

**INTERPRETACIÓN Y MODELO DE DEPOSITACIÓN DE UNIDADES  
NEÓGENAS EN LA CUENCA CAUCA-PATÍA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE  
BUGA Y CARTAGO**

**PROYECTO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO  
MODALIDAD TRABAJO DE GRADO**

**JUAN SEBASTIAN ECHEVERRI SALAMANCA**

**Ph.D. MARIO MORENO SANCHEZ**  
**Director**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS**  
**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES**  
**PROGRAMA DE GEOLOGÍA**  
**MANIZALES – CALDAS**  
**Junio de 2009**

**INTERPRETACIÓN Y MODELO DE DEPOSITACIÓN DE UNIDADES  
NEÓGENAS EN LA CUENCA CAUCA- PATÍA ENTRE LOS MUNICIPIOS DE  
BUGA Y CARTAGO.**

**JUAN SEBASTIAN ECHEVERRI SALAMANCA**

**UNIVERSIDAD DE CALDAS  
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES  
PROGRAMA DE GEOLOGÍA  
MANIZALES – CALDAS  
Junio de 2009**

Nota de Aceptación

---

---

---

---

Presidente

## **AGRADECIMIENTOS**

*Doy infinitas gracias a mi madre y a mi hermano por el apoyo brindado en todo momento; a los profesores Mario Moreno, Arley de J. Gómez, Luz Mary Toro, Elvira Cristina Ruiz, a los compañeros que hicieron parte del engranaje del proyecto de la Formación la Paila, a la ANH por el apoyo económico para el desarrollo de este trabajo y a todos aquellos que de una u otra manera colaboraron incondicionalmente con esta investigación y durante mi trasegar por la escuela de geología.*

## TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	2
2.1 OBJETIVO GENERAL .....	2
2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS .....	2
3. GENERALIDADES .....	3
3.1 GEOMORFOLOGIA Y CLIMA.....	3
3.2 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO .....	3
4. METODOLOGÍA .....	6
4.1 REVISION BIBLIOGRAFICA.....	6
4.2 ANALISIS E INTERPRETACION DE LA INFORMACION .....	6
4.3 MODELAMIENTO E INFORME FINAL .....	7
5. ANTECEDENTES.....	8
6. MARCO GEOLOGICO – ESTRUCTURAL .....	9
6.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	9
6.1.1 Paleozoico .....	9
6.1.1.1 Complejo Cajamarca (Pzc) .....	9
6.1.2 Mesozoico.....	11
6.1.2.1 Complejo Arquía (Paleozoico?, Mesozoico?) .....	11
6.1.2.1.1 Esquistos Básicos de Bugalagrande (Paleozoico?, Mesozoico?)....	12
6.1.2.1.2 Anfibolitas del Rosario (Paleozoico?, Mesozoico?) .....	13
6.1.2.1.3 Metagabroides de Bolo Azul (Paleozoico?, Mesozozico?) .....	14

6.1.2.2	Complejo Quebradagrande (Mesozoico, Cretácico )	14
6.1.2.3	Macizo Ofiolítico de Ginebra (Jurásico ?, Cretácico pre Albiano)	16
6.1.2.4	Formación Amaime (Cretácico inferior, pre Albiano)	17
6.1.2.5	Batolito de Buga (Cretácico, pre-Albiano)	18
6.1.2.6	Gabro de Río Volcán (Cretácico superior)	19
6.1.2.7	Stock del Muñeco (Cretácico superior)	20
6.1.2.8	Intrusivos Gabroides Innominados (Cretácico superior)	20
6.1.2.9	Formación Volcánica (Cretácico superior)	21
6.1.2.10	Formación Nogales (Cretácico superior, Campaniano-Maestrichtiano)	22
6.2	ESTRATIGRAFIA LOCAL	22
6.2.1	Formación Cartago (Paleógeno, Eoceno? Oligoceno)	22
6.2.2	Formación La Paila (Neógeno, Mioceno)	24
6.2.3	Formación Zarzal (Neógeno)	27
6.2.4	Formación Armenia (Neógeno)	28
6.2.5	Depósitos Recientes (Neógeno, Holoceno)	29
6.3	GEOLOGIA ESTRUCTURAL	30
6.3.1	Fallamiento	30
6.3.1.1	Sistema de Falla Campanario-San Jerónimo	31
6.3.1.2	La Falla Silvia-Pijao (Citada por muchos autores como Falla Romeral al Norte de Caldas, Antioquia)	31
6.3.1.3	Sistema de Fallas Cauca-Almaguer	31
6.3.1.4	Sistema de Falla Guabas-Pradera	32
6.3.1.5	Falla Palmira-Búga	32
6.3.1.6	Falla de Roldanillo	32

6.3.1.7 Fallas Dagua-Calima-Buenavista .....	33
6.3.1.8 Falla Quebradanueva .....	33
6.3.1.9 Falla de Holguín.....	33
6.3.1.10 Lineamientos .....	34
6.3.2 Plegamiento.....	34
7. PROCESOS SEDIMENTOLOGICOS ASOCIADOS CON LAS LITOFACIES	36
8. ANALISIS FACIAL DE LA FORMACION LA PAILA .....	41
8.1 LITOFACIES DE GRAVAS .....	42
8.1.1 Conglomerados masivos clasto-soportados. (Código Litofacial Gcm)...	42
8.1.2 Conglomerados masivos matriz-soportados. (Código Litofacial Gmm y Gmg).....	43
8.1.3 Conglomerados clasto-soportados horizontalmente estratificados. (Código Litofacial Gh) .....	46
8.1.4 Conglomerados con estratificación cruzada planar. (Código Litofacial Gp).....	48
8.1.5 Conglomerados con estratificación cruzada festoneada. (Código Litofacial Gt).....	50
8.1.6 Conglomerados clasto-soportados con gradación inversa. (Código Litofacial Gci).....	51
8.2 LITOFACIES DE ARENAS.....	52
8.2.1 Areniscas conglomeraticas masivas. (Código Litofacial Sgm) .....	52
8.2.2 Arenitas masivas. (Código Litofacial Sm) .....	54
8.2.3 Arenitas con laminación plana paralela (Código Litofacial Sh) .....	56
8.2.4 Arenitas con estratificación cruzada planar. (Código Litofacial Sp) .....	57
8.2.5 Arenitas con estratificación cruzada en artesa. (Código Litofacial St) ...	59

8.2.6 Litofacies Volcanogenicas-Tobas (Código Litofacial Svf) .....	61
8.3 LITOFACIES DE GRANO FINO (LUTITICAS) .....	62
8.3.1 Lutitas masivas (Código Litofacial Fm) .....	62
8.3.2 Lodolitas y limos masivos (Código Litofacial Fsm) .....	64
8.3.3 Arenitas finas laminadas, limolitas y lutitas. (Código Litofacial FI) .....	66
8.3.4 Lutitas laminadas con presencia de raíces. (Código Litofacial Fr) .....	67
8.4. LITOFACIES NO CLASTICAS (Carbonatos Pedogénicos; Código Litofacial (P)	
	68
9. INTERPRETACION DEL AMBIENTE DE DEPOSITACION DE LA FORMACION	
LA PAILA.....	70
9.1 ASOCIACIONES LITOFACIALES.....	70
9.2 ELEMENTOS ARQUITECTURALES .....	77
9.2.1 Elemento GB .....	77
9.2.2 Elemento SG .....	78
9.2.3 Elemento SB.....	78
9.2.4 Elemento OF.....	79
9.3 INTERPRETACION GENERAL BASADOS EN LAS CARACTERISTICAS	
LITOFACIALES.....	79
9.4 INTERPRETACION DE NIVELES ARCILLO-ARENOSOS CON CALICHES O	
CALCRETAS (IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES) .....	83
9.5 INTERPRETACION DEL AMBIENTE DE ACUMULACION BASADOS EN	
FOSILES DE PLANTAS Y PALINOMORFOS.....	86
10. CONCLUSIONES .....	93
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	96

## LISTA DE FIGURAS

Pág.

- Figura 1.** Mapa de localización del área de estudio. Tomado de Gomez A. & Suarez A. 2009. .... 5
- Figura 2.** Conglomerado polimictico clastosoportado, con clastos de basalto de coloracion gris claro, clastos de gabros y microgabros de color gris oscuro y fragmentos de cuarzo de coloracion blanca; los clastos en general son de baja esfericidad, subangulares a subredondeados y se encuentran en una matriz con particulas de arena fina. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009, ubicada en la poligonal entre los puntos d6 y d7)..... 43
- Figura 3.** Hacia la base del afloramiento litofacies Gmm, suprayaciendo litofacies Sp y en la parte superior litofacies St, sección Andalucía-Galicia (Tomado de Gomez y Osorio, 2009). .... 46
- Figura 4.** Se observan clastos de rocas graniticas y basaltos constituyendo un conglomerado clastosoportado polimictico con imbricacion (Gh). Este afloramiento se encuentra a lo largo de la via Buga-La Habana en el sector de Villa del Rio, ubicado en la poligonal levantada en esta seccion entre d97 y d98, punto de GPS G026. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009). .... 47
- Figura 5.** Se observa una intercalación de facies Gcm, Gh, Gp, Sm, Sh y Sp, con estructuras sedimentarias. Hacia la base de la sucesión se encuentra una arenita de tamaño de grano muy fino con restos de fósiles de plantas, hacia el techo se observa un deposito reciente. El zoom muestra una laminación plana paralela en arenisca de grano medio con lentes de arena gruesa. Vía Buga La Habana,

Vereda La Granjita, sector finca River Side. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).....	49
<b>Figura 6.</b> Conglomerado polimíctico clastosoportado definiendo estratificación inclinada planar (Gp) y canal de conglomerado con estratificación inclinada festoneada (Gt). Sección Andalucía-Galicia sector Cantera Galicia (Tomado de Gomez y Osorio).....	51
<b>Figura 7.</b> Lente de arenita conglomerática masiva (Sgm), sección La Uribe-Sevilla (Tomada de Castaño y Cifuentes, 2009).....	54
<b>Figura 8.</b> Conglomerado polimíctico clastosoportado (Gcm), arenita masiva (Sm) y gravas definiendo estratificación inclinada festoneada (Gt), (Sección Andalucía-Galicia, tomado de Gómez y Osorio, 2009).....	56
<b>Figura 9.</b> Se observa una laminación plana paralela en areniscas de grano grueso, además se observan pequeños lentes de arenitas masivas; afloramiento ubicado entre los puntos de la poligonal d84 y d86, punto GPS G025, a lo largo de la via Buga La Habana, en el sector de la vereda La Granjita, finca River Side. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).....	57
<b>Figura 10.</b> Arenita con laminación inclinada planar (Facies Sp), sección Uribe-Sevilla,( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).....	59
<b>Figura 11.</b> Arenita con laminación inclinada festoneada. (Facies St). Ubicado en la sección Uribe-Sevilla, entre los deltas 97 y 98 ( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).....	60
<b>Figura 12.</b> Estratos tabulares de tobas (Facies Svf). ....	62

**Figura 13.** Conglomerado clasto-soportado masivo (Gcm) intercalados con lodolitas masivas (Fsm), con geometría tabular. Ubicado entre los deltas 204 y 205 de la poligonal levantada en la sección Uribe-Sevilla ,( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009)..... 65

**Figura 14.** Se observan niveles arcillo-arenosos con abundantes restos de plantas, constituidos por tallos, hojas y semillas. Los fragmentos de plantas fosilizaron paralelos a la estratificación, en la figura se puede observar la nerviación de una hoja fosilizada. Este segmento fue levantado en la carretera entre Buga y La Habana, en la margen derecha aguas abajo del Rio Guadalajara. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009)..... 65

**Figura 15.** Se observa una intercalación de arenitas con laminación plana paralela con paquetes de lodolitas laminadas, estos niveles se presentan en paquetes tabulares de espesor decimetrico. Sección Buga-La Habana (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009)..... 67

**Figura 16.** Se observan las asociaciones litofaciales más representativas de las secciones Buga-La Habana (Segmento de columnas 1 y 3 levantadas en esta sección, tomadas de Bedoya y Giraldo, 2009). En el lado izquierdo se observa la asociación más común de las secciones estudiadas con intercalaciones de litofacies Gcm con Sm en la parte superior se observa la litofacies Sgm asociada con la litofacies Sm. En la parte derecha se observan las litofacies conglomeraticas (Gh, Gcm, Gmm) intercaladas con niveles arenosos (Sm, Sgm), además se observan niveles de lodolitas laminadas y lodolitas masivas que constituyen el límite de una sucesión. .... 76

**Figura 17.** Se observan las asociaciones litofaciales mas representativas de las secciones Andalucía-Galicia (a la izquierda se observa un segmento de la columna 1, tomada de Gómez y Osorio, 2009) y de la sección Uribe-Sevilla (a la

derecha se observa un segmento de la columnas A y B, tomadas de Castaño y Cifuentes, 2009), constituidas por intercalaciones de niveles conglomeraticos y arenosos con alternancia de niveles tobaceos..... 77

**Figura 18.** Se observa en la parte superior la transición de un flujo de escombros que grada horizontalmente a flujos hiperconcentrados y a flujos de corrientes. Hacia la parte inferior se observan de forma generalizada, las sucesiones más comunes producto de la interacción de estos procesos sedimentologicos. ( Modificada de Sohn Y.K, et al, 1999). ..... 81

**Figura 19.** Se observa un sistema de canales de baja sinuosidad con barras de canal. En este esquema se muestran en detalle las asociaciones faciales Sp, St, Fl; St, Sh, Svf, Fm; Gcm, Gh; Gh, Gp, Gt, producto de procesos deposicionales que se interpretan como depositadas en barras de gravas, canales y llanuras de inundación. .... 87

**Figura 20.** En el bloque diagrama se observa una serie de lóbulos conglomeraticos asociados al emplazamiento de flujos de escombros en un sistema de Abanicos Aluviales, además se observa una gradación en el sistema de depositación, desde segmentos proximales afectados por flujos gravitacionales a zonas con predominio de corrientes en canales de baja sinuosidad. En los secciones detalladas, se observan las asociaciones faciales relacionadas con ambientes y formas a pequeña escala..... 88

**Figura 21.** En primer plano se observa una serie de dunas y ondulitas en niveles de arenitas con laminación cruzada, en su conjunto conforman una barra de canal. En la parte superior izquierda se observa un set de laminación inclinada festoneada producto de migración de formas de fondo en corrientes unidireccionales en condiciones de régimen de flujo inferior..... 89

**Figura 22.** Se observa un esquema donde se muestra un segmento de una llanura de inundación con desarrollo de calcretas en un sistema fluvial de baja sinuosidad, asociado a la depositación de Abanicos Aluviales en condiciones de clima semiárido. .... 90

**Figura 23.** Bloque diagrama en donde se muestra un sistema de canales de baja sinuosidad asociado a las partes intermedias de un Abanico Aluvial con sus segmentos y formas asociadas (barras de canal, llanuras de inundacion, lagos asociados a flujos de crecientes en llanuras de inundacion). .... 91

**Figura 24.** Bloque diagrama en donde se muestra de forma generalizada el modelo de depositación de la Fm. La Paila para el Mioceno tardío, se observa un sistema complejo de Abanicos Aluviales coalescentes a un frente montañoso (C.C :Cordillera Central) formados en condiciones de clima semiárido..... 92

## LISTA DE TABLAS

Pág.

<b>Tabla 1.</b> Relación entre la dinámica sedimentológica de fluidos y los procesos de transporte de sedimentos en las litofacies determinadas a lo largo de las secciones.....	39
<b>Tabla 2.</b> Diagrama que ilustra las características sedimentológicas y reológicas, mecanismos de depositación y de soporte de granos para flujos de corrientes, flujos hiperconcentrados y flujos de escombros. Nótese la progresiva pérdida de estratificación y gradación a medida que aumenta el contenido de sedimentos (Tomada de Borrero et. al 2008).....	40
<b>Tabla 3.</b> Tabla resumen de códigos litofaciales. Modificada de Miall, 1996 .....	69
<b>Tabla 4.</b> Cuadro resumen donde se relacionan las asociaciones litofaciales con los posibles ambientes de depósito de la Fm. La Paila a lo largo de las secciones estudiadas. ....	75

## LISTA DE ANEXOS

**ANEXO A.** Matrices donde se muestran las asociaciones faciales que se encuentran relacionadas, mostrando el número de veces en que una facies pasa a otra.

## RESUMEN

Este estudio documenta las características sedimentarias de la Fm. La Paila e infiere los caracteres y procesos deposicionales de un sistema complejo de depositación a lo largo de la parte norte de la Cuenca Cauca – Patía durante el Neógeno temprano. Se identificaron las características particulares de cada nivel como estructuras sedimentarias, texturas, asociaciones litológicas y asociaciones fosilíferas, para posteriormente ser interpretadas en relación a sus procesos deposicionales. En este trabajo se definen las características litofaciales de la Fm. La Paila entre los municipios de Buga y Cartago, a lo largo de la secciones Andalucía-Galicia, Uribe-Sevilla, Buga-La Habana, asociando cada litofacies con los procesos que intervienen en su origen y las relaciones généticas existentes entre las mismas. Estas asociaciones litofaciales se interpretan como depositadas en un sistema de Abanicos Aluviales coalescentes a un frente montañoso con presencia de niveles de calcretas que sugieren un ambiente de climas semiáridos. Los sistemas deposicionales responsables de las asociaciones litofaciales presentes en el área, se relacionan con sistemas de alta carga de fondo con alternancia de niveles de carga mixta. Los eventos deposicionales en los abanicos aluviales están afectados por una serie de procesos sedimentológicos complejos y por factores que controlan el comportamiento de los flujos durante su emplazamiento; por consiguiente la depositación de la Fm. La Paila involucró un complejo mixto de diferentes procesos sedimentológicos, tales como flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y flujos de corrientes. Se identificaron cuatro grupos litofaciales basados en el tamaño de grano; en donde la asociación de facies conglomeráticas con facies arenosas es la más frecuente en las secciones estudiadas, además, relacionadas con la baja proporción de litofacies lutíticas sugieren una sedimentación en un ambiente de canales trenzados de baja

sinuosidad asociado a segmentos proximales e intermedios de un sistema de Abanicos Aluviales depositados en climas semiáridos.

## 1. INTRODUCCIÓN

Las asociaciones litofaciales en una sucesión de rocas de origen continental, comúnmente presentan variaciones laterales, además si estas unidades se encuentran afectadas por eventos tectónicos y volcanogénicos requieren de un estudio detallado para determinar e interpretar el ambiente de depositación y de esta forma facilitar la construcción de modelos evolutivos.

Las secciones estudiadas en este estudio se encuentran localizadas en el segmento más occidental de la Cordillera Central en la cuenca del Valle del Cauca al norte del departamento del mismo nombre, entre los Municipios de Búga y Cartago. Se observa una sucesión de rocas silicásticas de origen fluvial que representan una fuente de interés en la prospección de hidrocarburos, es por eso que se pretende precisar las características deposicionales de estas unidades con el fin de cuantificar su potencial como reservorio petrolífero.

En las secciones estudiadas, se observan cuatro asociaciones litofaciales principales; litofacias de gravas, litofacias de arenas, litofacias de grano fino (lutíticas) y litofacias no clásticas, las cuales reflejan una relación natural entre procesos y las condiciones ambientales de sedimentación en la cuenca.

Los estudios geológicos y modelos de depositación de la cuenca Cauca-Patía en el norte del departamento del Valle del Cauca son insuficientes debido a los pocos estudios realizados en estas unidades litológicas; por esta razón con el presente trabajo se pretende plantear un modelo de depositación de las Formaciones Neógenas (específicamente la Fm. La Paila, en las secciones Uribe-Sevilla, Búga-La Habana, Andalucía-Galicia) con el fin de determinar las condiciones paleo-deposicionales durante el Neógeno en la subcuenca Cauca perteneciente a la cuenca intramontana del Cauca – Patía, NE del departamento del Valle, de igual manera los resultados obtenidos serán de gran utilidad en la evolución geológica del occidente Colombiano.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 OBJETIVO GENERAL**

Modelar e interpretar el ambiente de depositación de las unidades Neógenas con base en un análisis macrofacial en la cuenca Cauca-Patía (Norte del Valle del Cauca, Colombia).

### **2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS**

- Reconocer los diferentes conjuntos litofaciales de las secciones estudiadas.
- Determinar los procesos deposicionales que actuaron sobre la cuenca durante el Neógeno.
- Interpretar las columnas estratigráficas elaboradas en las secciones Búga-La Habana, Andalucía-Galicia, Uribe-Sevilla, La Paila-La Bamba.
- Reconstruir las condiciones de depositación durante el Neógeno para la cuenca estudiada.
- Confrontar la información propuesta por otros autores con los datos obtenidos en el estudio de la Formación La Paila en el convenio de la Universidad de Caldas con la ANH.

### **3. GENERALIDADES**

#### **3.1 GEOMORFOLOGIA Y CLIMA**

El departamento del Valle tiene un área de 21.669 Km<sup>2</sup> y hace parte del denominado sur occidente Colombiano. Los rasgos fisiográficos principales del segmento norte de dicho departamento lo constituyen las Cordilleras Central al este y la Cordillera Occidental al oeste, separadas por una depresión que ha sido llamada por muchos autores como graben interandino del río Cauca.

La depresión interandina del Cauca-Patía se conoce por una vegetación propia del piso sub-andino inferior y por el clima de relativa sequía, con una precipitación promedio de 1.200 mm al año asociada a una temperatura calida (>24°C).

#### **3.2 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO**

El área de estudio se encuentra localizada en el segmento más occidental de la Cordillera Central, al norte del departamento del Valle del Cauca entre los municipios de Búga y Cartago (Figura 1), comprende un segmento de la cuenca del valle del río Cauca a lo largo de una franja alargada en dirección NE, ubicada al este del curso actual del mismo río.

Las principales vías de acceso a la zona de estudio son la carretera que conduce de Pereira a Cali y más al este la carretera que conduce de Armenia a La Paila; los carretables secundarios corresponden la vía Cartago – Alcalá, La Paila –

Bugalagrande – Galicia, Armenia – Caicedonia – Sevilla, Bugalagrande – Sevilla, entre otras, en donde se levantaron las secciones:

Búga – La Habana, Andalucía – Galicia, La Uribe – Sevilla y La Paila – La Bamba.

Con el levantamiento de estas secciones se mapea una franja noreste la cual comprende aproximadamente las siguientes coordenadas planas origen Chocó:

X: 1'079.115 a 1'138.982            y            Y: 913.078 a 1'018.273

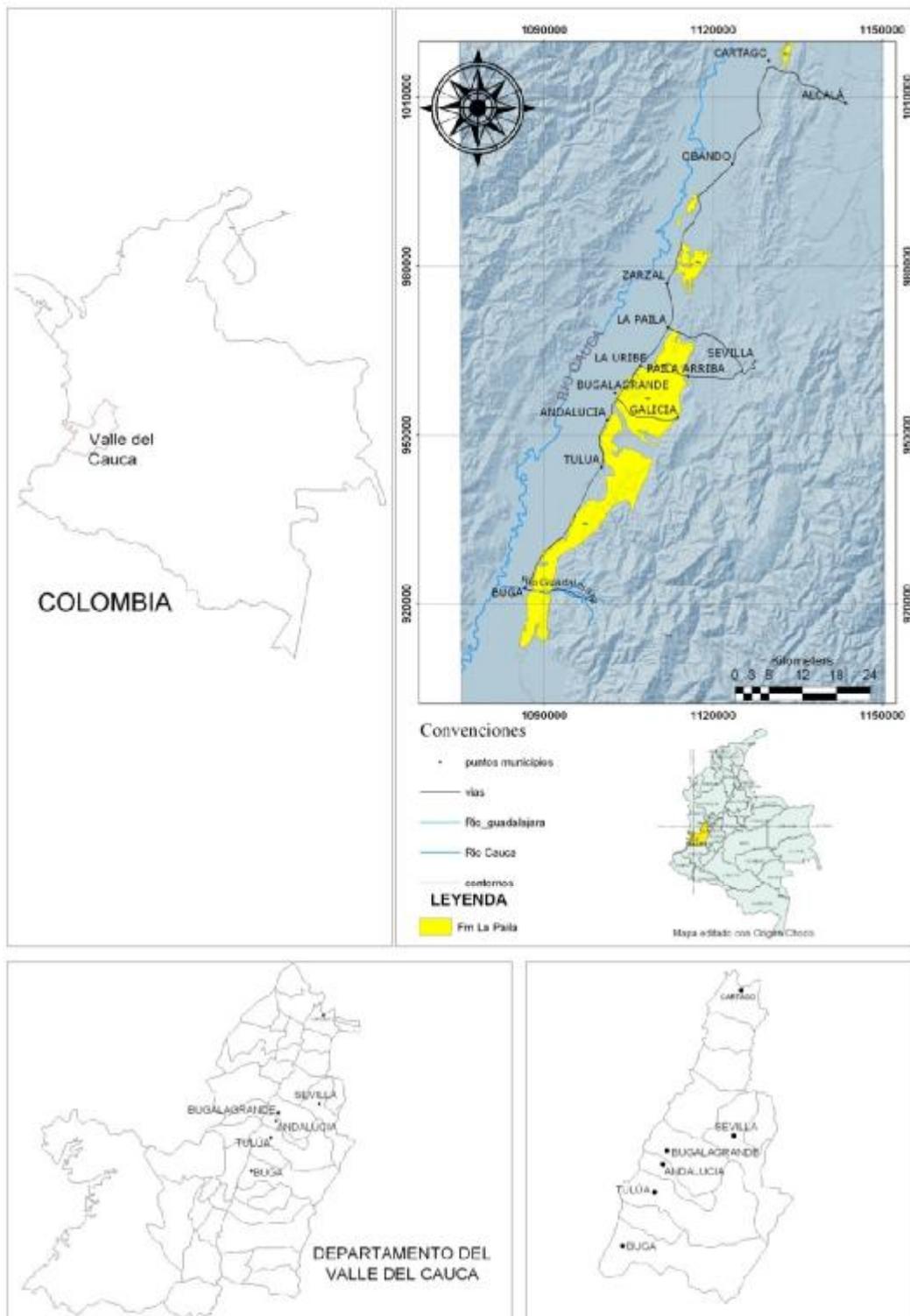


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. Tomado de Gomez A. & Suarez A. 2009.

## **4. METODOLOGÍA**

La metodología propuesta para desarrollar este proyecto comprende tres fases: revisión bibliográfica, análisis e interpretación de la información y modelamiento e informe final.

### **4.1 REVISION BIBLIOGRAFICA**

Esta fase del proyecto consiste en la búsqueda de información disponible que esté relacionada con el desarrollo del proyecto, de esta manera conocer los estudios geológicos realizados a escala regional y local en dicha cuenca, que puedan servir como punto de partida para confrontar conceptos y establecer nuevos modelos de depositación. Es así como en esta etapa se pretende revisar y analizar los estudios preliminares, buscando comparar los conceptos del área de trabajo desde la óptica de otros autores con las interpretaciones de este trabajo.

### **4.2 ANALISIS E INTERPRETACION DE LA INFORMACION**

Esta fase es muy importante por ser la que proporciona los resultados de la interpretación de la información de análisis (texturales, litofaciales, composicionales, de estructuras sedimentarias, de fabrica, de proveniencia) para posteriores modelamientos; con base a los datos obtenidos en las secciones levantadas se pretende llegar a determinar el ambiente y procesos de depositación para el Neógeno en la parte norte de la Cauca-Patía.

### **4.3 MODELAMIENTO E INFORME FINAL**

Corresponde al procesamiento y edición de la información recolectada durante todo el desarrollo del proyecto tanto los resultados, tablas, columnas estratigráficas e interpretaciones con sus correspondientes conclusiones.

En esta fase del trabajo se procesaran los datos obtenidos en la fase anterior, asociando las características litofaciales observadas en cada una de las secciones estratigráficas levantadas con el fin de establecer una reconstrucción de los ambientes de depósito con sus implicaciones paleoambientales, aportando evidencias sólidas para el conocimiento de la estratigrafía de las unidades Neógenas y la evolución geológica de esta región, en particular la evolución de los ambientes de depositación en la cuenca y sus implicaciones paleogeográficas en un contexto global.

## 5. ANTECEDENTES

Los trabajos realizados para determinar la estratigrafía y modelos de depositación de las formaciones Neógenas en el segmento norte de la cuenca Cauca-Patía, son escasos y poco divulgados.

La Formación La Paila fue inicialmente definida por Nelson en 1957 en la sección tipo (al oeste de Sevilla) como una secuencia compuesta por tobas acidas hacia la base, seguida aparentemente en contacto conformable por una secuencia fluvial formada por areniscas conglomeráticas, conglomerados y con algunas intercalaciones de lodolitas hacia la parte superior. El considera esta formación depositada en un ambiente fluvial, con aportes de la Cordillera Central, suprayace discordantemente la Formación Amaime y el Batolito de Búga, se encuentra en contacto fallado con el Macizo Ofiolítico de Ginebra.

Nelson en 1957, dividió la formación en una unidad inferior que corresponde a aproximadamente 200 metros de tobas dacíticas, seguida por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última varía de 400 a 600 metros.

Schwinn en 1969, denominó estos niveles sedimentarios como Formación Búga y la consideró como la parte superior de lo que llamo Grupo Valle. Posteriormente, McCourt, 1984, retoma el nombre de Formación La Paila, describiéndola como una secuencia de areniscas, conglomerados y tobas dacíticas, además propone una nueva unidad denominada Fm. La Pobreza cerca de la localidad de La Uribe.

La edad de la Formación La Paila según Van Der Hammen, basado en análisis palinológicos es de edad de Mioceno inferior a Medio (en Ríos y Aránzazu 1989).

## **6. MARCO GEOLOGICO – ESTRUCTURAL**

La evolución y modelos estructurales de la parte norte de la denominada cuenca Cauca – Patía ha sido revisada por varios autores (Barrero, 1979, McCourt & Millward, 1983. , Barrero & Laverde, 1998. , Mantilla & Arias, 2003. ), en términos generales es una cuenca intramontana limitada por sistemas de fallas asociados a procesos acrecionarios en zonas de colisión oblicua, produciendo una serie de pliegues y cabalgamientos que involucran un mosaico de rocas genéticamente diferentes, a manera de “fajas” deformadas con contactos estructurales, interpretado como un terreno de corteza oceánica amalgamado y acrecionado al Noroeste de Sur América durante la parte superior del Mesozoico tardío y el Cenozoico temprano (Barrero, 1979), generando un espacio de acomodación en donde hubo sedimentación silisiclastica de origen continental.

### **6.1 GEOLOGIA REGIONAL**

#### **6.1.1 Paleozoico**

##### **6.1.1.1 Complejo Cajamarca (Paleozoico, Mesozoico?)**

El nombre actual del Complejo Cajamarca fue propuesto por Maya & González (1995) quienes agruparon y unificaron la nomenclatura de algunas de las unidades paleozoicas, para referirse al paquete metamórfico compuesto por esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos verdes, filitas, cuarcitas y algunas franjas de mármoles que afloran en la sección Cajamarca-Alto de La Línea (Borrero, et. al. 2009).

El Complejo Cajamarca aflora a lo largo del borde occidental, oriental y hacia las partes más altas de la Cordillera Central. En la cuenca estudiada aflora a lo largo del borde oriental del Departamento del Valle del Cauca en una franja de 150 km de largo, orientada NE-SO. Predominan dos tipos de esquistos de bajo grado intercalados con cuarcitas y localmente con mármoles: esquistos verdes y esquistos grafiticos o negros.

Litología y petrografía: Los esquistos verdes se pueden subdividir en esquistos cuarzosos y aluminicos, constituyen la roca más abundante del Complejo Cajamarca. En afloramiento son verdes a gris con lustre filitico sobre planos de esquistosidad. La paragénesis mineral básica consiste en Clorita/actinolita, epidota, albita, sericita y cuarzo con cantidades variables de zoicita, calcita y zircón (Nivia, 2001).

El segmento de esquistos grafiticos que se podrían describir como esquistos cuarzosericíticos aunque denominarlos grafiticos o negros (Nivia, 2001). Los minerales constituyentes, cuarzo y sericita, comprenden entre el 90 - 95% de la roca; grafito es un accesorio común presente como polvo fino distribuido a través de la roca. En cantidades variables menores incluyen también albita, clorita, epidota, apatito, zircón, rutilo, turmalina y pirita (Nivia, 2001).

En el límite suroriental del Departamento del Valle, al sur de la Falla de Miranda, afloran horizontes de mármol intercalados con esquistos calcáreos. Estos se presentan en un cinturón de 250 m de ancho que se extiende por 11 km aproximadamente. Los mármoles se encuentran confinados a dos horizontes principales de unos 10 m de espesor cada uno. Su color varía de blanco a gris oscuro (Nivia, 2001).

De acuerdo con la mineralogía y el grado metamórfico de los esquistos intercalados constituidos esencialmente por albita, sericita, clorita, calcita y cuarzo

en proporciones variables y porfidoblastos adicionales de tremolita-actinolita se considera que los mármoles hacen parte del Complejo Cajamarca. Nelson (1957 en Nivia 2001) describe mármoles como parte del Grupo Cajamarca en el Tolima, cerca al contacto Oriental con el Batolito de Ibagué; situación tectónica similar a la de los mármoles del área de Miranda; sin embargo, los mármoles podrían también hacer parte de los Esquistos de Bugalagrande (Nivia, 2001).

## **6.1.2 Mesozoico**

### **6.1.2.1 Complejo Arquía (Paleozoico?, Mesozoico?)**

Esta conformado por una faja de rocas metamórficas de media y alta presión limitadas al este por la Falla Silvia-Pijao que pone en contacto esta unidad con el complejo Quebradagrande y al oeste por la Falla Cauca-Almaguer que pone en contacto a esta unidad con la Formación Amaime. La sección tipo de este complejo se encuentra localizada a lo largo del río Arquía en los límites entre Caldas y Antioquia.

Moreno y Pardo (2002 en López, 2006) con base en análisis de las relaciones estratigráficas y estructurales consideran que esta unidad forma una faja alargada y continua hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, la cual denominan por extensión "Complejo Arquía-Guamote". La mayor parte de las dataciones que se han hecho sobre estas rocas sugieren un evento metamórfico de edad Cretácico Temprano. Según estos autores el Complejo Arquía-Guamote representa una serie de bloques con diferentes edades y orígenes ligados tectónicamente durante el Cretácico Temprano como resultado del desplazamiento trascurrente de la placa Caribe contra el margen noroccidental de Sur América. Entre Pijao y Buga el Complejo Arquía está compuesto por el Complejo Bugalagrande y el Complejo Río Rosario cuya edad se presume es paleozoica (McCourt et al, 1984).

En la cartografía geológica del Valle del Cauca (McCourt, 1985; McCourt et al. 1985; McCourt & Verdugo, 1985; De Armas, 1985 en Nivia, 2001) se han diferenciado en el Complejo Arquía tres unidades litológicas: Esquistos Básicos de Bugalagrande, Anfibolitas de Rosario y Metagabroides de Bolo Azul.

#### **6.1.2.1.1 Esquistos Básicos de Bugalagrande (Paleozoico?, Mesozoico?)**

Forman la mayor parte del flanco occidental de la Cordillera Central y se presentan limitados al Oeste por la Falla Cauca-Almaguer que los pone en contacto con las vulcanitas de la Formación Amaime. Estas rocas están constituidas por esquistos anfibólico-cloríticos y esquistos grafiticos (“negros”) con cantidades subordinadas de esquistos micáceos, cuarcitas y samitas. Los diferentes tipos de esquistos están íntimamente mezclados a través de la unidad aunque alguno predomina localmente; la cartografía detallada muestra que de anfibólico-cloríticos pasan gradualmente a grafiticos que en sí mismos varían entre ricos en grafito y cuarzo-sericíticos casi idénticos a los del Complejo Cajamarca. En sección delgada estos cambios están marcados por la adición de grafito, cuarzo y sericita a expensas de anfíbol, clorita, epidota y albita (Nivia, 2001).

Esquistos anfibólico-cloríticos: Son esquistos básicos de color verde grisáceo a oscuro, según su contenido en anfíboles. En sección delgada muestran bandas alternantes de anfíbol y/o clorita que alcanzan hasta el 40% de la roca - separada por albita, epidota/zoicita y cantidades menores de cuarzo. El anfíbol es actinolita, sin embargo, en algunas muestras se registró hornblenda. La clorita primaria está subordinada al anfíbol; en muestras procedentes de zonas de contacto y/o zonas de falla es ubicua la clorita secundaria a partir de anfíboles. La plagioclasa es albita no maclada. Accesorios comunes son apatito, magnetita, esfena, pirita y menos frecuente biotita (Nivia, 2001).

#### **6.1.2.1.2 Anfibolitas del Rosario (Paleozoico?, Mesozoico?)**

Los afloramientos de esta unidad meta-ígneas se encuentran siempre en contactos fallados, con los Esquistos Básicos de Bugalagrande (Nivia, 2001).

La unidad está compuesta de anfibolitas con intercalaciones menores de esquistos anfibólicos y en menor frecuencia cuerpos ultrabásicos de poco tamaño. Las anfibolitas son de color verde oscuro a negro, localmente moteadas con pequeños granates rosados, masivas aunque con una marcada esquistosidad penetrativa y fuertemente diaclasadas.

Mineralógicamente contienen albita y menos frecuente oligoclasa y hornblenda-edenita con cantidades variables de almandino, cuarzo y epidota. Accesorios comunes son rutilo, esfena, óxidos de hierro y más raramente apatito, con clorita secundaria desarrollada a partir de anfíbol. Hornblenda y plagioclasa constituyen más del 85% de la roca. Por su parte, los esquistos anfibólicos son idénticos en afloramiento a los Esquistos Básicos de Bugalagrande; en sección delgada, sin embargo, presentan una diferencia importante: hornblenda es el anfíbol y no actinolita. Las unidades de esquistos son, sin excepción, delgadas y muy locales y es probable que representen anfibolitas fuertemente cizalladas (Nivia, 2001). Menos frecuente y asociados siempre a fallas principales se observan dentro de las Anfibolitas de Rosario, en el extremo norte de su área de afloramiento, lentejones de rocas ultrabásicas cizalladas. A causa de la deformación es imposible reconocer en estos los episodios de metamorfismo regional responsables de la producción de anfibolitas. McCourt (1984, en Nivia, 2001) sugiere que se trata de escamas imbricadas de rocas más jóvenes, emplazadas tectónicamente.

### **6.1.2.1.3 Metagabroides de Bolo Azul (Paleozoico?, Mesozoico?)**

Los metagabros, pegmatitas hornbléndicas, neises hornbléndicos y anfibolitas que constituyen esta unidad son estructuralmente la extensión sur de las Anfibolitas de Rosario aunque su contacto es siempre a través de fallas principales. Estas rocas afloran en un cinturón angosto pero bien definido que varía entre 1-2 km de ancho y se extiende por unos 55-60 km (Nivia, 2001).

Ésta unidad se caracteriza por su heterogeneidad textural tanto en afloramiento como a escala regional. Las unidades de grano más fino están más deformadas y con una foliación muy fuerte paralela a la esquistosidad regional. Los Metagabroides de Bolo Azul poseen el mismo metamorfismo que las Anfibolitas de Rosario. En sección delgada consisten en hornblenda y plagioclasa (albita oligoclasa) con cantidades menores de epidota, clorita, esfena, calcita y cuarzo. La mayoría presentan textura ígnea con reliquias de plagioclasas zonadas (Nivia, 2001).

### **6.1.2.2 Complejo Quebradagrande (Mesozoico, Cretácico )**

Las descripciones iniciales de esta unidad fueron realizadas por Botero, (1963; González, 1980, en Nivia, 2001); cuya localidad tipo fue inicialmente levantada en la sección expuesta a lo largo del Arroyo Grande al sur de la población de la Estrella Antioquia. por Gonzales (en Estrada y Viana 1993) para un conjunto de rocas con relaciones estratificas confusas, al occidente limita con el Complejo Arquía y al oriente con rocas metamórficas del Complejo Cajamarca. Se presenta como una faja discontinua a lo largo del flanco este del sistema de Fallas Romeral. Está conformado por conglomerados, arenitas, chert, lutitas y pizarras con un bajo grado de metamorfismo. Los sedimentitos se asocian con derrames de basalto e intrusivos de composición básica a intermedia, entre los que se destacan los pórfidos andesíticos.

Este complejo está caracterizado por intercalaciones de rocas volcánicas y sedimentarias, que presentan variaciones litoestratigráficas tanto en la secuencia sedimentaria como en la relación de intercalaciones de derrames volcánicos y capas piroclásticas. Los derrames se prolongan por centenares y miles de metros para luego acuñarse. La naturaleza de los contactos con las unidades adyacentes varían a escala regional y son generalmente tectónicos con las rocas metamórficas e intrusivos mesozoicos, además estas rocas son intruídas por plutones terciarios (Julivert, 1968).

En el departamento del Valle aflora en el sector noreste, en áreas de los municipios de Sevilla y Tuluá, formando un cinturón continuo de 80 km de largo, limitado al oriente por la falla de San Jerónimo y al occidente por la falla Silvia-Pijao (Maya & González, 1995) afloran bloques imbricados de rocas sedimentarias marinas y volcánicas con evidencias de metamorfismo dinámico. Este último se reconoce por la presencia de clivaje de crenulación y foliación milonítica de rumbo NNE-SSW, y buzamiento hacia el Este que varían entre 35 y 70 grados. Como consecuencia del tectonismo no es posible establecer la sucesión estratigráfica dentro del complejo Quebradagrande ni tampoco estimar su verdadero espesor. Consideraciones regionales sugieren la presencia de una parte esencialmente sedimentaria y otra esencialmente Volcánica con un espesor combinado mínimo de 3500-5000 m. En el mapa geológico del Departamento del Valle todas las rocas del Complejo Quebradagrande se han agrupado dentro de una sola unidad de cartografía; sin embargo, en las planchas geológicas 1:100.000 se han separado según su predominancia en áreas de rocas sedimentarias y otras con predominio de rocas volcánicas.

El segmento sedimentario consiste en una secuencia de rocas con amplia variación en el tamaño de grano. Brechas, conglomerados y areniscas conglomeráticas de cantos y gravas de rocas volcánicas y chert (Gómez et al., 1995) son comunes y sugieren sedimentación volcano-clástica subacuosa

producida por movimiento en masa. La mayor parte de los afloramientos en el Valle consisten en arenitas líticas y arcosas volcano-clásticas con componentes sedimentarios constituidos de fragmentos de rocas volcánicas básicas pero incluyen fragmentos de lodolitas carbonosas, cherts negros con proporciones menores de cuarcitas y delgadas e impersistentes intercalaciones de calizas negras. Estas rocas se han interpretado como turbiditas con intercalaciones pelágicas (González, 1980a; McCourt, 1984, en Nivia 2001), pero la existencia de calizas al occidente de Pijao (Quindío), interestratificadas con cuarzoarenitas podrían indicar depósitos locales de plataforma. El reporte de fósiles marinos en rocas correlacionables (González, 1980a en Nivia 2001, Gómez et al., 1995) indica ambientes submarinos a salobres, incluyendo gasterópodos, amonites, lamelibranquios, braquiópodos, radiolarios y restos de plantas, los cuales tienen un rango de edad Aptiano – Albiano y radiométricamente se han obtenido edades desde el cretácico temprano (Restrepo 1982 en Nivia, 2001).

#### **6.1.2.3 Macizo Ofiolítico de Ginebra (Jurásico ?, Cretácico pre Albiano)**

Sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, se presenta un bloque de rocas ultramáficas, alargado en sentido N-S, de 40 km largo y 8 km ancho promedio, que ocupa áreas de los municipios de El Cerrito, Ginebra, Guacarí, Buga, San Pedro, Tuluá y Andalucía. Sus límites oriental y occidental corresponden respectivamente a las fallas Guabas- Pradera y Palmira-Buga. La primera lo pone en contacto con los basaltos de la Formación Amaime, mientras que la segunda lo separa de las sedimentitas miocenas de la Formación La Paila.

Espinosa, 1985 (en Nivia, 2001) reporta que el macizo consiste, de más profundo a más somero, en una secuencia de peridotitas, gabros bandeados cumulíticos, microgabros, metabasaltos, tobas, microbrechas y hialoclastitas. Los gabros y

rocas superiores están atravesados por diques de dolerita y venas de plagiogranito. Las rocas ultramáficas y máficas están expuestas en la parte sur del macizo. En la región de Santa Elena (Municipio de El Cerrito) la secuencia consiste en los cúmulos de dunita, werlitas y noritas. El bandeamiento magmático de las rocas cumúlíticas está bien desarrollado y lo enfatiza la meteorización diferencial de las unidades ricas en olivino. El contacto entre las rocas ultrabásicas y las noritas es gradacional. El macizo está constituido en su mayor parte por anfibolitas producidas por metamorfismo de microgabros y basaltos, además Espinosa, (1985 en Nivia, 2001) interpreta como parte del Complejo una secuencia de microbrechas y tobas que aflora en el extremo sur, a lo largo del contacto oriental.

Éste Complejo Ofiolítico como también la Fm. Amaime, ha sido reportado como intruido por el batolito de Buga. Las dataciones radiométricas de este cuerpo: 113+10 Ma (K/Ar en hornblenda, Toussaint et al., 1978 en Nivia, 2001 ), 99+4 Ma (Rb-Sr en biotita, Brook, 1984) y 68-89 Ma y 114+3 Ma edades minerales discordantes K/Ar (Brook, 1984), indican que su intrusión fue anterior a 100 Ma y, por lo tanto, la edad de las unidades intruídas es considerada como Cretáceo Temprano-Jurásico (Borrero, et. al. 2009).

#### **6.1.2.4 Formación Amaime (Cretácico inferior, pre Albiano)**

Con este nombre se hace referencia a las vulcanitas básicas que afloran a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central. La unidad consiste en una serie de basaltos toleíticos masivos con abundantes horizontes de lavas almohadilladas. Localmente se han reportado lavas ultramáficas (Spadea et al.,1989). Esta serie volcánica, limitada en ambos costados por fallas regionales de tendencia NNE, se extiende a través del Departamento del Valle como un cinturón orientado NE-SO de aproximadamente 140 km de largo, que varía entre 5 y 15 km de ancho y cubre

áreas de los municipios de Florida, Pradera, Palmira, El Cerrito, Ginebra, Buga, Tuluá, Sevilla y Caicedonia. En la parte norte de la cuenca Cauca-Patía (“Subcuenca Cauca”) esta unidad aflora en pequeños remanentes hacia el extremo occidental de ésta, en franjas alargadas en dirección SW-NE. El límite oriental de estas vulcanitas corresponde a la falla principal del Sistema de Fallas Cauca-Almaguer que define el borde occidental del cinturón de esquistos paleozoicos? (Nivia, 2001).

Aránzazu y Ríos (1989) interpretan que esta unidad estuvo expuesta en superficie y erosionada periódicamente durante el Cenozoico, constituyo para finales del Paleógeno y para el Neógeno una importante área de aporte de los sedimentos que conformarían las Formaciones Cartago y La Paila.

#### **6.1.2.5 Batolito de Buga (Cretácico, pre-Albiano)**

Aflora en los municipios de Buga, San Pedro y Tuluá en las estribaciones occidentales de la Cordillera Central en donde el Batolito de Buga está intruyendo al Macizo de Ginebra. La presencia de abundantes venas y diques en las áreas de contacto entre el batolito y las toleitas de la Formación Amaime sugieren que con esta unidad presenta también relaciones Intrusivas. La mayor parte del contacto entre estas dos unidades es fallado y corresponde al Sistema de Fallas Guabas-Pradera que limita el batolito al oriente (Nivia, 2001).

El Batolito de Buga es un granitoide calco-alkalino (Aspden et al., 1984) cuya composición varía de cuarzodiorita hornbléndica a tonalita con variaciones a diorita hornbléndica en sus contactos, particularmente en el occidental con los meta-basaltos del Complejo Ofiolítico de Ginebra. Presenta textura hipidiomórfica con cristales de tamaño medio, caracterizada por cristales subhedrales de plagioclasa, prismas cortos de hornblenda, cuarzos anhedrales gruesos y

cantidades variables de biotita subhedral. Las plagioclasas se presentan zonadas y su composición varía de labradorita-andesina a oligoclasa; la hornblenda, generalmente fresca, está asociada con glomero-pórfidos de cuarzo. El batolito no está foliado aunque presenta una zona bandeada rica en xenolitos a lo largo de contacto occidental en la Quebrada Negra (Nivia, 2001).

Toussaint et al.(1978) reportan una edad K/Ar en hornblenda de 113+10 Ma; Brook, 1984 obtuvo una edad Rb-Sr en biotita de 99+4 Ma con edades minerales K/Ar discordantes de 71 a 89 Ma y 114+3 Ma. Dada la abundante evidencia de tectonismo en el área, McCourt et al. ,1984. interpretan las edades radiométricas obtenidas del batolito como edades mínimas y sugieren que su intrusión fue anterior a 100 Ma y que el esparcimiento en las edades minerales K/Ar indica eventos metamórficos por tectonismo subsecuente.

#### **6.1.2.6 Gabro de Río Volcán (Cretácico superior)**

Este cuerpo elongado en sentido noreste-suroeste está pobremente expuesto y aflora en un área de aproximadamente 40 km<sup>2</sup> en los municipios de Yotoco, Darién y Riofrío, entre las Fallas de Dagua-Calima y Roldanillo. Esta última produce cataclasis y truncamiento de su margen oriental. Barrero (1979), quién definió esta unidad, indica que se trata de un stock zonado con un núcleo olivínico y una aureola piroxénica. También reporta contactos intrusivos conspicuos por la presencia de xenolitos de basaltos de la encajante Formación Volcánica, y en el Río Volcán, una aureola de metamorfismo de 400 m de ancho consistente en una zona interna de hornfelsa hornbléndica y una externa de hornfelsa de epidota. La siguiente síntesis está basada en Barrero (1979). El gabro exterior consiste en 60-70% de plagioclasa (labradorita), 25-30% de clinopiroxeno y cantidades variables de opacos, hornblenda secundaria que en ocasiones reemplaza completamente el

piroxeno. La presencia de bandeamiento y gradación indican que el gabro es, al menos en parte cumúlítico (Barrero, 1979).

#### **6.1.2.7 Stock del Muñeco (Cretácico superior)**

Este Plutón identificado inicialmente por Barrero (1979) y definido por Aspden et al. (1984) es un gabro hornbléndico localizado aproximadamente 5 km al oeste de la cabecera municipal de Yotoco. La carretera Loboguerrero-Buga ofrece una sección meteorizada a través de este cuerpo. En general, está cubierto por un regolito grueso y en consecuencia sus límites no están bien definidos, pero parece ser elongado en dirección norte sur con un área de afloramiento de 10 km<sup>2</sup> aproximadamente. La intrusión contiene abundantes xenolitos de basalto y su margen oriental está asociada con una serie de silos de basaltos alterados. Dentro de la zona de contacto occidental existen basaltos verde-oliva oscuros y tobas. Los metabasaltos consisten en anfíboles de grano fino, clorita, albita y en cantidades menores cuarzo y epidota (Rodríguez, 1981 en Nivia, 2001).

Dentro del área que aflora este plutón de composición gabroica, se observa una variación de tamaño desde fino a localmente pegmatítico. Constituido por labradorita y hornblenda en proporciones aproximadas de 60:40, en donde los anfíboles se encuentran cloritizados (Nivia, 2001).

#### **6.1.2.8 Intrusivos Gabroides Innominados (Cretácico superior)**

Varios cuerpos pequeños de gabro con textura y mineralogía afines a las doleritas de la Formación Volcánica afloran en diferentes localidades dentro de la Cordillera Occidental. Este grupo incluye tanto pequeños stocks como cuellos, diques y silos. Dado su pequeño tamaño su localización sólo se muestra en las planchas a escala 1:100.000. Los gabros son rocas de clinopiroxeno y plagioclasa, de

cristales medio a muy gruesos, con textura generalmente dolerítica. Se caracterizan por la presencia de piroxenos augíticos con maclas simples. Algunos cristales muestran exsolución laminar. Algunos piroxenos están parcialmente urutilizados o presentan aureolas de alteración a anfíbol fibroso y clorita. En algunas localidades los cristales más grandes de augita tienen núcleos irregulares de pigeonita. Las plagioclasas se presentan en listones anhedrales de 2 mm de longitud máxima con saussuritización variable (Nivia, 2001).

#### **6.1.2.9 Formación Volcánica (Cretácico superior)**

Definida por Aspden, et. al. (1984), como una secuencia de rocas básicas localizadas al occidente del Sistema de Fallas Cali-Patía a lo largo de la Cordillera Occidental. Posteriormente Nivia, 2001 propone separar los basaltos de la Cordillera central (Fm. Amaime) de aquellos de la Cordillera Occidental (Fm. Volcánica) en base a criterios cronológicos y genéticos (Borrero, et. al. 2009).

La Formación Volcánica presenta una distribución de remanentes aislados en el límite de la subcuenca Cauca con la Cordillera occidental deformados por el sistema de Fallas Cauca-Patía desde el sur en el Municipio de Cali (Departamento de Valle del Cauca) hasta el norte en el Municipio de Viterbo (Departamento de Caldas) Borrero, et. al. 2009.

Esta unidad está constituida por diabasas, lavas almohadilladas, basaltos y gabros; éste conjunto de rocas contiene numerosos horizontes y lentes sedimentarios compuestos por shales carbonosos, limonitas, areniscas, chert y localmente calizas. El espesor de la Fm. Volcánica es desconocido pero Aspden et. al. (1984) lo considera de varios kilómetros.

### **6.1.2.10 Formación Nogales (Cretácico superior, Campaniano-Maestrichtiano)**

Esta unidad definida por Nelson (1957) aflora formando las estribaciones occidentales de la Cordillera Central en los municipios de San Pedro, Tuluá y Andalucía. Está expuesta en la vía que une las poblaciones de Venus y Monteloro (IDPs de Tuluá) y en los cauces de los ríos Bugalagrande, Tuluá y San Marcos. Está constituida por una serie de cherts, areniscas y conglomerados. Escamas corticales de composición similar, se presentan al norte y sur del afloramiento de la Formación Nogales, asociadas a los basaltos de la Formación Amaime.

Las evidencias fósiles disponibles en las rocas sedimentarias del Complejo Estructural Dagua indican que estas se formaron probablemente en el intervalo estratigráfico Albiano-Maestrichtiano y con mayor seguridad entre el Turoniano y el Maestrichtiano. Esta última edad estaría coincide con los de 87.4 Ma que aportan las edades  $40\text{Ar}-39\text{Ar}$  obtenidas en las rocas volcánicas de la PLOCO (Nivia, 2001). Se le asigna una edad de Campaniano - Maestrichtiano basada en microfósiles (*Nostoceras sp.* y *Throchoceramus sp.*)(Pardo & Moreno, 2005).

## **6.2 ESTRATIGRAFIA LOCAL**

### **6.2.1 Formación Cartago (Paleógeno, Eoceno? Oligoceno)**

Fue definida como Fm. Cartago por Schwinn, 1969. como una unidad de origen fluvial que perteneciente a la parte superior de lo que el denomino como Grupo Valle; está constituida por una secuencia de limolitas azul - grisáceas levemente carbonosas, intercaladas con areniscas de grano medio color café – verdoso, arcósicas y algunos niveles tobáceos.

Posteriormente Aranzazu & Ríos, 1989. retoma el nombre de Fm. Cartago propuesto por Schwinn, 1969, que corresponde a la unidad anteriormente denominada como Piso de Cinta de Piedra (Hubach & Alvarado, 1934.), Miembro de Cinta de Piedra (Van Der Hammen, 1958.), Fm. Morales (Rodríguez & Velandia, 1980), Fm. Cinta de Piedra (McCourt, 1984. , Keith et. Al. ,1988) y según análisis litofaciales propone subdividirla en tres miembros: La Ribera (sección tipo a lo largo de la Quebrada la Ribera al este de Tuluá), Piedras de Moler, (sección Cartago – Alcalá) y Miravalles (sección tipo Holguín – Miravalles – Riberalta). Siendo esta última propuesta la adoptada en este trabajo, para la unidad que infrayace a la Fm. La Paila a lo largo del segmento norte de la cuenca intramontana del Cauca – Patía.

Se sugiere realizar una revisión detallada de la nomenclatura de las Formaciones que conforman tanto la parte norte como la parte sur de dicha cuenca, para evitar confusiones con la descripción inicial del Piso Cinta de Piedra descrita por Hubach & Alvarado, 1934. que hace referencia a una unidad conglomerática – arenosa que se encuentra ubicada en la localidad de Cinta de Piedra en cercanías al municipio de Jamundí (sur de Cali), ellos definieron que el tope del “Piso del Cauca”, estaba marcado por la parte basal del conglomerado del Piso de Cinta de Piedra. Posteriormente se presentó confusión debido a que el nombre Cinta de Piedra fue aplicado tanto a la secuencia principal (piso) como a su unidad inferior predominantemente conglomeráticas (conjunto). Van Der Hammen (1958) incluyó parte del “Conjunto Cinta de Piedra” de Hubach & Alvarado (1934) en su Grupo del Cauca, que incorrectamente igual al “Piso del Cauca” definido por estos mismos autores y retuvo el nombre de Cinta de Piedra asignándole el status de miembro. De Porta (1974) limita el Grupo del Cauca a la secuencia de sedimentitas Paleógenas que aflora al sur de Vijes. De acuerdo con esto el nombre Fm. Cinta de Piedra no debe ser utilizado para las rocas aflorantes en la parte norte de la cuenca Cauca – Patía, aunque presentan edades similares a la Fm. Ferreira al sur de dicha cuenca (Oligoceno superior; Van Der Hammen, 1958;

De Porta, 1974.), presenta características litológicas y relaciones estratigráficas diferentes a la unidad mencionada por Aranzazu & Ríos, 1989. como Fm. Cartago. Nivia, 2001. desconociendo los trabajos anteriormente descritos retoma el nombre de Fm. Cinta de Piedra para las rocas infrayacentes a la Fm. La Paila en la parte norte de esta cuenca, entre los municipios de Buga y Cartago; es por esto que se sugiere revisar esta unidad de acuerdo al Código Estratigráfico Internacional, que en el artículo 20. hace referencia a la revisión y abandono de una unidad formal.

### **6.2.2 Formación La Paila (Neógeno, Mioceno)**

Esta unidad aflora como un cinturón elongado de rocas conglomeráticas de origen continental, que se extiende entre 120-130 km en dirección NE, con un ancho que varía entre 5-25 km. a lo largo de la subcuenca del Cauca que corresponde a la parte norte de la cuenca Cauca – Patía, la cual se encuentra separada de la subcuenca Patía tanto por diferencias geográficas como geológicas Borrero, et. al., 2009.

Fue propuesta, en 1955, en un informe inédito de Keizer, Nelson & Van Der Hammen (Según Van Der Hammen, 1958), está formada por rocas acumuladas por procesos volcánico - sedimentarios y consiste principalmente en intercalaciones de conglomerados y tobas dacíticas.

Nelson, 1957. dividió la Formación en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200m de tobas dacíticas suprayacida por una secuencia clástica predominantemente conglomerática. El espesor de esta última varía de 400 a 600 m. Litología Los horizontes de origen clástico de la Formación La Paila varían de conglomerados polimícticos de cantos a areniscas grueso granulares a conglomeráticas que se presentan en bancos de espesor muy grueso a grueso de estratificación plana, no paralela, continua.

Los componentes sedimentarios de estas rocas presentan forma elipsoidal a esférica y buen redondeamiento; su composición refleja los rasgos geológicos de la Cordillera Central: basalto, tonalita, diorita, metamorfitas cuarzo y escaso chert negro. Un rasgo característico es la presencia de fragmentos de madera silicificada. Las estructuras sedimentarias más comunes son canales de relleno y estratificación cruzada (Nivia, 2001).

Por su parte, las tobas dacíticas ocurren en estratos tabulares macizos, gruesos a muy gruesos de colores claros en tonos de habano y crema. Interestratificados con conglomerados y tobas dacíticas ocurren también areniscas de grano grueso a medio y de colores claros desde gris habano y crema, cuya composición (que incluye granos de hornblenda, biotita, magnetita, plagioclasa) sugiere una contribución volcánico-clástica importante. Estas se presentan en estratos de espesor medio con estratificación cruzada y gradación. En menor abundancia se presentan lodolitas arenosas de color amarillo ocre en bancos de espesor grueso a muy grueso de estratificación plana, paralela, continua.

Schwinn, 1969. se refiere a estas sedimentitas como Fm. Buga y la considero como la parte superior de lo que el denomino Grupo Valle. McCourt et al. ,1984. retoma el nombre de Fm. La Paila para una sucesión de niveles de conglomerados, arenitas y tobas, además propone la Fm. La Pobreza para un nivel conglomerático – arenoso que reposa discordantemente sobre la Fm. Cinta de Piedra en la quebrada La Pobreza al norte de la población de Sevilla. Keith et.al, 1988. y Aranzazu & Rios, 1989. unifican la Fm. La Paila (propuesta por Nelson, 1959 y McCourt, 1984.) y la Fm. La Pobreza (propuesta por McCourt, 1984); los argumentos que plantean de acuerdo a evidencias de campo son: Ambas unidades suprayacen discordantemente a la Fm. Cinta de Piedra (Fm. Cartago en el sentido de Schwinn, 1959; Aranzazu & Rios, 1989.) y se encuentran suprayacidas discordantemente por la Fm. Zarzal y coluviones recientes. Ambas

formaciones fueron depositadas en ambientes sedimentarios similares (Abanicos Aluviales Húmedos). Ambas unidades tienen características litológicas similares, sin las marcadas diferencias que establecía, como eran: la presencia de clastos de pórfidos en la Fm. La Pobreza y la ausencia de los mismos en la Fm. La Paila; la ausencia de niveles tobáceos en la Fm. La Pobreza y al presencia de tobas en la Fm. La Paila. Sin embargo, Nivia, 2001 sin datos litofaciales, estructurales, de proveniencia, etc. retoma el nombre de Fm. La Pobreza propuesto por McCourt, 1984. desconociendo los argumentos de Keith, et.al. 1988 y Aranzazu & Rios, 1989.

La propuesta de McCourt, 1984. queda sin sustento con los trabajos posteriores de Keith, et.al. 1988., Aranzazu & Rios, 1989 y las evidencias del trabajo realizado por el convenio de la ANH con la Universidad de Caldas al norte de la cuenca Cauca – Patía, 2009 se observan niveles tobáceos en el segmento denominado como Fm. La Pobreza, además de encontrar abundantes clastos de rocas porfiriticas en la Fm. La Paila. Gómez A. & Suarez A. 2009. Por esta razón en este trabajo se considera a la Fm. La Paila en el sentido de Keith, et.al. 1988 y Aranzazu & Rios, 1989.

Van Der Hammen, 1958 cita la sección tipo de esta unidad en el sector de La Paila al oeste de la localidad de Sevilla. Schwinn, 1969. designa como sección tipo de la Fm. Buga (Fm. La Paila en el sentido (Van Der Hammen, 1958 y Nelson, 1959) a las rocas expuestas a lo largo del río Guadalajara al este de la población de Buga. McCourt, 1984 propone dos localidades tipo: la sección Uribe – Sevilla para el miembro tobáceo inferior y la sección al este de Buga a lo largo del río Guadalajara. Keith, et. Al. 1988. propone como secciones tipo: la sección quebrada la Ribera a 250 m. de la sección de La Paila al este de Sevilla y la sección a lo largo de la quebrada San Hermenegildo al este de un sinclinal ubicado al este del municipio de Buga.

La evidencia de palinomorfos (Van Der Hammen, 1958) indica que su edad varía probablemente de Mioceno inferior a medio. Schwinn, 1969. cita una edad tentativa Mioceno medio basado en datos paleontológicos de geólogos de Intercol. Dueñas & Duque, 1988 asignan una edad de Mioceno inferior en base a análisis micropaleontológicos. Dataciones posteriores realizadas por Jaramillo, et. al (2009) para el proyecto de la Fm. La Paila del convenio de la ANH con la Universidad de Caldas asigna un edad de Mioceno tardío.

### **6.2.3 Formación Zarzal (Neógeno)**

Fue propuesta por Van Der Hammen, 1958. refiriéndose a un conjunto de sedimentos compuesto por diatomitas, arcillolitas y arenas volcánicas que afloran al Este y Noreste de la población de Zarzal cubriendo discordantemente los sedimentos de las Formaciones Cartago y La Paila.

McCourt, 1984. describe un afloramiento al norte de Cartago y a lo largo del Río La Vieja propone subdividir esta formación en tres subunidades: Una subunidad basal compuesta por areniscas y arcillolitas diatomáceas con algunos conglomerados finos; la subunidad media consiste en conglomerados intercalados con areniscas tobáceas y una subunidad superior compuesta de niveles de diatomitas y areniscas tobáceas.

Suter, et.al. 2005 hace referencia a la Fm. Zarzal como una secuencia con un espesor no mayor a 40 m, conformada por delgadas capas de arena con alto contenido de partículas volcánicas interdigitadas con capas de diatomeas y arcillas. En sectores se observan lentes conglomeráticos (flujos de lodo volcanoclásticos).

Con respecto a la edad, no hay dataciones precisas de la Fm. Zarzal, y sin evidencias palinológicas Van Der Hammen asumió una probable edad Plioceno. Suter, et.al. 2005 propone una edad de Plio–Pleistoceno, pero no presenta argumentos para soportar este dato. La unidad suprayace discordantemente a la Fm. La Paila y en el valle del Río Cauca es suprayacida de manera discordante por conglomerados aluviales recientes. (Borrero, et. al. 2009.)

#### **6.2.4 Formación Armenia (Neógeno)**

Fue definida inicialmente por McCourt, 1984. como una unidad semi-consolidada sin deformación compuesta por depósitos de cenizas y flujos de lodo volcanogenicos. Esta sucesión volcano-sedimentaria suprayace discordantemente a las formaciones más antiguas Fm. Cartago, Fm La Paila (Aranzazu & Ríos, 1989). En los mapas departamentales del INGEOMINAS de Quindío y Risaralda, la denominan erróneamente como Glacis del Quindío. Guarín et. al. 2006 (en Suter, et. al. 2005).

Esta unidad corresponde a una serie de abanicos volcanoclásticos coalescentes que cubren el norte y noroccidente del departamento del Quindío y el suroccidente del departamento de Risaralda localizados sobre el piedemonte occidental de la Cordillera Central. Estos abanicos son el resultado de la progradación de los depósitos de flujos de escombros asociados a la actividad volcánica Plio–Pleistocénica de los volcanes ancestrales del Complejo Volcánico Ruiz – Tolima. La unidad corresponde a un apilamiento de flujos de escombros volcanoclásticos, depósitos de flujos piroclásticos retrabajados y en menor proporción depósitos de flujos hiperconcentrados y fluviales, cada uno de los pulsos individuales de estos depósitos puede alcanzar hasta los 100m. (Guarín, et. al 2006. en Suter, et. al. 2005).

Edad: hasta el momento no se han realizado dataciones de los depósitos pertenecientes a la Fm. Armenia, pero por su relación discordante con la Fm. Zarzal permiten que Suter, et. al. 2008. propongan una edad Plio–Pleistocénica. (en Borrero, et. al. 2009).

### **6.2.5 Depósitos Recientes (Neógeno, Holoceno)**

Corresponde a la cobertura sedimentaria de depósitos pobremente consolidados que se encuentran suprayaciendo a las unidades más antiguas a lo largo de toda la subcuenca del Cauca. Estos depósitos presentan diferentes orígenes permitiendo su separación:

**Depósitos Aluviales:** consisten en materiales clásticos heterogéneos, con tamaños de grano relacionados con el nivel base temporal, desarrollo de las planicies aluviales y la distancia a las zonas de piedemonte. En general, los tamaños mayores de clastos se presentan en zonas de alta pendiente y los tamaños finos se presentan en zonas donde la pendiente del río es baja y la capacidad de transporte es menor. (Borrero, et. al. 2009).

**Depósitos Cuaternarios Coluviales:** dentro de esta unidad se incluye los depósitos generados por procesos combinados de la gravedad y el agua, tales como los depósitos de derrubio y los coluviales, asociados a zonas de altas pendientes, con alta meteorización y afectado por fenómenos tectónicos de fallamiento y fracturamiento de las rocas parentales. (Borrero, et. al. 2009).

**Depósitos de Conos Aluviales y de Abanicos:** se presentan en la margen occidental de la Cordillera Central y en la margen oriental de la Cordillera Occidental. Se encuentran relacionados con zonas de piedemonte y su naturaleza es compleja. Generalmente están constituidos por cantos, bloques, gravas, arenas

dispuestos en capas relativamente delgadas y esporádicos lentes. En las zonas proximales de estos conos presentan clastos cuyo tamaño varía desde pocos centímetros hasta 2-3 m. de diámetro. Eventualmente se observan abanicos coalescentes formados por varios lóbulos. (Borrero, et. al. 2009).

## **6.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL**

### **6.3.1 Fallamiento**

Las principales fallas que separan las unidades litológicas del flanco occidental de la Cordillera Central tienen una orientación general N 20-30 E y son las fallas San Jerónimo, Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer (sentido de Maya y González, 1995, en López 2004). Estas fallas han sido incluidas informalmente dentro del sistema de fallas de Romeral, aunque no existe relación con la denominación original dada por Grosse (1926, en López, 2004) a un segmento de falla que aflora en la cuchilla Romeral en Antioquia.

McCourt & Millward, 1983 subdividieron los sistemas de fallas para la cuenca del Valle del Cauca en tres grupos principales: Sistema de fallas SSW-NNE, sistema de fallas E-W y sistema de fallas WNW-ESE.

Posteriormente Nivia, 2001. Retoma los mismos sistemas de fallas propuestos por McCourt & Millward y lo denomina: Sistema de fallas N 20-30 E , sistema de fallas N 40 W, Sistema de fallas N 60-70 E.

Estos sistemas de fallas limitan bloques tectónicos (“escamas”) que conforman el basamento de la cuenca, tienen historias de movimientos múltiples y complejos y aunque pueden presentar fallas inversas de alto ángulo, el patrón general de fallamiento está caracterizado por desplazamientos laterales de bloques a gran

escala, como resultado de procesos de colisión oblicua en zonas de tectónica compresiva (Aspden, 1984).

#### **6.3.1.1 Sistema de Falla Campanario-San Jerónimo**

Se considera como una de las fallas principales del Sistema de Falla de Palestina (McCourt, 1984a, Maya & González, 1996). En el Departamento del Valle, la Falla de San Jerónimo define el límite oriental del Complejo Quebradagrande en su sector norte y en su sector sur el límite entre los complejos Cajamarca y Arquía. Esta falla se interpreta como la línea aproximada de una zona de sutura Paleozoica (McCourt et al, 1984).

#### **6.3.1.2 Falla Silvia-Pijao (Citada por muchos autores como Falla Romeral al Norte de Caldas, Antioquia)**

Fue inicialmente reconocida por Grosse, (1926 en Lopez, 2004) en el sureste de Antioquia como un sistema de fallas inversas de ángulo alto; posteriormente en el trabajo de McCourt & Aspden, 1983. consideraron el sistema de fallas de Romeral como un sistema de fallas de rumbo dextro-laterales; esta sutura marca el límite occidental del Complejo Quebradagrande y se encuentra limitando dos terrenos litoestratigráficos diferentes: el terreno Tahamí al Este y el terreno Calima al Oeste.

#### **6.3.1.3 Sistema de Fallas Cauca-Almaguer**

Esta falla define el límite occidental del Complejo Arquía (cinturón de esquistos paleozoicos?, Mesozoicos?) con la Formación Amaime y se a interpretado como una sutura del Cretácico inferior (McCourt et al, 1984).

#### **6.3.1.4 Sistema de Falla Guabas-Pradera**

Fue definida originalmente por De Armas (1984 en López, 2004). En la cartografía del Ingeominas, marca el límite occidental de las vulcanitas de Amaime y el límite oriental de los sedimentos del Neógeno (Nivia, 2001). Alfonso et al. (1994 en López, 2004) definen la Falla Guabas-Pradera como una estructura de cabalgamiento de vergencia oeste que trae altos de basamento en el bloque colgante. Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003 en Lopez, 2004) determinan que esta falla tiene vergencia al este en el límite occidental de los sedimentos de la Formación Nogales.

Al sur de la población de Tuluá esta estructura pone en contacto a un bloque al oeste constituido por el Batolito de Buga y el denominado Complejo Ofiolítico de Ginebra con las rocas del grupo Diabásico al este (McCourt, 1983). Este límite según Barrero (1979) se extiende desde el departamento de Córdoba, hasta el sur del departamento de Nariño, con una longitud aproximada de 800 Km. El límite occidental de la cuenca, lo conforman los Sistemas de Fallas Cali y Patía.

#### **6.3.1.5 Falla Palmira-Búga**

Marca el límite occidental de las rocas máficas y ultramáficas del Macizo Ofiolítico de Ginebra. En superficie presenta un trazo de 17 km pero por métodos geofísicos se ha demostrado su importancia como estructura de extensión regional (Bermúdez et al., 1985, en Nivia, 2001).

#### **6.3.1.6 Falla de Roldanillo**

Limita al occidente las rocas ultramáficas y máficas del Complejo Ultramáfico de Bolívar y del Gabro de Riofrío (Barrero, 1979).

### **6.3.1.7 Fallas Dagua-Calima-Buenavista**

Definen el límite occidental de la secuencia esencialmente masiva de basaltos que conforman la porción oriental de la Cordillera Occidental (sentido de Aspden et al, 1984). Al occidente de la secuencia esencialmente masiva de basaltos se presentan varios cinturones regionales de basaltos, intercalados con metapelitas del Complejo Estructural Dagua limitados por las fallas El Dovia, Ristales (Barrero,1979), La Argelia, El Cairo, Río Blanco Este y Río Blanco Oeste (Parra et al., 1984 en Nivia 2001)

### **6.3.1.8 Falla Quebradanueva**

Fue propuesta por Gómez, (1970, en Aranzazu & Rios, 1989) como una falla de cabalgamiento importante que pone en contacto a la Fm. Cinta de piedra (en el sentido de McCourt, 1984.) con la Fm. La Paila.

Posteriormente evidencias de campo en el trabajo de Aranzazu & Rios, 1989. plantean que esta falla se encuentra afectando la Fm. Cartago (en el sentido de Schwinn, 1969 ; Aranzazu & Rios, 1989. ; Fm. Cinta de piedra en el sentido de McCourt, 1984; Keith, et.al. 1988) siendo de carácter intraformacional y se encuentra afectando a el miembro Piedras de Moler propuesto por Aranzazu & Rios, 1989.

### **6.3.1.9 Falla de Holguín**

Propuesta y definida en el trabajo de Aranzazu & Ríos, 1989 como una falla inversa de ángulo alto con vergencia hacia el oeste. Constituye el límite occidental de la Fm. Cartago y pone en contacto a las unidades Cenozoicas: Fm. La Paila y

Fm. Cartago. A lo largo de la sección Cartago – Alcalá se observan evidencias geomorfológicas de este tipo de fallamiento.

#### **6.3.1.10 Lineamientos**

Los lineamientos estructurales presentan dos tendencias principales que corresponden a las fallas mencionadas anteriormente, la tendencia E-W que se asocia a fallamientos transversales y la tendencia NE-SW dada por fallas de carácter longitudinal y a veces transversal al rumbo de los estratos. Los lineamientos NW-SE son más comunes en las rocas del Cretácico en la parte central y norte de la cuenca estudiada. (Gómez González C. & Osorio Naranjo L.F, 1996)

#### **6.3.2 Plegamiento**

Las direcciones de esfuerzos calculados para la generación de los pliegues (Harding & Lowell, 1979 en Nivia 2001) que afectan la secuencia terciaria del Grupo Valle sugieren que estos pudieron haberse producido por componentes compresivas NW-SE, generadas por movimientos de rumbo sinestrales a lo largo de fallas de orientación N 20-30° E. La datación relativa basada en eventos para el plegamiento de estas rocas miocenas coincide en términos muy amplios con el emplazamiento de la Placa Caribe.

Los pliegues presentan terminaciones periclinales hacia el noreste y, como característica importante, localmente sus ejes están deflectados hacia el occidente con desplazamientos de aproximadamente 1 km en una distancia de 2 km; estas deflexiones han sido interpretadas como producidas por desplazamientos laterales izquierdos de fallas de rumbo con orientación N40-50W que afectan el basamento sobre el cual reposan las sedimentitas del Grupo Valle (Nivia, 2001).

Entre los pliegues se encuentran anticlinales como estructuras amplias asimétricas que presentan un eje axial con una dirección regional aproximada de N 18° W y las mayores pendientes estructurales se encuentran en su flanco occidental (asociado con el flanco delantero de estructuras anticlinales con vergencia hacia el W ).

## 7. PROCESOS SEDIMENTOLOGICOS ASOCIADOS CON LAS LITOFACIES

El termino facies hace referencia a un cuerpo de roca que se reconoce de los niveles circundantes, por sus características litológicas, de estructuras sedimentarias, geométricas, texturales, asociaciones fosilíferas, (Sentido de Reading, 1996).

Las asociaciones faciales de este trabajo adoptaran el sentido de Walker R.G, Harms J.P, Spearing D.R, Southard J.B, 1975; que hacen referencia a la asociación de estructuras sedimentarias en pequeños grupos que conforman un cuerpo de roca, las cuales involucran una sucesión de procesos deposicionales y ambientales.

En este estudio, la interpretación de ambientes sedimentarios está basada en asociaciones litofaciales y en análisis de las características morfológicas de los cuerpos de roca aflorantes en las secciones levantadas, las cuales se relacionan con los conceptos de dinámica de fluidos y régimen de flujo. Estos conceptos hacen referencia al efecto de los sólidos transportados en relación con las propiedades de la fase fluida pura (fase sólida, líquida y gaseosa en Leeder, 2006.). Estos elementos son importantes porque a partir de estos procesos sedimentológicos se forman una serie de sucesiones estratificadas, frecuentemente con estructuras sedimentarias y rasgos texturales característicos, que son una herramienta muy útil en la interpretación de ambientes de depositación clástica.

A continuación se mencionaran algunos aspectos importantes relacionados con la dinámica sedimentológica de fluidos y los procesos físicos que intervienen en la sedimentación:

Los procesos de sedimentación tienen relación con la forma en que los diferentes estados de la materia pueden transportar sólidos en forma de sedimentos a través de la superficie terrestre. Estos procesos involucran dos tipos de fluidos con características diferentes: Los fluidos Newtonianos y los fluidos no Newtonianos. Los primeros pueden ser definidos como una sustancia que deforma inmediatamente y no recupera su forma original debido a la acción de las fuerzas de corte (“cizalla”) que actúan continuamente sobre un cuerpo determinado (Leeder, 2006). Los segundos son flujos que no se deforman inmediatamente, además pueden recobrar su forma original, se destaca el transporte por fuerzas de presión dispersante y fuerzas relacionadas con el momentum de partículas; estos flujos presentan comportamiento laminar transportando partículas por flotabilidad debido a la alta carga de sedimento y el contraste de densidad entre sus componentes

Los mecanismos que generan movimiento están relacionados con el momentum de partículas, en donde juega un papel importante la gravedad y las fuerzas ascensionales relacionadas con los contrastes de densidad del fluido y los sólidos transportados. Durante el proceso de transporte, la interacción de los clastos produce esfuerzos de presión dispersante generados por colisión intergranular, además están controladas por altos gradientes de velocidad (Leeder, 2006).

Los flujos relacionados con procesos de flotabilidad dependen del contraste de densidad de los clastos con la matriz, que generalmente se encuentra con una alta concentración de sedimentos y cargada de agua.

Los flujos resultantes producto de la movilización de materiales en la superficie terrestre pueden subdividirse en cohesivos y no cohesivos (Reading, 1996), dependiendo del contenido de sedimento de grano fino y del porcentaje de agua en la matriz. Para establecer las características de un flujo no cohesivo en el sentido de (Reading 1996), se tendrá presente el concepto de número de

Reynolds, que relaciona las fuerzas inerciales con la viscosidad del fluido, en donde se pueden diferenciar dos tipos de flujo: flujo laminar cuando las líneas de flujo se mueven paralelas al lecho de la corriente, asociado a velocidades bajas y el flujo turbulento en donde las líneas de flujo se comportan caóticamente y no son paralelas con el lecho de la corriente (Leeder, 2006).

Para un sistema donde predomina la acción de corrientes, se pueden presentar fluctuaciones en el régimen de flujo a lo largo de su curso, presentando cambios en las condiciones hidrodinámicas del mismo, pasando de un flujo laminar a uno turbulento y viceversa, dependiendo de varios factores como lo son: la velocidad del flujo, la carga de sedimentos relacionada con la viscosidad del fluido, cambios en la profundidad de la columna de agua o del lecho, cambios litológicos a lo largo de la superficie de la corriente, etc. que influyen directamente en el comportamiento y características de un flujo.

En contraste con los flujos de escombros, los flujos de corrientes unidireccionales son dominados por fuerzas de corte en flujos con comportamiento turbulentos (corriente) que transportan el sedimento grano por grano, ya sea como carga de fondo (por tracción y/o saltación) o como carga en suspensión a lo largo de una cuenca, resultando niveles bien seleccionados, con estratificación interna. Los flujos hiperconcentrados (-40% de carga de sedimentos por volumen) tienen características intermedias entre flujos de escombros (-65% de carga de sedimentos por volumen) y flujos de corrientes (-5% de carga de sedimentos por volumen), además, son reconocidos como un agente importante de sedimentación en abanicos aluviales y zonas volcánicas. (en Sohn Y.K, et al, 1999).

En los segmentos distales de un flujo gravitacional (flujo de escombros, flujos granulares, flujos hiperconcentrados), a consecuencia de la pérdida de poder de transporte, se depositan una serie de lóbulos elongados en segmentos de baja

pendiente producto de la expansión del flujo después de moverse por valles confinados.

Tipos de Flujo	Características Dinámicas del Flujo	Procesos Depositionales	Litofacies Asociadas	Forma de Transporte	Ambientes Asociados
Turbulentos	F. Newtonianos	Flujos de Corrientes:	Gcm, Gh, Gp, Gt, Sh, Sp, St	Carga de fondo (tracción y saltación)	Sistemas aluviales de baja sinuosidad asociado a Abanicos Aluviales
Transicionales		Corrientes de tracción	Svf,, Sh, Fl, Fm, Fr	Carga de fondo Suspensión	
Laminares	F. No Newtonianos	Flujos Laminares			Subambientes lacustres y de llanuras de inundación
		Flujos Gravitacionales:	Gmm, Gci, Gcm	Tracción, Flotabilidad, Colisión intergranular, por la interacción entre matriz-agua-sedimentos	Común en zonas de cambio de pendiente, donde hay expansión de flujos confinados desde cadenas montañosas. (Sistemas de Abanicos Aluviales).
		Flujos de escombros	Sgm		
		Flujos Hiperconcentrados	Svf, Fm		
		Flujos Granulares			Ambientes Marinos

**Tabla 1.** Relación entre la dinámica sedimentológica de fluidos y los procesos de transporte de sedimentos en las litofacies determinadas a lo largo de las secciones.

Clasificación (Pierson and Costa, 1987; Smith and Lowe, 1991)		Sedimento / agua 		
		Flujo normal de corriente	Flujo hiperconcentrado	Flujo de escombros
Concentración de sólidos	(Pierson and Costa, 1987)	< 40% en peso < 20% en volumen	40 - 80% en peso 20 - 60% en volumen	> 80% en peso > 60% en volumen
	(Smith and Lowe, 1991)	< 55% en peso < 35% en volumen	55 - 80% en peso 35 - 60% en volumen	70 - 90% en peso 50 - 80% en volumen
Tipo de fluido		Newtoniano	No newtoniano	
Comportamiento de flujo (Dasgupta, 2003)		Líquido	Plástico tipo Bingham	
Número de Reynolds (Dasgupta, 2003)		> 2000	2000 - 500	< 500
Reología del flujo (Dasgupta, 2003)		Turbulento		Laminar
Soporte de sedimentos (Smith and Lowe, 1991)				
Interacción granular dominante (Schultz, 1984)		Colisión (Modo inercial)		Fricción (Modo viscoso)
Variaciones clasificación (Iverson, 1997; Vallance and Scott, 1997; Iverson and Vallance, 2001)		Flujo normal de corriente	Lahar o flujo de escombros	
			Diluido	No diluido
Contenido de arcilla (Vallance and Scott, 1997)				< 5% no cohesivo > 5% Cohesivo
Deposición				

**Tabla 2.** Diagrama que ilustra las características sedimentológicas y reológicas, mecanismos de deposición y de soporte de granos para flujos de corrientes, flujos hiperconcentrados y flujos de escombros. Nótese la progresiva pérdida de estratificación y gradación a medida que aumenta el contenido de sedimentos (Tomada de Borrero et. al 2008).

## 8. ANALISIS FACIAL DE LA FORMACION LA PAILA

El estudio e interpretación ambiental de las rocas sedimentarias involucra la determinación de características particulares como estructuras sedimentarias, texturas, asociaciones litológicas y asociaciones fosilíferas que en conjunto obedecen al término de “Facies”, el cual incluye tanto litofacies como biofacies. Estas características observables en las rocas sedimentarias, pueden ser interpretadas en términos de los procesos depositacionales y biológicos; siendo estos los factores que controlan el comportamiento de un flujo. Una litofacies individual es la respuesta deposicional específica asociada con procesos sedimentológicos de transporte, conformando una unidad de roca definida con base en sus rasgos distintivos.

En este capítulo se definen las características litofaciales que se hallan a lo largo de las secciones Andalucía-Galicia, Uribe-Sevilla, Buga-La Habana, la Paila- La Bamba; asociando cada litofacies con los procesos que intervienen en su origen y las relaciones genéticas existentes entre ellas en un ambiente sedimentario determinado.

Para ello se utilizó la propuesta de códigos litofaciales sugeridos por Andrew D. Miall, 1996. En los casos en que los códigos propuestos por Miall no corresponden a las observaciones de campo, se modificaron y se adaptaron de acuerdo a las características sedimentológicas distintivas en un cuerpo de roca en particular. Es de aclarar que aunque se emplean la mayoría de los códigos de Miall, la interpretación de las mismas está basada en otros autores (Harms, et. al 1975, Miall, 1996, Reading, 1996, Leeder 2006, Stow, 2006.)

Teniendo en cuenta el tamaño de grano, las características litológicas y las estructuras sedimentarias, en las secciones estudiadas se identificaron 16

litofacies que fueron agrupadas en 4 grupos principales: litofacies de gravas, litofacies de arenas, litofacies de grano fino (lutíticas) y litofacies no clásticas.

## **8.1 LITOFACIES DE GRAVAS**

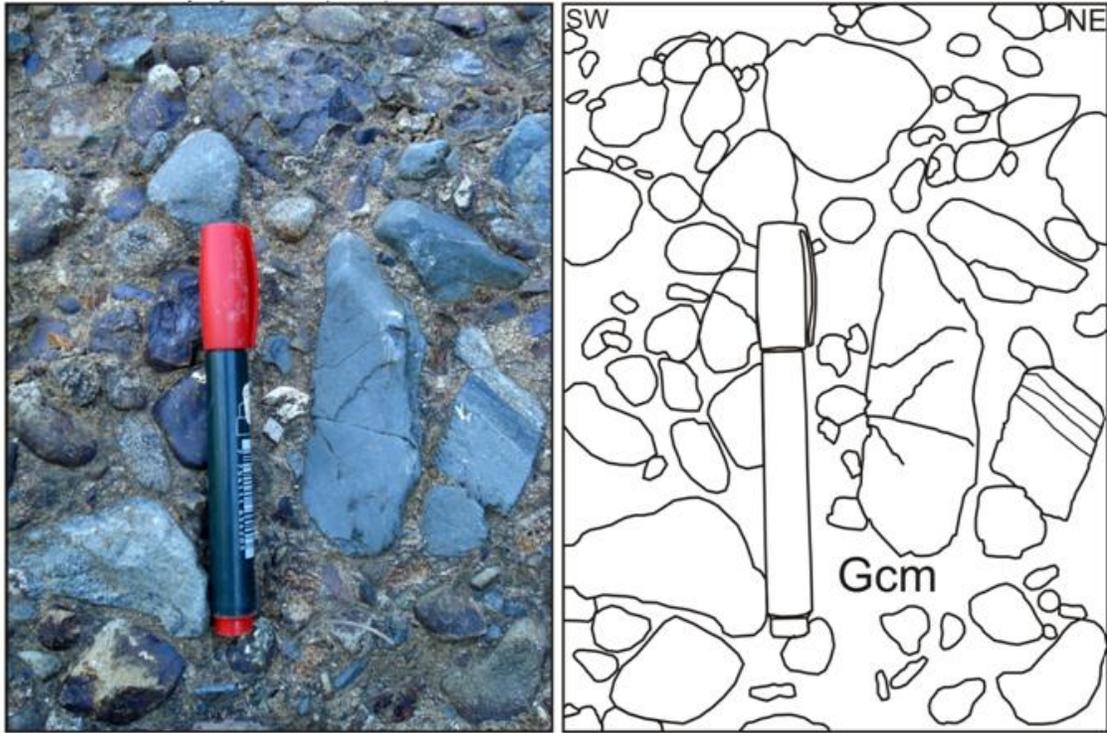
### **8.1.1 Conglomerados masivos clasto-soportados. (Código Litofacial Gcm)**

Los procesos sedimentológicos involucrados en esta litofacies registran eventos deposicionales tanto de flujos de corrientes como de flujos de escombros pseudoplasticos (carga de fondo inercial, flujos turbulentos, Miall 1996), estos conglomerados están caracterizados por su geometría tabular, en algunos segmentos lenticulares (en forma de canal) con bases erosivas, carecen de estratificación y de todas las estructuras sedimentarias (incluida la imbricación). Se encuentra relacionado con emplazamiento de flujos de escombros pseudoplasticos que a su vez, gradaron a flujos con dominio de corrientes. La estratificación horizontal sugiere una depositación sobre o cerca al lecho de barras longitudinales de bajo relieve, alineados de forma paralela a la dirección de flujo, también sobre el tope de barras trenzadas o como depósitos de rezago sobre el lecho del canal (Reading, 1996).

La matriz arenácea que se encuentra entre los intersticios de los conglomerados en algunos casos posiblemente fue depositada después de la acumulación de las gravas en sistemas de corrientes unidireccionales de alta energía, las cuales se depositaron cuando cesaba el poder de transporte y podrían depositarse partículas tamaño arena por rodamiento o suspensión.

En las secciones estudiadas esta litofacies es predominante y está caracterizada por la presencia de clastos que se encuentran en contacto entre sí, con disposición errática, envueltos en una matriz arenosa y lodosa pobremente

seleccionada, que no supera el 15% del total de la roca. El conglomerado se presenta mal seleccionado; los clastos son de baja esfericidad y varían de subangulares a subredondeados.



**Figura 2.** Conglomerado polimíctico clastosoportado, con clastos de basalto de coloración gris claro, clastos de gabros y microgabros de color gris oscuro y fragmentos de cuarzo de coloración blanca; los clastos en general son de baja esfericidad, subangulares a subredondeados y se encuentran en una matriz con partículas de arena fina. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009, ubicada en la poligonal entre los puntos d6 y d7).

### 8.1.2 Conglomerados masivos matriz-soportados. (Código Litofacial Gmm y Gmg)

Las características generales de esta litofacies, como la fabrica matriz-soportada, la pobre selección, la matriz arcillosa y la gradación inversa, sugiere un emplazamiento por flujos de escombros.

Las unidades producto de procesos de flujos de escombros (flujos no Newtonianos) presentan fábrica matriz-soportada y clastos (desde gránulos hasta bloques) flotando en una matriz de grano fino (arena y lodo), algunos de los cuales sobresalen a superficie. Algunos flujos de escombros muestran gradación inversa en sus partes inferiores, producto de los esfuerzos de corte que generan presión dispersante por procesos de colisión interpartícula (Miall, 1996, Reading, 1996, Leeder, 2006, Stow, 2006).

Los conglomerados matriz-soportados comúnmente muestran ausencia de estratificación interna e imbricación de clastos, aunque en algunos casos se puede desarrollar estructuras gradacionales. Cuando se presentan grandes clastos imbricados embebidos en una matriz arenosa, se sugieren procesos de corrientes unidireccionales de alta energía en medios acuosos, posiblemente asociadas a flujos hiperconcentrados con comportamiento laminar y turbulento, especialmente donde las unidades son tabulares e intercaladas con sedimentos finos. (Laming, 1966; Nemeč & Steel, 1984 en Reading, 1996)

En los segundos intervienen factores como la flotabilidad, en este tipo de flujos la matriz juega un papel muy importante en la dinámica de los mismos, ya que la interacción entre el agua y la matriz (arcillo-arenosa) con los clastos transportados, producen movilización de material por acción de esfuerzos dispersantes y por diferencias de densidad entre sus constituyentes.

En regiones semiáridas los flujos de escombros son generados por escasas pero intensas lluvias, las cuales transportan materiales gruesos desde las áreas fuente hacia las partes bajas. La deposición de este tipo de flujos es intermitente y es el resultado de procesos eventuales.

Los flujos de escombros son agentes de transporte importantes en ambientes de abanicos aluviales, pero ellos no son los únicos procesos deposicionales. En los

segmentos en donde la velocidad del flujo disminuye por la interacción del mismo con la superficie irregular, los procesos de flujos de corrientes pueden ser de importancia en la removilización de materiales depositados por acción de flujos de escombros. Estos procesos pueden persistir sobre las partes superiores de un Abanico Aluvial y tienen la capacidad de movilizar partículas tamaño arena formando ripples y dunas por migración de formas de fondo (ver figura 21 ).

En las secciones estudiadas la litofacies Gmm está constituida por clastos (predominio de guijos) subangulares a subredondeados, de baja esfericidad, pobremente seleccionados, soportados por una matriz areno-arcillosa mal calibrada.

Esta litofacies se encuentra principalmente en forma de lentes y en menor proporción se presenta como pequeñas capas o haciendo parte de gradaciones.

La Litofacies Gmg está caracterizada por tener una fábrica matriz-soportada y presentar varios eventos de gradación normal a inversa; los tamaños de grano varían de guijos a guijarros, mal calibrados, subredondeados de baja esfericidad, envueltos por una matriz arenosa mal seleccionada.



**Figura 3.** Hacia la base del afloramiento litofacies Gmm, suprayaciendo litofacies Sp y en la parte superior litofacies St, sección Andalucía-Galicia (Tomado de Gómez y Osorio, 2009).

### **8.1.3 Conglomerados clasto-soportados horizontalmente estratificados. (Código Litofacial Gh)**

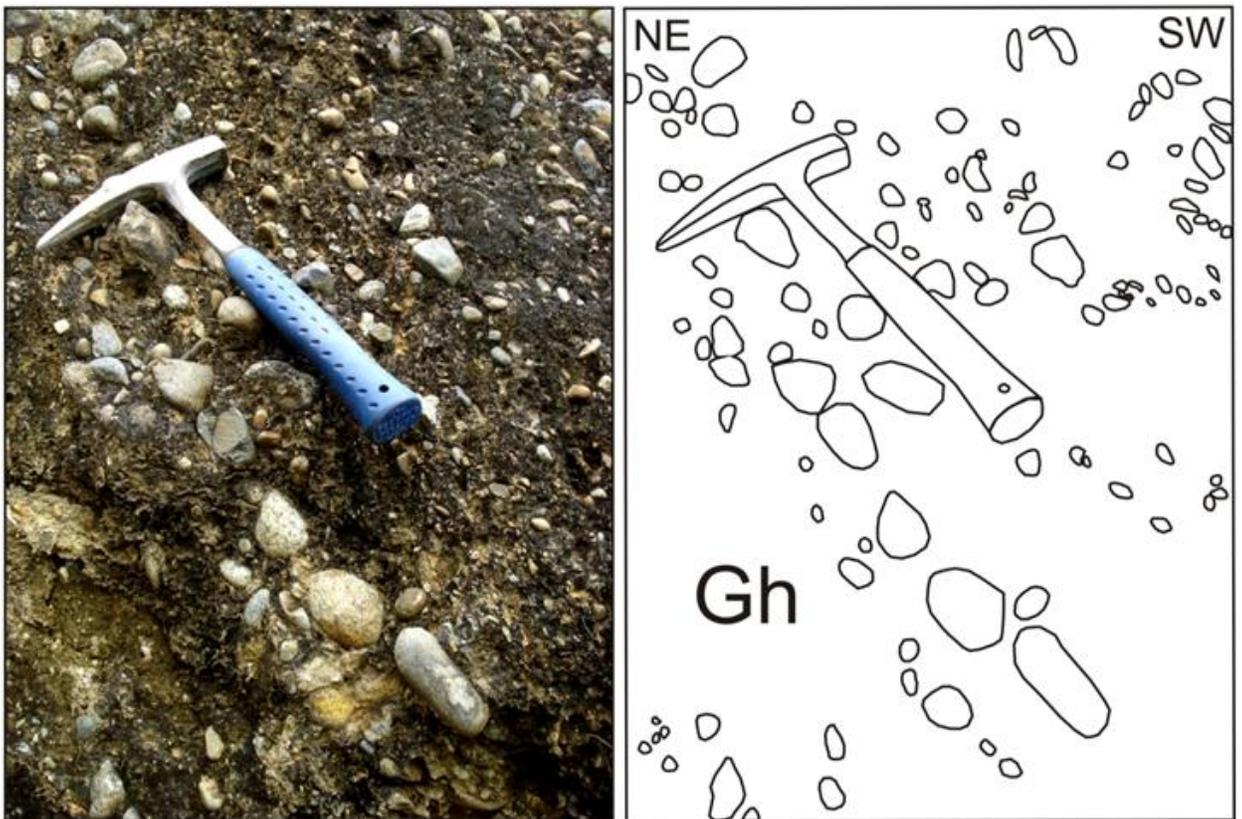
Producto de depositación de gravas como carga de fondo en formas de fondo longitudinales, también se encuentra asociado a depósitos de rezago de canal y depósitos de desborde.

Está caracterizada por presentar clastos imbricados mal seleccionados con una fábrica clasto-soportada de espesores centimétricos a métricos, con clastos subredondeados de baja esfericidad, de tamaño guijarros principalmente. Los clastos muestran lineamiento horizontal (difuso).

Tanto la fábrica clastosoportada, la imbricación, la matriz arenosa y el redondeamiento de algunos de los clastos pueden atribuirse a flujos turbulentos, no cohesivos, pero más diluidos y selectivos, con una baja concentración de sedimentos por volumen. Los clastos fueron depositados por corrientes de

tracción; el lineamiento horizontal de los clastos es atribuido a la disposición paralela al sustrato.

Gh es la segunda litofacies más importante y abundante. Está caracterizada por presentar clastos imbricados mal seleccionados con una fábrica clasto-soportada constituyendo paquetes potentes que imprimen en el terreno una morfología abrupta.



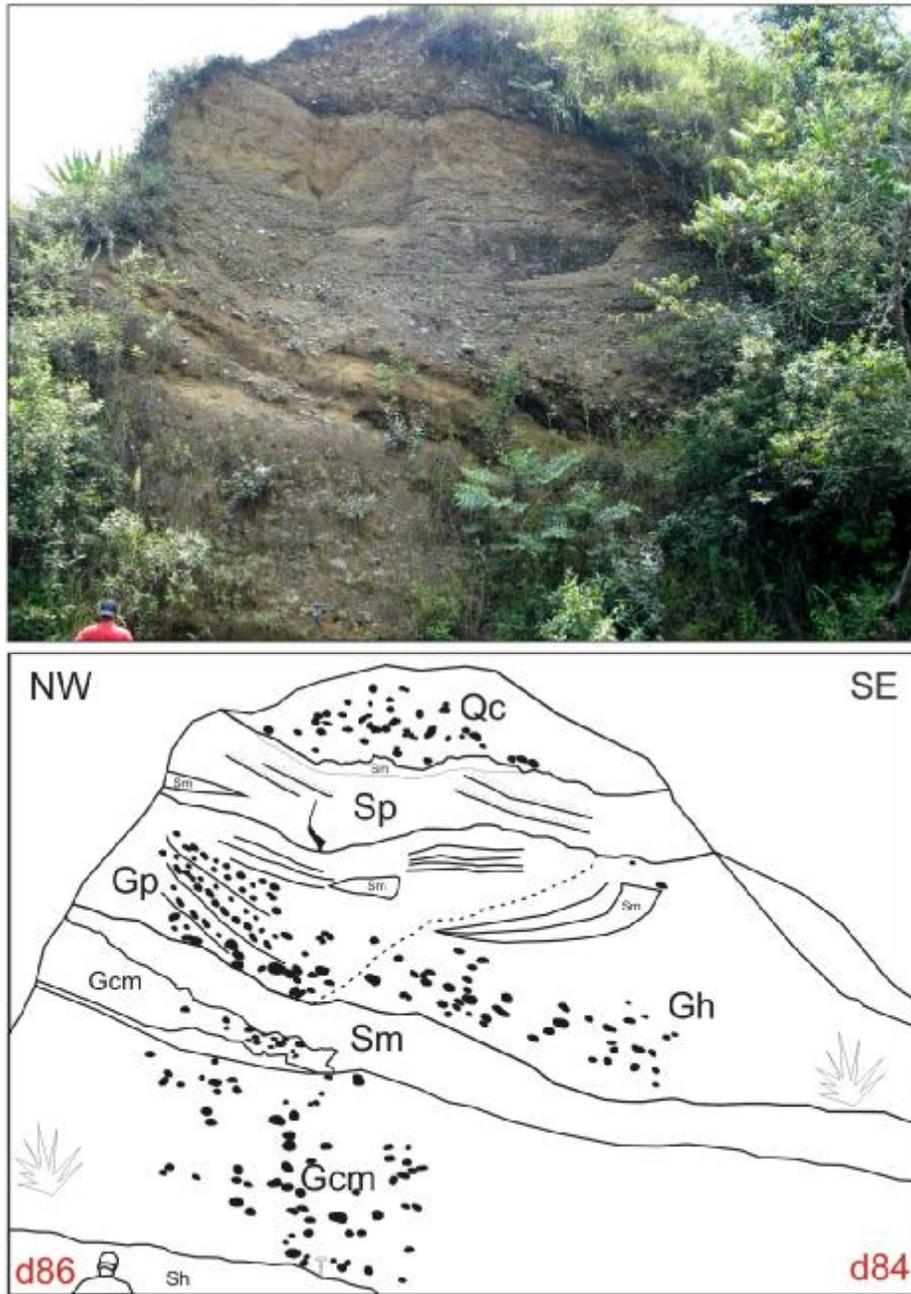
**Figura 4.** Se observan clastos de rocas graníticas y basaltos constituyendo un conglomerado clastosoportado polimíctico con imbricación (Gh). Este afloramiento se encuentra a lo largo de la vía Buga-La Habana en el sector de Villa del Río, ubicado en la poligonal levantada en esta sección entre d97 y d98, punto de GPS G026. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).

#### **8.1.4 Conglomerados con estratificación cruzada planar. (Código Litofacial Gp)**

Producto de depositación de partículas de gravas sobre márgenes de barras de conglomeráticas con caras inclinadas (diagonales) bien desarrolladas (Harms et. al, 1975), asociado con migración de dunas poco desarrolladas de gran escala como formas de fondo, rellenando canales, asociado con barras de gravas transversales por acción de flujos turbulentos unidireccionales de alta energía (Miall, 1996). Algunos sets de esta litofacies puede representar la parte media de un canal o barras formadas por confluencia de canales formadas en sectores profundos de un canal (Thompson, 1983 en Reading, 1996).

Se trata de niveles conglomeráticos de orden centimétrico contenidos en una matriz de arena fina; con clastos de tamaño guijarros (entre 6 y 10cm), subredondeados de baja esfericidad; los cuales presentan estratificación inclinada planar o cruzada.

Esta litofacies es originada por flujos de corriente de alta energía (turbulentos), los cuales transportan y acumulan sedimentos gruesos como carga de fondo, manteniendo la arena y los materiales finos en suspensión. Esta litofacies está asociada al desarrollo de barras transversales, las cuales se forman por acumulación de gravas en condiciones de baja velocidad, transportando y depositando gravas por acreción vertical, siendo este el proceso de acumulación más significativo (ver figuras 19, 20). Esta litofacies también se encuentra asociada a relleno de canales menores desarrollando estratificación cruzada en segmentos con geometría lenticular.



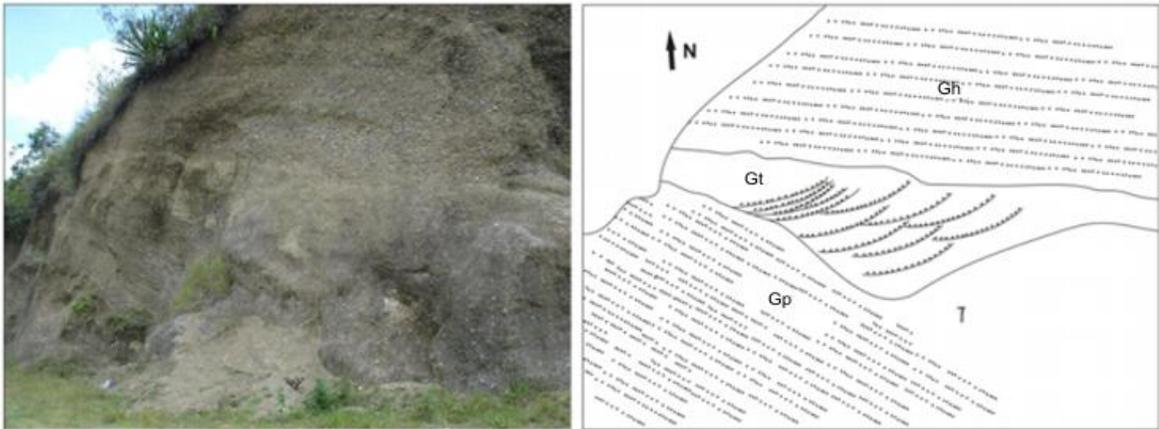
**Figura 5.** Se observa una intercalación de facies Gcm, Gh, Gp, Sm, Sh y Sp, con estructuras sedimentarias. Hacia la base de la sucesión se encuentra una arenita de tamaño de grano muy fino con restos de fósiles de plantas, hacia el techo se observa un depósito reciente. El zoom muestra una laminación plana paralela en arenisca de grano medio con lentes de arena gruesa. Vía Buga La Habana, Vereda La Granjita, sector finca River Side. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).

### **8.1.5 Conglomerados con estratificación cruzada festoneada. (Código Litofacial Gt)**

Producto de depositación de gravas en corrientes turbulentas unidireccionales, rellenando canales menores; se caracteriza por la presencia de cuerpos someros con forma pandeada (“formas de canal”) con profundidades entre 0.2-3 m y 1-12 m de ancho. Estos segmentos pueden estar constituidos de sets que varían lateral y verticalmente, y se observan tanto hacia la base como al tope contactos erosivos (Miall, 1996).

La base erosiva puede ser seguida por depósitos de rezago de canal de tamaño de grano mas grueso que el relleno del canal. La inclinación del foreset es más empinada en las artesas más pequeñas, extendiéndose a un máximo de 30°. Se puede encontrar formando capas tabulares o desarrollada dentro de geometrías de canal.

La litofacies Gt es poco abundante en las secciones estudiadas (en la sección Andalucía-Galicia se observa hacia el techo de la columna estratigráfica). Dentro de sus rasgos más importantes están las artesas definidas por las gravas y se puede encontrar dentro de canales o capas (figura 6).



**Figura 6.** Conglomerado polimíctico clastosoportado definiendo estratificación inclinada planar (Gp) y canal de conglomerado con estratificación inclinada festoneada (Gt). Sección Andalucía-Galicia sector Cantera Galicia (Tomado de Gómez y Osorio).

### **8.1.6 Conglomerados clasto-soportados con gradación inversa. (Código Litofacial Gci)**

Se trata de gravas gruesas que presentan variaciones de tamaño de grano dentro de un mismo paquete; gradando desde areniscas medias hasta areniscas conglomeráticas e incluso conglomerados finos. Se asume el código por involucrar gravas de tamaño gránulos hasta guijos.

Producto de procesos de emplazamiento de flujos de escombros de alto poder cargados de clastos, o como producto del emplazamiento de flujos de escombros pseudoplásticos de mediano a bajo poder con transporte inercial de partículas como carga de fondo (Miall, 1996).

Cuando se presenta una concentración de sedimentos esta entre el 20-40% se tiene un flujo hiperconcentrado; durante su emplazamiento, la colisión entre sus componentes produce fuerzas ascendentes por acción de esfuerzos de presión dispersante, generando gradaciones inversas (Schultz, 1984).

## **8.2 LITOFACIES DE ARENAS**

### **8.2.1 Areniscas conglomeráticas masivas. (Código Litofacial Sgm)**

Se trata de capas de geometría tabular con espesores de orden centimétrico de areniscas conglomeráticas clastosoportadas masivas, con clastos de tamaño gránulos hasta guijos dispersos aleatoriamente (tamaño máx 3 cm.) Presentan laminación horizontal definida por zonas con acumulación de gránulos y guijos. Frecuentemente intercaladas con areniscas masivas en contacto neto o con lentes de las mismas incluidas dentro del paquete (ver figuras 16 y 17).

Esta litofacies está asociada a flujos hiperconcentrados (carga de sedimentos – 40% por volumen), cuyas condiciones de formación son intermedias entre los flujos de escombros y los flujos de corrientes diluidos y turbulentos , los cuales sumados a la corta distancia de transporte impidieron una efectiva selección textural (Reading,1996). Las características de estas litofacies indican depositación rápida por acción de flujos gravitacionales (posiblemente hiperconcentrados), siendo la turbulencia y la interacción entre los granos los mecanismos de transporte por suspensión y por rodamiento. En los segmentos en donde se observa de forma masiva puede estar asociada a una alta rata de sedimentación en flujos pseudoplasticos.

Esta litofacies es una nueva propuesta del este estudio de la Fm. La Paila, en el convenio de la Universidad de Caldas con la ANH y no se debe considerar como litofacies Gmm (conglomerado matriz-soportado masivo) ya que ni el tamaño de los granos ni la relación clastos/matriz está dentro de este concepto. Tampoco se puede clasificar como litofacies Sm (arena masiva) ya que (Miall, 1996) no considera la presencia de cantos dentro de este tipo de arenas, sin embargo, existen facies que pueden considerar la presencia de estos pero están

relacionadas con la presencia de por lo menos una estructura sedimentaria (estratificación cruzada en artesa, estratificación plana paralela, ripples, estratificación cruzada de bajo ángulo, entre otras).

En general la litofacies Sgm se observa en capas de geometría tabular con espesores de orden centimétrico de areniscas conglomeráticas clastosoportadas, moderadamente a mal seleccionadas, con clastos de tamaño gránulos (Tamaño Máx 3 cm.) Presentan laminación horizontal definida por zonas con acumulación de gránulos y guijos, subangulares a subredondeados, de alta esfericidad, el tamaño de la matriz es generalmente de arena fina. Estas areniscas se encuentran moderadamente endurecidas y un poco oxidadas; frecuentemente intercaladas con areniscas masivas en contacto neto o con lentes de las mismas incluidas dentro del paquete.

Esta litofacies está asociada a flujos hiperconcentrado, cuyas condiciones de formación son intermedias entre flujos de escombros y flujos de corrientes diluidos y turbulentos, los cuales sumados a la corta distancia de transporte impidieron una efectiva calibración textural (Reading, 1996). Las características antes mencionadas de estas litofacies indican depositación rápida por suspensión y por tracción, siendo la turbulencia y la interacción entre los granos los mecanismos responsables del soporte, transporte y depositación del material.



**Figura 7.** Lente de arenita conglomerática masiva (Sgm), sección La Uribe-Sevilla (Tomada de Castaño y Cifuentes, 2009).

### **8.2.2 Arenitas masivas. (Código Litofacial Sm)**

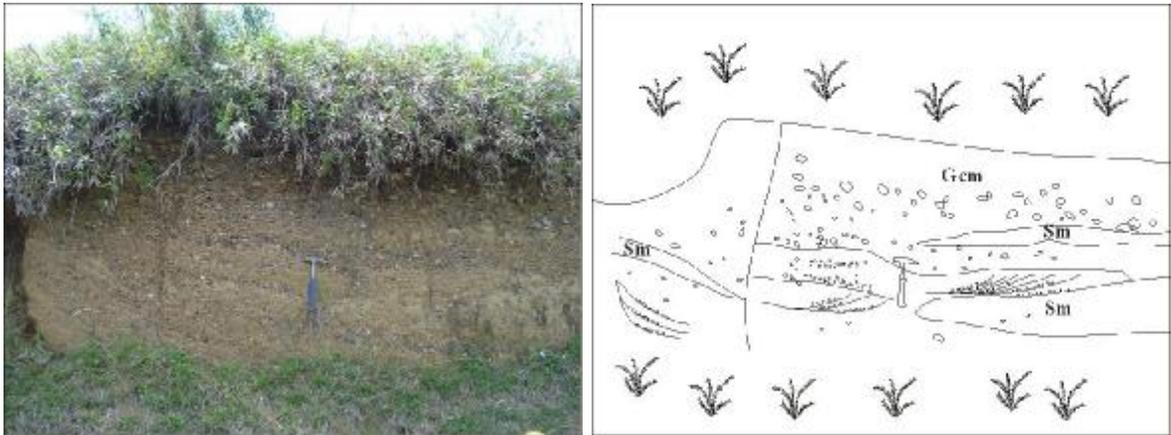
Se presentan en estratos tabulares centimétricos, con tamaños de grano desde arena muy fina hasta arena muy gruesa; generalmente sin estructuras apreciables (posiblemente por bioturbación, rápida depositación o por meteorización por exposición subaérea), Los contactos son generalmente netos cuando suprayacen niveles de lutitas o areniscas conglomeráticas y neto irregular o erosivo en el caso de estar suprayacido por conglomerados (ver figuras 16 y 17).

Debido al aspecto masivo de esta litofacies, se interpreta como producto de una rápida sedimentación de flujos con alta carga de sedimentos, cuando el poder de transporte disminuye. Es interpretada como producto de la sedimentación de partículas en suspensión asociado a depósitos de desborde de canal (depositados en las partes superiores de las barras de gravas y llanuras de inundación) acumulados de forma rápida por asentamiento en masa de flujos con alta carga de

sedimentos, impidiendo el desarrollo de estructuras de corrientes. Ellas pueden mostrar gradación o laminación irregular muy débil. Cada capa corresponde a un “pulso” de depósitos de flujos gravitacionales cargados de sedimentos (Miall, 1996).

Esta litofacies en algunos segmentos contiene restos de plantas bien preservados, tales como hojas (de formas diversas y con la nerviación bien conservada), troncos y semillas. Entre otras características, se destaca la presencia de nódulos calcáreos dentro de los estratos arenosos y en algunos casos en los contactos inmediatos con los conglomerados. Los procesos de formación de calcretas (movilización de iones, junto con procesos de contracción – dilatación en zonas con temporadas secas y húmedas), podrían ser los responsables de la destrucción de las estructuras primarias en los niveles de arenitas masivas. También es común encontrar estas arenitas como cuerpos lenticulares embebidos dentro de paquetes de areniscas tabulares o dentro de los niveles conglomeráticos, se interpreta como relleno de canales a pequeña escala con acción de procesos de corrientes de baja energía.

También se presentan en forma de lentes, canales y en estratos con segmentos gradados tenuemente. La disposición de los granos es errática, con partículas subangulares de alta esfericidad con moderada selección.



**Figura 8.** Conglomerado polimíctico clastosoportado (Gcm), arenitas masivas (Sm) y gravas definiendo laminación inclinada festoneada (Gt), (Sección Andalucía-Galicia, tomado de Gómez y Osorio, 2009).

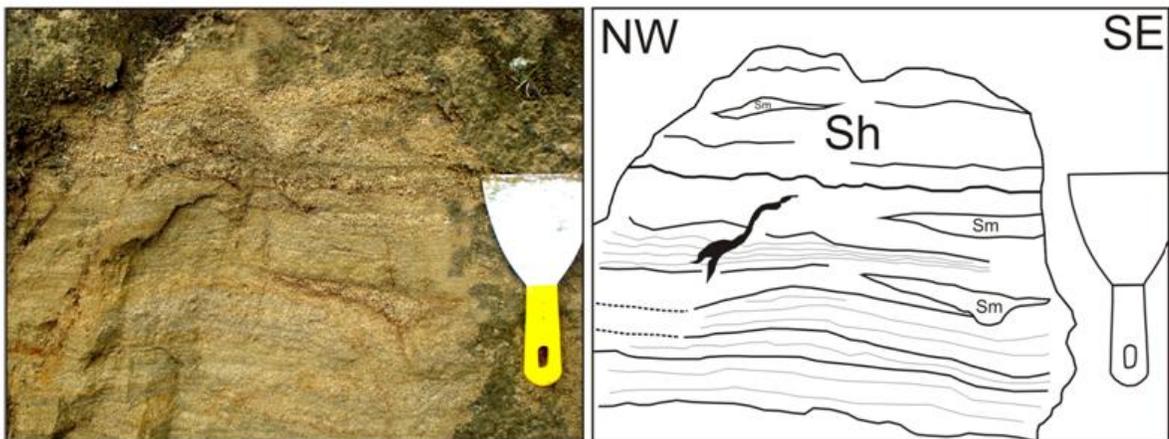
### 8.2.3 Arenitas con laminación plana paralela (Código Litofacial Sh)

Es generada por acción de pequeños vórtices longitudinales en la base de una capa afectada por turbulencia (Miall, 1996); esta litofacies es producto de la sedimentación sobre lechos planos en condiciones de régimen de flujo superior. (Miall, 1996, Harms et.al, 1975). H.G. Reading (1996) las interpreta como formadas bajo condiciones de régimen de flujo superior en lechos planos, desarrolladas bajo flujos de alta velocidad o baja profundidad. Stear, (1985 en Reading, 1996) asocia el contenido de micas con las condiciones hidrodinámicas del flujo, en donde las arenitas de grano fino a medio son libres de micas se interpretan como producto de lechos planos formados en condiciones de régimen de flujo superior y cuando las arenitas son altamente micáceas sugiere condiciones de flujos débiles en condiciones de régimen de flujo inferior.

Esta litofacies es común en algunas unidades que son depositadas rápidamente y bajo condiciones de flujo cambiantes (Harms et.al, 1975).

Se produce en la transición de un régimen de flujo inferior a un régimen de flujo superior, en periodos de alta descarga de sedimentos (Einsele, 2000, Stow 2006). En la sección Uribe-Sevilla esta litofacies se encuentra constituida por arenitas de tamaño medio a grueso, de color gris claro, de baja esfericidad, subangulares, con selección moderada, buena porosidad; se presenta tanto en estratos tabulares como lenticulares.

En la sección Buga-La Habana están representadas por estratos de areniscas de geometría tabular de espesores centimétricos, con tamaños de grano fino a muy fino, de color pardo grisáceo a pardo-rojizo, con micas alteradas en algunos estratos. Estas areniscas presentan laminación plana paralela a veces difusa en los sedimentos más finogranulares.



**Figura 9.** Se observa una laminación plana paralela en areniscas de grano grueso, además se observan pequeños lentes de arenitas masivas; afloramiento ubicado entre los puntos de la poligonal d84 y d86, punto GPS G025, a lo largo de la vía Buga La Habana, en el sector de la vereda La Granjita, finca River Side. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).

#### **8.2.4 Arenitas con estratificación cruzada planar. (Código Litofacial Sp)**

Son depositadas por migración de arenas como formas de fondo (ripples y dunas), bajo condiciones de flujos unidireccionales con características turbulentas, indicando condiciones de régimen de flujo inferior parte superior (Harms et.al,

1975). Según Miall (1996), son el resultado de migración de dunas bidimensionales de crestas rectilíneas (formas de fondo transversales y linguoides) transportadas por tracción en el fondo de una corriente, en condiciones de régimen de flujo inferior (ver figuras 19, 20, 21).

La arena es transportada flanco arriba por tracción (rodamiento) y suspensión intermitente y depositada en la cresta. Las capas cruzadas están típicamente cerca del ángulo de reposo.

La forma básica de la estratificación cruzada es modificada bajo diferentes condiciones de flujo. Los sets de estratificación cruzada planar son formados por lo general en arenas de tamaño de grano de muy fino a medio, el límite inferior del espesor del set es de 5 cm. Los sets con grandes espesores de 0.5 a 1.5 m son típicos de areniscas fluviales. Esta litofacies se puede desarrollar en los márgenes de algunas barras aluviales que pueden ser cubiertas por flujos de crecientes (Harms et.al, 1975), en donde los sets aislados de estratificación inclinada planar pueden sugerir litofacies de acreción lateral en los márgenes de barras longitudinales.



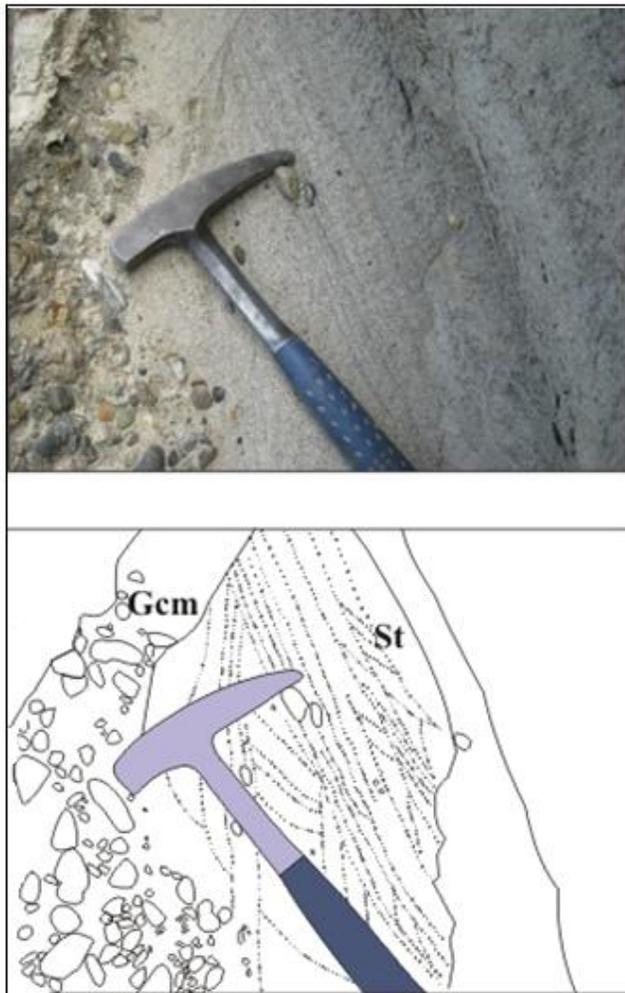
**Figura 10.** Arenita con laminación inclinada planar (Facies Sp), sección Uribe-Sevilla,( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).

### **8.2.5 Arenitas con estratificación cruzada en artesas. (Código Litofacial St)**

Producto del transporte como carga de fondo, de partículas tamaño arena por rodamiento y saltación a lo largo de flujos unidireccionales en condiciones de régimen de flujo inferior con rangos apropiados de profundidad y velocidad para que se formen dunas (Harms et.al, 1975). Son interpretadas como migración de dunas de crestas sinuosas asociadas a formas tridimensionales (ripples y dunas linguoides). (Miall, 1996). H.G. Reading (1996) las interpreta como producto de la migración de pequeños ripples de corriente.

Según Miall (1996), las artesas se desarrollan por la migración de dunas 3-D. Ellas se presentan en arenas de granos finos a gruesos. Las artesas ocurren como formas solitarias o agrupadas. Los guijarros pueden estar presentes y esto es común en arenas pobremente sorteadas con intraclastos de arcilla o lodolita hacia la base de la artesas.

Frecuentemente el tamaño mínimo de los sets de esta litofacies es de 5 cm, como en el caso de las dunas en dos dimensiones. En las areniscas fluviales los sets de estratificación cruzada en artesa raramente son mayores a un metro de espesor, pero cuando estas formas se presentan, se interpretan como depositadas en canales profundos asociadas a dunas de gran escala por corrientes unidireccionales en condiciones de régimen de flujo inferior. (Miall, 1996).



**Figura 11.** Arenita con laminación inclinada festoneada. (Facies St). Ubicado en la sección Uribe-Sevilla, entre los deltas 97 y 98 ( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).

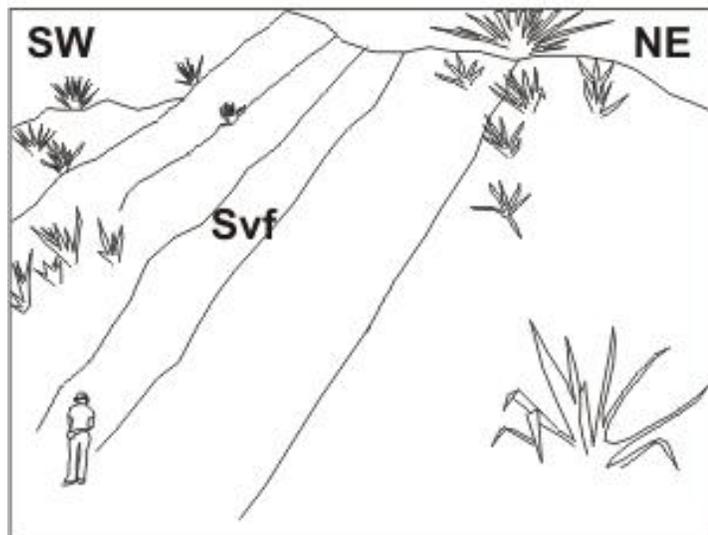
### **8.2.6 Litofacies Volcanogenicas-Tobas (Código Litofacial Svf)**

En la sección Buga-La Habana se observa esta litofacies, la cual esta compuesta de areniscas epiclásticas masivas, las cuales se presentan en estratos delgados de forma tabular, bien endurecidas, frecuentemente fracturadas o diaclasadas. El tamaño de grano predominante de grano muy fino, con un color característico crema amarillento ó crema grisáceo; cuya composición refleja un aporte volcánico (cuarzo hialino, anfíboles, feldespatos y algunos líticos volcánicos, dentro de una matriz de ceniza volcánica).

En la sección Uribe-Sevilla se observan estas litofacies en forma tabular, sin estructuras internas. Está constituida por arenitas de tamaño muy fino a medio, color pardo crema a verdoso, moderadamente seleccionada, con una pobre porosidad, con granos subangulares de alta esfericidad, está compuesta por fragmentos de pómez, cuarzo, anfíbol y feldespatos. (Ver figura 13).

Esta litofacies tuvo su origen en depósitos de flujo piroclástico, el cuál involucra procesos volcánicos (erupción explosiva, que aporta material volcánico como Anfíboles, Cuarzo hialino, Pumitas) y procesos sedimentarios, los cuales esencialmente involucran transporte laminar, adición de otras partículas y retrabajamiento de las mismas hasta su depositación. La depositación de estas partículas generalmente está controlada por la topografía, las cuales pueden viajar a grandes distancias del área fuente.

El material volcánico presente en los niveles tobáceos indica que hubo una importante actividad volcánica simultanea con la sedimentación fluvial. Posiblemente se encuentran asociados con procesos de removilización de depósitos volcanogenicos primarios (niveles de tetras, flujos piroclásticos, etc.) por acción de flujos hiperconcentrados (Fisher, R. V. & H. U. Schmincke, 1984).



**Figura 12.** Estratos tabulares de tobas (Facies SvF). Ubicado entre los deltas 209 y 210 de la poligonal levantada en la sección Uribe-Sevilla (Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).

### **8.3 LITOFACIES DE GRANO FINO (LUTITICAS)**

#### **8.3.1 Lutitas masivas (Código Litofacial Fm)**

Se observan en niveles tabulares con contactos netos con otras litofacies, exceptuando el caso en el que se encuentran suprayacidas por conglomerados o areniscas conglomeráticas, donde el contacto es irregular o erosivo.

Contienen restos de plantas no muy bien conservados debido al diaclasamiento y meteorización de la roca; sin embargo los ejemplares tomados del Río Guadalajara y en las Tobas de la Uribe (cerca al peaje de la misma población) se encuentran bien preservados.

Estas litofacies puede haberse formado como resultado de una rápida depositación por flujos de crecientes en áreas de llanuras de inundación (las cuales pueden contener abundantes restos de plantas, envueltas en sedientos arcillosos) siendo “enterradas” en las llanuras de inundación durante las crecientes o de manera sub-aérea (por procesos eólicos) producto de la acumulación de cenizas volcánicas depositadas por erupciones volcánicas explosivas (proceso que aplica en el caso de los sedimentos lodosos que contienen cuarzo hialino y anfíboles apreciables) (Reading, 1996).

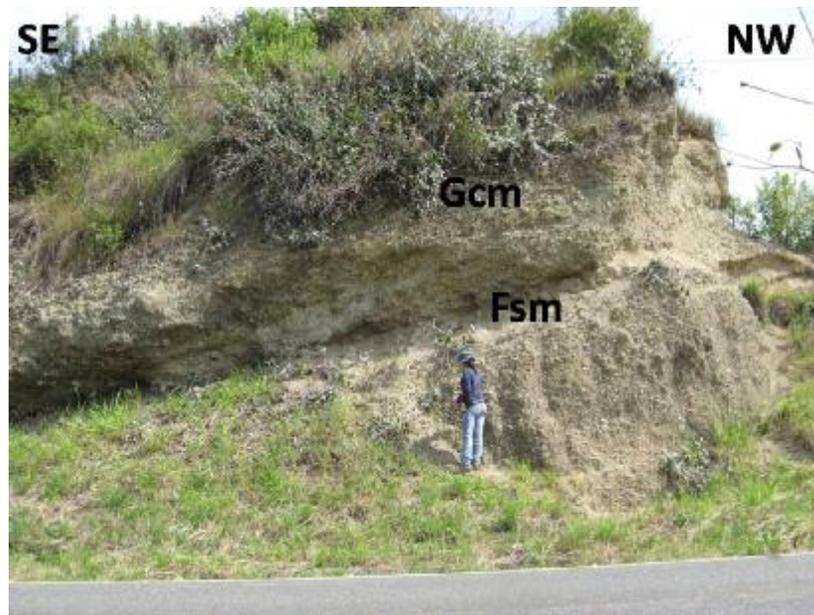
Miall 1996, propone esta litofacies para los lodos de caída que comúnmente están asociados con sedimentos de tamaño grava y arena, donde ellos representan depósitos de aguas tranquilas durante periodos de estabilidad en llanuras de inundación y en canales abandonados. El espesor típico es de unos pocos milímetros a unos pocos centímetros. Vetas carbonáceas, raíces de plantas y grietas de desecación son comunes.

Dentro de toda la columna estratigráfica levantada por Gómez & Osorio, 2009, en la sección Andalucía-Galicia y en relación con las demás litofacies, Fm es la facies de menor espesor, siendo hasta de unos 25 cm, las cuales corresponden a lodolitas pardas amarillentas masivas. En general, en todas las secciones estudiadas se observa una baja proporción de litofacies de grano fino que sugieren un ambiente de depositación de canales de baja sinuosidad asociado a ríos trenzados (ver figuras 22, 23 ).

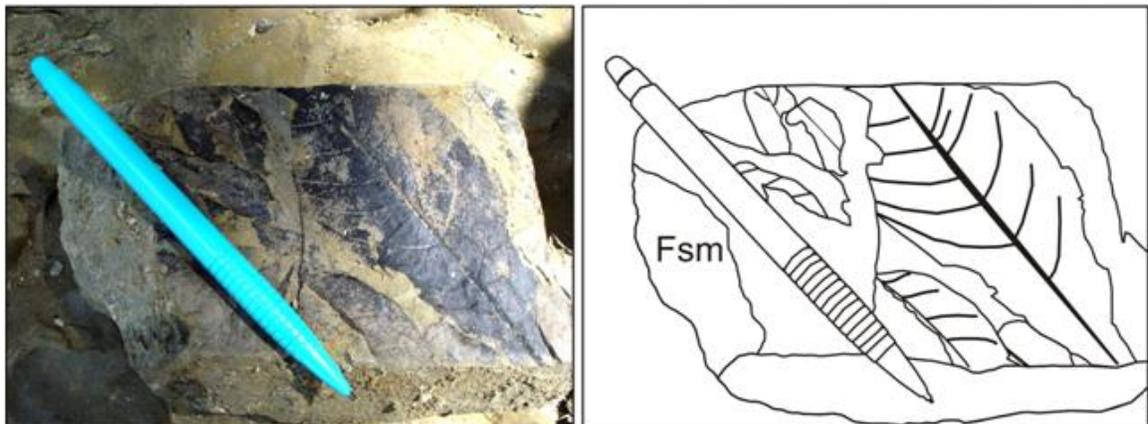
En la sección Buga - La Habana se observan estratos centimétricos (menos frecuente métricos) de arcillolitas y limolitas masivas generalmente tabulares, moderadamente endurecidas y fracturadas; de color pardo o verde (con tonalidades rojizas u ocres), en las cuales pueden ser observados en algunos casos cristales de cuarzo vítreo y anfíboles. Los contactos con otras litofacies son netos, exceptuando el caso en el que se encuentran suprayacidas por conglomerados o areniscas conglomeráticas, donde el contacto es irregular o erosivo (ver figura 19).

### **8.3.2 Lodolitas y limos masivos (Código Litofacial Fsm)**

Se producen a partir de procesos de suspensión o acreción vertical y se interpreta como el material de decantación sedimentado en lagos y zonas encharcadas en segmentos de llanuras de inundación en ambientes fluviales, están asociados a canales abandonados, en donde la acumulación de materia orgánica (restos de plantas, algas, hongos...) en segmentos de aguas quietas, pueden reducir las condiciones de Eh del medio y generar un subambiente reductor (Miall, 1996). H.G. Reading las interpreta como producto de sedimentos en suspensión que caen en la llanura de inundación o en áreas inter-canal. Estas facies pueden ser homogenizadas por bioturbación, además afectadas por los contrastes climáticos de temporadas secas y húmedas (que producen contracción-expansión de arcillas) (E.G. Thompson, 1970 en H.G. Reading, 1996).



**Figura 13.** Conglomerado clasto-soportado masivo (Gcm) intercalados con lodolitas masivas (Fsm), con geometría tabular. Ubicado entre los deltas 204 y 205 de la poligonal levantada en la sección Uribe-Sevilla ,( Tomado de Castaño y Cifuentes, 2009).

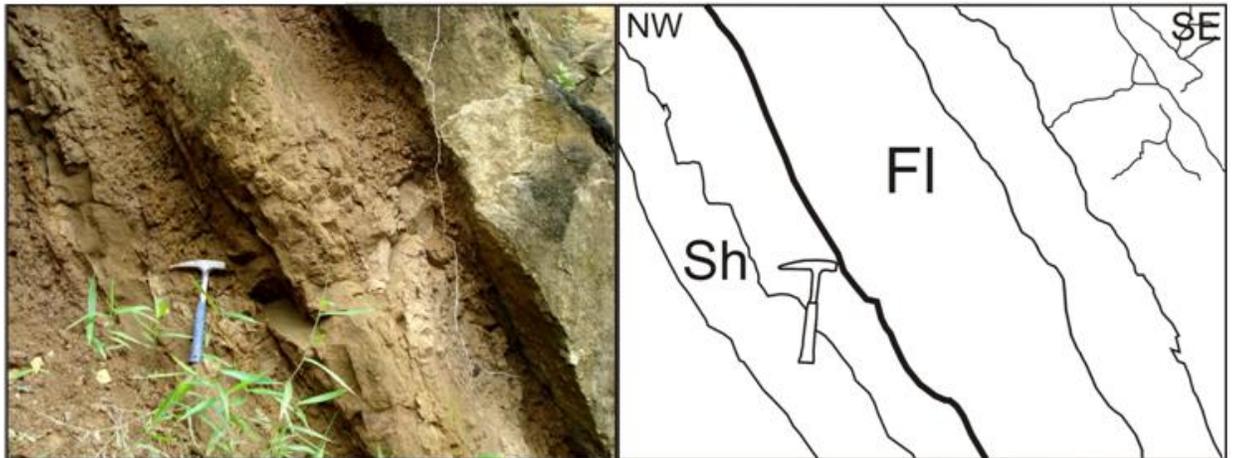


**Figura 14.** Se observan niveles arcillo-arenosos con abundantes restos de plantas, constituidos por tallos, hojas y semillas. Los fragmentos de plantas fosilizaron paralelos a la estratificación, en la figura se puede observar la nerviación de una hoja fosilizada. Este segmento fue levantado en la carretera entre Buga y La Habana, en la margen derecha aguas abajo del Rio Guadalajara. (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).

### **8.3.3 Arenitas finas laminadas, limolitas y lutitas. (Código Litofacial FI)**

Miall (1996) propone que las interlaminaciones de lodo, limo y arena de grano muy fino, son comunes en áreas de desborde de canal y representan asentamiento de partículas por suspensión y corrientes de tracción débiles. Muchos ripples de pequeña escala pueden estar presentes en las capas de arena y limo. Capas onduladas, bioturbación esparcida, grietas de desecación, raíces de plantas, vetas de carbón y nódulos de carbonatos asociados a procesos pedogénicos pueden estar presentes. Típicamente el espesor de continuos depósitos de FI varía desde pocos cm a muchos metros, dependiendo del aporte de sedimentos, del sistema fluvial y de la rata de subsidencia de la cuenca. Las capas individuales pueden tener un espesor de pocos milímetros.

La litofacies FI en la sección Andalucía-Galicia está representada por intercalaciones de capas centimétricas de arenitas con laminación plana paralela discontinua y laminas milimétricas de lodolitas masivas. Mientras que en la sección Buga-La Habana se observan una serie de paquetes tabulares centimétricos de areniscas muy finas intercaladas con limos, generalmente de estructura masiva y en algunas ocasiones con restos de plantas, en detalle puede observarse que están organizadas de manera granocreciente. En general. el color de esta litofacies en la secciones estudiadas es pardo amarillento, donde los niveles arenosos están constituidos por cuarzo, anfíboles y líticos que sugieren un aporte volcánico.



**Figura 15.** Se observa una intercalación de arenitas con laminación plana paralela con paquetes de lodolitas laminadas, estos niveles se presentan en paquetes tabulares de espesor dicimétrico. Sección Buga-La Habana (Tomado de Bedoya y Giraldo, 2009).

#### **8.3.4 Lutitas laminadas con presencia de raíces. (Código Litofacial Fr)**

Se observa en la sección Buga-La Habana, está conformada por capas delgadas de arcillolitas limosas de color pardo a verde oliva, laminadas, con presencia de raíces, que junto a los segmentos que se observan bioturbados sugieren la formación de paleosuelos. Se encuentran en contacto erosivo cuando infrayace a niveles conglomeráticos (constituyendo límite de una sucesión) y neto irregular cuando suprayace las areniscas.

Estos suelos son formados principalmente en ambientes de llanuras de inundación en donde se desarrollan niveles con abundante vegetación. Esta litofacies representa el desarrollo de suelos en periodos húmedos en climas semiáridos.

#### **8.4. LITOFACIES NO CLASTICAS (Carbonatos Pedogénicos; Código Litofacial (P))**

Hace referencia a los niveles con variedad de texturas y estructuras donde las áreas de llanuras de inundación son expuestas por “largos” periodos (miles de años). La infiltración del agua lluvia y la acción de la evapotranspiración (incrementa la acción de fuerzas capilares en aguas subterráneas) disuelve los iones de calcio movilizándolos hacia un horizonte de acumulación cercano a la superficie. El resultado es el desarrollo gradual de cemento carbonatado, produciéndose una acumulación concentrada de carbonatos (Nódulos).

Esta litofacies es un tipo de paleosuelo desarrollado en climas semiáridos con temporadas contrastantes. (Stow 2006, Reading 1996, Miall 1996, Einsele 2000).

<b>Código facial</b>	<b>Facies</b>
Gcm	Conglomerados clasto-soportados masivos
Gmm, Gmg	Conglomerados matriz-soportados masivos, gradación de clastos o matriz
Gh	Conglomerados con laminación horizontal
Gt	Conglomerados con estratificación en artesa
Gp	Conglomerados con laminación inclinada planar
Gci	Conglomerados clasto-soportados con gradación inversa
Sgm	Arenitas conglomeráticas masivas
Sm	Arenitas masivas
St	Arenitas con laminación inclinada festoneada
Sp	Arenitas con laminación inclinada planar
Sh	Arenitas con laminación horizontal o laminación plana paralela
Svf	Tobas
Fl	Arenitas laminadas, limo y lodo
Fm	Lodo masivo, limo
Fsm	Limolitas, arcillolitas
Fr	Niveles de raíces
P	Carbonatos Pedogénicos

**Tabla 3.** Tabla resumen de códigos litofaciales. Modificada de Miall, 1996

## **9. INTERPRETACION DEL AMBIENTE DE DEPOSITACION DE LA FORMACION LA PAILA**

### **9.1 ASOCIACIONES LITOFACIALES**

Una facies puede formarse por procesos similares en ambientes sedimentarios distintos. La combinación de un conjunto estructuras sedimentarias permite realizar una interpretación de los procesos y ambientes involucrados en una sucesión de rocas.

Una asociación litofacial consiste en el agrupamiento de niveles de rocas que se diferencian de los cuerpos infra y suprayacentes por sus características particulares, además, se tienen en cuenta los contactos entre las mismas, para agrupar o establecer un evento deposicional que refleja las condiciones de depositación. Posteriormente estas relaciones son útiles para interpretar los procesos deposicionales y la dinámica sedimentológica en base a las características texturales y de estructuras sedimentarias de un cuerpo de roca determinado. La combinación de datos litofaciales lleva a estructurar una idea de los procesos deposicionales y ambientes asociados en la génesis de una sucesión de rocas determinada.

Consiste en el agrupamiento de litofacies con características particulares, para posteriormente interpretar los procesos deposicionales y la dinámica sedimentológica en base a las características texturales y de estructuras sedimentarias de un cuerpo de roca determinado. La combinación de datos litofaciales lleva a estructurar una idea de los procesos deposicionales y ambientes asociados en la génesis de una sucesión de rocas determinada.

Las litofacies descritas en las secciones estudiadas fueron asociadas por medio del método de las Matrices propuesto por Walker (1975, en Harms, et. al 1975), en donde se establece una relación entre las facies que tienden a estar juntas, facies con una relación mutua exclusiva (Ver Anexo A). La ventaja de este análisis esta en reducir una gran cantidad de datos de una secuencia, en secuencias cortas que son más fáciles de interpretar. Aunque el comienzo de este análisis es estadístico, los resultados finales son subjetivos y están relacionados tanto con la geometría de las litofacies como el contacto entre ellas. (Walker 1975, en Harms, et. al 1975).

Los canales y barras son los elementos deposicionales básicos de un sistema fluvial y pueden ser subdivididos en elementos arquitecturales. Ellos se caracterizan por una configuración de facies distintiva, geometría, forma externa y en algunas instancias perfiles verticales (Miall, 1996).

El conjunto de litofacies conforman macroformas o componentes de gran escala de un sistema fluvial, los cuales representan los efectos sucesivos de procesos erosivos y deposicionales en periodos de cientos a miles de años (Miall, 1996).

A continuación se hace una síntesis de las asociaciones faciales más frecuentes en las secciones estudiadas:

Para establecer una relación entre dos o más litofacies, se tienen en cuenta los contactos entre ellas, siendo los contactos erosivos tomados como base de una nueva sucesión (límite entre dos eventos diferentes), además son considerados como superficies de reactivación.

La relación entre la litofacies Gcm suprayacida por la litofacies Sm es la asociación más común en las secciones estudiadas; como resultado del

emplazamiento de flujos de escombros con comportamiento pseudoplástico seguido por procesos de flujos hiperconcentrados (ver figura 16).

La relación entre las litofacies Gh y Gmm, es una asociación frecuente, se interpreta como producto de la acción de corrientes unidireccionales de alta energía seguido por flujos de escombros, posiblemente emplazados en forma lobulada.

Es muy frecuente la sobreimposición de litofacies Gcm, indicando una sucesión de eventos que involucran pulsos deposicionales sucesivos de grandes masas de sedimentos por acción de flujos de baja resistencia con características pseudoplásticas (Miall, 1996).

La asociación Sgm suprayacida por la litofacies Gcm, se interpreta como producto del emplazamiento de flujos hiperconcentrados; el incremento en la carga de sedimentos, seguido de un posible enriquecimiento en agua (Matriz densa cargada de agua y sedimentos), genero flujos de escombros de baja resistencia con características pseudoplásticas que progradaron rápidamente sobre la litofacies Sgm.

La asociación Gt suprayacida por la litofacies Sm, esta asociada a relleno de canales, en donde en condiciones de flujos turbulentos unidireccionales se depositaron gravas con estratificación interna, asociadas a rellenos de canales menores (Miall, 1996), seguido por procesos que involucran flujos hiperconcentrados con depositación rápida.

La sobreimposición de litofacies Sm, está relacionada con el emplazamiento de una sucesión de pulsos deposicionales, producto del emplazamiento de flujos hiperconcentrados con alta carga de sedimentos.

La asociación entre la litofacies Sm suprayacida por la litofacies Fsm es interpretada como producto del emplazamiento de flujos hiperconcentrados (sedimentación en masa a una alta tasa de depositación), sobre la parte superior de barras de gravas y en llanuras de inundación, seguido de periodos con depositación de partículas tamaño lodo por asentamiento vertical; se interpreta como depositadas en ambientes fluviales de baja sinuosidad, en condiciones de aguas tranquilas sin acción de corrientes turbulentas, dando indicios de periodos estables (desde cientos a miles de años, Miall, 1996). El techo de este segmento constituye un límite de secuencia (inicio de un nuevo evento).

Las litofacies Sm, Sgm, Sh, Sp, se encuentran tanto en estratos tabulares como en forma lenticular dentro de conglomerados. Esta asociación posiblemente pudo originarse por el acción de flujos hiperconcentrados de baja resistencia (Miall, 1996); el emplazamiento de este tipo de flujo posiblemente es generada a manera de inundaciones laminares con alta carga de sedimentos, produciendo una estructura maciza en estos niveles tabulares, además las formas lenticulares de algunos segmentos presentan laminaciones internas, indicando relleno de pequeños canales con interacción de corrientes unidireccionales de baja energía (en condiciones de flujos hiperconcentrados de alta energía, gradando a condiciones régimen de flujo superior y de régimen de flujo inferior parte superior). El segmento asociado a los niveles de arenitas laminadas (Sh, Sp, hacia la parte superior) sugiere una disminución en las condiciones hidrodinámicas del flujo, decreciendo desde flujos hiperconcentrados de alta energía (F. No Newtonianos con características pseudoplasticas), pasando por condiciones de régimen de flujo superior (Sh), a un régimen de flujo inferior parte superior (Sp). por la disminución del poder de transporte .Esta asociación litofacial, relacionada con los elementos arquitecturales GB, SG y OF se interpreta como una gradación en el sistema de depositación (de las condiciones de flujo) en el segmento medio y distal de un sistema de Abanicos Aluviales con influencia de corrientes trenzadas.

Las litofacies de grano fino son de espesor centimétrico a decimétrico, generalmente homogéneas, probablemente se formaron sobre llanuras de inundación en segmentos inactivos de un sistema de Abanicos Aluviales que fueron inundados por flujos de crecientes ocasionales.

La asociación Fsm suprayacida por la litofacies Svf es una asociación frecuente, las cuales son originadas a partir de flujos de crecientes, en donde las llanuras de inundación en sistemas aluviales fueron sumergidas parcialmente, depositándose partículas finas por suspensión y por saltación, seguido por aportes volcanogénicos que posiblemente depositaron material en segmentos adyacentes a la cuenca y posteriormente fueron retrabajados e incorporados a un sistema de ríos trezados de baja sinuosidad (ver figuras 19, 20).

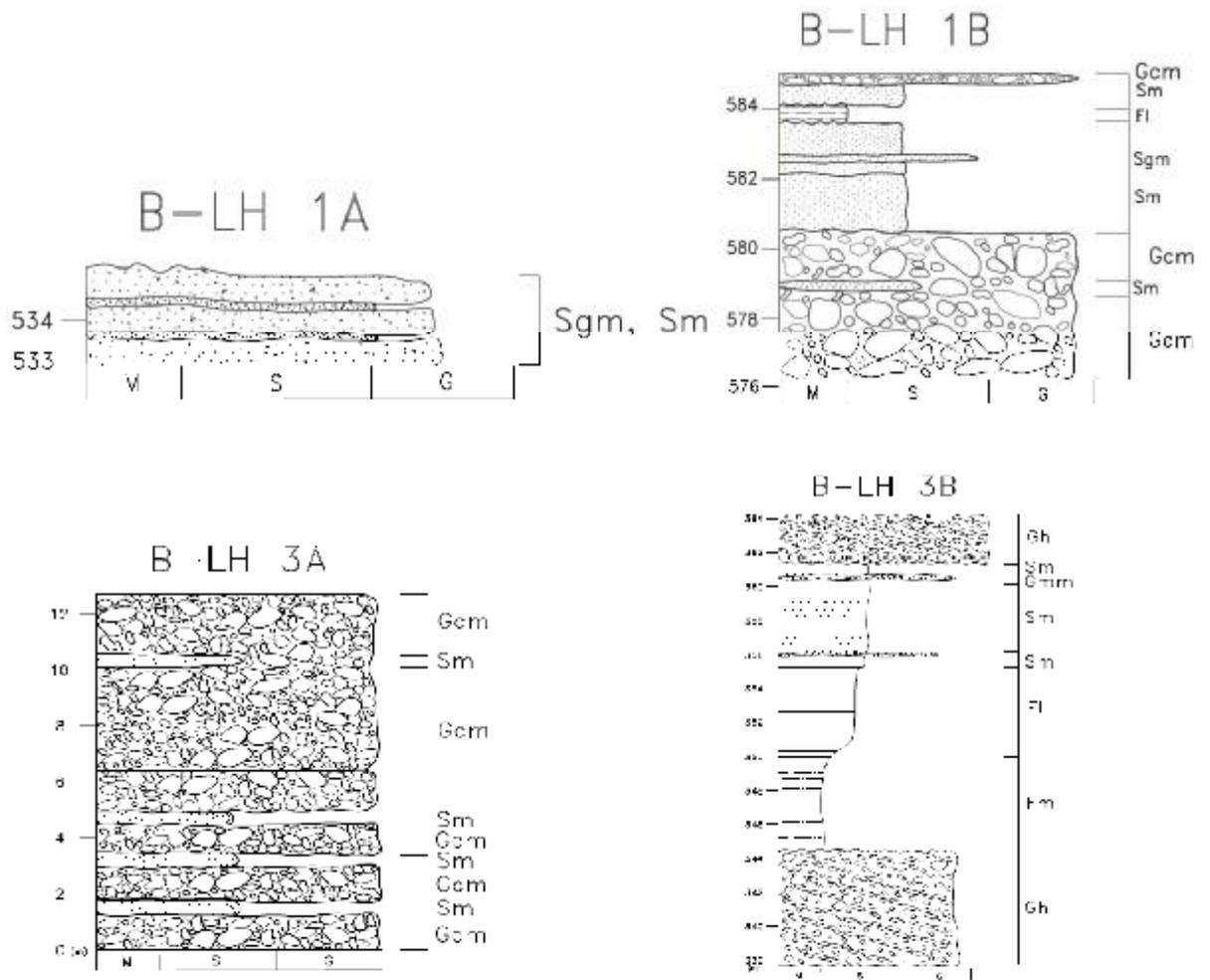
En general el contacto entre las facies Fsm y Svf es neto ondulado y es común ver esta asociación hacia el tope de la sección; esta asociación puede corresponder a la parte distal de un sistema de Abanicos Aluviales.

La litofacies Gcm es originada a partir de flujos gravitacionales en la parte proximal de un Abanico. Las facies Gt, Gp, Gh y las arenitas con geometría lenticular dentro de las mismas, están asociadas a barras de grava típicas de corrientes trezadas con fluctuaciones en el poder de transporte (períodos de alto poder de transporte con segmentos arenosos que sugieren fluctuaciones en la energía del flujo), interpretadas como depositación clástica gruesa en la parte media de un sistema de Abanicos Aluviales de climas semiáridos. Las intercalaciones de las facies Gcm con las demás facies conglomeráticas de esta asociación sugieren avances de lóbulos conglomeráticos en un sistema de Abanicos Aluviales coalescentes a un frente montañoso que se superponen a los depósitos de corrientes trezadas (Ver figuras 16, 17 y 18).

La asociación entre las litofacies Gh, Fsm, Svf, se interpreta como pulsos deposicionales relacionados con el emplazamiento de flujos de escombros con alta carga de sedimentos. El contacto entre las litofacies Gh y la suprayacente Fsm es erosivo y se interpreta como formadas en áreas intercanal en condiciones de aguas tranquilas, posterior a la depositación de gravas por acción de flujos de escombros, cuando se producen inundaciones y se depositan lodos sobre la superficie preexistente (barras, lóbulos). El contacto entre las facies Fsm y Svf es neto ondulado y es común ver esta asociación suprayaciendo niveles de grano fino; la cual es interpretada por el retrabajamiento de material volcanoclásticos primario (flujos piroclásticos, tefras) en las partes altas, posteriormente transportado y sedimentado por acción de flujos hiperconcentrados en un sistema de corrientes de baja sinuosidad en los segmentos distales e intermedios de un sistema de Abanicos Aluviales de clima semiárido.

<b>Facies</b>	<b>Ambiente</b>
Gcm, Gci, Gh, Gt, Gp, Sm, Sgm, Sh,	Corrientes trenzadas en las partes proximales e intermedias de un sistema de Abanicos Aluviales.
Gh, Gt, Sm, Sh, Sgm	Corrientes trenzadas con dominio de gravas en la parte intermedia a distal de un sistema de Abanicos Aluviales.
Gcm, Gh, Sgm, Sh, Sp, St	Influencia de canales baja sinuosidad asociados a la parte media de un sistema de Abanicos Aluviales de climas semiáridos.
Sm, Sh, Fm, Fsm	Llanuras de inundación asociados a canales de baja sinuosidad en la parte media a distal de un Abanico Aluvial.
Sgm, Sh, Svf, Fl, Fsm, Fr, P	Llanuras de inundación con aporte volcánico y desarrollo de calcretas desarrollados en climas semiáridos, asociadas a las partes distales de un sistema de Abanicos Aluviales.

**Tabla 4.** Cuadro resumen donde se asocian las litofacies con los posibles ambientes de depósito de la Fm. La Paila en las secciones estudiadas.



**Figura 16.** Se observan las asociaciones litofaciales más representativas de las secciones Buga-La Habana (Segmento de columnas 1 y 3 levantadas en esta sección, tomadas de Bedoya y Giraldo, 2009). En el lado izquierdo se observa la asociación más común de las secciones estudiadas con intercalaciones de litofacies Gcm con Sm en la parte superior se observa la litofacies Sgm asociada con la litofacies Sm. En la parte derecha se observan las litofacies conglomeráticas (Gh, Gcm, Gmm) intercaladas con niveles arenosos (Sm, Sgm), además se observan niveles de lodolitas laminadas y lodolitas masivas que constituyen el límite de una sucesión.



de grava y formas asociadas (Miall, 1996), son producidas por pulsos de flujos de escombros e hiperconcentrados que formaron depósitos, definidos por las facies Gmm, Gmg, Gcm, Gci, Gp y Gt.

La litofacies Gp está relacionada a condiciones de flujos unidireccionales de alta energía con características turbulentas, asociada a formas de fondo transversales, partes profundas de canales o remanentes de barras antiguas. Suprayaciendo esta litofacies frecuentemente se encuentra la litofacies Gcm, que es interpretada como producto del emplazamiento de flujos de escombros de baja resistencia, indicando cambios en los procesos y mecanismos de sedimentación de la dinámica fluvial, que es muy común en sistemas deposicionales inestables de Abanicos Aluviales (migración lateral de canales).

### **9.2.2 Elemento SG**

Se presenta de forma lobulada a laminar, constituida por la litofacies Gmm, Gmg, Sgm, generadas por la progradación de flujos de escombros y flujos hiperconcentrados en sistemas de Abanicos Aluviales. Está constituida por niveles conglomeráticos-arenosos de espesores decimétricos y métricos, es interpretada como pulsos deposicionales transportados por una matriz con alta carga de sedimentos y agua, frecuentemente se observa interestratificadas con GB.

### **9.2.3 Elemento SB**

En general se observa a manera de lentes, laminas, cuñas; se encuentra asociado a migración de formas de fondo en barras menores, como relleno de canales menores y en algunos segmentos cuando se encuentra asociado a las litofacies de grano fino se interpreta como depósitos de desborde (Crevasse Splay).

#### **9.2.4 Elemento OF**

Este elemento se encuentra asociado a depósitos de desborde (Miall, 1996), interpretados como depositación de partículas de grano fino en las llanuras de inundación de un sistema de corrientes trenzadas de baja sinuosidad; estos segmentos se encuentran definidos por depósitos con tamaño de grano fino, relacionado con desarrollo de paleosuelos y niveles de tobas posiblemente asociados con depositación epiclástica; definido por las facies Fl, Fm, Fsm, Fr, Svf y P.

### **9.3 INTERPRETACION GENERAL BASADOS EN LAS CARACTERISTICAS LITOFACIALES**

Los rasgos característicos para la descripción de los estilos de canales en sistemas fluviales en el registro geológico, frecuentemente se encuentran enmascarados por depósitos recientes, por meteorización, los agentes biomodificadores, la cobertera orgánica, etc. que hacen difícil la interpretación del ambiente de depositación en “sedimentos antiguos”. El tamaño de grano en un cuerpo de roca determinado se sugiere como un parámetro de clasificación y una ayuda para subdividir los estilos de sistemas fluviales.

Basados en las características y asociaciones litofaciales observadas a lo largo de la parte norte de la cuenca Cauca – Patía, siguiendo el sentido de Leeder, 2006, quien subdivide los sistemas fluviales basados en la carga de fondo, los sistemas deposicionales responsables de las asociaciones litofaciales presentes en el área, se relacionan con sistemas de alta carga de fondo con alternancia de niveles de carga mixta.

En sistemas de abanicos aluviales los flujos de escombros son un importante proceso deposicional; los cuales contienen una alta carga de sedimentos mezclada con agua. Estos flujos se encuentran afectados por fuerzas gravitacionales y de presión dispersante que generan depósitos generalmente masivos, comúnmente se observa gradación inversa y pobre selección.

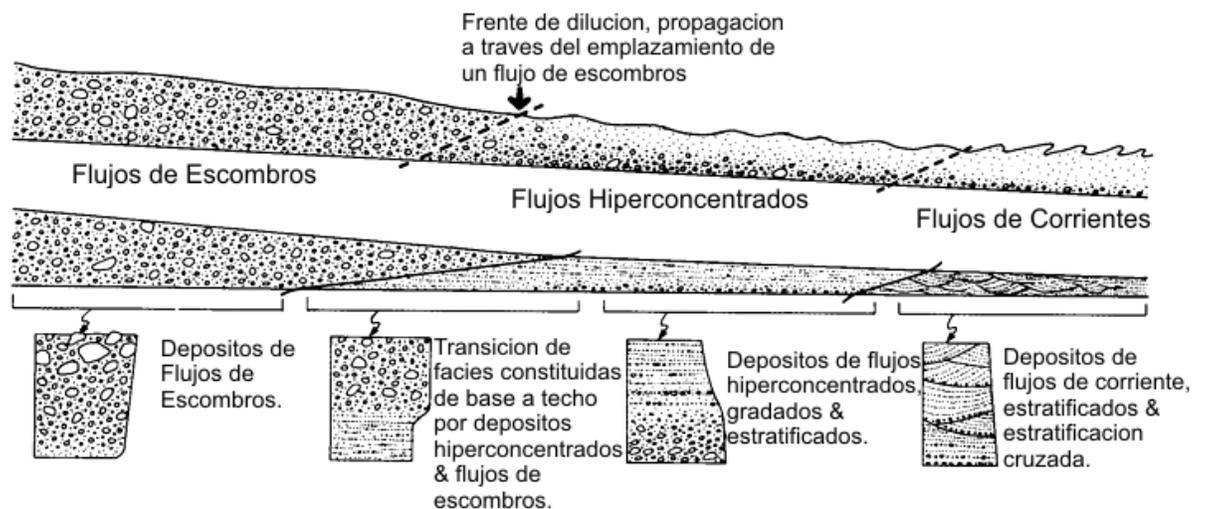
En algunos segmentos por la progradación de lóbulos conglomeráticos se pueden formar diques frontales y laterales, producto de la depositación de clastos gruesos por flotabilidad cuando el poder de transporte disminuye (posiblemente por cambios en el gradiente, por fuerzas de fricción durante el emplazamiento del flujo a lo largo del lecho, procesos de colisión intergranular).

Esos diques constituidos por las litofacies Gcm, Gmm, Sgm, probablemente se encuentran relacionados con las litofacies lutíticas, en donde estas barreras de sedimentos gruesos, posiblemente aislaron y obturaron redes de drenajes, que posteriormente en épocas de lluvias se colmataban de agua y generaban un ambiente lacustre propicio para la depositación de partículas tamaño arcilla por asentamiento vertical, además estos subambientes posiblemente eran medios con alta productividad biológica, con condiciones adecuadas para el desarrollo de algas típicas de ambientes lagunares (*Botryococcus*).

Estas asociaciones litofaciales de grano fino indican largos periodos (cientos a miles de años (Miall, 1996, Reading, 1996) de estabilidad en zonas restringidas, aisladas del aporte de sedimentos gruesos y ocasionalmente aporte de arenitas como depósitos de desborde de canal, en donde la sedimentación de partículas tamaño arcilla por suspensión generan niveles orgánicos, que en algunos segmentos presentan restos de plantas (sección Buga – La Habana; sección este de La Uribe); estos niveles constituyen límites de secuencia y son útiles para hacer correlaciones bioestratigráficas. Las características de las litofacies de grano fino, se interpretan como subambientes lacustres de áreas restringidas, producto del

emplazamiento de flujos de escombros lobulados en ambientes de Abanicos Aluviales en climas semiáridos, además asociado con segmentos de llanuras de inundación en zonas sumergidas parcialmente.

Los eventos deposicionales en un Sistema de Abanicos Aluviales son por consiguiente, un complejo mixto de diferentes procesos sedimentológicos, tales como flujos de escombros, flujos hiperconcentrados y flujos de corrientes (también llamados flujos de crecientes). De acuerdo a la naturaleza de estos eventos compuestos, la interacción entre el flujo y el ambiente de sedimentación, puede producir variación en las características del mismo y pueden evolucionar desde flujos de escombros a flujos de corrientes o viceversa por varios factores como lo son: disminución o aumento de la carga de sedimentos en un flujo de escombros, junto con la incorporación o pérdida de agua durante su movilización, la irregularidad (rugosidad) del la superficie de emplazamiento (ver figura 18).



**Figura 18.** Se observa en la parte superior la transición de un flujo de escombros que grad horizontalmente a flujos hiperconcentrados y a flujos de corrientes. Hacia la parte inferior se observan de forma generalizada, las sucesiones más comunes producto de la interacción de estos procesos sedimentológicos. ( Modificada de Sohn Y.K, et al, 1999).

En las secciones estudiadas se puede determinar que entre los procesos responsables de la configuración litofacial, los flujos de escombros con

características plásticas y pseudoplasticas de baja resistencia son el mecanismo de sedimentación predominante en la depositación de conglomerados y arenitas masivas.

Las secuencias poco potentes ( $\pm 10$  m de espesor), comúnmente son de poca extensión lateral y probablemente se relacionan con procesos intrínsecos en un sistema de Abanicos Aluviales, tales como, incisión de canales y avance de lóbulos conglomeráticos.

La magnitud y naturaleza de un flujo de escombros refleja las condiciones y contrastes climáticos (Precipitación, Tormentas), la naturaleza y abundancia de clastos y el tiempo y magnitud de los eventos torrenciales (Miall, 1996). Las secuencias potentes (100m de espesor) probablemente registran controles externos, tales como cambios climáticos y actividad tectónica (Reading, 1996, Einsele, 2000).

Los sistemas aluviales pueden ser altamente móviles, cuya dinámica deposicional puede producir configuraciones litofaciales que migran lateral y verticalmente, son interpretados como alternancia de canales, asociados con barras conglomeráticas activas y abandonadas (Reading, 1996).

Entre las barras de grano grueso se mencionan las barras de mitad de canal (Barras longitudinales), que pueden involucrar varios procesos deposicionales. Sobre el tope de la barra la depositación de clastos tamaño guijo tienden a desarrollar fabrica imbricada con una reducción del tamaño de grano (Reading, 1996). Esta fabrica imbricada, está asociada a sistemas aluviales con alta carga de sedimentos, que lleva material de diferentes tamaños asociado a corrientes unidireccionales de alta energía, con tendencia unidireccional en el patrón de paleocorrientes.

Muchas barras emergen por largos periodos, incrementándose la erosión en los flancos de las mismas. Cuando la velocidad del flujo decrece, las partículas tamaño arena son transportadas rápidamente por saltación o en suspensión, acumulándose en los intersticios de las gravas (Reading, 1996).

Fluctuaciones en la descarga producen alternancia de capas de grano fino (Matriz) con capas conglomeraticas conformando sets tabulares de estratificación cruzada y cuñas de arena intercaladas con los niveles predominantemente conglomeráticos.

#### **9.4 INTERPRETACION DE NIVELES ARCILLO-ARENOSOS CON CALICHES O CALCRETAS (IMPLICACIONES PALEOAMBIENTALES)**

Se observan en las secciones La Uribe – Sevilla, Buga – La Habana, asociado a las litofacies Sv<sub>f</sub>, Sm (niveles tobáceos y de areniscas intercaladas con lutitas). Los procesos de formación de suelos involucran movimiento vertical de soluciones producto de la acción disolvente del agua que se encuentra entre los poros del sedimento.

El movimiento del agua intersticial a través del desarrollo de suelos esta relacionada con la dinámica hidrológica de los materiales y el estado de drenaje de los mismos, el cual esta controlado por la topografía.

En climas semiáridos durante periodos de sequía, en donde el nivel freático es bajo, las capas cercanas a la superficie pueden ser bien drenadas y el descenso de agua, producto de la infiltración de procesos de precipitación, producen remoción de solutos y disolución de partículas finas (eluviación), los iones llevados en solución descienden y se acumulan en capas inferiores (iluviación), (Miall, 1996, Reading, 1996.)

Estos iones en solución pueden ser precipitados en los suelos como calcita o sulfatos dependiendo del Eh y Ph del agua intersticial, que controla la disolución de iones y la movilización de aguas subterráneas meteóricas.

Una amplia variedad de texturas y estructuras se desarrollan donde las llanuras de inundación están expuestas a procesos de meteorización superficiales por largos periodos de tiempo. La infiltración del agua lluvia disuelve los iones de Ca de los sedimentos en la llanura de inundación, cuyo lixiviado se percola y desciende por los poros de las capas subyacentes, precipitando como agregados de calcita por procesos de calcificación en un horizonte de acumulación (horizonte de iluviación).

Los suelos calcíticos modernos son referidos como caliches o calcretas, y este término debe ser adoptado por sedimentólogos para paleosuelos. Estos paleosuelos calcíticos son más típicos de climas semiáridos a áridos llamados también climas de tipo Mediterráneo, en donde la evotranspiración es mayor o igual a la precipitación (Miall, 1996.; Stow 2006).

Las llanuras de inundación pueden ser áreas húmedas y pantanosas o pueden ser áreas de desecación y desarrollo de calcretas (Reading, 1996, Einsele, 2000, Miall, 1996). Por consiguiente, los niveles de caliches o calcretas observados en este trabajo sugieren ambientes de clima semiárido, en donde la evapotranspiración es un factor fundamental en la acumulación de iones de calcio (incrementa acción de fuerzas capilares) y la precipitación genera procesos de movilización de iones producto de la infiltración. Estos procesos de desecación (que incrementan la acción de las fuerzas capilares) y expansión (por acción del agua en épocas de lluvia) pueden modificar las estructuras sedimentarias primarias.

En zonas semiáridas, los bajos volúmenes de agua que se filtran en el subsuelo tienden a no escapar como agua subterránea, pero se pierden por

evotranspiración. El crecimiento de plantas en condiciones de baja oxidación y rápida acumulación de materia orgánica, genera ambientes reducidos (Eh-) con Ph básicos (>7.5) (Reading, 1996). Estas aguas alcalinas se movilizan a través del suelo y precipitan minerales solubles como: Calcita, Yeso y Sílice.

Esta precipitación ocurre a manera de nódulos y capas con texturas masivas, laminadas y pisolíticas. La fábrica característica es fino-granular, como un mosaico equigranular de calcita. Cuando los procesos de formación de calcretas son prolongados (desde varias decenas a miles de años), la dispersión de nódulos a lo largo del horizonte destruye la estructura y textura original de los sedimentos e incluso puede desarrollar capas de calcita masiva producto del empaquetamiento de los nódulos (Stow, 2006, Reading, 1996, Einsele, 2000).

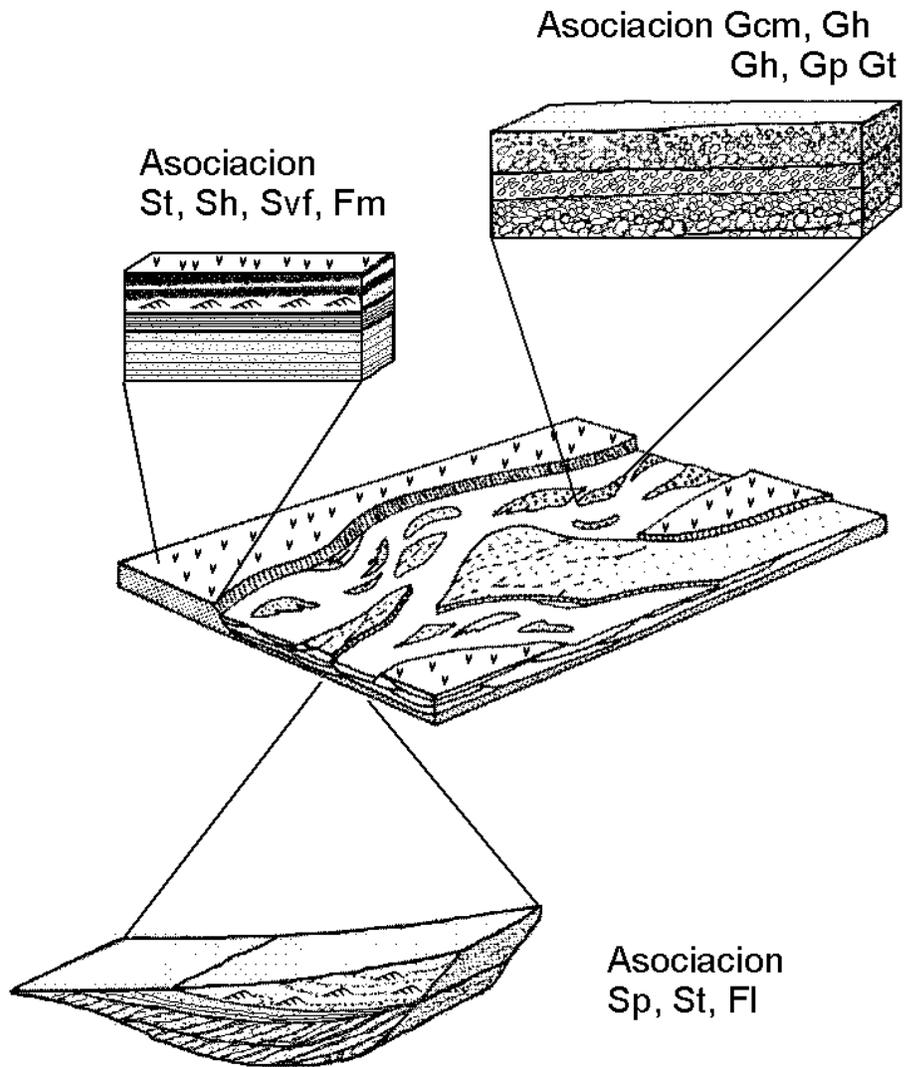
Los suelos aluviales o suelos acumulativos hidromorficos son característicos de llanuras de inundación. Ellos son inmaduros por la ausencia de perfiles bien desarrollados y por esta razón se considera que no tuvieron un periodo considerable de condiciones más o menos estables para la formación de estos.

Los sistemas de abanicos aluviales son ambientes altamente inestables, en donde repetidas depositaciones de sedimentos puede impedir el desarrollo de un perfil de suelos, por lo tanto los niveles de calcretas son considerados como suelos inmaduros desarrollados en climas semiáridos a áridos en donde la evaporación es igual o mayor que la precipitación (Stow, 2006). Ellos generalmente presentan apariencia moteada y pueden preservar restos de plantas cuando el nivel freático es alto (Reading, 1996).

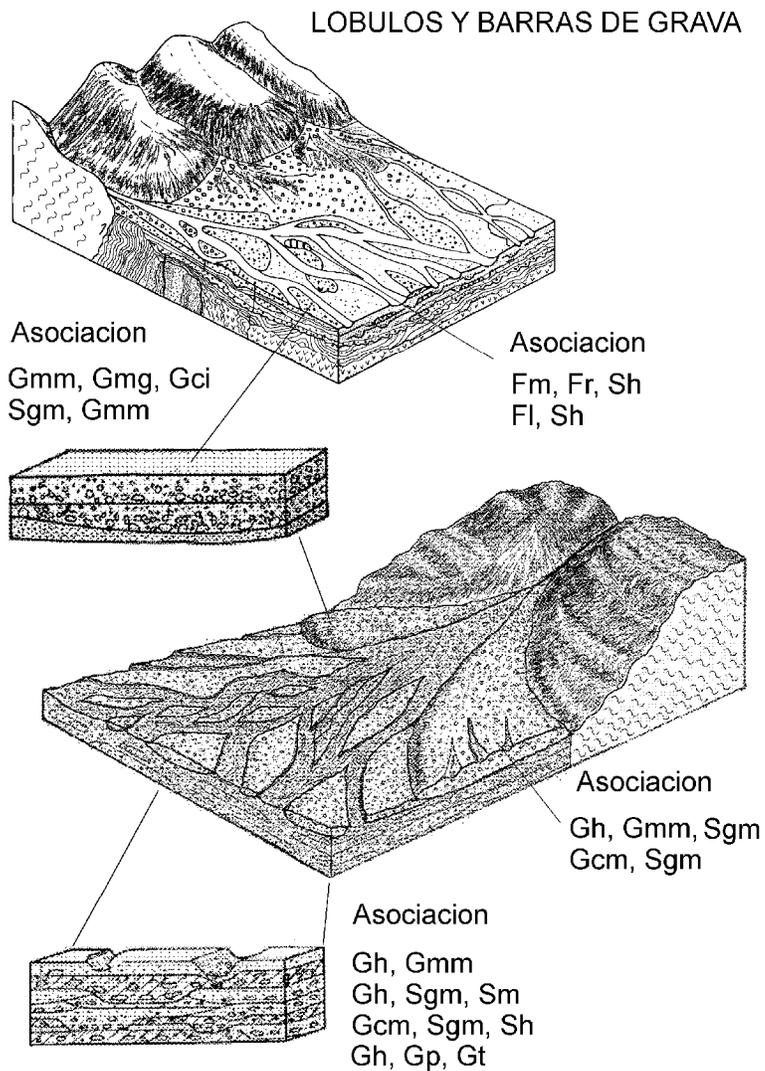
## **9.5 INTERPRETACION DEL AMBIENTE DE ACUMULACION BASADOS EN FOSILES DE PLANTAS Y PALINOMORFOS**

Los microfósiles de plantas cutículas (Angiospermas, Helechos) junto con la abundancia de estructuras leñosas encontradas en la secciones Buga – La Habana y en los niveles tobáceos al este de La Uribe, sugieren un ambiente de acumulación continental o muy cercano a este. Las asociaciones palinológicas reportadas en los análisis realizados por Jaramillo et. al 2009, indican una depositación en sistemas de ambientes fluviales y lacustres. En algunos niveles es notoria la presencia de palinomorfos típicos de ambientes lacustres como *Botryococcus*, *Pediastrum* y material orgánico amorfo (Lorente, 1986; Lorente,1990; Traverse, 2007, en Jaramillo, et. al 2009), confirmando una depositación continental, que asociada con la ausencia de microforaminíferos y dinoflagelados, descartan la posibilidad de que en esta unidad haya registro de incursiones marinas para el Mioceno tardío. La materia orgánica está compuesta principalmente por material terrestre representado por cutículas, leños, material vegetal degradado.

## Sistema de Corrientes Trenzadas

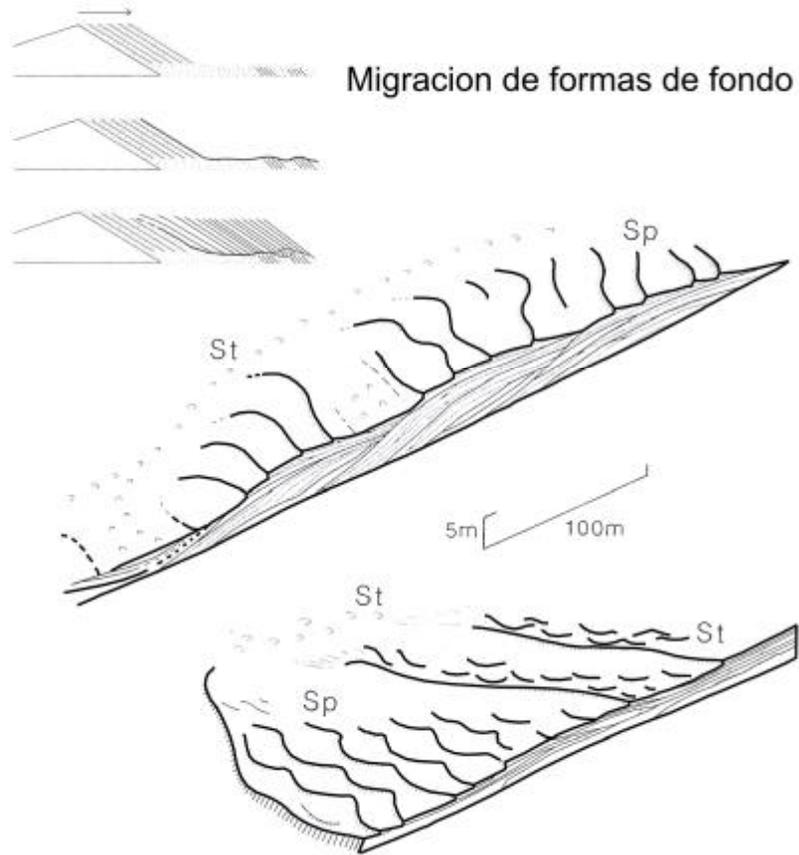


**Figura 19.** Se observa un sistema de canales de baja sinuosidad con barras de canal. En este esquema se muestran en detalle las asociaciones faciales Sp, St, Fl; St, Sh, Svf, Fm; Gcm, Gh; Gh, Gp, Gt, producto de procesos deposicionales que se interpretan como depositadas en barras de gravas, canales y llanuras de inundación.



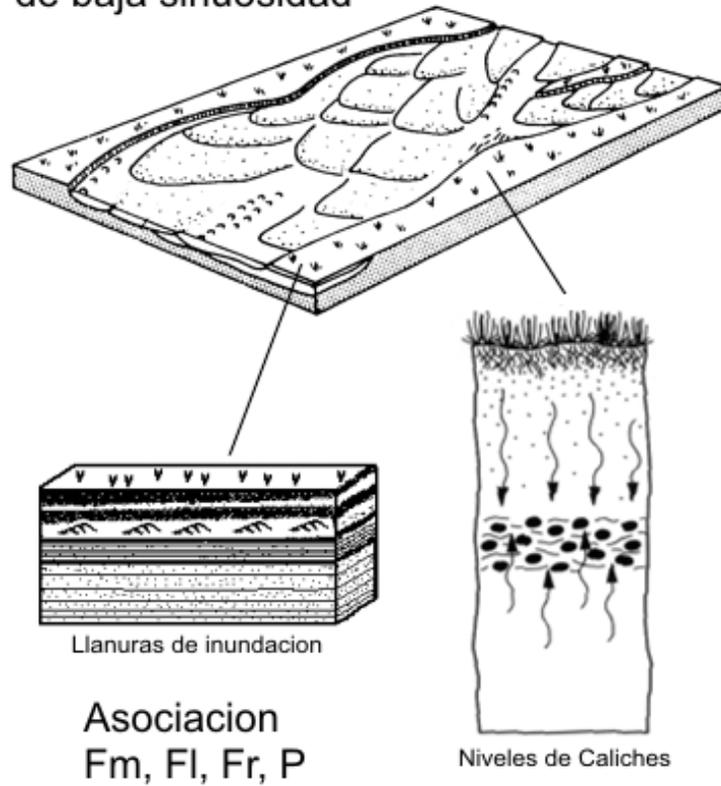
**Figura 20.** En el bloque diagrama se observa una serie de lóbulos conglomeráticos asociados al emplazamiento de flujos de escombros en un sistema de Abanicos Aluviales, además se observa una gradación en el sistema de depositación, desde segmentos proximales afectados por flujos gravitacionales a zonas con predominio de corrientes en canales de baja sinuosidad. En los secciones detalladas, se observan las asociaciones faciales relacionadas con ambientes y formas a pequeña escala.

## Ambientes de barras y formas de fondo en areniscas



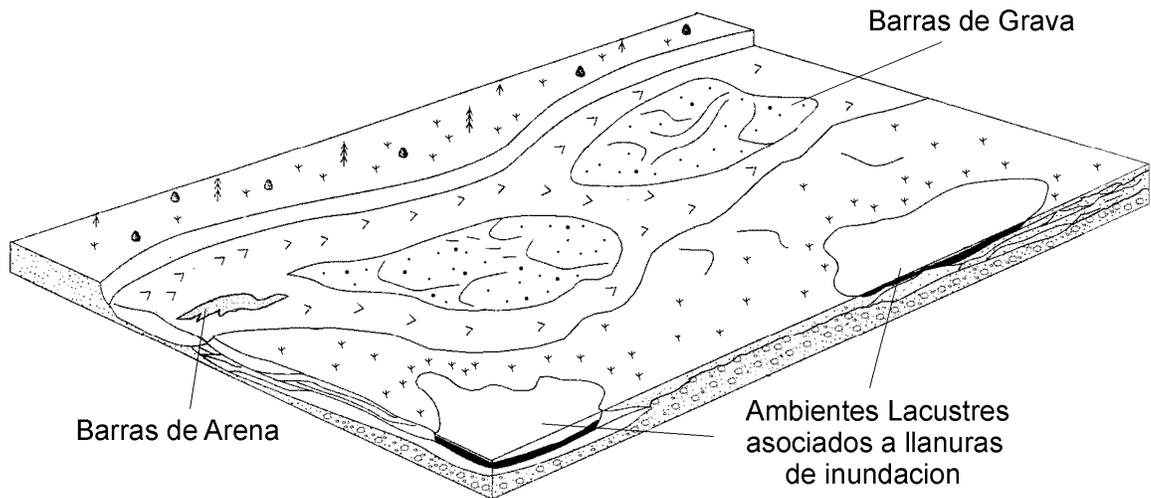
**Figura 21.** En primer plano se observa una serie de dunas y ondulitas en niveles de arenitas con laminación cruzada, en su conjunto conforman una barra de canal. En la parte superior izquierda se observa un set de laminación inclinada festoneada producto de migración de formas de fondo en corrientes unidireccionales en condiciones de régimen de flujo inferior.

Ambiente de llanuras de inundacion  
asociado a sistemas fluviales  
de baja sinuosidad

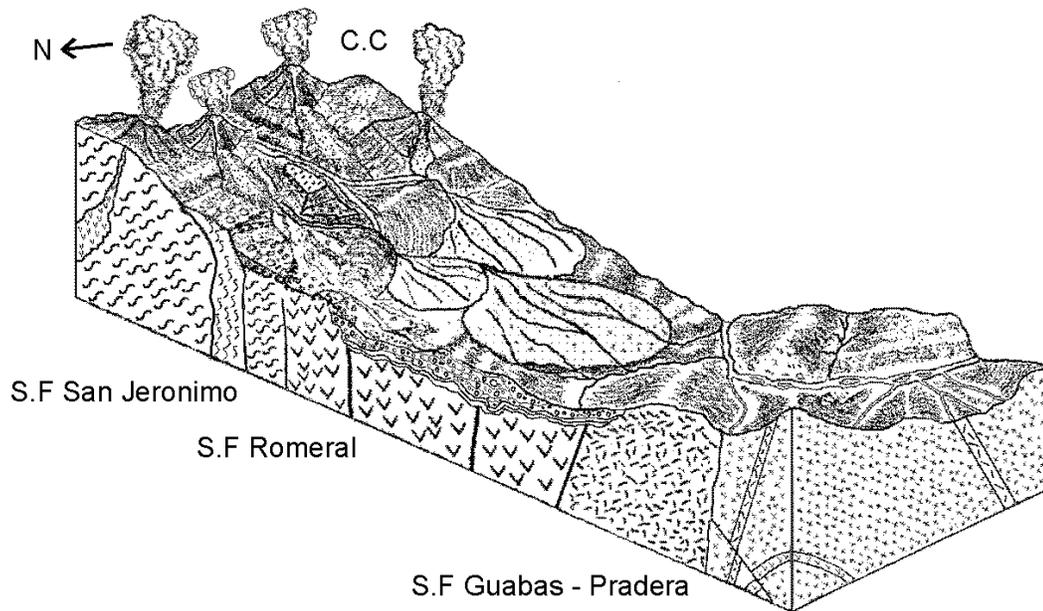


**Figura 22.** Se observa un esquema donde se muestra un segmento de una llanura de inundación con desarrollo de calcretas en un sistema fluvial de baja sinuosidad, asociado a la depositación de Abanicos Aluviales en condiciones de clima semiárido.

## Sistema Aluvial de Rios Trenzados



**Figura 23.** Bloque diagrama en donde se muestra un sistema de canales de baja sinuosidad asociado a las partes intermedias de un Abanico Aluvial con sus segmentos y formas asociadas (barras de canal, llanuras de inundación, lagos asociados a flujos de crecientes en llanuras de inundación).



**Figura 24.** Bloque diagrama en donde se muestra de forma generalizada el modelo de depositación de la Fm. La Paila para el Mioceno tardío, se observa un sistema complejo de Abanicos Aluviales coalescentes a un frente montañoso (C.C :Cordillera Central) formados en condiciones de clima semiárido.

## 10.CONCLUSIONES

- Los sistemas deposicionales responsables de las asociaciones litofaciales presentes en el área, se relacionan con sistemas de alta carga de fondo con alternancia de niveles de carga mixta.
- Asociando el tamaño de grano, la textura y las estructuras sedimentarias como un parámetro de clasificación y una ayuda para determinar los estilos de sistemas fluviales antiguos, se interpreta que la Formación La Paila fue depositada en un Ambiente silisiclastico continental, con predominio de sistemas de canales de baja sinuosidad, que en su conjunto posiblemente constituyeron las partes proximales e intermedias de un sistema de Abanicos Aluviales coalescentes a un frente montañoso.
- Los niveles de caliches o calcretas observados en los niveles arcillo-arenosos de las secciones estudiadas, sugieren ambientes de depositación en condiciones de clima semiárido, en donde la evapotranspiración es un factor fundamental en la acumulación de iones de calcio (incrementa acción de fuerzas capilares) y la precipitación genera procesos de movilización de iones producto de la infiltración. Estos procesos de desecación pueden modificar las estructuras sedimentarias primarias.
- Los sistemas de abanicos aluviales son ambientes altamente inestables, en donde la dinámica sedimentológica consiste en repetidos pulsos deposicionales con características diferentes, los cuales pueden impedir el desarrollo de perfiles de suelos, por lo tanto los niveles de calcretas son considerados como suelos inmaduros desarrollados en climas semiáridos a áridos en donde la evaporación es igual o mayor que la precipitación.

- La asociación entre las facies conglomeráticas con las facies de grano fino se relacionan con procesos de flujos de escombros de características plásticas y pseudoplásticas, que posiblemente durante su emplazamiento formaron diques constituidos por sedimentos gruesos que aislaron y obturaron redes de drenajes, posteriormente en épocas de lluvias estos segmentos aislados, se colmataban de agua, generando un ambiente lacustre con alta productividad biológica propicio para la depositación de partículas tamaño arcilla por asentamiento vertical.
- Las asociaciones litofaciales de grano fino indican periodos de estabilidad en zonas restringidas y constituyen junto a los contactos erosivos limite de sucesiones que representan una serie de eventos deposicionales con distribución temporal diferente.
- Los fósiles de plantas, las asociaciones de palinomorfos junto con la ausencia de microforaminíferos y dinoflagelados, indican una sedimentación en ambientes fluviales y lacustres, y descartan la posibilidad de que en la Formación La Paila haya registro de incursiones marinas para el Mioceno tardío.
- Con respecto a los niveles tobáceos la edad de la Fm. La Paila; se asume un sincronismo en los eventos Volcanogenicos de la Cordillera Central que afectaron la cuenca interandina del Cauca y la Cuenca del Valle del Magdalena para el Mioceno. La aparición de los primeros niveles tobáceos en la Formación La Paila (localizada al sur del Departamento del Valle y Departamento del Cauca) se encuentra asociada con el registro volcanogenico del Mioceno, está relacionada con la Formación Combia (al norte de la zona de estudio) y con la Formación Patía (al sur de la zona de estudio) que registra el vulcanismo para el Mioceno al norte del departamento de Caldas, oeste de Antioquia. La relación de los niveles

tobáceos con los análisis palinológicos realizados por Jaramillo, et. al 2009, asociados con la ausencia de evidencias que indiquen el registro de actividad volcanogenica en la unidad infrayacente (Fm. Cartago en el sentido de Schwinn,1958; Aranzazu & Rios, 1989) descartan la posibilidad de una edad Oligocena para esta unidad.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aranzazu, J. M. and P. A. Ríos (1989). "Análisis litofacial del intervalo Oligoceno-Mioceno en el sector noreste de la subcuenca del Valle del Cauca, Colombia". Facultad de Geología y Minas. Manizales, Universidad de Caldas: 257.

Aspden, et. al (1984). "The Geology of the Western Cordillera and Pacific Coastal Plain in the Department of Valle del Cauca". Report No 7 (Ingeominas - Mision Britanica), BGS, Calí, Colombia.

Barbosa, G. (2003). "Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Departamento del Cauca a escala 1:250.000 (Cali en revisión)." INGEOMINAS: 221.

Bedoya, E. L. and D. F. Giraldo (2009). "Estratigrafía detallada de la Formación La Paila en la sección Buga - La Habana (Municipio de Buga, Valle del Cauca)". Tesis de Grado, Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas.

Barrero, D. (1979). "Geology of the Central Western Cordillera, West of Buga and Roldanillo, Colombia". Publicaciones geológicas especiales Ingeominas. No 4, pp. 1-75, Bogota - Colombia.

Barrero, D. and Laverde (1998). "Estudio integral de la evaluación de la geología y potencial de hidrocarburos de la cuenca "intramontana" Cauca-Patía. Empresa Colombiana de Petróleos Ecopetrol", Febrero de 1998.

Boggs, S. J. (1992). "Petrology of Sedimentary Rocks." First edition.

Borrero, C. A. and Ruiz, E. C. (2009). "Localización de pozos tipo Slim Hole en la Cuenca Cauca - Patía y en el sector central del área Sinú - Uraba. Informe final

contrato 113 de abril de 2008, Universidad de Caldas - Agencia Nacional de Hidrocarburos ANH".

Borrero, C. A. and J. S. Rosero and A. Pardo. and J. D Valencia (2008). "La Secuencia volcanoclástica de Aránzazu: registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la cordillera central, Colombia." Boletín de geología V30, N°2: 61-76.

Brook, M. (1984). "New radiometric ages data from S.W. Colombia. Cali", Ingeominas: 1-25.

Castaño, D. L and P. E. Cifuentes (2009). "Análisis Facial de la Formación La Paila en la sección La Uribe - Sevilla. Tesis de Grado, Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas".

Dueñas, H. and Duque, H. (1988). "Determinaciones Palinológicas y Micropaleontológicas del Proyecto Cauca - Patía". Realizado para BIOS, Ltda. Reporte 114, ECOPETROL Informe 1927.

De Armas, M. (1985). "Mapa Geológico de Colombia - Escala 1:100.000, Plancha 261- Tuluá." INGEOMINAS Bogotá.

De Porta, J. (1974). Lexique Stratigraphique. Tertiaire et Quaternaire. Volume V, Fascicule 4 b, Colombie (deuxième partie). Central National de la Recherche Scientifique, 15, quail Anatole-France, 75700 Paris.

Einsele, G. (2000). Sedimentary basins: "Evolution, Facies and sediment budget". Berlín, Editorial Springer.

Estrada, J. J and Viana, R. (1993). "Geología del área de Anserma-Chinchiná". Memorias VI Congreso Colombiano de Geología I, 2-21.

Fisher, R. V. and H. U. Schmincke (1984). "Pyroclastic rocks: Springer, Berlin." 472.

Gómez, A. J, et. al. (1995). "Edad y origen del Complejo metasedimentario Aranzazu - Manizales en los alrededores de Manizales(departamento de Caldas, Colombia)". Geología Colombiana, V.19, pp.83-93.

Gómez, CH. N. and Y. B. Osorio (2009). "Estratigrafía de la Formación La Paila a escala 1:200, en la sección Andalucía - Galicia, departamento del Valle del Cauca". Tesis de Grado, Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas.

Gómez, D. A. y Suarez, G. A. (2009). "Determinación de la Procedencia de los Conglomerados de la Formación La Paila". Tesis de Grado, Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas.

Gómez, C. and Osorio, L. F, (1996). "Cartografía Geológica y Correlación estratigráfica de los Miembros en las Formaciones del Terciario Carbonífero, del Área comprendida en el Río Guachinte y el Sector de Golondrinas, en el Valle del Cauca". Tesis de Grado, Ciencias Geológicas. Manizales, Universidad de Caldas.

González, H. (1980). "Geología de las planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina)." Boletín Geológico, Ingeominas 23(1): 1-174.

Harms, J. C and Southard, J. B. and Spearing, D. R and Walker, R. G (1975). Depositional environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. Dallas, Texas. April, 1975.

Hubach, E. (1931). "Informe sobre los resultados de la exploración de carbón en la hoya del Cauca, referente a la zona Quilichao - Caldono - Morales - El Playon - Suarez - Buenos Aires - Timba - Las Cañas - Jamundi". Ministerio de minas y petróleos, Instituto geológico de Colombia. Informe N° 192

Jaramillo, et. al (2009). "Análisis Palinológico de muestras de la Formación La Paila y el Valle inferior del Magdalena". Elaborado para Smithsonian Tropical Research Institute. Panamá, Febrero de 2009.

Julivert, M. (1968). Lexique Stratigraphique. Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque - tertiaire. Volume V, Fascicule 4 a, Colombie (première partie). Central National de la Recherche Scientifique, 15, quail Anatole-France, 75700 Paris - VII.

Keith, J. F. J., W. H. Kanes, et al. (1988). "Frontier basins of Colombia - The Cauca Patía Basins: Preliminary Report." University of South Carolina, Earth Sciences and Resources Institute Technical report No 88-0008: 73.

Leeder, M. (2006). "Sedimentology and Sedimentary Basins: from Turbulence to Tectonics". Cambridge, Mass. ; Oxford, Blackwell Publishing.

López, M. C. (2006). Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia-Contribuciones Paleosísmicas. Departamento de Geología. Medellín, Universidad EAFIT: 113.

Mantilla, A. M and Arias, J. A (2001). "Síntesis Regional y Caracterización Estructural de la Subcuenca del Patía. Ecopetrol, Bogota D.C, Mayo de 2001.

Maya, M. and H. González (1995). "Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia." Boletín Geológico, Ingeominas 35(2-3): 43-57.

McCourt, W. J. (1984). "The geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca, Quindío and (N.W.) Tolima (sheets 243, 261, 262, 280 & 300). Cali, Colombia." British Geological Survey Report, V. series 84, pp. 8-49

McCourt, W. J. and D. Millward (1983). "Fallas Principales y Acreción de las Placas en el Valle del Cauca Suroccidente Colombiano." INGEMINAS - Misión Británica. Institute Geological Sciences (N.E.R.C) Newcastle, Inglaterra. Cali, Enero de 1983.

McCourt, W. J., D. Mosquera, et al. (1985). "Mapa Geológico Preliminar, Plancha 243 - Armenia". Escala 1:100.000. Bogotá, Ingeominas.

McCourt, W. J. and G. Verdugo (1985). "Mapa Geológico de Colombia, Plancha 300, Cali". Cali, Ingeominas, Bogotá.

Miall, A. D. (1996). "The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology". Berlin, Springer.

Moreno. S, M. and A. Pardo and A. Gomez (2005). "Estratigrafía y Facies del Cretáceo Superior - Terciario Inferior(?) En El Sector de Nogales - Monteloro (Borde Occidental De La Cordillera central, Colombia)". Historia geológica del Occidente Colombiano." Geo-Eco-Trop V.26/2, 9-40.

Nelson, H. W. (1957). "Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali." Leidse Geologische Mededlingen 22: 1-76.

Nivia, A. (2001). "Mapa Geológico del Departamento del Valle. Memoria explicativa". Cali, Ingeominas: 148.

Reading, H. G. (1996). "Sedimentary environments : processes, facies, and stratigraphy". Cambridge, Mass. ; Oxford, Blackwell Science.

Rodriguez, J.L and J.Y Velandia (1980). "Evaluación de la información Geológica y Geofísica de la Cuenca del Valle del Cauca. Empresa Colombiana de Petroleos. División de exploración, Departamento de Geofísica; Informe Geofísico No. 440. Bogota D.E. Agosto de 1980.

Schultz, A. W. (1984). "Subaerial debris-flow deposition in the upper Paleozoic Cutler Formation. Western Colorado." *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 759-772.

Schwinn, W. L. (1969). "Guidebook to the geology of the Cali area. Valle del Cauca, Colombia" . Bogotá. Colombian Society of Petroleum Geologist and Geophysicis.1-19.

Sohn, Y. K, and Rhee, W. C and Kim, C. B (1999). "Debris Flow and Hyperconcentrated Flood-Flow is an Alluvial Fan, Northwestern Part of the Cretaceous Yongdong". *Journal of Geology* 1999, Volume 1007, p. 111-132.

Spadea, P. A. y. Espinosa, et al. (1989). "High-Mg extrusive rocks from the Romeral Zone ophiolites in southwestern Colombian Andes." *Chemical Geology* 77: 303-321.

Stow, D. A. V. (2006). "Sedimentary Rocks in the Field: a color guide". Second impression by Academic press, animprint of Elsevier Inc. Burlington.

Suter, F., R. Neuwerth, et al. (2005). "Depositional model for the Quaternary Zarzal Formation (Colombia) and its stratigraphic relationship with the fluvio-volcanic

mass flows derived from the Central Cordillera". 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona.

Toussaint, J. F., G. Botero, et al. (1978). "Datación K/Ar del Batolito de Buga." Publicación Geológica Especial, Universidad Nacional. Medellín 13: 1-3.

Toussaint, J. F. and J. J. Restrepo (1974). Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano. Publicación especial de Geología. Medellín, Universidad Nacional: 1-23.

Van der Hammen, T. (1958). "Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos." Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional 6(1-3): 67-128.

Walker, R. G (1975). "Fluvial environments and Conglomerate, chapter 7 y Chapter 4." en Harms, J. C et. al. 1975.

# **ANEXO A**

	SS	Gmm	Gcm	Gh	Gci	Sgm	Sm	Sh	Svf	Fsm	FI		
SS													
Gmm			1									1	
Gcm	4	1	16				3					24	
Gh	1											1	
Gci	1											1	
Sgm	1						3					4	
Sm	4		1			1	5	1	1	7	1	21	
Sh			1								1	2	
Svf					1		1					2	
Fsm	2							1	1			4	
FI	1					1	2					4	
	14	1	19	0	1	2	14	2	2	7	2		64
												64	

Matriz Columna 1. Sección Buga La Habana

	SS	Gmm	Gcm	Gh	Sgm	Sm	Sh	Sp	Svf	Fsm		
SS												
Gmm			1									1
Gcm	3	1			1	8						13
Gh	1		1									2
Sgm	2		1					2				5
Sm	1		7	1						1		10
Sh									1			1
Sp					2							2
Svf				1								1
Fsm						2	1			1		4

	7	1	10	2	3	10	1	3	1	1		39
											39	

Matriz Columna 3. Sección Buga la habana

	SS	Gcm	Gh	Gt	Gp	Sgm	Sm	Sh	Sp	Fsm		
SS												
Gcm	4		2	1			3		1		11	
Gh	1	2					1	1			5	
Gt							1				1	
Gp		1									1	
Sgm		2	1								3	
Sm	1			1	1					1	4	
Sh	1										1	
Fsm											0	
	7	5	3	2	1	0	5	1	1	1		26
											26	

Matriz Columna b. Sección La Uribe - Sevilla

	SS	Gcm	Sgm	Sm	Svf	Fsm		
SS								
Gcm	4			6			10	
Sgm		2				1	3	
Sm	2	1					3	
Svf			1				1	
Fsm	5				2		7	
	11	3	1	6	2	1		24
							24	

Matriz Columna b. Sección La Uribe - Sevilla

	SS	Gmm	Gmg	Gcm	Gh	Gt	Sgm	Sm	Fm		
SS											
Gmm				2	3				1	6	
Gmg	1									1	
Gcm	2	3					3			8	
Gh	10	3	1	1			1			16	
Gt	2									2	
Sgm	2	1		2	5			1		11	
Sm				2	5					7	
Fm							1			1	
	17	7	1	7	13		5	1	1		52
										52	

Matriz Columna c. Sección Andalucía Galicia