señaladas en la columna.	123
Figura 38. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 20, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Sr _{ic} señaladas en la columna.....	124
Figura 39. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 21, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Fl _{st} -Sh _{ls} señaladas en la columna.....	125
Figura 40. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 22, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} -Sr _{ic} -Sr _{wr} señaladas en la columna.	126
Figura 41. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 23, en donde se muestra la facie Sr _{wr} señalada en la columna.....	127
Figura 42. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 24, en donde se muestran las facies Fm _{mcl} , -Sr _{wr} señaladas en la columna.....	128

Figura 43. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 25, en donde se muestran las facies Sr_{wr} – Sr_{cr} señaladas en la columna.	129
Figura 44. Reconstrucción paleoambiental de la sección estudiada. Ambiente transicional deltaico. Adaptado de Nichols (2009).	135
Figura 45. Asociación de facies para el ambiente deltáico con influencia fluvial subambiente, canal deltáico.	136
Figura 46. Estratificación cruzada presente en las facies Sr_{cr}	137
Figura 47. Asociación de facies para el subambiente deltáico de áreas interdistributarios.	138
Figura 48. Raíz en limolitas correspondientes a la facies Fl_{lst}	139
Figura 49. Contacto con estructuras de calcos de carga entre una capa de carbón y una limolita con fragmentos carbonáceos.	140
Figura 50. Limolita con abundantes fragmentos carbonáceos en disposición caótica.	141
Figura 51. Cuarzoarenita de grano muy fino con laminación ondulosa continua, mostrando láminas de material más fino y oscuro con láminas más gruesas de granos de cuarzo. La muestra corresponde a la sección JJ-12.	141
Figura 52. Asociación de facies para el subambiente de frente deltáico.	143
Figura 53. Estructuras de ripples de olas correspondientes a la facies Sr_{wr}	144
Figura 54. Icnofósiles horizontales correspondientes a la facies Sr_{ic}	145
Figura 55. Cuarzoarenita de grano fino con laminación ondulosa, mostrando láminas de material más fino y oscuro con láminas más gruesas de granos de cuarzo. La muestra corresponde a la sección JJ-08.	146
Figura 56. Mapa geológico de la zona de trabajo (izquierda), y mapa geológico para la zona, elaborado por el SGC (derecha).	147
Figura 57. Ubicación geográfica para las secciones tipo de las unidades trabajadas.	149

Lista de Tablas

Tabla 1	38
Tabla 2	75
Tabla 3	82
Tabla 4	83
Tabla 5	84
Tabla 6	85
Tabla 7	86
Tabla 8	87
Tabla 9	88
Tabla 10	89
Tabla 11	90
Tabla 12	91
Tabla 13	102
Tabla 14	131
Tabla 15	131
Tabla 16	132
Tabla 17	152

Apéndices

Los apéndices* del presente trabajo se encuentran en diferentes formatos, sus características y su localización se describen como sigue:

Apéndice A_Columna: Archivo en formato .PDF de la columna estratigráfica detallada. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice A_Columna.

Apéndice B_Mapa geológico: Archivo en formato .PDF del mapa geológico a escala 1:5000 para el área de trabajo. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice B_Mapa geológico.

Apéndice C_Poligonal: Archivo en formato .PDF de la poligonal elaborada para la sección principal. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice C_Poligonal.

Apéndice D_Muestra de mano: Archivo en formato Excel de la descripción de las rocas en muestra de mano recolectadas durante el trabajo de campo. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice D_Muestra de mano.

Apéndice D1_Fotos muestras: Carpeta que contiene las fotografías de las muestras de mano correspondientes al Apéndice D. Es necesario conservar esta carpeta para poder abrir el hipervínculo de las fotografías desde el documento de Excel del Apéndice D.

Apéndice E_secciones delgadas: Archivo en formato Excel de la descripción de las secciones delgadas elaboradas para el trabajo. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice E_secciones delgadas.

**Los apéndices de encuentran adjuntos en el CD del presente trabajo*

Apéndice F_PETROGRAFIA: Archivo en formato Word de la descripción general de las secciones delgadas elaboradas para el trabajo. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice F_PETROGRAFIA.

Apéndice G_libreta de campo: Archivo en formato Excel de la libreta de campo digital. Para abrir este apéndice siga la ruta: Apéndices (carpeta) > Apéndice G_libreta de campo.

Apéndice H_COLUMNAgeneral: Archivo en formato SEDLOG de la columna estratigráfica a escala 1:100. Para abrir se debe tener instalado el software libre SEDLOG, y desde allí abrir el presente apéndice.

Apéndice I_Información SIG_QGIS: Carpeta que contiene la información SIG utilizada en este proyecto. El software utilizado fue Qgis. Para abrir el proyecto en Qgis se debe tener instalado el software libre Qgis. La ruta para abrir el proyecto en Qgis es: Apéndices (carpeta) > Apéndice I_Información SIG_QGIS > QGIS > PROYECTO (formato QGIS).

Resumen

TÍTULO: CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y ANÁLISIS DE FACIES PARA UNA SUCESIÓN PALEÓGENANEÓGENA EN EL SECTOR DEL CAMPO GIBRALTAR, DEPARTAMENTOS DE NORTE DE SANTANDER Y BOYACÁ. *

AUTOR: JAIME JULIAN CORREDOR HERNANDEZ**

JAHIR SAID RANGEL HERRERA**

PALABRAS CLAVES: Ripples de olas, Transicional, Nomenclatura

DESCRIPCIÓN: Las unidades denominadas informalmente como Unidad A, y Unidad B encontradas en la sección aflorante del Río Cubugón en la vía Pamplona-Saravena, la cual fue descrita y estudiada con un total de 527 metros incluyendo cubiertos, competen principalmente de: para la Unidad A, arcillolitas ricas en material carbonoso y limolitas grises a grises oscuras, con esporádicas capas de areniscas grises, y la presencia de nódulos en los niveles finos. La Unidad B presenta una potente capa de arenisca de grano fino de color gris hacia su base, suprayacida por una intercalación de areniscas y lodolitas que forman la mayor parte de la unidad. Hacia el tope se presentan areniscas en potentes capas, las cuales presentan ripples de olas como principal característica. Ambas unidades son analizadas mediante la asociación de facies, y atribuidas a un ambiente transicional de tipo deltaico, alternando entre delta con influencia fluvial y delta influenciado por olas.

Mediante comparaciones litoestratigráficas se estableció que la Unidad A es correlacionable con la parte superior de la Formación León en el sentido de Notestein, Hubman, y Bowler (1944), y la Unidad B con la Formación Cúcuta en el sentido de Van Houten y James (1984), aunque litológicamente también pueden ser correlacionadas con la parte superior de la Formación San Fernando y la Formación Diablo Inferior, respectivamente, en el sentido de Van der Hammen y Dueñas (2007).

*Trabajo de grado

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología, Director, Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geólogo.

Abstract

TITLE: STRATIGRAPHICAL CHARACTERIZATION AND ANALYSIS OF FACIES TO A PALEOGENE-NEOGENE SUCESION IN THE FIELD SECTOR GIBRALTAR, DEPARTMENTS OF NORTE DE SANTANDER AND BOYACA. *

AUTHOR: JAIME JULIAN CORREDOR HERNANDEZ**

JAHIR SAID RANGEL HERRERA**

KEYWORDS:

DESCRIPTION: The units informally referred to as Unit A, and Unit B found in the outcropping section of the Cubugón River on the Pamplona-Saravena road, which was described and studied with a total of 527 meters including cutlery, are mainly the responsibility of: for Unit A, rich claystone in carbonaceous material and siltstone gray to dark gray, with sporadic layers of gray sandstones, and the presence of nodules at fine levels. Unit B presents a powerful layer of fine-grained sandstone of gray color to its base, overlain by an intercalation of sandstones and mudstones that make up most of the unit. Towards the top there are sandstones in powerful layers, which present wave ripples as the main feature. Both units analyzed by the association of facies, and attributed to a transitional environment of deltaic type, alternating between delta with fluvial influence and delta influenced by waves.

By lithostratigraphic comparisons it was established that the Unit A is correlated with the upper part of the Leon Formation in the Notestein *et al.* (1944) sense, and the Unit B with the Cucuta Formation in the sense of Van Houten and James (1984), although lithologically they can also be correlated with the upper part of the San Fernando Formation and the Lower Diablo Formation, respectively, in the sense of Van der Hammen and Dueñas (2007).

*Bachelor Thesis

**Faculty of Physicochemical Engineering, School of Geology, Director, Jaiber Leonardo Villamizar Cáceres, Geologist.

Introducción

Los estudios y actividades de carácter geológico en materia de investigación realizadas hasta la fecha entre los sectores de Samoré (Municipio de Toledo, Norte de Santander) y Cubará (Boyacá), y más exactamente en la Vereda Cubugón, han sido escasas. Como lo señala Miall (2000), la cartografía geológica debería ser una función primaria para los servicios gubernamentales, con el fin de mejorar la cantidad y calidad de los insumos estratigráficos públicos, y sirva como base para el planeamiento de desarrollo económico de la nación. Así mismo, las unidades aflorantes en la zona han presentado conflictos de nomenclatura, por lo que se propone primeramente una caracterización estratigráfica para la sección, a partir de esto plantear un estudio en el marco de modelo de facies y paleogeografía a una escala microscópica, mesoscópica y macroscópica, y presentar algunas consideraciones sobre el uso de determinada nomenclatura.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Reconstrucción paleogeográfica y modelo de facies para la sección Paleógena-Neógena en el sector del campo Gibraltar, Departamentos de Norte de Santander y Boyacá.

1.2 Objetivos específicos

- 1.2.1** Recopilación de información geológica existente en la zona de estudio y creación de una base de datos para esta área.
- 1.2.2** Definir y caracterizar las unidades litoestratigráficas de la zona de estudio.
- 1.2.3** Elaborar una columna estratigráfica a escala 1:100 para la sección.
- 1.2.4** Elaborar la cartografía geológica a escala 1:5000 para el área definida mediante puntos de control en afloramientos adyacentes a la sección principal.
- 1.2.5** Identificar elementos sedimentarios: texturas, estructuras, superficies, datos de paleocorrientes y contenido fósil.
- 1.2.6** Identificar patrones de apilamiento en la sección levantada.
- 1.2.7** Definir la arquitectura estratigráfica de la sección levantada.
- 1.2.8** Analizar sedimentológica y ambientalmente los elementos anteriormente definidos en el marco de un modelo de facies.
- 1.2.9** Empalmar estratigráficamente las unidades definidas con las ya establecidas en trabajos anteriores.
- 1.2.10** Detallar la cartografía geológica de la zona para la actualización de la base de datos geológica colombiana.

2. Metodología

El trabajo de investigación a desarrollar se llevará a cabo básicamente en cinco etapas generales que se pueden resumir de la siguiente manera (Ver figura 1):

2.1 Primera etapa- Etapa de pre-campo

Es el inicio del proyecto, aquí se lleva a cabo el planteamiento del problema, el establecimiento de los límites geográficos de la zona a estudiar, así como también la búsqueda, organización y selección de la información estratigráfica y geológica en general disponible en las diferentes bases de datos relacionadas (Base de Datos UIS, Servicio Geológico Colombiano, Agencia Nacional de Hidrocarburos y cualquier otra plataforma que brinde información geológica relevante).

2.2 Segunda etapa- Etapa de campo

Corresponde a la etapa en la cual se adquieren los datos litológicos, sedimentológicos, estratigráficos y estructurales mediante el levantamiento de secciones estratigráficas a escala 1:100. Para la realización de la campaña de campo y la recolección de dichos datos se utilizaron las guías de campo 1 para la cartografía de rocas sedimentarias (Cruz, Mier y Uribe, 2012). Estas actividades se complementarán con la recolección de muestras representativas, de manera que se puedan analizar (petrografía) en la etapa posterior. En la parte final de esta etapa, se organizará la información recolectada en una base de datos, de manera que luego pueda ser fácilmente analizada e interpretada.

2.3 Tercera etapa- Análisis de la información recolectada en campo

Lo que se hace en esta etapa es el ordenamiento y complementación de la información tomada en campo; datos estructurales, estructuras sedimentarias, y el análisis petrográfico de las muestras de interés con el objetivo de identificar características texturales y composicionales que ayuden en la determinación del ambiente deposicional, con esto se pretende organizar los datos de entrada para la elaboración de un modelo de facies utilizando la nomenclatura propuesta por Miall (2016). La digitalización de mapas a escala 1:5000, columnas a escala 1:100, esquemas y otros, los cuales permitirán una óptima visualización de todos los datos disponibles.

Para la elaboración y descripción de muestras de mano se utilizó la metodología propuesta por Cruz y Caballero (2007). La descripción de muestras en sección delgada se realizó siguiendo igualmente el manual de laboratorio para la descripción de rocas sedimentarias de Cruz y Caballero (2007) con ayuda de la metodología para la descripción y análisis de rocas sedimentarias siliciclásticas y calcáreas en sección delgada realizada por Terraza (1999).

2.4 Cuarta etapa- Integración e interpretación de la información

Es la etapa en la cual se integran e interpretan todos los datos obtenidos en etapas anteriores, mediante el desarrollo y calibración de posibles modelos estratigráficos que se ajusten a los datos de facies ya conocidas en la literatura. En esta etapa se sintetiza el objetivo principal de este trabajo científico, la reconstrucción paleogeográfica para la parte de la cuenca representada por la sección levantada.

2.5 Quinta etapa: Redacción y edición del informe final

Se organizan e integran los resultados obtenidos en las etapas anteriores, se sintetizan las conclusiones y se redacta y edita el informe final.

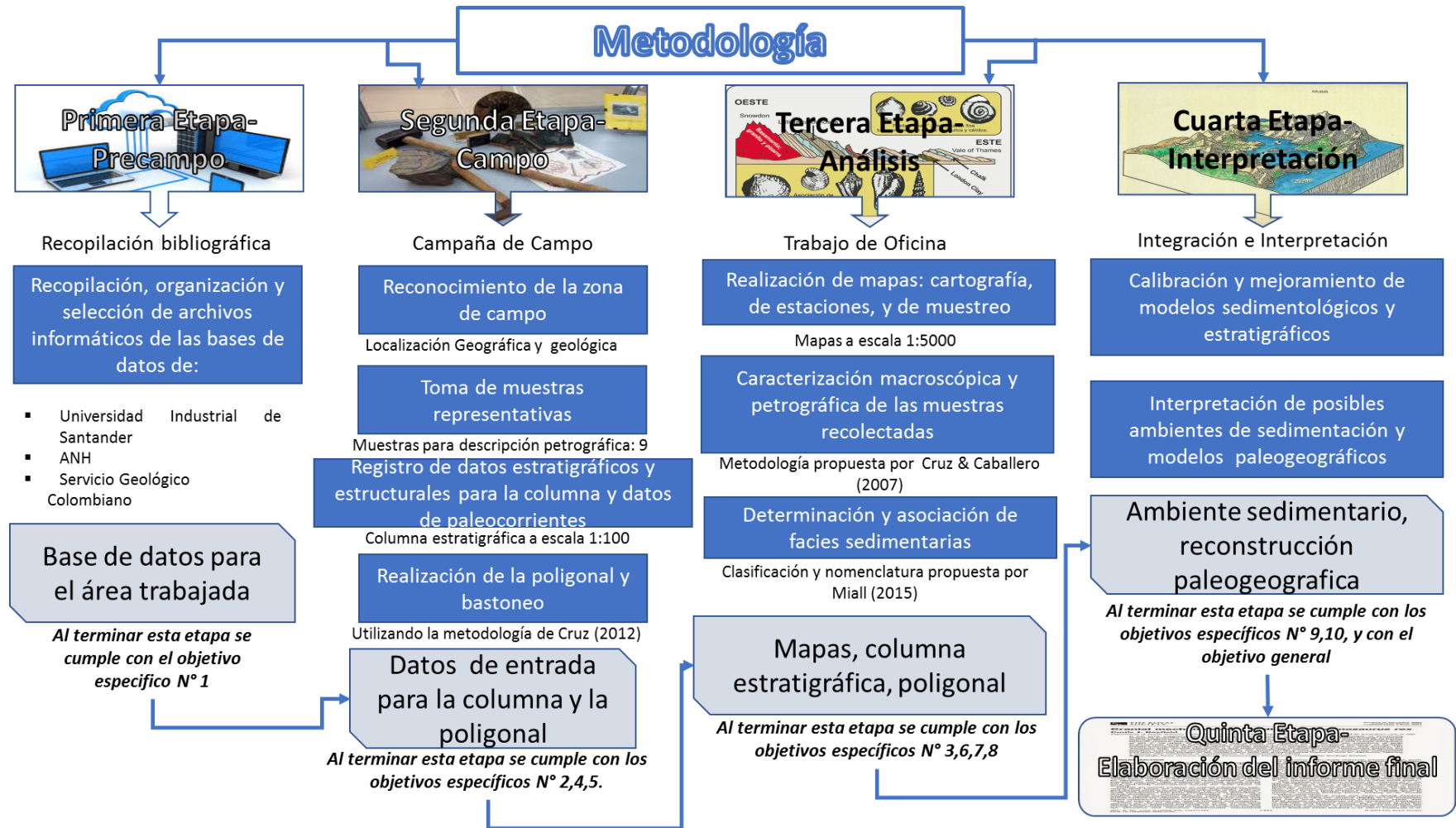


Figura 1. Metodología empleada para la elaboración del proyecto.

3. Antecedentes

Muy pocos trabajos desde el punto de vista geológico se han llevado a cabo en las zonas más próximas a esta región, aunque sí en zonas más alejadas pero que han sido correlacionadas estratigráficamente. Para esta zona se han utilizado dos nomenclaturas diferentes; una que corresponde a la Cuenca del Lago de Maracaibo: Formación León y Guayabo, y la segunda a la Cuenca de los Llanos Orientales: Formación San Fernando y Diablo. En la tabla 1 se resume la evolución de las nomenclaturas para las unidades utilizadas en la zona de estudio.

Liddle (1928) en uno de los primeros trabajos sobre la geología del occidente venezolano utilizó la denominación “*Upper Shale horizon*”, término anteriormente aplicado por geólogos que trabajaron en el distrito de Colón, Estado del Zulia, Venezuela, a un depósito uniforme de shales, y areniscas intercaladas, el cual se encuentra suprayaciendo el, denominado por el mismo autor, *First Coal horizon*, e infrayaciendo la Formación Guayabo. Este “*Upper Shale horizon*” está compuesto predominantemente de shales arenosos, suaves de tonalidades verdes y azules, intercalados con areniscas carbonosas, suaves y de tonalidades blancas y grisáceas, las cuales contienen localmente unos pocos guijarros de cuarzo. En el medio y la parte superior de la Formación se encuentran abundantes remanentes de plantas en los shales. El tope de la unidad está marcada por un paquete de 25 pies de arenisca, la cual forma la base de la suprayacente Formación Guayabo. Hacia el tope de la Formación los shales arenosos y las areniscas son moteadas, rojas, blancas y micáceas, similares a las de la suprayacente Formación Guayabo. También se menciona la presencia de capas o películas delgadas de materia ferruginosa localmente encontrada en los shales; y en la parte superior se identifican concreciones de arcilla férrica. Además, concluye que la presencia de lentes de material conglomerático, con manchas café y negras, principalmente compuestas de guijarros férrico-arcillosos, cementados con una

cobertura ferruginosa, similares a los materiales en la Formación Guayabo, indican más o menos condiciones similares de depositación. Así mismo, identifica superficies onduladas o de ripples, las cuales, junto con extensa estratificación cruzada en areniscas masivas, indican condiciones de aguas someras. Asigna para el “*Upper Shale horizon*” un espesor promedio de 800 y 1400 pies, aunque el autor advierte que posiblemente incluyó algo de su “*Upper Shale horizon*” (Formación León) en la Base de Guayabo.

Guayabo fue originalmente descrito como una Formación por Liddle (1928), para denominar a una unidad que suprayace con inconformidad angular el “*Upper Shale horizon*” en el Distrito de Colón. La Formación recibe su nombre del Cerro Guayabo, ubicado al sur del Distrito, donde está bien expuesta su sección tipo, de la siguiente manera: la parte superior de la Formación está conformada por una serie gruesa de arcillas blancas y rojas moteadas con areniscas grisáceas. Bajo este, hay una intercalación de una serie de arcilla, micácea, arenosa, localmente presencia de shales ligníticos, areniscas y arenas amarillentas, blandas y con estratificación cruzada, con conglomerados ferruginosos. La parte más baja y más arcillosa de la Formación Guayabo varía lateralmente tanto en espesor como en sus características texturales y composicionales. Se menciona que las capas más superiores de la Formación Guayabo, en el Cerro del mismo nombre y donde la sección está bien expuesta, son arcillas blancas y rojas moteadas, y areniscas blandas ferruginosas con estratificación cruzada, y que ambas son un indicativo universal de la Formación Guayabo o equivalentes. Además, describe que las areniscas son generalmente blandas y con estratificación cruzada, con presencia de buenas vetas de carbón de hasta un metro de espesor. La presencia de carbón en esta Formación está siempre relacionada con capas de shale, generalmente negro o marrón. Esas vetas de carbón contienen remanentes de plantas cerca de su contacto con los shales adyacentes, aunque aclara que la mayoría de las vetas de

carbón contienen restos óseos y en muchos lugares varía lateralmente a shales carbonosos o areniscas ferruginosas duras. Y para esto concluye que, la presencia de muchos restos de plantas, tanto en los lignitos como en los shales adyacentes, claramente indica un origen en turberas. Para el espesor de la Formación Guayabo, el autor apunta que un espesor promedio de la Formación es difícil de dar, porque no hay una sección completa bien expuesta, y donde se ha medido un espesor de 4000 a 5000 pies en el Cerro Guayabo, hay una posibilidad de que algo del “*Upper Shale horizon*” haya sido incluido. Y aclara que, el horizonte superior moteado de colores blancos y rojos, junto con las intercalaciones de areniscas y conglomerados, no miden más de 1000 pies.

Luego Hedberg Y Sass (1937), en una sinopsis de las formaciones geológicas del occidente venezolano, denominó “*León Shale*” al denominado por Liddle (1928) “*Upper Shale horizon*”, tomando su nombre de la Quebrada León, un tributario del Río Zulia sobre el flanco E del anticlinal de Petrólea.

Kehrer (1938) se refiere a la unidad definida como “Formación Guayabo” por Liddle (1928) como “*Guayabo series*”, además menciona que consiste principalmente de sedimentos terrestres, con algunos niveles de areniscas no marinas flojamente cementadas, y limos con remanentes de plantas. Apunta que “*Guayabo series*” alcanza un espesor de 500 a 700 metros y que probablemente corresponde a la “*Maracaibo series*” de la Cuenca del Lago Maracaibo.

Notestein *et al.* (1944) desarrollan un estudio sobre la geología de la Concesión Barco. Emplearon el término “Formación León” para reemplazar el antiguamente denominado por Liddle (1928) como “*Upper Shale horizon*”, por no tener una derivación geográfica. La sección tipo aflora a lo largo de la Quebrada León, un tributario del Río Zulia sobre el flanco oriental del anticlinal Petrólea en la parte suroriental de la Concesión Barco, Colombia. La Formación León

en el área de la concesión Barco, según Notestein *et al.* (1944) se encuentra constituida mayormente por shale gris a verdoso, con escasas capas delgadas de arenisca gris con láminas carbonosas. Los shales tienden a ser más arcillosos tanto hacia la base como hacia el techo. El espesor de la Formación varía de 510 a 785 metros en el flanco oriental del anticlinal de Petrolea y 663 metros en el anticlinal de Leoncito. La Formación parece engrosarse y convertirse en arenosa en algunas áreas. Los contactos inferior y superior son trazados donde la esencialmente continua sección de shale da lugar a sedimentos arenosos. Ambos límites son normalmente distintivos y conformes. Se considera a la Formación León de probable edad Oligoceno Superior debido a su posición estratigráfica y a los fósiles identificados en la base del suprayacente Grupo Guayabo.

Notestein *et al.* (1944) sube el estatus a Grupo Guayabo a la denominada por Liddle (1928) como Formación Guayabo, pero sin hacer subdivisiones. Además, agregan que el nombre del Grupo Guayabo es tomado del Cerro Guayabo en el Distrito de Colón, en Venezuela, por geólogos de la *Caribbean Petroleum Company*. La Formación Guayabo es descrita en el área de la Concesión Barco como una secuencia consistente en general de arenisca gris friable, limolita y shale arenoso; algunas arcillolitas grises y moteadas. Carbones ligníticos están presentes en la parte baja de Guayabo en Venezuela Liddle (1928), pero no han sido encontrados en el área de la Concesión, aunque sí fue encontrado un delgado carbón lignítico y shale carbonoso en una perforación cerca del Río Socuavó del Norte, asignado a la parte más baja de Guayabo o al tope de León. La sección más completa medida en el área de la concesión Barco está en la Quebrada León. La formación es de origen no marino. Su edad no es conocida, pero es presumiblemente Plioceno o Pleistoceno. Dentro de la Concesión Barco el Grupo Guayabo se caracteriza por presentar una suite de minerales pesados caracterizada por granate-epidota-esfeno. Los

autores también mencionan que R.B. Wheeler, de la *Texas Petroleum Company*, en (Pilsbry y Olsson, 1935), identifica fauna en la parte inferior del Grupo Guayabo en La Cira del Valle del Magdalena y es considerada como de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior.

Hubach (1957) realiza una recopilación de la mayoría de las unidades estratigráficas establecidas hasta la fecha. En esta, se refiere como Formación Guayabo, y menciona que los fósiles colectados por R.B. Wheeler del miembro basal del Guayabo, a 11 km al NW de Cúcuta corresponden según A.A. Olsson al nivel de La Cira de la cuenca del Carare. Se asume que la Formación Guayabo corresponda al Mioceno Inferior y Medio.

Sobre los límites de la Formación León, Hubach (1957) menciona que el límite inferior se fija en donde las arcillas esquistas puras del León se colocan sobre las areniscas delgadas y arcillas esquistas arenosas del Carbonera, así mismo, el límite superior es el contacto de las arcillas del León con los sedimentos arenosos del Guayabo. Señala que ambos contactos pueden ser conformes. El autor apunta que, según las anotaciones de Van der Hammen (1955), la edad palinológica de la Formación León corresponde al Oligoceno Inferior y Medio, y que los pólenes hasta entonces estudiados indican con bastante seguridad la edad referida.

Van der Hammen (1957) publica un estudio sobre la estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá, nombrando por primera vez en una referencia publicada a la Formación San Fernando, aunque aclara que el autor original del término es O. Renz (1938), quien realizó informes inéditos para la Compañía Shell Colombia. Con base en estudios palinológicos, se le asigna una edad entre Eoceno Superior a Oligoceno Inferior.

Van der Hammen (1958) presenta el artículo “Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos”, en el cual se describe por primera vez

la sección tipo para la Formación San Fernando, en la sección del Morro, Río Cravo Sur, como una serie de lutitas y arcillas esquistosas de color gris a gris verdoso con intercalaciones de bancos y capas de areniscas. Además, advierte de la presencia de foraminíferos en la Formación, y apunta que esto representa que había influencia de agua marina o salobre en la depositación de los sedimentos. La Formación San Fernando se encuentra descansando sobre las Arcillas de El Limbo e infrayaciendo a la Formación Diablo. Con base en datos palinológicos, asigna a la Formación San Fernando una edad comprendida entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior.

Informes inéditos elaborados por O. Renz (1938) para la Compañía Shell Colombia son recogidos por Van der Hammen (1958), quien utiliza por primera vez el término de Formación Diablo en una referencia publicada. La sección tipo se encuentra en el Domo de Turabá, Río Cusiana, en el Departamento de Boyacá, y es descrita como un conjunto de areniscas con intercalaciones de lutitas que termina donde empiezan los conglomerados y areniscas de la Formación Caja. Los contactos superior e inferior son normales. Palinológicamente se ha establecido una edad de Oligoceno Medio a superior.

Germeraad, Hopping, Y Muller (1968) publican un artículo en el que presenta los resultados obtenidos en más de 20 años de estudio de polen y esporas en sedimentos terciarios para algunas partes tropicales de Sudamérica, África y Asia. El propósito de este trabajo fue alcanzar una mejor interpretación de la estratigrafía de esas cuencas con sedimentos terciarios donde otros tipos de correlación fallaron. En este describe el proceso desde la recolección de los sedimentos, los métodos utilizados, hasta su interpretación. Teniendo en cuenta las zonas de polen, propone, en líneas generales, una retirada gradual del mar con un componente S-N para la cuenca Terciaria.

De Porta (1974) presenta un fascículo que comprende el Terciario y Cuaternario de Colombia, el cual corresponde al cuarto volumen del léxico estratigráfico colombiano desarrollado por el autor. En este se han tratado tanto las unidades litoestratigráficas como las bioestratigráficas; reúne y sintetiza toda la información disponible hasta la fecha, lo cual permite conocer información relevante que algunas compañías y entidades aún mantienen confidencial. En esta discusión bibliográfica menciona y debate los estudios realizados sobre las formaciones en cuestión, estableciendo sus posibles correlaciones y edades, las cuales varían dependiendo de su ubicación geográfica.

Ulloa Y Rodriguez (1975) presentan la memoria explicativa del cuadrángulo K-12 Guateque, zona ubicada al sur de Tunja, al este de Bogotá y al noreste de Villavicencio, en el cual incorporan la nomenclatura empleada por Van der Hammen (1958). El autor describe que para la zona, la Formación San Fernando está compuesta por arcillas, arcillolitas grises y areniscas cuarzosas, de grano medio a grueso, en estratos de 1 a 3 metros de espesor, con estratificación cruzada; presentando en la parte inferior a media esporádicos lentes de carbón hasta de 30 centímetros de espesor. Le asigna un espesor entre 800 y 1000 metros, y menciona que se depositó en un ambiente marino lagunar con influencia deltaica. Con base en información palinológica y paleontológica esta unidad es datada como Oligoceno - Mioceno Inferior, según se informaron los autores por medio de comunicación personal con H. Duque. Mencionan que esta Formación es llamada como Formación Carbonera por algunas petroleras. En el área del río Lengupá se describe la sección para la Formación Diablo; constituida por areniscas cuarzosas, blanco-amarillentas, de grano medio a grueso, en estratos de 4 a 5 metros de espesor, lentes de conglomerado con cantos de cuarzo hasta 2 centímetros de diámetro e intercalaciones de arcillolitas grises y capas delgadas de limolitas silíceas. Presenta estratificación cruzada en sus

niveles superiores. Anotan que el espesor es aproximadamente de 400 metros, y que el ambiente de depósito fue marino lagunar con influencias deltáicas. Con base en información palinológica y paleontológica esta unidad es datada como Mioceno Inferior a Mioceno Medio, según se informaron los autores por medio de comunicación personal con H. Duque.

Salinas Y Daconte (1982) elaboran un informe sobre la cartografía geológica y geoquímica para la plancha 122, para la cual adaptan las unidades aflorantes en el área según la nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo; representadas por las Formaciones León y Guayabo. Para la zona de estudio, los autores apuntan que se presenta una secuencia de sedimentos, en los cuales no se encontraron fósiles diagnósticos, pero por sus características litológicas y su posición estratigráfica se han cartografiado como correspondientes a la Formación León, la cual se encuentra constituida en la parte superior por shale gris a gris oscuro con delgadas intercalaciones de arenisca gris de grano fino, dura, algunas con hojas fósiles, capas de carbón o arcillas ricas en material carbonoso y capas delgaditas de caliza o marga; en la parte media intercalaciones de arenisca blanca, amarillenta, de grano fino a medio y shale gris a gris oscuro, a veces duro, con capas delgadas de arenisca gris de grano fino y niveles arcillo-arenosos, moteados, con estratificación laminar paralela; hacia la base una parte arcillosa de shale gris a gris oscuro con delgadas intercalaciones de arenisca cuarzosa gris de grano fino y una capa de carbón de unos 0.60 metros y una parte arenosa con bancos más gruesos de arenisca cuarzosa gris, de grano fino, algunas con estratificación laminar y otras moteadas, con intercalaciones de shale gris a gris oscuro. En las partes arcillosas de la Formación son comunes los nódulos del mismo material, más duros y material carbonoso. Se menciona también la presencia de algunas impresiones de hojas muy mal conservadas hacia la parte superior de esta Formación, cerca del contacto con la suprayacente Formación Guayabo. El espesor de la Formación León, en el área,

se podría considerar mayor de 500 metros y se presenta en contacto concordante y también fallado con la suprayacente Formación Guayabo.

De acuerdo con Salinas Y Daconte (1982), para el área de trabajo se encuentra una secuencia sedimentaria que por su posición estratigráfica y sus características litológicas se ha considerado como la Formación Guayabo, que se encuentra en contacto normal sobre la Formación León y fallada con la misma y las Formaciones Río Negro, Aguardiente, Capacho y La Luna. Anotan que el contacto superior de la Formación no se observa en el área trabajada; el contacto inferior se marca en la base del escarpe formado por esta Formación, en el que terminan las capas blandas de la Formación León. Los autores no midieron una sección de la secuencia, pero definen que en general consta de una alternancia de arenisca y lodolita. La arenisca es gris a gris verdosa, amarillenta, blanca, de grano fino a medio, a veces con estratificación cruzada o laminar paralela, algunas ligeramente micáceas y otras moteadas; en la parte inferior hay bancos de arenisca muy fina a limolita. La lodolita es gris a gris oscura, a veces arenosa, algunas moteadas, otras con nódulos generalmente de arenisca. Se presentan algunos niveles carbonosos sobre todo hacia la parte inferior de la Formación, donde se presentan capas delgadas de carbón impuro. El espesor de las capas tanto de arenisca como de lodolita parece ir aumentando hacia la parte superior de la Formación. Se considera, que el espesor de la parte que aflora en el área sea mayor de 400 metros. En la base de la Formación se encontraron impresiones de hojas fósiles.

Etayo Serna (1983) hace una división geológica del territorio colombiano bajo el concepto de terreno de Coney *et al.* (1980). Cuando a estos terrenos se yuxtapone una secuencia sedimentaria, ésta recibe el nombre de supraterrano. Aunque no define en específico la

litoestratigrafía de la zona de interés, la vincula al denominado Supraterreno de la Cordillera Oriental.

Van Houten y James (1984) publican un estudio sobre el Grupo Guayabo en la cercanía de Cúcuta. Geológicamente localizado en el extremo suroccidental de la Cuenca de Maracaibo. El autor divide el Grupo, de base a techo, en las Formaciones Cúcuta, Cornejo y Urimaco, las cuales se depositaron en un ambiente deltaico, desde el Mioceno al Plioceno Temprano. El espesor promedio dado para el Grupo es de 1000 a 1700 metros.

Cooper *et al.* (1995) publican un modelo sobre la evolución tectono-estratigráfica para la Cuenca de los Llanos, la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena, en base en datos de registro de pozo, de núcleos, sísmicos y datos de afloramiento. En este plantea que la depositación de la Formación León se dio durante el Mioceno Medio en una configuración de cuenca foreland, cuando el aumento global del nivel mar coincidió con la primera deformación significativa y levantamiento de la Cordillera Oriental, que aisló el Valle Medio del Magdalena de la Cuenca de los Llanos. Además, plantea que la Formación Guayabo forma la mayor parte de la megasecuencia de la cuenca foreland Andina, que corresponde a una clásica secuencia de molasa depositada en un ambiente fluvial de alta energía durante el Mioceno Tardío – Plioceno.

Villamil (1999) realiza un estudio en el que sintetiza la evolución tectono-estratigráfica para Colombia y el oeste de Venezuela desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno, mediante la recolección de información bibliográfica y trabajo de campo realizado por el autor. Aquí plantea una reconstrucción paleogeográfica para la Cuenca de Maracaibo, el Piedemonte Llanero y la Cuenca de los Llanos, al momento de la depositación de las Formaciones León y Guayabo.

Toussaint (1999) presenta un trabajo en el cual propone dividir el territorio colombiano en cinco megaterrenos o terrenos, dándole a cada uno un nombre de un grupo étnico precolombino. En este modelo, la zona de estudio se ubica dentro del Terreno Chibcha, que fue acrecionado durante la orogenia Caledoniana al continente Gondwana, y luego, a finales del Paleozoico, fue desplazado a su posición actual por la paleofalla de rumbo de Guaicáramo. Éste conjunto formó el oriente colombiano. El Terreno Chibcha está limitado al este por la denominada por el autor como frontera Paleozoica tardía y al oeste por la frontera Cretácica temprana, y las unidades en cuestión hacen parte de la importante cobertura meso-cenozoica que se depositó en cuencas distensionales.

Salinas *et al.* (1999) publican una versión mejorada del documento de Salinas y Daconte (1982), aunque no actualizan la información sobre la Formaciones León y Guayabo.

Royero (2001) realiza la cartografía y la memoria explicativa para la plancha 111, ubicada al norte de la zona de estudio. Mencionan que para la Formación León en el área de la plancha, está constituida principalmente por lodolitas grises y negras, limosas, micáceas, carbonosas, piritosas, con algunos niveles ferruginosos, ligeramente calcáreas, afectados por una oxidación. Se presentan intercalaciones de areniscas de cuarzo, grises, ligeramente calcáreas, grano fino a medio, en capas medianas a gruesas. Hacia la parte media se presentan capas delgadas de carbón. El contacto con la suprayacente Formación Guayabo es concordante. Las características litológicas de esta unidad, sugieren una depositación transicional deltaica. El espesor de esta unidad supera los 400 m.

Royero (2001) se refiere como Grupo Guayabo, en sentido de Van Houten y James (1984), y lo describe para la zona como constituido en su parte inferior por areniscas de cuarzo, algo micáceas, grises y blancas, de grano fino y grueso a ligeramente conglomeráticas, en capas

medianas a gruesas, piritosas, con restos vegetales; se intercalan lodolitas grises, negras, micáceas, con restos vegetales, laminación ondulosa, en capas medianas. Hacia la parte superior se presentan delgadas intercalaciones de caliza gris, localmente arenosa. Se menciona que esta parte del Grupo Guayabo corresponde con la Formación Cúcuta definida por Van Houten y James (1984). Establece que el Grupo Guayabo descansa en forma concordante sobre la Formación León.

Cediel *et al.* (2003) publican un estudio sobre la configuración tectónica del bloque Norandino, donde basados en datos litológicos, geoquímicos y paleomagnéticos, realizan reconstrucciones paleogeográficas e historia geológica complementaria del mesozoico-cenozoico para esta región.

Van der Hammen y Dueñas (2007) realizan dataciones palinológicas que permiten correlacionar las Formaciones Diablo Inferior y San Fernando Superior con la parte inferior de la Formación Guayabo y con la Formación León respectivamente. Mencionan que las denominaciones Guayabo y León son Unidades Operacionales utilizadas por la industria petrolera para el subsuelo de la Cuenca de los Llanos Orientales. Según estudios palinológicos sobre los sedimentos de la Formación Diablo Inferior, determinaron que estos se depositaron en ambientes fluviales de alta energía durante el Mioceno Tardío y, que son el resultado de un intenso periodo erosivo en la Cordillera Oriental durante la fase inicial de la Orogenia Andina. Según los autores, G. Renzoni (1991), en su trabajo sobre la geología de El Yopal, subdivide la Formación Diablo en Conjunto Superior y Conjunto Inferior, pero que con el tiempo, estos dos nombres se transformaron en Formación Diablo Superior y Formación Diablo Inferior, que son los nombres actualmente empleados.

Cediel (2011) presenta una síntesis científica sobre la historia geológica de Colombia, en el cual reúne e interpreta datos litológicos, de pozo, geoquímicos, palinológicos, entre muchos otros, proponiendo mapas paleogeográficos regionales para el Eoceno, Oligoceno y Mioceno, estableciendo además las características geológicas generales para cada época.

Sarmiento (2011) publica un completo estudio sobre la geología del petróleo para la Cuenca de Los Llanos, en el cual define sus límites, su historia de exploración, su evolución geológica, entre otros. Utiliza la nomenclatura de Formación León y Formación Guayabo, y presenta mapas que ilustran la distribución paleogeográfica de la cuenca durante su depositación.

Agencia Nacional de Hidrocarburos (2012) presenta un informe correspondiente a la integración e interpretación de diversa información geológica para la Cuenca de Los Llanos Orientales. Utilizan la nomenclatura de Formación León, del Mioceno Medio, para la cual mencionan que ésta representa invasión de los mares terciarios en la cuenca, y de Formación Guayabo, del Mioceno Tardío, la cual representa el último evento sedimentario en la cuenca.

González *et al.* (2015) utilizan la nomenclatura de la Cuenca de Maracaibo para las Formaciones Paleógenas como Barco, Los Cuervos, Mirador, y para las rocas del Paleógeno – Neógeno utilizan la nomenclatura utilizada para la Subcuenca del Borde Llanero, denominando así a las unidades como Formación San Fernando, Diablo y Caja. Señalan que la unidad equivalente para la Formación León en la Subcuenca del Borde Llanero es la denominada por Renz (1938) como Formación San Fernando, para referirse a una serie de lutitas y arcillas físciles, grises verdosas intercaladas con bancos de areniscas que afloran en la sección del borde oriental de la Cordillera Oriental en la región de El Morro, Río Cravo Sur en el Departamento de Boyacá. Describen que la Formación San Fernando para la zona de estudio corresponde a una secuencia

sedimentaria con estratos de 1 a 1.6 metros de areniscas y conglomerados, intercalados con lutitas de espesores no mayores a 0.3 metros. Los estratos de areniscas son de grano fino a muy fino, con selección buena a moderada, con granos subredondeados a subangulares y subesféricos, compuestas de cuarzo y líticos en menor proporción, los colores que varían entre rosa naranja moderado a muy pálido, naranja amarillento oscuro y gris claro medio a oscuro; se observa también de grano fino, levemente conglomerática, con selección moderada, granos subredondeados y subesféricos, de color naranja muy pálido; algunas con láminas compuestas de cuarzo principalmente y líticos en menor proporción, de grano muy fino, subredondeados y esféricos de color gris amarillento. El contacto superior con la Formación Diablo es concordante. Determinaciones micropaleontológicas en muestras de esta unidad, indican vestigios de *Rzehakinidae* y *Haplophragmoides*, asignando una probable edad Cretáceo Superior a Paleoceno, sin embargo, apuntan, los raros vestigios de fósiles, muy mal preservados, indican presencia de redepósito.

González *et al.* (2015) correlacionan las Formaciones Diablo y Caja, de la Subcuenca del Borde Llanero, con la Formación Guayabo, nomenclatura utilizada en la Cuenca de Maracaibo, en Venezuela, e igualmente utilizada por Notestein *et al.* (1944) para el área de la concesión Barco. Describen la Formación Diablo para el área de estudio como una secuencia que presenta cinco segmentos (a, b, c, d y e), tres arenosos y dos predominantemente limolíticos arcillosos. Los segmentos a, c y e, con morfologías de crestas alargadas, están conformados por capas de areniscas de cuarzo de grano medio a grueso, estratificación plano paralela a tangencial, y en los segmentos b y d se observaron lentejones de conglomerados, con guijos de areniscas y cuarzos. En sección delgada la roca es homogénea en textura y composición, con un tamaño de grano de arena fina a media, con buena selección, granos subredondeados a subesféricos,

texturalmente madura. Compuestas por cuarzo monocristalino, los cristales forman mosaicos de granos con escaza matriz. Trazas de opacos y circón. El contacto inferior con la Formación San Fernando es concordante. Hacia el sur de la zona está en contacto fallado con las Formaciones Río Negro, Aguardiente y Colón – Mito Juan del Cretácico. Los autores proponen un ambiente marino a continental de ríos y deltas para esta Formación; teniendo en cuenta que las arenitas presentan matriz lodosa con líticos y fragmentos de plantas, madrigueras e icnofósiles y lentejones de conglomerados finos. Aunque mencionan que, para el área de trabajo sólo aflora la base de la unidad, conformada principalmente por arcillas con delgadas intercalaciones de areniscas.

Tabla 1

Tabla de equivalencias estratigráficas.

Autor	Liddle (1928)	Hedberg y Sass (1937)	Kehrer (1938)	Notestein (1944)	Van der Hammen (1958)	Ulloa y Rodríguez (1975)	Van Houten y James (1984)	Salinas <i>et al</i> (1999)	Royero (2001)	Van der Hammen y Dueñas (2007)	ANH (2012)	González <i>et al</i> (2015)					
Litología	Formación Guayabo	X	Guayabo Series	Grupo Guayabo	Formación Diablo	Formación Diablo	Grupo Guayabo	Formación Guayabo	Formación Guayabo	Formación Diablo Inferior	Formación Guayabo	Formación Diablo					
	Upper Shale Horizon	Leon Shale	X	Formación León	Formación San Fernando	Formación San Fernando							Formación Cucuta	Formación León	Formación León	Formación San Fernando Superior	Formación León
X																	

*Nota**. Tabla de equivalencias entre la nomenclatura de las unidades estratigráficas utilizadas para la zona de estudio.

4. Generalidades

4.1 Localización

El área de estudio (Ver figura 2) se localiza geográficamente en las estribaciones orientales de la Cordillera Oriental, en el sector del Campo Gibraltar, en la Vereda Cubugón, entre los departamentos de Norte de Santander y Boyacá. Geológicamente, el área se considera parte del extremo noroccidental de la Cuenca de los Llanos Orientales, limitada al norte por los Andes de Mérida y al oeste cerca del límite con la Cuenca de la Cordillera Oriental Cediel (2011).

El área está comprendida entre las coordenadas planas:

X₁: 876.250 y **X₂**: 877.750

Y₁: 1'270.545 y **Y₂**: 1'272.000

Adoptadas del sistema de coordenadas proyectadas planas MAGNA, con origen Este, la zona se encuentra cubierta por la plancha 122 a escala 1:100.000 del Servicio Geológico Colombiano.

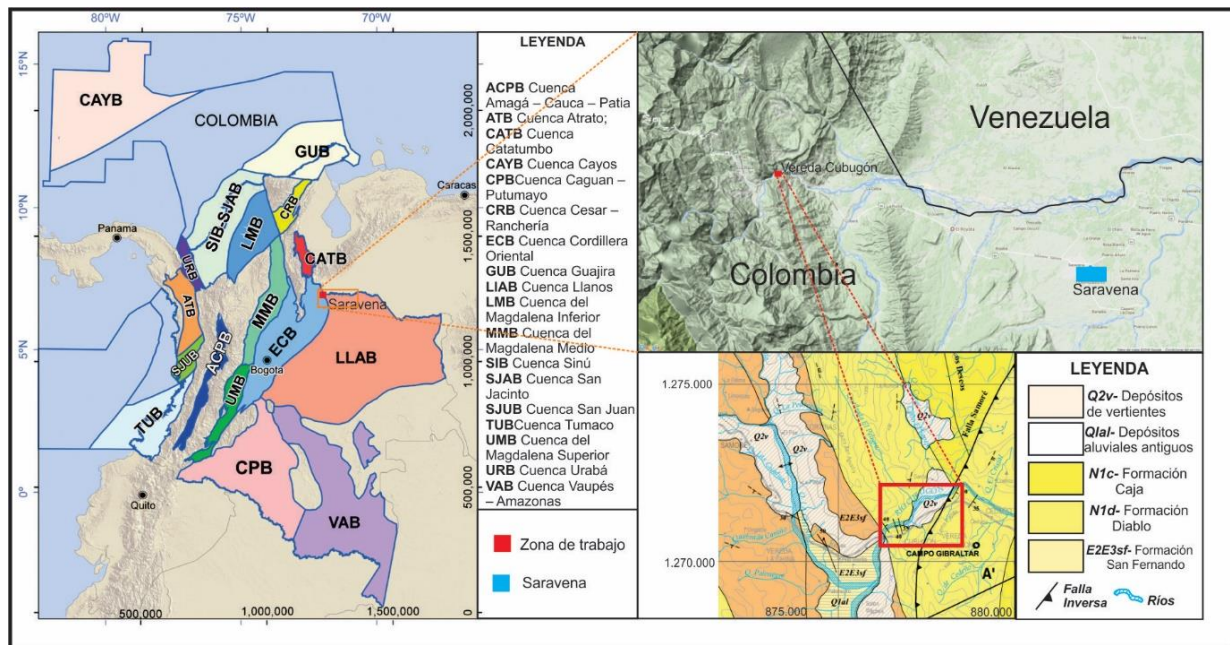


Figura 2. Localización geográfica y geológica del área de estudio. Adaptado de González *et al.*, (2015).

4.2 Marco Geológico

4.2.1 Estratigrafía. Como mencionan Van der Hammen y Dueñas (2007), la zona de trabajo entra en una posición geológica desfavorable en donde se presentan problemas en el uso de la nomenclatura (Ver figura 3), tomando dos tipos como referencia, la primera, la cual se usa para la cuenca del Catatumbo definida como una nomenclatura de superficie y la que se usa para la cuenca Llanos asociada a una nomenclatura de subsuelo. En esta sección se describen las formaciones aflorantes correlacionadas de manera general para cada una de las cuencas.

NOMENCLATURA DE SUBSUELO				NOMENCLATURA DE SUPERFICIE			
EDAD		FORMACION		SECCION COLUMNAR	UNIDADES LITOSTRATIGRAFICAS	SIMBOLO	ESPESOR m
O	PLIOCENO	GUA	SUPERIOR		FORMACION CAJA	Tc	1.000
C	MIOCENO	YABO	SUPERIOR		FORMACION DIABLO Superior	Tds	600
		TARDIO	INFERIOR		FORMACION DIABLO Inferior	Tdi	600
	MEDIO	LEON			FORMACION SAN FERNANDO Superior	Tsfs	
T	OLIGOCENO	CARBONERA	C-1		FORMACION SAN FERNANDO Inferior	Tsfi	1.500
			C-2				
			C-3				
			C-4				
			C-5				
			C-6				
			C-7				
			C-8				

Figura 3. Cuadro de correlación de las nomenclaturas de superficie y subsuelo. Adaptado de Van der Hammen y Dueñas (2007).

4.2.1.1 Formación San Fernando.

Definición: el nombre y rango de esta unidad fue dado por Renz (1938), que afloran en la mesa de Hernández, extremo norte de la sierra de la macarena (Van der Hammen, 1958), reportado en Ulloa y Rodríguez (1975).

Litología: Van der Hammen (1958) la define como una serie de lutitas y arcillas laminares grises, grises verdosos con intercalaciones de areniscas que afloran en la mesa de Hernández, extremo norte de la sierra de la macarena. y Ulloa y Rodríguez (1975) en el cuadrángulo k12-guateque, da una composición de arcillas, arcillolitas grises y areniscas cuarzosas, de grano medio a grueso, en estratos de 1 a 3 m de espesor, con estratificación cruzada; presentando en la parte inferior a media esporádicos lentes de carbón hasta 30cm de espesor.

Posición: el contacto superior con la Formación Diablo es concordante, el contacto inferior no se observó en el área de la plancha 122-Chucarima. está en contacto fallado con rocas cretácicas de las Formaciones Río Negro y Aguardiente por la falla la Loma de San José y en contacto fallado con las Formaciones San Fernando y Caja por la falla al este de Samoré (González *et al.*, 2015)

Espesor: espesor que oscila entre 800 y 1000m (Ulloa y Rodríguez, 1975).

Edad: Esta unidad fue considerada por Van der Hammen (1957) como Eoceno Superior Oligoceno-Inferior, con base en análisis palinológicos. Sin embargo, Van der Hammen y Dueñas (2007) indican que los sedimentos de la Formación San Fernando Superior que afloran en el piedemonte de la Cordillera Oriental en la región de Yopal, se depositaron en mares someros durante el Mioceno Medio.

Ambiente: la Formación se depositó en un ambiente marino lagunar con influencia deltaicas (Ulloa y Rodríguez, 1975).

4.2.1.2 Formación Diablo

Definición: El nombre y rango de esta unidad fue dado por Renz (1938), reportado en (Van der Hammen, 1958).

Litología: En el área del Río Lengupá la unidad está constituida por areniscas cuarzosas, blanco-amarillentas, de grano medio a grueso, en estratos de 4 a 5 metros de espesor, lentes de conglomerados con cantos de cuarzo hasta 2 centímetros de diámetro e intercalaciones de arcillolitas silíceas. Presenta estratificación cruzada en sus niveles superiores (Ulloa y Rodríguez, 1975).

Espesor: Su espesor es aproximadamente de 400 metros (Ulloa y Rodríguez, 1975).

Edad: Van der Hammen, (1958) le asigna a esta unidad una edad Oligoceno Medio a Superior. En la actualidad con base en nueva información palinológica y micropaleontológica, esta unidad data como Mioceno Inferior a Mioceno Medio (Ulloa y Rodríguez, 1975).

Ambiente: El ambiente de depósito de la formación fue marino lagunar con influencias deltaicas (Ulloa y Rodríguez, 1975).

4.2.1.3 Formación León

Definición: La Formación "León Shale", llamada así por Hedberg, tomó su nombre de la Quebrada León, un tributario del Río Zulia sobre el flanco Este del anticlinal de Petrólea. La sección tipo está sobre esa quebrada, unos 9 Km al NW de Puerto Villamizar (Notestein *et al.*, 1944).

Litología: La Formación León está compuesta en su mayoría por shales grises y grises verdosos. Se encuentran capas delgadas de areniscas grisáceas y areniscas con láminas carbonáceas, y los shales tienden a volverse limosos hacia la base y el tope. En el área Tibú-Socuavó una delgada serie de areniscas con shales interestratificados que ocurren cercanos a la mitad de la Formación. Estas series de areniscas se desarrollan únicamente en algunas localidades y alcanzan un espesor de 28 metros.

Posición: Los contactos superior e inferior se definieron en donde la sección continua de Shale da paso a sedimentos más arenosos. Los dos aparecen concordantes (Notestein *et al.*, 1944).

Espesor: El espesor de la formación varía de 510 a 785 metros en el flanco Este del anticlinal de Petrolea y 663 metros en el flanco E del anticlinal de Leoncito. En el área de Tibú -Socuavó se ha estimado un espesor de 350 a 475 metros (Notestein *et al.*, 1944; Salinas *et al.*, 1999).

Edad: La formación León ha sido considerada probablemente como Oligoceno Superior, debido a su posición estratigráfica (Notestein *et al.*, 1944). Pero Van der Hammen y Dueñas (2007) señalan que los trabajos geológicos de superficie sugerían una edad Oligocena para la Formación Diablo Inferior, las Compañías Petroleras en Cooper *et al.* (1995) definían en forma muy general, que dentro del cinturón plegado de la región de El Yopal afloraban sedimentos relacionables con las Formaciones Guayabo de edad Mioceno Tardío y León de edad Mioceno Medio.

4.2.1.4 Formación Guayabo

Definición: El nombre del Grupo Guayabo es tomado del Cerro Guayabo en el Distrito de Colón (Venezuela); el término fue introducido por geólogos de la *Caribbean Petroleum Company* (Notestein *et al.*, 1944). Reportado en (Hubach, 1957; Salinas *et al.*, 1999).

Litología: En el área de la Concesión Barco, consiste en general de arenisca gris, lodolita y shale arenoso; algunas arcillolitas grises y moteadas; carbón lignítico en la parte inferior del Grupo Guayabo. La sección más completa medida sobre la Concesión Barco está en la Quebrada León y consta de la base hacia arriba de: 1) 186 metros de shale arenoso y arenisca gris; 2) 181 metros de arcillolita moteada gris, arcillolita arenosa con alguna arenisca gris y 3) 436 metros de arenisca gris y arcillolita moteada localmente. El espesor medido de 803 metros es sólo una parte del Grupo Guayabo (Notestein *et al.*, 1944). Reportado en (Hubach, 1957; Ulloa y Rodríguez, 1975).

Posición: El Grupo Guayabo se encuentra en contacto normal sobre la Formación León y fallado con la misma y las formaciones Río Negro, Aguardiente, Capacho y La Luna (Salinas *et al.*, 1999).

Espesor: En Playa Necesidad se encuentran como mucho 50 metros de la Formación. El espesor total es desconocido (Notestein *et al.*, 1944).

Edad: Su edad es desconocida, pero es probable que sea Plioceno o Pleistoceno (Notestein *et al.*, 1944). Royero (2001) señala que la edad del Grupo Guayabo ha sido considerada del Oligoceno Superior-Mioceno, basada en estudios de fósiles (foraminíferos), efectuados por (Van Houten y James, 1984).

4.2.2 Estructural. Perteneciente al supraterrano de la Cordillera Oriental definido por Etayo (1983), caracterizado por el estilo estructural de fallamiento con expresiones geomorfológicas con dos direcciones predominantes, NNE-SSW y NE-SW. El control tectónico en la zona de estudio se encuentra definido por una falla regional de carácter inverso la cual se encuentra cortando las unidades estudiadas e incluso en algunas localidades las pone en contacto. Las principales estructuras (Ver figura 4) incluyen la falla Samoré, el anticlinal de La China y el sinclinal de los Deseos el cual es el responsable del buzamiento de las capas de las unidades mencionadas. Dentro de la sección analizada no se encuentran indicadores de deformación a escala de afloramiento.

Falla Samoré. Salinas et al. (1999) denominan la falla Samoré como Falla al Este de Samoré (Ver figura 4) y describe su trazo como sinuoso, con una dirección aproximada NS. Esta falla pone en contacto rocas de la Formación León al occidente con rocas del Grupo Guayabo al Oriente, se considera de edad posterior al Mioceno. Pero Bayona et al. (2008), simplifican el nombre de esta estructura respecto a su ubicación y la llaman Falla Samoré, interpretan su comportamiento inverso con buzamiento al Este por medio de líneas sísmicas. Según González et al. (2015) en la plancha 122 la falla aparece desde el sector SE de la plancha, junto al Río Cubugón, su trazo es continuo hacia el Sur, la expresión geomorfológica más notoria es la vertiente oeste generada por el Cerro San Agustín, alineado en sentido NNW-SSE (Figura 4).

Sinclinal de los Deseos. Royero (2001) la describe como una estructura ligeramente asimétrica con buzamientos relativamente suaves, tiene una dirección predominante noreste y su longitud aproximada es de 9 km. Su flanco oriental corresponde con el flanco occidental del sinclinal del mismo nombre. El núcleo expuesto está conformado por rocas de la Formación León y los flancos están constituidos por rocas del Grupo Guayabo, González et al. (2015) en la plancha 122-Chucarima describe el sinclinal de los Deseos con una dirección del eje es N20°E con una longitud de 3,5 km que afecta rocas de la Formación Diablo (Ver figura 4).

Anticlinal La China. Un pliegue continuo con dirección NW-SE (Ver figura 4) cuyo eje sigue de manera paralela, con algunas flexiones, el trazo de la quebrada del mismo nombre, con una longitud de 18 km; Salinas y Daconte (1982), indican una dirección para el plano del eje de plegamiento de aproximadamente N50°W, 20°E. Tiene expresiones geomorfológicas tales cuyos estratos presentan una tendencia estructural NNW/ENE, en su flanco este; hacia el Oeste están conformados por rocas cuya tendencia es rumbo al NW y buzamiento al SW (González et al., 2015).



Figura 5. Mapa fisiográfico para la zona de estudio. En el cuadro amarillo se enmarca la zona de estudio.

4.2.4 Paleogeografía. En este capítulo se resumen diferentes consideraciones paleoambientales propuestas por diferentes autores para las formaciones involucradas en el presente trabajo, y su implicación en la reconstrucción paleogeográfica aquí propuesta son discutidas más ampliamente en la discusión.

En la Cuenca de Los Llanos, el Cretácico Superior y el Terciario son los objetivos principales de la exploración petrolífera. Como tales son las secuencias mejor conocidas e investigadas. La división de cada uno de estos periodos en unidades genéticas, litoestratigráficas o cronoestratigráficas están basadas en conceptos establecidos ya sea por observaciones de superficie en los alrededores de la cuenca o por correlación de los diferentes pozos ya perforados (Bogota, 1988).

Van der Hammen y Dueñas (2007) mencionan que el inicio del Mioceno Medio coincide con una elevación global del nivel del mar, la cual fue incrementándose hasta el final de este Período.

El Mar del Mioceno Medio transgredió hasta ocupar extensas áreas en las Cuencas de los Llanos Orientales, Maracaibo, Barinas, Apure y Maturín formando el Mar del Llano (Ver figura 6). Los autores mencionan que estas arcillolitas marinas se conocen en el Piedemonte Llanero como Formación San Fernando Superior y en la Cuenca de los Llanos Orientales como Formación León. Además, mencionan que el emplazamiento de los Andes de Mérida, así como el levantamiento principal de la Cordillera Oriental se produjeron durante el Mioceno Tardío y el Plioceno, y que es por ello que los Andes de Mérida no presentaban una barrera que impidiera la libre conexión entre el mar abierto (Proto-Caribe, Atlántico) y el Mar del Llano (Ver Figura 6).

Van der Hammer y Dueñas (2007) mencionan:

Al final del Mioceno Medio se presenta un período orogénico que produce un levantamiento generalizado de la Cordillera de los Andes, este levantamiento se llevó a cabo con movimientos cortos pero continuos, los cuales fueron transformando paulatinamente los mares someros en pantanos salobres y posteriormente en ambientes fluviales. Los cortos y continuos pulsos compresivos son el preámbulo de un proceso orogénico que levantó la Cordillera Oriental de un nivel aproximado de 700 metros de altura hasta alcanzar elevaciones superiores a los 3.000 metros en un periodo de tiempo geológico relativamente corto. Este proceso orogénico abruptamente interrumpe el depósito de sedimentos de la Formación Diablo Inferior, y da paso a una muy gruesa avalancha de sedimentos gruesos.



Figura 6. Mapa Paleogeográfico de Sudamérica determinando y señalando el gran avance del mar hacia el continente. Adaptado de Van der Hammen y Dueñas (2007)

La evolución paleogeográfica según Villamil (1999), determina la evolución mediante procesos de carga durante los periodos Oligoceno-Mioceno en donde generalmente se subdividen las

cuencas que se encuentran actualmente y Cooper *et al.* (1995) determina estos depósitos como megasecuencias caracterizadas por la deposición de León y Guayabo.

Inversión y carga del Oligoceno Tardío. Las etapas iniciales del levantamiento andino de la Cordillera Oriental y el levantamiento renovado e intensificado de la Cordillera Central ocurrieron en el Oligoceno Medio. Este evento de elevación fue simultáneo a la continua subsidencia y al colapso del basamento del Magdalena Inferior y al colapso de la Cuenca del Halcón (Villamil, 1999).

Este evento de levantamiento marca el nacimiento del Orinoco que fluye hacia el noreste y un río Magdalena que fluye hacia el noroeste y que, durante la mayor parte de la historia del Cenozoico, se combinó en uno antes del levantamiento inicial y la inversión de la Cordillera Oriental (Villamil, 1999).

Las evidencias de los eventos de elevación en el Oligoceno se registran en la estratigrafía como discordancias locales a regionales. Los Andes de Mérida comenzaron a elevarse y cerró la comunicación entre el río proto-Orinoco y la cuenca de Maracaibo; el delta de Carbonera (delta proto-Orinoco) comenzó a progradar y retroceder hacia el noreste y llenó el espacio creado durante la transgresión del Oligoceno temprano. La Cuenca el Halcón colapsó en este momento, permitiendo que las facies marinas se acumulen sobre la corteza caribeña expuesta anteriormente (Villamil, 1999).

Cooper *et al.* (1995) señalan que la deformación aisló el Valle Medio del Magdalena de la cuenca Llanos. La carga resultante incrementó tectónicamente el *Highstand System track*, causando la deposición de las limolitas de la Formación León. La evidencia de que al menos la aparición parcial de la Cordillera Oriental es, que la Formación León es más arenosa en las estribaciones occidentales que en el este. Las limolitas marinas de la formación León se extienden

más hacia el este que cualquiera de las secuencias más antiguas. El borde oriental de esta formación dentro del escudo de Guyana está marcado por un cambio de facies a arenas costeras y facies marginales marinas dominadas por clastos gruesos. La evidencia adicional de deformación, elevación y erosión de la Cordillera Oriental durante la deposición de la formación León es una discordancia correlativa entre las formaciones Honda y Real en el Valle Medio del Magdalena.

Mioceno, fuerte inversión y desarrollo foredeep. La época del Mioceno es el momento de la elevación y la construcción de montañas más importantes y rápidas en Colombia y en otras regiones de América del Sur. El rápido levantamiento favoreció el aumento de las tasas de erosión y deposición de unidades de molasas en la base de los flancos de las Cordilleras Central y Oriental. En el Mioceno, las cuencas Magdalena, Llanos y sus estribaciones, adquirieron su carácter topográfico como se las conoce actualmente (Villamil, 1999).

El desarrollo de cuencas Foredeep también se produjeron durante el Mioceno, debido a la carga de la masa de montaña. La entrega de sedimentos a las cuencas del Magdalena y el drenaje Orinoco fue generalmente alta durante este tiempo. Las tasas rápidas de suministro de sedimentos permitieron el relleno y la agradación de las cuencas fluviales y favorecieron las rápidas tasas de acumulación (Ver Figura 7-A). La degradación y el crecimiento rápido de esta sección estratigráfica gruesa combinada con el acortamiento estructural permitió la formación de grandes porciones de roca fuente del Cretácico (Villamil, 1999).

Cooper *et al.* (1995) señala que, en la cuenca de los Llanos, se depositaron aproximadamente 3000-3500 metros de clastos continentales gruesos de aproximadamente 10 a 2 Ma denominados Formación Guayabo. Esta fase de deposición registra el levantamiento de la Cordillera Oriental (Van der Hammen *et al.*, 1973), inmediatamente al oeste de las estribaciones y el final de la migración del eje de la cuenca antepaís (Ver Figura 7-B). El escudo de Guyana ya no es el lugar

de procedencia del sedimento debido a los clastos cretáceos que se erodan de la Cordillera Oriental y ocurren dentro de la Formación Guayabo (Villamil, 1999).

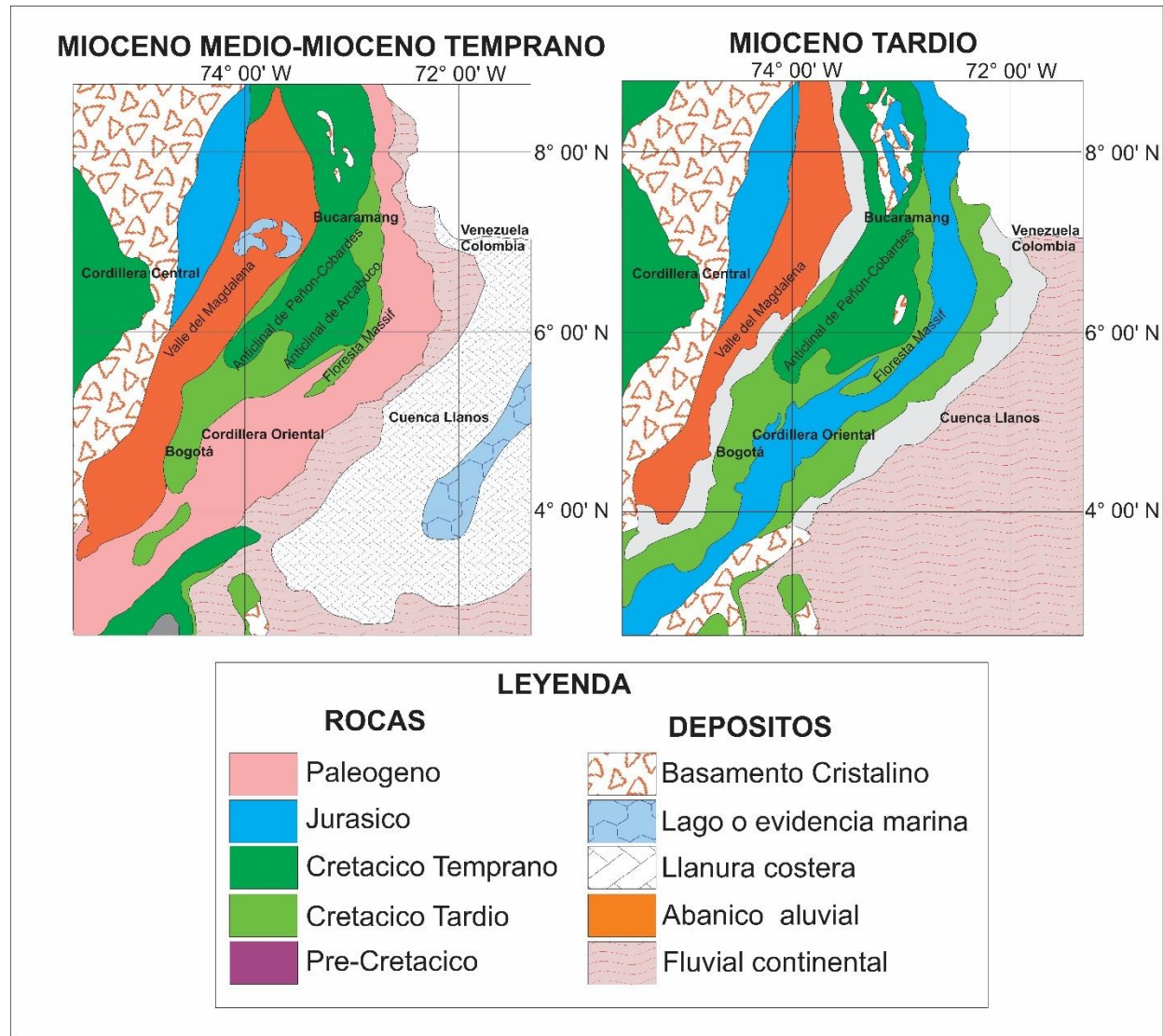


Figura 7. Mapas Paleogeográficos A) Mioceno Medio-Temprano B) Mioceno Tardío, para las cuencas Llanos, Cordillera Oriental. Adaptado de Caballero, Reyes, Mora, Ruiz, & De la Parra, (2013).

4.3 Marco Teórico

En este capítulo se hace un resumen de todos los conceptos y procedimientos tenidos en cuenta en la realización del análisis de facies, de paleocorrientes y de reconstrucción paleogeográfica.

4.3.1 Facies. La palabra facies proviene del latín, y significa apariencia o aspecto de algo. Walker (2006) hace una revisión de la evolución del concepto de “facies”, y menciona que es un término muy antiguo, introducido por Nicholas Steno en 1669, y que implicaba todo el aspecto de una parte de la superficie de la tierra durante un cierto intervalo del tiempo geológico. El nuevo enfoque para el concepto de “facies”, y que es utilizado hoy en día, fue introducido por Gressly en 1838, e implica la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica. Sin embargo, en 1978, Middleton da una definición que, para Walker y James (1992) es la definición moderna más útil de “facies”. En este trabajo, Middleton anota que las facies pueden recibir designaciones informales (“Facies A”, etc.) o breves designaciones descriptivas (“Facies de limolita con laminación”), con el entendimiento de dar una interpretación ambiental. Por último, concluye que la clave para la interpretación de facies es combinar las observaciones realizadas sobre las relaciones espaciales y características internas de las rocas (litología y estructuras sedimentarias) con información comparativa de otras unidades estratigráficas bien estudiadas, y particularmente de estudios de ambientes sedimentarios modernos. Todo lo anterior, es un enfoque únicamente descriptivo del concepto de facies, que puede ser usado tanto en un sentido descriptivo como interpretativo (Walker, 2006).

Reading (1996) menciona que han existido tres escuelas en este campo, cada una de ellas con un enfoque diferente sobre el concepto de facies. La comprensión de cómo y porqué estas tres

escuelas se desarrollaron, nos ayuda a entender las fortalezas y debilidades de cada enfoque, y así seleccionar la más apropiada para la solución de nuestros problemas.

La primera es la “*British/Dutch/Shell School*”, representada en los 1960s por autores como J.R.L Allen, Bouma, Middleton, Reading, entre otros. Ellos prestaron mucha atención a las características a pequeña escala de las rocas, procesos y estructuras sedimentarias, y desarrollaron modelos estáticos relativamente locales teniendo en cuenta la Ley de Walter. Ignoraron los cambios estratigráficos, controles externos y la relación a gran escala de sistemas deposicionales. El énfasis de esta escuela fue puesto sobre causas sedimentológicas, intrínsecas o autocíclicas. Únicamente se recurrió a controles externos o alocíclicos cuando el alcance para explicar las relaciones de facies por controles intrínsecos había sido agotado.

El segundo grupo es la “*Gulf Coast School*”, de Texas y Luisiana. Está representada por Brown, Fisher, Fisk, Frazier, Galloway y McGowen. Ellos estuvieron trabajando sobre grandes áreas donde los afloramientos casi no existían. Basaron su trabajo en datos del subsuelo.

El tercer grupo es la “*Cratonic/North Western/Exxon School*”, desarrollada inicialmente por Sloss (1950, 1963), y revivida después por intérpretes sísmicos de la Exxon School y geólogos como Haq, Posamentier, Vail, Van Wagoner, entre otros. Esta se originó en la región central cratónica de los Estados Unidos, donde litofacies similares, separadas por inconformidades, podrían ser trazadas casi horizontalmente hasta por miles de kilómetros con aparentes pequeños cambios de facies.

Reading (1996) define una facies de roca como un cuerpo de roca con características específicas que refleja las condiciones bajo las cuales este se formó. Este puede ser una única capa, o un grupo de múltiples capas. Idealmente, este debería ser una roca distintiva que fue formada bajo ciertas

condiciones de sedimentación, reflejando un proceso particular, un set de condiciones, o ambiente. Establece que donde las rocas sedimentarias puedan ser manejadas en afloramiento o núcleos, una facies puede ser definida teniendo en cuenta el color, estratificación, composición, textura, contenido fósil y estructura sedimentaria. Si los fósiles son ausentes o de poca importancia, y si el énfasis es sobre las características físicas y químicas de la roca, entonces el término “litofacies” es apropiado. Donde la definición depende de características vistas en sección delgada, se usa el término de “microfacies”. El autor menciona que el uso del término “facies” está justificado siempre y cuando sepamos el sentido en el cual está siendo usado; ya sea descriptivo o interpretativo. Por ejemplo, podemos intentar definir objetivamente un producto sedimentario: “facies de areniscas rojas con estratificación cruzada”, o podemos subjetivamente interpretar un proceso, por ejemplo, “facies de turbiditas”, lo cual significa que creemos que esto ha sido depositado por corrientes de turbidez. Si usamos un término ambiental, tal como “facies fluviales”, significa que este tiene las características compatibles tal como una interpretación ambiental, pero claramente, es sólo una apreciación.

Reading (1996) apunta que la selección de las características para definir las facies y el peso atado a cada una de ellas depende de una evaluación personal subjetiva, basado en el material a examinar, el tipo de afloramiento, tiempo disponible y objetivo de la investigación. El autor recomienda que cada unidad debe ser asignada a una facies con base en información objetiva.

Walker y James (1992) mencionan que el levantamiento de una sección estratigráfica vertical implica que esta será subdividida (Ver Figura 8) en una serie de diferentes unidades, cada una con diferente espesor y diferentes características. El aspecto diferente de cada unidad medida se resume por el término *facies*. Primero por características descriptivas, las cuales incluyen litología, estructuras sedimentarias y características biológicas. Agrega que, durante un estudio individual,

las facies pueden comúnmente ser agrupadas bajo el concepto de *asociaciones de facies*. En una escala más amplia, ciertas asociaciones ocurren comúnmente a través del tiempo y espacio que pueden ser consideradas como básicos *elementos arquitecturales* de un particular ambiente deposicional. La comparación entre modernos y antiguos ambientes deposicionales, y la búsqueda para el proceso que controla esa sucesión de facies, se denomina *modelamiento de facies*.

Sobre la definición de facies, Walker y James (1992) anotan que este es un procedimiento (Ver Figura 8) de clasificación, y el grado de subdivisión está regido por los objetivos del estudio. Si el objetivo es una descripción de rutina e interpretación a gran escala, una subdivisión de facies bastante amplia puede ser suficiente. Si el objetivo es más detallado, como cuando se trabaja en un modelo, la subdivisión de facies debe ser más detallada.

Para Walker y James (1992) la escala de la subdivisión depende no sólo de los objetivos, sino del tiempo realizable en campo, el grado de preservación, y la abundancia de estructuras físicas y biológicas en las rocas. Una gruesa secuencia de lodolitas masivas o delgadas capas de turbiditas serán difíciles de subdividir, pero un espesor similar de areniscas y shales intercaladas (con abundantes y variadas muestras de ripples, estratificación cruzada y trazas fósiles) podrían ser subdivididas en un gran número de distintivas facies.

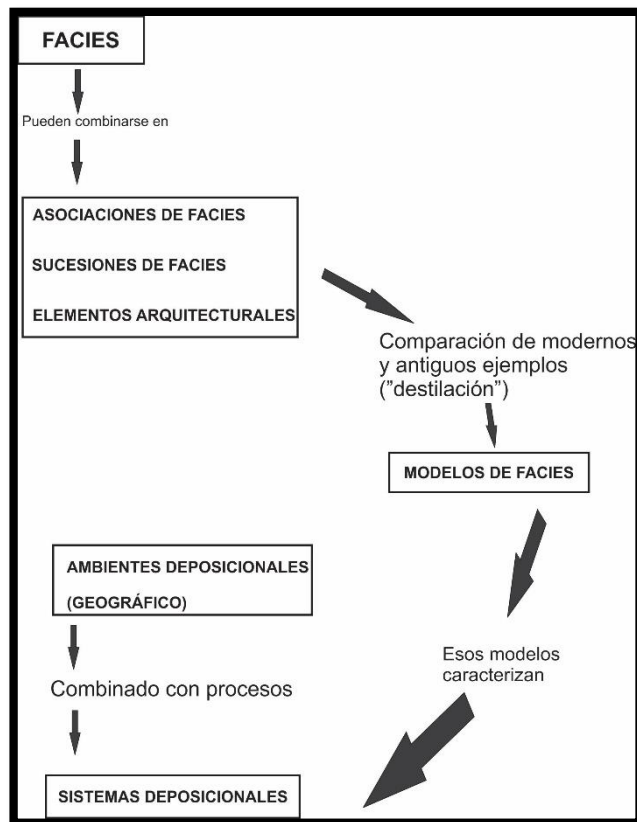


Figura 8. Relación entre facies, ambientes y sistemas deposicionales. Adaptado de Walker y James (1992).

En los estudios de facies a pequeña escala las unidades pueden tener sólo unos pocos metros de espesor, y las diferencias entre facies ser sutiles, involucrando (por ejemplo) menores cambios en la proporción de limo y arcilla, la relativa abundancia y diversidad de fósiles, y menores diferencias en el estilo de laminación. Para Walker y James (1992) esta subdivisión detallada resulta útil para combinar facies cercanamente relacionadas en *asociaciones de facies* o grupos de facies genéticamente relacionados, los cuales tienen algún significado ambiental. Esas asociaciones de facies de escala más grande también se han denominado *elementos arquitecturales*, implicando que estos son los bloques de construcción de varios sistemas deposicionales. El concepto de *elementos arquitecturales* también enfatiza la geometría tridimensional de las asociaciones de

facies. Estos son de mayor escala de un sistema deposicional (por ejemplo, un canal de río), y son menos influenciados por factores locales que las facies individuales.

Muchas, sino la mayoría de las facies definidas individualmente tienen interpretaciones ambientales ambiguas. Por ejemplo, una facies de arenisca con estratificación cruzada podría formarse en un río meándrico o tipo braided, en un canal estrecho por donde entra la marea (*tidal inlet*), una playa dominada por corrientes a lo largo de la costa, o una plataforma dominada por corrientes de marea. Por lo que Walker y James, (1992) establecen que la clave para la interpretación (figura 8) es analizar todas las facies comunalmente, en contexto. Para ello se trabaja con el concepto de *sucesión de facies*, que implica que ciertas propiedades de las facies cambien progresivamente en una dirección específica (vertical o lateralmente). Así, el análisis de esta sucesión contribuye con información importante, que no podría ser obtenida si se analizarán las facies individualmente.

Walker James (1992) elaboran un glosario de términos. Entre los más destacados están:

Facies: Un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de litología, estructuras biológicas y físicas que otorgan un aspecto diferente de los cuerpos de roca adyacentes.

Asociación de facies: Grupos de facies genéticamente relacionadas, y las cuales tienen algún significado ambiental.

Sucesión de facies: Una sucesión vertical de facies se caracteriza por un cambio progresivo en uno o más parámetros, por ejemplo: abundancia de arena, tamaño de grano, o estructuras sedimentarias.

Elemento arquitectural: una subdivisión morfológica de un sistema deposicional particular caracterizado por una colección distintiva de facies, geometrías de facies, y procesos deposicionales.

Ambiente deposicional: Área geomórfica y/o geográfica.

Sistema deposicional: Configuración tridimensional de litofacies, genéticamente relacionadas por ambientes y procesos activos o inferidos. Esto abarca los ambientes y procesos deposicionales que actúan allí.

Modelo de facies: un resumen general de un sistema deposicional particular, que envuelve muchos ejemplos individuales de sedimentos recientes y rocas antiguas.

Salvador (1994) en la Guía Estratigráfica Internacional, menciona que el término *facies* puede significar aspecto, naturaleza, o manifestación de carácter (usualmente reflejando condiciones de origen) de las rocas o constituyentes específicos de las rocas. El término ha sido usado para expresar el ambiente de deposición o formación (facies deltáicas, facies marinas, etc.), composición litológica (facies de areniscas, facies de calizas, etc.), asociación geográfica o climática (facies tropicales, facies Germánicas, etc.), contenido fósil (facies de conchillas, facies de graptolites), asociación tectónica (facies orogénicas), y para referirse al grado metamórfico. Por lo que el autor recomienda que, si el término “facies” es usado, es deseable dejar claro el específico tipo de facies empleado.

Sobre el uso correcto del término, Selley (2000) menciona que se puede hablar de “facies de capas rojas” o “facies de evaporita”. Además, que términos como “facies de plataforma” o “facies de *back arc*” son innecesarios y no deberían ser usados. Así mismo, sobre términos como “facies fluviales” o “facies de turbidita” son malos e inadmisibles; ya que son términos genéticos y

presentan conflicto con la definición original, aunque afirma que estos pueden ser correctos para enunciar por ejemplo “estas facies de arenisca conglomerática fueron depositadas en un ambiente fluvial”.

Miall (2000) aclara que la palabra *facies* es ahora usada en un sentido tanto descriptivo como interpretativo. La descripción de facies incluye litofacies y biofacies, los cuales son términos usados para referirse a ciertos atributos observables de los cuerpos de rocas sedimentarias que pueden ser interpretados en términos de procesos deposicionales o biológicos.

Una litofacies individual es una unidad de roca definida sobre la base de sus características litológicas distintivas, incluyendo composición, tamaño de grano, características de estratificación, y estructuras sedimentarias. Cada litofacies representa un evento deposicional individual. Las litofacies pueden ser agrupadas en *asociaciones de facies* o *ensambles*, los cuales son característicos de ambientes deposicionales particulares. Esos ensambles forman la base para definir modelos de litofacies; comúnmente son cíclicos. Una biofacies es definida sobre la base de componentes fósiles, incluyendo restos fósiles y trazas fósiles. El término biofacies es normalmente usado en el sentido de una asociación de tales componentes.

Sobre la escala de individuales litofacies o biofacies, Miall (2000) dice que depende del nivel de detalle incorporado en su definición. Esto es determinado por la variabilidad de la sucesión, la naturaleza de la investigación emprendida, o la disponibilidad de material de roca para su análisis.

Sobre el uso correcto del término, Miall (2000) aclara que el término facies también puede ser usado en un sentido interpretativo para un grupo de rocas que se piensa son formadas bajo condiciones similares. Este uso puede referirse a ambientes deposicionales particulares, tal como

facies de carbonatos de plataforma o facies fluviales, abarcando un amplio rango de procesos deposicionales.

Una asociación de facies o “ensamble” es una colección de atributos sedimentarios comúnmente asociados, que incluye la geometría, continuidad y forma de las unidades litológicas, tipos de roca, estructuras sedimentarias, y fauna. Para Miall (2000), una asociación de facies está basada en observación, quizá con algo de simplificación. Esto es expresado en forma de tabla, un resumen estadístico, o un diagrama de típicas ocurrencias estratigráficas, como un perfil vertical, por ejemplo. Un modelo de facies es un mecanismo interpretativo que es construido por un geólogo para explicar la asociación de facies observada.

El estudio de la sedimentación cíclica de acuerdo con Miall (2000), ha sido uno de las más populares y fructíferos en sedimentología, porque como lo señala Reading (1986) “esto permite a los geólogos traer orden al aparente caos, y para describir concisamente una gruesa pila de complejas rocas sedimentarias interestratificadas”.

Los esquemas de facies deben mantenerse tan simple como sea posible, de otra manera, pueden arruinar el propósito de llevar a cabo un análisis de facies. Porque según Miall (2000) “aunque dan una apariencia de investigación meticulosa y gran precisión analítica, tales esquemas son difíciles de entender”.

Miall (2000) establece algunos criterios sedimentológicos a tener en cuenta para un análisis ambiental, tales como: tamaño de grano y textura, petrología, estratificación, estructuras sedimentarias, paleoecología, análisis del perfil estratigráfico vertical, elementos arquitecturales y superficies limitantes.

Cuando los estudios de facies son realizados a pequeña escala, Walker (2006) advierte que la subdivisión de facies con diferencias sutiles entre ellas, puede resultar en un esquema de facies donde las sutiles diferencias descriptivas superan nuestra habilidad para interpretar las diferencias. Por lo que para tales estudios resulta útil combinar esas facies cercanamente relacionadas en “asociaciones de facies” o también denominadas “elementos arquitecturales”. Sobre la génesis de esas sutiles diferencias, el autor menciona que pueden ser el resultado de muchos factores locales de pequeña escala que afectan la sedimentación.

Walker (2006) propone cuatro etapas a seguir para construir modelos de facies:

1. Reconocer y definir las facies, asociaciones de facies, y elementos arquitecturales en el ejemplar que se está estudiando.
2. Ajustar cuidadosamente los elementos en un marco de referencia tridimensional. ¿Cuáles ocurren juntos, y cuáles nunca son encontrados juntos? Definir las superficies que separan los elementos.
3. Intentar una interpretación preliminar de esos elementos que permiten esa configuración.
4. De cualquier interpretación que sea posible, referirse al modelo existente más cercano (el modelo como una norma). ¿Cómo la distribución de los elementos deposicionales en el modelo se ajusta al ejemplar estudiado? Establecer diferencias y similitudes.

La clasificación de los ambientes deposicionales, como lo establece Catuneanu (2006), puede hacerse en tres grandes categorías: no marino (más allá del alcance de la inundación marina), costero (intermitentemente inundado con agua marina), y marino (permanentemente cubierto por

agua marina). Igualmente, el autor ilustra todos los subambientes que abarcan la transición desde ambientes no marinos hasta ambientes totalmente marinos.

Nichols (2009) afirma que por el reconocimiento de las asociaciones de facies es posible establecer las combinaciones de procesos que fueron dominantes; las características de un ambiente deposicional están determinadas por los procesos que están presentes, y por lo tanto existe una conexión entre asociaciones de facies y ambientes de depositación.

Sobre la nomenclatura utilizada para nombrar facies, Nichols (2009) menciona que no hay reglas para tal proceso, pero que tiene sentido usar nombres más o menos descriptivos, tales como “arcillolita bioturbada” o “wackestone de foraminíferos”. Esto es preferible a “Facies A”, “Facies B”, etc. Porque esas letras no proveen pistas sobre la naturaleza de las facies. Una regla general podría ser asignar suficientes adjetivos para distinguir las facies una de otra, pero no más. También recomienda que los nombres para las facies deberían ser puramente descriptivas, aunque es bastante aceptable referirse a las asociaciones de facies en términos de los interpretados ambientes de depositación. Agrega que es conveniente tener versiones recortadas para los nombres de las facies, como los propone Miall en sus diferentes trabajos.

Nichols (2009) propone un esquema gráfico para mostrar las facies en una columna vertical. Tiene la ventaja de que, si se ordena convenientemente, se pueden identificar tendencias ambientales a través del tiempo.

4.3.2 Paleocorrientes. Un indicador de paleocorriente es la evidencia para determinar la dirección de flujo en el tiempo que el sedimento fue depositado, y puede también ser referido como un paleoflujo. Los datos de paleoflujos son también usados en conjunto con los análisis de facies y estudios de proveniencia para hacer reconstrucciones paleogeográficas (Nichols, 2009).

"Dos grupos de indicadores de paleocorrientes en estructuras sedimentarias pueden ser distinguidas" (Miall, 2000). El primer grupo son los indicadores unidireccionales, los cuales son rasgos que dan la dirección del flujo (figura 9). Los segundos son los indicadores del eje de flujo, que son estructuras que proveen información sobre el eje de la corriente, pero no diferencia entre direcciones corriente arriba o corriente abajo.

Para el primer grupo corresponden, entre otras, la laminación cruzada y la estratificación cruzada, para las cuales Nichols (2009) destaca:

1. Laminación cruzada: es producida por ripples que migran en la dirección del flujo de corriente. El rasgo para medir es la dirección del buzamiento de la lámina cruzada.
2. Estratificación cruzada: es formada por la migración de dunas eólicas y subacuáticas, donde la dirección del buzamiento de la pendiente del sotavento es aproximadamente la dirección del flujo. El rasgo para medir es la dirección del buzamiento de la estructura.

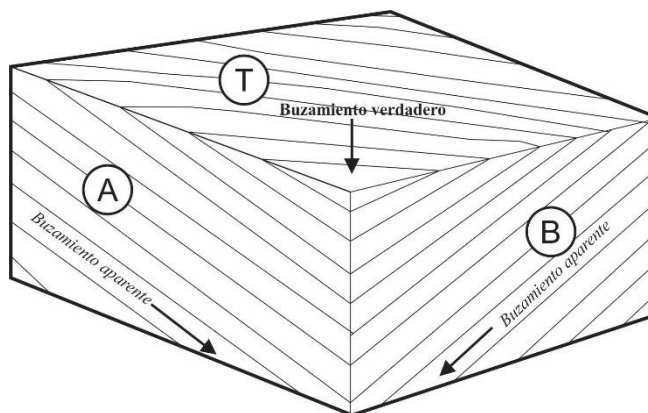


Figura 9. Diagrama para medir estructuras cruzadas planares. A, B y T representan las caras de la estructura. Adaptado de Nichols (2009).

Los objetivos de la investigación en paleocorrientes son la identificación, descripción e interpretación de los patrones de corrientes del pasado (Potter y Pettijohn, 1977).

Los patrones de paleocorrientes indican cambios en la paleopendiente. Las diferentes composiciones de las areniscas indican también cambios en las áreas fuente de sedimento. Esos efectos sólo pueden ser explicado por el basculamiento de la cuenca y el levantamiento del margen de la cuenca como un resultado del tectonismo contemporáneo (Walker y James, 1992).

Potter y Pettijohn (1977) dedican un capítulo completo sobre la historia de las investigaciones de paleocorrientes desarrollados hasta esa fecha.

Potter y Pettijohn (1977) hacen una revisión sobre la relación entre el análisis de paleocorrientes y el concepto de modelo sedimentario. Algunos de los comentarios más representativos son:

Citando a Sorby (1859), quien escribió: “un estudio diligente de varias estructuras producidas por la acción de corrientes presentes durante la formación de rocas estratificadas podría llevar al conocimiento de muchos hechos valiosos y remarcables conectados con la geografía física pasada”.

La suposición fundamental del concepto de modelo es que existe una cercana relación entre el arreglo de los principales elementos de sedimentación en una cuenca y las estructuras direccionales, ya que ambas son un producto de un patrón de dispersión común.

Miall (2016) hace una revisión de los antecedentes sobre el estudio de las paleocorrientes. También sintetiza los enunciados de Potter y Pettijohn (1977) sobre que el análisis de estas estructuras provee información sobre cinco aspectos generales del desarrollo de la cuenca:

1. La dirección local y regional de la paleopendiente, la cual refleja los patrones de subsidencia,
2. La dirección del aporte de sedimentos,
3. La geometría y tendencia de las unidades litológicas,
4. El ambiente deposicional,
5. La arquitectura de las barras y del lecho del fondo a escala de afloramiento.

Potter y Pettijohn (1977) muestran que se han hecho muchos estudios sobre estratificación cruzada (figuras 10 y 11), señalan que esta tiene una ocurrencia ubicua, y que es encontrada en todos los ambientes principales: fluvial, litoral, marino y eólico. El tamaño de grano en esta estructura también varía ampliamente, desde limo hasta conglomerado.

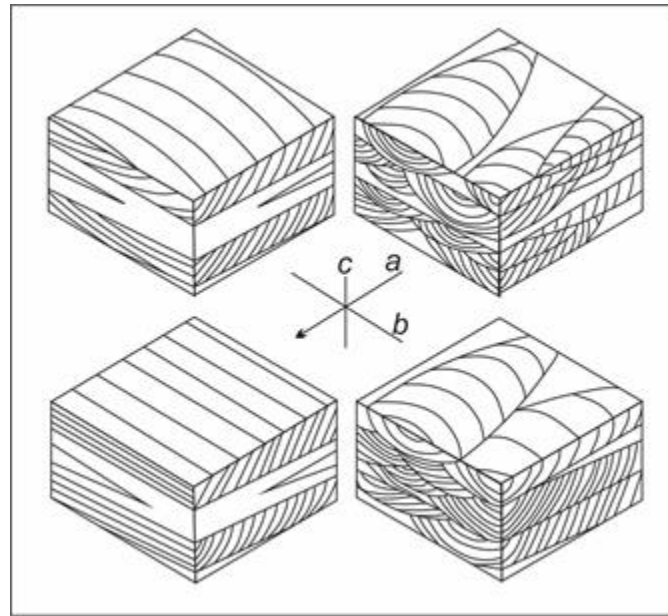


Figura 10. Bloques diagrama de estratificación cruzada tabular (izq.) y en artesa (der.). Mostrando el sistema de referencia. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).

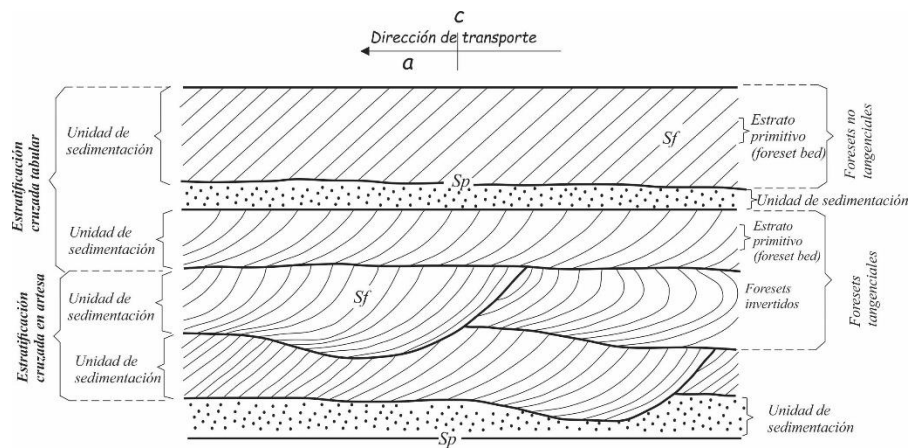


Figura 11. Terminología para la estratificación cruzada. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).

Potter y Pettijohn (1977) establecen los elementos a medir para el análisis de paleocorrientes:

- Ángulo de inclinación,
- Máximo buzamiento, de la dirección del azimut o de los foresets, y
- Espesor de la capa que contiene las estructuras.

En capas no afectadas por la tectónica, el ángulo entre el foreset de la capa y la horizontal se denomina inclinación o buzamiento. Este es usualmente medido con un clinómetro. En capas inclinadas (figura 12) se mide el ángulo diedro entre el plano del foreset y el plano de estratificación verdadera. Si la estratificación no se dio originalmente de forma horizontal, el ángulo diedro puede ser ligeramente mayor que el ángulo de inclinación (Potter y Pettijohn, 1977).

Potter y Pettijohn (1977) recomiendan que la mejor práctica es medir un foreset en cada capa que contenga las estructuras.

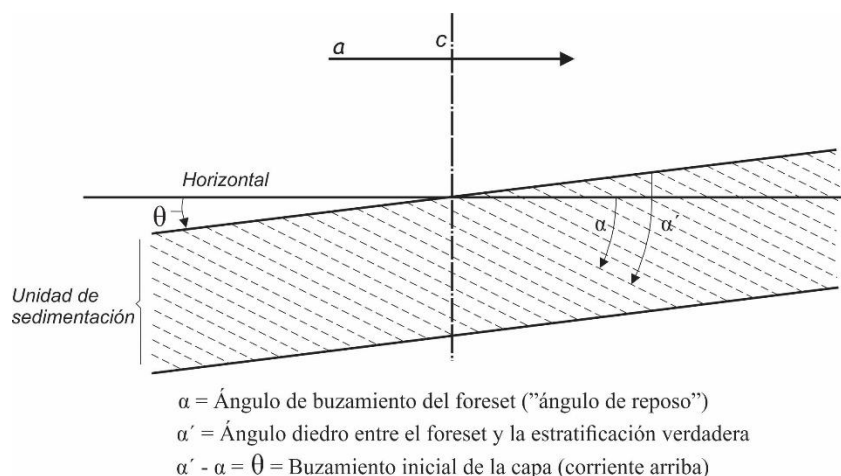


Figura 12. Relaciones entre los diferentes elementos medidos en estructuras de estratificación cruzada. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).

Miall (2016) presenta siete tipos de indicadores de paleocorrientes, menciona que todos pueden ser rápida y rutinariamente medidos en campo, y que han sido ampliamente usados en el estudio de cuencas. Sobre los ripples y estratificación cruzada señala que, la dirección de la inclinación de los *foresets* apunta corriente abajo, debido al mecanismo de avalanchamiento de los granos. Aunque aclara que no siempre es fácil determinar las direcciones. Algunos autores, por ejemplo,

han demostrado que los sets de estratificación cruzada planar en los ríos comúnmente avanzan oblicuos a la dirección del flujo.

Sobre el proceso de colección de datos para análisis de paleocorrientes, Miall (2016) apunta que debe incluirse la siguiente información:

1. Localización y (si es relevante) posición precisa en la sección estratigráfica;
2. Tipo de estructura;
3. Dirección de corriente indicada;
4. Escala de la estructura; y
5. Buzamiento de la estructura local.

Miall (2016) señala que las direcciones de corriente indicadas pueden necesitar ser corregidas por el buzamiento de la capa, de otra manera pueden resultar distorsiones direccionales. Y recomienda que esto debe hacerse tan pronto como sea posible, para que pueda rectificarse en el mismo campo de ser necesario. Especifica que, la orientación del buzamiento de los *foresets* está significativamente afectada por el buzamiento estructural, y debería ser corregido siempre que este buzamiento exceda los 10°.

El autor recomienda como primer nivel de análisis, plotear las direcciones de corrientes en diagramas de rosa y vectores principales para cada afloramiento, y si es necesario, separar las lecturas de acuerdo con los principales cambios de facies. Los datos de paleocorriente pueden ser usados interactivamente con criterios de litofacies y biofacies para interpretar ambientes deposicionales. Recomienda una cuidadosa interpretación al combinar todos estos criterios.

de paleocorrientes. Las estructuras observadas en estratos inclinados pueden ser restauradas a su posición original por la rotación del rumbo del estrato en el cual son encontradas bajo un ángulo igual al buzamiento de esas capas. Como lo muestra la figura 12, la línea de rotación puede representar una dirección de fábrica, una cresta de un ripple o una tendencia del plano de corriente. La rotación puede hacerse gráficamente, por cálculos trigonométricos, o mediante el uso de algún aparato o servicio de rotación (figura 14).

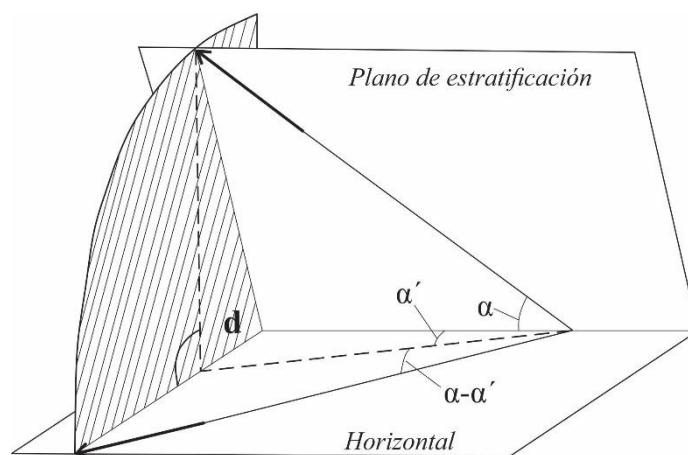


Figura 14. Relación entre una dirección inclinada y su proyección horizontal. El buzamiento estructural es d , α es el ángulo entre el rumbo de la capa y la dirección de la corriente y α' es el ángulo entre la proyección de la dirección de la corriente sobre la horizontal y el rumbo de la capa. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).

Potter y Pettijohn (1977) mencionan las diferentes formas en que deben hacerse las correcciones por capas inclinadas según el tipo de estructura y su actitud, e igualmente los tratamientos estadísticos que deben tener los datos.

Para Potter y Pettijohn (1977) una completa presentación de un estudio de paleocorrientes debería siempre incluir:

- La unidad estudiada debería ser breve y concisamente descrita. Esta descripción estratigráfica debería incluir edad, espesor, composición litológica, y referencias apropiadas.
- El procedimiento de muestreo debería ser brevemente resumido y hacer mención de cómo los datos fueron procesados.
- Unos pocos afloramientos accesibles y representativos deberían ser citados en el texto o en una pequeña tabla.
- Los datos deberían ser agrupados en tablas de frecuencias, agrupadas por formaciones o miembros de la unidad estudiada o por diferentes áreas geográficas.
- La presentación de los datos en mapas permite considerable flexibilidad. Uno de los mapas debería mostrar los patrones de dirección de corriente en afloramientos individuales. En cada afloramiento un valor promedio para cada estructura particular debería ser mostrado. Si el valor promedio no es estadísticamente significativo, este debe ser indicado por un símbolo diferente.
- El mapa final debería presentar la interpretación de paleocorrientes del autor, basado en toda la evidencia relevante. Tal mapa permite una interpretación que está completamente separada de observaciones objetivas sobre las cuales está basado.

Las marcas de ripples (*ripples marks*) se refiere a ondulaciones rítmicas o periódicas que ocurren en planos estratificados. Generalmente esas ondulaciones son de menos de un metro de longitud. Estos se forman principalmente en materiales granulares en la interfaz sedimentaria en respuesta a un fluido en movimiento, ya sea aire o agua. Encontrados en areniscas cuarzosas o carbonatadas, en depósitos fluviales, litorales, marinos y eólicos de todas las edades. Las marcas

de ripples son probablemente más abundantes en aguas relativamente someras, aunque también han sido reportadas en océano profundo.

Potter y Pettijohn (1977) muestran una clasificación general para las marcas de ripples (Tabla 2).

Tabla 2

Patrones de crestas de las marcas de ripples, relaciones a corrientes y medidas. Adaptado de Potter y Pettijohn (1977).

PATRÓN DE CRESTA	RELACIONES DEL PATRÓN DE CRESTA A LA CORRIENTE	MEDIDA	TIPOS PRINCIPALES
Relativamente recto y continuo	Transverso	Rumbo de la cresta, si es simétrico; dirección de la corriente, si es asimétrico	Transverso, de corriente y de oscilación
	Paralelo		Longitudinal
Marcadamente curvado y discontinuo	Plano simétrico <i>ac</i> paralelo a la corriente	Azimut del plano simétrico <i>ac</i>	En media luna, linguoidal
Complejo	---	---	Rombohedral, Interferencia

Los ripples con crestas relativamente rectas, subparalelas, continuas o discontinuas, son comúnmente transversas a la dirección de la corriente, y se denominan ripples transversales (figura 15). Estos ripples, con sección cruzada simétrica, han sido denominados también como ripples de oscilación o ripples de olas (*waves ripples*). Los ripples transversales simétricos definen una línea de transporte o movimiento, perpendicular al buzamiento de sus crestas. (Potter & Pettijohn, 1977).

La evidencia disponible sugiere que la cartografía regional sistemática de marcas de ripples transversales en depósitos fluviales delinearán el rumbo de la deposición y por lo tanto la paleopendiente.

Aunque los depósitos fluviales típicamente producen patrones de corriente unimodales a escala de afloramiento, a una mayor escala pueden mostrar patrones mucho más complejos, por ejemplo patrones bimodales con los dos modos a 90° y ocurriendo en diferentes asociaciones de litofacies Miall (2016).

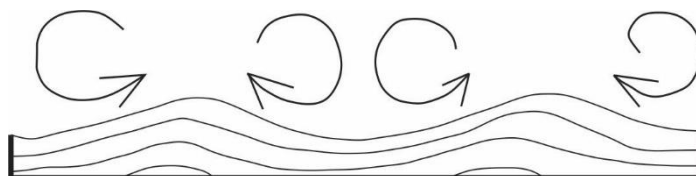


Figura 15. Ripples de oscilación o de olas (*waves ripples*). Adaptado de Selley (2000).

Potter y Pettijohn (1977) apuntan que el número de afloramientos requerido para la toma de datos depende de la variabilidad de los patrones de las paleocorrientes, de los objetivos del estudio y de la exactitud deseada. La variabilidad de los patrones de las paleocorrientes usualmente pueden ser evaluadas por un muestreo preliminar de los afloramientos. Si estos muestran direcciones de corrientes cercanamente similares, un muestreo espaciado entre afloramientos será suficiente, y viceversa. Los autores proponen una fórmula básica para medir la varianza:

$$S_x^2 = \sum_{i:1}^n (x_i - \bar{x})^2 / (n-1)$$

Donde x_i son los azimuts individuales, \bar{x} es el vector principal de todas las observaciones y n el número de observaciones. La exactitud de una estimación de dirección de corriente es medida por la desviación estándar, la raíz cuadrada de la varianza. el muestreo jerárquico hace posible estimar la variabilidad asociada con los diferentes niveles de cada muestreo, los cuales contribuyen al total de la varianza. esos diferentes niveles de muestreo forman una jerarquía. Así, se puede estudiar la variabilidad

1. Dentro de las capas,

2. Entre las capas de un afloramiento,
3. Entre afloramientos con áreas específicas,
4. Entre áreas,

Que contribuyen a la variabilidad total. Los autores opinan que la estimación cuantitativa de la varianza de estos componentes puede contribuir en el entendimiento de los procesos sedimentarios y tectónicos, ya que estos últimos "controlan los cambios en las secuencias fluviales y producen diferentes patrones de drenaje" (Catuneanu, 2006).

5. Resultados

5.1 Estratigrafía local

Se hace necesario aclarar primero que se levantó la sección estratigráfica sin conocer exactamente los límites entre las unidades aflorantes, porque como se ha mencionado anteriormente, los trabajos sobre cartografía en la zona publicados hasta la fecha mencionan que no se hizo un control de campo para establecer estos límites, sino que se utilizaron otros métodos. Sin embargo, se consideró un intervalo en donde este contacto podría ocurrir, y se levantó una sección detallada, entre otras cosas para ampliar la cartografía geológica detallada de la zona, y por consiguiente la cartografía nacional. Teniendo en cuenta esto, y como se observa en la figura 17, la denominada como Unidad A aflora en sólo una pequeña parte de toda el área, mientras que la Unidad B ocupa la mayor parte del mapa.

La sección estratigráfica aflora a la orilla del Río Cubugón, bajo el puente y en la Vereda del mismo nombre. El espesor fue medido por el método de bastoneo y ajustado mediante poligonal, siendo 520 metros aproximadamente, y de estos 50 metros de cubiertos. La sección tiene un buzamiento promedio de las capas de 40 grados, por lo que se consigue un buen detalle vertical de

la sección. Por la misma situación, reconocer variaciones laterales de facies o morfología de las capas no es posible. Por sus características litológicas se propone una división de unidades, Unidad A y Unidad B, mostrados en una columna generalizada en la figura 16. La columna detallada no se muestra en el presente documento por sus dimensiones, por lo que se recomienda ver el Apéndice A.

La Unidad A tiene un espesor aproximado de 70 metros (Ver Figura 16), y consta principalmente de arcillolitas y limolitas grises a grises oscuras con esporádicas capas de arenisca gris. Las arcillolitas son ricas en material carbonoso y fragmentos carbonáceos. La presencia de nódulos en los niveles finos es característica de esta unidad. Hacia el tope de la unidad se ha encontrado la impresión de una hoja. Por su reducido espesor, la Unidad no puede correlacionarse a ninguna Unidad formalmente definida, sino que debe corresponde a algún segmento equivalente. Para este trabajo, la Unidad A se ha correlacionado con la parte superior de la Formación León en el sentido de Notestein *et al.* (1944). Los argumentos y factores que llevaron a proponer esto son más ampliamente discutidos en la discusión del trabajo.

La Unidad B tiene un espesor aproximado de 450 metros (Ver Figura 16). La base de la unidad es una potente capa de arenisca de grano fino de color gris, suprayacida por una intercalación de areniscas y lodolitas que forman la mayor parte de la unidad. Hacia el tope se presentan areniscas en potentes capas, las cuales presentan ripples de olas como principal característica. Por sus dimensiones y características litológicas es posible correlacionar esta Unidad informal con alguna unidad equivalente. En este trabajo, se ha correlacionado la Unidad B con la parte inferior del Grupo Guayabo en el sentido de Notestein *et al.* (1944), e igualmente con la Formación Cúcuta en el sentido de Van Houten y James (1984), y como se argumenta más ampliamente en la discusión,

también puede ser correlacionable con la Formación Diablo Inferior en el sentido de Van der Hammer y Dueñas (2007).

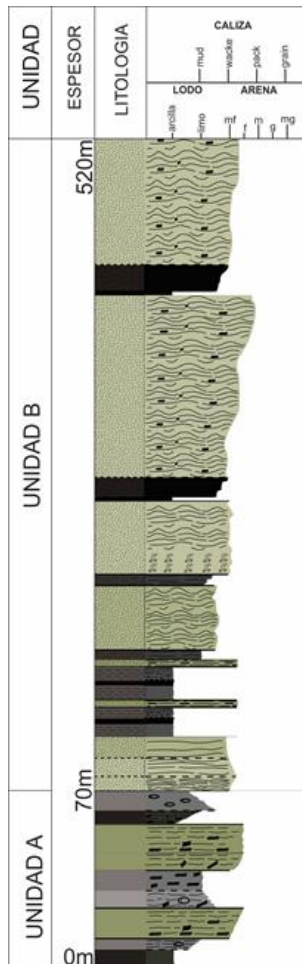


Figura 16. Columna estratigráfica generalizada.

El mapa geológico establecido para la zona de trabajo es mostrado en la figura 17, y como se puede observar, la establecida como Unidad B aflora en la mayor parte de la zona. En la parte inferior izquierda aparece una pequeña zona en la cual aflora la denominada Unidad A. Este mapa presenta casi las mismas características que los definidos en trabajos anteriores, con excepción de como se mencionó anteriormente, la exactitud de los contactos entre unidades. La comparación

entre los mapas establecidos anteriormente para la zona y el propuesto en este trabajo (figura 56 mapa de comparación) son más ampliamente discutidos en la discusión del trabajo.

MAPA GEOLÓGICO DE LA VEREDA CUBUGÓN

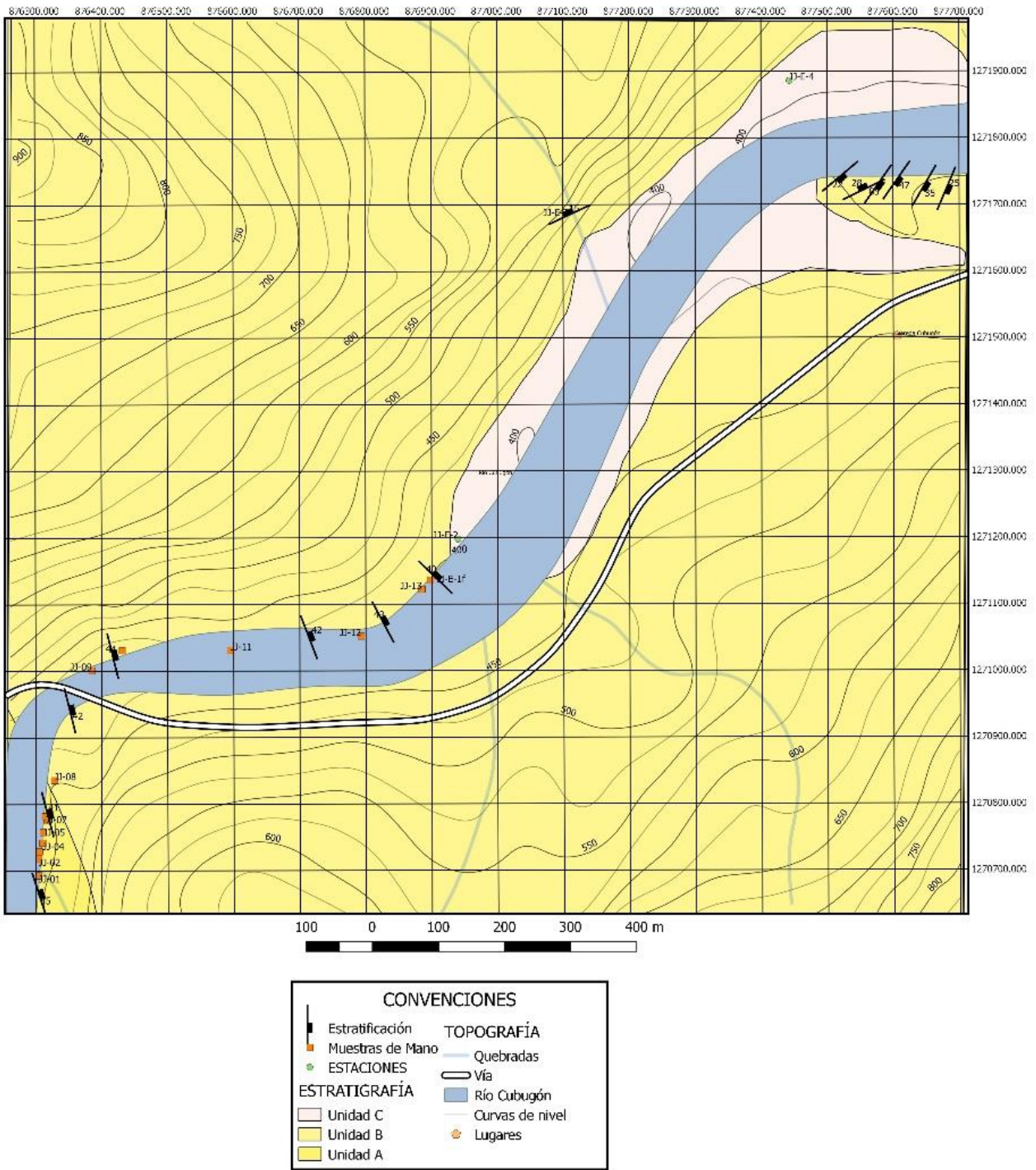


Figura 17. Mapa geológico para la zona de estudio.

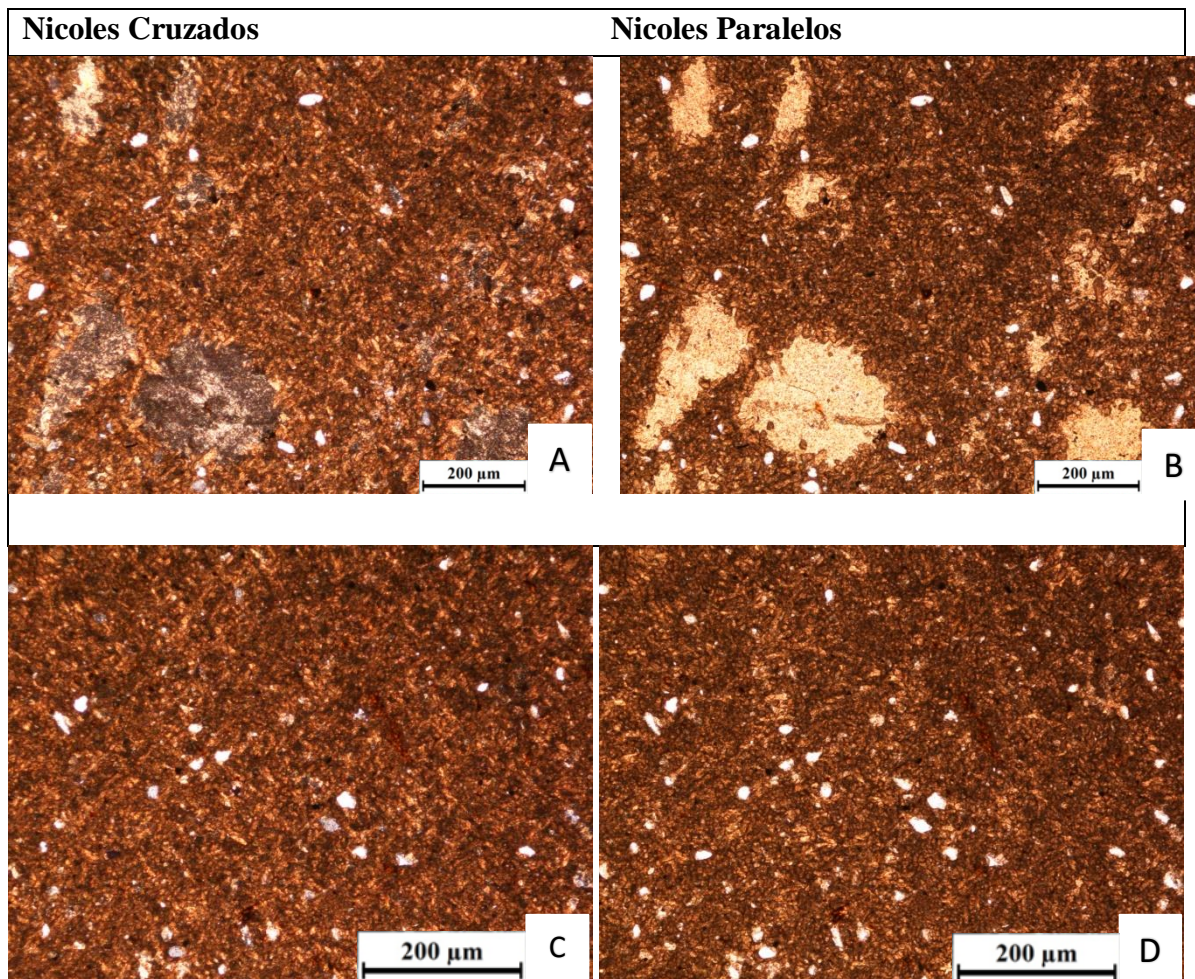
5.2 Petrografía

Para el análisis petrográfico se seleccionaron diez muestras, cada una de ellas es representativa de las litologías más predominantes en la sección. Los resultados obtenidos en este análisis permiten calibrar los análisis de facies, además, brindan información importante que permite proponer unas condiciones de sedimentación específica. Así mismo, las estructuras sedimentarias identificadas para estas muestras, y sus implicaciones en la reconstrucción paleogeográfica son discutidas en la discusión del trabajo.

La localización de cada muestra dentro de la columna se observa en el Apéndice A, que corresponde a la columna estratigráfica detallada.

Tabla 3


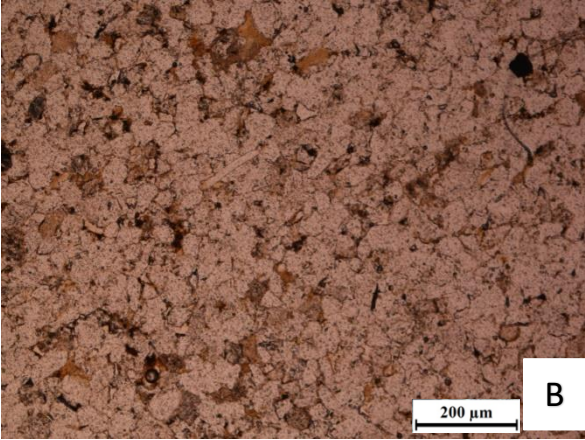
Descripción petrográfica muestra JJ-03.



Nódulo de arcilla maciza, con algunos granos subangulares de cuarzo tamaño limo. Cristales de calcita tamaño arena muy gruesa. Material carbonáceo en granos tamaño limo.	Compuesta de minerales arcillosos, y de granos de cuarzo monocristalino (20%). Minerales opacos constituyen el 5% de la muestra. Cristales de calcita forman el 10 % de la muestra.
Las fotografías A y B (5x) muestran cristales de calcita rodeados por una matriz arcillosa. Los puntos negros corresponden a material carbonáceo.	En las fotografías C y D (5x) granos subangulares de cuarzo son visibles, embebidos en una matriz arcillosa.
Muestra: JJ-03	Nombre: Nódulo de arcilla maciza

Tabla 4

Descripción petrográfica muestra JJ-04.

Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
 <p style="text-align: right;">A</p>	 <p style="text-align: right;">B</p>

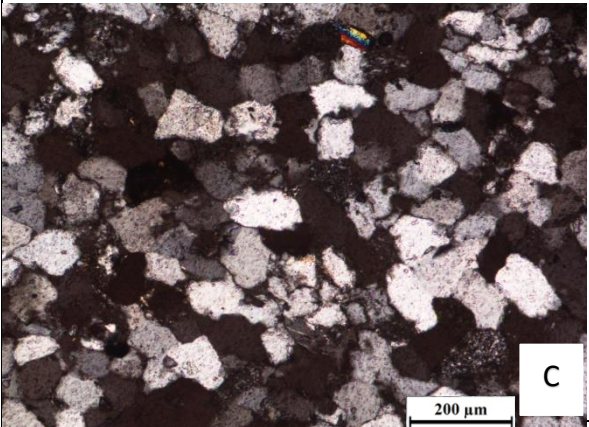
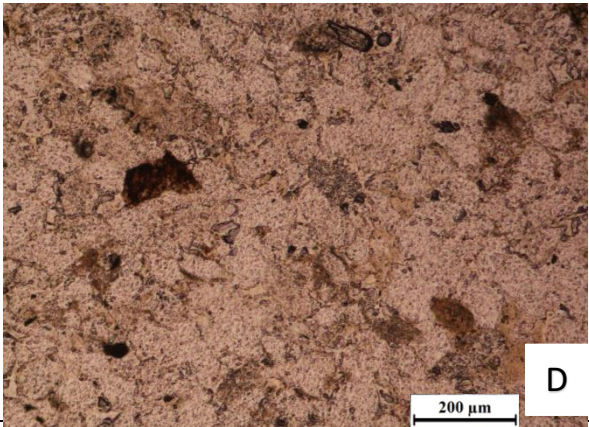
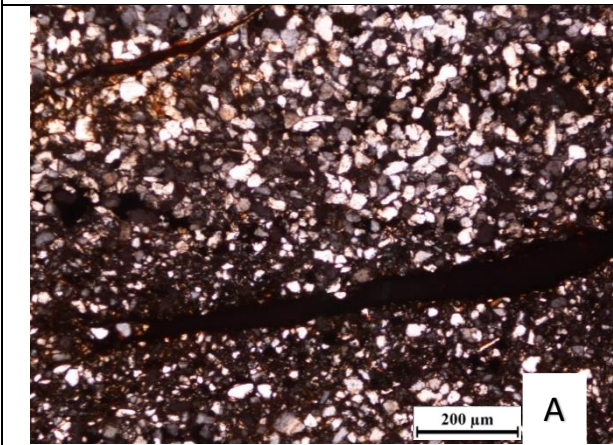
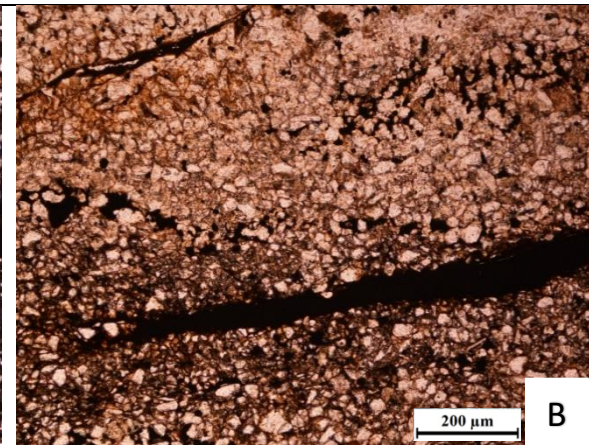
	
<p>Arenisca muy bien cementada de tamaño de grano muy fino a fino con débil laminación ondulosa paralela. Los granos son subredondeados y subsféricos, en contacto longitudinal y cóncavo-convexo.</p>	<p>El cuarzo monocristalino está en un 62%, el policristalino en un 22%, algunas moscovitas (3%), minerales opacos (4%) que se han identificado como material carbonáceo, y algunos minerales arcillosos.</p>
<p>Las fotografías A y B (5x) muestran granos de cuarzo en un contacto muy apretado. En la parte central de la fotografía es visible una lámina de moscovita.</p>	<p>Dos granos de circón se muestran en la parte superior de las fotografías C y D (10x). En la parte central izquierda un mineral óxido-arcilloso es visible. Los minerales opacos corresponden a material carbonáceo.</p>
<p>Muestra: JJ-04</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenisca muy fina</p>

Tabla 5

Descripción petrográfica muestra JJ-06.

Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
	

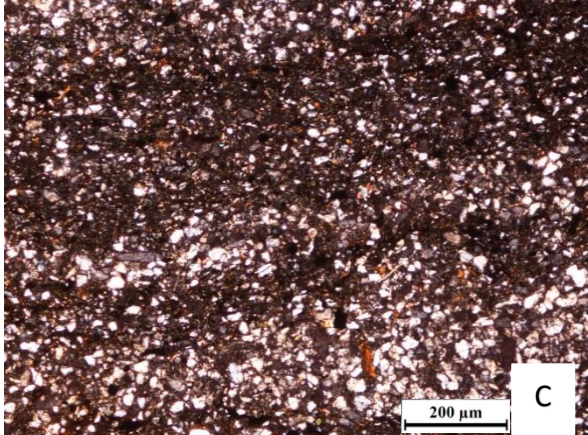
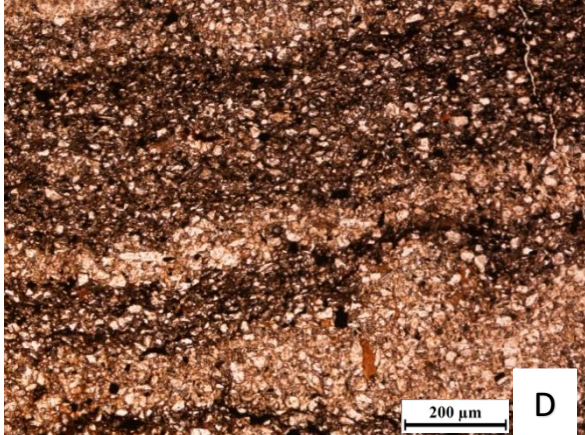
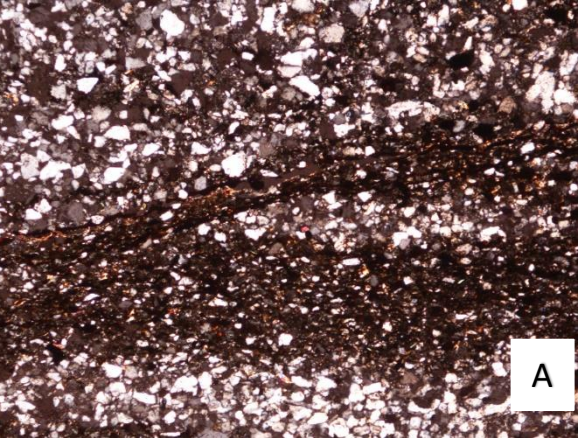
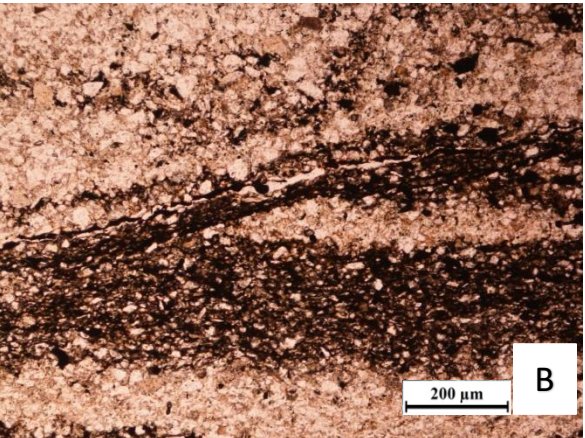
	
<p>Arenisca con tamaños de grano que varían entre Limo- Arena muy fina, moderadamente calibrada una laminación en donde se pueden caracterizar principalmente por su composición y diferenciar fácilmente por su granulometría.</p>	<p>Se encuentra compuesta por cuarzo, feldspatos, micas en poca cantidad, material carbonáceo, cuarzo (95%), fragmentos líticos (5%).</p>
<p>En las fotografías A y B se puede encontrar un fragmento de aproximadamente 0.3mm de grosor de materia orgánica, el cual se encuentra orientado en la misma dirección a la laminación.</p>	<p>En las imágenes C y D se hace enfoque en la laminación que se presenta en la muestra de una manera homogénea y constante.</p>
<p>Muestra: JJ-06</p>	<p>Nombre: Limolita cuarzosa</p>

Tabla 6

Descripción petrográfica muestra JJ-08.

Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
	

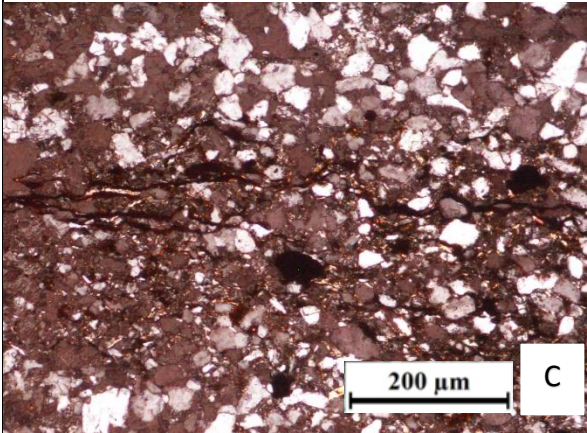
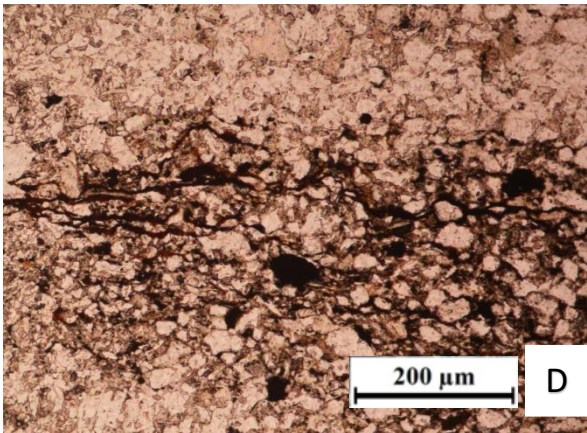
	
<p>Arenisca de grano muy fino moderadamente calibrada, con laminación ondulosa continua, alternando entre láminas formadas por granos de cuarzo tamaño arena muy fina a fina y láminas de material lodoso, material carbonáceo principalmente.</p>	<p>La muestra se divide composicionalmente en dos fajas o láminas; 1. Láminas de granos de cuarzo de grano muy fino a fino subelongados y subangulares, y 2. láminas de lodo ricas en materia orgánica. Algunas moscovitas se disponen paralelas a la dirección de laminación.</p>
<p>Las fotografías A y B (5x) muestra un foreset de un ripple de olas, constituido por una matriz lodosa de material carbonáceo y granos de cuarzo embebidos es ella.</p>	<p>En C y D (10x) pequeñas laminillas de material carbonáceo dispuestas paralelas al plano de estratificación y laminación. En la parte central izquierda una lámina de moscovita se dispone dentro de las laminillas de material carbonáceo.</p>
<p>Muestra: JJ-08</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenisca de grano muy fino</p>

Tabla 7

Descripción petrográfica muestra JJ-09.

<p>Nicoles Cruzados</p>	<p>Nicoles Paralelos</p>
--------------------------------	---------------------------------

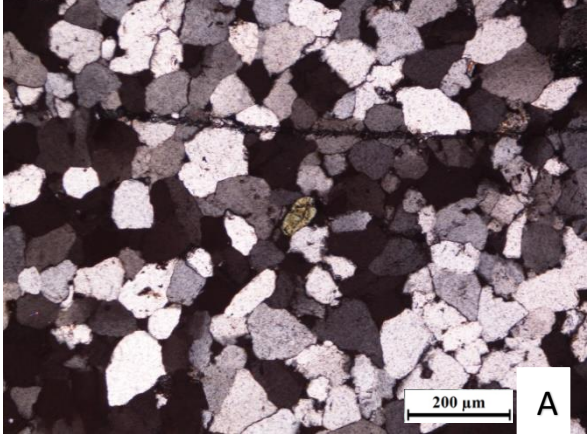
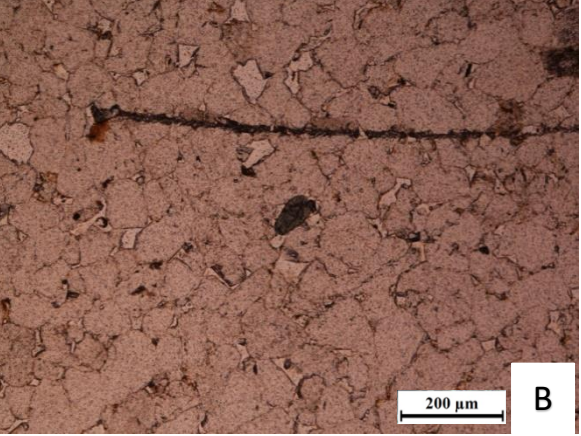
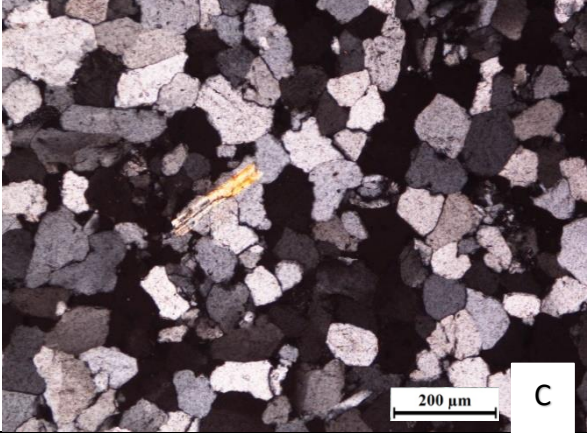
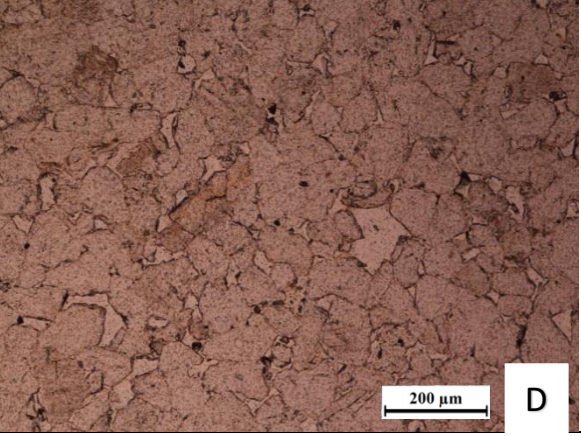
	
	
<p>Arenisca, con tamaños de grano que varían de Arena fina-Arena media, con sus granos muy bien calibrados subredondeados y subsféricos, y se le determino una porosidad de 2%, y sin cemento.</p>	<p>Compuesto por, cuarzo (96%), fragmentos líticos (4%), y algunos minerales accesorios y minerales opacos que no superan el 1%.</p>
<p>En las figuras A y B se resalta el tamaño de los granos de cuarzo, Monocristalino y Policristalino y sus interacciones con otros, también la presencia de un grano de circón.</p>	<p>Figuras C y D se observa la porosidad de la roca y una característica peculiar que se presentan en los cristales de cuarzo, algunos presentan unos tipos de rasgadura que se encuentran rellenos por arcilla.</p>
<p>Muestra: JJ-09</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenita de grano fino</p>

Tabla 8

Descripción petrográfica muestra JJ-10.

<p>Nicoles Cruzados</p>	<p>Nicoles Paralelos</p>
--------------------------------	---------------------------------

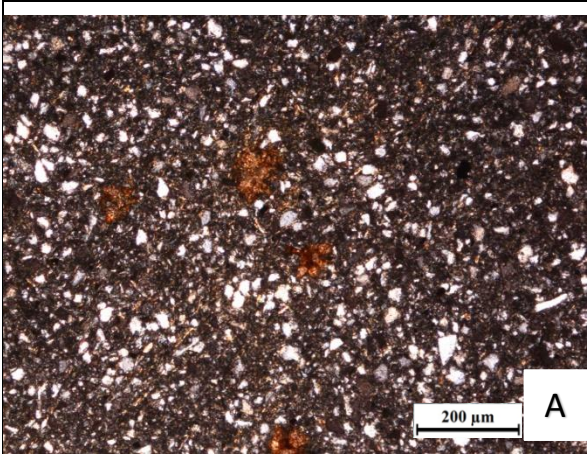
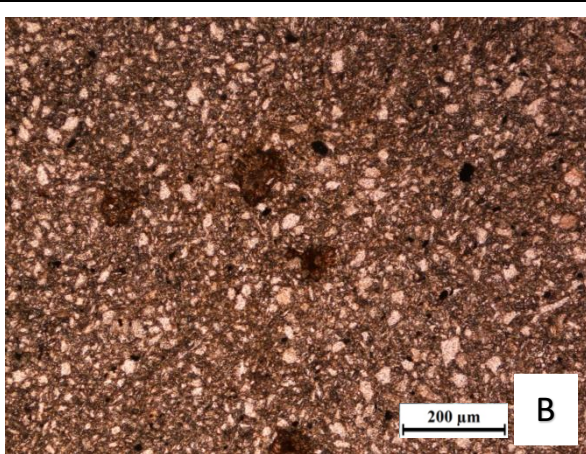
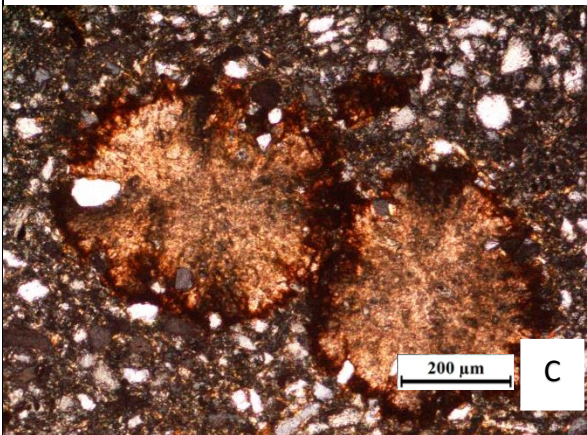
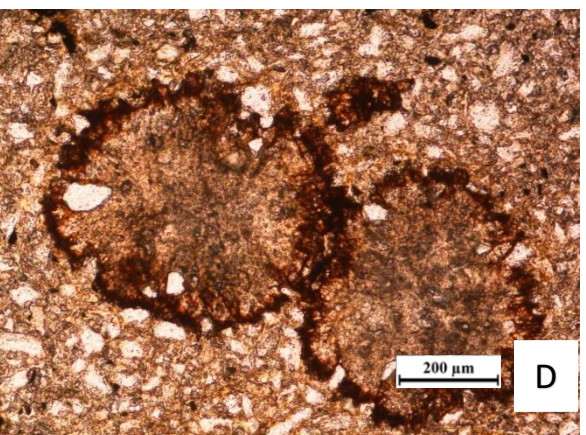
 <p style="text-align: right;">200 μm A</p>	 <p style="text-align: right;">200 μm B</p>
 <p style="text-align: right;">200 μm C</p>	 <p style="text-align: right;">200 μm D</p>
<p>Arenisca de grano muy fino a medio, pobremente calibrada, con granos subangulares y subesféricos en contacto flotante. De estructura maciza.</p>	<p>La roca está compuesta en un 69% por granos de cuarzo monocristalinos, un 15% de líticos (granate oxidado), y minerales arcillosos (5%) y opacos (material carbonáceo) en menor cantidad (3%).</p>
<p>En A y B (5x) granos de cuarzo y granates oxidados en contacto flotante dentro de una matriz lodosa. Los granates oxidados alcanzan tamaños arena media.</p>	<p>Las fotografías C y D (10x) muestran dos granos de granate oxidado tamaño arena gruesa. El proceso de oxidación es concéntrico hacia el núcleo. Las inclusiones corresponden a granos de cuarzo.</p>
<p>Muestra: JJ-10</p>	<p>Nombre: Sublitarenita de grano fino a medio</p>

Tabla 9

Descripción petrográfica muestra JJ-11.

<p>Nicoles Cruzados</p>	<p>Nicoles Paralelos</p>
--------------------------------	---------------------------------

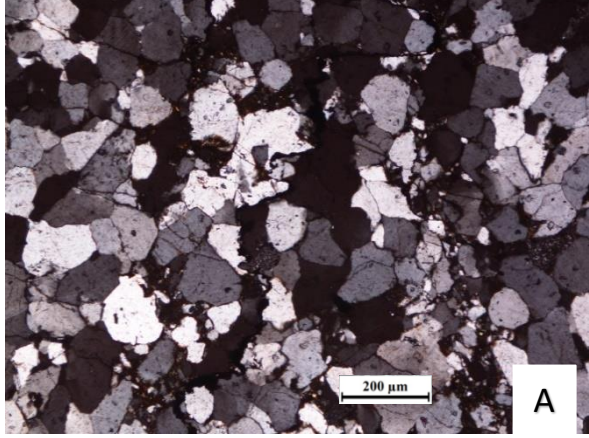
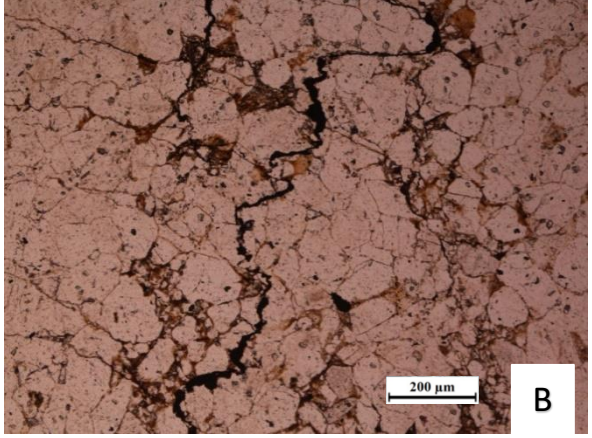
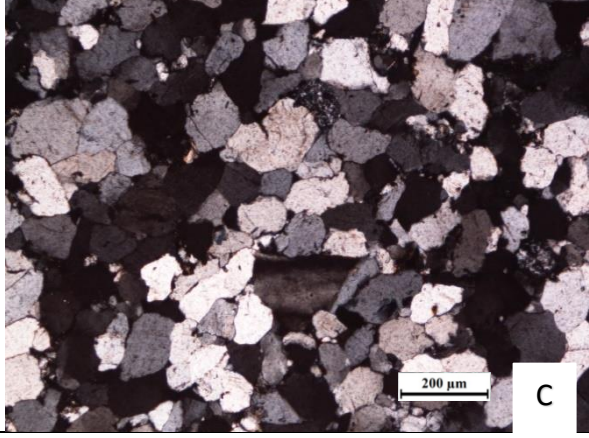
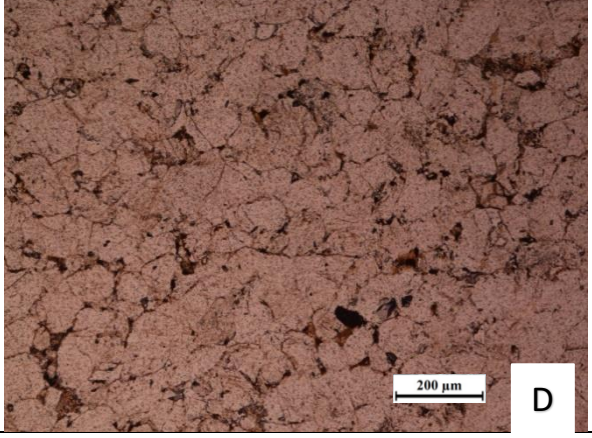
	
	
<p>Arenisca con tamaños promedio de arena fina-arena muy fina con granos subangulares y subelongado, con porosidad determinada o remarcada por las fracturas.</p>	<p>Está compuesta principalmente por cuarzo 90%, en donde se encuentran cuarzos monocristalinos y policristalinos en mayor cantidad, fragmentos líticos 3%, algo de material carbonáceo y cemento silíceo.</p>
<p>En las figuras A y B se resalta la presencia una fractura la cual se encuentra en la muestra de una manera continua en su toda esta, también se hace enfoque en la aparición de cuarzo microcristalino.</p>	<p>En las figuras C y D se pueden observar los granos de cuarzo tanto monocristalino como policristalino, fragmentos líticos, feldespatos, minerales opacos, material carbonáceo y las interacciones entre estos</p>
<p>Muestra: JJ-11</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenita</p>

Tabla 10

Descripción petrográfica muestra JJ-12.

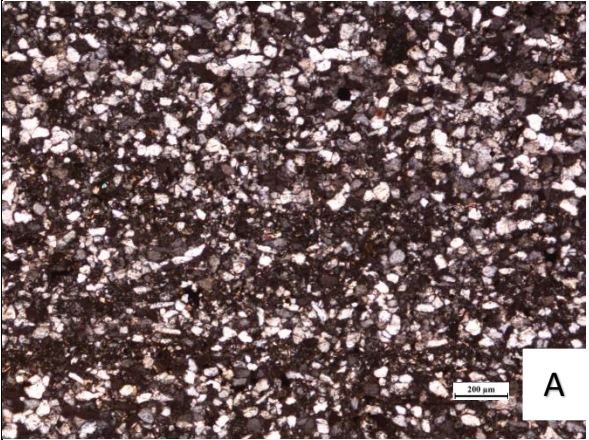
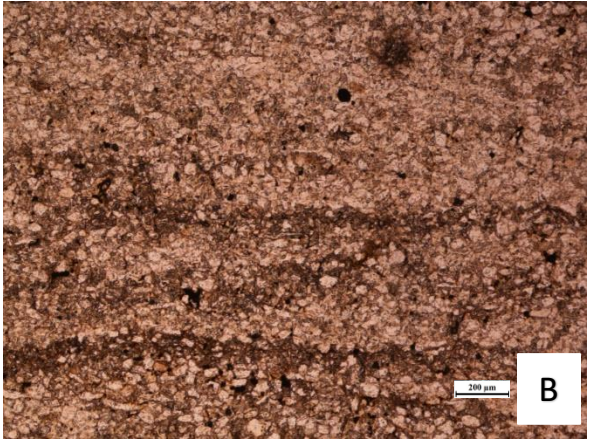
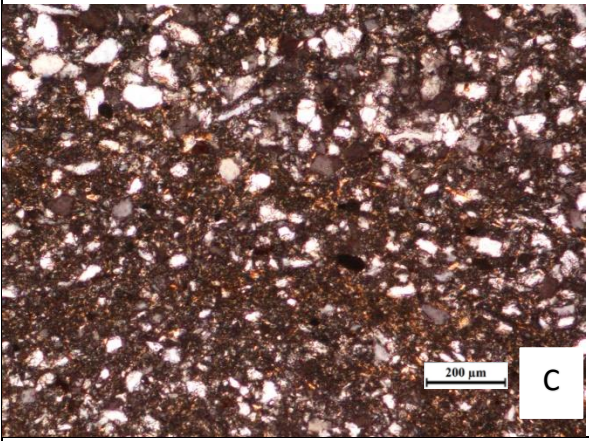
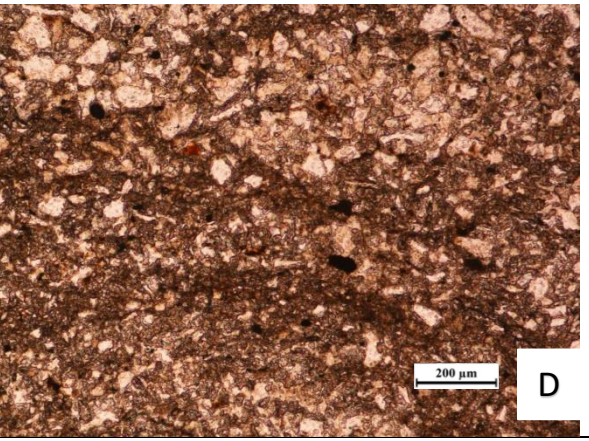
Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
 <p style="text-align: right;">A</p>	 <p style="text-align: right;">B</p>
 <p style="text-align: right;">C</p>	 <p style="text-align: right;">D</p>
<p>Arenisca de grano muy fino moderadamente calibrada, con laminación ondulosa paralela continua. Los granos son subangulares a subsféricos en contacto predominantemente longitudinal.</p>	<p>Compuesta principalmente por cuarzo monocristalino (77%), minerales arcillosos (5%) y opacos (5%) asociados a material carbonáceo, y láminas de moscovita (3%).</p>
<p>Láminas ondulosas de material carbonáceo (fotos A y B, 5x) se observan en la mitad inferior. El contacto entre granos se hace menos apretado hacia estas láminas.</p>	<p>Las fotografías C y D (10x) muestran una lámina de material carbonáceo, donde predomina el contacto flotante entre granos. Los minerales opacos corresponden a material carbonáceo.</p>
<p>Muestra: JJ-12</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenisca de grano muy fino</p>

Tabla 11

Descripción petrográfica muestra JJ-13.

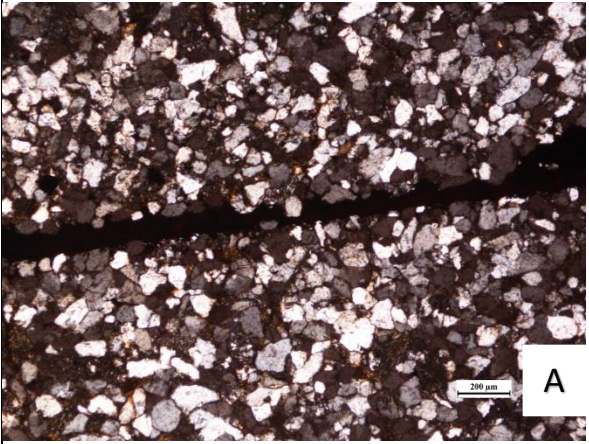
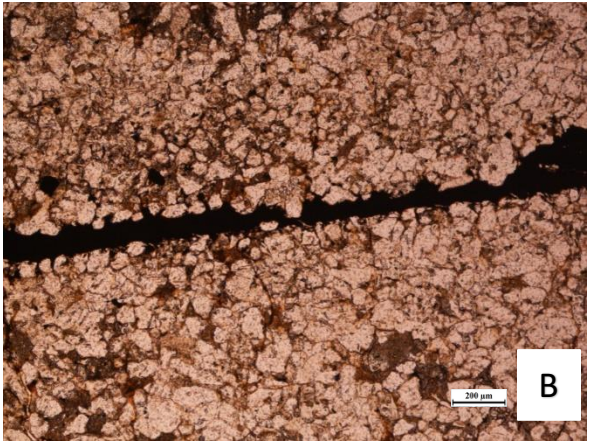
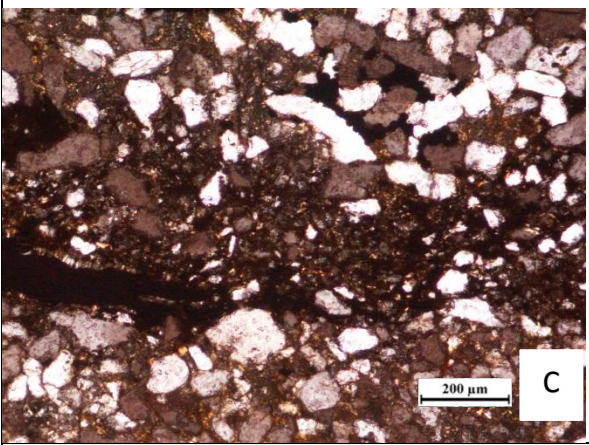
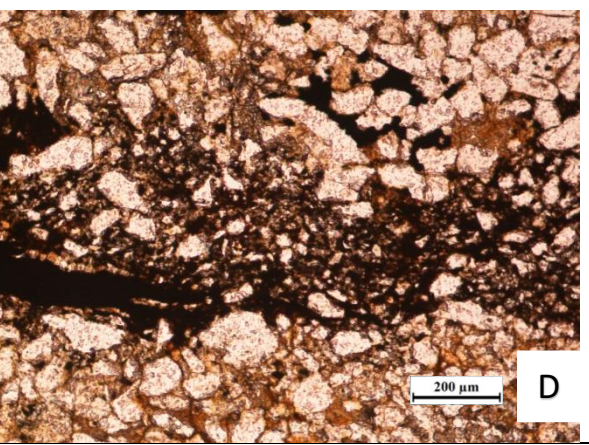
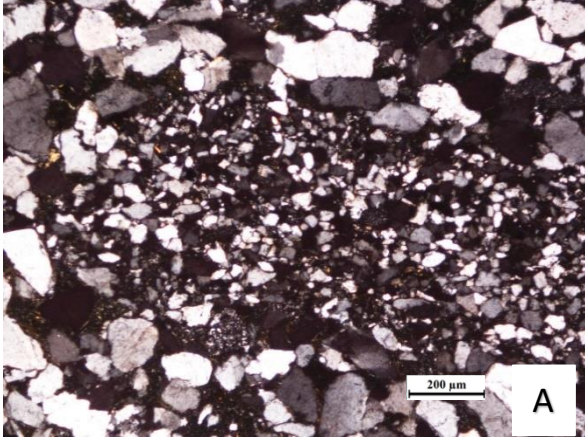
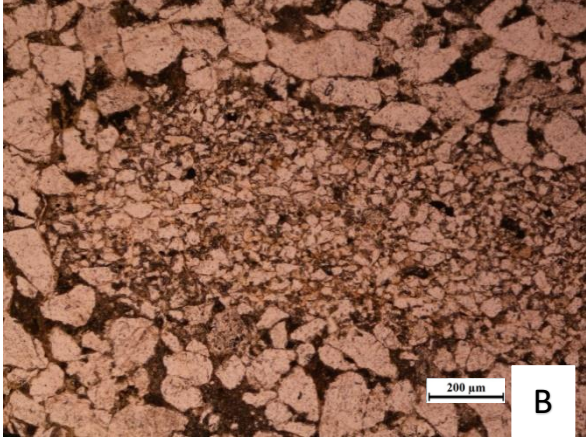
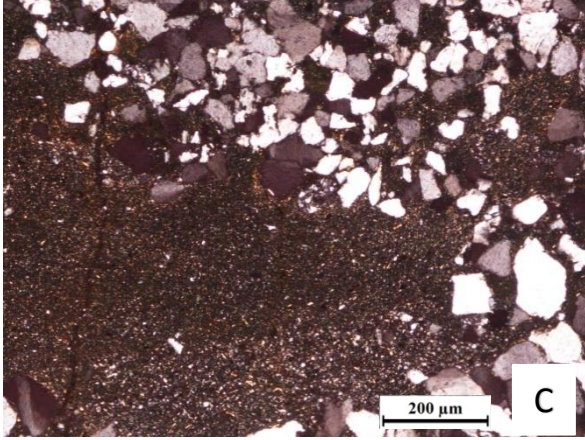
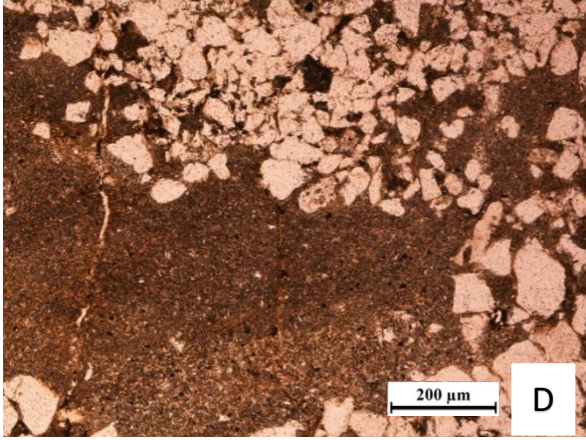
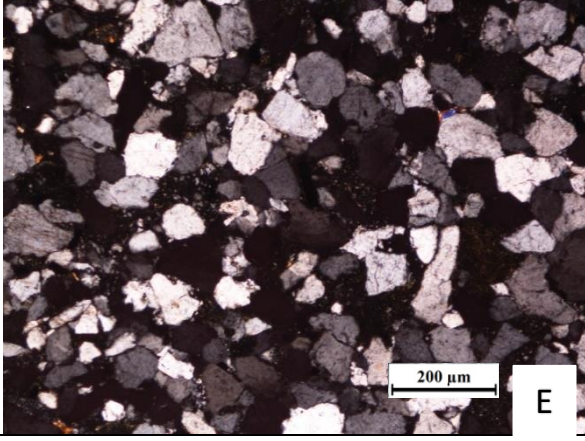
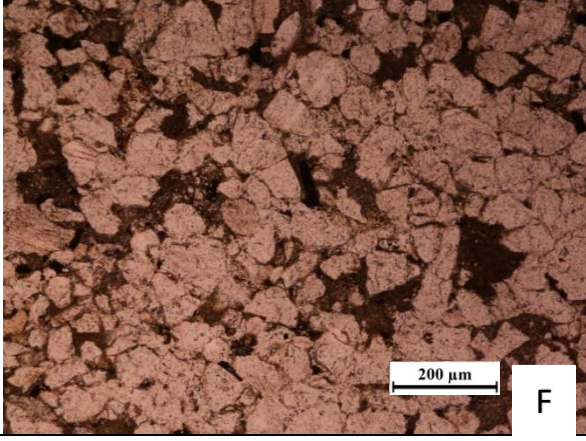
Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
 <p style="text-align: right;">A</p>	 <p style="text-align: right;">B</p>
 <p style="text-align: right;">C</p>	 <p style="text-align: right;">D</p>
<p>Arenisca de grano muy fino moderadamente calibrada con laminación ondulosa no paralela discontinua. Los granos son subredondeados y subesféricos en contacto predominantemente longitudinal.</p>	<p>Cuarzo monocristalino forma el 75% de la roca, minerales opacos relacionados a material carbonáceo constituyen el 7%, y otros como minerales arcillosos (3%) y moscovita (3%) en menor cantidad.</p>
<p>Las fotografías A y B (5x) muestran una lámina de material carbonáceo que atraviesa la sección, es recta y medianamente paralela a la estratificación. Estas láminas son indicadores de paleopendientes.</p>	<p>En C y D (10x) se muestra una lámina acuñada hacia la parte central izquierda de la foto, aunque dentro de un nivel paralelo a la estratificación que tiene la misma composición.</p>
<p>Muestra: JJ-13</p>	<p>Nombre: Cuarzoarenisca de grano muy fino</p>

Tabla 12

Descripción petrográfica muestra JJ-15.

Nicoles Cruzados	Nicoles Paralelos
 <p style="text-align: right;">A</p>	 <p style="text-align: right;">B</p>
 <p style="text-align: right;">C</p>	 <p style="text-align: right;">D</p>
 <p style="text-align: right;">E</p>	 <p style="text-align: right;">F</p>
<p>Arenisca ligeramente lodosa, con tamaños de grano de Arcilla-Arena media, moderadamente calibrada con granos subangulares y subelongados.</p>	<p>Compuesta por Cuarzo 94%, feldspatos 6%, con minerales accesorio como el circón, algunas micas (moscovita), minerales opacos, y materia orgánica.</p>

Figuras A y B se observa un fragmento de roca el cual, compuesto por granos de arena fina a limo, rodeados de granos de arena media.	Figuras C y D se hace enfoque en el cemento de arcilla en donde se encuentran granos de cuarzo flotantes.
Muestra: JJ-15	Nombre: Sublitarenita

6. Análisis de resultados

En este capítulo se muestran los conceptos y métodos utilizados para la definición de facies, los criterios tenidos en cuenta para asociar las facies, el análisis de paleocorrientes y su implicación en la reconstrucción paleogeográfica, y finalmente el Paleoambiente propuesto. La información resumida en el marco teórico fue la utilizada en el presente análisis de resultados.

6.1 Facies

En este trabajo se toma el enfoque de la que Reading (1996) denominó como la “*British/Dutch/Shell School*”, y que se enfoca en las características a pequeña escala de las rocas, procesos y estructuras sedimentarias, ignorando los cambios estratigráficos, controles externos y la relación a gran escala de sistemas deposicionales. El énfasis de esta escuela fue puesto sobre causas sedimentológicas, intrínsecas o autocíclicas.

Todas las capas fueron clasificadas individualmente en una facies determinada, teniendo en cuenta la litología, textura, estructuras sedimentarias y contenido fósil. Para asignar los nombres a cada facies se usan los códigos propuestos por Miall (1978, 1985, 2000, 2016), seguido por un número, dos puntos y su característica principal. Como lo recomiendan diferentes autores (Miall, 2000; Nichols, 2009; Reading, 1996; Selley, 2000), los nombres para cada facies son únicamente descriptivos. Por ejemplo, el nombre para la facies **Fm1: Lodolita con nódulos**, representa a todas

las capas de la secuencia que correspondan a lodolitas grisáceas de estructura masiva y con presencia de nódulos arcillosos. Este nivel de detalle permite diferenciar dos capas, las cuales a simple vista podrían ser clasificadas de igual manera, por ejemplo, la facies **Fm2: Lodolita con laminación, nódulos y fragmentos carbonáceos**, se diferencia de la Fm1 por tener fragmentos carbonáceos y laminación plano-paralela. En esta clasificación detallada de facies individuales se han reconocido 40 facies.

El objetivo de esta detallada diferenciación es hacer la cartografía lo más detallada posible, y que posibles estudios posteriores en la zona puedan utilizar información objetiva y detallada. Sin embargo, 40 facies individuales resultan difíciles de manejar, por lo que como se hace más adelante, resulta apropiado filtrar todas estas facies en grupos más reducidos.

En la columna estratigráfica detallada (Ver Apéndice A), todas las capas muestran su facies individual asignada.

C: Carbón: capas de carbón generalmente continuas no mayores a 30 centímetros.

Fm: Lodolita masiva: Lodolita negra de estructura masiva y rica en materia orgánica. Generalmente en capas no mayores a un metro de espesor.

Fm1: Lodolita con nódulos: Lodolita grisácea de estructura masiva con presencia de nódulos arcillosos, los cuales tienen un diámetro promedio de seis centímetros.

Fm2: Lodolita con laminación, nódulos y fragmentos carbonáceos: Lodolita grisácea con laminación plano paralela y fragmentos carbonáceos dispuestos paralelamente en su eje más largo a la dirección de estratificación. Nódulos arcillosos de diámetro promedio de siete centímetros son característicos de esta facies.

Fm3: Lodolita con laminación y fragmentos carbonáceos: Lodolita grisácea con laminación plano paralela y fragmentos carbonáceos dispuestos paralelamente en su eje más largo a la dirección de estratificación.

F1: Limolita laminada con nódulos: Limolita grisácea con laminación plano paralela. Nódulos arcillosos con diámetro promedio de cinco centímetros son característicos de esta facies.

F11: Limolita laminada con nódulos y fragmentos carbonáceos: Limolita grisácea con laminación plano paralela y fragmentos carbonáceos dispuestos paralelamente en su eje más largo a la dirección de estratificación. Nódulos arcillosos con diámetro promedio de cinco centímetros son característicos de esta facies.

F12: Limolita laminada con fragmentos carbonáceos: Arcillolita shale negra rica en materia orgánica, con presencia de láminas plano paralelas discontinuas de carbón de espesor no mayor a 5 milímetros.

F13: Limolita laminada: Cuarzoarenisca limosa de grano muy fino, subangulares y subesféricos, estructura masiva de tonalidad gris verdosa, compuesta mayormente de cuarzo. Granos de granate varían desde limo hasta arena media, y presentan una forma esférica muy redondeada. El color de los granos es rojo pardo.

F14: Limolita con fragmentos carbonáceos y ripples de olas: Limolita arenosa de tonalidad gris verdosa, con ripples de olas y fragmentos carbonáceos.

F15: Limolita laminada, fragmentos carbonáceos y calcos de carga: Limolita arenosa de tonalidad gris verdosa con laminación plano paralela, fragmentos carbonáceos y calcos de carga hacia la base.

F16: Limolita laminada con raíces: Limolita arenosa de tonalidad grisácea y con laminación plano paralela. La presencia de raíces fósiles es característica de esta facies.

F17: Limolita masiva: Limolita arenosa masiva de tonalidad grisácea.

F18: Limolita con ripples de olas e icnofósiles: Limolita arenosa de tonalidad gris verdosa, con icnofósiles hacia la base y ripples de olas hacia el tope.

F19: Limolita con laminación e icnofósiles: Limolita arenosa de tonalidad gris verdosa con laminación plano paralela. Icnofósiles hacia la base son característicos de esta facies.

Fsm: Limolita masiva con fragmentos carbonáceos: Limolita masiva de tonalidad gris oscuro, con presencia de fragmentos carbonáceos dispuestos preferiblemente en dirección paralela al plano de estratificación.

Fsm1: Limolita masiva con nódulos: Arcillolita ligeramente limosa, de color gris oscuro. Presenta láminas de carbón plano paralelas que varían de espesor desde 2 - 5 milímetros. Hacia el techo las láminas son continuas y de mayor espesor, pero se vuelven discontinuas hacia la base.

Fsm2: Shale con fragmentos de hojas: Arcillolita gris de estructura masiva, hacia la base se encuentra la impresión de una hoja conservada en perfecto estado. Otros restos de material vegetal también son reconocidos; como restos de hojas y/o ramas.

Fsm3: Shale con fragmentos carbonáceos: Arcillolita shale de tonalidad gris a negra y con abundantes fragmentos carbonáceos.

Sh: Arenisca laminada granocreciente (muy fino a fino) con material carbonáceo: Cuarzoarenita de grano fino a medio, subredondeados y subesféricos, de color gris amarillento.

Algunos fragmentos líticos están presentes, compuestos de material carbonáceo tamaño arena fina y media.

Sh1: Arenisca fina laminada: Cuarzoarenisca de grano fino, subredondeados y subesféricos, de tonalidad gris verdosa con laminación ondulosa.

Sh2: Arenisca fina laminada con raíces: Cuarzoarenisca de grano fino, subangulares y subesféricos, de tonalidad gris verdosa con laminación plano paralela. La presencia de raíces es característica de esta facies.

Sh3: Arenisca media con material carbonáceo: Cuarzoarenisca de grano fino, subangulares y subelongados, de tonalidad gris verdosa con laminación plano paralela y fragmentos carbonáceos dispuestos en su eje más largo paralelamente al plano de estratificación.

Sh4: Arenisca laminada: Cuarzoarenisca de grano fino, subredondeados y subesféricos, de tonalidad gris verdosa con laminación plano paralela.

Sh5: Arenisca fina laminada con material carbonáceo y calcos de carga: Cuarzoarenita de grano muy fino, subangulares y subesféricos, de color gris. Láminas ondulosas paralelas y continuas marcan la estructura de la roca. Restos de material vegetal dispuestos en forma radial destacan hacia el techo de la muestra.

Sh6: Arenisca fina laminada con icnofósiles: Cuarzoarenita de grano fino, subangulares y subesféricos, de color gris. Laminación plano paralela e icnofósiles hacia la base son características de esta facies.

Sr: Arenisca fina con ripples de olas, fragmentos carbonáceos y nódulos: Cuarzoarenita de grano fino, subredondeados y subelongados, de color gris. Fragmentos carbonáceos se disponen

en su eje más largo paralelamente al plano de estratificación. Los ripples de olas son característicos de esta facies.

Sr1: Arenisca fina con ripples de olas y fragmentos carbonáceos: Cuarzoarenita de grano fino a muy fino, subredondeados y subesféricos, de color gris amarillento. Laminación ondulosa paralela al plano de estratificación, donde la alternancia de láminas se hace visible por la variación de su tonalidad; las de tonalidad gris presentan fragmentos líticos, que corresponden a material carbonáceo. Las de tonalidad amarillenta presenta únicamente granos de cuarzo. A nivel afloramiento se reconoce la estructura de "wave ripples".

Sr2: Arenisca fina con ripples de olas e icnofósiles: Cuarzoarenita de grano fino, de color verde grisáceo. Con presencia de estructuras sedimentarias como los ripples de olas e icnofósiles en la base de las capas, se presentan con geometrías tabulares y continuas, con espesores aproximados a los 10 metros.

Sr3: Arenisca fina con ripples de olas: Cuarzoarenisca constituida en un 85% de cuarzo, que varía entre tamaño limo mayormente, y arena muy fina en menor proporción, los granos son subangulares y subelongados. Wave ripples. Las láminas son ondulosas no paralelas, y su espesor no supera 1 milímetro. Las láminas presentan dos tonalidades; una gris clara, que se compone de cuarzo. Las láminas más oscuras contienen fragmentos líticos de material carbonoso y algunas láminas de la misma composición.

Sr4: Arenisca fina con ripples de olas, fragmentos carbonáceos e icnofósiles: Sublitarenita de grano muy fino a fino, con laminación ondulosa no paralela y discontinua en la base. Los fragmentos líticos de material carbonáceo, y las láminas de la misma composición, se disponen prevalentemente paralelos al plano de estratificación.

Sr5: Arenisca fina con estratificación cruzada, icnofósiles y raíces: Arenisca de grano fino de color grisáceo caracterizada por la estratificación cruzada, *flood marks* y la aparición de raíces en su tope, e icnofósiles en la base.

Sr6: Arenisca fina masiva con nódulos y fragmentos carbonáceos: Facie de areniscas granocrecientes, que gradan desde tamaños arena fina a media. Caracterizada por la presencia de material carbonoso y nódulos ferruginosos

Sr7: Arenisca con estratificación cruzada y fragmentos carbonáceos: Arenisca de tamaños de grano fino a medio, moderadamente calibrada, compuesta por cuarzo, fragmentos carbonáceos y principalmente caracterizado por la aparición de estratificación cruzada, se presenta en capas potentes de 10 metros.

Sr8: Arenisca con ripples de olas, material carbonáceo e icnofósiles: Arenisca de grano fino compuesta por cuarzo y fragmentos de material carbonoso, con estructuras sedimentarias como los ripples de olas e icnofósiles dichos se encuentran en la base de la capa, con geometría tabulares y grandes espesores, aproximadamente 3 metros.

Sr9: Arenisca fina con ripples de olas e Intraclastos: Cuarzoarenisca de grano muy fino, subredondeados y subesféricos, de color gris. Fragmentos líticos tamaño guija alargados en la dirección de laminación y estratificación. Fragmentos de material carbonáceo aparecen en láminas, contrastando con láminas de cuarzo de color gris claro.

Sr10: Arenisca fina con ripples de olas: Cuarzoarenisca de grano muy fino, subangulares y subredondeados, de tonalidad verdosa. Los fragmentos líticos corresponden a material carbonáceo, y no muestran ninguna disposición preferente. Láminas discontinuas de material carbonáceo de espesor menor a 1 milímetro aparecen esporádicamente y constituyen el 1% del total de la roca.

Ss: Arenisca fina con icnofósiles y restos vegetales: Cuarzoarenisca de color gris verdoso, y tamaño de grano fino, compuesto por cuarzo y restos vegetales. Se encuentran algunas estructuras sedimentarias como lo son los icnofósiles y otras determinadas como *flood marks*, dichas estructuras se encuentran hacia la base de las capas.

Ss1: Arenisca fina masiva con fragmentos carbonáceos: Cuarzoarenisca de estructura masiva compuesta principalmente por cuarzo de tamaños finos y fragmentos de rocas determinados como intraclastos los cuales están compuestos por materiales más finos. La geometría de las capas es generalmente tabular y continuas y con espesores aproximados de 1,5 metros.

Ss2: Arenisca fina con icnofósiles: Cuarzoarenisca compuesta por cuarzo de arena fina, masiva, caracterizada por la presencia de icnofósiles presentes en la base de las capas. Se encuentran con una geometría tabular, con espesores mayores a 1 metro.

6.2 Facies mayores

El manejo de 40 facies individuales se hace muy difícil, por lo que una simplificación para reducir el número de facies es apropiada. En este apartado se establecen sólo 12 facies mayores (Ver Tabla 13 y Apéndice A), las cuales reúnen todas las 40 facies individuales en un proceso de filtración.

Para la clasificación de las facies mayores se tuvieron en cuenta dos criterios; El primero, la litología presente en las facies individuales descritas arriba, y el segundo, la estructura que presenta cada facies, en el caso en que una facies tuviera presente más de una característica específica o estructura, se utilizó el siguiente orden de jerarquía para determinar su grupo: icnofósiles, ripples de olas, estratificación cruzada, laminación plano-paralela, materia orgánica, y por último, una

estructura masiva. Este orden jerárquico de los elementos sedimentarios representa la relevancia de cada uno de ellos en el modelo sedimentario propuesto.

Por ejemplo, la facies **Sr8: Arenisca con ripples de olas, material carbonáceo e icnofósiles**, corresponde a la litología descrita como facies Sr; que son areniscas con estructuras de ripples, pero debido a que presenta más de una característica específica para su clasificación, se utiliza la jerarquía de los elementos sedimentarios, y se da más importancia a la presencia de icnofósiles que a las estructuras de ripples o a la presencia de material carbonáceo, y como resultado final se tendría en la clasificación; Sr_{ic}, que corresponden a facies de areniscas con estructuras de icnofósiles (ic) como su característica más relevante.

Aplicando la metodología anteriormente descrita se obtienen 12 facies mayores, como sigue:

- 1) C: Carbón: C: Facies de carbón.
- 2) Fm_{mcl}: *massive clay*; Fm, Fm1: Facies de lodolita masiva.
- 3) Fm_{sh}: shale: Fsm2, Fsm3: Facies de shale.
- 4) Fl_{mst}: *massive silt*: Fsm, Fsm1, Fl7: Facies de limolita masiva.
- 5) Fl_{wr}: *wave ripples*: Fl4, Fl8: Facies de limolitas con estructuras de ripples de olas.
- 6) Fm_{lcl}: *laminated clay*: Fm2, Fm3: facies de lodolita laminada.
- 7) Fl_{lst}: *laminated silt*: Fl, Fl1, Fl2, Fl3, Fl5, Fl6, Fl9: facies de limolita laminada.
- 8) Ss_{ms}: *massive sand*: Ss1, Sr6: facies de arenisca masiva.
- 9) Sr_{ic}: *ichnofossils*: Sh6, Sr2, Sr4, Sr5, Sr8, Ss, Ss2: facies de areniscas con estructuras de icnofósiles.
- 10) Sr_{wr}: *wave ripples*: Sr, Sr1, Sr3, Sr9, Sr10: facies de areniscas con estructuras de ripples de olas.

11) Sh_{ls}: *laminated sand*: Sh, Sh1, Sh2, Sh3, Sh4, Sh5: facies de arenisca con estructuras de laminación plano-paralela.

12) Sr_{cr}: *cross-laminated*: Sr7: facies de arenisca con estructuras de laminación cruzada.

Siguiendo las recomendaciones de Nichols (2009) sobre ordenar las facies convenientemente para lograr identificar tendencias depositacionales, las facies mayores se han representado en la columna estratigráfica detallada (Ver Apéndice A) considerando el nivel de energía que las formó. Así, los números de las facies mayores que se ven en la Tabla 13, y que corresponden a la columna estratigráfica, son los mismos que se han descrito arriba. De esta manera, el número 1 representa la facies mayor de carbón: C, y se ha considerado como la facies de menor energía. El número 7 representa la facies mayor de limolita laminada (*laminated silt*), y representa un nivel de energía mayor que los números anteriores. El número 12 representa las facies mayores de laminación cruzada (*cross-laminated*), que corresponden a las estructuras formadas por el nivel de energía más alto.

Tabla 13

Jerarquía de los elementos estratigráficos.

CÓDIGO DE FACIES INDIVIDUALES	CÓDIGO DE FACIES MAYORES	SUBAMBIENTES	AMBIENTE DEPOSICIONAL
C			
Fm			
Fm1	1) C: coal		
Fm2	C		
Fm3			
F1	2) Fm _{ms} : massive clay		
F11	Fm, Fm1		
F12			
F13	3) Fsm _s : shale		
F14	Fsm2, Fsm3		
F15			
F16	4) Fl _{ms} : massive silt	Áreas interdistributarios	
F17	Fsm, Fsm1, F17	Facies Fm, Fsm, Fl, Sh; con estructuras de laminación plano paralela y fragmentos carbonáceos	
F18			
F19	5) Fl _w : wave ripples		
Fsm	F14, F18		
Fsm1			
Fsm2	6) Fm _{ml} : laminated clay	Frente deltáico	Sistema Transicional
Fsm3	Fm2, Fm3	Facies Sr; con estructuras de icnofósiles y ripples de olas	Deltáico con influencia fluvial
Sh			Deltáico con influencia de olas
Sh1	7) Fl _l : laminated silt	Canal deltáico	
Sh2	Fl, F11, F12, F13, F15, F16, F19	Facies Sr; con estructuras de laminación cruzada	
Sh3			
Sh4	8) Ss _{ms} : massive sand		
Sh5	Ss1, Sr6		
Sh6			
Sr	9) Sr _i : ichnofossils		
Sr1	Sh6, Sr2, Sr4, Sr5, Sr8, Ss, Ss2		
Sr2			
Sr3			
Sr4	10) Sr _w : wave ripples		
Sr5	Sr, Sr1, Sr3, Sr9, Sr10		
Sr6			
Sr7	11) Sh _s : laminated sand		
Sr8	Sh, Sh1, Sh2, Sh3, Sh4, Sh5		
Sr9			
Sr10	12) Sr _{cr} : cross-laminated		
Ss	Sr7		
Ss1			
Ss2			

Nota: * resumen de todos los códigos utilizados en el análisis de facies. De derecha a izquierda aumenta el nivel de detalle.

6.3 Asociación de Facies

La agrupación de las facies mayores anteriormente descritas en asociaciones de facies permite simplificar los datos estratigráficos, y como lo propone Miall (1985), es posible definir los elementos arquitecturales y subambientes (Ver Tabla 13) a partir de estas asociaciones. Los criterios utilizados para asociar las facies son descritos en el ítem de cada asociación, aunque para definir los límites inferior y superior de las asociaciones, se consideró que en las sucesiones donde hay alternancia de litologías finas (lodos) y más gruesas (arenas), la base de la asociación corresponde a la litología más fina (lodo o carbón), y el tope a la litología más gruesa dentro de la asociación (generalmente areniscas). La determinación de seleccionar la litología más fina como

la base de cada sucesión es un criterio subjetivo, y se ha tomado de esta manera para considerar una reducción del nivel de energía para el momento de la depositación.

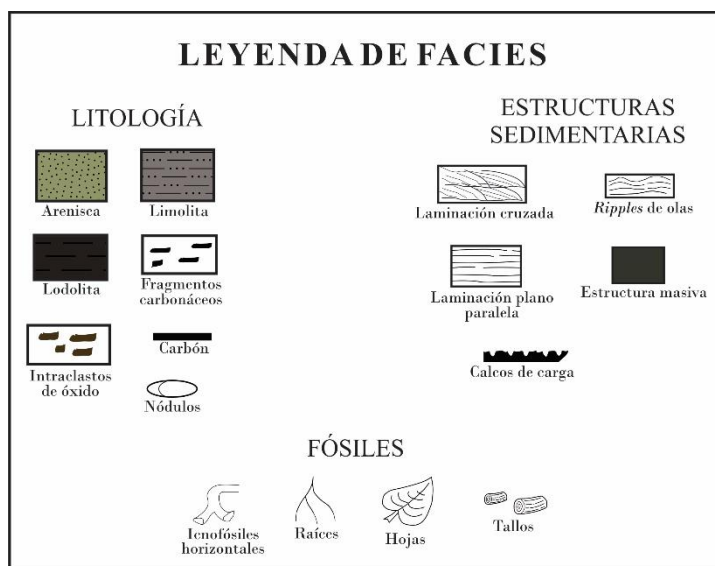


Figura 18 . Leyenda utilizada en la columna estratigráfica

La descripción y visualización de las asociaciones de facies obtenidas, se encuentra a continuación, en donde se muestra la sección correspondiente a la sucesión en la columna estratigráfica detallada (ver leyenda, figura 18) y una imagen de los afloramientos encontrados en campo. Dentro de cada columna se señaló con una línea de color negro el equivalente a la línea de color blanco en el afloramiento en las cuales se desea señalar algunas de las facies encontradas.

Asociación 1: Fm_{mcl} – Fl_{lst} - Sh_{ls} – Fl_{mst}

Sucesión de nueve metros predominantemente limo-arcillosa (figura 19). Hacia la base se presenta lodolita masiva de tonalidad negra-grisácea, limolita laminada con nódulos, arenisca grano creciente de grano fino de color gris laminada con fragmentos carbonáceos. La presencia de nódulos hacia el tope de la sucesión es característica, y ha servido como criterio para delimitarla.

La presencia de nódulos y fragmentos carbonáceos en los niveles lodosos fue el principal criterio para definir esta asociación. La asociación presenta una ordenación aleatoria en la variación de sus espesores.

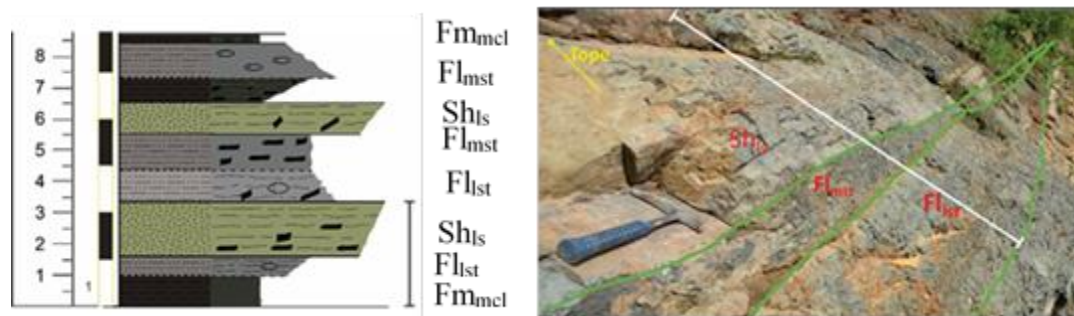


Figura 19. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 1, en donde se muestran las facies Fl_{lst} – Sh_{ls} – Fl_{mst} señaladas en la columna.

Asociación 2: Fl_{lst} – Sr_{wr} – Sh_{ls} – Sr_{ic} – Fs_{msh}

Sucesión consistente de tres secuencias granocrecientes, las cuales gradan desde limolitas grises a negras estrato decrecientes laminadas en la base, hasta areniscas grises de grano fino con ripples de olas y fragmentos carbonáceos (figura 20). Hacia la base de la tercera secuencia se encuentra un fósil de una hoja perfectamente conservada. Los icnofósiles son característicos hacia la base de las areniscas.

La base de la sucesión corresponde a una limolita laminada sin fragmentos carbonáceos ni presencia de nódulos, por lo que ha sido designada como la base de una nueva asociación. Las tres secuencias granocrecientes muestran un patrón rítmico, exhibiendo las mismas asociaciones de facies, por lo que se han considerado como una sola.

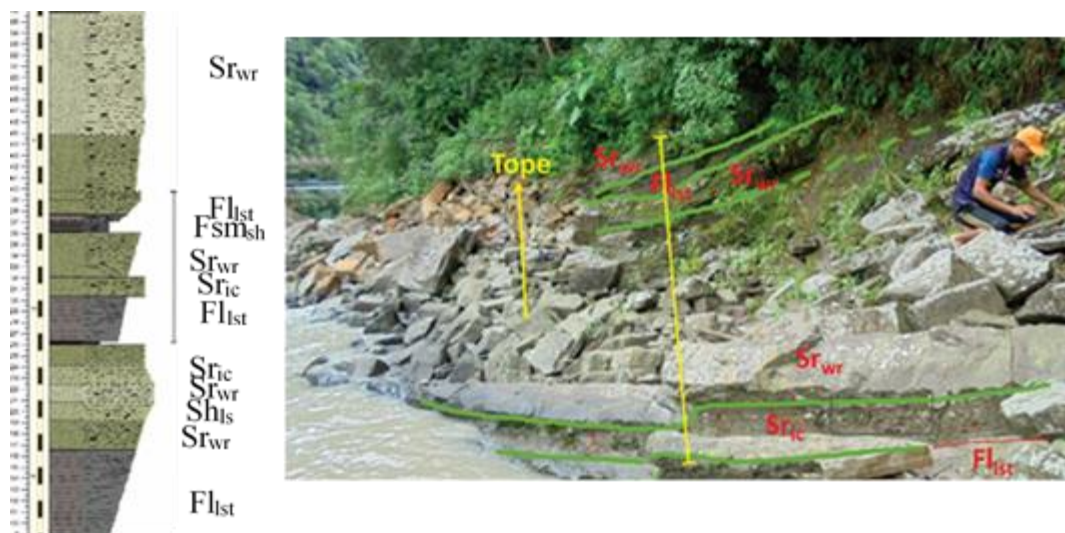


Figura 20. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 2, en donde se muestran las facies Fl_{1st} – Sr_{wr} – Sh_{ls} – Sr_{ic} – F_{smsh} señaladas en la columna.

Asociación 3: C - Fl_{1st} – Sr_{wr}

Secuencia grano creciente (figura 21), que gradúa desde carbón en la parte basal, limolita de tonalidad grisácea a negra laminada con calcos de carga y con fragmentos carbonáceos en el medio, y arenisca gris verdosa con ripples de olas hacia el tope. La corta secuencia se encuentra suprayacida por un cubierto.

La facies de carbón se ha marcado como la base de la sucesión. Aunque la asociación de facies individuales en esta asociación es la misma de la asociación 2, el espesor de la capa de areniscas hacia el tope es mucho menor, por lo cual se ha decidido separar en otra asociación.

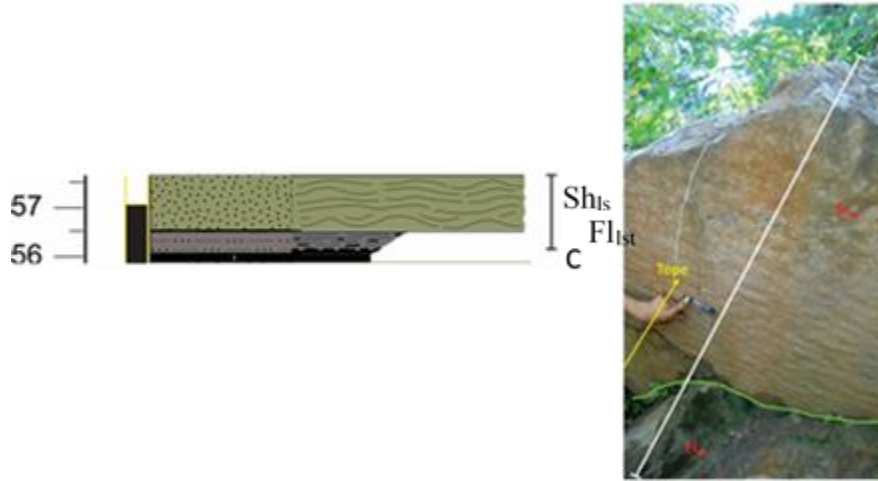


Figura 21. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 3, en donde se muestran las facies Fl_{mst} – Sr_{wr} señaladas en la columna.

Asociación 4: F_{smsh} - Fl_{mst} – Sh_{ls}

Secuencia granocreciente de cuatro metros de: shale, limolita masiva, y arenisca con laminación plano paralela, todos estos con fragmentos carbonáceos (figura 22).

La presencia de fragmentos carbonáceos en todas las capas ha sido el criterio para delimitar esta sucesión. El contacto con la suprayacente capa de areniscas sin fragmentos carbonáceos es neto.



Figura 22. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 4, en donde se muestran las facies Fsmsh - Flmst – Shls señaladas en la columna.

Asociación 5: Sr_{ic} - Sr_{wr} – Sh_{ls}

Secuencia de areniscas (figura 23) de tonalidad gris verdosa de grano fino, con laminación planoparalela y raíces hacia la base, icnofósiles y ripples de olas en la parte media, y laminación cruzada, icnofósiles y restos vegetales hacia el tope. El espesor de esta asociación es de 42 metros.

La base de la asociación corresponde a una facies de arenisca laminada sin fragmentos carbonáceos, y la misma litología constituye el resto de la sección. Hacia el tope se reconocen estructuras de laminación cruzada que contrastan con la laminación ondulada y plano paralela común de la secuencia, sin embargo, los contactos inferior y superior son gradacionales, por lo que no se ha separado en otra asociación.

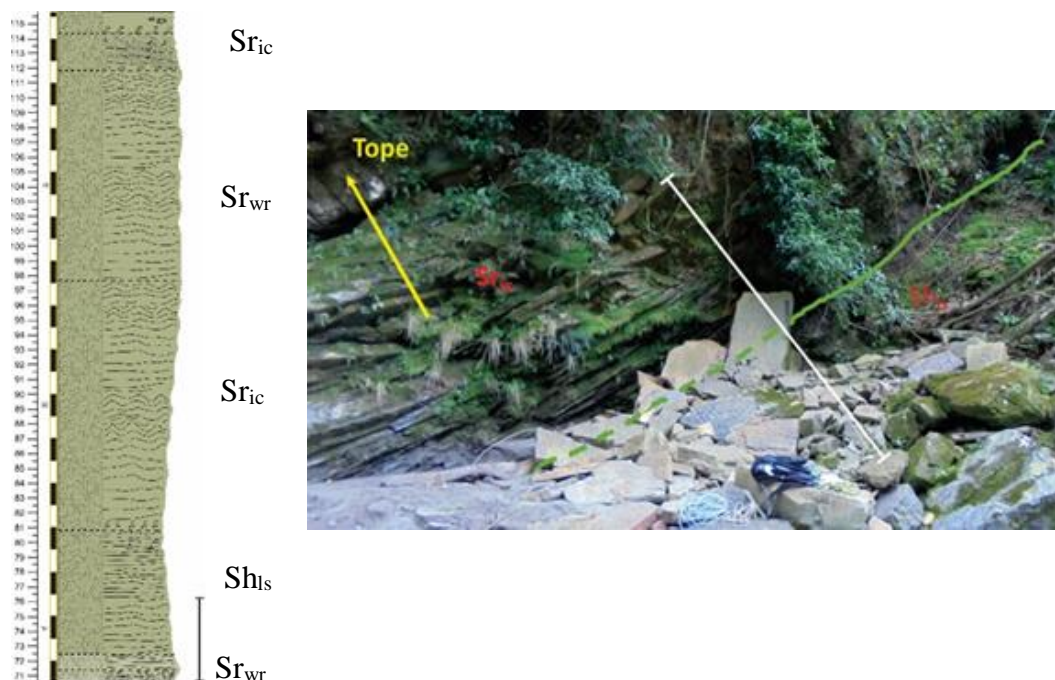


Figura 23. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 5, en donde se muestran las facies Sh_{ls} – Sr_{ic} señaladas en la columna.

Asociación 6: Fsm_{sh} - C - Fl_{st} - Sh_{ls} – Ssm_s

Secuencia rítmica de asociaciones de shale carbonáceo, capas de carbón, limolita grisácea laminada con calcos de carga y arenisca gris-oscuro de grano fino con fragmentos carbonáceos (figura 24). En algunas capas de shale carbonáceo son comunes marcas de raíces. En las capas de limolitas, suprayacentes a las capas de carbón, el contenido de fragmentos carbonáceos disminuye gradualmente hacia el tope. El espesor de esta asociación es de 70 metros.

La facies de carbón marca la base de la asociación 6. la secuencia cíclica de las asociaciones descritas arriba ha sido el criterio para delimitar la asociación, además que, la suprayacente asociación muestra un patrón de asociación diferente.

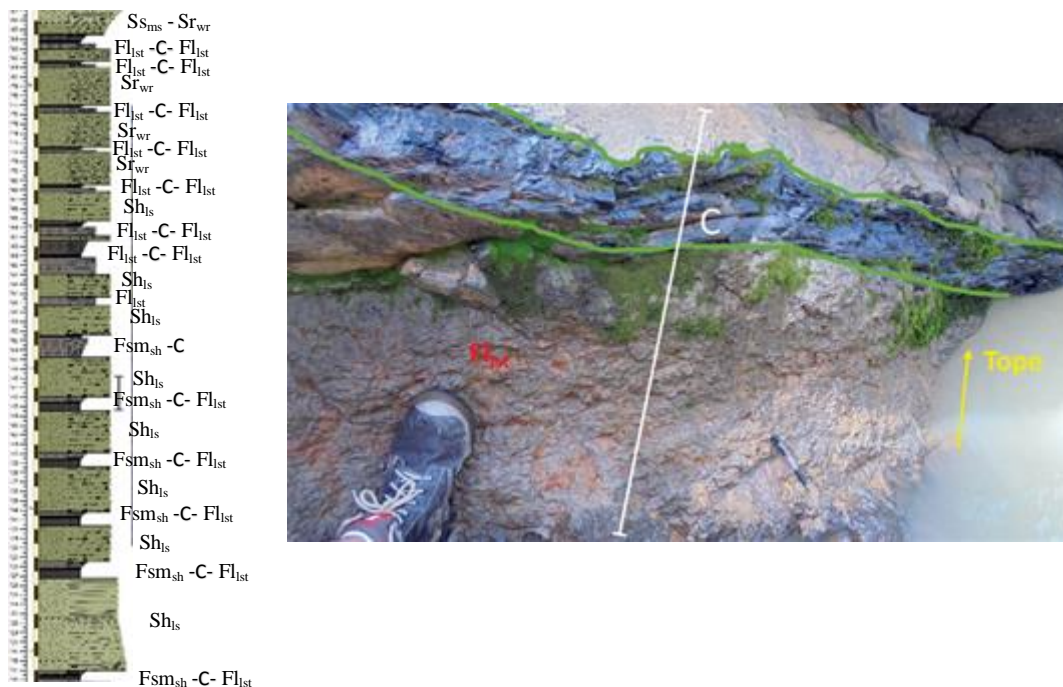


Figura 24. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 6, en donde se muestran las facies Fl_{1st} - C señaladas en la columna.

Asociación 7: Fm_{mcl} - C - Fl_{1st} - Sr_{wr} - Sh_{ls}

Sucesión rítmica de asociaciones de arcillolita gris negruzca masiva, capas de carbón, limolita grisácea laminada con calcos de carga y con fragmentos carbonáceos, y arenisca de tonalidad gris de grano fino laminada con fragmentos carbonáceos (figura 25). Los fragmentos carbonáceos en las capas de arenisca disminuyen gradualmente hacia el tope, y comúnmente se disponen en su eje más largo en la misma dirección de la estratificación. El espesor de esta secuencia es de 17 metros.

La asociación se ha limitado de esta forma porque exhibe un patrón de apilamiento diferente a las asociaciones infrayacente y suprayacente.

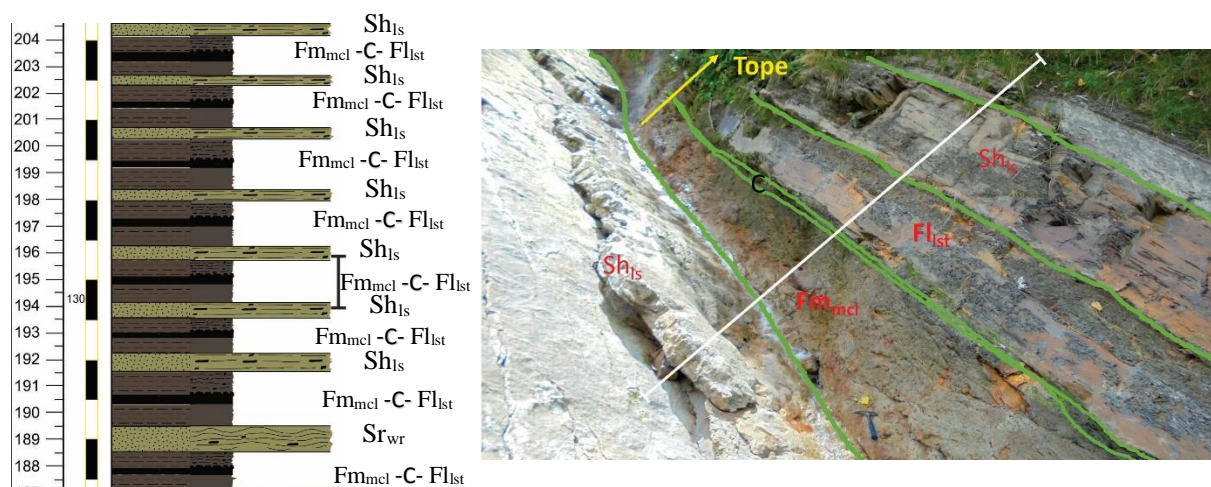


Figura 25. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 7, en donde se muestran las facies Fl_{lst} – Sh_{ls} señaladas en la columna.

Asociación 8: Fl_{mst} - Sh_{ls} - Sr_{wr} – Fl_{lst}

Secuencia cíclica de asociaciones entre limolita gris masiva y arenisca gris verduzca de grano fino. Las capas de arenisca más basales en la secuencia presentan ripples de olas, mientras que hacia la mitad superior presentan laminación plano paralela (figura 26). El espesor de esta asociación es de 14 metros.

Aunque el estrato de areniscas más basal de esta asociación contiene fragmentos carbonáceos, y podría agruparse dentro de la asociación 7, la capa de limolita que constituye la base de la asociación 8 tiene el espesor promedio de las capas de limolita de esta asociación, razón por la cual se ha incluido dentro de la asociación 8.

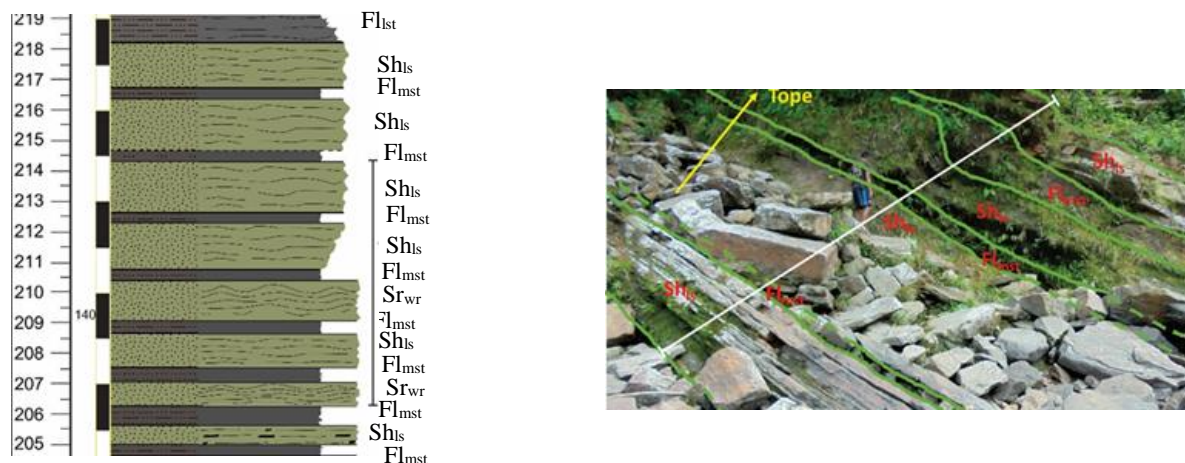


Figura 26. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 8, en donde se muestran las facies Fl_{mst} – Sh_{ls} señaladas en la columna.

Asociación 9: Fm_{mcl} - Fl_{lst} – Sr_{wr}

Sucesión de arcillolita gris negruzca masiva hacia la base, limolita gris ligeramente arenosa con laminación planoparalela, y arenisca gris verduzca granodecreciente desde grano fino a muy fino con ripples de olas hacia el tope (figura 27). La secuencia es granodecreciente para la potente capa de arenisca hacia el tope. El espesor de esta asociación es de seis metros.

El patrón de apilamiento de esta sucesión ha sido el criterio para nombrarla una asociación diferente, principalmente por el estrato granodecreciente de arenisca.

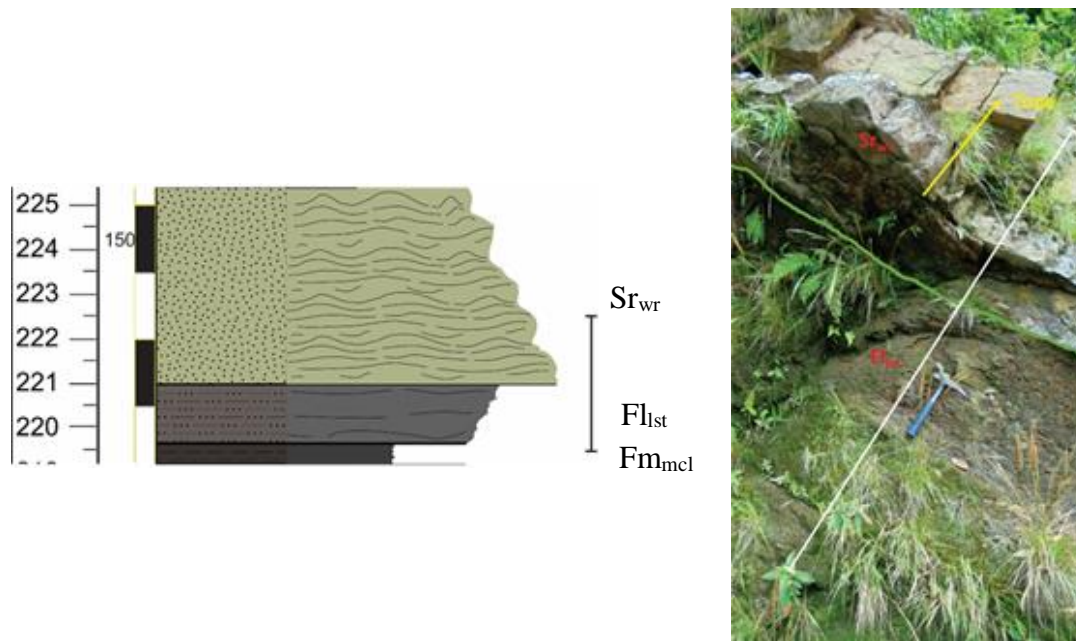


Figura 27. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 9, en donde se muestran las facies Fl_{st} – Sr_{wr} señaladas en la columna.

Asociación 10: C - Fl_{st} – Sh_{ls}

Sucesión de carbón, limolita gris negruzca laminada con fragmentos carbonáceos y calcos de carga, y arenisca de tonalidades grises granocreciente desde grano muy fino a fino con laminación planoparalela y fragmentos carbonáceos (figura 28). El espesor de esta asociación es de cuatro metros.

La asociación 10 se ha delimitado de esta manera por la asociación de facies que exhibe, siendo diferente a las asociaciones infrayacente y suprayacente.

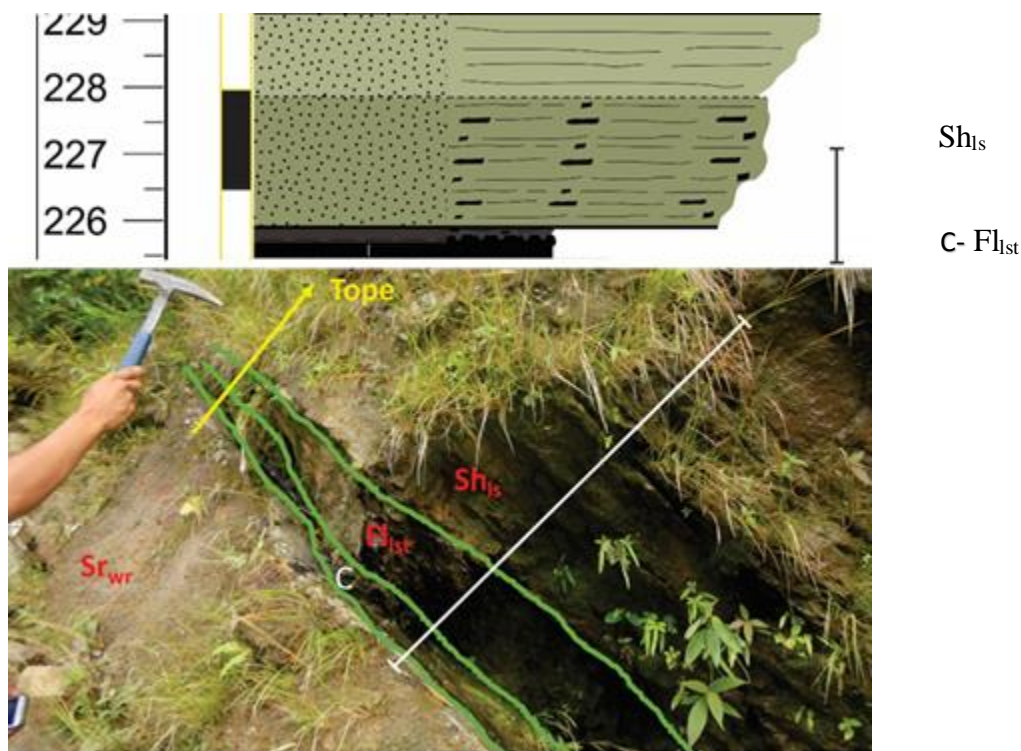


Figura 28. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 10, en donde se muestran las facies C - Fl_{lst} - Sh_{ls} señaladas en la columna.

Asociación 11: Fl_{lst} - Sh_{ls} - Fm_{mcl}

Sucesión de espesor homogéneo y predominantemente arenosa de tonalidad gris con laminación planoparalela y fragmentos carbonáceos en la parte intermedia (figura 29). Una capa de limolita grisácea con laminación planoparalela y una de lodolita gris-negruzca masiva hacia la parte media son los únicos niveles finos. El espesor de esta asociación es de once metros.

La capa de limolita en la base de la asociación, y la laminación planoparalela en todas las capas han sido los dos criterios para delimitar la asociación 11, además de que la suprayacente asociación 12 tiene un patrón de apilamiento diferente.

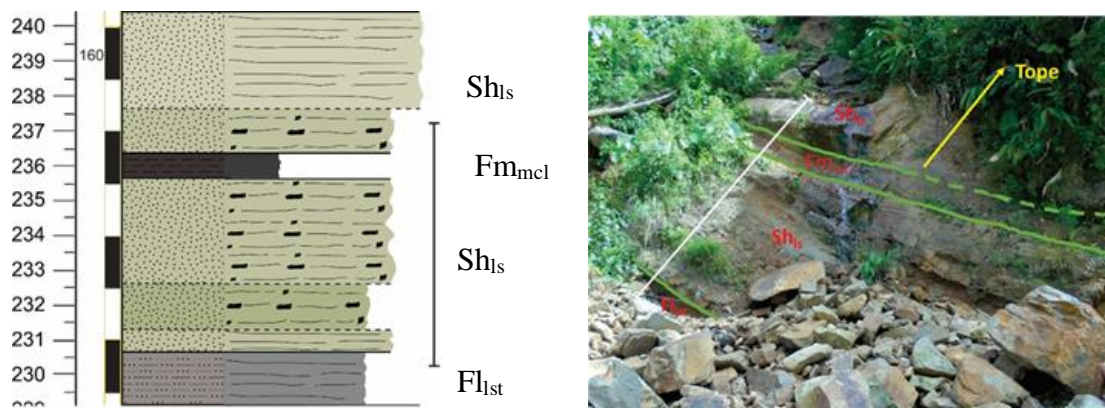


Figura 29. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 11, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} - Sh_{ls} - Fl_{1st} señaladas en la columna.

Asociación 12: Fm_{mcl} - C - Sr_{wr} - Ss_{ms} - Fl_{1st}

Sucesión de espesor homogéneo de limolita gris laminada, carbón (figura 30), arenisca grisácea de grano fino con calcos de carga y fragmentos carbonáceos, los cuales disminuyen gradualmente hacia tope. Hacia el tope de las areniscas se presentan ripples de olas. El espesor de esta asociación es de nueve metros.

La facies de carbón hacia la base marca el límite inferior de la asociación. Las estructuras de ripples de olas con fragmentos carbonáceos han servido como criterio para la delimitación de la asociación. Si bien las facies de limolita y de arenisca que marcan el tope de la asociación 12 podría agruparse por su litología dentro de la asociación 13, la carencia de icnofósiles ha sido el criterio para no agruparlas dentro de la misma asociación.

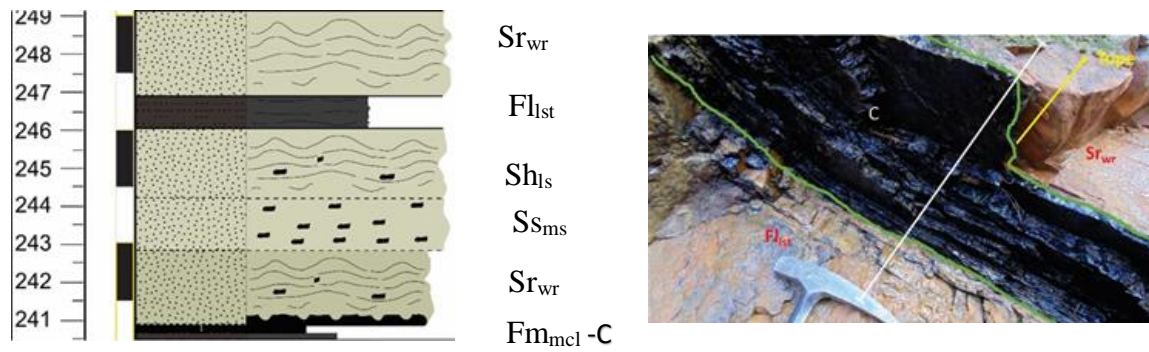


Figura 30. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 12, en donde se muestran las facies Fl_{1st}-C –Sr_{wc} señaladas en la columna.

Asociación 13: Fl_{1st} - Sr_{ic} – Sr_{wr}

Sucesión rítmica de espesor homogéneo de asociaciones entre limolita grisácea laminada y arenisca gris-verduzca de grano fino con ripples de olas hacia el tope e icnofósiles hacia la base (figura 31). El espesor de esta asociación es de trece metros.

El patrón de apilamiento y la presencia de icnofósiles han sido los criterios para definir la asociación 13.

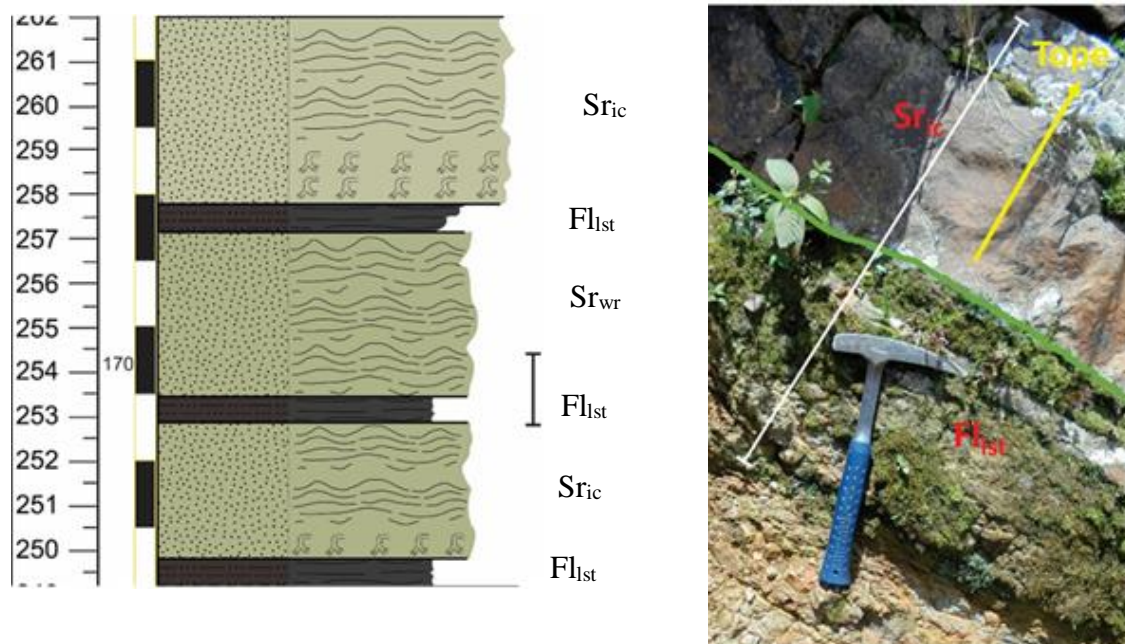


Figura 31. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 13, en donde se muestran las facies Fl_{1st}–Sr_{ic} señaladas en la columna.

Asociación 14: Fl_{wr} - C - Sh_{ls}

Sucesión de limolita grisácea con icnofósiles a la base y laminación ondulosa, carbón en la parte media, y arenisca gris de grano fino con calcos de carga, ripples de olas y fragmentos carbonáceos (figura 32). El espesor de esta asociación es de dos metros.

La presencia de icnofósiles hacia la base en la facies de limolita arenosa y ripples de olas hacia el techo, la facies de carbón, y de arenisca con ripples de olas y fragmentos carbonáceos hacia el tope han sido los criterios para definir esta asociación, además del contrastante patrón de apilamiento respecto de las asociaciones infrayacente y suprayacente.

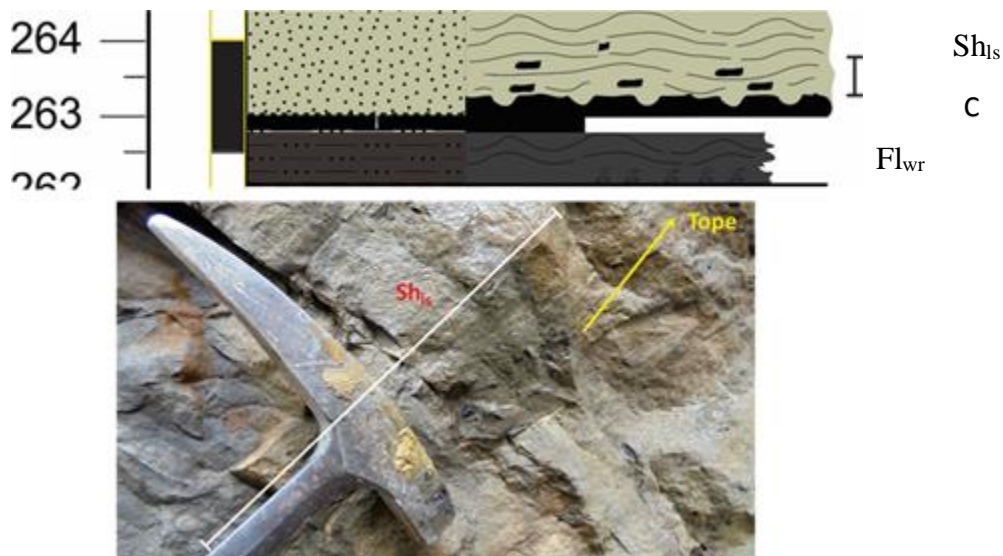


Figura 32. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 14, en donde se muestran las facies $Sr_{h_{ls}}$ señaladas en la columna.

Asociación 15 $Fl_{mst} - Sr_{wr} - Sr_{ic}$

Sucesión de cinco metros, constituida de rocas sedimentarias donde se presentan intercalaciones entre areniscas grisáceas de grano medio con laminación ondulosa y limolitas de color café oscuros caracterizadas por la aparición de nódulos ferruginosos (figura 33). La geometría de las capas es tabular, y sus contactos netos. Hacia la base de las areniscas presentes en el tope de la sucesión se encuentran icnofósiles. La ritmicidad y similitud tanto en estructuras como en los espesores de las capas asociados a una misma facies, determina el principal criterio de agrupación de la asociación.

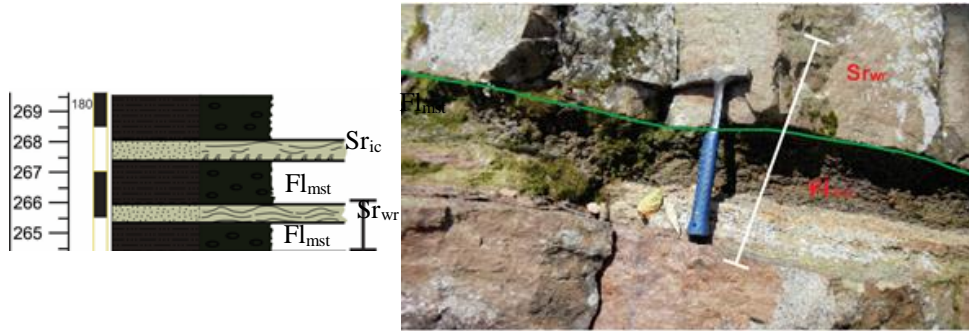


Figura 33. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 15, en donde se muestran las facies Fl_{mst} - Sr_{wr} señaladas en la columna.

Asociación 16 Sr_{cr}

Potente capa de una arenisca con fragmentos de material carbonoso y laminación cruzada, el contacto entre esta capa y la capa que la infrayace es neto, esto ayuda a su definición, así como su gran espesor y la estructura que se presenta sin relación alguna con las sucesiones adyacentes (figura 34). El espesor de esta asociación es de siete metros.

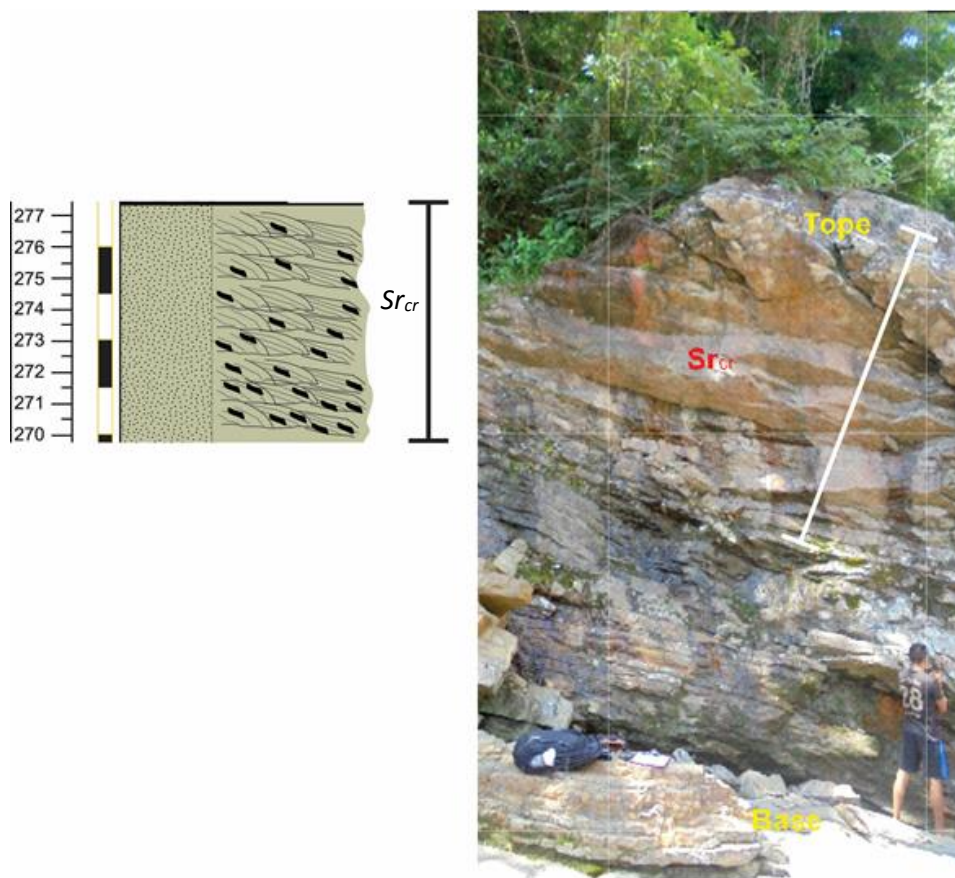


Figura 34. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 16, en donde se muestra la facie Sr_{cr} señalada en la columna.

Asociación 17 Fm_{mcl} - Sr_{wr} - Sr_{ic}

Intercalación de areniscas con ripples de olas y limolitas laminadas. En la base de la secuencia se encuentran areniscas en donde predomina el material carbonoso, suprayaciendo esta capa se encuentra una arenisca la cual es caracterizada por la presencia de icnofósiles hacia su base, las capas de las limolitas se encuentran estratocrecientes (figura 35).

Los principales criterios utilizados para su delimitación fueron la relación de los contactos en su base y tope, la geometría de las capas y las estructuras presentes en las facies de arenas con ripples de olas.

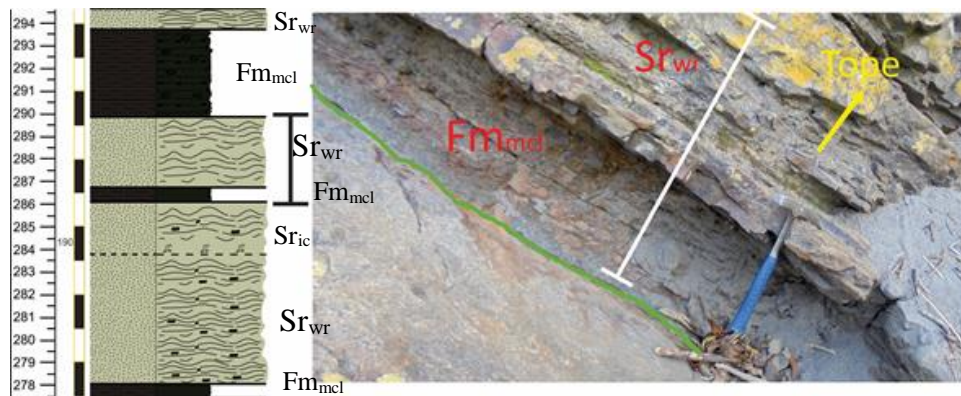


Figura 35. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 17, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} - Sr_{wr} señaladas en la columna.

Asociación 18 Fm_{mcl} - Sr_{wr} - Sr_{ic} - S_{ms}

Intercalación de areniscas con ripples de olas, material carbonoso y limolitas con laminación plano-paralela. Hacia la base de la sucesión se encuentran arenas con icnofósiles presentes en la base de cada una de las capas (figura 36). Las limolitas aparecen estratocrecientes y en el tope de la secuencia se encuentran limolitas con material carbonoso. La presencia de materia orgánica y estructuras como los icnofósiles y los ripples de olas ayudaron en la definición de la asociación, y en la delimitación fueron los contactos en el tope y la base que se caracterizaron como netos. El espesor de esta asociación es de 23 metros.

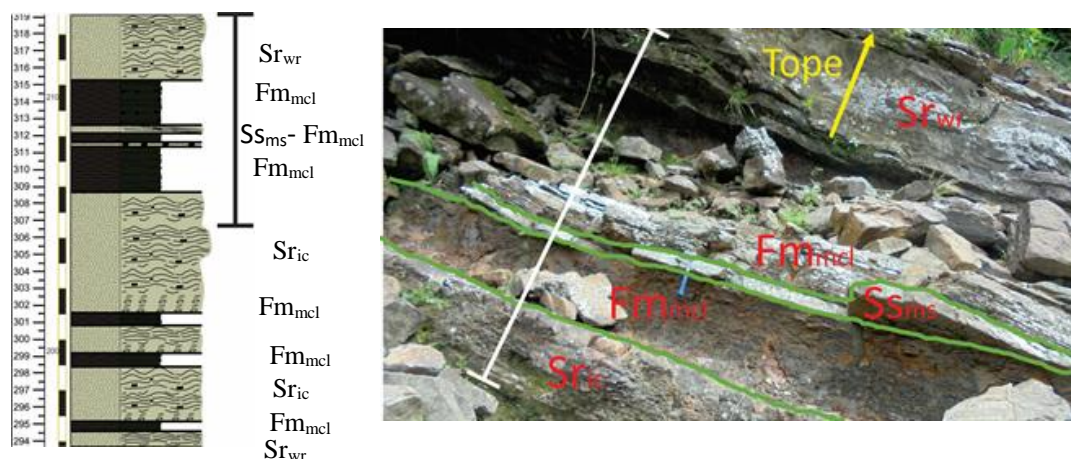


Figura 36. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 18, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} - Sr_{wr} - Sr_{ic} - Ss_{ms} señaladas en la columna.

Asociación 19 Fm_{mcl} - Fm_{mst} - Sr_{ic} - Sr_{wr} - Sh_{ls} .

Potentes capas de areniscas en donde a la base presentan laminación ondulosa, en el medio y tope de la secuencia ripples de olas (figura 37). Las limolitas presentes se encuentran con laminación plano-paralela. Esta asociación fue determinada por la aparición de láminas de carbón presentes de manera rítmica. Hacia el tope de la sucesión se encuentra una potente capa de arenisca granodecreciente gradando desde tamaños de arena media, a arena fina. El espesor de esta asociación es de 20 metros.

Los principales criterios utilizados para la delimitación de la sección fueron, la primera, la presencia de varias facies encontradas en esta asociación y segundo, el hecho de que no se encuentre una ritmicidad característica como en otras asociaciones.

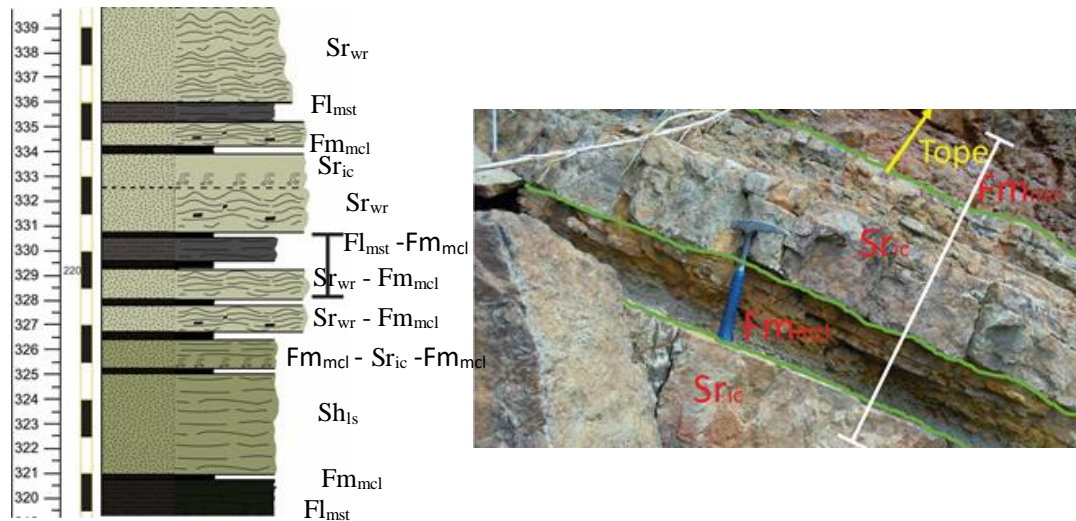


Figura 37. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 19, en donde se muestran las facies Fm_{mcl}-Sr_{ic} señaladas en la columna.

Asociación 20 Fm_{mcl}-Fl_{lst}-Sr_{ic},

Intercalación de capas tabulares entre areniscas estratodecrecientes con icnofósiles en la base de cada capa y limolitas laminadas (figura 38). En la base de la sucesión las arenas presentan ripples de olas, y sus espesores son similares. La geometría de las capas es tabular y sus contactos son netos, tal como se muestra en la imagen, estas características ayudan a determinar la agrupación o asociación de la sección. También se utilizan como criterios la abundancia de icnofósiles presentes en las areniscas, la estructura laminar de las limolitas y la relación de intercalación entre estos. El espesor de esta asociación es de trece metros.

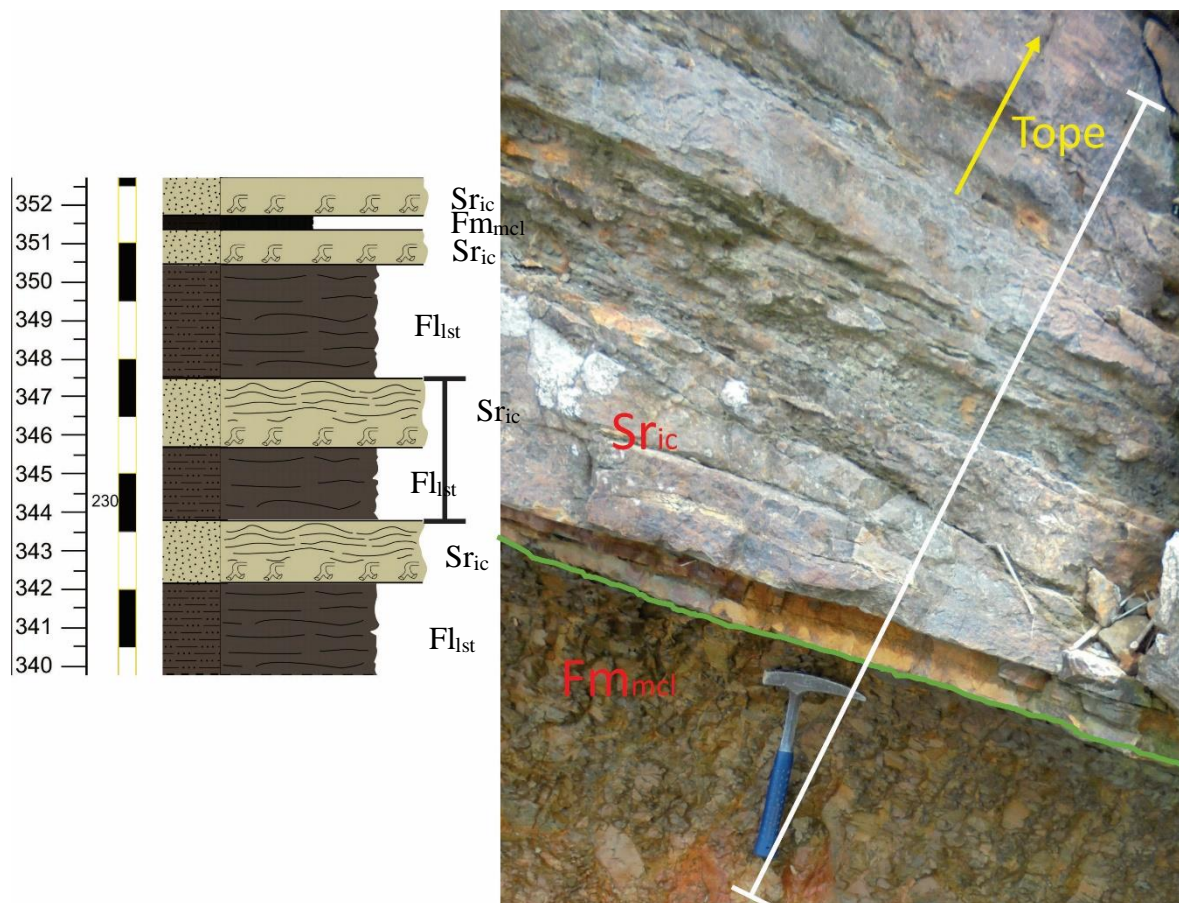


Figura 38. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 20, en donde se muestran las facies Fm_{mcl}-Sr_{ic} señaladas en la columna.

Asociación 21 C -Fm_{mcl} -Fl_{st} -Sh_{ls}

Hacia la base de la secuencia se encuentra una sucesión granodecreciente de limolitas con laminación ondulosa, seguido de una capa de carbón, y suprayaciendo nuevamente una sucesión granodecreciente desde areniscas grisáceas con ripples de olas y material carbonoso a limolitas (figura 39). El espesor de esta asociación es de seis metros. La aparición de las capas de carbón dentro de la sucesión se utilizó como criterio para la determinación de la sucesión, los contactos con las sucesiones adyacentes delimitaron la sección fácilmente.

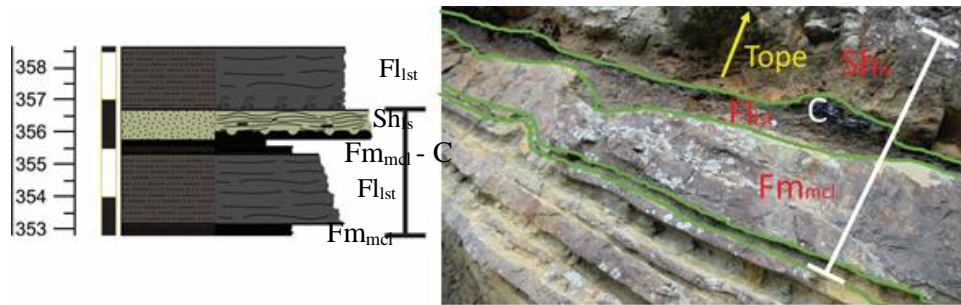


Figura 39. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 21, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} - Fl_{1st} - Sh_s señaladas en la columna.

Asociación 22 Fm_{mcl} - Fl_{1st} - Sr_{ic} - Sr_{wr}

Sucesión sedimentaria estratodecreciente entre areniscas y limolitas (figura 40). Hacia la base se encuentran capas de areniscas con icnofósiles y hacia el tope las arenas se caracterizan por la presencia de láminas. El espesor de esta asociación es de 24 metros, y en los últimos cinco metros la secuencia se torna granocreciente.

La ritmicidad que se presentan en la sucesión se tomaron como principal criterio de asociación y diferenciación entre las sucesiones encontradas adyacentemente. La geometría de las capas y las estructuras ayudaron a la determinación de la asociación.

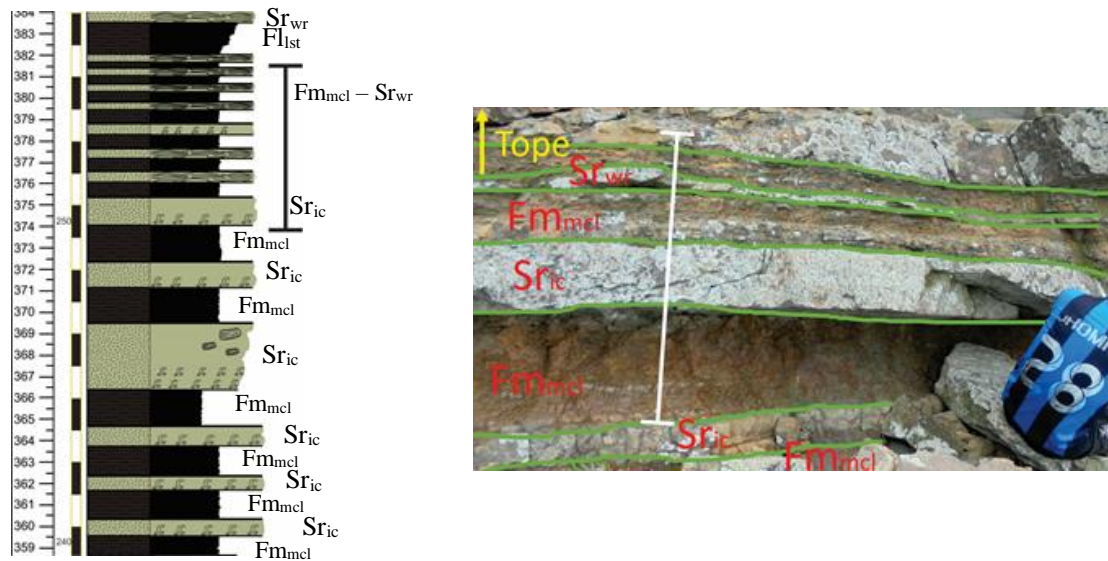


Figura 40. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 22, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} - Sr_{ic} - Sr_{wr} señaladas en la columna.

Asociación 23 Fm_{mcl} - Sr_{wr}

Alternancia entre limolitas y potentes capas de areniscas de grano medio con ripples de olas de colores grisáceos verdosos (figura 41). El espesor de esta asociación es de 44 metros.

Los límites de la sucesión se determinaron por las relaciones de los contactos netos, encontrados en el tope y la base. También por las evidentes repeticiones que se presentaban de las capas de limolitas y areniscas.

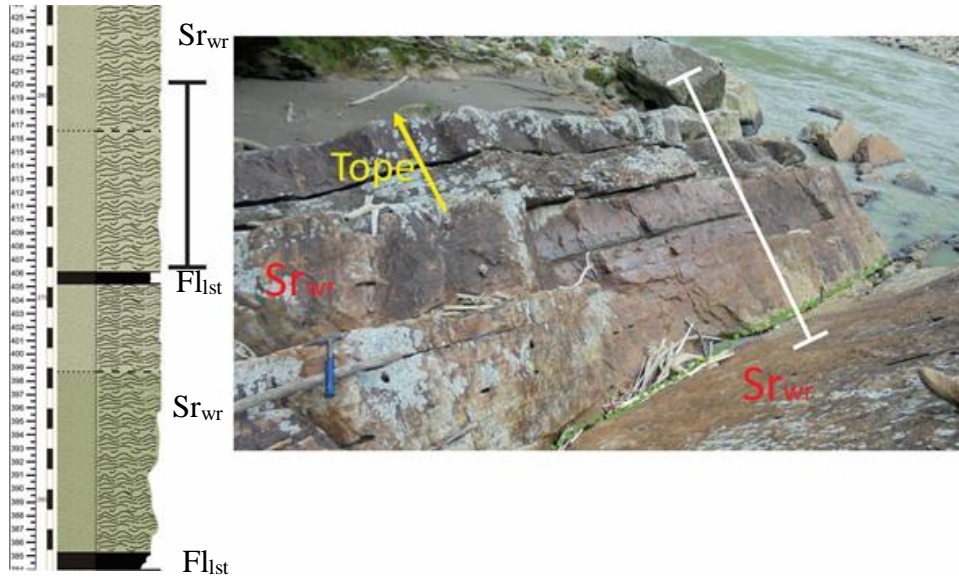


Figura 41. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 23, en donde se muestra la facie Sr_{wr} señalada en la columna.

Asociación 24 C - Fm_{mcl} , - Sr_{wr}

Sucesión de rocas sedimentarias donde se presentan dos secuencias grano crecientes que gradan desde carbones, siguiendo a limolitas y terminando con grandes bancos de areniscas de grano medio con ripples de olas y material carbonoso de colores grisáceos verdosos (figura 42). El espesor de esta asociación es de 40 metros.

Los principales criterios que ayudaron a la delimitación de la sucesión fueron, primero, el cambio de facies encontrados en los ciclos que se venían encontrando en la sucesión anterior. Segundo, la presencia de materia orgánica, estructuras, como los ripples de olas presentes en las potentes capas de areniscas y, por último, el cubierto encontrado subiendo estratigráficamente.

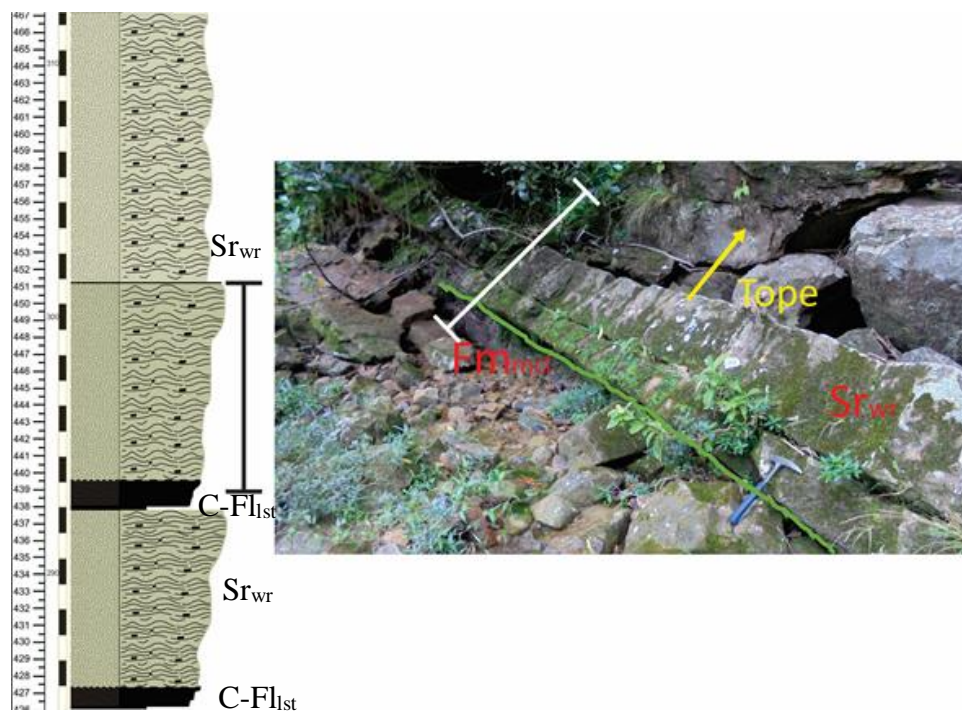


Figura 42. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 24, en donde se muestran las facies Fm_{mcl} , $-Sr_{wr}$ señaladas en la columna.

Asociación 25 Sr_{wr} - Sr_{cr}

Potentes capas de areniscas en donde a su base tienden a colores más oscuros y estas presentan fragmentos de material carbonoso, suprayaciendo se encuentra una capa de areniscas con ripples de olas, continuando al tope la capa de areniscas presentan estratificación cruzada (figura 43). El espesor de esta asociación es de 20 metros.

El límite en la base de la secuencia se determinó, como el final de un cubierto de aproximadamente 30 metros, en donde no se encontró ningún afloramiento provechoso, se decidió dejar las tres facies como una sola asociación debido a que los contactos entre cada uno eran difusos.

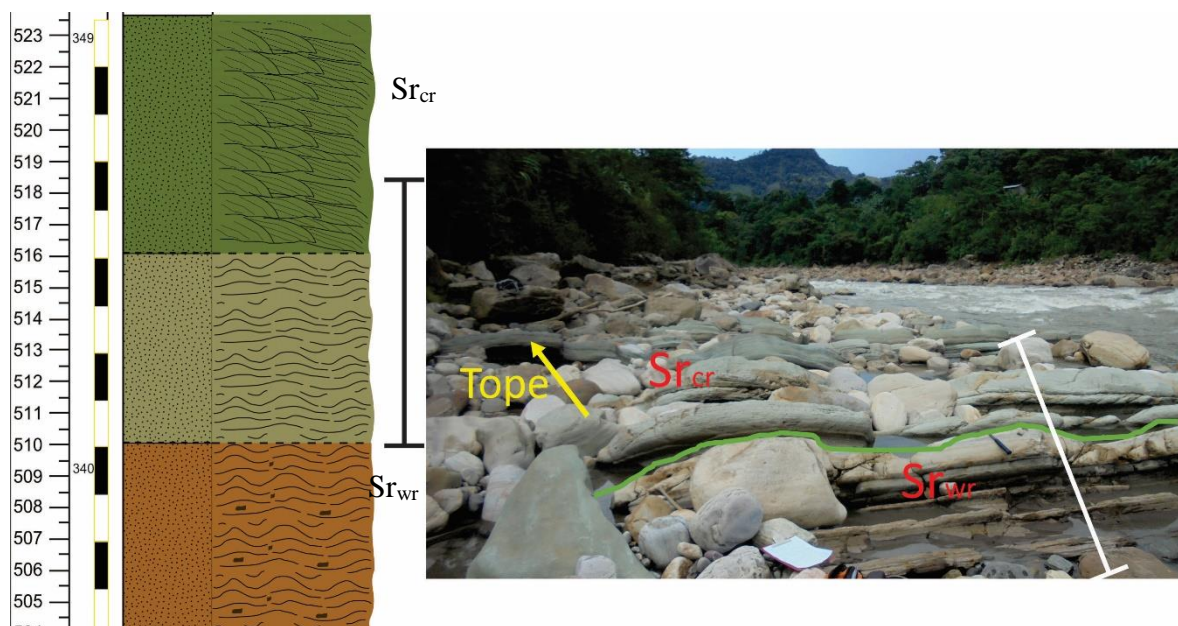


Figura 43. Sucesión de rocas aflorantes correspondientes a la asociación 25, en donde se muestran las facies Sr_{wr} – Sr_{cr} señaladas en la columna.

6.4 Paleocorrientes

En este capítulo se plantea un análisis estadístico de los datos de paleocorrientes medidos, teniendo en cuenta que ya fueron utilizados también para la definición de las facies y sus asociaciones.

Autores como Miall (2016); Potter y Pettijohn (1977) mencionan que en zonas donde el buzamiento de las capas es mayor de 10 grados, es necesario hacer primero una precisa reconstrucción estructural, para que el análisis de paleocorrientes, y posteriormente una reconstrucción paleogeográfica sean objetivos.

En el actual trabajo de investigación no se hizo ninguna reconstrucción estructural, por lo que determinar de manera apropiada la dirección de los paleodrenajes no fue posible, sin embargo, el análisis de los ejes de flujo y paleopendientes se considera conveniente utilizando el método de Potter y Pettijohn (1977), por consiguiente no se realizó ninguna reconstrucción paleográfica.

Teniendo en cuenta lo anterior, el análisis de los datos de paleocorrientes se ha utilizado únicamente para determinar la disposición del eje del paleodrenaje con respecto a la secuencia y la paleopendiente al momento de la depositación, por lo que dar una dirección del paleodrenaje en una escala local y/o regional resulta inapropiado.

El formato de la figura 13 fue utilizado para la tabulación de los datos de paleocorrientes. Para la sección estratigráfica se reconocieron dos tipos de estructuras de paleocorrientes:

1. Crestas de ripples de olas longitudinales (*longitudinal wave ripples*), y
2. Laminación cruzada de ripples (*cross-lamination*)

Las primeras corresponden a estructuras formadas paralelas al paleodrenaje, y como lo señala Miall (2000), estas estructuras indican el eje de la corriente, pero no su dirección. De acuerdo con Potter y Pettijohn (1997), la característica a medir es el rumbo de la cresta.

Las del segundo tipo se han reconocido como "*downstream-accretion macroforms*", y su formación se relaciona al avance corriente debajo de una barra, y como lo indican Potter y Pettijohn (1997), las características a medir son el buzamiento del foreset y su rumbo. El buzamiento es medido con un clinómetro, y su rumbo con la brújula.

El método que proponen Potter y Pettijohn (1997) para analizar la varianza entre los datos de paleocorrientes es empleado aquí, y junto con la desviación estándar, son las dos herramientas estadísticas utilizadas para el análisis sedimentológico (Tablas 14, 15 y 16).

Las implicaciones de este análisis en el modelo facies y la reconstrucción paleogeográfica son profundizados en el análisis sedimentológico y discusión.

Tabla 14

Inventario de los datos de paleocorrientes para la sección principal.

CÓDIGO	ESTRATIFICACIÓN			TIPO	ESTRUCTURA	
	# DE BASTÓN	RUMBO	BUZ		RUMBO	BUZ
DP-1	23-24	342	35	Crestas paralelas de ripples de olas	90, 85, 90, 95, 100	N/A
DP-2	37-38	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	80, 85, 80, 90, 80	N/A
DP-3	39-40	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	100, 95, 102, 86, 95	N/A
DP-4	40-45	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	(1)130, 125, 135. (2)90, 95, 85, 90. (3)120, 115, 125. (4)60, 60, 65.	N/A
DP-5	45-56	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	(1)85, 92, 85, 90. (2)124, 120, 115, 120. (3)80, 85, 82, 80. (4)115, 110, 120, 110.	N/A
DP-6	57-58	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	(1)85, 90, 86, 90. (2)130, 125, 120.	N/A
DP-7	96-98	345	41	Crestas paralelas de ripples de olas	95, 90, 93, 100.	N/A
DP-8	110-112	346	42	Crestas paralelas de ripples de olas	115, 120, 120.	N/A
DP-9	112-210	346	42	Foresets de laminación cruzada	300	45
DP-9	112-210	346	42	Foresets de laminación cruzada	289	46
DP-9	112-210	346	42	Foresets de laminación cruzada	280	48
DP-9	112-210	346	42	Foresets de laminación cruzada	305	46
DP-9	112-210	346	42	Foresets de laminación cruzada	300	48
DP-10	174-176	346	44	Crestas paralelas de ripples de olas	90, 85, 92, 86.	N/A
DP-11	179-181	346	44	Crestas paralelas de ripples de olas	135, 120, 115, 140, 110.	N/A
DP-12	182-183	346	44	Crestas paralelas de ripples de olas	86, 90, 95, 84, 90.	N/A
DP-13	223-225	346	44	Crestas paralelas de ripples de olas	105, 110, 109, 98.	N/A
DP-14	255-257	346	44	Crestas paralelas de ripples de olas	(1) 0, 5, 2, 3. (2) 80, 85, 87, 90.	N/A
DP-15	287-290	339	42	Crestas paralelas de ripples de olas	(1) 0, 8, 7, 5. (2) 15, 12, 18, 14.	N/A
DP-16	293-295	339	42	Crestas paralelas de ripples de olas	(1) 90, 92, 88, 90. (2) 333, 330, 335, 328.	N/A
DP-17	338-340	332	43	Crestas paralelas de ripples de olas	5, 8, 4, 5.	N/A
DP-18	390-399	332	43	Crestas paralelas de ripples de olas	(1) 89, 92, 98, 95, 90, 100. (2) 3, 5, 4, 5, 10.	N/A

Nota: * cada dato tiene un código, el número del bastón en donde se encuentra dentro de la columna, los datos de rumbo y buzamiento de la capa en la cual se encontró, el tipo de estructura y el dato medido.

Tabla 15

Análisis estadísticos de los datos de paleocorrientes.

CÓDIGO	UNIDAD	FACIES	MEDIA	VARIANZA	DESV. EST
DP-1	A	ASOCIACION 2	92	32.5	5.7
DP-2	A	ASOCIACION 2	83	20	4.5
DP-3	A	ASOCIACION 2	95.6	38.3	6.2
DP-4-1	A	ASOCIACION 2	130	25	5
DP-4-2	A	ASOCIACION 2	90	16.7	4.1
DP-4-3	A	ASOCIACION 2	120	25	5
DP-4-4	A	ASOCIACION 2	61.7	8.3	2.9
DP-5-1	A	ASOCIACION 2	88	12.7	3.6
DP-5-2	A	ASOCIACION 2	119.8	13.6	3.7
DP-5-3	A	ASOCIACION 2	81.7	5.6	2.4
DP-5-4	A	ASOCIACION 2	113.7	22.9	4.8
DP-6-1	A	ASOCIACION 3	87.8	6.9	2.6
DP-6-2	A	ASOCIACION 3	125	25	5
DP-7	B	ASOCIACION 5	94.5	17.7	4.2
DP-8	B	ASOCIACION 5	118.3	8.3	2.9
DP-9	B	ASOCIACION 5	294.8	102.7	10.1
DP-10	B	ASOCIACION 6	88.2	10.9	3.3
DP-11	B	ASOCIACION 6	124	167.5	12.9
DP-12	B	ASOCIACION 6	89	18	4.2
DP-13	B	ASOCIACION 9	105.5	29.7	5.4
DP-14-1	B	ASOCIACION 13	2.5	4.3	2.1
DP-14-2	B	ASOCIACION 13	85.5	17.7	4.2
DP-15-1	B	ASOCIACION 17	5	12.7	3.6
DP-15-2	B	ASOCIACION 17	14.7	6.3	2.5
DP-16-1	B	ASOCIACION 17	90	2.7	1.6
DP-16-2	B	ASOCIACION 17	331.5	9.7	3.1
DP-17	B	ASOCIACION 19	5.5	3	1.7
DP-18-1	B	ASOCIACION 23	94	19.6	4.4
DP-18-2	B	ASOCIACION 23	5.4	7.3	2.7

Nota: * Cada dato de paleocorrientes es agrupado dentro de la unidad y la asociación de facies a la cual pertenece, además de su media, varianza y desviación estándar.

Tabla 16

Análisis estadístico de los datos de paleocorrientes según la facie y unidad.

UNIDAD	FACIES	MEDIA	VARIANZA	DESV. EST
A	2	96.9	350.9	18.7
A	3	103.7	408.2	20.2
B	5	104.7	173.9	13.2
B	5(DP-9)	294.8	102.7	10.1
B	6	101.3	368.4	19.2
B	9	105.5	29.7	5.4
B	13	44.0	1977.7	44.5
B	17	110.3	18555.4	136.2
B	19	5.5	3.0	1.7
B	23	53.7	2153.6	46.4

Nota: * media, varianza y desviación estándar para cada asociación de facies, teniendo en cuenta los datos de paleocorrientes.

6.5 Paleoambiente

El ambiente interpretado mediante la asociación de facies anteriormente realizada fue un ambiente transicional tipo deltaico. Los ambientes deltáicos se refiere a sucesiones de facies que muestran una transición desde marina a no marina, o una interface entre ambientes fluviales a lacustres (Bhattacharya y Walker 1992).

Existe una gran variedad de deltas, cada uno de ellos varía considerablemente de los otros, mostrando diferentes asociaciones de facies y subambientes. Los factores que determinan el tipo de delta son muy variados, pero principalmente pueden asociarse por el régimen que los domina o el más influyente; fluvial, por olas, o por mareas (Bhattacharya y Walker, 1992; Nichols, 2009; Allen, 1970; Coleman y Wright, 1975; Miall, 2016).

La secuencia levantada en el presente trabajo se ha interpretado como un sistema deltáico (figura 44), como se muestra en la tabla 13, principalmente por dos razones; la primera por la asociación entre facies fluvio-lacustres y marinas que presenta, y la segunda por el potente espesor de la secuencia. Una explicación mucho más profunda se presenta en la discusión y análisis paleoambiental.

Modelos deltáicos propuestos por diferentes autores Bhattacharya y Walker (1992); Nichols (2009); Allen (1970); Coleman y Wright (1975) han sido la guía para establecer un complejo deltáico para el presente trabajo, además, se han modificado y adaptado para el modelo de facies que se propone.

Bhattacharya y Walker (1992) mencionan que para establecer la línea de playa en un sistema deltáico, es necesario tener un control tridimensional de las facies en cuestión. Teniendo en cuenta lo anterior, y como ya se ha marcado anteriormente, la disposición de las capas permite una buena caracterización vertical, pero no un buen seguimiento lateral de las capas, por la misma razón, proponer una reconstrucción paleoambiental tratando de definir los límites entre los subambientes resulta inadecuado.

Como se ha mencionado anteriormente, y como se observa en la columna estratigráfica detallada (Ver Apéndice A), se proponen tres subambientes (Ver Figura 44) del sistema deltáico para la depositación de las asociaciones.

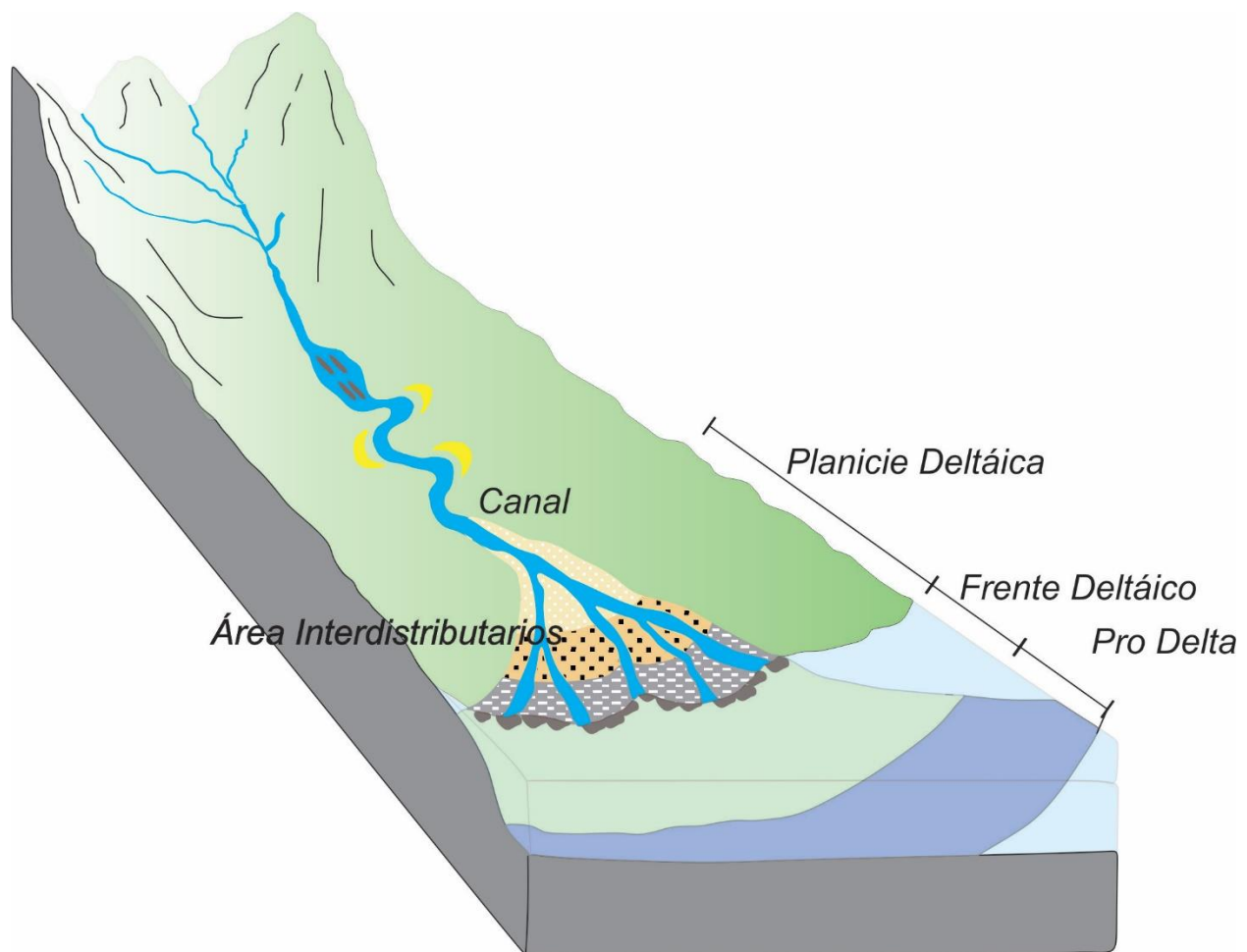


Figura 44. Reconstrucción paleoambiental de la sección estudiada. Ambiente transicional deltaico. Adaptado de Nichols (2009).

La selección de cada uno de los subambiente propuestos estuvo basada en los modelos de Bhattacharya y Walker (1992); Nichols (2009); Allen (1970); Coleman y Wright (1975); y Miall (2016). Y para el presente trabajo son los siguientes:

Facies asociadas a canal deltáico. La facie Sr7 (figura 45) correspondiente a un ambiente deltaico con influencia fluvial (Bhattacharya y Walker, 1992), subambiente canal deltáico (Nichols., 2009), son principalmente aquellas facies arenosas en donde presentan estratificación cruzada como se muestra en la figura 46, estructura característica encontrada en facies de depósitos de canal influenciados en su totalidad por ambientes fluviales.



Figura 45. Asociación de facies para el ambiente deltáico con influencia fluvial subambiente, canal deltáico.

La presencia de intraclastos de material carbonáceo hallados en la capa, indica la proximidad a un ambiente transicional más que a uno netamente fluvial, además de la caracterización textural y composicional, correspondiente a cuarzoareniscas moderadamente calibradas, con los granos subredondeados, indicando que se encuentran en zonas distales a su lugar de procedencia. Este subambiente es caracterizado por las altas tasas de sedimentación, como se evidencia en las grandes capas de arenas descritas en las facies, y también la preservación de las estructuras de ambientes fluviales.



Figura 46. Estratificación cruzada presente en las facies Sr_{cr}.

Facies asociadas a áreas interdistributarios. Las asociaciones de facies de carbón (C), lodolitas ricas en materia orgánica (Fl), y areniscas con laminación plano paralela (Sh), que se observan en la figura 47, y comúnmente con fragmentos carbonáceos, se interpretan como depósitos de áreas interdistributarios. Estas áreas son divididas por Allan (1970) en llanuras de inundación superior (upper floodplain) y llanuras de inundación inferior (lower floodplain), como se muestra en la figura 44.

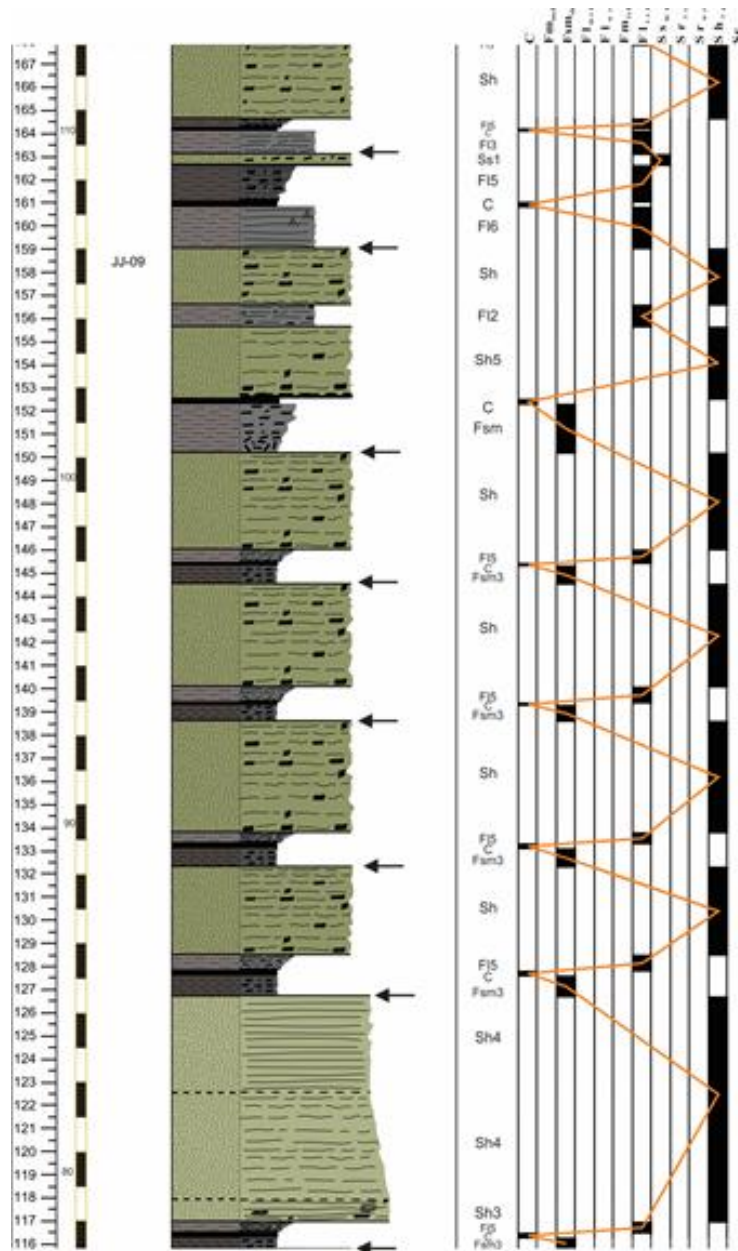


Figura 47. Asociación de facies para el subambiente deltáico de áreas interdistributarios.

En las primeras (llanuras de inundación superior) se depositan sedimentos desde tamaño limo hasta arena media. En las llanuras de inundación inferior se depositan los sedimentos más finos y más ricos en material orgánico, en este subambiente se encuentran los pantanos y zonas de turbera. Las flechas negras observadas en la columna de la figura 47 marcan lo que se ha interpretado como

el cambio dentro del subambiente de depositación, así las sucesiones de carbón y lodolitas ricas en materia orgánica, y frecuentemente con raíces (Figura 48), se interpretan como depositadas en la llanura de inundación inferior, en zonas de pantano. Como se ve en la columna, estas facies generalmente son suprayacidas por facies de limolitas y areniscas con fragmentos carbonáceos con estructuras de calcos de carga (Ver Figura 49), y según Miall (2017) son características de eventos de inundación en una llanura, donde sedimentos más densos (areniscas, limos) ejercen carga sobre una zona de pantano, mucho menos densa.

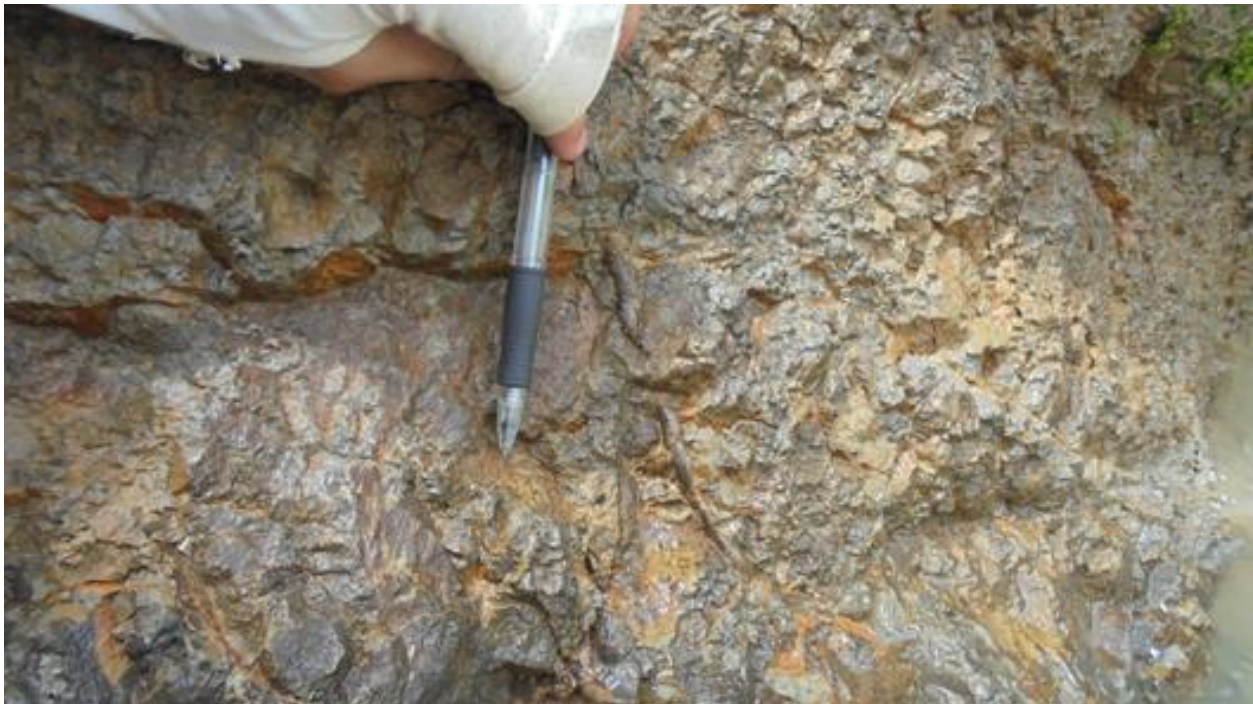


Figura 48. Raíz en limolitas correspondientes a la facies Fl_{1st}.



Figura 49. Contacto con estructuras de calcos de carga entre una capa de carbón y una limolita con fragmentos carbonáceos.

La figura 50 corresponde a una facies de limolita con abundantes fragmentos carbonáceos, los cuales hacia la base muestran una distribución caótica, mientras que hacia el tope se ordenan paralelos a la estratificación, y la cantidad de fragmentos disminuye.



Figura 50. Limolita con abundantes fragmentos carbonáceos en disposición caótica.

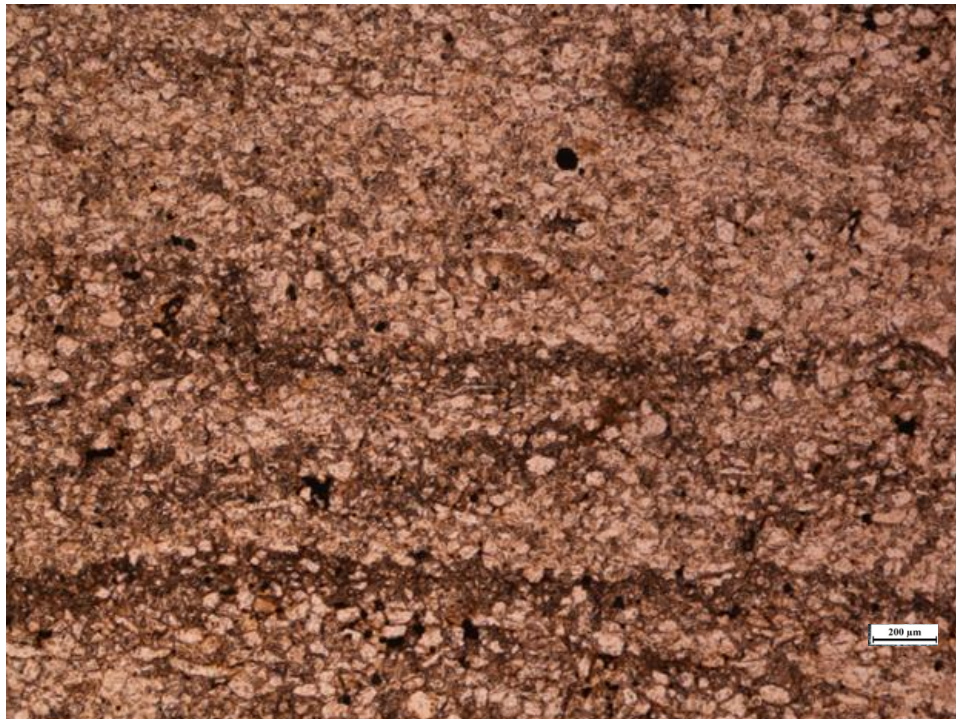


Figura 51. Cuarzoarenita de grano muy fino con laminación ondulosa continua, mostrando láminas de material más fino y oscuro con láminas más gruesas de granos de cuarzo. La muestra corresponde a la sección JJ-12.

Los procesos sedimentarios que formaron las asociaciones mostradas en las figuras 49 y 50 se han interpretado como un evento de inundación, sin embargo, la mostrada en la figura 49 revela menores condiciones de energía.

La figura 51 muestra la sección delgada de una arenisca de grano muy fino a fino con laminación ondulosa continua. Los granos negros corresponden a fragmentos de materia orgánica, y están asociados con las láminas del material más fino, indicando un bajo régimen de energía con influencia de alguna zona pantanosa para la depositación de la lámina.

Facies asociadas al frente deltáico. La asociación de facies de la figura 52 se han interpretado como depositadas en el subambiente de frente deltáico (Ver Figura 44), influenciado principalmente por olas. De acuerdo con Bhattacharya y Walker (1992), las estructuras de ripples de olas (figura 53) son un indicativo de que la acción de las olas durante la depositación fue significativa. Así mismo, señalan que las potentes capas de arenisca con este tipo estructuras, marcan procesos agradacionales. La facies de arenisca fina con estructuras de icnofósiles (Sr_{ic}) es característica de ambientes de costa, y cuando son abundantes (figura 54) indican bajas tasas de sedimentación (Nichols, 2009), y ha servido como criterio para definir el subambiente de frente deltáico.

Hacia el tope de la columna mostrada en la figura 52 se han indicado con flechas negras eventos interpretados como disminución en el nivel de energía, depositando facies asociadas a las áreas interdistributarios, sin embargo, estas son suprayacidas por capas de facies de arenisca de grano fino con ripples de olas y estructuras de icnofósiles. Esta alternancia entre facies es interpretada como cambios en el nivel base durante la depositación, con un bajo régimen de sedimentación.

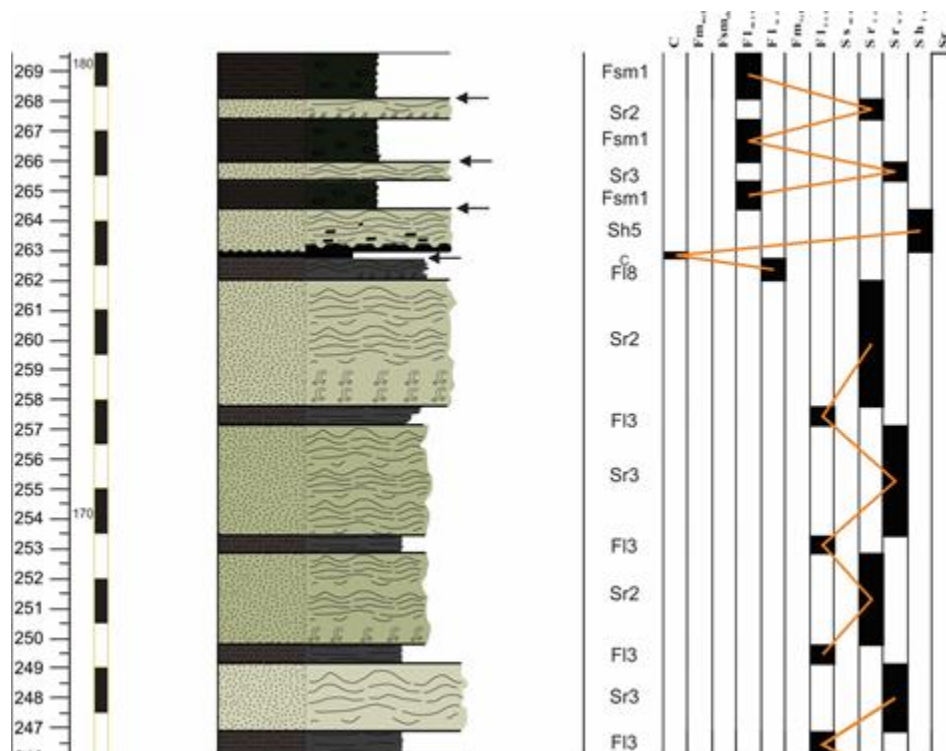


Figura 52. Asociación de facies para el subambiente de frente deltáico.

Las estructuras de ripples de olas (figura 53) son simétricas según la clasificación de Potter y Pettijohn (1977), las medidas del rumbo de sus crestas se han tabulado en la tabla 14. La génesis de este tipo de estructuras se relaciona con corrientes bi-direccionales, tales como las que ocurren en los lagos o en un frente deltáico influenciado por olas. La asociación de facies permite proponer el origen de este tipo de estructuras en un subambiente de frente deltáico influenciado por olas.

El análisis de los datos de paleocorrientes en este tipo de estructuras resulta demasiado complejo, por lo que proponer una reconstrucción para los patrones de paleocorrientes resulta inadecuado. Sin embargo, autores como Miall (1985); Potter y Pettijohn (1977); Catuneanu (2006) proponen hacer un análisis de las variaciones en los datos, estableciendo que estos pueden reflejar cambios en los controles externos o alocíclicos durante la depositación, tales como la actividad y/o estabilidad tectónica. Teniendo en cuenta lo anterior, se propone que la estabilidad tectónica

predominó en el momento de depositación de la mayor parte de la secuencia, en donde la desviación estándar entre los datos no superó los 20 grados (Tablas 15 y 16).



Figura 53. Estructuras de ripples de olas correspondientes a la facies S_{rwr} .

Las trazas fósiles asociadas a las facies S_{ric} se han identificado simplemente como icnofósiles horizontales, y se han encontrado predominantemente hacia la base de las capas de areniscas de grano fino y en algunas limolitas. Las interpretaciones basadas en este tipo de estructuras para el presente trabajo resultan inadecuadas, sin embargo, la formación y conservación de abundantes trazas fósiles horizontales como las de la figura 54, permite proponer un bajo régimen de sedimentación para la depositación de estas facies.



Figura 54. Icnofósiles horizontales correspondientes a la facies Sr_{ic} .

La figura 55 corresponde a una sección delgada de una cuarzoarenisca de grano fino, y se ha asociado a la facies de arenisca de grano fino con estructuras de ripples de olas (Sr_{wr}). Los granos negros opacos corresponden a materia orgánica que, por su disposición paralela a la laminación, se ha interpretado como depositada en un ambiente de baja energía con influencia de olas y aporte de la zona de pantano.

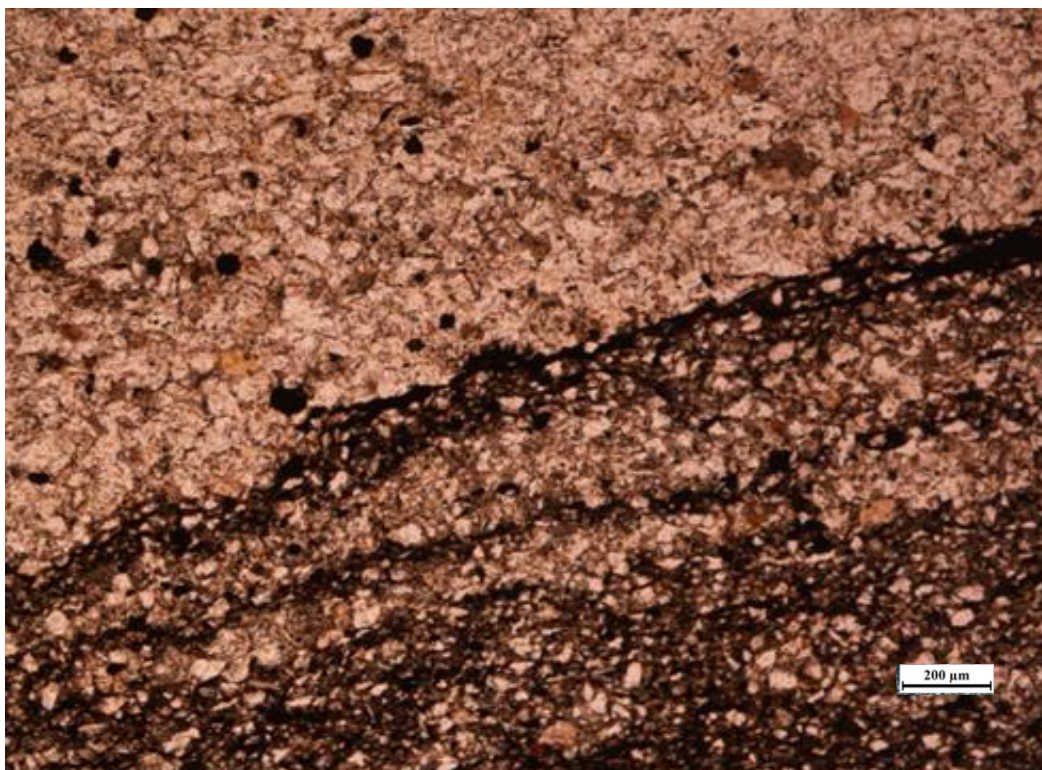


Figura 55. Cuarzoarenita de grano fino con laminación ondulosa, mostrando láminas de material más fino y oscuro con láminas más gruesas de granos de cuarzo. La muestra corresponde a la sección JJ-08.

7. Discusión

Para el área en la que se desarrolló el presente trabajo se han realizado sólo dos trabajos de cartografía y caracterización estratigráfica de carácter público, sin embargo, ninguno de las dos campañas realizó control de campo en la sección trabajada en este proyecto. El primero fue el realizado por Salinas y Daconte (1982), en el cual asocia las unidades aflorantes con la Formación León y el Grupo Guayabo, estableciendo que su contacto puede ser tanto fallado como concordante, dependiendo de la zona, y que es litológicamente establecido donde un nivel limo-arcilloso rico en materia orgánica y con fragmentos vegetales (Formación León) es suprayacido en contacto concordante por una potente capa de areniscas (Grupo Guayabo). El segundo trabajo

fue realizado por González *et al.* (2015), y las unidades aflorantes son asociadas con la Formación San Fernando y Formación Diablo, que se encuentran en contacto concordante. Para la zona de trabajo mencionan que la Formación San Fernando consta de areniscas y conglomerados intercalados con lodolita. La Formación Diablo es dividida en 5 segmentos (a,b,c,d,e), en donde los segmentos a, c y e, están conformados por areniscas de cuarzo, de grano medio a grueso, estratificación plano paralela a tangencial, y en los segmentos c y d se encuentran lentejones de conglomerados, con guijos de areniscas de cuarzo. Sin embargo, en la campaña de campo del presente proyecto (Ver Figura 56-A), se encontraron incoherencias entre los contactos establecidos y las descripciones litológicas de las unidades correspondientes, por lo cual, este trabajo (Ver Figura 56-B) no se ha tenido en cuenta para la correlación de unidades.

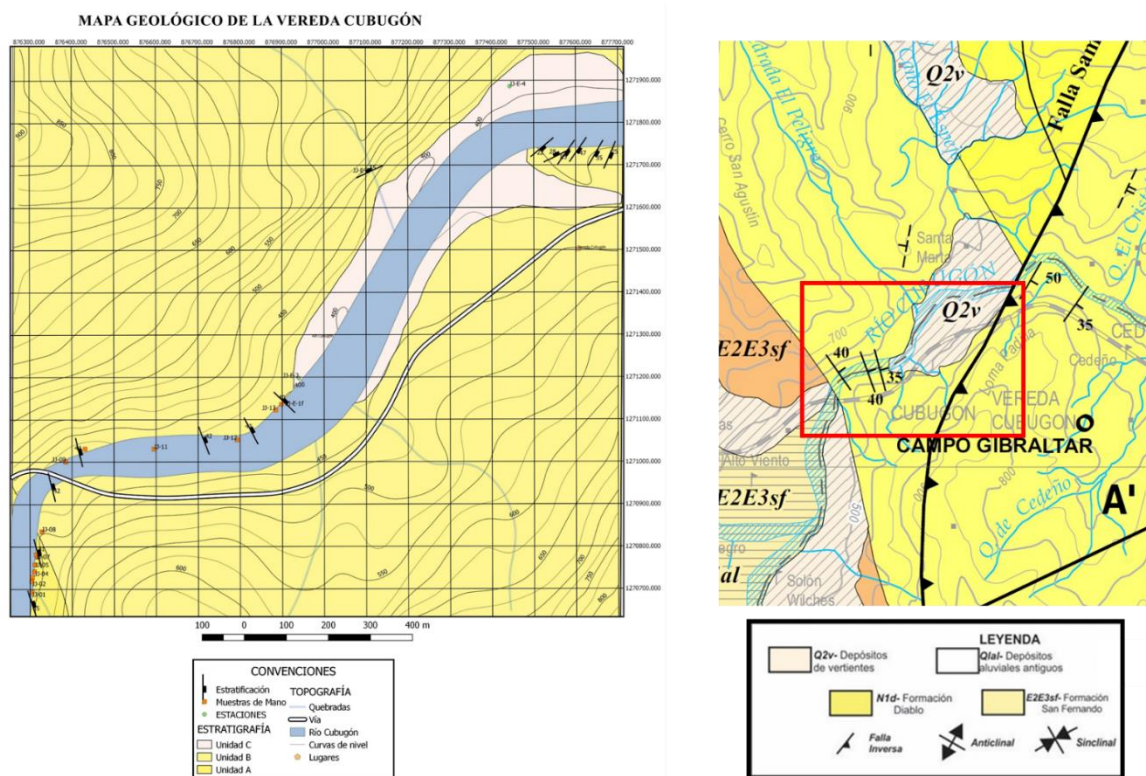


Figura 56. Mapa geológico de la zona de trabajo (izquierda), y mapa geológico para la zona, elaborado por el SGC (derecha).

Por sus características litológicas, las Unidades A y B se proponen como correlacionables con la parte superior de la Formación León en el sentido de Notestein *et al.* (1944) y con la Formación Cúcuta, que constituye la base del Grupo Guayabo en el sentido de Van Houten y James (1984), respectivamente. Es necesario aclarar que Van Houten y James (1984) trabajan el Grupo Guayabo en sentido de Notestein *et al.* (1944). Además del criterio litoestratigráfico, la cercanía geográfica (Ver Figura 57) con la localización de las unidades tipo arriba propuestas y su fecha de establecimiento, fueron también importantes para proponer la correlación. Sin embargo, las Unidades A y B también pueden ser correlacionadas con la parte superior de la Formación San Fernando y con la Formación Diablo Inferior, ambas en el sentido de Van der Hammen (1958), respectivamente (Ver Tabla 1).

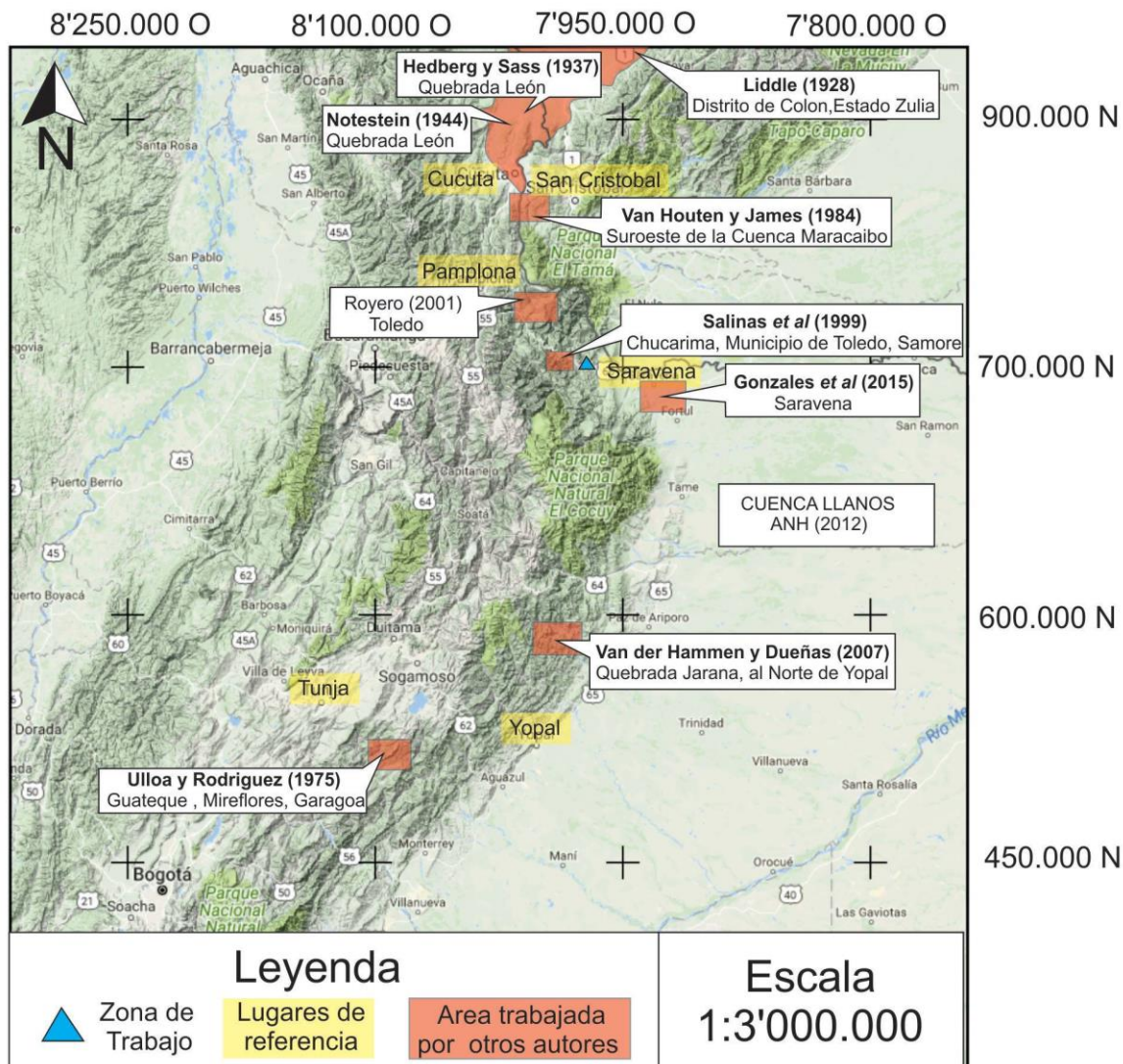


Figura 57. Ubicación geográfica para las secciones tipo de las unidades trabajadas.

En comunicación personal con el Profesor Jairo Clavijo Torres se discutieron los aspectos litológicos, de nomenclatura y de localización como criterios de correlación. Para el primero, recomendó que una correlación confiable entre unidades debe estar basada en criterios bioestratigráficos, aunque considera que a partir del detalle con el cual se levantó la sección de este trabajo, una correlación litoestratigráfica puede ser propuesta, advirtiendo, sin embargo, que no debe considerarse como inequívoca. Sobre los criterios de la nomenclatura y la localización, el

Profesor Clavijo señala que debería usarse los términos de Formación San Fernando y Formación Diablo por ser la nomenclatura utilizada por el Servicio Geológico Colombiano, no obstante, menciona que para una amplia extensión geográfica resulta inconveniente utilizar la misma nomenclatura.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, el uso de una nomenclatura específica no ha sido clara para esta zona, y diversos autores se han referido de diferentes maneras para las mismas unidades. El problema es expuesto por Van der Hammen y Dueñas (2007), donde aclara que las denominaciones de Formación León y Grupo Guayabo son términos utilizados de forma forzada y sin criterios geológicos válidos por las empresas petroleras para las unidades del subsuelo en la Cuenca de los Llanos, y que fueron introducidos primeramente por Notestein *et al.* (1944) para definir unidades aflorantes en el área de la concesión Barco, pertenecientes a la Cuenca del Catatumbo. Sin embargo, Van der Hammen y Dueñas (2007) aclara que "dataciones palinológicas permiten correlacionar las Formaciones Diablo Inferior y San Fernando Superior con la parte inferior de la Formación Guayabo y con la Formación León respectivamente".

Los niveles limo-arcillosos, con fragmentos vegetales, nódulos, e intercalados con finas capas de arenisca, y que Notestein *et al.* (1944); Van Houten y James (1984); Royero (2001) han definido como característica del tope de la Formación León, corresponde con la propuesta en este trabajo como Unidad A, y ha sido el criterio fundamental para establecer su límite. Además, la Unidad A también sería correlacionable con la parte superior de la Formación San Fernando, según las descripciones de Ulloa y Rodríguez (1975); Van der Hammen y Dueñas (2007). De la misma manera, Notestein *et al.* (1944); Hubach (1957); Royero (2001) establecen que el tope de la Formación León lo marca el contacto concordante con una potente capa de areniscas, la cual marca la base del suprayacente Grupo Guayabo. Por lo tanto, la Unidad B se ha delimitado en su base

(Ver Apéndice A) por una potente capa de cuarzoarenisca grisácea de grano fino a medio, con granos subredondeados y subesféricos, con laminación plano-paralela como característica principal, que suprayace en contacto concordante a los niveles limo-arcillosos de la Unidad A. Esta Unidad B está compuesta por capas de arenisca intercalada con niveles limo-arcillosos ricos en materia orgánica, las areniscas muestran comúnmente estructuras de ripples de olas y de icnofósiles hacia la base. Las características litológicas de la denominada en este trabajo como Unidad B, coinciden con las dadas por Notestein *et al.* (1944); Royero (2001) a la parte inferior del Grupo Guayabo, y a las dadas por Van Houten y James (1984) a la Formación Cúcuta, sin embargo, la Unidad B no presenta niveles conglomeráticos, característicos de la definida por Van der Hammen y Dueñas (2007); Ulloa y Rodríguez (1975) como Formación Diablo.

Proponiendo con objetividad litológica la correlación entre la Unidad A con la parte superior de la Formación León, y la Unidad B con la parte inferior de la Formación Cúcuta o la parte inferior del Grupo Guayabo, y teniendo en cuenta que Van der Hammen y Dueñas (2007) señala que para ambos casos las unidades pueden ser correlacionables, se propone considerar edades del Mioceno Medio y Mioceno Tardío para las Unidades A y B respectivamente, edades establecidas por Van der Hammen y Dueñas (2007). De la misma manera, Van Houten y James (1984) asignan una edad Mioceno – Plioceno Temprano para la depositación de la Formación Cúcuta.

La correlación mineralógica de unidades puede ser inoportuna en algunos casos, sin embargo, cuando son muy características de alguna unidad, pueden ayudar en su correlación. En la parte media de la definida en este trabajo como Unidad B, se presenta una cuarzoarenisca de grano muy fino a fino, con una suite de minerales que han sido identificados como óxidos de hierro producto de la alteración de granos de granate, lo cual podría coincidir con la descripción dada por Notestein *et al.* (1944), donde señala que el Grupo Guayabo presenta en algunas zonas una suite de minerales

pesados caracterizada por granate – epidota – esfeno, no obstante, análisis más exactos para su identificación no fueron realizados, por lo que tener en cuenta esa mineralogía como criterio de correlación resulta inapropiado.

El análisis de paleocorrientes se basó en estructuras de ripples de olas simétricas, y sus resultados (Tabla 17) muestran tres asociaciones de facies en las cuales la desviación estándar supera los 40 grados. Autores como Potter y Pettijohn (1977); Miall (1958); Catuneanu (2006), marcan que el análisis estadístico de estos datos puede dar información sobre la estabilidad y/o actividad tectónica durante la depositación de las facies correspondientes. Sin embargo, como se marcó en el capítulo de análisis de facies, por el área cubierta y la escala de detalle con la cual se levantó la columna de este trabajo, se trabajó con la metodología de la denominada por Reading (1996) como la “British/Dutch/Shell School”, la cual ignora la afectación de los controles externos sobre la depositación. No obstante, se propone en este trabajo que, la depositación de las facies más superiores de la Unidad B, pudieron estar influenciados por controles externos, sin embargo, se considera inapropiado tomarlo como verídico.

Tabla 17

Análisis estadístico de los datos de paleocorrientes según la facies y unidad.

UNIDAD	FACIES	MEDIA	VARIANZA	DESV. EST
A	2	96.9	350.9	18.7
A	3	103.7	408.2	20.2
B	5	104.7	173.9	13.2
B	5(DP-9)	294.8	102.7	10.1
B	6	101.3	368.4	19.2
B	9	105.5	29.7	5.4
B	13	44.0	1977.7	44.5
B	17	110.3	18555.4	136.2
B	19	5.5	3.0	1.7
B	23	53.7	2153.6	46.4

Nota: * destacando los datos anómalos mediante flechas rojas, correspondientes a las asociaciones 13, 17 y 23, pertenecientes a la Unidad B.

Van der Hammen y Dueñas (2007) presentan un magnífico análisis paleogeográfico para las Formaciones en cuestión basándose en estudios palinológicos. Aunque en el presente trabajo no se hizo ningún estudio de palinología, se pretende discutir las implicaciones de ese estudio, así como el trabajo de Van Houten y James (1984), en la reconstrucción paleogeográfica propuesta en este trabajo, haciendo la advertencia que no tenemos evidencia geológica válida para hacerla.

El ambiente de depositación propuesto para las Unidades A y B es deltáico influenciado por olas (figura 44), con intermitentes cambios en el nivel base que permiten la intercalación entre potentes capas de arenisca de grano fino a medio con estructuras de ripples de olas y abundantes trazas de icnofósiles horizontales con niveles limo-arcillosos ricos en materia orgánica y frecuentemente con pequeñas capas de carbón. Estos niveles carbonáceos claramente indican zonas de turberas, encontrados comúnmente en las áreas interdistributarios de los complejos deltáicos. Por otra parte, las capas de arenisca con abundantes icnofósiles horizontales y ripples de olas ocurren comúnmente en zonas cercanas a la costa, con mayor influencia marina, donde la tasa de sedimentación es baja, al menos lo suficiente para permitir la extensiva bioturbación. Se propone, cuidadosamente y con muy poca evidencia geológica válida que, las Unidades A y B fueron depositadas durante el Mioceno Medio a Mioceno Tardío en un ambiente parálico, como lo establecen Van der Hammen y Dueñas (2007) y Van Houten y James (1984), durante los primeros pulsos del levantamiento de la Cordillera Oriental, y que según Hoorn (1994) en Van der Hammen y Dueñas (2007), cambiaron el patrón de drenaje en la cuenca. Se propone considerar que estos cambios podrían estar relacionados con las desviaciones estándar anómalas identificadas en las asociaciones de facies superiores de la Unidad B (Tabla 17), aunque se advierte que la probabilidad de que esta interpretación poco objetiva sea verdadera es bastante alta. Para finales del Mioceno Tardío durante la fase final del levantamiento de la Cordillera Oriental y el

consecuente retiro del mar, Van der Hammen y Dueñas (2007) mencionan que esta fase final del levantamiento sucedió en un corto periodo de tiempo geológico, interrumpiendo abruptamente la depositación en un ambiente parálico de la Formación Diablo Inferior (Unidad B), y dando paso a una muy gruesa avalancha de sedimentos gruesos que se depositan sobre la Cuenca de los Llanos, y que el autor denomina como Formación Diablo Superior. Esta unidad es la comúnmente reconocida en la literatura como Formación Diablo, en la que capas de areniscas conglomeráticas son su distintivo litológico. De la misma forma que correspondería al descrito por Cooper *et al.* (1995) como Grupo Guayabo (Ver Tabla 1 y Figura 57), una potente secuencia molásica depositada como resultado de la erosión de la surgente Cordillera Oriental. Las incoherencias mencionadas anteriormente sobre el trabajo de González *et al.* (2015), con seguridad resultaron porque los autores cartografiaron la parte superior del Grupo Guayabo, o su correlacionable Formación Diablo Superior, y no la propuesta como Unidad B en el presente trabajo o Formación Cúcuta o Formación Diablo Inferior.

8. Conclusiones

La unidad informal denominada en este proyecto como Unidad A con un espesor de 70 metros, que se encuentra aflorando en la sección del Río Cubugón cerca a la vía Pamplona-Saravena, se compone principalmente de sucesiones granocrecientes que gradan de limolitas a areniscas de grano medio con algunas capas de lodolitas que presentan como principal característica nódulos ferruginosos, las capas de areniscas y limolitas poseen estructuras como laminación plano paralela, *ripples* de olas e intraclastos de material carbonoso, y que corresponden a un ambiente transicional de tipo delta con influencia de olas, y subambientes, Áreas interdistributarios hacia su base y frente deltaico en su tope.

La unidad B llamada así informalmente, con un espesor de 450 metros, se compone hacia su base se encuentran potentes capas de areniscas con ripples de olas, icnofósiles horizontales y laminación plano paralela, en algunas capas poseen intraclastos de material carbonoso, hacia la mitad de la unidad se compone de intercalaciones de areniscas y lodolitas, con esporádicas capas de carbón. Las areniscas presentan estructuras sedimentarias como icnofósiles horizontales, laminación plano paralela y en algunas ripples de olas, las lodolitas con intraclastos de material carbonoso. Su tope es característico por areniscas con estratificación cruzada y material carbonoso. Se le atribuye un ambiente transicional de tipo delta con alternancia entre delta con influencia de olas y delta con influencia fluvial, subambientes de frente deltaico, canal de delta y áreas interdistributarios.

Las Unidades A y B se correlacionan con la parte superior de la Formación León en el sentido de Notestein *et al.* (1944) y con la Formación Cúcuta, que constituye la base del Grupo Guayabo, respectivamente, en el sentido de Van Houten y James (1984). Sin embargo, también pueden ser correlacionadas con la parte superior de la Formación San Fernando y con la Formación Diablo Inferior respectivamente, en el sentido de Van der Hammen y Dueñas (2007).

9. Recomendaciones

Realizar estudios estructurales detallados para la caracterización y reconstrucción de estructuras locales y regionales, que permitan emplear correctamente los datos de paleocorrientes tomados en este trabajo, y reconstruir los patrones de paleodrenajes durante la depositación de las unidades.

Realizar estudios bioestratigráficos para la zona, más específicamente análisis palinológicos, que proporcionen criterios geológicos validos durante la correlación de unidades.

Realizar más geología de campo en las zonas cercanas donde se realizó este trabajo, considerando que las unidades allí aflorantes están relacionadas genéticamente con el levantamiento de la Cordillera Oriental, por lo que el nivel de detalle que se podría alcanzar para hacer reconstrucciones paleogeográficas sería mucho mayor.

Realizar una caracterización detallada y apropiada de los icnofósiles encontrados en la zona, que permitan establecer sus implicaciones en la reconstrucción paleogeográfica para las unidades que los contienen.

Bibliografía

- Agencia Nacional de Hidrocarburos. (2012). CUENCA LLANOS ORIENTALES Integración Geológica de la Digitalización y Análisis de Núcleos.
- Allen, J. R. L. (1970). Sediments of the modern Niger delta: a summary and review.
- Bogota-Ruiz, J. (1988). Contribucion al conocimiento estratigrafico de la cuenca Llanos (Colombia). III Simposio Bolivariano de Cuencas, 308–347.
- Caballero, V. M., Reyes, A., Mora, A., Ruiz, C., & De la Parra, F. (2013). Cenozoic Paleogeographic Reconstruction of the Foreland System in Colombia and Implications on the Petroleum System of the Llanos Basin. AAPG International Conference and Exhibition, Cartagena, Colombia, 30293, 24.
- Cediel, F., Leal-Mejia, H., Shaw, R., Melgarejo, J., Y Restrepo-Pace, P. (2011). Petroleum geology of Colombia: Regional geology of Colombia. Fondo Editorial U. Eafit, Ed, 1, 220.
- Cediel, F., Shaw, R. P., Y Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. AAPG Memoir, 79, 815–848.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., ... Taborda, A. (1995). Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, 79(10), 1421–1443.
- DE PORTA, J., CÁCERES, C., ETAYO, F., HOFFSTETTER, R., JULIVERT, M., NAVAS, J., Y TELLEZ, N. (1974). Léxico Estratigráfico de Colombia: Tertiaire et Quaternaire. Union Internationale Des Sciences Géologiques, Amérique Latine, 5.
- Etayo-Serna, F. (1983). Mapa de terrenos geológicos de Colombia (No. 14). El Instituto.

- Germeraad, J. H., Hopping, C. A., Y Muller, J. (1968). Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Review of palaeobotany and palynology*, 6(3-4), 189200212230261263-198210228259348.
- González Iregui, H., Rincón, J. P., Duque Pineda, J., Tolosa Fernández, L., Vélez Giraldo, W., Gutiérrez Ramírez, P., Y Londoño Marín, H. (2015). **PLANCHA 122 - CHUCARIMA. MEDELLÍN.**
- Hedberg, H. D., Y Sass, L. C. (1937). Synopsis of the Geologic Formations of the western part of the Maracaibo Basin, Venezuela. *Boletín Geológico Minero*, 1, 71–112.
- Hubach, E. (1957). Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia: (enumeración regional, de más reciente a más antiguo) (Vol. 1212). Ministerio de Minas y Petróleos, Instituto Geológico Nacional.
- Kehrer, L. (1938). Algunas observaciones sobre la estratigrafía en el Estado Táchira, Venezuela. *Boletín Geológico Minero*, 2.
- Liddle, R. A. (1928). *The geology of Venezuela and Trinidad.*
- Miall, A. D. (1974). Paleocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Research*, 44(4).
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of Sedimentary Basin Analysis.* Berlín, Alemania: Springer.
- Miall, A. D. (2016). Stratigraphy: the modern synthesis. In *Stratigraphy: A Modern Synthesis* (pp. 311-370). Springer, Cham.
- Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodríguez, G., Tesón, E., Ramírez-Arias, J. C., Parra, M., ... & Ibañez, M. (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.

Notestein, F. B., Hubman, C. W., Y Bowler, J. W. (1944). Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 55(10), 1165–1216, doi: 10.1130/GSAB-55-1165

Potter, P. E., & Pettijohn, F. J. (1963). *Paleocurrents and Basin Analysis*.

ROYERO, J. (2001). Geología y geoquímica de la Plancha 111 Toledo–Norte de Santander. Memoria Explicativa. INGEOMINAS.

Salinas, R., Y Daconte, R. (1982). Cartografía geológica y geoquímica regional de la Plancha 122 (Río Cubugón). Memoria Explicativa. INGEOMINAS.

Salinas, R., Daconte, R., Y Royero, J. (1999). Cartografía Geológica Preliminar Y Geoquímica Regional De La Plancha 122, Rio Cubugón. Memoria Explicativa. INGEOMINAS.

Sarmiento, L. (2011). *PETROLEUM GEOLOGY OF COLOMBIA: Llanos Basin*. Fondo editorial Universidad EAFIT, 9.

Toussaint, J. F. (1993). *Evolución geológica de Colombia*. Universidad Nacional de Colombia.

Ulloa, C. E., Y Rodríguez, E. (1975). Geología del Cuadrángulo K-12 Guateque. *Boletín Geológico - Ingeominas*, 22, 3–56.

Van der Hammen, T. (1957). Las terrazas del Río Magdalena y la posición estratigráfica de los hallazgos de Garzón. *Revista Colombiana de Antropología*, 6, 261–270.

Van der Hammen, T. (1958). Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y Tectogénesis de los Andes Colombianos. *Boletín Geológico - Ingeominas*, (6), 67–128.

Van der Hammen, T., Y Dueñas Jiménez, H. (2007). Significado geológico y asociaciones palinológicas de las formaciones Diablo Inferior (Mioceno Tardío) y San Fernando Superior (Mioceno Medio), Piedemonte cuenca de los Llanos Orientales, Colombia. *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas Y Naturales*, ISSN 0370-

3908, Vol. 31, No. 121, 2007, Págs. 481-498, 31(121), 481–498. Recuperado de: <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=4088918>.

Van Houten, F. B., Y James, H. E. (1984). Late Cenozoic Guayabo delta complex in southwestern Maracaibo Basin, northeastern Colombia. *Geological Society of America Memoirs*, 162, 325-332.

Villamil, T. (1999). Campanian – Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *PALEO*, 153, 239–275.

Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *Facies models response to sea-level change*, 1-14.