

**INTEGRACIÓN DE DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES DE LAS  
UNIDADES PALEÓGENAS PRESENTES EN EL BLOQUE YACENTE DE LA  
FALLA DE SOAPAGA**

**HELMER FERNANDO ALARCÓN OLAVE**

**ALVARO ALEJANDRO VILLAR CEPEDA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS**

**ESCUELA DE GEOLOGÍA**

**BUCARAMANGA**

**2016**

**INTEGRACIÓN DE DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES DE LAS  
UNIDADES PALEÓGENAS PRESENTES EN EL BLOQUE YACENTE DE LA  
FALLA DE SOAPAGA**

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

**MODALIDAD: INVESTIGACION**

**AUTORES:**

**HELMER FERNANDO ALARCÓN OLAVE**

**ALVARO ALEJANDRO VILLAR CEPEDA**

**DIRECTOR:**

**GIOVANNY JIMENEZ DIAZ**

**GEOLOGO PhD.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS**

**ESCUELA DE GEOLOGÍA**

**BUCARAMANGA**

**2016**

## **DEDICATORIA**

A Dios y a mis padres Helmer Alarcón Ramirez y Luz Amanda Olave Suarez por su amor y apoyo incondicional.

**HELMER FERNANDO ALARCÓN OLAVE**

## **DEDICATORIA**

A mis padres Alvaro Villar y Xiomara Cepeda, a mi abuela Rosalba, a mi familia y a Dios, por su apoyo y ayuda durante toda la carrera y la vida.

**ALVARO ALEJANDRO VILLAR CEPEDA**

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios, por permitirnos el desarrollo del trabajo.

Al profesor, Giovanni Jimenez Díaz, por su tiempo, comprensión, dedicación y conocimientos aportados a este proyecto.

A nuestras familias, por su paciencia y acompañamiento durante este proceso

Al profesor, Fransisco Velandia Patiño, por su colaboración y orientación.

A nuestros compañeros de Campo I, por su incondicional apoyo y disposición para nuestro trabajo.

A los habitantes de Sativa Sur, Boyacá, por su amabilidad y hospitalidad, en especial a Doña Blanca Goyeneche, por su buena voluntad y disposición siempre.

## TABLA DE CONTENIDO

	<b>Pág.</b>
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	22
<b>1. JUSTIFICACIÓN</b> .....	23
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	24
<b>2.1. OBJETIVO GENERAL</b> .....	24
<b>2.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS</b> .....	24
<b>3. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA</b> .....	25
<b>4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL</b> .....	27
<b>4.1. MARCO GEOLÓGICO LOCAL</b> .....	30
<b>5. MARCO TEÓRICO</b> .....	33
<b>5.1. FACIES</b> .....	33
<b>5.2. ASOCIACIÓN DE FACIES</b> .....	33
<b>5.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS</b> .....	34
<b>5.3.1. Sistemas Fluviales</b> .....	35
<b>5.3.2. Deltas</b> .....	44
<b>5.3.3. Estuarios</b> .....	51
<b>5.4. CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES</b> .....	54
<b>5.5. ESTILOS DE DEFORMACIÓN</b> .....	56
<b>5.5.1. Escamación de piel delgada</b> .....	56
<b>5.5.2. Escamación de piel gruesa</b> .....	58
<b>5.6. PLIEGUES ASOCIADOS A FALLAS</b> .....	59
<b>5.6.1. Pliegues por despegue (Detachment fold)</b> .....	59
<b>5.6.2. Pliegues por flexión de falla (Fault bend fold)</b> .....	60
<b>5.6.3. Pliegues por propagación de falla (Fault Propagation Folds)</b> .....	61
<b>5.6.4. Fallas en abanicos Imbricados</b> .....	62

<b>6.</b>	<b>METODOLOGÍA</b> .....	<b>64</b>
<b>7.</b>	<b>RESULTADOS</b> .....	<b>66</b>
<b>7.1.</b>	<b>CARTOGRAFÍA</b> .....	<b>66</b>
<b>7.2.</b>	<b>ESTRATIGRAFIA</b> .....	<b>68</b>
<b>7.2.1.</b>	<b>Formación Aguardiente</b> .....	<b>68</b>
<b>7.2.2.</b>	<b>Formación Capacho</b> .....	<b>70</b>
<b>7.2.3.</b>	<b>Formación Guaduas</b> .....	<b>72</b>
<b>7.2.4.</b>	<b>Formación Socha Inferior</b> .....	<b>75</b>
<b>7.2.5.</b>	<b>Formación Socha Superior</b> .....	<b>78</b>
<b>7.2.6.</b>	<b>Formación Picacho</b> .....	<b>81</b>
<b>7.2.7.</b>	<b>Formación Concentración</b> .....	<b>83</b>
<b>7.2.8.</b>	<b>SISTEMAS DEPOSICIONALES</b> .....	<b>86</b>
<b>7.3.</b>	<b>GEOLOGÍA ESTRUCTURAL</b> .....	<b>99</b>
<b>7.3.1.</b>	<b>PLIEGUES</b> .....	<b>99</b>
<b>7.3.2.</b>	<b>FALLAS</b> .....	<b>106</b>
<b>7.3.3.</b>	<b>ESTILO ESTRUCTURAL</b> .....	<b>114</b>
<b>8.</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	<b>119</b>
<b>8.1.</b>	<b>Estratigrafía y su relación con los ambientes sedimentarios</b> .....	<b>119</b>
<b>8.2.</b>	<b>Estilo estructural del bloque yacente de la Falla de Soapaga</b> .....	<b>125</b>
<b>9.</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	<b>128</b>
	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>130</b>
	<b>ANEXOS</b> .....	<b>140</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
<b>Figura 1.</b> Zona de estudio entre los municipios de Sativanorte y Sativasur, ubicados en el bloque yacente de la Falla de Soapaga, al Este del Macizo de Floresta, Cordillera Oriental. ....	24
<b>Figura 2.</b> La zona se encuentra en la Cuenca Floresta de Saylor et al. (2011), adyacente al Macizo de Floresta, limitado al oeste por la Falla de Soapaga.....	30
<b>Figura 3.</b> Diagrama que explica la relación de facies y las asociaciones de facies, siendo una asociación de facies un conjunto de facies relacionadas entre sí. ....	33
<b>Figura 4.</b> Clasificación de sistemas fluviales según el entrelazamiento y la sinuosidad.....	34
<b>Figura 5.</b> Características morfológicas de un sistema fluvial meándrico, mostrando los sitios principales de depósito y los productos generados.....	36
<b>Figura 6.</b> Esquema de un río trenzado.....	39

<b>Figura 7.</b> Modelo esquemático de barras compuestas, transversales y de acreción. .....	41
<b>Figura 8.</b> Modelo de un sistema fluvial anastomosado. ....	42
<b>Figura 9.</b> Zonación de un delta: llanura deltaica, frente deltaico y prodelta. ....	44
<b>Figura 10.</b> Secuencia ideal de un delta dominado por ríos. ....	46
<b>Figura 11.</b> Secuencia sedimentaria ideal de un delta dominado por olas. ....	48
<b>Figura 12.</b> Secuencia sedimentaria ideal de un delta dominado por mareas. ....	49
<b>Figura 13.</b> Modelo de estuarios dominados por mareas. ....	51
<b>Figura 14.</b> Modelo sedimentario de un estuario dominado por oleaje. ....	52
<b>Figura 15.</b> Clasificación de pliegues según la forma de la charnela. ....	53
<b>Figura 16.</b> Clasificación de pliegues según el ángulo entre plano axial y la charnela. .....	54
<b>Figura 17.</b> Clasificación de pliegues según el ángulo entre flancos. ....	55
<b>Figura 18.</b> Representación de rampas y despegues en una secuencia sedimentaria. .....	57
<b>Figura 19.</b> Deformación en escamación de piel gruesa de los Alpes. ....	57
<b>Figura 20:</b> Pliegues por despegue (Detachment folds) ....	59
<b>Figura 21:</b> Pliegues por flexión de falla (Fault bend folds). ....	60
<b>Figura 22.</b> Estadio avanzado de la evolución de un pliegue por propagación de falla. .....	61
<b>Figura 23.</b> Fallas en abanicos imbricados del tipo abanico en cola (trailing fan), donde la falla trasera es la más joven. ....	62
<b>Figura 24.</b> Cuadro de la metodología usada en el trabajo. ....	64
<b>Figura 25.</b> Mapa geológico del área de estudio. Escala 1:25.000. ....	66

<b>Figura 26.</b> Columna generalizada de la secuencia sedimentaria estudiada en el bloque yacente de la Falla de Soapaga.....	68
<b>Figura 27.</b> Estratos tabulares de cuarzoareniscas de la Formación Aguardiente	69
<b>Figura 28.</b> Expresión en afloramiento de las rocas de la Formación Capacho. ....	70
<b>Figura 29.</b> Bivalvos en las rocas de la Formación Capacho .....	70
<b>Figura 30.</b> Panorámica mostrando los contactos entre las formaciones: Guaduas, Socha inferior y Socha superior.....	71
<b>Figura 31.</b> Capas tabulares de areniscas en la base de la formación Guaduas. ..	72
<b>Figura 32.</b> a) Detalle de los bivalvos en las calizas fosilíferas. b) Concreciones en areniscas calcáreas .....	72
<b>Figura 33.</b> a) Estratificación cruzada invertida b) Ripples en areniscas de la Formación Guaduas .....	73
<b>Figura 34.</b> Capas de carbón y areniscas de la Formación Guaduas.....	74
<b>Figura 35.</b> Capas con poca inclinación de la Formación Socha Superior. Se aprecia la geometría lenticular y tabular de los estratos.....	75
<b>Figura 36.</b> Estructuras sedimentarias de la Formación Socha Inferior. A) Ripples de interferencia en areniscas, b) estratificación cruzada de alto ángulo, c) laminación plano paralela en areniscas, d) estructuras de disolución. ....	76
<b>Figura 37.</b> Contacto neto entre Socha Inferior y Guaduas. ....	77
<b>Figura 38.</b> a) lodolitas bioturbadas hacia la base de la formación Socha superior. b) areniscas de la formación Socha superior .....	78
<b>Figura 39.</b> a) Laminación cruzada en areniscas. b) laminación plano-paralela y ondulosa dentro de las areniscas de la formación Socha Superior. ....	79
<b>Figura 40.</b> Diaclasas rellenas de lodo rojizo características de la Formación Socha Superior .....	79

<b>Figura 41.</b> Contacto neto entre Socha Superior y la Formación Picacho .....	80
<b>Figura 42.</b> Estratos tabulares de areniscas de grano grueso a conglomeráticas y conglomerados bien redondeados de la Formación Picacho.. .....	81
<b>Figura 43.</b> a) Areniscas de grano medio a grueso y localmente conglomeráticas de la Formación Picacho, presentan estatificación cruzada. b) Niveles conglomeráticos con clastos redondeados envueltos en una matriz lodosa con cemento silíceo. ...	81
<b>Figura 44.</b> Intercalación de areniscas y lodolitas de la Formación Concentración. Niveles arcillosos negros son frecuentes en la unidad. ....	82
<b>Figura 45.</b> Estructuras sedimentarias y diagenéticas de la Formación Concentración: a) Estratificación cruzada, b) Ripples en areniscas, c) laminación ondulosa a flaser en capas de areniscas y lodolitas, d) Nódulos férricos en la base de capas de areniscas. ....	83
<b>Figura 47.</b> Facies de areniscas de grano medio hacia el tope de la sección de la Formación Concentración .....	84
<b>Figura 48.</b> Anticlinal del Chicamocha en la parte norte de la zona. Se exhibe el plano axial que indica una vergencia Oeste de la estructura.....	99
<b>Figura 49.</b> Anticlinal del Chicamocha en la parte sur de la zona. El plano axial indica que la estructura tiene una vergencia Este. ....	100
<b>Figura 50.</b> Plano axial del Anticlinal del Chicamocha. Dato aparente 200/78, dirección del plano / ángulo de buzamiento del plano. ....	100
<b>Figura 51.</b> Diagrama de polos donde se evidencia los flancos del Anticlinal del Chicamocha y el plano axial de dirección 198/75. ....	101
<b>Figura 52.</b> Modelo de anticlinal volcado para el Anticlinal del Chicamocha. ....	102
<b>Figura 53.</b> Sinclinal El Tambor. Se aprecia el plano axial con rumbo N.....	103
<b>Figura 54.</b> Diagrama de polos donde se evidencia los flancos del Sinclinal El Tambor y el plano axial de dirección 218/62.....	104

<b>Figura 55.</b> Trazo de la Falla de Soapaga vista en foto panorámica. ....	106
<b>Figura 56.</b> Falla La Leona, siguiendo el rumbo de la Quebrada Baracuta. Se evidencia la Formación Concentración en el bloque colgante de la falla y la Formación Socha Superior en el bloque yacente. ....	107
<b>Figura 57.</b> Representación de una falla secundaria del tipo por fuera del sinclinal .....	108
<b>Figura 58.</b> Formación de rampas con respecto a la dirección del movimiento....	110
<b>Figura 59.</b> Datos de estria encontrados por la Quebrada Baracuta, sugiriendo posible falla de rumbo asociada. Pitch 5° al S. ....	111
<b>Figura 60.</b> Esquema de falla rotacional tipo tijera para la Falla Favita .....	112
<b>Figura 61.</b> Mapa ampliado de la zona de estudio basado en la plancha geológica 152 del INGEOMINAS. Escala 1:25.000.....	114
<b>Figura 62.</b> Corte estructural del domino norte A-A' .....	115
<b>Figura 63.</b> Corte estructural del domino central B-B' .....	116
<b>Figura 64.</b> Corte estructural del domino sur C-C' .....	117

## LISTA DE TABLAS

	Pág.
<b>Tabla 1.</b> Descripción de litofacies e interpretaciones.....	89

## **LISTA DE ANEXOS**

- Anexo A.** Mapa geológico a escala 1:25.000
- Anexo B.** Columna estratigráfica Formación Guaduas
- Anexo C.** Columna estratigráfica Formación Socha Inferior
- Anexo D.** Columna estratigráfica Formación Socha Superior
- Anexo E.** Columna estratigráfica Formación Picacho
- Anexo F.** Columna estratigráfica Formación Concentración
- Anexo G.** Corte geológico A-A'
- Anexo H.** Corte geológico B-B'
- Anexo I.** Corte geológico C-C'

## RESUMEN

### **TITULO:**

INTEGRACIÓN DE DATOS ESTRATIGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES DE LAS UNIDADES PALEÓGENAS PRESENTES EN EL BLOQUE YACENTE DE LA FALLA DE SOAPAGA\*

### **AUTORES:**

HELMER FERNANDO ALARCÓN OLAVE

ALVARO ALEJANDRO VILLAR CEPEDA\*\*

**PALABRAS CLAVES:** Falla de Soapaga, Paleógeno, Cordillera Oriental, secuencia sedimentaria, bloque yacente.

La Falla de Soapaga es una de las principales fallas regionales de la Cordillera Oriental. Esta falla inversa que involucra basamento, presenta en su bloque yacente, un relleno sedimentario sin-orogénico de importante interés para los modelos de inversión y levantamiento de la Cordillera Oriental. El presente estudio comprende una zona donde se evidencia la secuencia Paleógena del dominio axial de la Cordillera Oriental, desde la Formación Guaduas hasta la Formación Concentración. Estas unidades se encuentran ampliamente deformadas por pliegues regionales, fallas inversas de gran extensión y fallas transversales locales. A partir de datos estructurales y una descripción macroscópica de las muestras, se definió la cartografía de la zona, se midieron columnas estratigráficas y se elaboraron cortes geológicos. A modo de resultados, se realizaron las correspondientes descripciones sedimentológicas de las formaciones Guaduas, Socha Inferior, Socha Superior, Picacho y Concentración, usando columnas estratigráficas detalladas medidas en campo. Así mismo se incluyó una descripción de litofacies, que permitió interpretar un ambiente sedimentario para cada unidad. Además, se caracterizaron los pliegues más importantes y las fallas encontradas, indicando cinemática, vergencia y su influencia en el estilo estructural de la zona. Esta serie de resultados permitió integrar las descripciones sedimentológicas realizadas con el estilo estructural de la zona, predominantemente asociado a cabalgamientos por descamación delgada con vergencia Este y de esta manera, aportar al conocimiento de la zona axial de la Cordillera Oriental así como a la relación de la falla de Soapaga con la deformación de la secuencia sin-orogénica Paleógena expresada en su bloque yacente.

---

\* Trabajo de grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Giovanni Jiménez

## ABSTRACT

**TITLE:**

STRATIGRAPHIC AND STRUCTURAL DATA INTEGRATION OF PALEOGEN UNITS IN THE SOAPAGA FAULT FOOTWALL. \*

**AUTHORS:**

HELMER FERNANDO ALARCÓN OLAVE

ALVARO ALEJANDRO VILLAR CEPEDA\*\*

**KEYWORDS:** Soapaga Fault, Paleogen, Eastern Cordillera, sedimentary sequence, footwall.

The Soapaga Fault is a main regional fault of Eastern Cordillera. This thrust basement-related fault, presents in its footwall a syn-orogenic sedimentary fill of important interest to the uplift and inversion models of Eastern Cordillera. This study comprises an area where the Paleogen sequence of axial domain of the Eastern Cordillera, evidenced from the Guaduas Formation to Concentracion Formation. In addition, these units are widely deformed by regional folds, thrusts and locals transverse faults. Using structural data and macroscopic description of samples, mapping of the area was conducted, stratigraphic columns were measured and geological sections were developed. As results, sedimentological descriptions of Guaduas, Lower Socha, Upper Socha, Picacho and Concentración formations was done, using detailed stratigraphic sections measured on field. Furthermore, a facies chart was included to interpret a depositional environment for each formation. Besides, main folds and all faults were characterized, indicating kinematic, vergence and its influence in the structural style. These series of results allowed integrate descriptions of each formation with the structural style of the area predominantly associated with east-vergence, thin-skinned thrusts and contribute to the knowledge of the Eastern Cordillera's axial zone and the relationship of the Soapaga Fault with the deformation of Paleogen syn-orogenic sequence expressed in its footwall.

---

\* Degree Work

\*\* Faculty of Physico-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Giovanny Jimenez Diaz

## INTRODUCCIÓN

La evolución de un orógeno afecta los patrones de geometría y el relleno de las cuencas sedimentarias sintectónicas (Bayona et al., 2008). En orógenos y sistemas de cuencas foreland, las estimaciones de las variaciones espaciales y temporales de engrosamiento cortical comúnmente se basan en estudios de la deformación del cinturón orogénico en conjunto con análisis estratigráficos y composicionales en cuencas sinorogénicas proximales y/o distales (Liu et al., 2005, en Horton et al., 2001). En Colombia, el bloque yacente de la Falla de Soapaga es un ejemplo claro de sedimentación sintectónica asociada al levantamiento de la Cordillera Oriental.

Debido a que en la Cordillera Oriental, las rocas Cenozoicas sólo se preservan en las regiones de bloques yacentes de fallas que involucran basamento (Dengo and Covey, 1993), la sedimentación sin-orogénica adyacente al Macizo de Floresta es de importante interés para apoyar los modelos de inversión y levantamiento de la Cordillera Oriental. Basados en este enfoque se tiene como objetivo la elaboración de un análisis sedimentológico y estratigráfico detallado, precisando una recolección e interpretación de datos a escala macroscópica de la secuencia sedimentaria Paleógena expuesta en el bloque yacente de la falla de Soapaga. Con esta información fue factible la determinación de litofacies y la definición del estilo estructural, aportando datos e información que ayuden posteriormente al conocimiento geológico del dominio axial de la Cordillera Oriental.

## **1. JUSTIFICACIÓN**

La Falla de Soapaga es una de las principales fallas regionales de la Cordillera Oriental, su bloque yacente expone una sucesión sedimentaria Paleógena, siendo de fuerte interés geológico al ser uno de los pocos lugares donde hay registro de la secuencia Cenozoica en la Cordillera Oriental y por tener pocos estudios enfocados en la descripción de sus unidades. Por esta razón, con este trabajo se quiere caracterizar las unidades litoestratigráficas Paleógenas mediante la identificación de sus litofacies; y la integración de datos estructurales de esta zona con el fin de aportar al conocimiento geológico del dominio axial de la Cordillera Oriental.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. OBJETIVO GENERAL:**

1. Integrar datos estratigráficos y estructurales de las rocas Paleógenas del bloque yacente de la Falla de Soapaga.

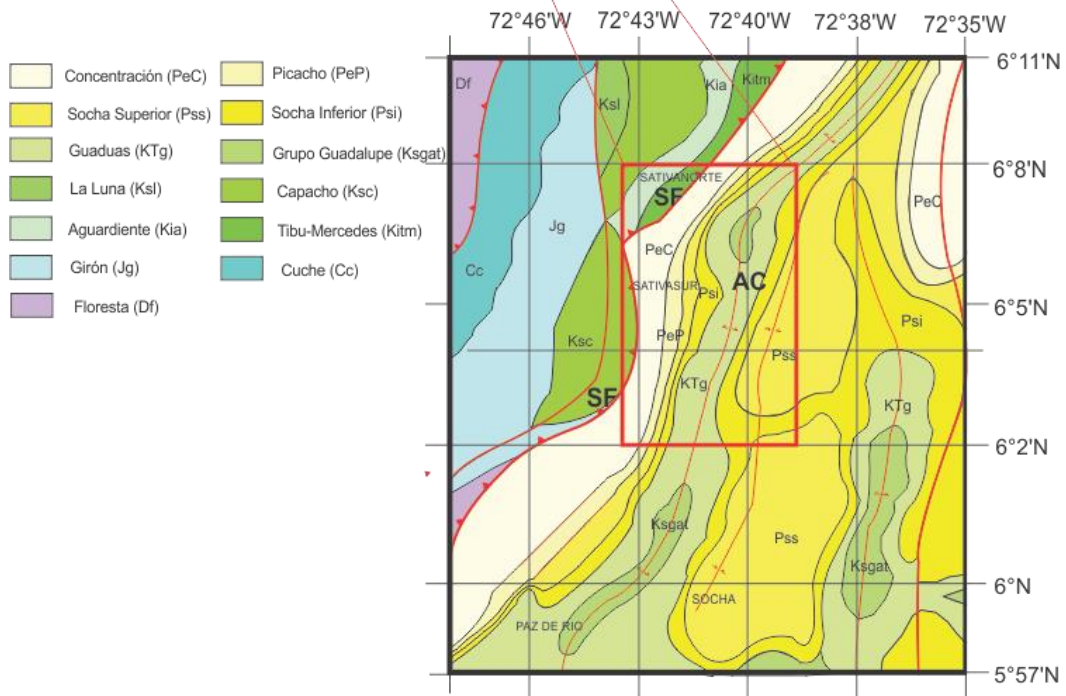
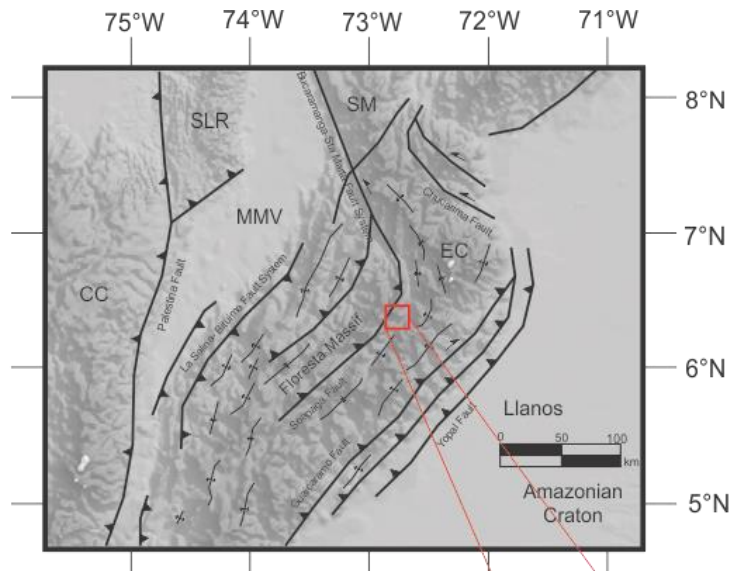
### **2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS:**

1. Caracterizar sedimentológicamente las unidades Paleógenas en el área de estudio.
2. Realizar un mapa geológico a escala 1:25.000 de la zona.
3. Hacer columnas estratigráficas detalladas de las unidades sedimentarias descritas.
4. Elaborar cortes geológicos que evidencien el estilo estructural de la zona.

### 3. LOCALIZACIÓN GEOLÓGICA

La zona de estudio se encuentra en la parte Este del dominio axial de la Cordillera Oriental, que corresponde al bloque yacente de la Falla de Soapaga, entre los municipios de Sativasur y Sativanorte, en el departamento de Boyacá, ubicados al Este del Macizo de Floresta (Figura 1). El área se encuentra limitada al oeste por la Falla de Soapaga, una falla inversa regional que ejerce una influencia importante en la disposición de las unidades sedimentarias de la zona, poniendo en contacto rocas Cretácicas o Jurásicas con unidades Paleógenas. Hacia el este, se limita por la Falla del Río Chicamocha donde afloran unidades Cenozoicas con baja inclinación. Anticlinales fallados y estructuras sinclinales son la principal característica estructural de la zona de trabajo. El área está enmarcada entre las coordenadas geográficas:  $X= 6^{\circ}02'53.76''$  N a  $X= 6^{\circ}07'03.66''$  N y  $Y= 72^{\circ}42'43.78''$  O a  $Y= 72^{\circ}39'56.73''$  O.

**Figura 1.** Zona de estudio entre los municipios de Sativanorte y Sativasur, ubicados en el bloque yacente de la Falla de Soapaga, al Este del Macizo de Floresta, Cordillera Oriental.



EC = Cordillera Oriental, CC = Cordillera Central, WC = Cordillera Occidental, MMV = Valle Medio del Magdalena, CV = Valle del Cauca, SF = Falla de Soapaga, AC = Anticlinal del Chicamocha.

#### **4. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL**

Los Andes Colombianos se dividen en tres grandes cinturones montañosos de distintas edades y características geológicas: la Cordillera Occidental y el flanco occidental de la Cordillera Central que se ubican al oeste del sistema de fallas de Romeral, compuestas de rocas alóctonas acrecionadas a los 60-65 Ma, de afinidad oceánica (Cooper et al., 1995; Toro et al., 2004; Moreno et al., 2010), compuesta principalmente basaltos, tobas y rocas volcanosedimentarias de edad Cretácico Tardío, intruídas por plutones Cenozoicos (McCourt et al., 1984).

La Cordillera Central está compuesta de rocas metamórficas Triásicas y Paleozoicas del rifting Triásico en el noroeste de Suramérica (Villagómez et al., 2011), y rocas calcoalcalinas como tonalitas-granodioritas Jurásicas (150-170 Ma), dioritas Cretácicas (120-70 Ma) (Restrepo-Pace, 1992) y basaltos del Cretácico inferior (Horton et al., 2010; Villagómez et al., 2011). La Cordillera Oriental se encuentra separada de la Cordillera Central por la cuenca intermontana del Valle Medio del Magdalena y limitada al oriente por la cuenca foreland Llanos infrayacida por el basamento continental Precámbrico de la parte norte del Cratón Amazónico (Tassinari and Macambira, 1999).

La Cordillera Oriental se encuentra conformada principalmente por rocas sedimentarias continentales Triásico-Jurásicas y marinas Cretácicas que afloran en cinturones plegados continentales (Toro et al., 2004; Sarmiento et al., 2006) y unidades transicionales a continentales dentro sinclinales del Paleoceno al Oligoceno (Figura 1) (Saylor et al., 2011; Ramírez et al., 2012); indicando sedimentación marina y no marina durante las distintas condiciones tectónicas Paleozoicas, la extensión Mesozoica y el acortamiento Cenozoico (Cooper et al., 1995; Horton et al., 2010; Bande et al., 2012).

En Colombia, las estructuras tienden a tener rumbos NE, siguiendo generalmente la dirección de fallas normales que envuelven basamento metamórfico continental de bajo grado (Cortes et al., 2005), como los macizos de Santander, Quetame, Garzón y Floresta, ubicados en el eje axial de la Cordillera Oriental (Ramírez et al., 2012; Tesón et al., 2013). Sin embargo, en la parte norte de la Cordillera Oriental, las estructuras de fallas inversas tienen un rumbo NW-SE (Corredor, 2003), esto refleja la convergencia oblicua de las placas Suramericana, Nazca y Caribe en el bloque norandino. Esta interacción presenta deformación transpresional dextral hacia el sur de Bogotá y transpresión sinistral al norte (Acosta et al., 2004).

La Cordillera Oriental es interpretada como una amplia cuenca extensional Cretácica que se formó durante al menos dos eventos extensivos: una cuenca rift Triásico tardío-Jurásico medio y una cuenca back-arc durante el Tithoniano-Necomiano hasta el Maastrichtiano (Sarmiento et al., 2006; Kammer and Sánchez, 2006). La cuenca se extendía sobre lo que es el actual Valle Medio y Superior del Magdalena, la Cordillera Oriental y la cuenca Llanos; los sedimentos provenían del cinturón orogénico del Occidente y del cratón al Oriente (Moreno et al., 2010; Saylor et al., 2011). El levantamiento de la Cordillera Oriental particionó la cuenca back-arc Cretácico-Paleógena, resultando en la generación de la cuenca intermontana del Valle Medio del Magdalena (Moreno et al., 2010).

La Cordillera Oriental es un cinturón plegado y fallado asimétrico, de doble vergencia, que presenta una combinación entre deformación por escamación delgada asociada a una compresión este-oeste dentro de una cinemática transpresiva (Bande et al., 2012; Bayona et al., 2012), una inversión tectónica de fallas normales, una generación de estructuras de acortamiento de primer orden (Cooper et al., 1995; Moreno et al., 2011; Bande et al., 2012; Bayona et al., 2012), y múltiples fases de deformación compresional asociadas a escamación gruesa, que iniciaron en el Cretácico tardío (Bayona et al., 2012; Saylor et al., 2012) y

terminaron en el Plioceno- Pleistoceno, dando lugar al levantamiento y exhumación de la Cordillera Oriental (Dengo y Covey, 1993; Cooper et al., 1995).

#### 4.1. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

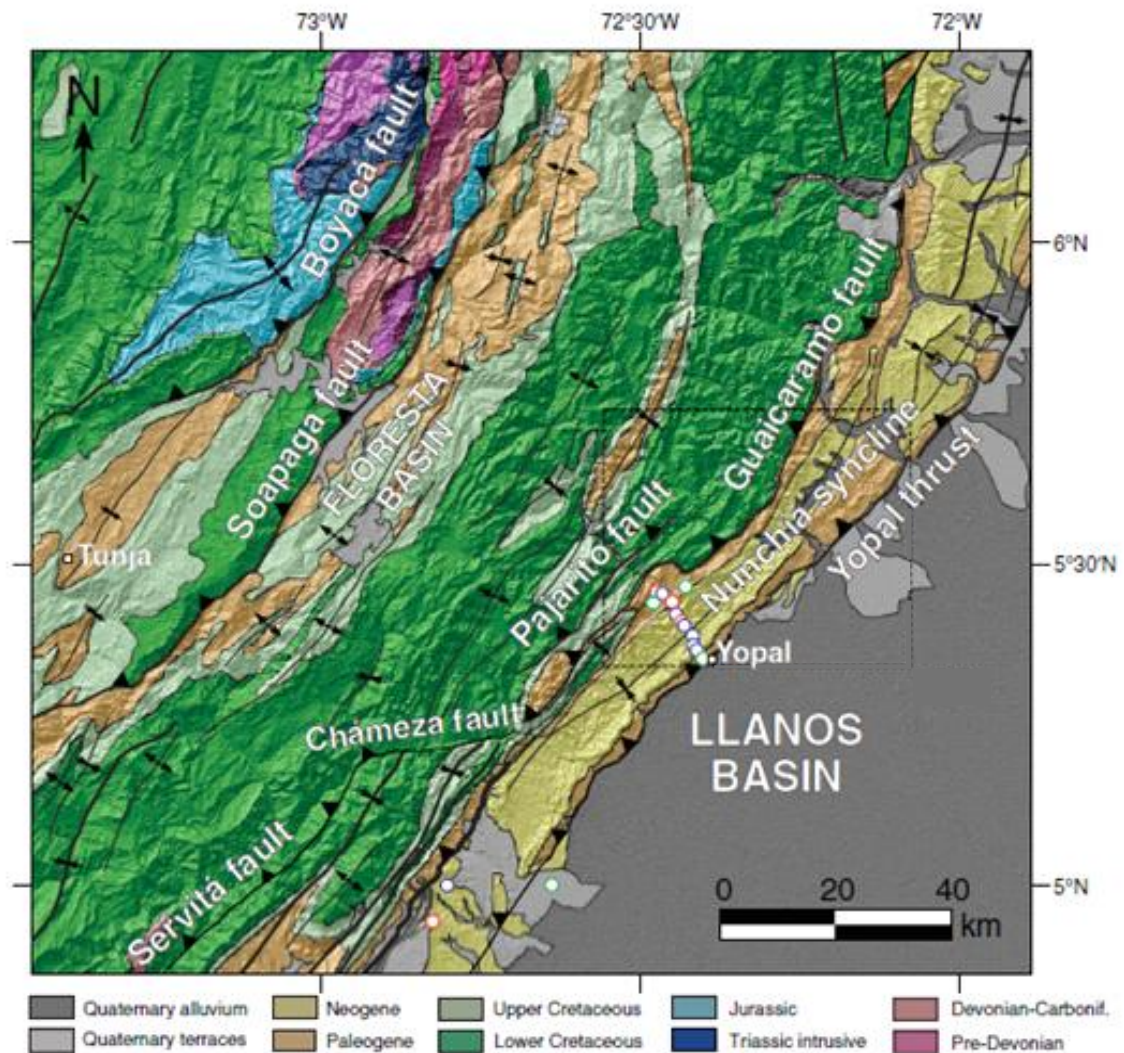
El dominio axial de la Cordillera consiste de anticlinales apretados y sinclinales amplios relacionados a fallas de doble vergencia, asociadas a estructuras tipo despegue (detachment) o pliegues de rompimiento (break-thrust folds) (Mora et al., 2010). El sistema de fallas Soapaga-Pesca-Machetá divide el dominio axial en oriental y occidental. El dominio oriental incluye fallas con vergencia al este que colocan estratos Cretácicos y Cenozoicos sobre Cenozoicos de la cuenca foreland Llanos (Bayona et al., 2012).

El área de estudio se encuentra en la sub-cuenca Floresta de acuerdo a Saylor et al. (2011). En el presente trabajo se llamará como el bloque yacente de la falla de Soapaga, el cual se encuentra ubicado en la zona axial oriental de la Cordillera Oriental. En esta cuenca están depositados los estratos Paleógenos sinorogénicos yuxtapuestos al Macizo de Floresta (Figura 2) (Kammer y Sánchez, 2006; Bayona et al., 2008; Saylor et al., 2012).

Las fallas de Soapaga y Boyacá son fallas inversas que actúan como terminación en cola de caballo al sur de la falla Bucaramanga (Toro, 1990; Dengo and Covey, 1993; Velandia, 2005; Kammer y Sánchez, 2006; Tesón et al., 2013). La transición de fallamiento de rumbo en el norte a movimientos inversos en el sur implican que tiene un significativo componente de rumbo que ha sido acomodado en los cabalgamientos de la Cordillera Oriental (Acosta et al., 2004).

Estas fallas se dividen en intervalos de 10-40 km y presentan altos de basamento que controlan la sedimentación de las subcuencas adyacentes (Kammer y Sánchez, 2006), además, se caracterizan por una segmentación longitudinal de decenas de kilómetros y sus expresiones estructurales se manifiestan por la presencia de sinclinales marginales en los bloques levantados y un basculamiento del bloque yacente hacia el bloque levantado (Kammer, 1996).

**Figura 2.** La zona se encuentra en la Cuenca Floresta de Saylor et al. (2011), adyacente al Macizo de Floresta, limitado al oeste por la Falla de Soapaga.



**Fuente:** Bande et al. (2012)

Los sistemas de fallas con vergencia oeste en la zona axial de la Cordillera Oriental son interpretados como retrocabalgamientos que deforman la base del bloque yacente de la falla de Pesca, equivalente a la Falla de Soapaga al norte (Toro et al., 2004; Bayona et al 2008). La Falla de Soapaga se comporta como una estructura

inversa de alto ángulo según Kammer (1999) y Rodríguez et al. (2009), o de bajo ángulo según Colleta et al. (1990) y Dengo y Covey (1993), aunque la influencia de movimientos transcurrentes en forma dextral transversales y paralelos a la Falla están presentes (Velandia, 2005).

El Macizo de Floresta se encuentra en el bloque colgante de la Falla de Soapaga, limitado al oeste por la falla de Boyacá; el cual se constituye como una antiformal con vergencia este y un flanco frontal volcado (Tesón et al., 2013). El Macizo de Floresta está compuesto de rocas metasedimentarias de bajo grado de edad Neoproterozoico a Paleozoico inferior (Horton et al., 2010), suprayacidas por rocas sedimentarias del Devónico (Tesón et al., 2013); además, están cortadas por cuerpos intrusivos intermedios y cuarzomonzonitas Paleozoicos y Triásicos (Mojica y Villarreal, 1984; Horton et al., 2010; Saylor et al., 2012).

El bloque yacente de la Falla de Soapaga está compuesto de rocas sedimentarias marinas, transicionales y continentales de edad Cretácico Tardío-Oligoceno (Villamil, 1999; Bayona et al., 2008; Saylor et al., 2012). El estilo estructural es dominado por pliegues por propagación de falla y pliegues por despegue (Tesón et al., 2013).

La exhumación del Macizo de Floresta marca los rápidos avances del frente de deformación del Paleógeno en la Cordillera Oriental (Saylor et al., 2012). Con base en trazas de fisión en apatitos se infiere que hacia el norte inició la exhumación en el Oligoceno del Macizo de Floresta ( $22.3 \pm 4$  Ma) (Toro et al., 2004) y el bloque yacente de la Falla de Soapaga empezó a denudarse hace  $23.2 \pm 3.2$  Ma, basados en datos medidos en la Formación Concentración (Mora et al., 2010).

## **5. MARCO TEÓRICO**

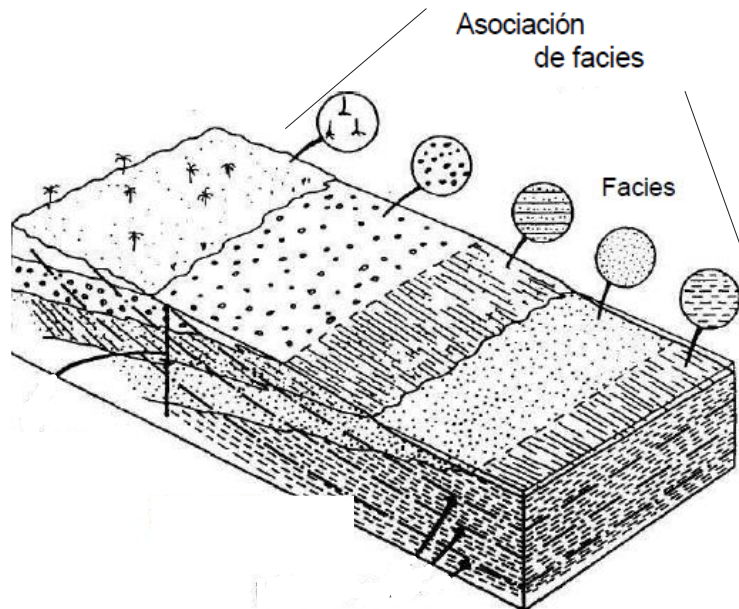
### **5.1. FACIES**

El concepto de facies fue introducido por Nicolás Steno en 1669, mencionando que una facies implica la totalidad de aspectos de una parte de la superficie terrestre durante un cierto intervalo de tiempo geológico. Posteriormente, según Gressly (1838) en Walker, (2006) indica que una facies es la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad. Actualmente, Walker (2006) indica que el termino facies indica un sentido descriptivo e interpretativo. La definición solamente menciona el carácter descriptivo de las facies y es necesario enmarcarlas en un contexto interpretativo para usarlas como características que determinen un ambiente sedimentario.

### **5.2. ASOCIACIÓN DE FACIES**

Corresponde al rango superior a la facies, consiste en la combinación de dos o más facies elementales, genéticamente relacionadas. Las asociaciones de facies deben cumplir dos condiciones: 1) Que las facies que se encuentren juntas, 2). Que estén ambientalmente interrelacionadas; dichas asociaciones reflejan la actividad de un proceso en un medio sedimentario (Figura 3) (Vera, 1994).

**Figura 3.** Diagrama que explica la relación de facies y las asociaciones de facies, siendo una asociación de facies un conjunto de facies relacionadas entre sí.



**Fuente:** Vera (1994)

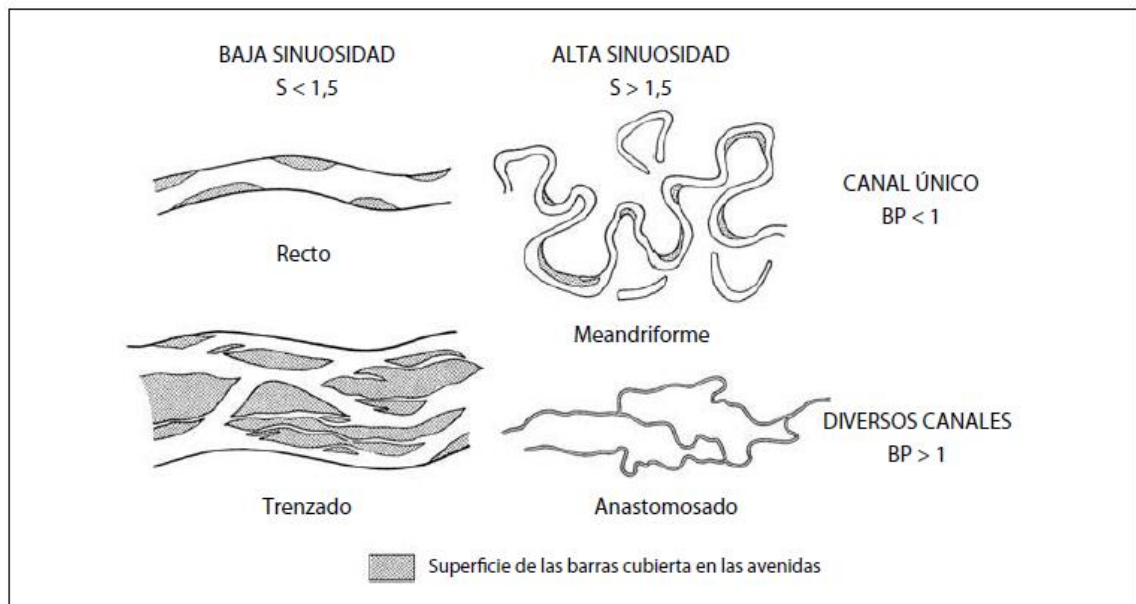
### 5.3. AMBIENTES SEDIMENTARIOS

Un ambiente sedimentario es definido por Pettijohn (1957) en Reineck and Singh (1975), como una unidad geomorfológica en el cual se lleva a cabo la deposición de sedimentos. Se caracteriza por un único conjunto de procesos físicos, químicos y biológicos que operan a una velocidad e intensidad específica y que imparten una firma suficiente en el sedimento generando características propias del depósito. Tomado como base este concepto, diversos autores han clasificado los ambientes sedimentarios en continentales, transicionales y marinos, y a su vez se han definido subambientes asociados. Los más importantes se explicarán a continuación con mayor detalle.

**5.3.1. Sistemas Fluviales.** Según Miall (1977), los cuatro tipos básicos de canales fluviales son: los rectilíneos, en los que no hay barras y son de baja sinuosidad (sinuosidad menor de 1,5), los meandriformes, con canales sinuosos, los anastomosados, caracterizados por presentar varios canales que se dividen y juntan a lo largo del río y, por último, los ríos trenzados con canales de baja sinuosidad y barras en torno a las cuales el flujo se reúne y se bifurca alternativamente (Figura 4).

Arche (2010), menciona que los canales son más estrechos y profundos cuando llevan carga en suspensión o mixta, mientras que los más amplios y someros son los sistemas que transportan carga de fondo.

**Figura 4.** Clasificación de sistemas fluviales según el entrelazamiento y la sinuosidad.

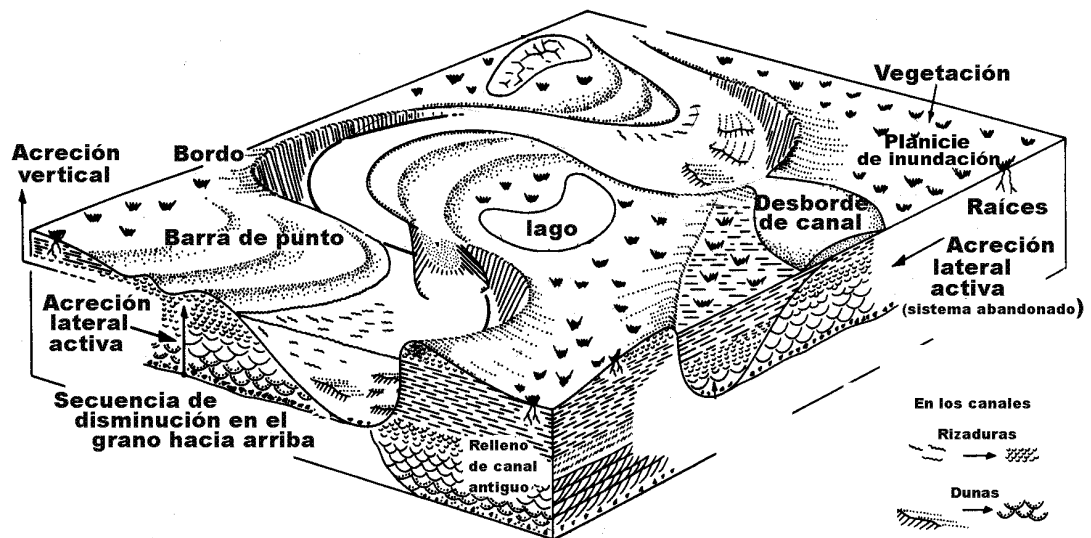


**Fuente:** Arche (2010)

**5.3.1.1. Ríos Meándricos.** Los ríos meandriformes se desarrollan mejor sobre pendientes bajas, con corrientes que transportan una relación carga en suspensión / carga en tracción elevada y con materiales cohesivos en sus márgenes (Arche, 2010). Los ríos meándricos ocurren como sistemas independientes, o pueden representar un cambio gradual (corriente abajo) de un sistema de ríos trezados. También se pueden desarrollar en su desembocadura sistemas deltaicos de depósito (Miall 1987).

Los principales elementos morfológicos de que consiste un sistema de ríos meándricos (Figura 5) son: 1) el canal principal, 2) las barras de punto, 3) los bordos naturales, 4) las planicies de inundación, 5) los lagos laterales, y 6) las áreas de desborde. Ya que en estos sistemas los sedimentos se acumulan debido a la acción del canal principal y de la inundación periódica de la planicie adyacente, los depósitos están asociados a estos elementos morfológicos (Nichols, 2009; Arche, 2010).

**Figura 5.** Características morfológicas de un sistema fluvial meándrico, mostrando los sitios principales de depósito y los productos generados.



**Fuente:** Arche (2010)

**Depósitos de canal:** Son depósitos compuestos generalmente de material grueso que los ríos pueden mover o transportar durante los períodos de máxima competencia de las corrientes. Este material incluye gravas, troncos u otro material vegetal de grandes dimensiones, y lodo parcialmente consolidado que ha sido erosionado de las paredes del canal. Tienden a ser depósitos de forma lenticular, en donde lo más característico es la imbricación de clastos que presentan (Arche, 2010).

**Depósitos de Barras de Punto.** Estos depósitos se generan en las partes interiores de las curvas del canal a partir de un flujo en espiral en dicho punto. Debido a este flujo, los granos más gruesos tienden a depositarse en las partes basales de la barra, y los sedimentos finos en la parte superior, dando como resultado una

secuencia de disminución de tamaño de grano hacia arriba de barra de punto (Arche, 2010). La estructura sedimentaria primaria más característica de los depósitos de barras de punto es la estratificación cruzada cóncava, tanto de pequeña como de gran escala (Miall, 1984).

**Depósitos de Bordo.** Estos depósitos se desarrollan en la porción cóncava de la curva que delimitan los meandros. Son de mayor espesor y de grano más grueso cerca de los canales, y se hacen más finos a medida que avanzamos hacia la planicie de inundación. Arenas finas con estratificación horizontal y rizaduras de corriente, suprayacidas por lodos laminados, son muy comunes en los depósitos de muro (Arche, 2010).

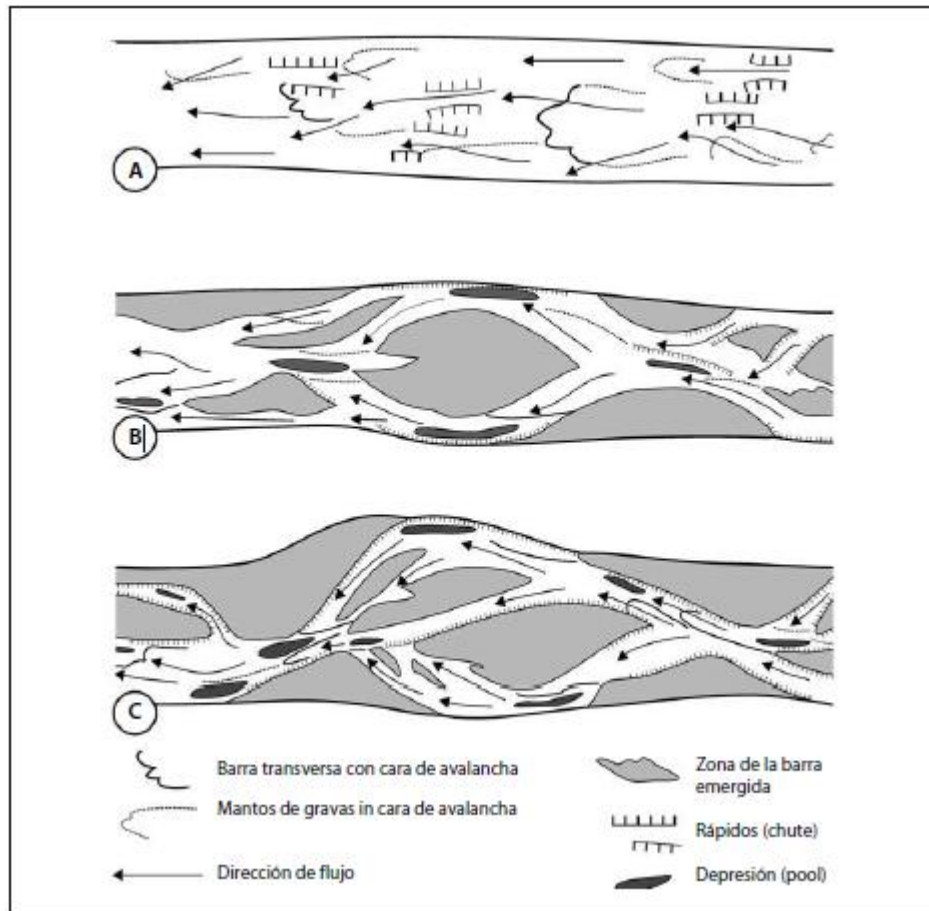
**Depósitos de Planicies de Inundación.** Están constituidos por sedimentos finos depositados por suspensión a partir de las aguas que inundan la planicie adyacente al canal. Estos depósitos tienden a desarrollar poco espesor, grandes cantidades de material vegetal y una bioturbación moderada (Arche, 2010).

**Depósitos de desborde.** Estos depósitos se generan cuando las aguas de la corriente principal rompen los muros que la confinan. La sedimentación por tracción y suspensión ocurre rápidamente cuando el agua cargada, tanto con material grueso como fino, pierde su competencia en el transporte, dando como resultado depósitos gradados (Arche, 2010).

**Depósitos de lago lateral.** Consisten de sedimentos finos, arcillas y lodo, que han sido introducidos a los lagos laterales durante las épocas de inundaciones. Son comúnmente laminados, y pueden llegar a presentar restos de plantas, así como ostrácodos y moluscos de agua dulce (Arche, 2010).

**5.3.1.2. Ríos trenzados.** Los sistemas entrelazados o trenzados (*braided*), se caracterizan por canales amplios y poco profundos, en los que durante los períodos aguas bajas se observan múltiples cursos que se bifurcan y reagrupan entorno a barras o islas (Figura 6). En general, se definen como cursos de agua de múltiples canales y baja sinuosidad (Arche, 2010). Los ríos entrelazados pueden transportar carga de fondo de gravas, de arenas o mixta y muestran una amplia variedad de escalas, desde llanuras de apenas decenas de metros de ancho, hasta decenas de kilómetros (Masake, 2001). Son normalmente sinuosos y sin divisiones, separados por porciones de llanura de inundación más grandes que cualquier tipo de barra (Arche, 2010).

**Figura 6.** Esquema de un río trezado.



**Fuente:** Arche (2010)

## Barras

Cuando se localizan dentro del canal o del cinturón de canales reciben el nombre genérico de *braided bar*. Si están adosadas al margen se denominan barras de punta o *point bar*. Las Barras y los canales tienen laminación paralela, ripples y dunas (Figura 7) (Arche, 2010).

**Barras unitarias:** En los sistemas entrelazados que transportan gravas o carga mixta, además de estratificación cruzada de media escala, son frecuentes los niveles de gravas con esqueleto abierto. Suelen tener gradación horizontal desde la cabeza de la barra donde se localizan los tamaños más gruesos, hasta la cola de la barra donde se sitúan los más finos (Arche, 2010).

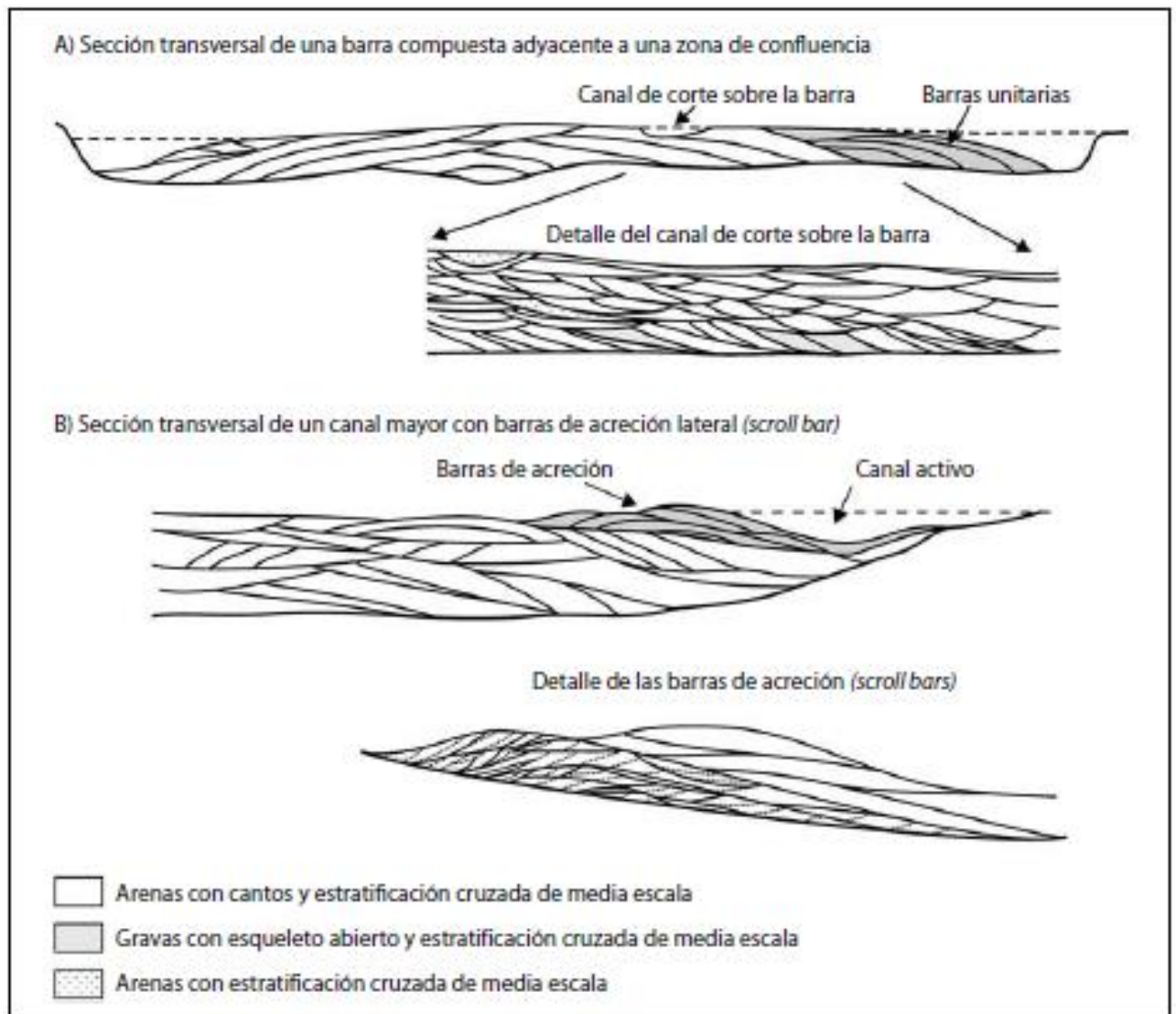
**Barras compuestas:** Las barras compuestas se forman por amalgamación de barras unitarias. Están constituidas por una amalgama de distintos tipos de estratificación cruzada que representan la migración sucesiva de barras unitarias. En los sistemas de gravas o de carga mixta, es frecuente la estratificación cruzada tipo *herringbone* y los tapices arenosos. Son también habituales los cantos imbricados y los racimos de cantos en la base de los niveles con estratificación horizontal y cruzada (Arche, 2010).

**Barras longitudinales:** Son de estructura elongada ubicadas a lo largo del eje del canal. Pueden presentar estratificación cruzada de bajo ángulo y estructuras de flujo como dunas (Arche, 2010).

**Barras transversales:** Son más anchas que las barras longitudinales. Están compuestas de arena, grava o mezcla de ambas e indican alto flujo. Transportan material más grueso que las longitudinales. Típicamente presentan estratificación cruzada, la cual se encuentra mejor definida y en ocasiones, dunas (Arche, 2010).

En un río gravoso, los depósitos basales son conglomeráticos con estratificación cruzada. Si es arenoso, la presencia de dunas es mayor. Estratificación cruzada también se presenta y son granodecrecientes. Arenas finas y limolitas al tope indican barras abandonadas (Arche, 2010).

**Figura 7.** Modelo esquemático de barras compuestas, transversales y de

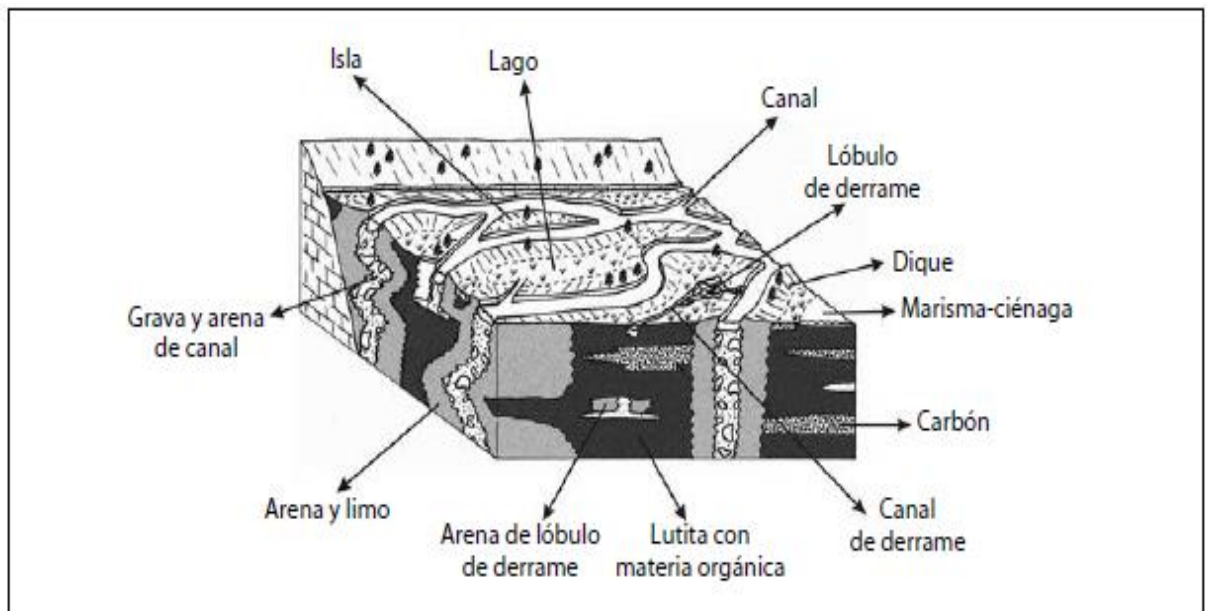


acreción.

**Fuente:** Arche (2010)

**5.3.1.3. Ríos Anastomosados.** Los canales anastomosados normalmente aparecen en zonas de muy poca pendiente de las cuencas aluviales, tales como ciénagas, marismas o llanuras deltaicas (Makaske *et al.*, 2007), donde se dan condiciones de gran humedad, lo que mantiene activos simultáneamente a muchos canales y permite al mismo tiempo un gran desarrollo de vegetación, que ayuda a estabilizar sus márgenes (Figura 8).

**Figura 8.** Modelo de un sistema fluvial anastomosado.

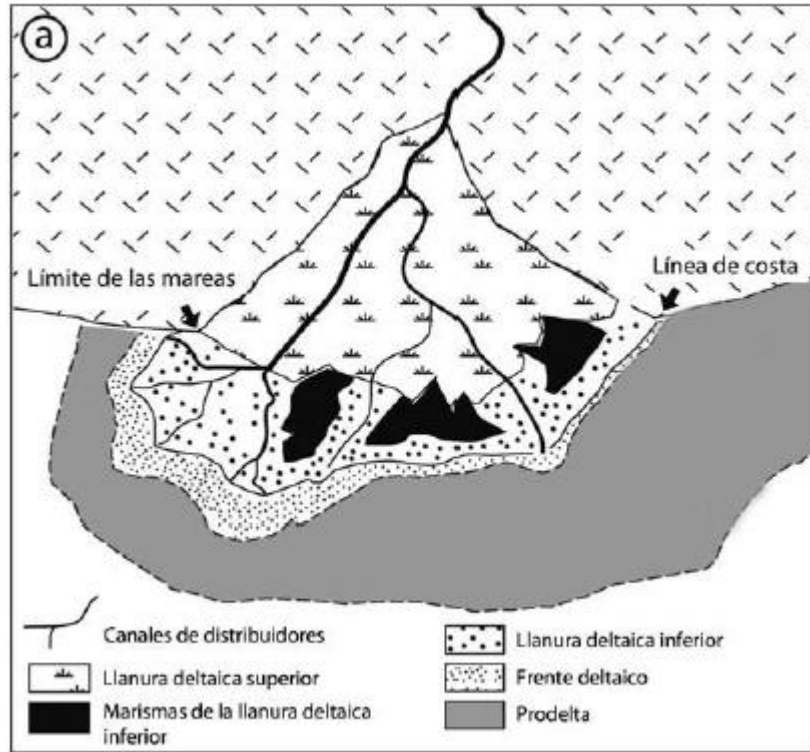


**Fuente:** Arche (2010)

**5.3.2. Deltas.** Podemos definir los deltas como sistemas sedimentarios de geometría generalmente convexa, que destacan en una costa frente a la desembocadura de un río y que se forman cuando el aporte de sedimentos procedentes de este río supera la redistribución de estos sedimentos por parte de procesos marinos tales como olas, corrientes y mareas. Se diferencian tres partes claras: la llanura deltaica, el frente deltaico y el prodelta. Está asociado a niveles de carbón (Arche, 2010).

Todo delta posee dos partes bien diferenciadas: una subaérea o llanura deltaica y otra subacuática, dividida a su vez en una parte proximal o frente deltaico de pendiente acusada ( $1^\circ$  a  $5^\circ$ ) y otra distal o prodelta, de mucha menor inclinación (Figura 9) (Arche, 2010; Nichols, 2009).

**Figura 9.** Zonación de un delta: llanura deltaica, frente deltaico y prodelta.



**Fuente:** Arche (2010)

En la llanura deltaica, el canal fluvial, normalmente único, se subdivide progresivamente, dando lugar a los llamados canales distribuidores entre los que se desarrollan una serie de sub-medios como marismas o lagos (Arche, 2010). En el frente deltaico se produce una gradación de tamaños de grano, desde la parte superior, donde dominan las arenas, hacia la parte inferior donde hay materiales finos (Nichols, 2009).

El prodelta es la zona del sistema deltaico donde se acumulan limos y arcillas por decantación y procesos gravitacionales, por debajo de la acción del oleaje. En su fondo más distal, el prodelta pasa gradualmente al fondo abisal de la cuenca marina.

La tasa de sedimentación en el prodelta es muy elevada y los sedimentos de grano fino están intensamente bioturbados (Arche, 2010).

Los sistemas deltaicos dominados por las gravas suelen tener áreas fuente de pequeña extensión y están alimentados por canales distribuidores de configuración *braided* y alta inestabilidad. En estos deltas las variaciones granulométricas laterales son importantes y rápidas. El aporte de sedimento en estos sistemas deltaicos es irregular y se produce en períodos de inundación muy cortos temporalmente (Arche, 2010).

Los deltas en donde predomina la carga mixta grava-arena, tienen áreas fuente pequeñas o medianas y están alimentadas por canales distribuidores *braided* de trazado inestable. La fracción más gruesa se deposita en la llanura deltaica proximal y sólo la fracción arena alcanza la desembocadura de los canales (Arche, 2010).

Los que se encuentran dominados por arenas finas presentan gran variabilidad morfológica, una carga mixta de fondo y en suspensión de arena y limo; los canales distribuidores son meandriformes y se forman marismas y lagunas someras entre los canales. El perfil del frente deltaico es casi rectilíneo y su parte distal está compuesta casi exclusivamente por arcillas (Arche, 2010).

Existen sistemas deltaicos que están dominados por arcillas y limos. En este tipo los canales distribuidores son meandriformes estables, con diques naturales bien desarrollados y vegetados y amplias zonas de marismas y lagunas intercanales; en la llanura deltaica se puede depositar hasta el 50% de la carga sólida aportada por los canales distribuidores (Arche, 2010).

**5.3.2.1. Deltas dominados por ríos.** En este tipo de deltas, los submedios asociados presentan características que los distinguen de los dominados por mareas o por olas. El resultado es una sucesión compleja con numerosas secuencias granocrecientes individuales con predominancia de arena hacia techo, con *ripples* de corriente laminación paralela y estructuras *cut and fill*, y en su conjunto grano y estrato creciente (Figura 10) (Arche, 2010).

**Figura 10.** Secuencia ideal de un delta dominado por ríos.

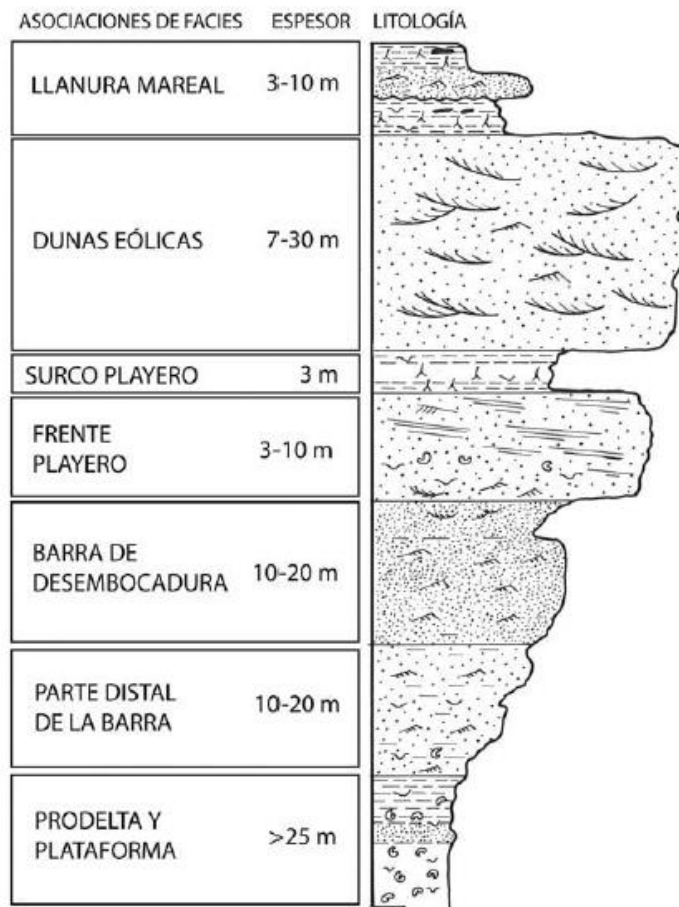
ASOCIACIONES DE FACIES	ESPESOR	LITOLOGÍA
BAHÍAS Y MARISMAS	2-25 m	
DERRAMES LATERALES	3-10 m	
BAHÍA INTERCANALES	3-25 m	
INUNDACIONES	3-10 m	
PLAYA Y DUNAS	7 m	
CANAL Y BARRA DE DESEMBOCADURA	>100 m	
PARTE DISTAL DE LA BARRA	10-25 m	
PRODELTA	20-50 m	
BLOQUES DESLIZADOS		
PLATAFORMA	0-150 m	

**Fuente:** Arche (2010)

**5.3.2.2. Deltas dominados por olas.** Si las olas son capaces de redistribuir parcialmente el sedimento aportado por el río, el resultado final puede ser una acumulación de sedimentos distinta a la de un dominado por ríos.

La sucesión sedimentaria resultante es también grano y estratocreciente (Figura 11) (Oomkens, 1967, en Arche, 2010), el miembro arenoso está constituido por arenas bien clasificadas con estratificación cruzada planar o paralela, y sólo ocasionalmente se encuentran a techo los sedimentos del canal distribuidor. Pueden poseer fauna marina. La progradación se produce por avance de los cordones playeros sobre todo el frente, no en puntos concretos donde desemboquen canales, formando un manto de arena de gran continuidad lateral con estratificación paralela y cruzada de bajo ángulo, y en ocasiones, dunas al techo (Arche, 2010).

**Figura 11.** Secuencia sedimentaria ideal de un delta dominado por olas.



**Fuente:** Arche (2010)

**5.3.2.3. Deltas dominados por mareas.** En zonas meso a macromareales, la acción de las mareas se deja sentir produciendo también profundas modificaciones de la sucesión sedimentaria deltaica. Los sedimentos se acumulan en barras longitudinales movidas por las corrientes mareales y fluviales (Figura 12) (Arche, 2010).

La sucesión sedimentaria resultante de la progradación del delta comienza en su base por arcillas con bioturbación y fauna marina, seguida de alternancias de arenas y arcillas, y finaliza en arenas con estratificación cruzada planar o paralela (playas) cortadas por cuerpos lenticulares con estratificación cruzada (herringbone) (Arche, 2010).

**Figura 12.** Secuencia sedimentaria ideal de un delta dominado por mareas.



**Fuente:** Arche (2010)

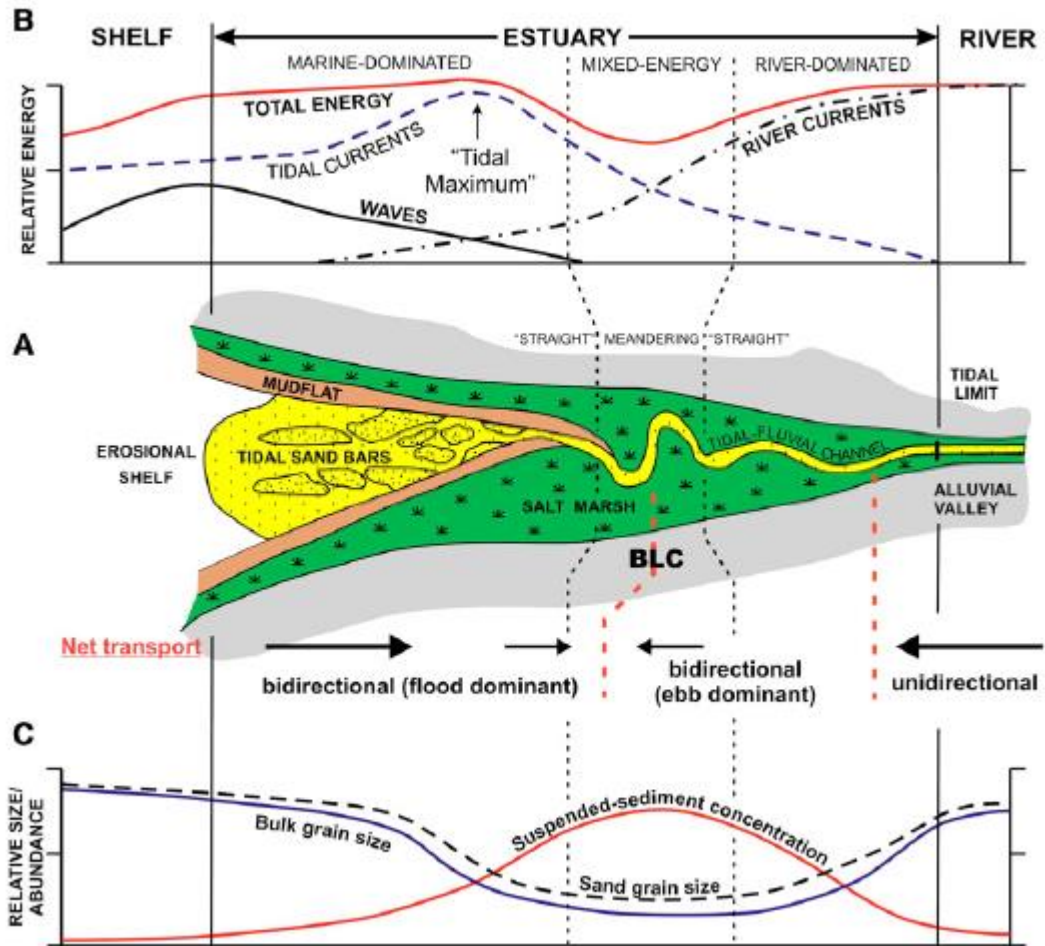
**5.3.3. Estuarios.** Un estuario puede ser definido como la porción hacia el mar de un sistema fluvial inundado que recibe sedimento procedente de áreas fuente fluviales y marinas y que contiene facies sedimentarias influenciadas por las mareas, el oleaje y los procesos fluviales (Dalrymple and Choi, 2007).

Los estuarios suelen tener una zonación que se compone de: 1) parte interna (proximal o cabecera) o sector fluvial dominada por la energía del río, que induce una sedimentación gruesa transportada aguas abajo; 2) parte central con energía mínima, donde se equilibra la influencia marina y fluvial, y se depositan sedimentos más finos, y 3) parte externa (distal o boca) o sector marino dominado por las corrientes de las olas o de las mareas, que inducen a una sedimentación (Arche, 2010; Dalrymple and Choi, 2007).

**5.3.3.1. Estuarios dominados por mareas.** En estos estuarios, la energía de las corrientes de marea domina en la boca, y construye barras mareales longitudinales, que rompen la energía del oleaje, si existe. Por el modo de distribución de la energía, la división grueso-fino-grueso de los sedimentos no es tan clara como los estuarios dominados por el oleaje. En la boca se encuentran barras mareales longitudinales paralelas a la dirección de las corrientes, constituidas por arenas medias a gruesas con estratificaciones cruzadas.

En la zona de energía máxima de las corrientes existen cuerpos de arena fina con laminación horizontal, que caracterizan un flujo de alta energía. Si el estuario es ancho, dicha zona comprende canales anastomosados (Figura 13).

**Figura 13.** Modelo de estuarios dominados por mareas.



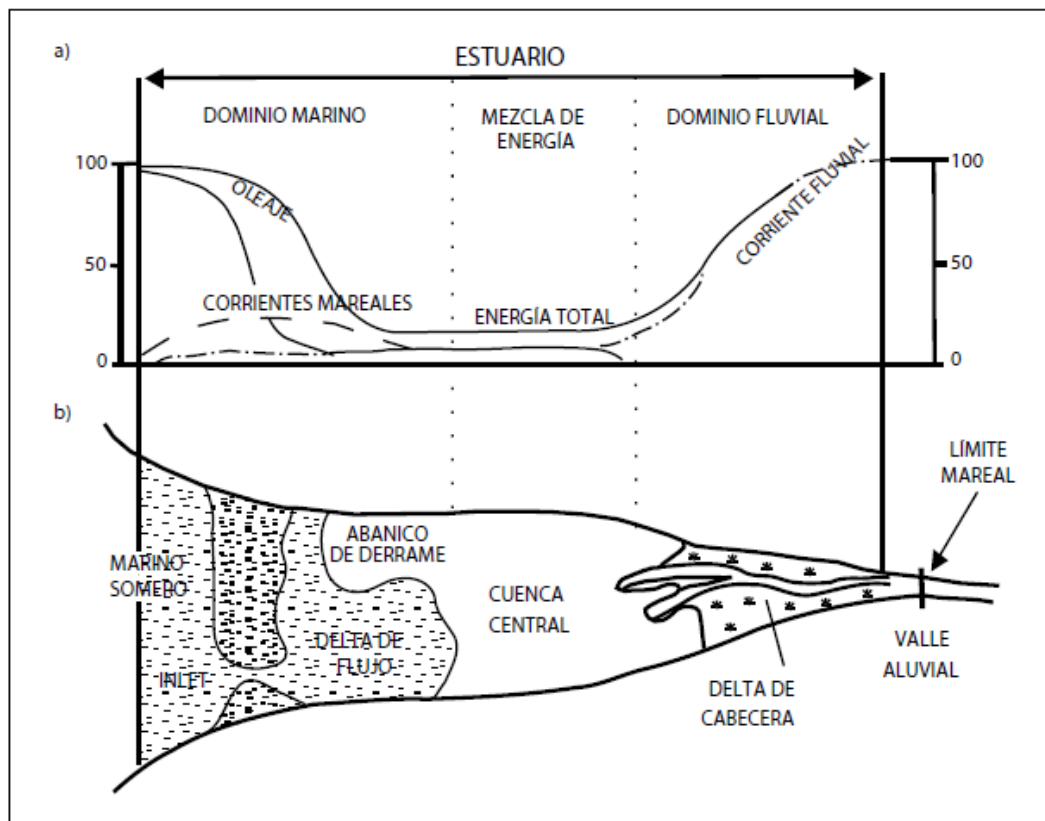
**Fuente:** Darlymple and Choi (2007)

**5.3.3.2. Estuarios dominados por olas.** Los estuarios dominados por el oleaje se caracterizan por una alta energía en la boca, un mínimo muy pronunciado en la parte central, y nuevamente una significativa energía fluvial en la cabecera (Figura 14) (Arche, 2010).

La distribución de la energía induce una distribución de facies característica «grueso-fino-grueso» desde la boca hacia la cabecera. En la boca, el cuerpo

arenoso marino tiene las características de las arenas de playa o de barrera. En la parte *backshore* se observan abanicos de derrame (*washover fans*). Si existe una influencia mareal importante, la barrera puede cortarse y formarse canales en la misma, y construir deltas de flujo y reflujos (Arche, 2010). En la parte central de baja energía, se depositan fangos orgánicos finos y bioturbados de tipo prodelta o lagoon (Arche, 2010).

**Figura 14.** Modelo sedimentario de un estuario dominado por oleaje.

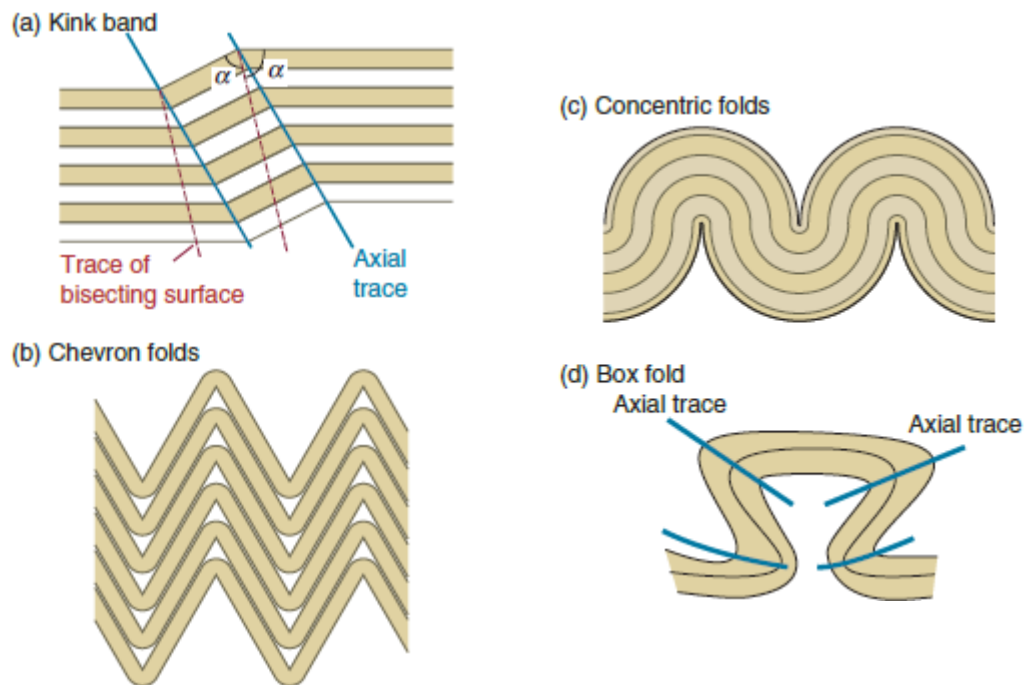


**Fuente:** Arche (2010)

#### 5.4. CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES

Los pliegues son estructuras geológicas que se pueden formar en todo tipo de roca, configuración tectónica y profundidad. Su geometría y expresión lleva información importante acerca del tipo de deformación, cinemática y tectónica del área. En general, los pliegues están hechos de una charnela que usualmente diferencia flancos orientados. Según la forma de la charnela los pliegues se pueden clasificar en tipo kink, pliegues chevron, pliegues en caja y pliegues concéntricos (Fossen, 2010) (Figura 15).

**Figura 15.** Clasificación de pliegues según la forma de la charnela

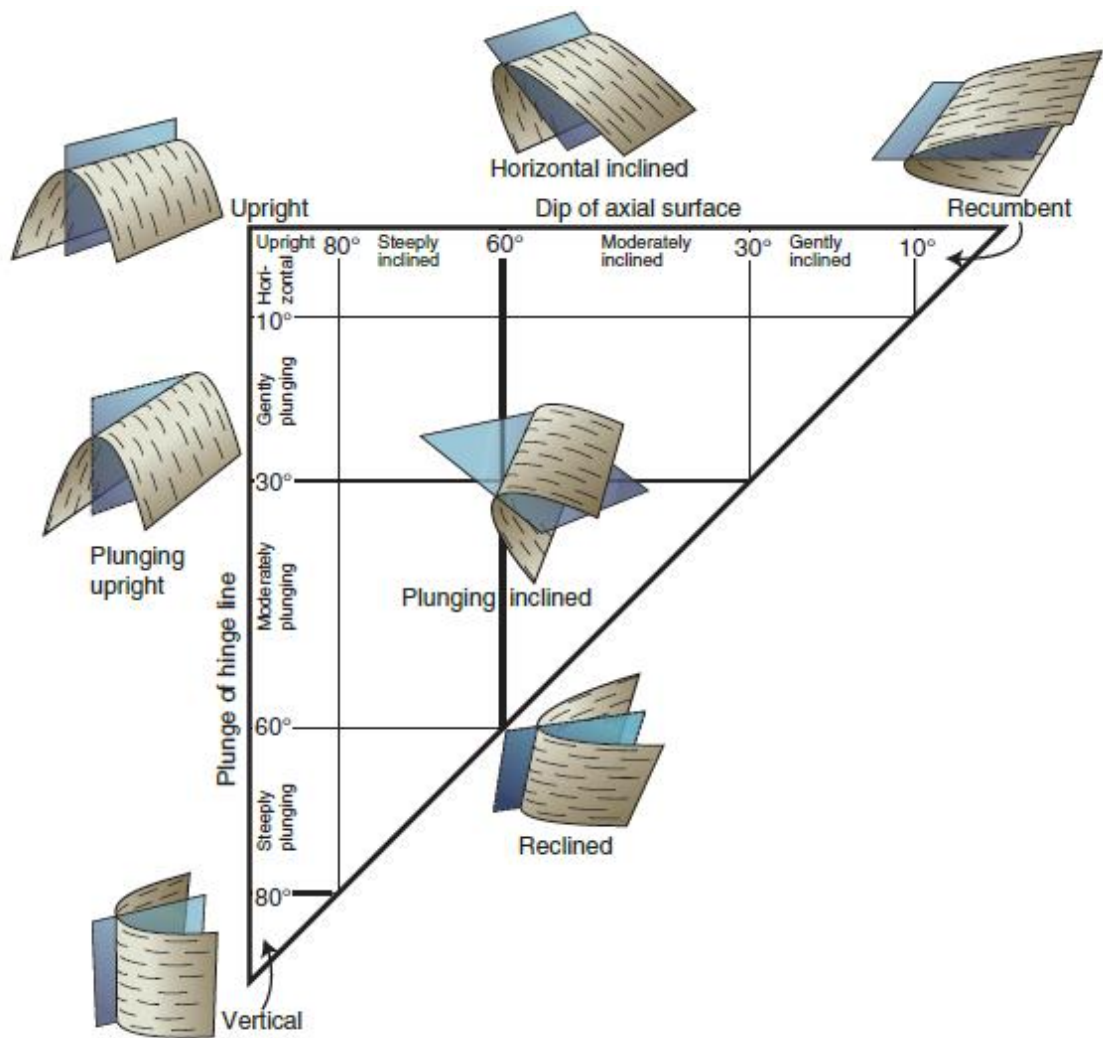


**Fuente:** Fossen (2010).

La orientación de un pliegue corresponde a la orientación de la superficie axial y la línea de charnela. Esos dos parámetros pueden mostrar las diferentes orientaciones de pliegues. Para estos se usan los términos de pliegue vertical (plano axial vertical

y línea de charnela horizontal) y pliegue recumbente (plano axial y charnela horizontal) (Figura 16) (Fossen, 2010).

**Figura 16.** Clasificación de pliegues según el ángulo entre plano axial y la charnela.

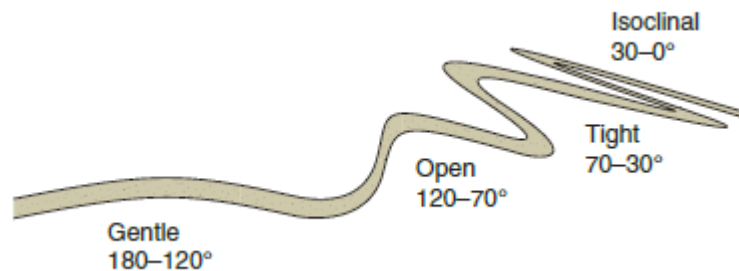


**Fuente:** Fossen (2010)

Además, los pliegues se pueden describir o clasificar de acuerdo a la apertura del ángulo entre flancos. Según este criterio se dividen en amplios, abiertos, apretados

e isoclinales. Esta apertura generalmente refleja la cantidad de deformación durante el plegamiento (Figura 17) (Fossen, 2010).

**Figura 17.** Clasificación de pliegues según el ángulo entre flancos.



**Fuente:** Fossen (2010)

## 5.5. ESTILOS DE DEFORMACIÓN

Los estilos de deformación en un régimen compresional dependen de la litología, la profundidad y el tiempo de la deformación. En cinturones orogénicos es posible distinguir entre estructuras desarrolladas en áreas marginales de foreland y zonas de hinterland (Fossen, 2010). En áreas tipo foreland es común encontrar estructuras imbricadas y dúplex afectando rocas sedimentarias que suprayacen el basamento; este estilo es conocido como tectónica de piel delgada. (Fossen, 2010).

### 5.5.1. Escamación de piel delgada

Se refiere al cabalgamiento que no afecta el basamento donde se desarrollan fallas y pliegues sub- paralelos. La secuencia sedimentaria inicialmente sub- horizontal es separada a lo largo de despegues producidos en estratos débiles o sobre

presurizados y es deformada independientemente desde el estrato subyacente. Generalmente la deformación está confinada a la cobertura sedimentaria y no al basamento (Burg, 2013).

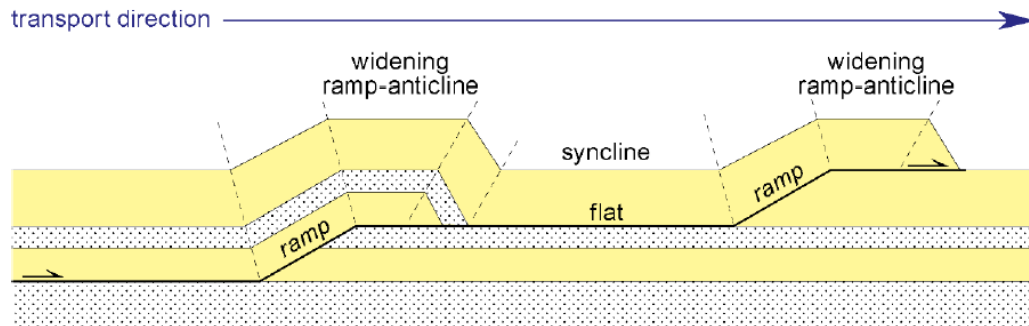
#### **5.5.1.1. Despegues**

Ocurren cuando una falla se encuentra dentro de un horizonte estratigráfico paralelo y típicamente incompetente por largas distancias. Aquellos despegues donde el bloque colgante se desliza a lo largo de planos relativamente débiles se denominan planos de decollement. Cuando hay dos despegues paralelos, el inferior se conoce como piso (floor o sole thrusts) y el despegue superior como techo (roof thrusts) (Burg, 2013).

#### **5.5.1.2. Rampas**

Las rampas de cabalgamiento se generan cuando una falla asciende una secuencia estratigráfica incompetente, típicamente en ángulos entre 30 y 45° y por distancias cortas (Figura 18); generalmente en dirección del transporte tectónico. Las rampas perpendiculares al transporte tectónico son rampas frontales y las paralelas son rampas laterales (Burg, 2013).

**Figura 18.** Representación de rampas y despegues en una secuencia sedimentaria.

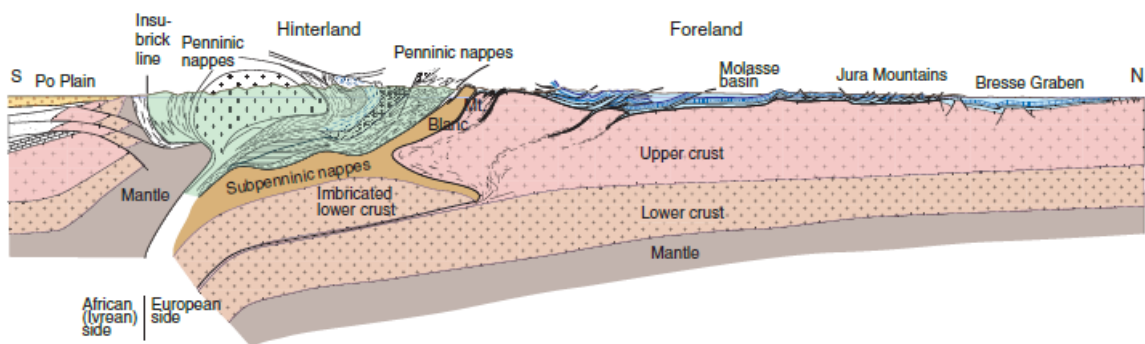


**Fuente:** Burg (2013)

### 5.5.2. Escamación de piel gruesa

Deformación orogénica que envuelve el basamento y no solo la cubierta sedimentaria suprayacente (Fossen, 2010). En este estilo estructural, la deformación es controlada principalmente por cabalgamientos de alto ángulo y su interacción con la deformación dúctil del basamento (Burg, 2013).

**Figura 19.** Deformación en escamación de piel gruesa de los Alpes.



**Fuente:** Fossen (2010)

La tectónica de escamación de piel gruesa está asociada a la generación de nappes que consisten principalmente de rocas metamórficas e ígneas y se encuentran complejamente deformadas (Figura 19). Los nappes pueden ser penetrativamente plegados y son llamados nappes plegados; los que son internamente deformados, generalmente muestran una fábrica milonítica y son llamados nappes miloníticos (Fossen, 2010).

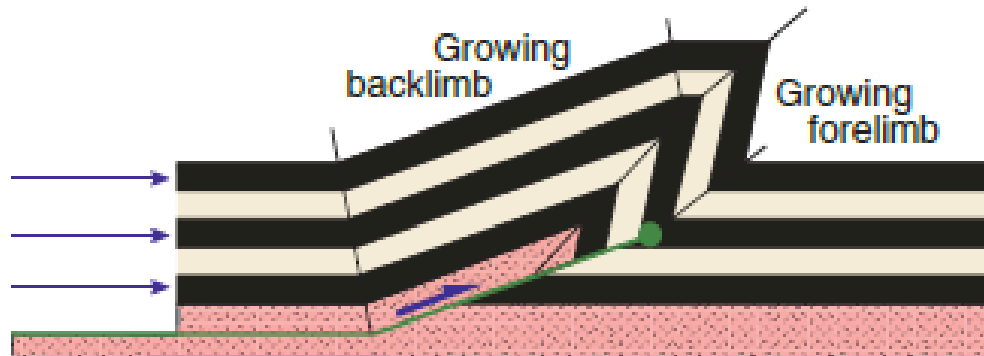
## **5.6. PLIEGUES ASOCIADOS A FALLAS**

**5.6.1. Pliegues por despegue (Detachment fold).** Los pliegues por despegue (Detachment fold), ocurren cuando la cantidad de desplazamiento horizontal del bloque colgante en una falla subhorizontal (despegue) cambia. El pliegue acomoda la ausencia de movimiento de la falla en frente del plano de falla (Burg, 2013).

El incremento del despegue se evidencia en los anticlinales con el levantamiento de los niveles incompetentes, los materiales dúctiles despegados de espesor heterogéneo presentes en el núcleo del pliegue acomodan el gradiente de desplazamiento, el cual va disminuyendo progresivamente a lo largo de las fallas en la dirección de propagación del cabalgamiento (Burg, 2013).

La formación de pliegues por despegue requiere: 1) Rotación de los flancos, lo que ocasiona que los pliegues sean altos y estrechos, 2) Migración de la banda kink (kink band). Los flancos mantienen un ángulo de buzamiento constante pero se elongan con el progresivo movimiento de la falla (Figura 20) (Burg, 2013).

**Figura 20:** Pliegues por despegue (Detachment folds)

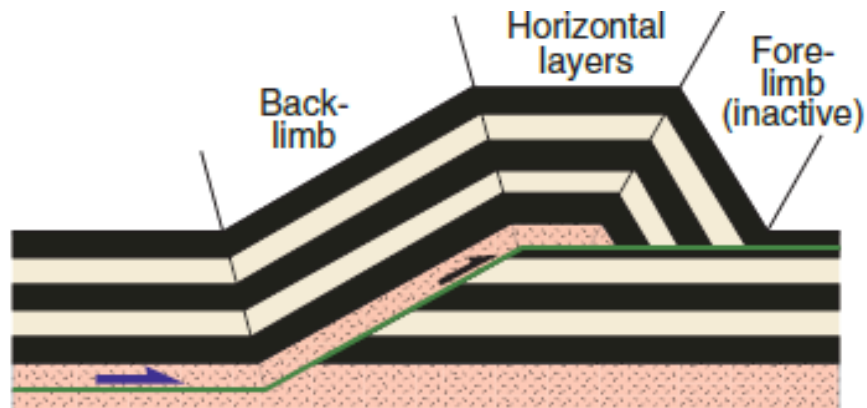


**Fuente:** Fossen (2010)

**5.6.2. Pliegues por flexión de falla (Fault bend fold).** Se forman cuando hay una rampa establecida y el bloque colgante inicia a ascender sobre la misma, ocasionando que las capas se acomoden a la geometría de la rampa, dando así origen a un pliegue por flexión de falla (Figura 21). Por esto, se puede predecir la geometría de la rampa a partir de la forma del pliegue y viceversa (Fossen, 2010).

Los pliegues por flexión de falla aparentemente estacionarios en el borde de arrastre del cabalgamiento, son transportados pasivamente hacia el foreland por el deslizamiento o cizalla de flexura; razón por lo cual el espesor y la longitud de las capas en los modelos cinemáticos se conservan (Fossen, 2010).

**Figura 21:** Pliegues por flexión de falla (Fault bend folds).

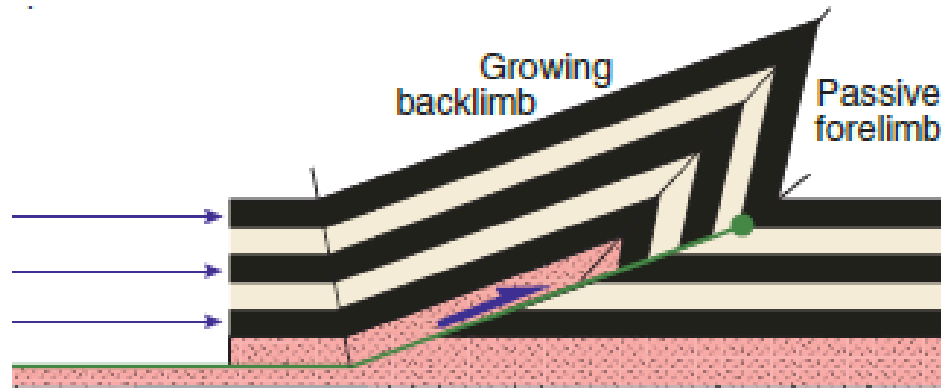


**Fuente:** Fossen (2010)

**5.6.3. Pliegues por propagación de falla (Fault Propagation Folds).** La propagación de un cabalgamiento oculto, fuerza las capas a curvarse hacia adelante de la terminación de la falla como materiales que se mueven sobre la rampa. El resultado de esto es un pliegue asimétrico en el que su geometría depende de la cantidad de desplazamiento a lo largo del despegue inicial; estos son denominados pliegues por propagación de falla (Figura 22) (Burg, 2013).

La diferencia de los pliegues por propagación de falla con los del tipo por flexión de falla radica en que los primeros se mueven conjuntamente con la dirección de movimiento de la falla. Además de esto se caracterizan por involucrar capas más profundas y volcadas en el flanco frontal (Fossen, 2010).

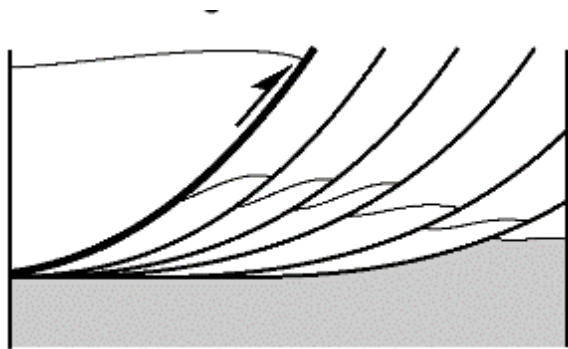
**Figura 22.** Estadio avanzado de la evolución de un pliegue por propagación de falla.



**Fuente:** Fossen (2010)

**5.6.4. Fallas en abanicos Imbricados.** Las fallas de gran desplazamiento comúnmente terminan en fallas pequeñas y sub-paralelas que se disponen como ramificaciones de la principal formando un abanico imbricado (Figura 23), el cual propaga el desplazamiento sobre un gran volumen de roca (Burg, 2013).

**Figura 23.** Fallas en abanicos imbricados del tipo abanico en cola (trailing fan), donde la falla trasera es la más joven. Cuando estas fallas se reactivan absorben el máximo desplazamiento.



**Fuente:** Burg (2013)

## **6. METODOLOGÍA**

### **Fase 1: Pre-Campo**

Esta fase se realizó una recopilación de material bibliográfico, tales como trabajos de la asignatura Campo I, artículos científicos, tesis de pregrado y posgrado, revistas y boletines de geología, publicaciones del Servicio Geológico Colombiano, libros y documentos relacionados a la temática a desarrollar, obtenidos a partir de la base de datos de la Universidad Industrial de Santander, la página web del Servicio Geológico Colombiano e información obtenida con anterioridad por diversas fuentes.

### **Fase 2: Campo**

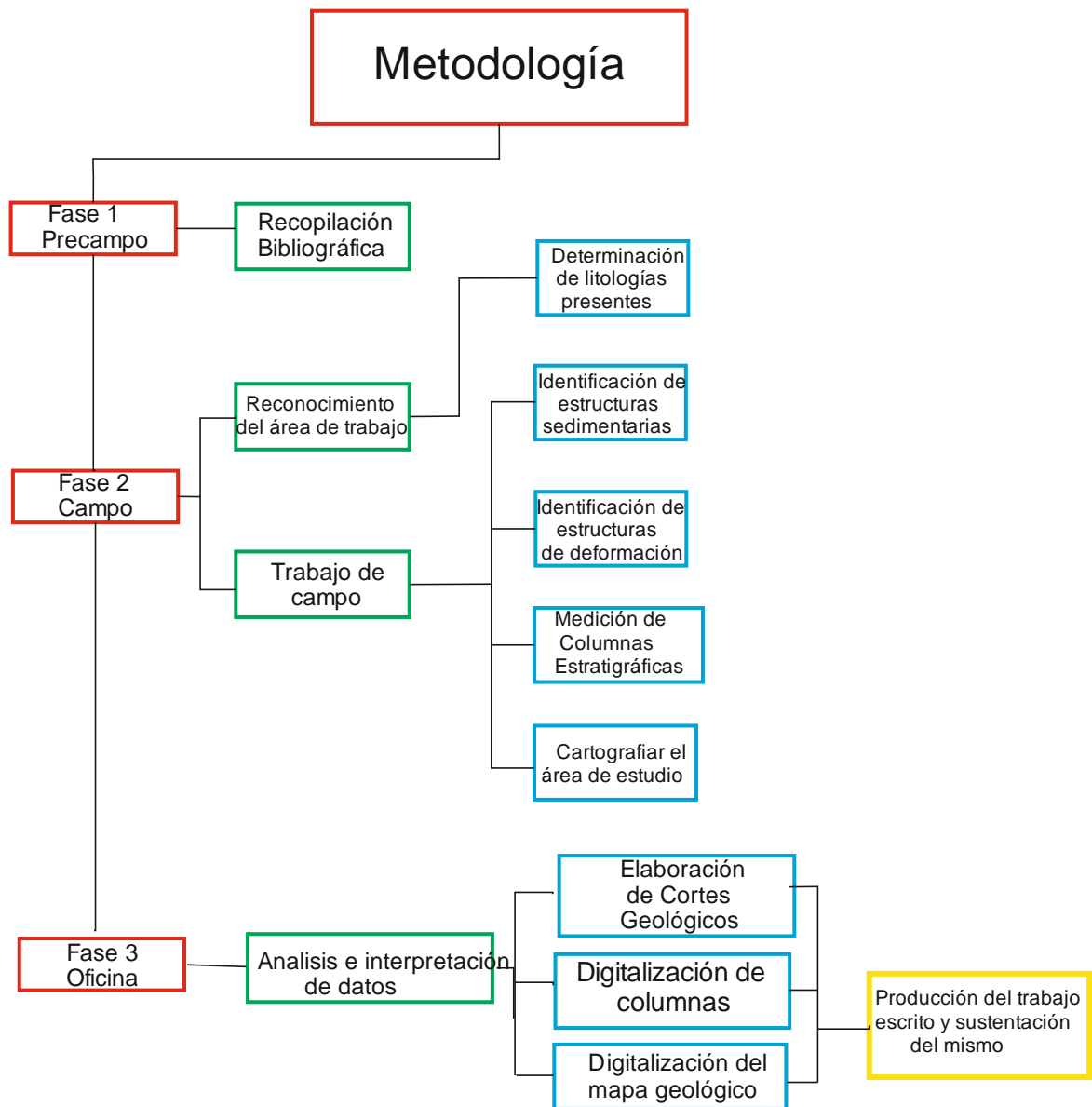
Esta fase se dividió en dos actividades, primero se inició con un reconocimiento previo de la zona de estudio para poder identificar los mejores afloramientos, y poder determinar las litologías presentes. Luego, se realizó el trabajo de campo en su totalidad, incluyendo la toma de datos estructurales, identificación y descripción de litologías, estructuras sedimentarias y de deformación, la respectiva toma de muestras marcadas y orientadas, para poder definir con mayor detalle la cartografía de la zona y con las columnas estratigráficas realizar el posterior análisis de facies.

### **Fase 3: Oficina**

En esta última fase se produjo el mapa geológico final de la zona, empleando el software ArcGis 10.2 con licencia activa en la sala de informática de la universidad. La digitalización de los cortes geológicos se realizó mediante el software Move 2013, utilizando esta versión licenciada por la institución. El análisis estructural realizado se basa en la cartografía, la elaboración e interpretación de los tres cortes geológicos que en conjunto evidencian el predominio de fallas inversas y estructuras plegadas con vergencia oeste. Finalmente, se elaboraron las columnas

estratigráficas de cada unidad expuestas en modo de anexos. Todo esto se plasmó en un informe final escrito y se realizó la posterior sustentación del proyecto.

**Figura 24.** Cuadro de la metodología usada en el trabajo.

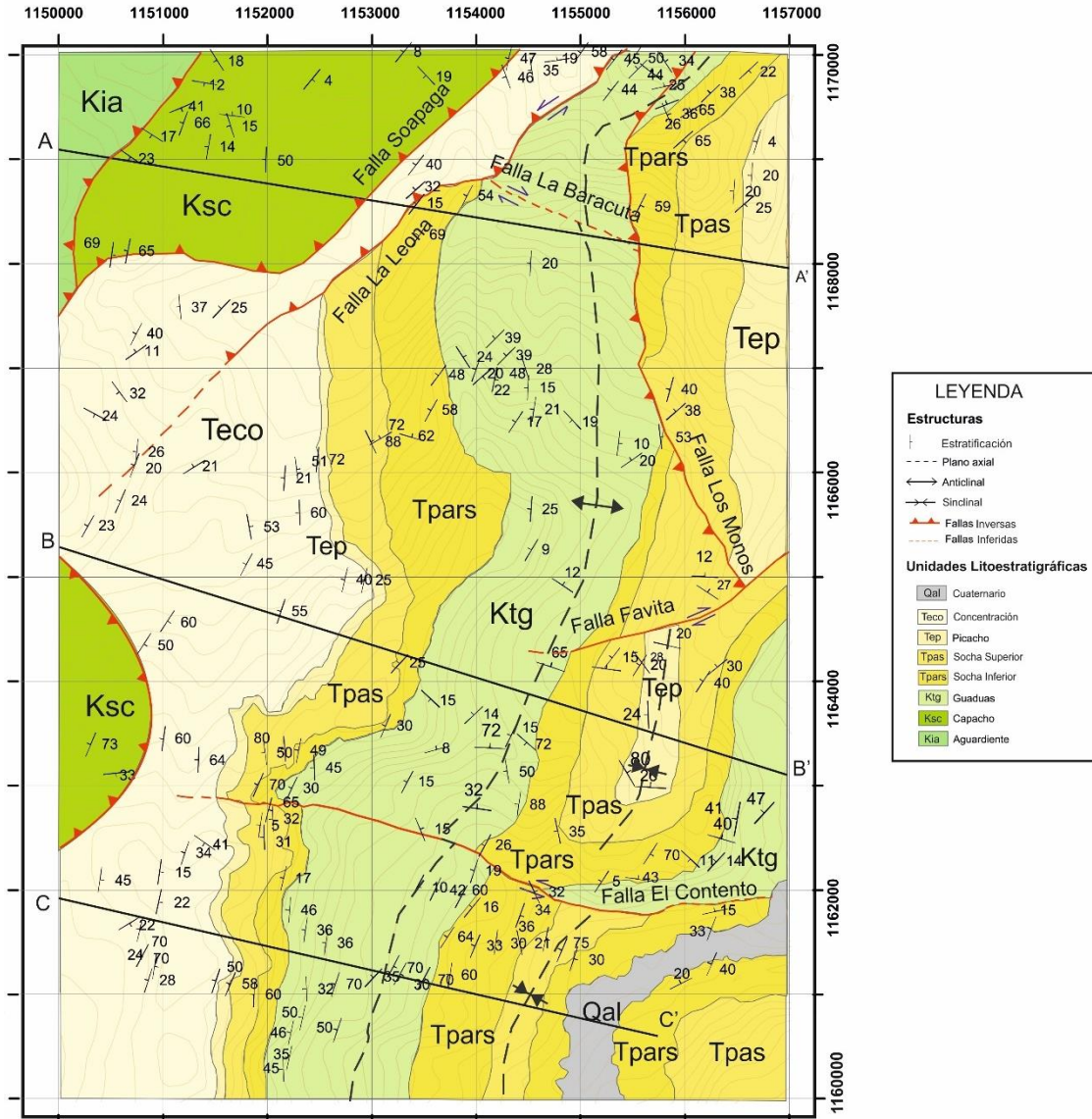


## **7. RESULTADOS**

### **7.1. CARTOGRAFÍA**

Se realizó un mapa geológico a escala 1:25.000, donde se cartografiaron 70 km<sup>2</sup> ubicados en el bloque yacente de la Falla de Soapaga (Anexo 1). En el mapa se evidencia un anticlinal regional, en cuyo flanco occidental aflora la secuencia Paleógena desde Guaduas hasta Concentración. El mapa se divide en tres dominios estructurales: un dominio norte donde el flanco oriental del anticlinal se encuentra cortado por una falla inversa de mediano ángulo que pone en contacto el núcleo de la Formación Guaduas con las formaciones Guaduas, Socha Inferior y Socha Superior; hacia la zona más occidental se encuentra aflorando la Falla de Soapaga, poniendo en contacto la Formación Capacho con la Formación Concentración. En el dominio central se encuentra un sinclinal apretado y recumbente en donde su núcleo aflora la Formación Picacho, limitado por dos fallas transversales de rumbo W-E. En el dominio sur se presenta de igual manera una estructura sinclinal quien tiene como núcleo la Formación Socha Superior y presenta una inclinación muy baja de las capas en su flanco occidental (Figura 25).

Figura 25. Mapa geológico del área de estudio. Escala 1:25.000.



Sistemas de Coordenadas: Colombia Bogotá Zone  
 Proyección: Transversa de Mercator  
 Falso Este: 1.000.000  
 Falso Norte: 1.000.000  
 Meridiano Central: -74.0775  
 Factor de Escala: 1  
 Origen de Latitud: 4.5962

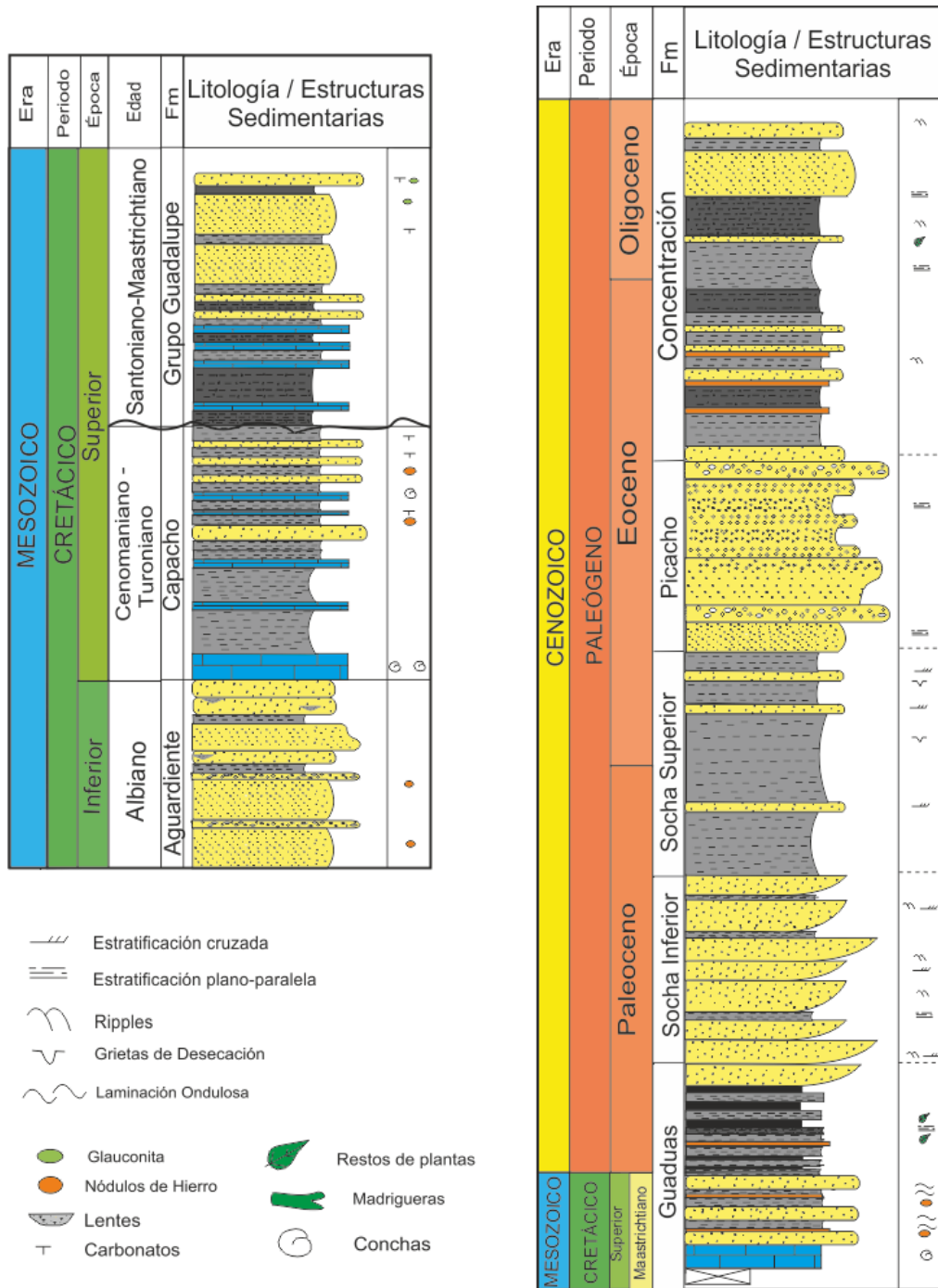
Autores:  
 Alvaro Alejandro Villar Cepeda  
 Helmer Fernando Alarcon Olave

## **7.2. ESTRATIGRAFIA**

En la zona de estudio se encontraron unidades sedimentarias del Cretácico al Oligoceno, evidenciadas en las formaciones Aguardiente, Capacho, Guaduas, Socha Inferior, Socha Superior, Picacho y Concentración (Figura 26). Esta secuencia corresponde a la nomenclatura de la Plancha 152 de Vargas et al. (1981).

**7.2.1. Formación Aguardiente.** Aflora en la parte NW de Sativa Norte en contacto fallado con la Formación Capacho. Hacia la base se compone de areniscas con tamaño de grano desde fino a grueso, localmente conglomeráticas, y hacia el tope se observan intercalaciones entre areniscas y arcillolitas oscuras; las areniscas se disponen en forma tabular y corresponden a cuarzoarenitas de tonalidades crema bien cementadas, algunas glauconíticas, que comúnmente presentan estratificación cruzada, plano paralela y lentes de lodo dentro de ellas. El espesor de esta unidad es de alrededor de 170 metros. (Figura 27).

**Figura 26.** Columna generalizada de la secuencia sedimentaria estudiada en el bloque yacente de la Falla de Soapaga.



**Figura 27.** Estratos tabulares de cuarzoareniscas de la Formación Aguardiente



**7.2.2. Formación Capacho.** Esta unidad aflora en cercanías al municipio de Sativa Norte, en contacto fallado con la Formación Concentración y la Formación Aguardiente; también se encuentra en la vía que de Sativa Sur conduce a la vereda El Boquerón limitada por una falla inversa, razón por la cual los afloramientos se encuentran altamente fracturados.

La Formación Capacho presenta en la base areniscas de grano de medio a grueso intercaladas con niveles delgados de arcillas y lodolitas negras, seguidos por unos niveles de areniscas calcáreas tabulares (Figura 28) y calizas grisáceas con alto contenido de fósiles principalmente bivalvos bien conservados (Figura 29); ocasionalmente hay presencia de glauconita en un porcentaje no mayor al 5% generalmente en los afloramientos de la parte norte. Esta unidad presenta un espesor aproximado de 200 metros.

**Figura 28.** Expresión en afloramiento de las rocas de la Formación Capacho.



**Figura 29.** Bivalvos en las rocas de la Formación Capacho.



**7.2.3. Formación Guaduas.** En la zona de estudio se reconoce la Formación Guaduas en la parte norte del mapa por la Quebrada Baracuta, y aflora a lo largo de toda el área formando parte del núcleo del anticlinal regional Chicamocha, siendo comunes los replegamientos en esta unidad (Figura 30). Es posible diferenciar tres segmentos dentro de esta unidad.

**Figura 30.** Panorámica mostrando los contactos entre las formaciones: Guaduas, Socha inferior y Socha superior.



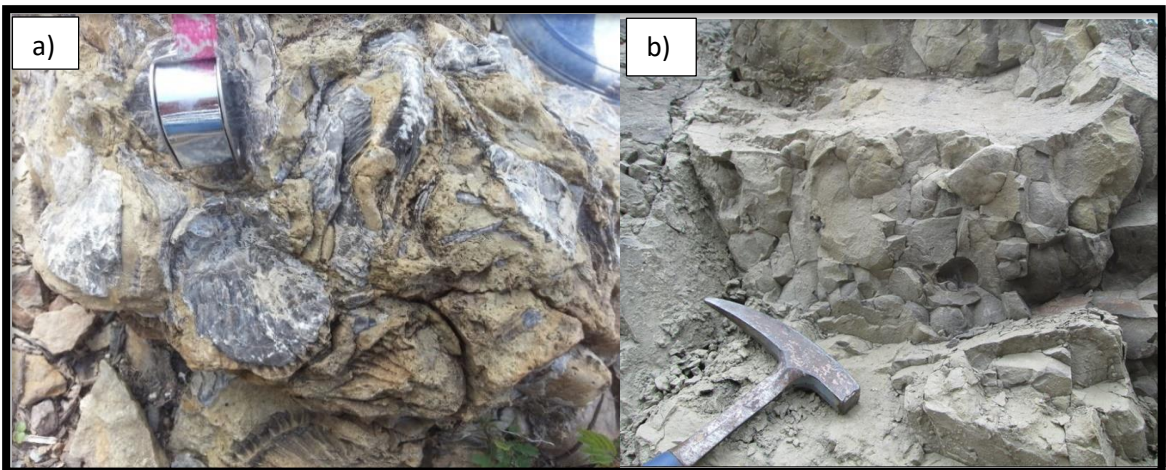
Hacia la base es una unidad conformada por niveles arenosos finos bien seleccionados de menos de 1 m de espesor, con capas de geometría tabular intercalados con arcillolitas y lodolitas grises y oscuras (Figura 31). Adicionalmente, se encuentran niveles de calizas fosilíferas con bivalvos de aproximadamente 30 cm de espesor (Figura 32a) y algunas areniscas calcáreas con concreciones de color gris, dispuestas en capas finas (Figura 32b). Son comunes las manifestaciones

de nódulos de hierro oolítico en la parte inferior junto a la presencia de niveles de carbón muy delgados.

**Figura 31.** Capas tabulares de areniscas en la base de la formación Guaduas.



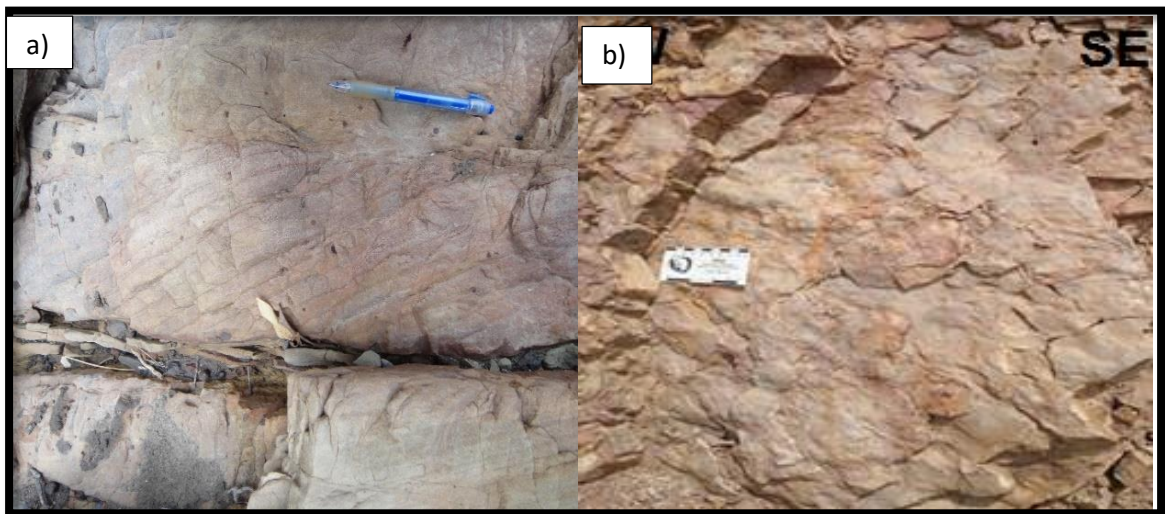
**Figura 32.** a) Detalle de los bivalvos en las calizas fosilíferas. b) Concreciones en areniscas calcáreas.



Posterior a esta sucesión en la parte intermedia continua la intercalación con lodolitas abigarradas o varicoloreadas (violetas y crema), los niveles de areniscas

se hacen más comunes y espesos, dichos niveles corresponden a cuarzoarenitas que varían en tamaño de grano desde fino a medio con colores grisáceos en algunos casos más claros (amarillas- crema), los cuales poseen estratificación cruzada, ripples (Figura 33a y b) y lentes de carbón. Ocasionalmente también hay de nódulos de hierro y mantos de carbón explotables.

**Figura 33.** a) Estratificación cruzada invertida b) Ripples en areniscas de la Formación Guaduas.



En la sección superior aumenta la presencia de carbón encontrándose mantos explotables de 1 a 3 m de espesor de buena calidad y continuidad, los materiales finos predominan y las areniscas se encuentran en menor proporción solo hacia el tope, donde es posible ver una secuencia granocreciente de areniscas en el contacto con la formación Socha Inferior (Figura 34). El espesor total medido de la Formación Guaduas es de 291 m (Anexo 2).

**Figura 34.** Capas de carbón y areniscas de la Formación Guaduas.



**7.2.4. Formación Socha Inferior.** La Formación Socha Inferior se encuentra en los flancos oriental y occidental del anticlinal regional, y en la estructura sinclinal al este. Esta unidad se encuentra en contacto neto al techo de la Formación Guaduas y a la base de la formación Socha Superior (Figura 37).

La Formación Socha Inferior está conformada de potentes capas de cuarzoarenitas de grano medio, aunque variable lateralmente, con geometría lenticular y tabular (Figura 35) y arcillolitas grises y rojizas con alternancias de niveles arenosos, sin embargo, localmente presenta niveles conglomeráticos y de areniscas conglomeráticas con un contenido importante de cuarzo. Geomorfológicamente es característico de esta formación la presencia de escarpes y alta pendiente debido a su dureza y gran compactación.

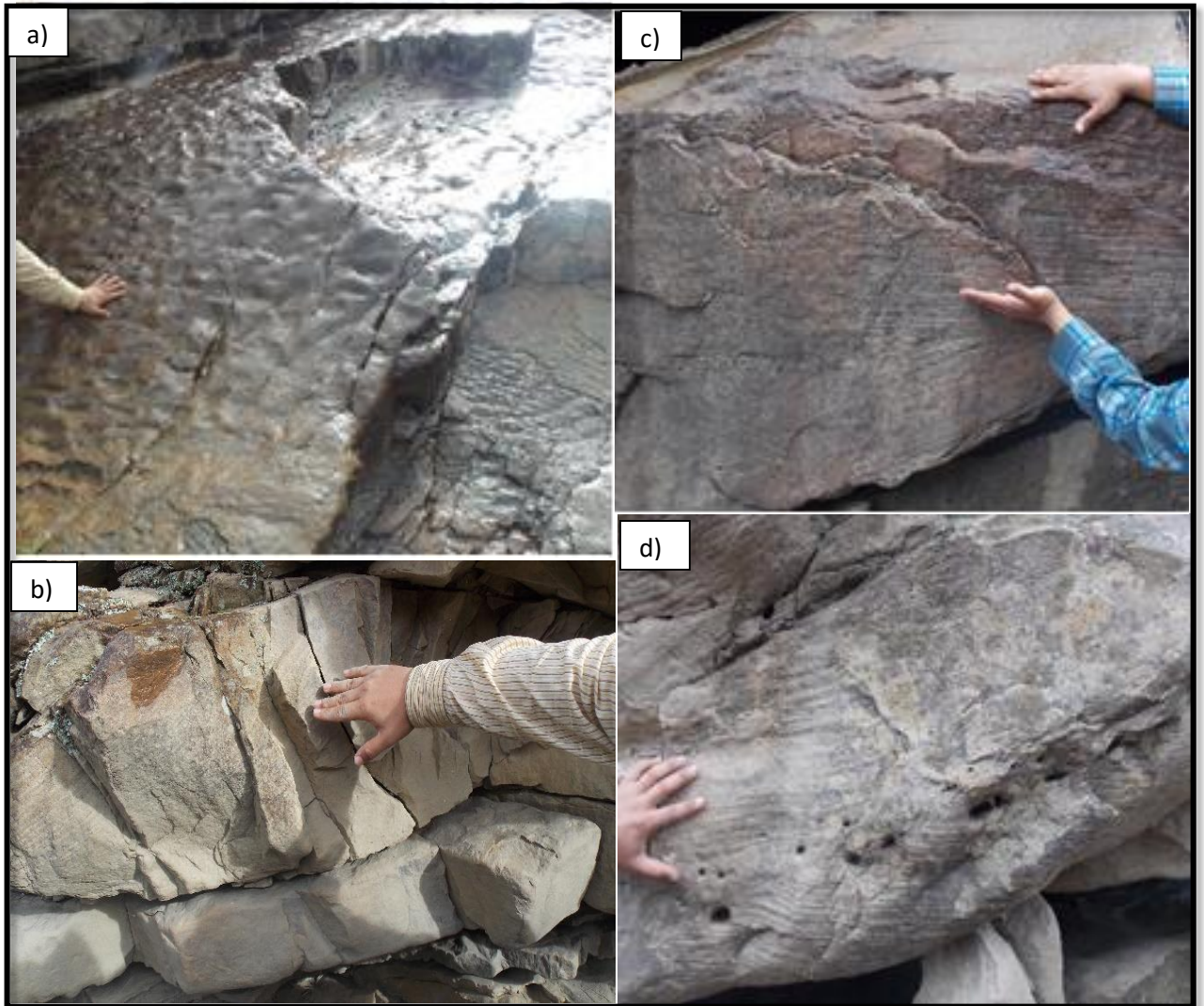
**Figura 35.** Capas con poca inclinación de la Formación Socha Superior. Se aprecia la geometría lenticular y tabular de los estratos.



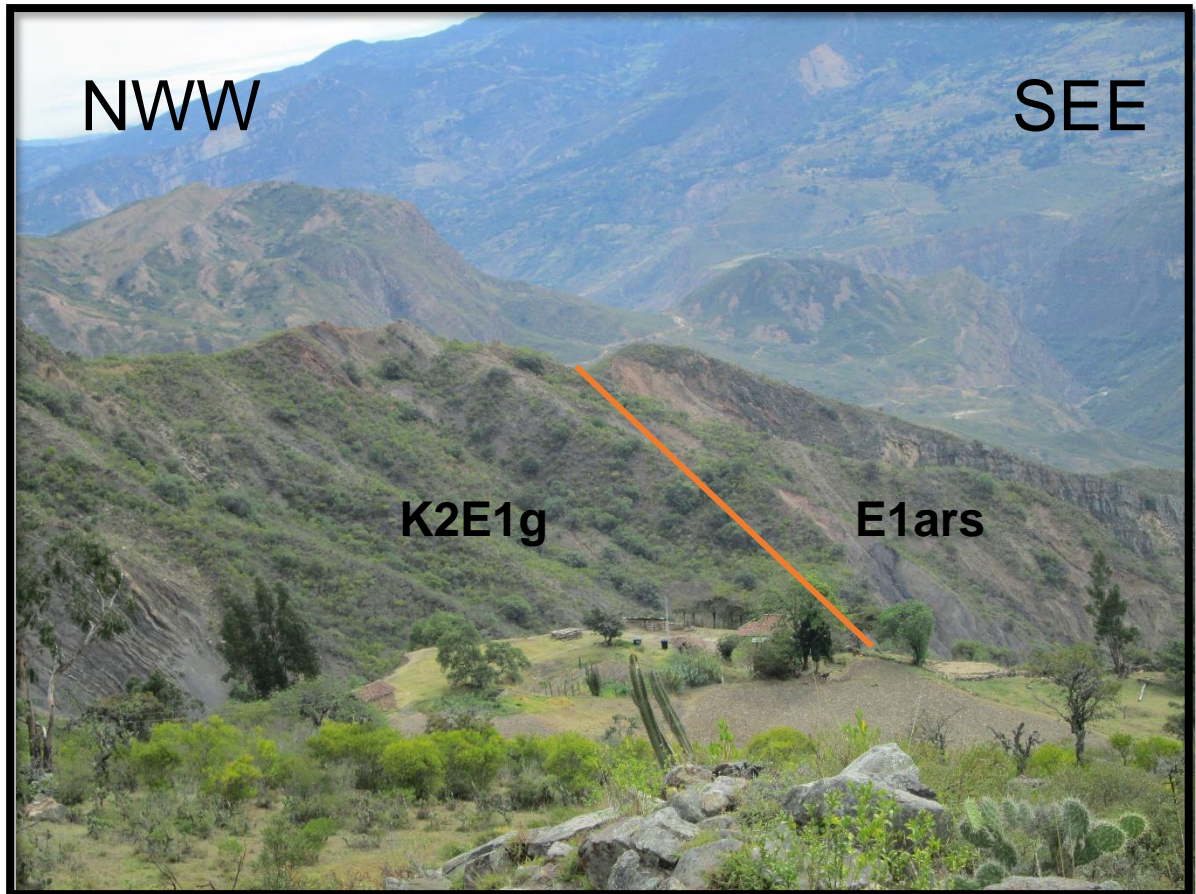
En la Formación Socha Inferior se distinguen tres niveles principales: el primero está constituido por areniscas de grano medio con ripples (Figura 36a), estratificación cruzada (Figura 36b), laminación plano paralela (Figura 36c), en contacto neto-onduloso con capas finas de lodolitas fisiles. Los estratos de areniscas presentan una geometría lenticular, cerca de un 8% de contenido de líticos y se observan algunas estrías de arrastre. En los estratos de arenisca se observaron intraclastos de lodo y estructuras de disolución (Figura 36d).

En el segundo nivel se identificaron niveles medianos de arcillolitas, intercaladas con lodolitas fisiles negras y algunos niveles de areniscas muy finas. En este nivel también aparecen capas finas de carbón y de areniscas con hierro oolítico. En el nivel superior se encuentran grandes capas de areniscas de grano medio lenticulares con estratificación cruzada y algunas capas finas de lodolitas grises fisiles. El espesor medido de esta unidad corresponde a 40 metros, sin embargo, la secuencia se encuentra incompleta, así que el espesor real puede estar cercano a los 150 metros (Anexo 3).

**Figura 36.** Estructuras sedimentarias de la Formación Socha Inferior. A) Ripples de interferencia en areniscas, b) estratificación cruzada de alto ángulo, c) laminación plano paralela en areniscas, d) estructuras de disolución.

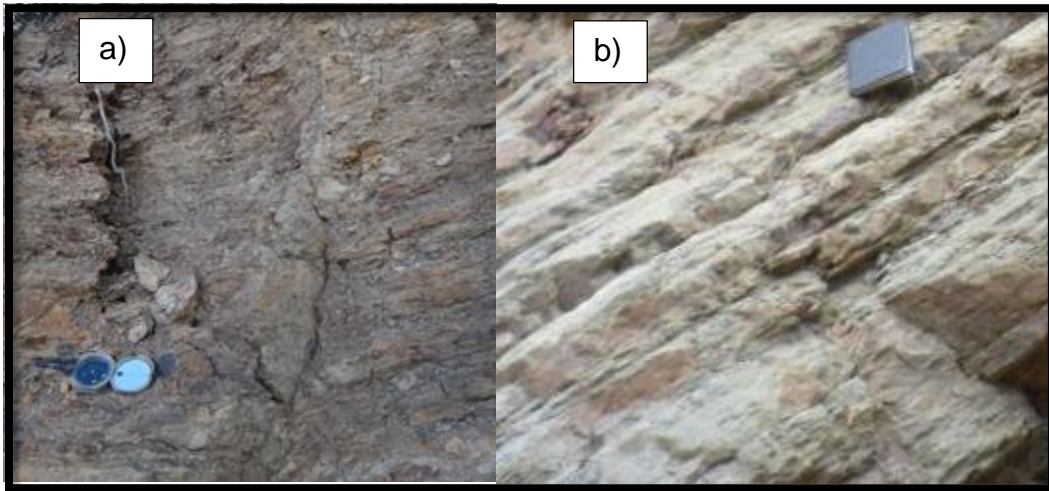


**Figura 37.** Contacto neto entre Socha Inferior y Guaduas.



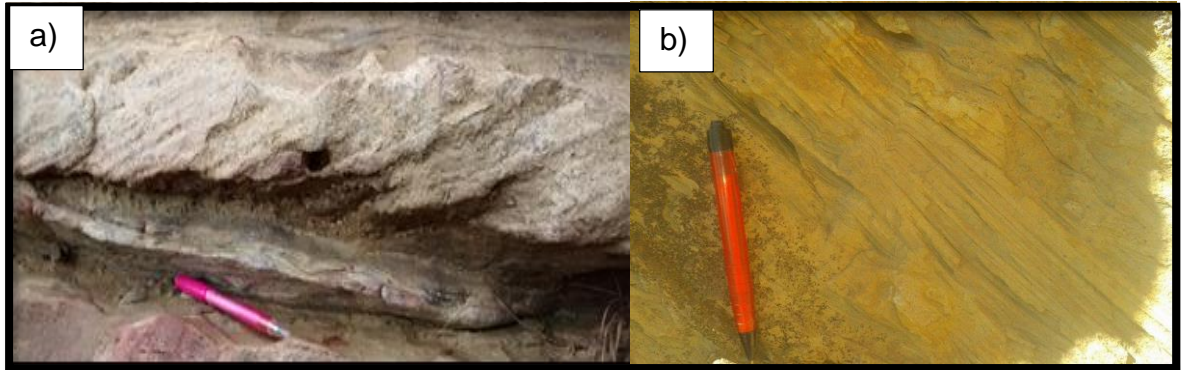
**7.2.5. Formación Socha Superior.** La Formación Socha Superior se encuentra presente en el área de trabajo, de sur a norte en el flanco occidental del anticlinal regional. Hacia la base está compuesta por bancos gruesos de arcillolitas y lodolitas de coloraciones opacas (grises y verdes), fisiles con laminación plano paralela y altamente bioturbadas (Figura 38a), intercaladas con pequeñas capas de cuarzoarenitas de grano fino bien cementadas con laminación cruzada ocasionalmente y con moscovita como mineral accesorio (Figura 38b); localmente hay presencia de yeso secundario y delgadas láminas de carbón de mala calidad.

**Figura 38.** a) lodolitas bioturbadas hacia la base de la formación Socha superior.  
b) areniscas de la formación Socha superior



Hacia la parte media y superior, continua el predominio de material fino aunque se hace notoria la aparición de capas de areniscas más espesas de grano fino a medio que poseen estratificación cruzada, laminación ondulosa y plano paralela (Figura 39a y b), así como estructuras como en cono esporádicamente, acá son comunes los nódulos de hierro y continua la bioturbación más notoria en los niveles finos (madrigueras, icnofósiles incluso restos de plantas).

**Figura 39.** a) Laminación cruzada en areniscas. b) laminación plano-paralela y ondulosa dentro de las areniscas de la formación Socha Superior.



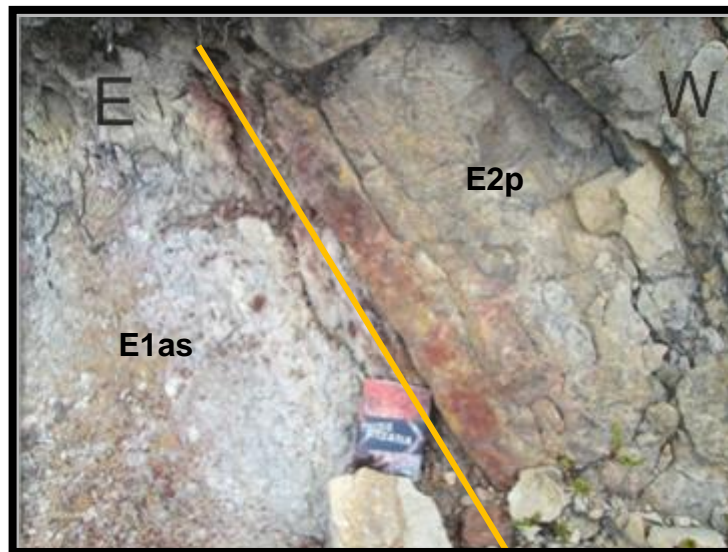
Hacia el tope se observan algunas areniscas y lodolitas grises verdosas a veces pardas con la particularidad de tener diaclasas rellenas de limolitas rojas (Figura 40). El espesor medido de la Formación Socha Superior corresponde a 190 m en el flanco oriental del Anticlinal del Chicamocha (Anexo 4).

**Figura 40.** Diaclasas rellenas de lodo rojizo características de la Formación Socha Superior.



**7.2.1.6. Formación Picacho.** La Formación Picacho no aflora de manera clara a lo largo de la zona, se encuentran pequeños afloramientos en el flanco occidental del Anticlinal del Chicamocha y hacia el bloque yacente de la Falla Los Monos. El contacto con la Formación Socha Superior es neto (Figura 41) y con la Formación Concentración no es claro, debido a que esta unidad no aflora de manera importante en la zona, sin embargo, se puede afirmar que es transicional.

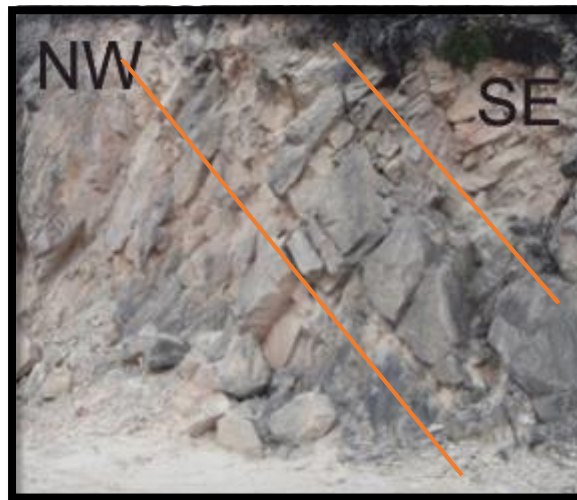
**Figura 41.** Contacto neto entre Socha Superior y la Formación Picacho.



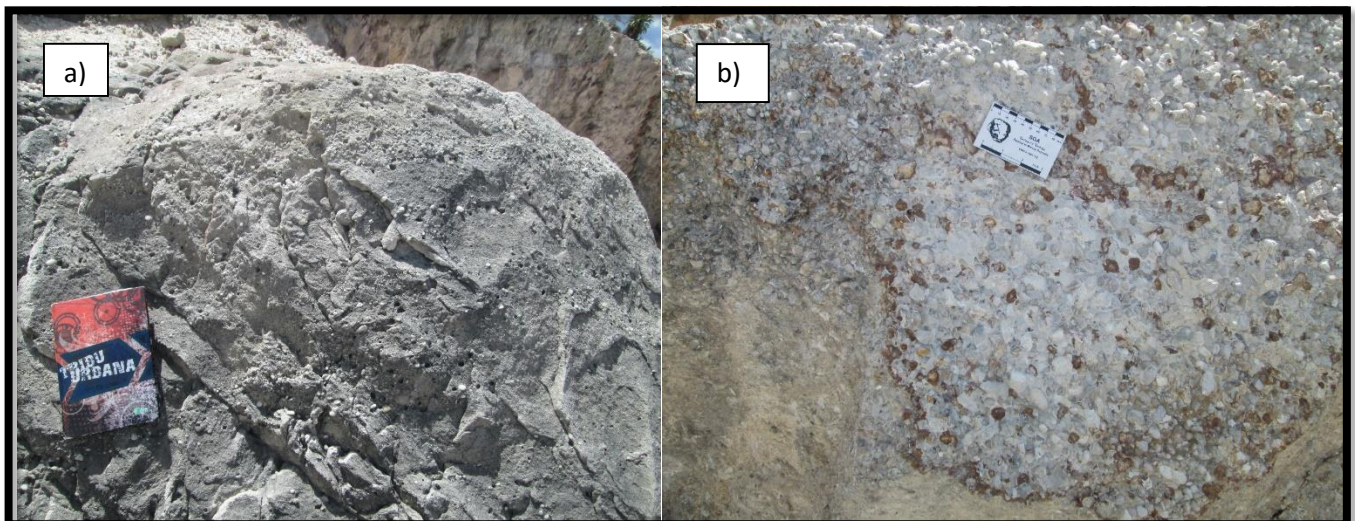
La Formación Picacho se compone de una sucesión de capas gruesas de cuarzoarenitas blancas y grises claras que varían en tamaño de grano desde medio hasta grueso, incluso conglomeráticas (Figura 42; Figura 43a). Se encuentran dispuestas en forma tabular dentro de las cuales se encuentran niveles conglomeráticos constituidos principalmente por cuarzos lechosos, bien redondeados, en ocasiones alargados, con tamaños desde 2 mm hasta 3 cm de matriz arcillosa y cemento silíceo (Figura 43b). Los niveles arenosos se caracterizan por ser friables, poseer laminación en artesa y plano paralela discontinua. El

espesor medido de esta unidad fue de 30 metros, sin embargo, la secuencia estaba incompleta y se sugiere un espesor mayor de alrededor de 120 metros (Anexo 5).

**Figura 42.** Estratos tabulares de areniscas de grano grueso a conglomeráticas y conglomerados bien redondeados de la Formación Picacho. Entre las dos líneas se aprecia el nivel de conglomerados.



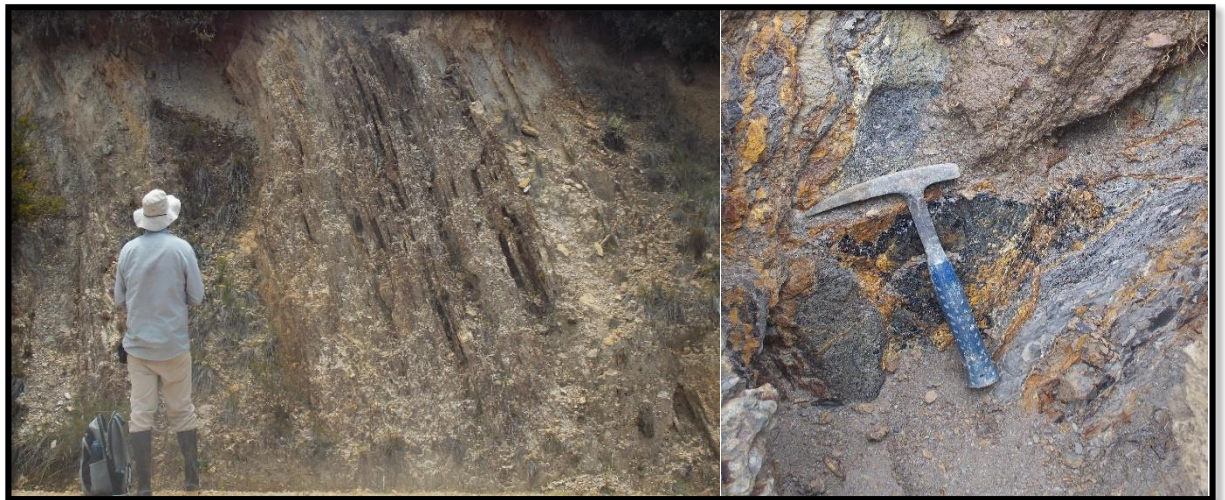
**Figura 43.** a) Areniscas de grano medio a grueso y localmente conglomeráticas de la Formación Picacho, presentan estratificación cruzada. b) Niveles conglomeráticos con clastos redondeados envueltos en una matriz lodosa con cemento silíceo.



**7.2.7. Formación Concentración.** La Formación Concentración es la unidad más joven de la secuencia aflorante. Se observa en el flanco occidental de la estructura anticlinal regional, siendo la de mayor espesor. Estructuralmente se determinaron grandes cantidades de micropliegues a lo largo de esta secuencia y la presencia de estrías de falla. Esta formación se encuentra en contacto neto con el techo de la Formación Picacho.

Corresponde a capas de geometría tabular de espesores variables, de cuarzoarenitas de grano fino a medio poco cementadas, intercaladas con capas medias a delgadas de arcillolitas negras y grises fisiles y limolitas (Figura 44).

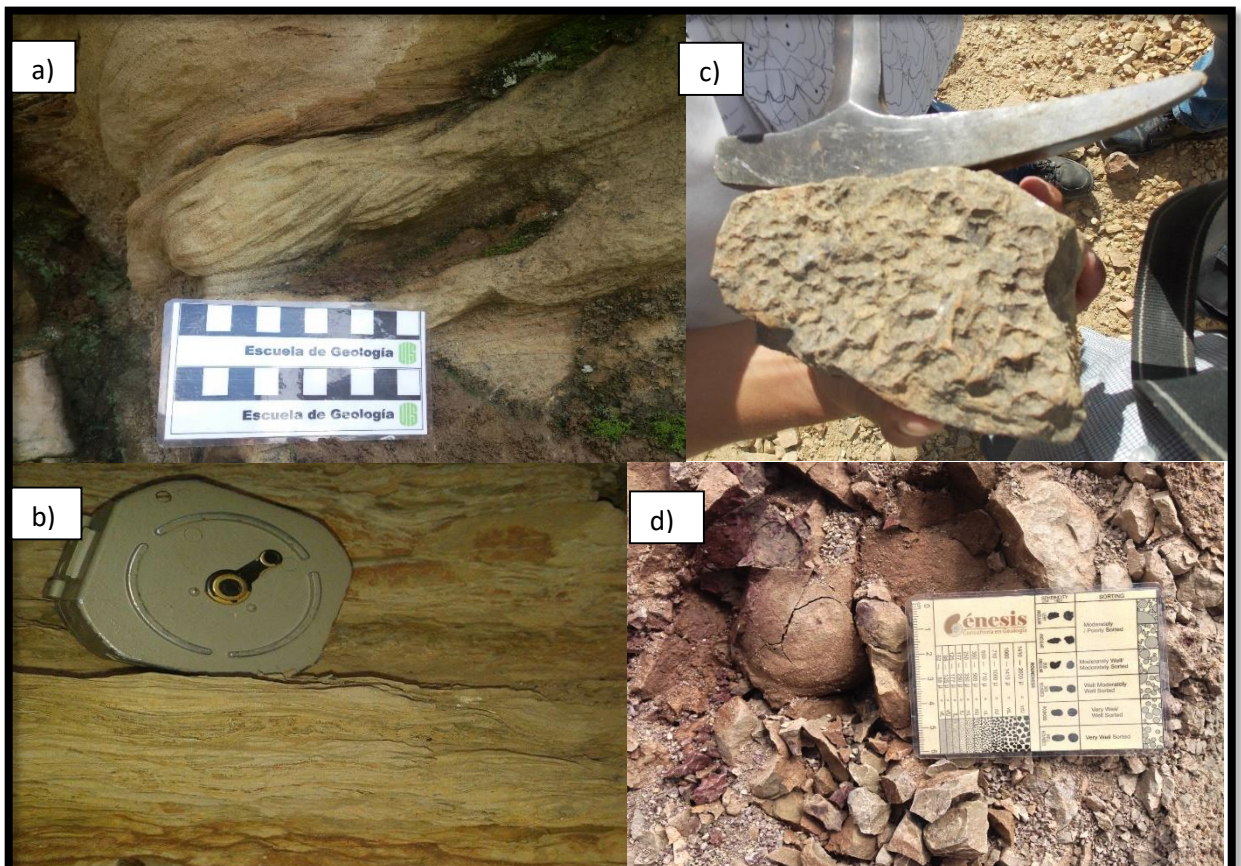
**Figura 44.** Intercalación de areniscas y lodolitas de la Formación Concentración. Niveles arcillosos negros son frecuentes en la unidad.



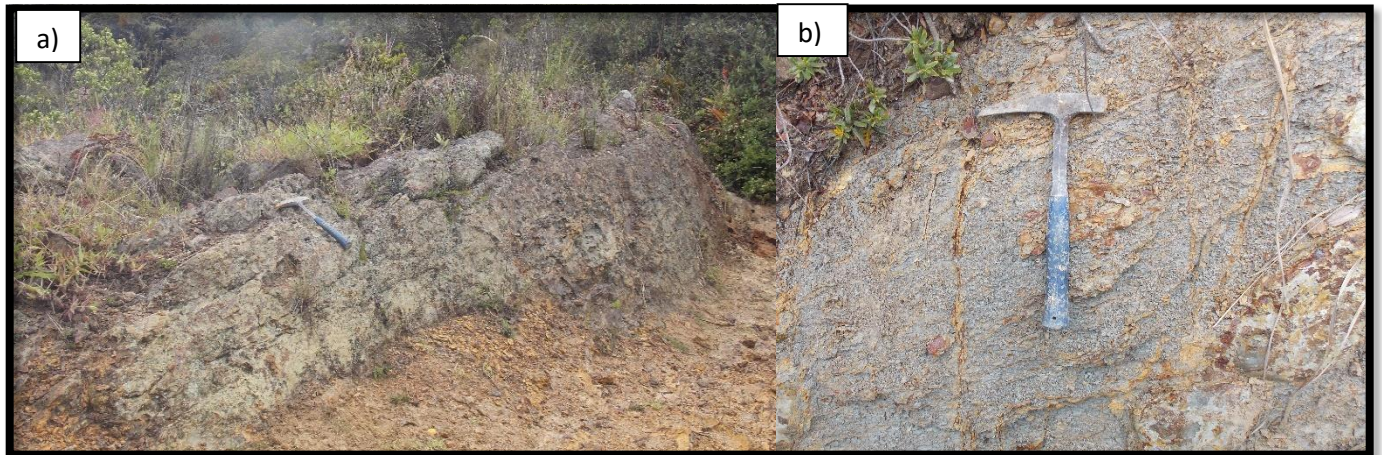
Presenta un alto contenido de estructuras sedimentarias tales como: estratificación cruzada (Figura 45a), laminación plano-paralela, ondulosa (Figura 45b) y la presencia de ripples (Figura 45). También se identifica bioturbación en la base de las capas de areniscas y nódulos férricos dentro de las intercalaciones (Figura 45d).

Una característica que comparte con la formación Socha Superior es la presencia de diaclasas rellenas de lodo rojizo ferruginoso (Figura 46b). Hacia la base, predominan las intercalaciones de areniscas de grano fino y arcillolitas negras fisiles. Es notorio un nivel de hierro oolítico como marcador de la base de esta unidad (Figura 46a). Lodolitas varicoloreadas con niveles muy delgados de areniscas abarcan la parte media de la sección y un aumento potencial en el tamaño de grano hacia el tope, con areniscas de grano fino a medio con estructuras de flujo como ripples y estratificación cruzada (Figura 47). El espesor total medido para esta unidad fue de alrededor de 400 metros, sin embargo, el espesor real total de la Formación Concentración en la zona puede ser del orden de los 1000 metros, ya que se encuentra cortada por la Falla de Soapaga, por lo tanto el tope no está definido (Anexo 6).

**Figura 45.** Estructuras sedimentarias y diagenéticas de la Formación Concentración: a) Estratificación cruzada, b) Ripples en areniscas, c) laminación ondulosa a flaser en capas de areniscas y lodolitas, d) Nódulos férricos en la base de capas de areniscas.



**Figura 46.** Marcadores característicos de la Formación Concentración: a) Nivel de hierro oolítico en la base de la Formación Concentración. b) Diaclasas rellenas de hierro rojizo.



**Figura 47.** Facies de areniscas de grano medio hacia el tope de la sección de la Formación Concentración.



### 7.2.8. SISTEMAS DEPOSICIONALES

Un total de 26 litofacies fueron identificadas en las 5 unidades estudiadas (Tabla 1). Los códigos de litofacies fueron tomados y algunos modificados de Miall (1977). 4 facies para rocas gravosas se definieron basadas en estructuras sedimentarias: conglomerados con laminación horizontal discontinua, clastos redondeados y matriz arenolodosa (Ghd) y conglomerado masivo granosoportado (Gm), y las otras basadas en tamaño de grano como las areniscas conglomeráticas (Sg) y una intercalación de areniscas y conglomerados (Sgi). Para depósitos de tamaño lodo, se distinguieron 7 litofacies: 4 de ellas basadas en las estructuras como son: lodolitas laminadas (MI), lodolitas con estratificación horizontal (Mh), lodolitas masivas (Mm) y una facie heterolítica de intercalación de lodolitas y limolitas con o sin laminación (Mi); las otras 3 facies restantes se definieron por el contenido de estructuras biogénicas y diagenéticas: lodolitas con bioturbación (Mb), con restos de plantas (Mp) y con hierro oolítico (Mf).

13 facies de areniscas fueron determinadas. Intercalación de areniscas con ripples y lodolitas laminadas (Mi), intercalación de areniscas masivas y lodolitas laminadas y/o estratificadas (MI) y areniscas con laminación flaser (Sf) se definieron como facies heterolíticas. Por la presencia de estratificación cruzada se identificaron 5 facies: areniscas con estratificación cruzada planar (Sr), en artesa (St), tipo herringbone (Shb), areniscas con ripples (Sp) y areniscas con ripples y restos de plantas (Srp). Tres facies según otras estructuras importantes como la de areniscas con laminación horizontal (Sh) y a veces discontinua (Shd), areniscas masivas (Sm) y otras dos facies por su contenido de estructuras biogénicas y diagenéticas: areniscas masivas con bioturbación (Sb) y areniscas con hierro oolítico (So). Finalmente, se determinó una facie de carbón (C) y otra de calizas masivas (Lm).

**Tabla 1.** Descripción de litofacies e interpretaciones.

Litofacies	Descripción	Interpretación
Ghd	Conglomerado con laminación horizontal discontinua, clastos redondeados y matriz arenolodosa	Flujo pseudoplástico confinado o no confinado. Régimen de flujo alto. Flujo laminar (sheetflood), de régimen de flujo alto (Stow, 2005; Miall, 1977)
Gm	Conglomerado masivo granosoportado	Flujo turbulento confinado o no confinado. Flujo pseudoplástico confinado (Miall, 1977).
Shd	areniscas con laminación horizontal discontinua	Deposición durante un régimen de flujo superior en condiciones planas (Miall, 1977)
Sgi	Intercalación entre arenas y conglomerados	Deposición de gravas durante un régimen de flujo alto y sedimentos en saltación (Nichols, 2009)
Sg	Areniscas conglomeráticas	Cambios en la velocidad mientras se depositan (Miall, 1977)
MI	Lodolitas laminadas	Depósitos en suspensión en aguas someras (Miall, 1977)
Mh	Lodolitas con estratificación horizontal	Depósitos en suspensión en aguas profundas (Miall, 1977)
Mb	Lodolitas con bioturbación	Suspensión con eventual influjo de materiales clásticos finos y orgánicos (Boggs, 1995)
Mp	Lodolitas con restos de plantas	
Mm	Lodolitas Masivas	Depósitos de lodo interrumpido por bioturbación post-deposicional (Miall, 1977)
Mi	Intercalación de lodolitas y limolitas con o sin laminación	Deposición en suspensión intermitente con eventuales flujos laminares (Nichols, 2009)
Mf	Lodolitas con hierro oolítico	Hierro por lixiviación o deposición asociada a paleosuelos (Nichols, 2009)
Si	Intercalación de areniscas con ripples y lodolitas laminadas	Deposición por ripples intermitentes y sedimentos en suspensión (Miall, 1977)
SI	Intercalación de areniscas masivas y lodolitas laminadas y/o estratificadas	Deposición rápida de arena y sedimentos en suspensión en aguas someras (Miall, 1977)

**Tabla 1.** (Continuación)

Litofacies	Descripción	Interpretación
St	Areniscas con estratificación cruzada en artesa	Deposición por migración de dunas subacuáticas (Miall, 1977)
Sp	Areniscas con ripples	Rápida deposición de ripples en arenas (Miall, 1977)
Sm	Areniscas masivas	Deposición rápida de arena sin un desarrollo estable de estratificación o alteración post-deposicional del depósito (Moreno et al., 2010)
Sh	Areniscas laminadas horizontalmente	Deposición durante un régimen de flujo superior en condiciones planas (Miall, 1977)
Sf	Areniscas con laminación flaser	Migración de ripples y suspensión de lodos durante flujo alternante (Miall, 1977)
Sb	Areniscas masivas con bioturbación	Rápida sedimentación de arenas en canales limitados y bioturbación (Moreno et al., 2010)
Sr	Areniscas con estratificación cruzada asimétrica	Deposición de dunas en flujo unidireccional (Miall, 1977)
C	Carbón	Acumulación pobremente desarrollada de materia orgánica (Moreno et al., 2010)
Lf	Calizas fosilíferas con conchulas de bivalvos	Deposición de carbonatos en aguas someras (Nichols, 2009)

**Fuente:** Tabla realizada en base a Miall (1977), Boggs (1995), Stow (2005), Nichols (2009) y Moreno et al. (2010)

**7.2.8.1. Asociación de facies.** Se definieron 16 asociaciones de facies para las formaciones Guaduas, Socha Inferior, Socha Superior, Picacho y Concentración. Además, se propuso un ambiente deposicional, junto a una serie de subambientes basados en la interpretación de los procesos de las sucesiones de litofacies.

### **Formación Guaduas**

**FA1: MI, Mb, SI, Sp, Lf.** Esta asociación facial se encuentra hacia la base de la sección, interrumpida por varios cubiertos de algunos metros. Consiste de lodolitas fisiles grises a oscuras, con precipitación de cemento calcáreo, intercaladas con cuarzoarenitas de grano fino (SI) y unos niveles de calizas fosilíferas con conchulas de bivalvos (Lf). La geometría de los estratos es tabular y localmente se exhiben lentes de areniscas. La interestratificación se compone de pequeñas capas de 5 a 10cm y otras de 60 cm de espesor. Las lodolitas tienen laminación plano paralela (MI) y pueden presentar localmente bioturbación (Mb). Las areniscas pueden desarrollar estructuras de ripples (Sp).

**FA2: Sb, Sp, SI, Shb, Mh, MI.** Se presenta cercana a la base y tiene un espesor de alrededor de 32 m. Está compuesta de cuarzoarenitas de grano muy fino a fino intercaladas con lodolitas fisiles oscuras (SI). La geometría es principalmente tabular con algunos niveles lenticulares. Las capas son de alrededor de 2 a 3 m con intercalaciones de grano fino de algunos centímetros. Estas areniscas presentan estructuras de estratificación cruzada tipo herringbone (Shb) y ripples (Sp). Pueden presentar bioturbación asociada a areniscas masivas (Sb). Las rocas de grano fino tienen estratificación (Mh) y laminación horizontal (MI).

**FA3: MI, Mm, Mi, Sh, C.** Esta asociación se encuentra en la mitad de la sección y corresponde a la de mayor espesor de alrededor de 60 m. Se compone de capas de arcillolitas y limolitas fisiles intercaladas con algunos niveles de areniscas de

grano muy fino a medio. La geometría de los estratos es tabular y la interestratificación se compone de capas del orden de los 10 a 20 cm. Estas lodolitas masivas (Mm) pueden presentar laminación horizontal (MI) y se encuentran en secuencias con limolitas en estratificación horizontal (Mi). Las areniscas pueden presentar laminación horizontal (Sh). Niveles de carbón de 2 a 10 cm se presentan en capas en toda la asociación (C).

**FA4: Sh, Sp, Sm, C, Mp.** La última asociación de facies de la Formación Guaduas se ubica en el tope de la sección y está compuesta de areniscas masivas (Sm) de grano muy fino a grueso intercaladas con niveles de limolitas, lodolitas y capas de carbón (C) de poco espesor. Los estratos presentan una geometría tabular y las capas son de algunos a centímetros a pocos metros. Estas areniscas pueden presentar estructuras de flujo como ripples (Sp) y laminación horizontal (Sh). Las capas de lodolitas y limolitas pueden presentar restos de plantas (Mp) o estructuras de bioturbación.

### **Interpretación**

Estas asociaciones de facies se interpretan como propias de un ambiente deltaico dominado por mareas (Arche, 2010; Darlymple and Choi, 2007), por la presencia de facies lodosas con carbón, estructuras bidireccionales como estratificación cruzada planar y herringbone y una secuencia granocreciente típica de estos deltas progradantes (Arche, 2010). La asociación de facies 1 (FA1) se interpreta como depósitos de plataforma y prodelta, basados en la precipitación de carbonatos con fósiles marinos, intercalaciones lodosas con niveles muy delgados de areniscas y la presencia de nódulos ferruginosos típicos de ambientes marinos someros. La FA2 correspondería a el canal y barra de desembocadura del delta (Arche, 2010), debido a la presencia de estructuras de estratificación cruzada bidireccionales, ripples, laminación paralela y ondulosa y estructuras de bioturbación hacia la base. Así

mismo, hacia el tope de esta secuencia se evidencian una serie de capas lodosas carbonosas con nódulos ferruginosos asociados a pequeños paleosuelos, correspondientes a la llanura de inundación (Nichols, 2009). La FA3 se interpreta como una gran llanura mareal, con abundantes pantanos y marismas con abundante población vegetal (Arche, 2010), debido a la evidencia de grandes espesores de limolitas y lodolitas con laminación paralela y flaser, además de capas de carbón de centímetros a metros. Localmente se encuentran unas capas de 2 a 3 m de areniscas con ripples y laminación ondulosa que corresponderían a el canal mareal (Arche, 2010). Finalmente, la FA4 correspondería a facies más fluviales de ríos meandriformes, correspondientes a llanuras de inundación y depósitos de desborde de canal (crevasse splay) (Miall, 1996), por la presencia de intercalación de material lodoso con areniscas masivas y restos de plantas.

### **Formación Socha Inferior**

**FA5: Si, Sr, Sp, Sm.** Se presenta hacia la base de la sección, y se repite en el tope. Esta asociación de litofacies consiste en estratos de cuarzoarenitas masivas (Sm) de grano fino a medio, pueden presentar bioturbación e intercalaciones de lodolitas grises fisiles (Si). La geometría es predominantemente lenticular y algunos tabulares. Los estratos lenticulares pueden presentar las decenas de metros y la interestratificación se compone de capas entre los 20 cm y 2 m que se encuentran en contacto onduloso. Estas areniscas presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sp), ripples de interferencia (Sr) y localmente laminación horizontal. Estas capas tienen una configuración granodecreciente, con disminución lateral del tamaño de grano.

**FA6: Sh, So, Sr, Sp.** Se presenta como pequeñas secuencias granodecrecientes por encima de la asociación FA5. Consiste en sublitoarenitas de grano muy fino a medio, presenta algunos niveles de limolitas. La estratificación es de geometría

lenticular y tabular y presenta algún grado de bioturbación hacia la base. Se compone de pequeñas capas de 10 a 30 cm de espesor y el espesor total abarca los 4 m. Estas areniscas presentan principalmente ripples (Sr) y laminación horizontal (Sh), localmente estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sp). Algunas capas con clastos de hierro oolítico están presentes (So).

**FA7: Mf, MI, Mh, C.** Se encuentra en la mitad de la secuencia como enlace entre las asociaciones FA5 y FA6. Esta asociación está compuesta de arcillolitas, limolitas y lodolitas fisiles de color gris a negro, con niveles varicoloreados. Se encuentran algunos niveles muy delgados de carbón de 1 a 2 cm (C). La geometría de las capas es tabular, con estratos que pueden alcanzar 30 cm de espesor. El espesor total de la asociación es de alrededor de 4m. Estas rocas de grano fino presentan laminación (MI) y estratificación horizontal (Mh). Intraclastos de hierro oolítico de 1 mm de diámetro como producto de lixiviación, o asociado a paleosuelos puede encontrarse en capas muy delgadas de lodolitas (Mf).

### **Interpretación**

Las estructura de flujo unidireccional como ripples y estratificación cruzada planar y localmente en épsilon, además de la geometría lenticular y las intercalaciones con niveles de lodos, indican que estas corresponden a facies fluviales de un río meándrico con carga mixta (Galloway, 1981 en Arche, 2010; Miall, 1996). La FA5 corresponde a barras de canal por acreción lateral (point bar) (Arche, 2010; Miall, 1996), por la presencia de niveles gruesos a delgados de areniscas con estratificación cruzada planar, ripples, laminación horizontal y evidenciar geometría lenticular. Estructuras masivas en las areniscas, laminación paralela y ripples, la presencia de hierro oolítico lixiviado, intercalado con niveles delgados de lodolitas, permite asociar la FA6 como depósito de abanico de canal, el cual se encuentra adyacente a la llanura de inundación (Arche, 2010) o menos probable a depósitos

de desbordamiento (overbank) como los (crevasse splay) y (levee). Finalmente, la FA7 se interpreta como un nivel de planicie de inundación por los niveles de lodolitas, predominantemente limolitas y algunas carbonosas (Miall, 1996; Arche, 2010).

### **Formación Socha Superior**

**FA8: MI, Mp, Sh, Sr.** Esta asociación se presenta hacia la base de la sección y se repite hacia el tope con algunos cambios en espesores. Está compuesta de lodolitas intercaladas con niveles de sublitoarenitas de grano muy fino a medio que presentan laminación horizontal (Sh) y localmente ripples (Sr). La configuración es granodecreciente. El espesor de la asociación es de alrededor de 30 m. La geometría de los estratos es tabular, con niveles finos que pueden alcanzar los 15 m y areniscas de espesores entre algunos centímetros y 1 m. Las lodolitas pueden presentar laminación horizontal (MI) y rastros de actividad biogénica como bioturbación por madrigueras o restos de plantas (Mp). Carbonatos y yeso pueden encontrarse en laminaciones como producto de lixiviación o procesos diagenéticos post-deposicionales.

**FA9: Mm, MI, Sr, Sm.** Es la que más se presenta en la sección, principalmente hacia la base y la mitad. Se compone de lodolitas de varios metros de espesor intercaladas con niveles de areniscas de grano muy fino a fino de 10 a 30 centímetros. La geometría de los estratos es tabular y están en contacto neto y localmente ondulado entre las capas. Se describen algunos lentes de areniscas de 20 centímetros de espesor entre las rocas de grano fino. Las lodolitas se presentan masivas (Mm) o con laminación horizontal (MI) y las areniscas son masivas (Sm) o con estructuras de flujo como ripples (Sr) y cono en cono. Distribución icnofósil puede presentarse en las capas de grano fino. Caolinita se presenta como mineral de alteración de los feldespatos.

**FA10: Sf, St, Sr, Mm.** Esta asociación se encuentra hacia el tope de la sección, suprayaciendo la FA9. Está compuesta de areniscas, de tipo sublitoarenita, de grano muy fino a fino con algunas intercalaciones de lodolitas masivas (Mm). La geometría de los estratos es tabular y localmente lenticular, con espesores de capas de algunos centímetros a 2 metros en contacto plano paralelo. Las areniscas pueden presentar estratificación cruzada en artesa (St), ripples (Sr) o laminación flaser (Sf). Estructuras como en cono se presentan localmente.

### **Interpretación**

Estas asociaciones de facies corresponden a modelos de ríos anastomosados o de alta sinuosidad (Miall, 1996; Arche, 2010), por el predominio de facies lodosas con bioturbación sobre las arenosas, también algunas capas de carbón y evaporitas están presentes. La FA8 se puede interpretar como depósitos de desbordamiento (overbank), por la presencia de carbonatos y facies lodosas que pueden definirse como de lagos efímeros (oxbow lakes) (Arche, 2010), intercalaciones lodosas y arenosas con bioturbación que pueden interpretarse como canales abandonados y de lóbulos de desbordamiento (crevasse splay) (Arche, 2010; Miall, 1996). La FA9 siendo la más espesa se expresa como depósitos de llanura de inundación, con facies lodosas con laminación horizontal, ondulosa y masivas por bioturbación y de areniscas laminadas en menor proporción. Para concluir, la FA10 puede entenderse como acreciones laterales asociado a ríos meandriformes, expresados en depósitos de barra de canal (point bar) y llanuras de inundación (Arche, 2010), por la presencia de facies arenosas en configuración granodecreciente, y estructuras tales como laminación paralela, ripples y restos de plantas.

### **Formación Picacho**

**FA11: Shd, Ghd, Sg.** Es una asociación ubicada en la base de la sección compuesta por cuarzoarenitas de grano medio bien seleccionadas (Shd) y un nivel conglomerático delgado de matriz arenosa con clastos de cuarzo en tamaños que van desde 2 mm hasta 2cm (Ghd). Ambos estratos presentan laminación horizontal discontinua. Hacia la parte superior de esta asociación se encuentra un paquete espeso de areniscas conglomeráticas mal sorteadas en ocasiones con gradación normal (Sg).

**FA12: Sgi, Shd, Sg:** La siguiente asociación con aproximadamente 9 m de espesor se compone por paquetes gruesos de intercalaciones entre cuarzoarenitas de grano medio bien seleccionadas con niveles conglomeráticos de matriz arenolodosa (SGi) interrumpidos por paquetes de cuarzoarenitas de grano medio con laminación horizontal discontinua (Shd) y areniscas ligeramente conglomeráticas (Sg).

**FA13: Cm, Sm:** Asociación ubicada en la parte superior de la sección iniciando con un nivel de conglomerado masivo granosoportado con clastos de cuarzo redondeados en ocasiones imbricados (Cm), alternando con cuarzoarenitas blancas de tamaño de grano medio masivas y friables (Sm).

### **Interpretación**

La FA11 es interpretada como una barra unitaria que en un sistema entrelazado puede transportar gravas o cargas mixtas, ocasionalmente presentan granoclasificación horizontal (Arche, 2010). La FA12 corresponde a barras longitudinales evidenciado en la presencia de conglomerados masivos con imbricación horizontal (Miall 1996); las alternancias con areniscas de grano medio a grueso incluso gravas que presentan laminación planar no paralela discontinua indican barras transversales (Miall 1996). Por lo que esta asociación refleja cambios entre barras longitudinales y transversales relacionadas con el régimen de flujo presente en el momento de la deposición. En cuanto a la FA13 presenta un

carácter conglomerático en donde en ocasiones se presentan estructuras como laminación cruzada y plana discontinua. Las gravas estratificadas se pueden identificar como pequeños rellenos de canal (Miall 1996) hecho que es respaldado por la presencia de arenas en esta asociación. Las estructuras dentro de estos conglomerados estratificados señalan la presencia de crecimientos deltaicos a partir de antiguas barras remanentes (Miall 1996). Las asociaciones anteriormente descritas se interpretan dentro de un ambiente fluvial de río tipo braided somero dominado por gravas, con desarrollo de barras. Caracterizados por la capacidad de transportar carga de fondo de gravas, de arenas o mixtas (Arche, 2010).

### **Formación Concentración**

**FA14: Sp, Mh, Si, Mi, Mb, Sm, Sh.** Esta asociación se presenta hacia la base de la sección y se repite hacia el tope. Es una intercalación de lodolitas grises fisiles, limolitas y areniscas de grano muy fino a medio. La geometría de las capas es tabular y la interestratificación la componen capas de lodolitas de 10 cm a varios metros y areniscas de 5 a 60 cm de espesor. Las areniscas presentan ripples (Sp), laminación horizontal (Sh) o estructura masiva (Sm), mientras que las lodolitas quienes varían a limolitas (Mi) se encuentran con laminación horizontal (Mh) predominantemente y algunas estructuras de bioturbación. La presencia de icnofósiles de restos de plantas es la característica principal de esta asociación (Mp).

**FA15: Mb, Mh, Mi, Sb, Si, MI.** Es la asociación más espesa de la sección siendo de alrededor de 200 m, se encuentra entre las secuencias FA14 y FA16. Consiste en espesos niveles de lodolitas y limolitas (Mi) con algunas capas de areniscas de grano fino a grueso. La geometría de los estratos es tabular y la interestratificación se compone de capas de 10 cm a decenas de metros. Las areniscas son masivas y pueden encontrarse con bioturbación (Sb), pero generalmente asociadas a

secuencias intercaladas con lodolitas (Sl). Las limolitas y lodolitas presentan laminación (Ml) y estratificación horizontal (Mh) y estructuras biogénicas (Mb).

**FA16: Sm, Sr, Sp, Sh, Mh.** Se encuentra hacia el tope y se caracteriza por espesos niveles de cuarzoarenitas y sublitoarenitas de grano fino a grueso con algunos niveles de lodolitas grises fisiles en menor cantidad. Los estratos tienen geometría tabular y localmente lenticular. Las capas de areniscas pueden tener espesores desde los 10 cm hasta los 5 m. Estas rocas pueden presentar estructura masiva (Sm), ripples (Sp), estratificación cruzada planar (Sr) y laminación horizontal (Sh). Las lodolitas presentan estratificación horizontal (Mh). Esta asociación mide alrededor de 50 m de espesor con algunos cubiertos en pequeñas zonas. Capas con bioturbación pueden encontrarse a lo largo de la secuencia.

### **Interpretación**

Las secuencias granocrecientes de la Formación Concentración, permite interpretarla como de un ambiente estuarino dominado por mareas, de energía mixta (Arche, 2010; Darlymple and Choi, 2007); con predominio de llanuras mareales y de influencia deltaica a fluvial hacia el tope de esta sección. Esto se evidencia en los espesos niveles lodosos con laminación paralela con leves intercalaciones de estratos de areniscas con ripples de menor espesor. Esta unidad presenta un nivel de algunos metros de espesor de hierro oolítico, asociado a barras litorales en mares interiores (Kimberley, 1980 en Pardo y Jaramillo, 2014). La FA11 corresponde a depósitos de meandros mareales y llanuras mareales asociados a canales mareales-fluviales típicos de los estuarios mareales (Arche, 2010). Esto se evidencia por las intercalaciones de facies arenosas y lodosas con laminación paralela, la presencia de restos de plantas en las zonas de llanuras mareales y bioturbación que borra las estructuras sedimentarias de las rocas. La FA12 se interpreta como zonas de grandes llanuras mareales y marismas, con dominio de

espesas facies lodosas con laminación horizontal y altamente bioturbadas dentro de una configuración granocreciente, además de esporádicos niveles de areniscas con laminación horizontal, los cuales puede corresponder a barras longitudinales del canal fluvio-mareal (Arche, 2010; Darlymple and Choi, 2007). Finalmente, las facies arenosas que corresponden a la FA13 están asociadas a rellenos de canales mareales (Arche, 2010) o una opción menos probable referente a la progradación de un shoreface marino (Arche, 2010). Esto se sustenta con la presencia de facies arenosas unidireccionales con ripples y laminación horizontal y algunos niveles de lodolitas masivas.

## **7.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

El área de estudio se caracteriza por la presencia de pliegues anticlinales, sinclinales, fallas inversas y de rumbo de mediana y gran escala que afectan la región. Las orientaciones de estas estructuras son SW-NE principalmente. Estas estructuras principales son descritas a continuación.

### **7.3.1. PLIEGUES**

**7.3.1.1. Anticlinal del Chicamocha.** Es considerado el rasgo estructural más importante de la zona. Esta estructura es un pliegue de orientación SW-NE y en regiones se encuentra S-N, con vergencia hacia el W en el dominio norte, y E en el sur (Figura 48; Figura 50). Su longitud aproximada es de 10 km en la zona de estudio, pero puede extenderse regionalmente. El flanco oriental se encuentra cortado por una falla inversa de mediano ángulo hacia el norte, en la zona sur, este flanco es compartido con el Sinclinal El Tambor (Anexo 1).

En el dominio norte, el pliegue posee una asimetría hacia el Oeste, confiriéndole al flanco frontal (occidental) del anticlinal una mayor inclinación de las capas sedimentarias que al flanco posterior (oriental), sin embargo, este último se encuentra cortado por una falla en gran parte del área y no se tienen datos claros de este flanco en la parte norte de la zona. En la zona sur y central, el anticlinal tiende a ser volcado (Figura 49).

**Figura 48.** Anticlinal del Chicamocha en la parte norte de la zona. Se exhibe el plano axial que indica una vergencia Oeste de la estructura.



Hacia la parte central, el Anticlinal del Chicamocha se encuentra cortado por una falla transversal de dirección NW-SE que desplaza el plano axial sinestralmente. En la parte más sur de la zona, el plano axial es de  $198^\circ$  y el ángulo de inclinación varía entre  $65^\circ$  y  $75^\circ$  (Figura 51). En algunas regiones el plano axial no se encuentra evidenciado debido a la falta de datos estructurales del flanco frontal al encontrarse cortado por la falla.

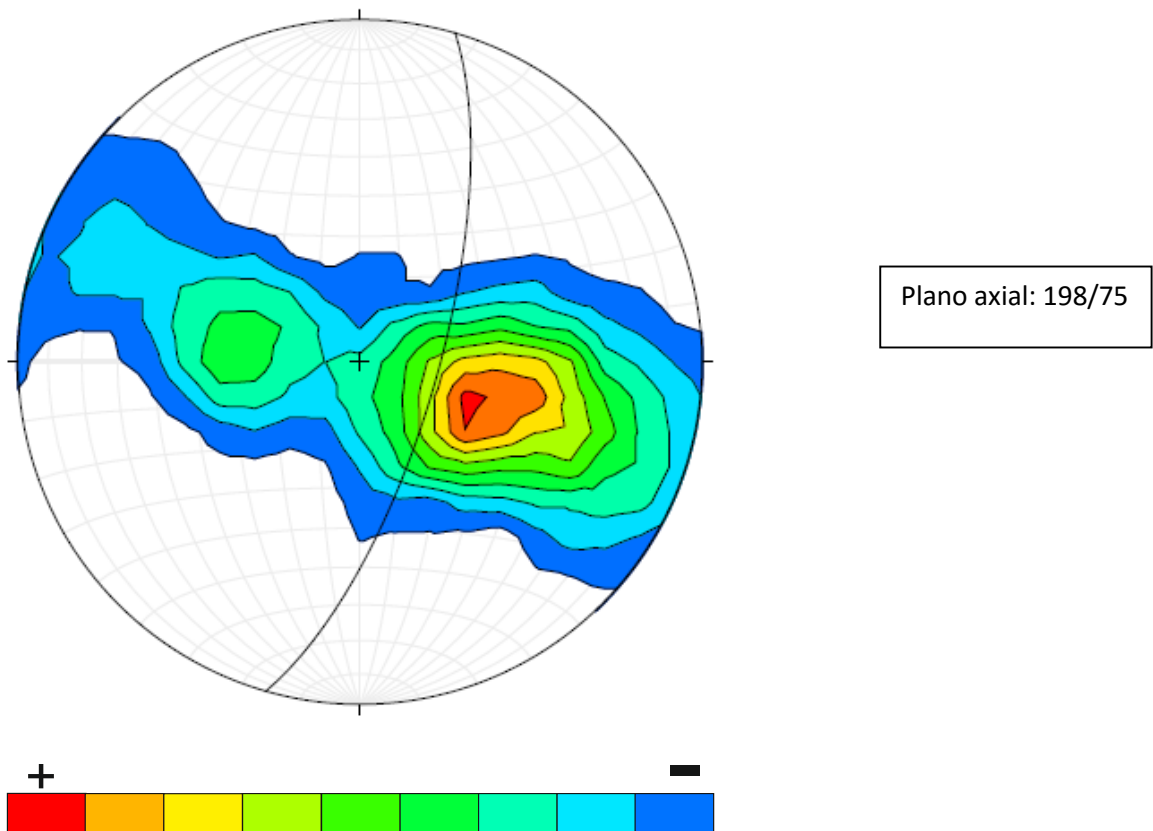
**Figura 49.** Anticlinal del Chicamocha en la parte sur de la zona. El plano axial indica que la estructura tiene una vergencia Este.



**Figura 50.** Plano axial del Anticlinal del Chicamocha. Dato aparente 200/78, dirección del plano / ángulo de buzamiento del plano.



**Figura 51.** Diagrama de polos donde se evidencia los flancos del Anticlinal del Chicamocha y el plano axial de dirección 198/75, dirección del plano / ángulo de buzamiento del plano.

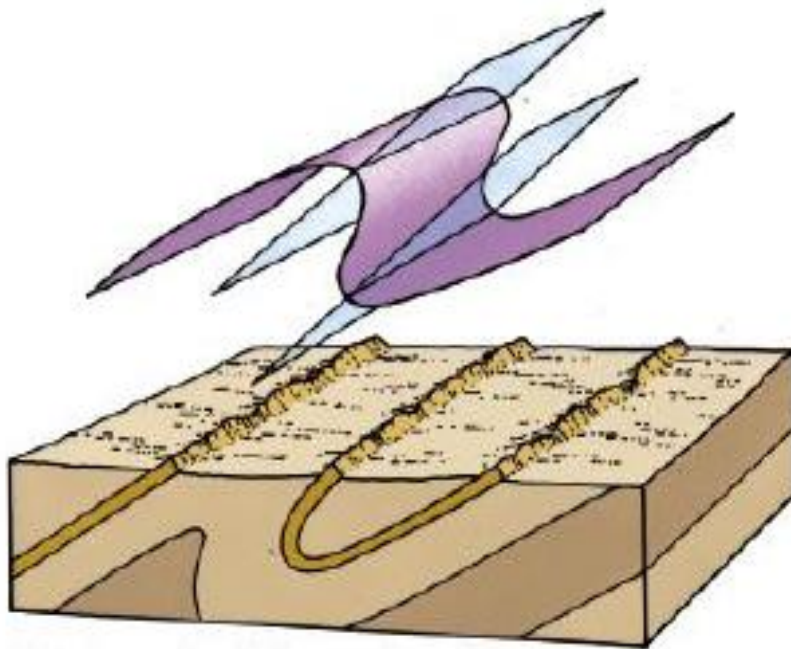


Según la clasificación de pliegues por el ángulo entre flancos de Ragan (2009), esta estructura se considera un pliegue abierto al tener ángulos entre 80 y 110°. Estratigráficamente, el anticlinal del Chicamocha está conformado por un núcleo de rocas sedimentarias de la Formación Guaduas, el cual está suprayacido por toda la secuencia Paleógena desde Socha Inferior hasta Concentración, la cual se evidencia a lo largo de toda la zona en el flanco occidental del mismo. La charnela del pliegue se evidencia con un leve buzamiento a localmente plana.

El flanco frontal en la zona sur, donde no se encuentra cortado por la falla inclina desde 45 a 70° hacia el E-SE en capas cercanas a la charnela y capas volcadas por

el contacto entre las formaciones Guaduas y Socha Inferior, mientras que en el flanco posterior la inclinación de las capas varía de 25 a 40°, con direcciones de buzamiento hacia el W, NW y SW (Figura 52).

**Figura 52.** Modelo de anticlinal volcado para el Anticlinal del Chicamocha.



**Fuente:** Dudzik (2016).

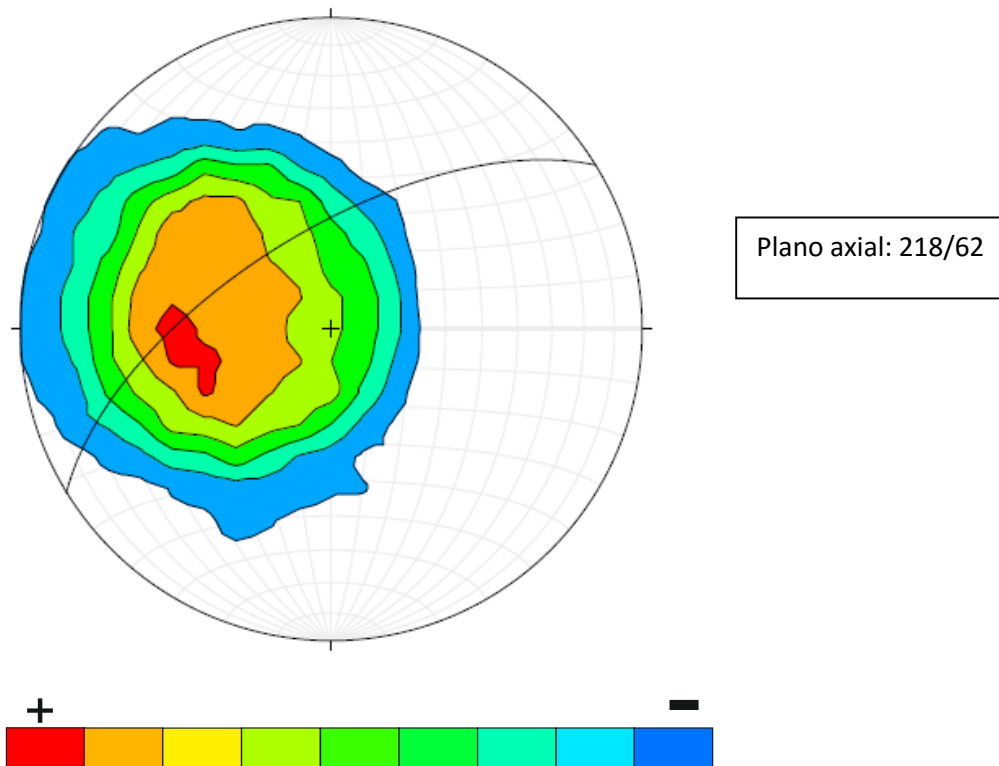
**7.3.1.2. Sinclinal El Tambor.** Este pliegue tiene una orientación NWW-SEE y vergencia al Este. Alcanza cerca de 3 km de longitud en dirección N-S y un ancho similar en dirección W-E. Se encuentra limitado por dos fallas de rumbo con cinemáticas opuestas, perpendiculares al plano axial (Figura 53). Este pliegue posee una asimetría hacia el este, presentando el flanco frontal (occidental) una inclinación levemente mayor que el posterior, de alrededor de unos 10 a 20.

**Figura 53.** Sinclinal El Tambor. Se aprecia el plano axial con rumbo N.



El plano axial del sinclinal es de  $218^\circ$  y el ángulo de inclinación varía entre  $62^\circ$  (Figura 54). Este plano es paralelo al plano del anticlinal, evidenciado el volcamiento de ambos pliegues.

**Figura 54.** Diagrama de polos donde se evidencia los flancos del Sinclinal El Tambor y el plano axial de dirección 218/62, dirección del plano / ángulo de buzamiento del plano.



Según la clasificación de Ragan (2009) de apertura de flancos, este pliegue se considera cerrado al tener ángulos entre 45 y 50°. Estratigráficamente, el sinclinal El Tambor se compone de un núcleo de areniscas de la Formación Picacho, seguidas de la secuencia Paleógena hasta la Formación Guaduas en sus flancos. Esta estructura presenta una inmersión hacia el Norte, limitada por una falla de rumbo dextral. En esta zona se evidencia la orientación del pliegue y el claro volcamiento del flanco oriental.

El flanco frontal inclina desde 70°-50° cerca al punto de inflexión con el anticlinal del Chicamocha y 30°-20° cerca a la charnela hacia el W. El flanco posterior buza con

ángulos entre 30° y 40° hacia el W, lo cual evidencia que el sinclinal se encuentra volcado.

### **7.3.2. FALLAS**

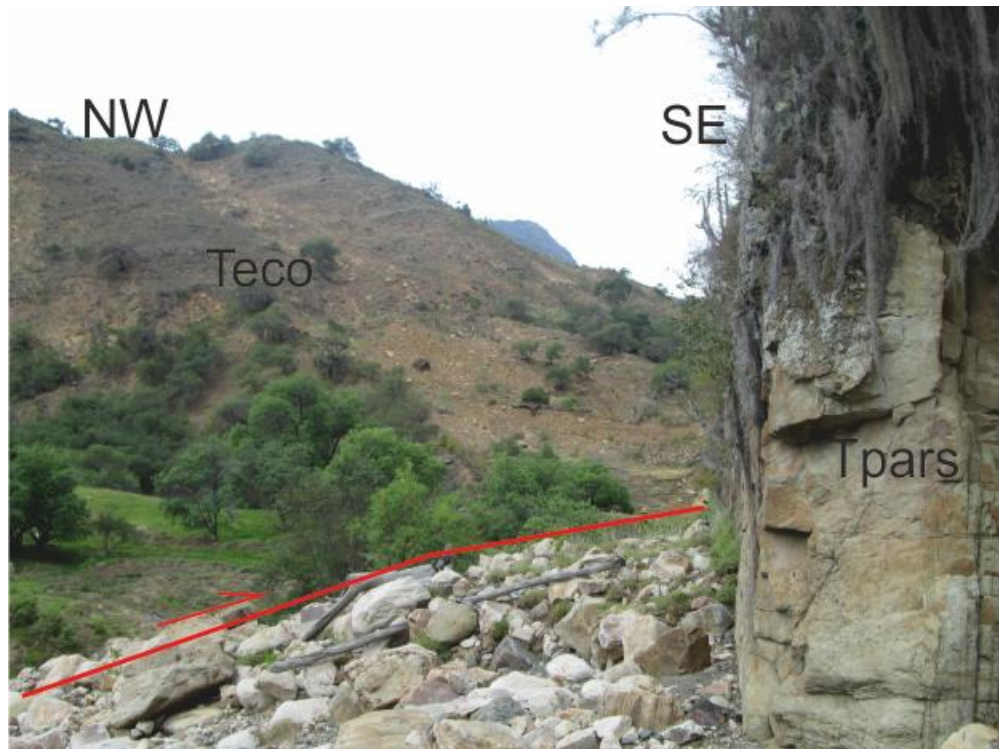
**7.3.2.1. Falla de Soapaga.** Es una falla inversa que se localiza en la parte norte del área en estudio, poniendo en contacto rocas sedimentarias cretácicas con rocas Paleógenas. La falla vista en planta tiene un trazo sinuoso sugiriendo un bajo ángulo y tiene rumbo SW –NE (Figura 55). En el corte se puede apreciar que el desplazamiento ocasionado por esta falla es cercano a los 3300 m en la parte norte, y 2400 m en el sur. También se confirma su bajo ángulo menor a 40°, así como su vergencia hacia el Este que controla el comportamiento de las estructuras menores presentes en la zona.

**Figura 55.** Trazo de la Falla de Soapaga vista en foto panorámica.



**7.3.2.2. Falla La Leona.** Esta estructura de rumbo NE – SW se encuentra ubicada al occidente del anticlinal del Chicamocha y corresponde a una falla inversa secundaria generada por acomodación del sinclinal contiguo al anticlinal regional. Afecta principalmente rocas de la Formación Concentración y las pone en contacto con la Formación Guaduas, Socha Inferior y Socha Superior (Figura 56).

**Figura 56.** Falla La Leona, siguiendo el rumbo de la Quebrada Baracuta. Se evidencia la Formación Concentración en el bloque colgante de la falla y la Formación Socha Superior en el bloque yacente.

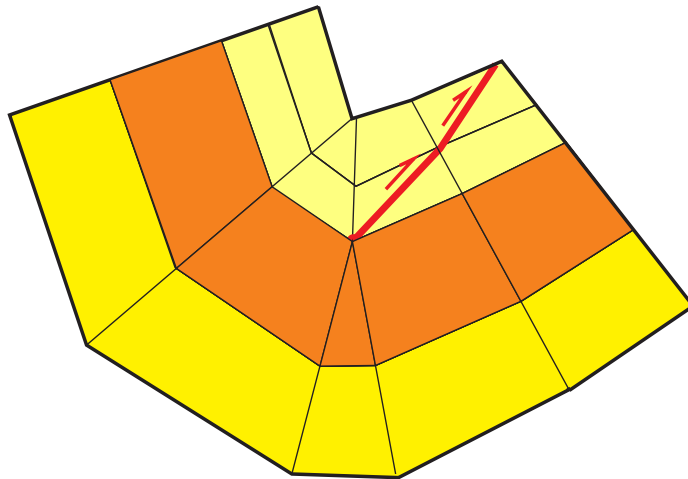


El origen de estas fallas es explicado por Mitra (2002), como fallas secundarias que ajustan las variaciones en la deformación relacionadas con la posición estratigráfica y estructural durante la evolución del plegamiento, acomodando esfuerzos diferenciales penetrativos dentro de las unidades estratigráficas. Los cabalgamientos generados por fallas secundarias ocurren dentro del núcleo principalmente por un incremento en la curvatura del pliegue (Mitra, 2002).

La Falla La Leona se comporta como una falla por acomodación de pliegue del tipo fuera del sinclinal. Es por esto que a pesar de su carácter inverso cabalga rocas jóvenes (Formación Concentración) sobre antiguas (Formación Guaduas). En este tipo de fallas los cabalgamientos se generan dentro de la charnela del sinclinal y se

propagan a lo largo de los flancos frontales o posteriores del pliegue. En algunos casos estas fallas pueden rotar debido a la generación de nuevos planos axiales (Figura 57) (Mitra, 2002).

**Figura 57.** Representación de una falla secundaria del tipo por fuera del sinclinal

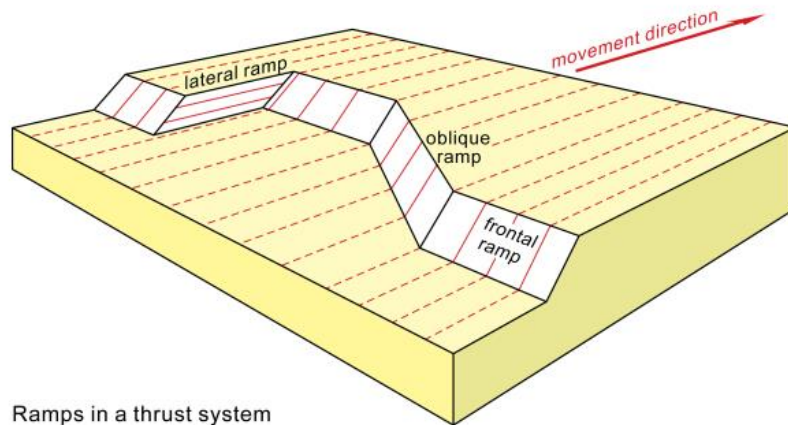


**Fuente:** Modificado de Mitra (2002).

**7.3.2.3. Falla El Contenido.** Es una falla transversal con rumbo NWW de cinemática lateral izquierda que desplaza las unidades paleógenas y el eje del anticlinal, lo cual es evidenciado en el control cartográfico y en su tendencia rectilínea que delimita dos unidades geomorfológicas, por esto es considerada como una rampa tectónica. El sentido de su orientación es perpendicular respecto a las fallas inversas principales, es decir paralela a la dirección del transporte regional, por lo que corresponde a una rampa lateral (Figura 58) (Boyer y Eliot, 1982; Butler, 1982; Hossak, 1983, en Pohn, 2000).

Según Pohn (2000), una rampa lateral es una zona de contraste estructural (fallamiento, plegamiento e intenso fracturamiento) donde el despegue cambia el nivel estratigráfico a lo largo del rumbo estructural. Las rampas laterales en profundidad pueden ser identificadas en superficie de acuerdo con estos criterios: 1) Un cambio abrupto en la longitud de onda o terminación de pliegues a lo largo del rumbo; 2) Un cambio en la frecuencia de fallas cartografiadas o superficies interrumpidas por dúplex; 3) drenajes de tendencias rectas; 4) Grandes discontinuidades geomorfológicas y 5) Zonas de actividad sísmica y/o ventanas tectónicas (Pohn, 2000). De esta manera, la terminación del Sinclinal El Tambor, el control estructural de los drenajes y la marcada discontinuidad geomorfológica limitada por esta estructura, permiten definir la Falla El Contenido como una rampa lateral.

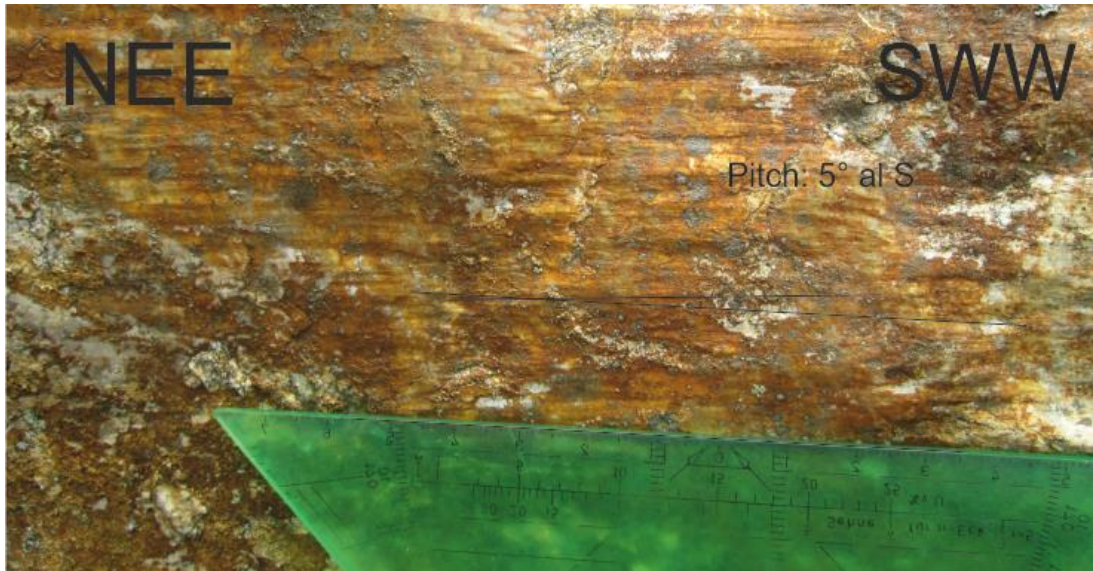
**Figura 58.** Formación de rampas con respecto a la dirección del movimiento.



**Fuente:** Burg (2013)

**7.3.2.4. Falla La Baracuta.** Esta una estructura menor con movimiento en rumbo de cinemática dextral con orientación NWW; ubicada al norte del área que modifica el trazo de la quebrada "La Baracuta" y el trazo del eje del anticlinal del Chicamocha. Se encontraron datos de estrías con pitch de 5° hacia el S (Figura 59).

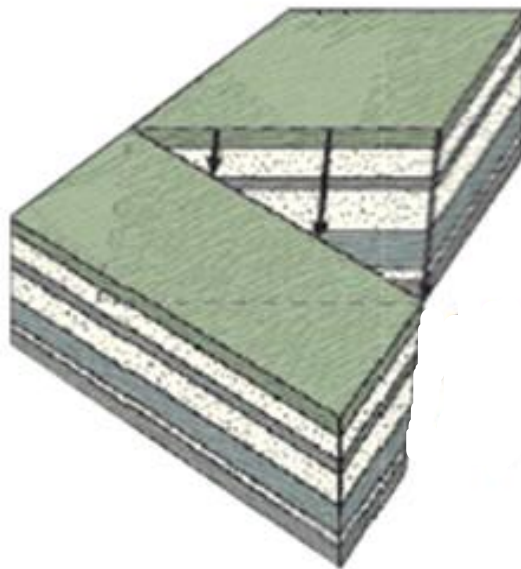
**Figura 59.** Datos de estria encontrados por la Quebrada Baracuta, sugiriendo posible falla de rumbo asociada. Pitch 5° al S.



**7.3.2.5. Falla Los Monos.** Corresponde a una falla inversa con vergencia hacia el Este que se encuentra al Oriente del anticlinal del Chicamocha; posee rumbo N - S en su parte norte donde la formación Guaduas cabalga sobre la formación Socha Inferior y hacia la parte Sur cambia a NNW –SSE donde la formación Socha Inferior cabalga sobre Socha Superior. Tiene un trazo rectilíneo y termina al encontrarse en el sur con una falla transversal de cinemática dextral. El ángulo de inclinación visto en corte es de 45° e involucra un desplazamiento no mayor a 40 m.

**7.3.2.6. Falla Favita.** Esta estructura corresponde a una falla rotacional de cinemática dextral, la cual presenta un rumbo NEE-SWW. Se encuentra limitando el sinclinal El Tambor hacia el norte, y pone en contacto la Formación Picacho con la Formación Socha Superior. Algo característico de esta falla es que estratigráficamente se evidencian cambios en el buzamiento de las capas a lado y lado de la falla siendo menos inclinados hacia el norte de la misma. Por estas características se infiere que es una falla tipo “tijera” (scissor fault), definida por Taylor (2015) como una falla en la cual el sentido del desplazamiento es inverso atravesando un punto de cero buzamiento y en la que la cantidad de desplazamiento aumenta después de este punto (Figura 60). Estas fallas pueden estar asociadas a rotación de horses a través de un eje horizontal (Burg, 2013).

**Figura 60.** Esquema de falla rotacional tipo tijera para la Falla Favita.

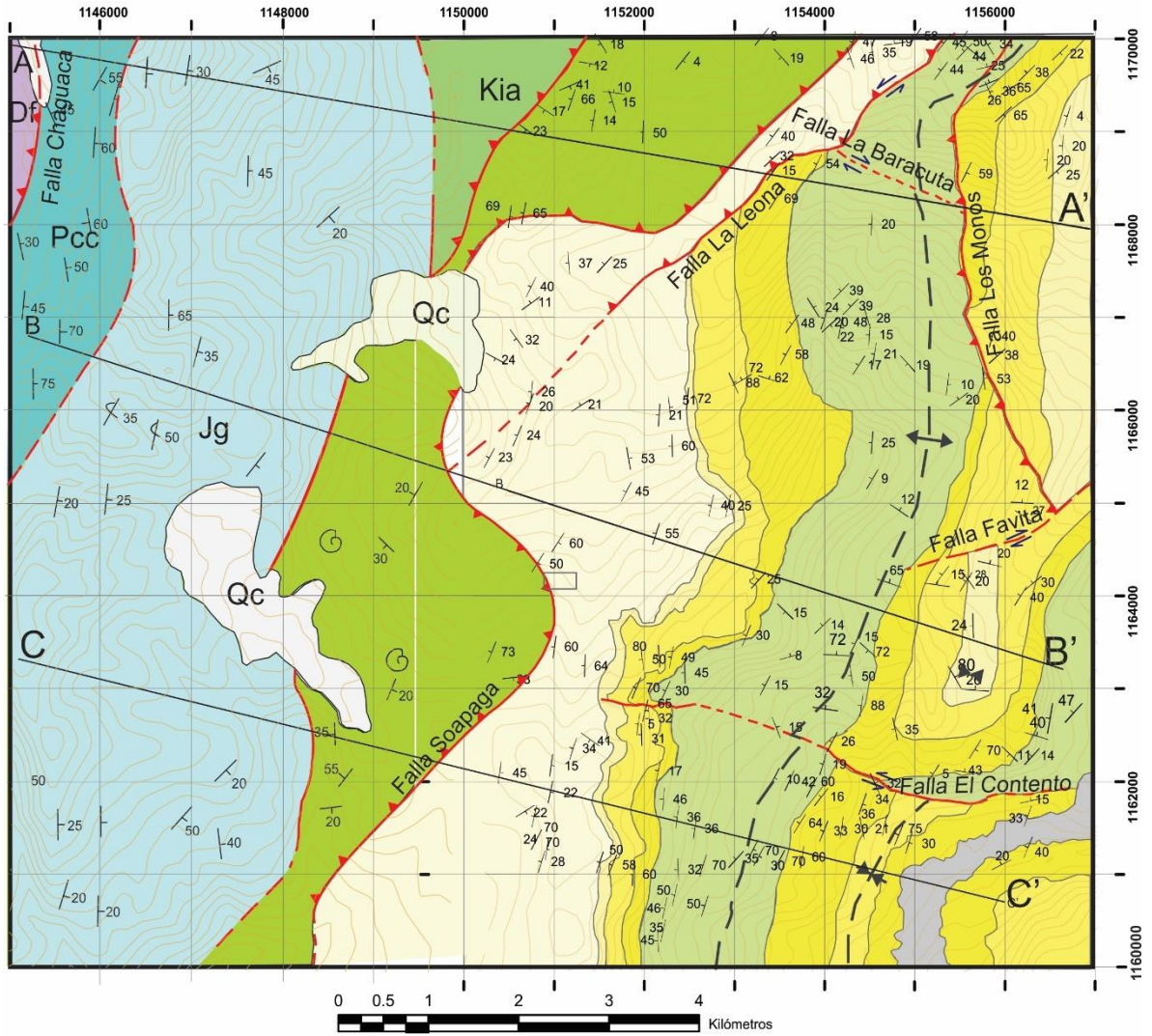


**Fuente:** Fossen (2010)

**7.3.3. ESTILO ESTRUCTURAL.** Para definir el estilo estructural de la zona se diseñaron 3 cortes geológicos a profundidad distribuidos de norte a sur en dirección NW – SE. A partir de una ampliación realizada al mapa basada en la plancha geológica 152 del INGEOMINAS (Figura 61), se divide la zona en tres dominios: norte, central y sur.

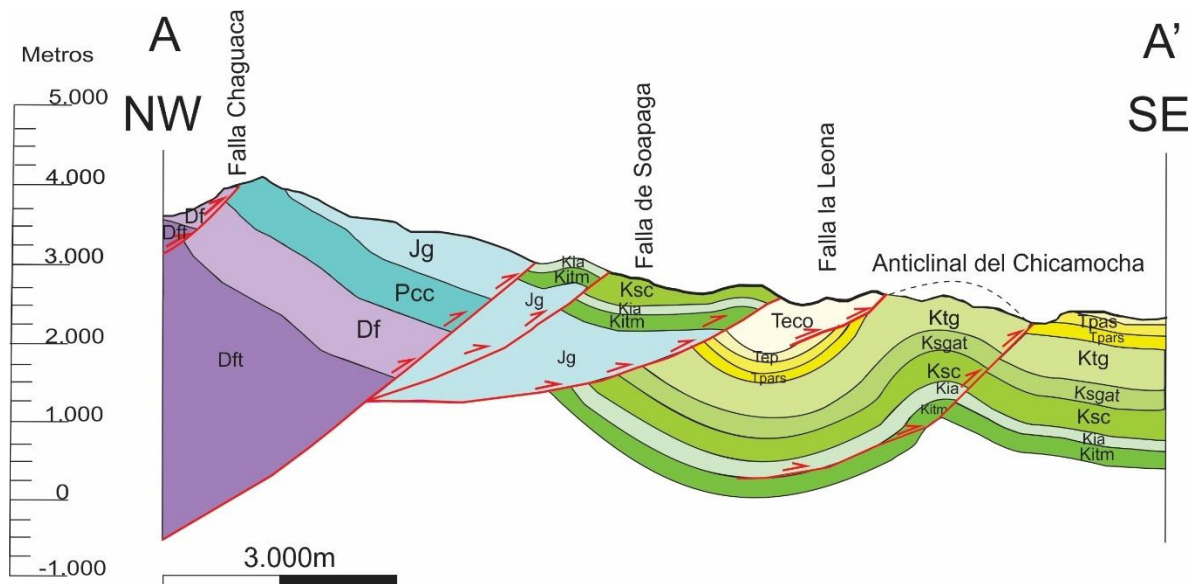
En la sección estructural A-A' se observa la falla Chaguaca, la cual es inversa con vergencia al Este que pone en contacto las rocas de la formación Floresta con la formación Cucho. El sistema de fallas de Soapaga es parte de una estructura inversa de alto ángulo y termina en dos fallas subsidiarias y sub-paralelas que alcanzan la superficie de forma aislada, afectando solo la secuencia sedimentaria independientemente del basamento cristalino infrayacente a modo de un cabalgamiento de piel delgada, representado en un abanico imbricado con vergencia Este (Figura 62).

**Figura 61.** Mapa ampliado de la zona de estudio basado en la plancha geológica 152 del INGEOMINAS. Escala 1:25.000.



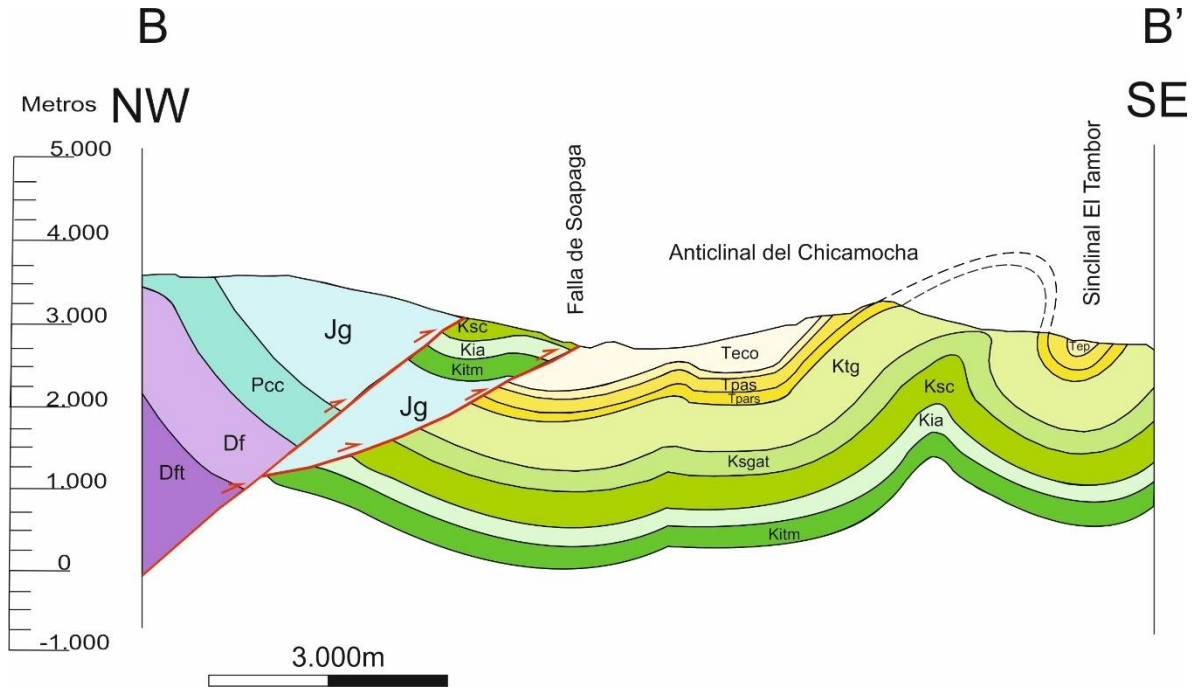
LEYENDA	
Estructuras	
	Estratificación
	Plano axial
	Anticinal
	Sinclinal
	Fallas Inversas
	Fallas Inferidas
Unidades Litoestratigráficas	
	Qal Aluvión
	Qc Coluvión, talud
	Teco Concentración
	Tep Picacho
	Tpas Socha Superior
	Tpars Socha Inferior
	Klg Guaduas
	Ksc Capacho
	Kia Aguardiente
	Jg Girón
	Pcc Cuche
	Df Floresta

**Figura 62.** Corte estructural del domino norte A-A'.



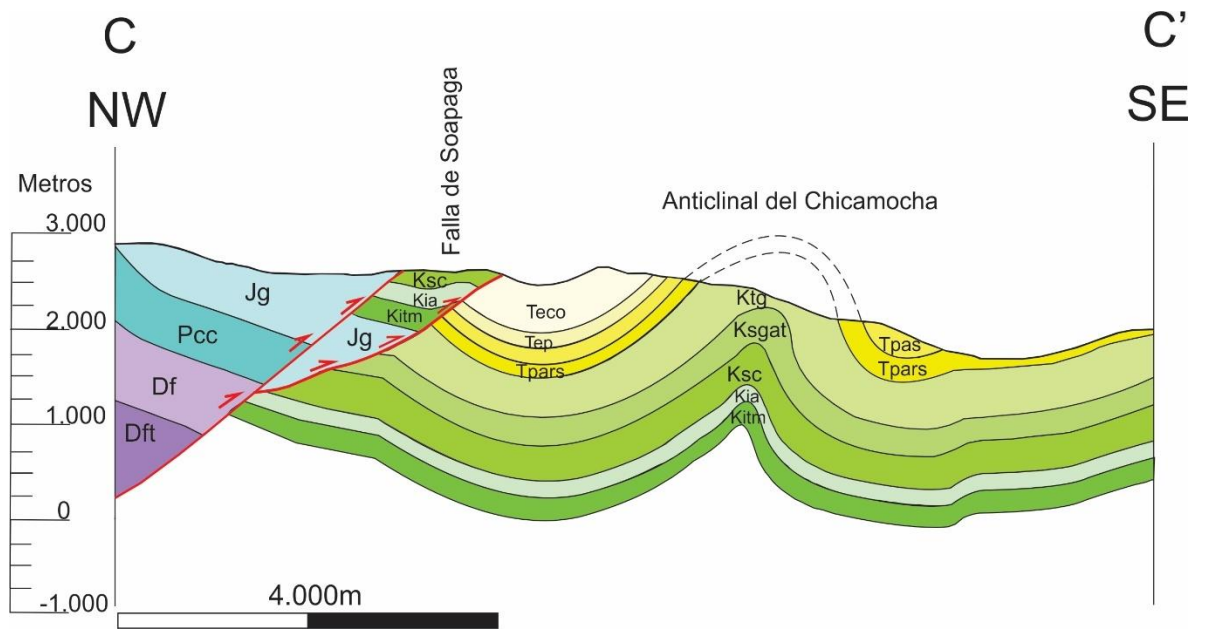
Al occidente del anticlinal del Chicamocha se aprecia la Falla La Leona que se origina por la intensa deformación durante la formación del sinclinal que comparte el flanco posterior del anticlinal del Chicamocha, por lo que parte del núcleo y pone en contacto rocas de la Formación Concentración con las de la formación Guaduas. En la parte más este del anticlinal del Chicamocha está ubicada la Falla Los Monos que afecta toda la secuencia Paleógena causando cabalgamientos de poco desplazamiento.

**Figura 63.** Corte estructural del domino central B-B'.



En conclusión, se observa un estilo estructural de cabalgamientos de piel delgada dominado por fallas con vergencia Este, las cuales generan un anticlinal regional volcado asociado a un sinclinal con el flanco invertido (Figura 63, Figura 64), probablemente relacionado con fallas de despegue en profundidad. De igual manera, hay presencia de abanicos imbricados y fallas secundarias por acomodación de pliegues del tipo fuera del sinclinal.

**Figura 64.** Corte estructural del domino sur C-C'.



## 8. DISCUSIÓN

### 8.1. Estratigrafía y su relación con los ambientes sedimentarios

La Formación Guaduas data del Maastrichtiano-Paleoceno (Pardo y Jaramillo, 2014; Sarmiento, 1992). La unidad está compuesta por una sucesión de lodos y arcillas ricos en materia orgánica intercalados con cuarzoarenitas con tamaño de grano y espesor variables, que presentan laminación cruzada, ripples y estructuras de tipo herringbone. Hay presencia de capas de carbón distribuidas en toda la unidad con diferencias en calidad y espesor, descripción que concuerda con las hechas por varios autores (Saylor et al., 2011, 2012; Ulloa et al., 2001; Bayona et al., 2008). En la base de la Formación Guaduas se identificaron niveles delgados de calizas fosilíferas hecho que no es reportado por ninguno de los autores consultados. Estas capas permiten sugerir una influencia marina somera, característica del Cretácico Superior, de los niveles transicionales deltaicos de finales del Maastrichtiano evidenciados en la Formación Guaduas. El espesor determinado es de 290 m aproximadamente lo cual es semejante a los medidos por Ulloa et al. (2001) de 392 m y 250 m para dos secciones diferentes, y Saylor et al. (2011) con un espesor medido de 400m; pero difiere a los reportados por Sarmiento (1994) con 1.100m en el Sinclinal de Checua - Lenguazaque, 800 m en el Sinclinal de Tunja, 700 m en el área de Guatavita y 450 m en el Sinclinal de Sueva.

Los cambios de espesor de la Formación Guaduas fueron atribuidos a la presencia de una discordancia de carácter erosivo en la base de la unidad arenosa que suprayace la unidad (Sarmiento., 1994) o a una subsidencia diferencial hacia el W que podría haberse reactivado en los antiguos planos de fallas normales que controlaron la depositación cretácica y se habrían entonces preservado mayores espesores de la Formación Guaduas al Oeste (Guerrero, y sarmiento ,1996);

Cooper et al (1995) considera que este adelgazamiento puede representar un onlap progresivo.

El contacto con la formación infrayacente es neto según Cooper et al (1995), igual que lo reportado en este trabajo y concordante con lo dicho por Ulloa et al. (2001). El ambiente deposicional de la formación fue interpretado como deltaico dominado por mareas con depósitos de plataforma, prodeltas y llanuras mareales que presentan abundantes pantanos y marismas, similar a lo dicho por Sarmiento (1992, 1994), hacia el tope el ambiente varía a asociaciones más fluviales de ríos meandriformes (Sarmiento., 1992 en Bayona 2012), braided y anastomosado, lo que evidencia una tendencia a la somerización (Amaya et al., 2010).

El desarrollo de estas facies es coherente a lo dicho por Villamil (1999) debido a que la depositación fue coetánea con el final de la regresión regional cretácica. El depocentro fue migrando al este, por disminución en el espacio de acomodación y se formaron facies costeras y deltaicas hacia el Maastrichtiano tardío-paleoceno temprano (Villamil 1999); los cambios en los ambientes de marino a continental se deben al eustatismo y tectonismo generado por la acreción de terrenos oceánicos.

La Formación Socha Inferior es datada del Paleoceno temprano a tardío según Pardo y Jaramillo (2014) y Paleoceno Tardío por Guerrero y Sarmiento (1996). Esta unidad se compone de facies de areniscas de grano medio a grueso, localmente conglomeráticas y lodolitas en menor cantidad, lo cual concuerda con las descripciones hechas anteriormente por varios autores (Ulloa et al., 2001; Saylor et al., 2011, 2012; Guerrero y Sarmiento, 1996).

El contacto con la infrayacente Formación Guaduas es un tema de mucho debate, ya que hay varios autores que proponen una disconformidad entre estas unidades (Villamil, 1999; Ulloa et al., 2001; Bayona et al., 2008, 2012) y otros como lo propuesto en este trabajo, que indican un contacto neto (Cooper et al., 1995; Ramírez et al., 2012; Saylor et al., 2011, 2012; Guatame y Sarmiento, 2004).

La Formación Socha Inferior se interpreta como depósitos de ríos meándricos con estructuras de barras de canal y llanuras de inundación, otros autores la asociaron como de ambientes fluviales tipo braided, por el predominio de estructuras de flujo unidireccional en las areniscas (Saylor et al., 2011), sin embargo, la presencia de material ferruginoso y la estratificación en épsilon localmente nos declina por el modelo meándrico. Ambientes deltaicos son propuestos por ANH (2006) de igual manera para esta unidad. La componente lítica propia de esta unidad (Saylor et al., 2012; Bayona et al., 2012), no está bien definida en la sección levantada en la zona, con valores del orden del 10% en líticos, pero si es marcada la ausencia de feldespatos potásicos.

La interpretación de depósitos fluviales para la Formación Socha Inferior concuerda con el modelo de desarrollo de la cuenca de Villamil (1999), donde se ubica en un evento de subsidencia del Paleoceno tardío-Eoceno temprano sobre la parte axial de la Cordillera Oriental y una progradación que se dirige hacia el este.

La formación Socha superior tiene una edad Paleoceno superior (Guerrero y Sarmiento, 1996; Pardo, 2004), o Eoceno inferior (Saylor et al., 2011). La unidad está compuesta por espesos depósitos de lodolitas y arcillolitas oscuras bioturbadas, intercaladas con areniscas de grano fino, láminas de carbón de baja calidad y nódulos de hierro ocasionales; hacia el tope las areniscas presentan diaclasas rellenas de limolitas rojizas. Descripción que se ajusta a las realizadas anteriormente por (Ulloa et al., 2001; Bayona 2008; Saylor et al., 2011,2012). El espesor aproximado es de 190 m, concordante con los reportados por Saylor et al. (2011,2012). La unidad suprayace concordantemente a la formación Socha inferior (Ulloa et al., 2001; Bayona, 2008), aunque Alvarado y Sarmiento (1944) consideran que el contacto puede ser discordante.

El ambiente de depósito corresponde a ríos anastomosados o de alta sinuosidad y sus respectivos depósitos de desbordamiento, canales abandonados y llanuras

de inundación coincidiendo con lo dicho por Pardo & Roche (2009) y Saylor et al. (2011), pero discrepando a lo mencionado por Cooper et al., (1995) y Ulloa et al., (2001) quienes proponen un ambiente de depósito típico de facies costeras; lo cual es respaldado por la continuidad de la transgresión hacia el Eoceno temprano que permitió el incremento en el espacio de acomodación con facies costeras y fluviales hasta llegar a la máxima superficie de inundación (Villamil, 1999).

La edad palinológica de la Formación Picacho la ubica en el Eoceno medio (Pardo y Jaramillo, 2014). Se conforma de areniscas de grano medio a grueso, conglomeráticas intercaladas con capas de conglomerados cuarzosos bien redondeados, siendo una de las unidades que menos cambia en las descripciones realizadas por distintos autores (Saylor et al., 2011; Ulloa et al., 2001; Bayona et al., 2012), sin embargo, todos mencionan la presencia de niveles de lodolitas los cuales no son claros en la zona. El contacto con la Formación Socha Superior fue neto en la zona de estudio como lo indica también Villamil (1999) y Ramírez et al. (2012), mientras que otros autores menciona una disconformidad entre estas dos unidades (Saylor et al., 2011, 2012; Bayona et al., 2012); el contacto con la Formación Concentración no es claro, aunque se presume que es transicional (Saylor et al., 2011, 2012). Villamil (1999) y Cooper et al. (1995) mencionan que este contacto es discordante.

Depósitos de ríos tipo braided someros dominados por gravas corresponden con las asociaciones de facies descrita para la Formación Picacho, siendo concordante con lo mencionado por la mayoría de autores, ubicándolo en ambientes fluviales de ríos trenzados (Saylor et al., 2011, 2012; Pardo y Jaramillo, 2014; Cooper et al., 1995; Bayona et al., 2008). La posibilidad de depósitos de abanicos aluviales asociados a un fuerte levantamiento del bloque colgante de la Falla de Soapaga, no es viable por la disposición granodecreciente, la ausencia de gradaciones normales y redondez en los clastos permite inclinarse más por el modelo fluvial. Además, diversos autores (Toro, 1990; Saylor et al., 2012; Mora et al., 2010) mencionan una

edad de exhumación del Macizo de Floresta por trazas de fisión de apatitos (AFTA) para el Oligoceno Temprano, lo que permite indicar que el relieve no era tan abruptamente positivo para el desarrollo de abanicos aluviales.

La amplia composición cuarzosa de esta unidad es coherente con lo mencionado por Saylor et al. (2011) y Bande et al. (2012), quienes mencionan una marcada ausencia de feldespatos potásicos, la cual la relaciona a una fuente cratónica predominante. El modelo de la cuenca desarrollado por Villamil (1999) concuerda con la interpretación ambiental presentada, al definir pulsos de la orogenia pre-Andina evidenciada en una disconformidad regional para esta edad, asociada a una disminución regional del espacio de acomodación y ausencia de un depocentro en la zona axial de la Cordillera Oriental.

La Formación Concentración presenta una edad Eoceno tardío- Oligoceno inferior (Pardo y Jaramillo, 2014). Principalmente se presenta facies de lodolitas y limolitas laminadas con intercalaciones de cuarzoarenitas de poco espesor, avalando las descripciones realizadas por diversas referencias bibliográficas (Saylor et al., 2011, 2012; Ulloa et al., 2001; ANH, 2006; Bayona et al., 2008, 2012). Un nivel de hierro oolítico es característico en la base de la unidad, reportado de igual manera por Ulloa et al. (2001), Saylor et al. (2011), Pardo y Jaramillo (2014) y Bayona et al. (2012), donde el espesor varía de varios centímetros a decenas de metros por el área de Paz de Río. Villamil (1999) indica que el hierro oolítico de esta unidad está asociado a un mar epicontinental somero. Saylor et al. (2012) y Ulloa et al. (2001) mencionan la presencia de facies conglomeráticas para la Formación Concentración, las cuales no son evidentes en el área de estudio. El contacto con rocas más jóvenes es ausente en la zona, ni tan poco ha sido reportada en la bibliografía, sin embargo, la secuencia se ve interrumpida por la influencia de la falla de Soapaga, que pone en contacto la Formación Concentración con rocas sedimentarias y metasedimentarias del Cretácico y Jurásico a través de contactos

fallados (Saylor et al., 2011, 2012; Mojica y Villarreal, 1984; Toro et al., 2004; Toro, 1990).

La Formación Concentración fue asociada a ambientes estuarinos dominados por mareas, con múltiples llanuras mareales y depósitos de influencia deltaica, interpretaciones complementadas por los modelos de Saylor et al. (2011), Ramírez et al. (2012) y Bayona et al. (2008). Pardo y Jaramillo (2014) menciona una deposición en ambientes de barras litorales en mares interiores, sin embargo, no descarta influencia deltaica. Los amplios espesores de las facies lodosas enmarcados en una configuración granocreciente, estructuras de restos de plantas, esporádicas capas de carbón y estructuras sedimentarias unidireccionales permiten ratificar ambientes transicionales deltaicos o estuarinos. El aumento en el contenido de feldespato potásico en la Formación Concentración, con respecto a las unidades más antiguas, marca un aporte de bloques levantados y zonas de baja subsidencia (Bayona et al., 2008; Saylor et al., 2011).

Una edad de enfriamiento para el Macizo de Floresta es de  $36.1 \pm 3.7$  Ma (Eoceno tardío) (Toro, 1990). Esto indica que en la deposición de la Formación Concentración ya existía un paleorrelieve positivo asociado a este levantamiento, sin embargo, se podría pensar que las facies lodosas predominantes de esta unidad no favorecen a algún ambiente de depósito más asociado con este tipo de pendientes, sin embargo, Toro et al. (2004) menciona que la presencia de facies conglomeráticas y aporte de material Cretácico evidencia episodios de erosión profunda en el bloque colgante de la falla de Soapaga, coincidiendo con lo dicho por Mora et al. (2010) quien indica unas altas tasas de sedimentación para esta unidad como resultado de la actividad de las fallas de Soapaga y Boyacá.

No obstante, la sedimentación de la Formación Concentración encontrada en la zona no evidencia un gran aporte de material calcáreo ni de sedimentos de grano grueso, producto de una erosión del Macizo de Floresta. De esta manera, Saylor et

al. (2012), por su parte expone durante el Oligoceno la falla de Soapaga fue disminuyendo su actividad desde el inicio de la exhumación del macizo en el Eoceno, generando una zona tectónicamente estable que favoreció la deposición de sedimentos de grano fino (Toro et al., 2004). Basado en los resultados de este trabajo, el aporte de material fino puede estar asociado a altas tasas de sedimentación estuarina favorecidas por una leve retrogradación del nivel del mar.

Villamil (1999) menciona una etapa de subsidencia de la cuenca en el Eoceno tardío y Oligoceno temprano, acompañada de un incremento en el espacio de acomodación formando un onlap progresivo. El cual terminó favoreciendo la deposición de sedimentos marinos marginales, estuarinos y fluviales, siendo coherente con el modelo de depósito de la formación (Villamil, 1999). Además, la Formación Concentración representó el depocentro de la deposición del Eoceno en la parte axial de la Cordillera Oriental (Villamil, 1999).

## **8.2. Estilo estructural del bloque yacente de la Falla de Soapaga**

En la zona axial de la Cordillera Oriental, las fallas inversas que involucran basamento, se caracterizan por una segmentación longitudinal de decenas de kilómetros y son interpretadas como fallas normales reactivadas por las variaciones contrastantes de espesores estratigráficos de las sucesiones Paleozoicas-Mesozoicas entre bloques estructurales (Bayona et al., 2008; Kammer, 2006). No obstante, Acosta (2002) sugiere que las transiciones de fallamiento de rumbo en el norte de estas fallas como la de Bucaramanga, a movimientos inversos al sur (Soapaga-Boyacá) implican que tienen un significativo componente de rumbo que ha sido acomodado en los cabalgamientos de la Cordillera Oriental.

Las expresiones estructurales de estas fallas en la zona axial de la Cordillera Oriental, se manifiestan por la presencia de cinturones plegados Mesozoicos,

suprayacidos por depósitos del Paleoceno al Oligoceno preservados en estructuras sinclinales (Ramírez et al., 2012; Kammer, 2006; Bayona et al., 2012). Esto se evidencia en el área de trabajo, en el bloque yacente de la Falla de Soapaga quien se compone de rocas sedimentarias del Paleógeno que se encuentran basculadas respecto al bloque colgante en forma de terminación en sinclinal.

En este estudio, la Falla de Soapaga se muestra como una estructura de cabalgamiento que varía su inclinación de 30 a 45 grados a lo largo del rumbo SW-NE. Además, acumula un desplazamiento de alrededor de los 3 km hacia la parte más norte de la zona. Esto concuerda con lo mencionado por Saylor et al. (2012), quien menciona un rumbo de  $240^\circ$  y ángulos de buzamiento menores a  $40^\circ$ , sin embargo, menciona longitudes de desplazamiento de 4.5 km y una estructura detachment subhorizontal a 3-4 km de profundidad.

Rodríguez (2009), Kammer (2006) y Toro et al. (2004) mencionan que la Falla de Soapaga presenta un alto buzamiento hacia la zona de Paz de Rio, por análisis gravimétricos y magnéticos. Esto permite inferir que su buzamiento no es constante durante todo su trazo, al igual que su expresión topográfica como lo indica Velandia (2005), lo cual fue corroborada en el trazo sinuoso cartografiado de la falla, que sugiere bajos ángulos en su superficie para esta zona.

Para modelar la expresión en profundidad de la Falla de Soapaga, se usó lo dicho por Taboada et al. (2000) y Acosta (2002), quienes mencionan que estas fallas como la de Soapaga y Boyacá, en algunos sectores se expresan como cabalgamientos, pero están relacionadas regionalmente con estructuras de alto ángulo en profundidad.

Las fallas transversales con desplazamientos dextrales y sinestrales cartografiadas presentan rumbos principalmente E-W y SEE-NWW, y en ocasiones cortan las estructuras longitudinales mayores, expresando un último evento de transcurrancia sobrepuesto al acortamiento. Este tipo de lineamientos transversales son

mencionados por Velandia (2005) con la misma dirección, y los incluye en eventos posteriores de transcurrencia asociados a la Falla de Soapaga, los cuales son comunes a lo largo del eje de la Cordillera Oriental, atribuyéndoles un movimiento de rumbo sinestral.

## 9. CONCLUSIONES

La Formación Guaduas en la zona se compone principalmente de lodolitas carbonosas y capas de areniscas de grano medio a fino hacia el tope, con estratificación cruzada y ripples; además, presenta niveles de calizas fosilíferas en la base de la formación siendo algo no reportado en estudios previos. Esto permite indicar una influencia marina somera para la misma al inicio de su depositación.

La Formación Socha Inferior está conformada por una secuencia de areniscas lenticulares de grano medio con abundantes estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y ripples, niveles de lodolitas escasos, aunque localmente gruesos. La Formación Socha Superior está constituida de estratos espesos de lodolitas y arcillolitas con laminación plano paralela, bioturbación; esporádicas capas de carbón y areniscas de grano fino a medio. Estas unidades evidencian un ambiente fluvial que evoluciona de meandriforme a anastomosado.

La Formación Picacho consta de areniscas conglomeráticas y conglomerados, con geometría lenticular y clastos bien redondeados de composición cuarzosa principalmente; esto sugiere un ambiente fluvial del tipo braided; descartando la posibilidad de ambientes tipo abanico aluvial ya que presenta una disposición granodecreciente y sin gradaciones normales.

La Formación Concentración se compone principalmente de lodolitas y limolitas laminadas intercaladas con cuarzoarenitas de grano fino a medio; un nivel grueso de hierro oolítico se presenta en la base de la unidad siendo un marcador estratigráfico importante. Esta unidad se asocia a un ambiente estuarino y llanuras mareales.

El análisis de las asociaciones faciales nos permite ratificar que la deposición de la secuencia Paleógena estuvo condicionada inicialmente por una tendencia a la somerización de la cuenca desde facies marinas hasta tener una sedimentación

continental dominada por ambientes fluviales en el Eoceno medio. Donde posteriormente para el Eoceno tardío- Oligoceno inferior la cuenca entró en un periodo de subsidencia que favoreció la deposición de grandes bancos de sedimentos finos asociados a ambientes estuarinos que junto con los niveles de hierro oolítico encontrados sugieren la presencia de un mar epicontinental o una transgresión leve.

La transición de la sedimentación de tipo marino a continental en el bloque yacente de la falla Soapaga ocurrió en el Maastrichtiano-Paleoceno y se evidencia en la formación Guaduas donde hacia la base se presentan facies típicas de ambientes marinos someros, sustentadas en la presencia de calizas fosilíferas y areniscas calcáreas, que varían hacia el tope a asociaciones de facies que reflejan llanuras mareales con pantanos, marismas y ocasionalmente paleosuelos; para finalmente mostrar una influencia de tipo fluvial dominada por ríos meandriformes.

La zona de trabajo expone estructuras principalmente en tres direcciones: con tendencia N-S, que representan fallas longitudinales sinuosas paralelas al eje del anticlinal del Chicamocha; fallas transversales con tendencia NW-SE y NNE-SWW que actúan como rampas laterales; las cuales condicionan la terminación de pliegues y cambios en la actitud de las capas reflejados en los datos estructurales y la cartografía.

El bloque yacente de la falla Soapaga está afectado por sistemas de cabalgamientos de piel delgada con vergencia al Este, los cuales se expresan en forma de abanicos imbricados y fallas secundarias producidas por acomodación de pliegues con cinemática inversa que ponen en contacto rocas jóvenes sobre rocas más antiguas al este del área; a su vez este estilo estructural controla el desarrollo y la evolución de las geformas y pliegues en la zona.

## BIBLIOGRAFIA

ACOSTA, J.; Lonergan, L.; Coward, M. P. Oblique transpression in the western thrust front of the Colombian Eastern Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 2004, vol. 17, no 3, p. 181-194.

ANH. Cartografía geológica Cuenca Cordillera Oriental – Sector Soapaga. Informe final Area Soapaga. Geoestudios Ltda. Bogotá, 2006.

ARCHE, Alfredo. *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editorial CSIC-CSIC Press, 2010.

BANDE, Alejandro, Horton, B. K., Ramírez, J. C., Mora, A., Parra, M., & Stockli, D. F. Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 2012, vol. 124, no 1-2, p. 59-76.

BAYONA, German, Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J. and Reyes-Harker, A. An integrated analysis of an orogen–sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 2008, vol. 120, no 9-10, p. 1171-1197.

BAYONA, German, Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., and Valencia, V. Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean–South American convergence in early Palaeogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, 2013, vol. 377, no 1, p. 285-314.

BOGGS, Sam. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River NJ: Prentice Hall, 1995.

BOYER, Steven E. and ELLIOTT, David. Thrust systems. *AAPG Bulletin*, 1982, vol. 66, no 9, p. 1196-1230.

BUTLER, Robert WH. The terminology of structures in thrust belts. *Journal of structural geology*, 1982, vol. 4, no 3, p. 239-245.

COOPER, M. A., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. and Taborda, A. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG bulletin*, 1995, vol. 79, no 10, p. 1421-1442.

CORREDOR, Freddy. Eastward extent of the Late Eocene–Early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the Eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 2003, vol. 16, no 6, p. 445-457.

CORTÉS, Martín; Angelier, J; Colletta, B. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 2005, vol. 24, no 1.

DALRYMPLE, Robert W. and CHOI, Kyungsik. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 2007, vol. 81, no 3, p. 135-174.

DENGO, Carlos A.; COVEY, Michael C. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin*, 1993, vol. 77, no 8, p. 1315-1337.

DUDZIK, Monika. Structural Geology. Universidad de Puerto Rico, Escuela de Geología. 2016. Consultado el 27 de enero del 2016, en <http://www.geology.uprm.edu.co/>.

FOSSEN, Haakon. *Structural geology*. Cambridge University Press, 2010.

GALLOWAY, William E. Depositional architecture of Cenozoic Gulf coastal plain fluvial systems. 1981.

HORTON, B. K.; Hampton, B. A.; Waanders, G. L. Paleogene synorogenic sedimentation in the Altiplano plateau and implications for initial mountain building in the central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 2001, vol. 113, no 11, p. 1387-1400.

HORTON, Brian K., Saylor, J., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes, A. and Stockli, D. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 2010, vol. 122, no 9-10, p. 1423-1442.

HOSSACK, J. R. A cross-section through the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. *Journal of Structural Geology*, 1983, vol. 5, no 2, p. 103-111.

KAMMER, Andreas. Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana-An International Journal on Geosciences*; Vol. 21 (1996); 65-80 *Geología Colombiana*; Vol. 21 (1996); 65-80 2357-3767 0072-0992, 1996.

KAMMER, Andreas; SÁNCHEZ, Javier. Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 2006, vol. 21, no 4, p. 412-422.

KIMBERLEY, M. M. The Paz de Rio oolitic inland-sea iron formation. *Economic Geology*, 1980, vol. 75, no 1, p. 97-106.

LIU, Shao-Feng, Nummedal, D., Yin, P., and Luo, H. Linkage of Sevier thrusting episodes and Late Cretaceous foreland basin megasequences across southern Wyoming (USA). *Basin Research*, 2005, vol. 17, no 4, p. 487-506.

MASAKE, B. Anastomosing Rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Sci. Rev.*, 53, 149-196. 2001.

MCCOURT, W. J.; Aspden, J. A.; Brook, M. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 1984, vol. 141, no 5, p. 831-845.

MIALL, Andrew D. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. 1977.

MIALL, Andrew D. *The geology of fluvial deposits*. Berlín: Springer Verlag, 1996.

MITRA, Shankar. Fold-accommodation faults. *AAPG bulletin*, 2002, vol. 86, no 4, p. 671-694.

MOJICA, Jairo; VILLARREAL, A. Contribución al conocimiento de las unidades Paleozoicas del area de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; Departamento de

Boyacá) y en especial al de la Formación Cuche. *Geología Colombiana-An International Journal on Geosciences; Vol. 13 (1984); 55-79 Geología Colombiana; Vol. 13 (1984); 55-79 2357-3767 0072-0992, 1984.*

MORA, Andrés, Horton, B. K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R. A., Parra, M., and Stockli, D. F. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG bulletin*, 2010, vol. 94, no 10, p. 1543-1580.

MORENO, Christopher J., Horton, B., Caballero, V., Mora, A., Parra, M. and Sierra, J. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 2011, vol. 32, no 3, p. 246-263.

NICHOLS, Gary. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons, 2009.

OOMKENS, E. Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnbouw* 46, 265-278. 1967.

PARDO, Andres, & Jaramillo, Carlos. Palinología y paleoambientes de los depósitos Paleógenos del sector central de la Cordillera Oriental Colombiana: 35 Millones de años de historia de la vegetación neotropical. *Col. Div. Biótica XI. Universidad Nacional de Colombia, 2014.*

PETTIJOHN, Francis John. Sedimentary rocks. 1957.

POHN, Howard A. Lateral ramps in the folded Appalachians and in overthrust belts worldwide: a fundamental element of thrust-belt architecture. US Dept. of the Interior, US Geological Survey, 2000.

RAMIREZ, Juan Carlos, Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., and Casallas, W. The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2012, vol. 39, p. 112-137.

REINECK, H. E and SINGH, I. B. Depositional sedimentary environments. 1975.

RESTREPO-PACE, P. A. Petrotectonic characterization of the central Andean terrane, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1992, vol. 5, no 1, p. 97-116.

RODRÍGUEZ, Diana Marcela; Hernández, Orlando; Kammer, Andreas. Modelo estructural de la falla de Soapaga a partir de correlacion espectral de anomalías gravimétricas y magnéticas en la Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología*, 2009, vol. 31, no 2, p. 35-50.

SARMIENTO, L. F.; Van Wess, J. D.; Cloetingh, S. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 2006, vol. 21, no 4, p. 383-411.

SAYLOR, Joel E., Horton, B., Nie, J., Corredor, J. and Mora, A. Evaluating foreland basin partitioning in the northern Andes using Cenozoic fill of the Floresta basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Basin Research*, 2011, vol. 23, no 4, p. 377-402.

SAYLOR, Joel E., Horton, B., Stockli, D., Mora, A. and Corredor, J. Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 2012, vol. 39, p. 202-215.

STOW, Dorrik AV. *Sedimentary rocks in the field: A color Guide*. Gulf Professional Publishing, 2005.

TASSINARI, C.G; MACAMBIRA, JB. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 1999, vol. 22, no 3, p. 174-182.

TAYLOR, Stephen. *Structural Geology*. Western Oregon University. 2015. Consultado el 22 de Febrero de 2016, en <https://www.wou.edu/las/physci/taylor/>.

TESÓN, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., and Valencia, V. Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. *Geological Society, London, Special Publications*, 2013, vol. 377, no 1, p. 257-283.

TORO, Jaime. The termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia. 1990. M.Sc. thesis. University of Arizona; 60 p.

TORO, Jaime, Roure, F., Bordas Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S. and Sassi, W. Thermal and kinematic evolution of the Eastern Cordillera fold and thrust belt, Colombia. 2004. AAPG Hedberg Series, no 1; 79– 115.

ULLOA, C., Guerra, A., Escovar R. Memoria Geologica Plancha 172 - Paz de Río. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá, 2001.

VARGAS, Rodrigo., Arias, Alfonso., Jaramillo, L. y Tellez, Noel. Geología del Cuadrángulo I-13 Malaga. INGEOMINAS, Bogotá, 1981, vol 24, No 3, pp 1-76.

VELANDIA, F. Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá, a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 2005, vol. 27, no 44.

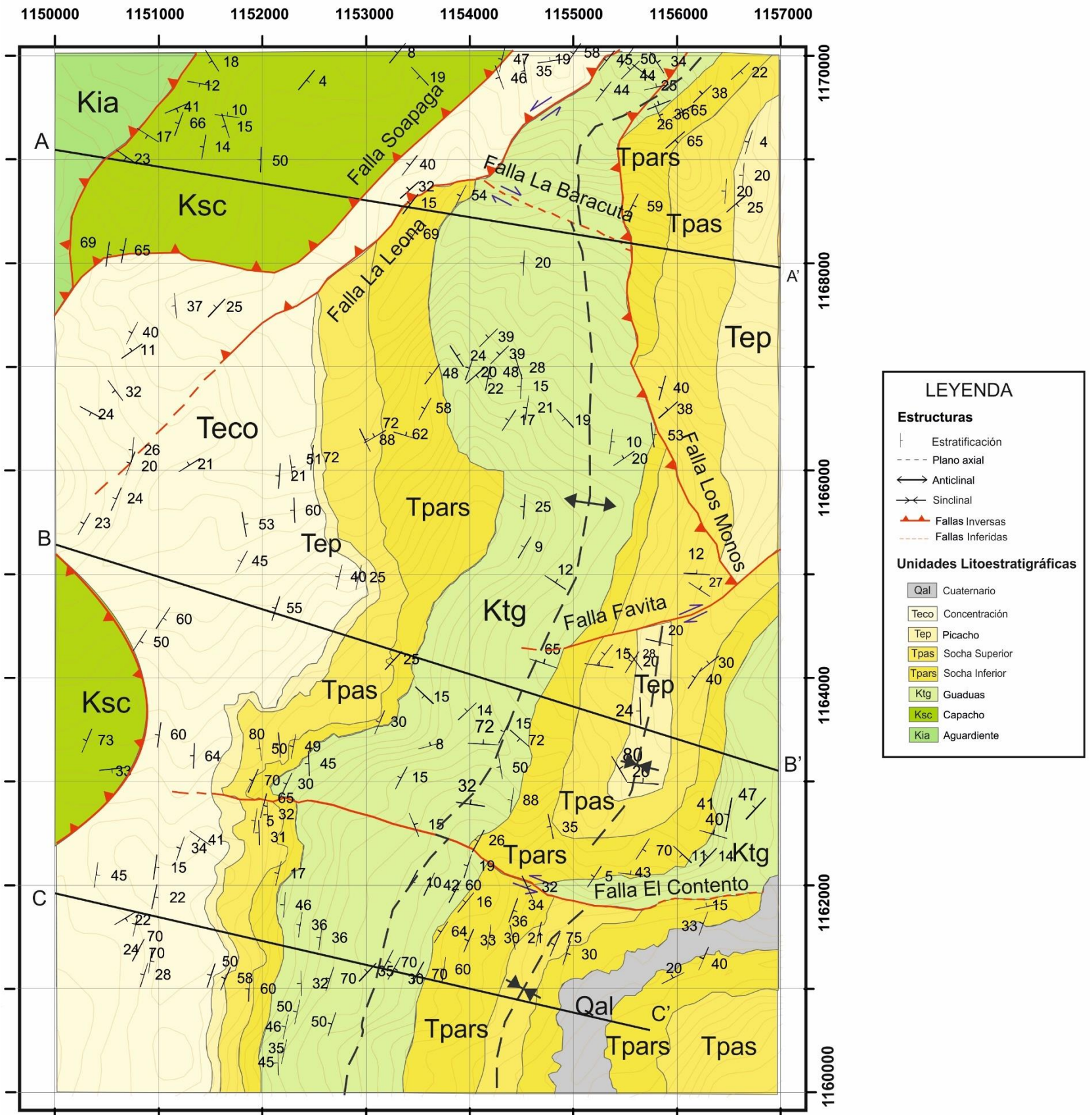
VILLAGÓMEZ, Diego, Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., & Beltrán, A. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 2011, vol. 125, no 3, p. 875-896.

VILLAMIL, Tomas. Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, vol. 153, no 1, p. 239-275.

WALKER, R. G. Facies models revisited: Introduction. *SPECIAL PUBLICATION-SEPM*, 2006, vol. 84, p. 1.

ANEXO 1.

MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:25.000



Sistemas de Coordenadas: Colombia Bogotá Zone  
 Proyección: Transversa de Mercator  
 Falso Este: 1.000.000  
 Falso Norte: 1.000.000  
 Meridiano Central: -74.0775  
 Factor de Escala: 1  
 Origen de Latitud: 4.5962

Autores:  
 Alvaro Alejandro Villar Cepeda  
 Helmer Fernando Alarcon Olave

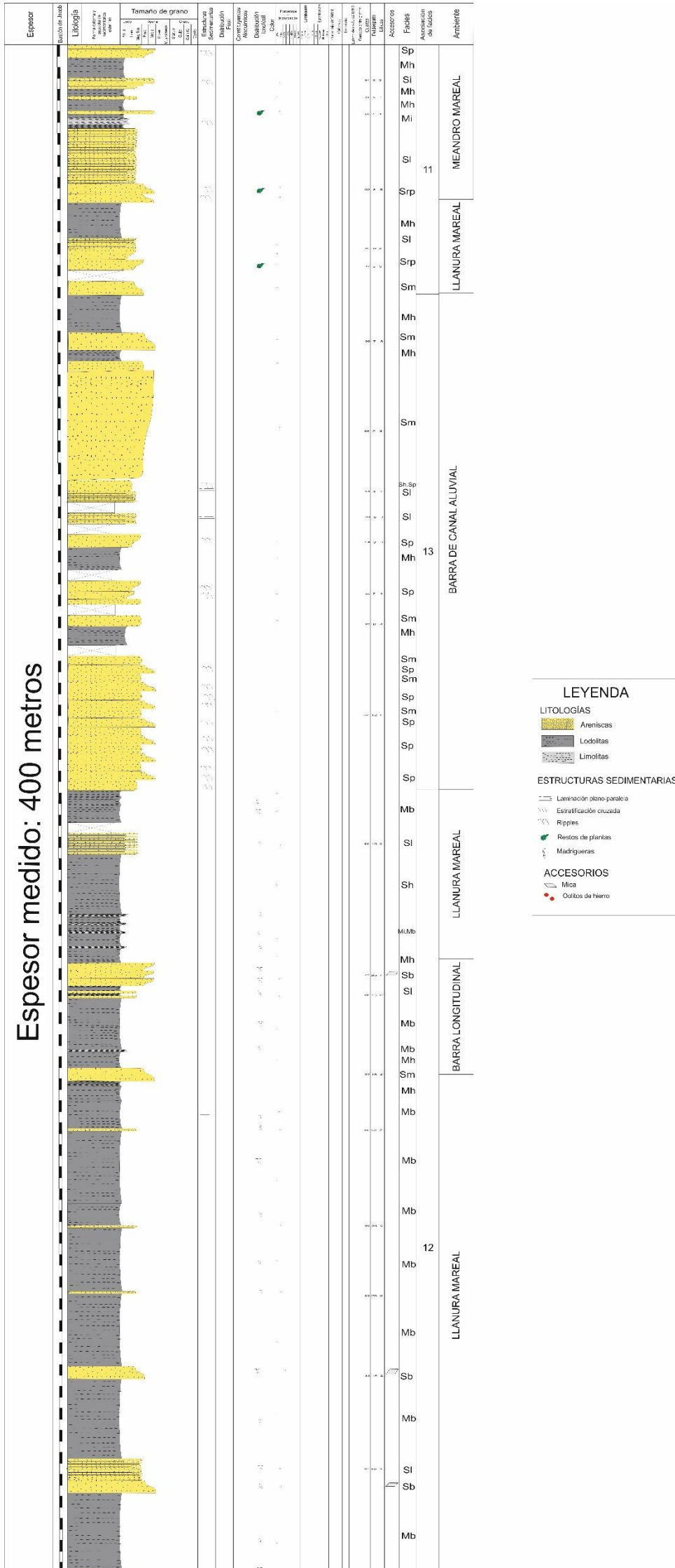






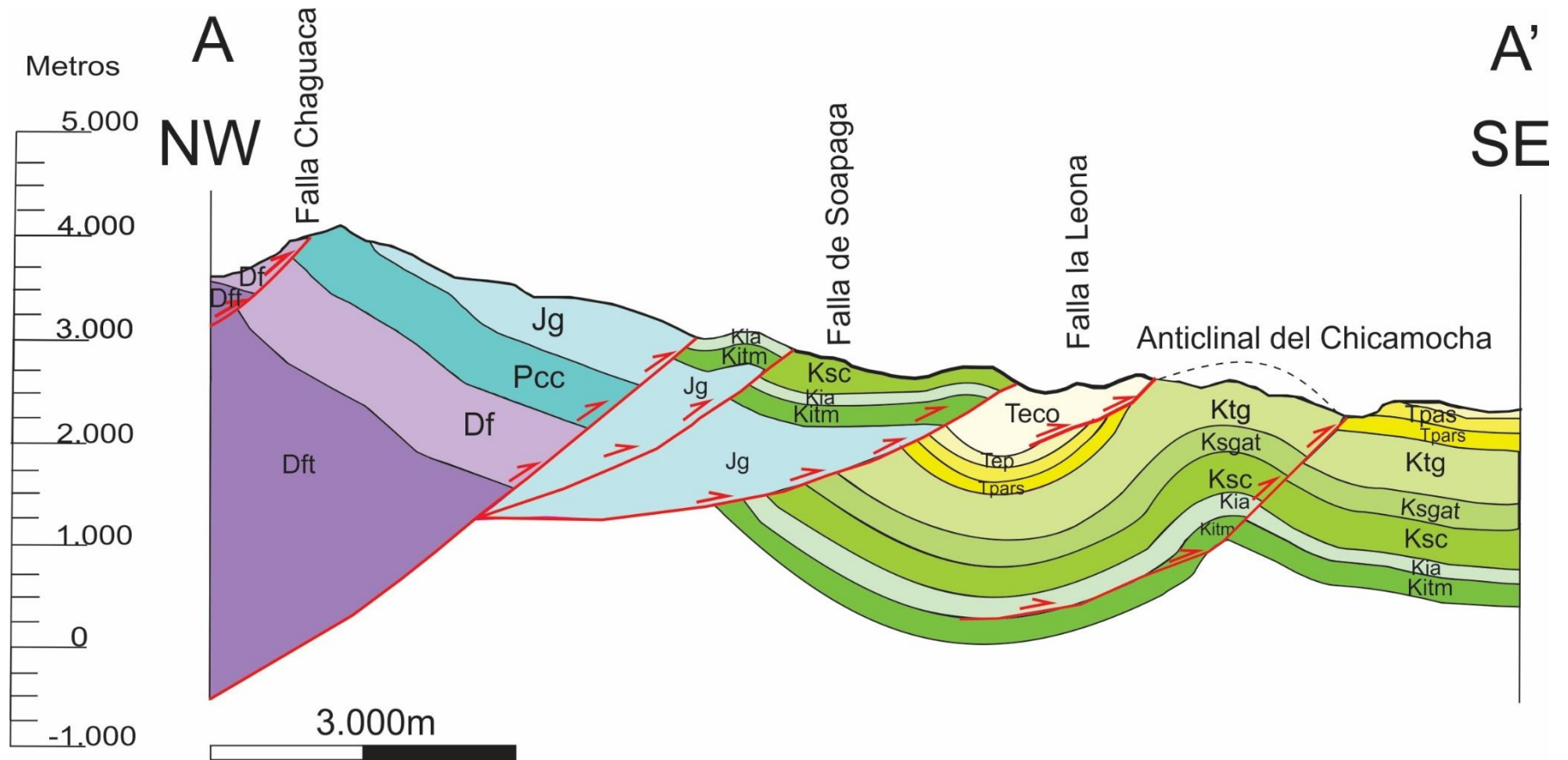


## Anexo 6. Columna estratigráfica Formación Concentración (1).

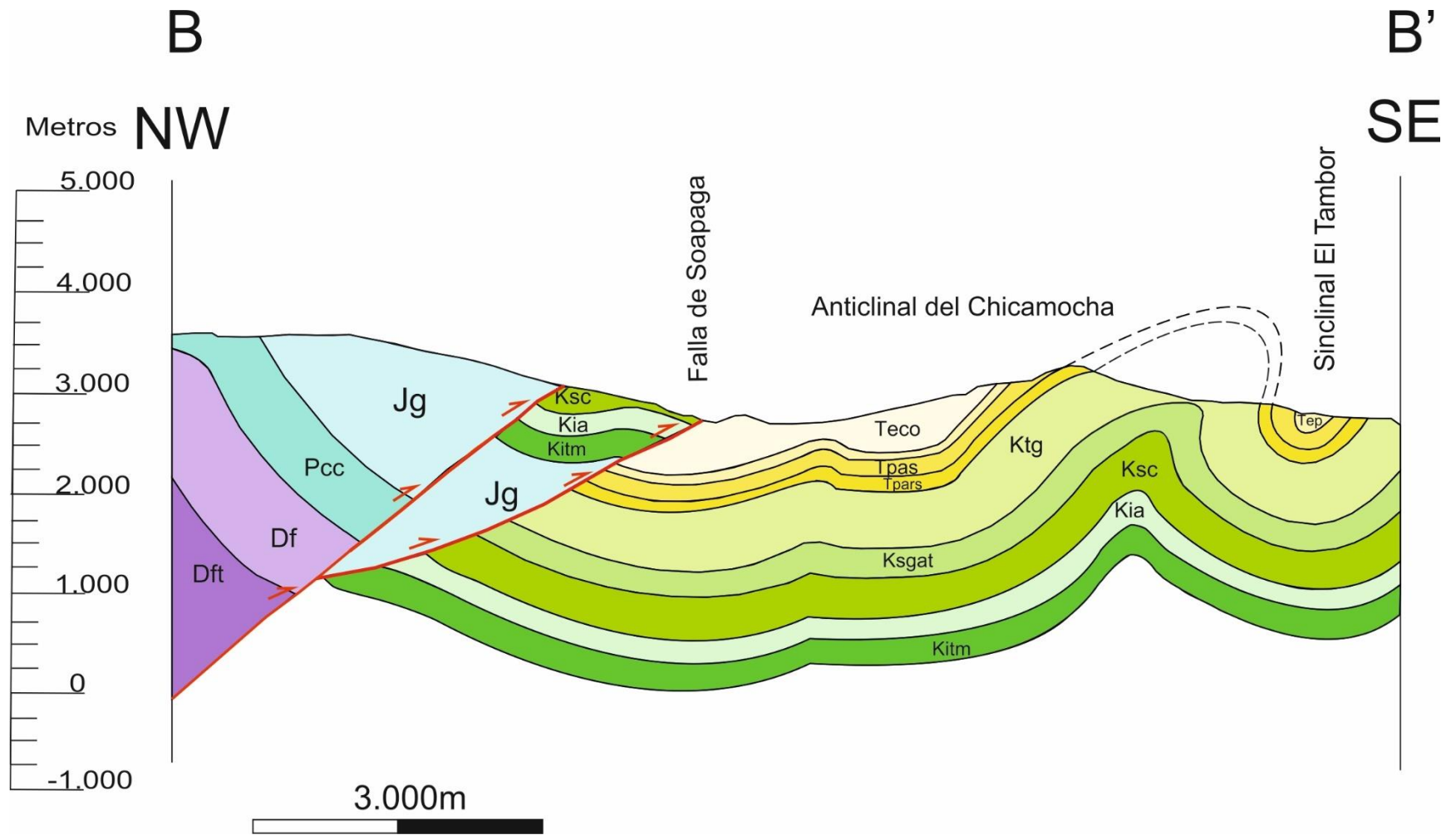




ANEXO 7. Corte geológico A-A'.



ANEXO 8. Corte geológico B-B'.



ANEXO 9. Corte geológico C-C'.

