

# INDICADORES SEDIMENTOLÓGICOS DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DURANTE EL MIOCENO EN EL SINCLINAL DE NUNCHÍA, PIEDEMONTES DE LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA

Juan Carlos Ramirez Arias<sup>1</sup>, Andrés Mora<sup>2</sup>, Mauricio Parra<sup>3</sup>

## RESUMEN

El área de estudio corresponde al Sinclinal de Nunchía, el cual se encuentra ubicado en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia. Esta estructura se encuentra limitada por la Falla de Yopal al este y la Falla de Guaicaramo al oeste. En este sinclinal se encuentran expuestos sedimentos de edad Mioceno principalmente, que pertenecen a las Formaciones Carbonera (C1-C5), León y Guayabo. Se realizaron análisis sedimentológicos especialmente en la Formación Guayabo, con el fin de determinar la influencia tectónica durante su depositación. El análisis petrográfico de las areniscas indica la presencia de componentes asociados a las Formaciones del Cretácico Superior – Paleoceno de la Cordillera Oriental. La medición de paleocorrientes muestra una orientación preferencial hacia el SE, durante la depositación de la mayoría de las Formaciones estudiadas; con una inversión en la dirección del flujo hacia el W-NW durante la depositación de la parte Media de la Formación Guayabo preservada en el Sinclinal de Nunchía. Los datos recolectados permiten establecer una evolución estructural en el Sinclinal de Nunchía que fue activa durante la mayor parte del Mioceno. Esta evolución ocurrió al parecer de manera continua, aunque la fragmentación del registro geológico muestra periodos concretos de mayor actividad tectónica.

**Palabras Clave:** Sinclinal de Nunchía, evolución tectono-sedimentaria, Piedemonte Cordillera Oriental, paleocorrientes, proveniencia.

## SEDIMENTOLOGIC INDICATORS OF THE MIOCENE TECTONIC EVOLUTION IN THE NUNCHIA SYNCLINE

### ABSTRACT

The study area corresponds to the Nunchia Syncline, which is located in the Eastern Foothills of the Eastern Cordillera of Colombia. This structure is bounded by the Yopal Thrust to the east, and Guaicaramo Thrust to the west. This syncline has mostly outcrops of Miocene units, which belong to the Carbonera (C1-C5), Leon and Guayabo Formations. Here we use sedimentologic data, especially in the Guayabo Formation, in order to determine the influence of active tectonics during its deposition. Petrographic analyses of sandstones indicate the presence of components associated with Upper Cretaceous – Paleocene Formations in the Eastern Cordillera. Paleocurrent orientation shows a preferential trend towards the SE during the deposition of most of the studied formations, with a reversal in flow direction towards the W-NW during the deposition of the Middle Guayabo Formation preserved in the Nunchia syncline. The collected data allows establishing a structural evolution in the Nunchia Syncline which was therefore active during most of the Miocene. This evolution appears to be continuous, although fragmentation of the geological record shows more specific periods of tectonic activity.

**Keywords:** Nunchia Syncline, tectono-sedimentary evolution, Eastern Cordillera Foothills, paleocurrents, provenance.

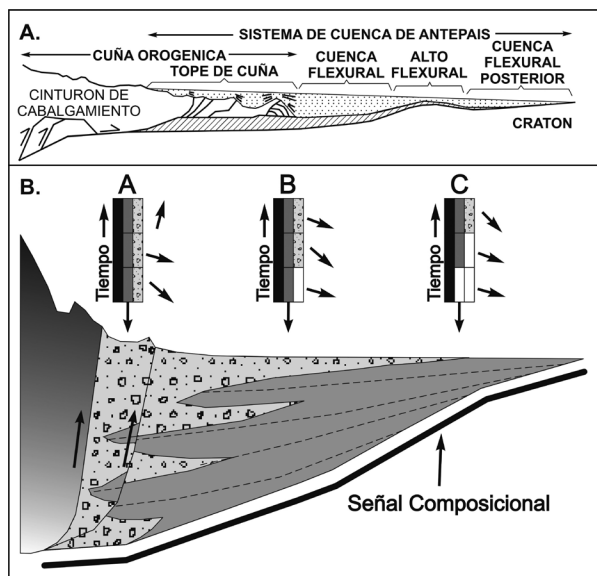
<sup>1</sup> Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Bucaramanga, Santander, Colombia. ramirezjuanc11@yahoo.com

<sup>2</sup> Instituto Colombiano del Petróleo, ICP-ECOPETROL. andres.mora@ecopetrol.com.co

<sup>3</sup> University of Texas at Austin, Jackson School of Geosciences. mparra@jsg.utexas.edu

## INTRODUCCIÓN

Los estratos de crecimiento (growth strata) o depósitos sintectónicos permiten establecer la evolución tectónica de los cinturones de cabalgamiento y las cuencas de antepaís o foreland adyacentes (Figura 1A); especialmente en la zona sobre la cuña de cabalgamiento (wedge-top) del cinturón orogénico (DeCelles y Giles, 1996; Vergés et al., 2002), donde la sedimentación es simultánea con la deformación y puede registrar la evolución de esta cuña, por medio de relaciones de crecimiento y características sedimentológicas específicas. (DeCelles y Giles, 1996). Cuando la erosión ha borrado las geometrías de crecimiento, aún es posible reconocer la actividad tectónica mediante el estudio de las características sedimentológicas del registro sedimentario preservado (cambios de facies, paleocorrientes y proveniencia). Este estudio sedimentológico se basa en determinar los intervalos en los que se reconoce dicha influencia tectónica; esto por medio del análisis de indicadores sedimentológicos (Figura 1B), los cuales se pueden agrupar en categorías como los indicadores composicionales en fracción arena, los cambios en la tasa de sedimentación, el cambio en la fracción de gravas y los cambios en las direcciones de las paleocorrientes (Jones et al., 2004).

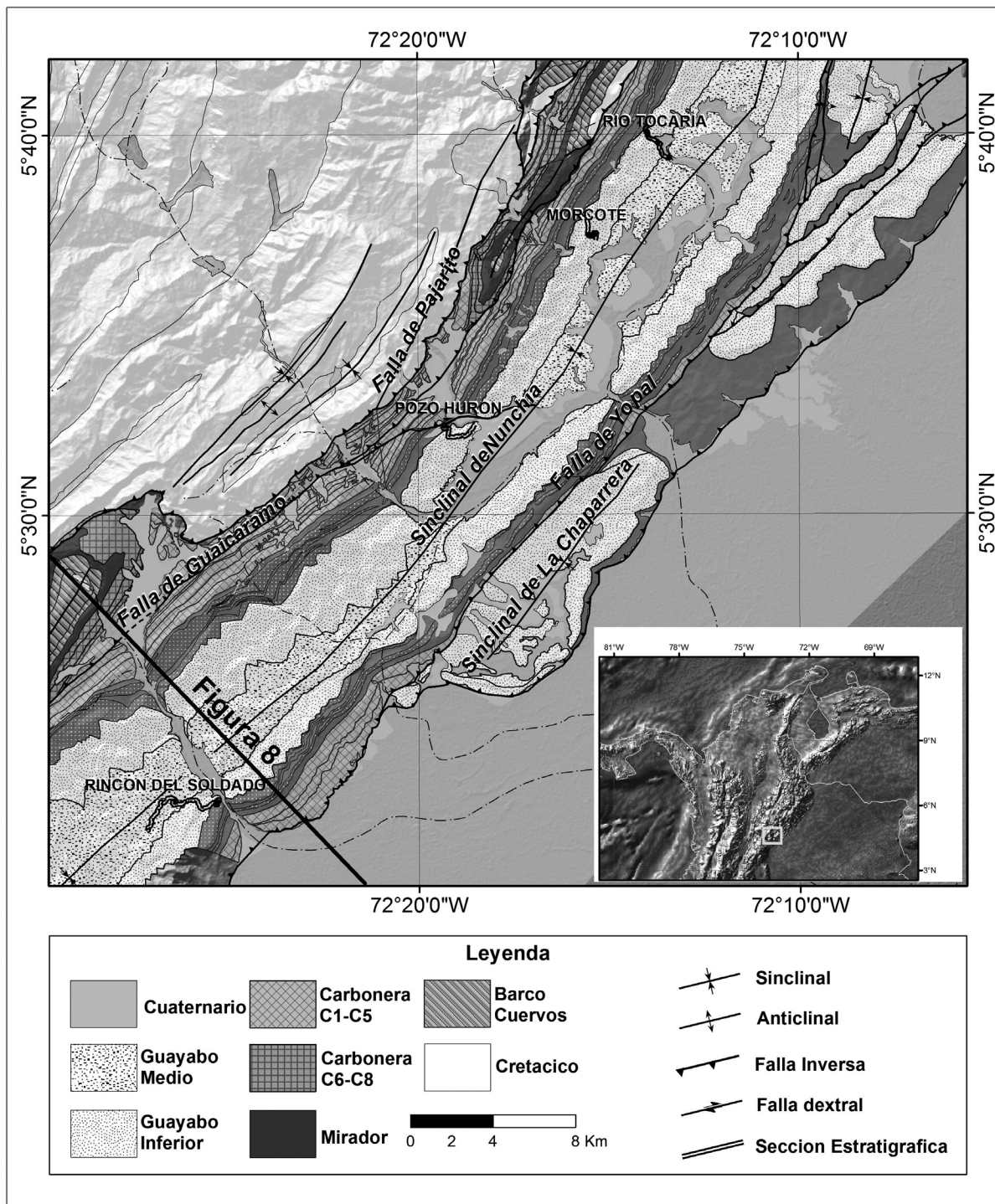


**FIGURA 1.** A. Esquema de un perfil transversal mostrando el sistema de una cuenca de antepaís. Tomado de DeCelles y Giles, (1996). B. Modelo de la variación de los indicadores sedimentológicos sintectónicos en una cuenca de antepaís. Las columnas A a C indican la aparición de los diferentes indicadores. Columna negra: composición; columna gris: tasas de sedimentación; columna con patrón de gravas: facies gravosas; flechas a la derecha: paleocorrientes. Modificado de Jones et al. (2004). Ver comentarios en el texto.

Estos indicadores pueden llevar a una interpretación unívoca, cuando aparecen simultáneamente en el registro estratigráfico, sin embargo, estas variaciones normalmente presentan un cierto retraso entre ellos, con escalas de tiempo que difieren dependiendo de cada uno y de la distancia desde el frente de deformación, además de otros factores variables (Figura 1B). Normalmente la representación en la fracción arena de una nueva litología es distribuida rápidamente en la cuenca, en un tiempo que es casi inmediato desde el punto de vista geológico, siendo un muy buen indicador de un nuevo levantamiento o una exposición de una nueva litología a la erosión (Columna negra en la Figura 1B es igual en toda la cuenca).

Por otra parte, las paleocorrientes pueden ser sensibles a cambios locales, principalmente en zonas de deformación activa como el techo de la cuña del frente de deformación, lo cual puede verse en las flechas de las columnas en la Figura 1B, que muestran cambios solo en la parte superior de la columna A que está siendo afectada por una nueva falla. Las facies gravosas y los cambios en la tasa de sedimentación son menos sensibles a medida que se aleja del frente de deformación, presentando cambios cada vez menos notorios y un mayor tiempo de retraso con respecto al inicio de la deformación (columna gris y con patrón de gravas en la Figura 1B). A causa de estas complicaciones, la interpretación de la temporalidad de las estructuras a partir de estas evidencias depende regularmente de la discreción del observador (Jones et al., 2004; Paola et al., 1992).

Este trabajo se enfocará en el análisis sedimentológico de las rocas sedimentarias de edad Mioceno depositadas en el Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental de Colombia, principalmente en la formación Guayabo expuesta en el Sinclinal de Nunchía (Figura 2). Los indicadores sedimentológicos analizados corresponden a los cambios de facies, la procedencia de los sedimentos y el patrón de distribución de los sedimentos. A partir de los datos obtenidos para cada uno de estos indicadores y su variación a lo largo de la columna sedimentaria analizada, se busca reconstruir la evolución tectónica de esta zona durante el Mioceno.



**FIGURA2.** Mapa geológico detallado del sinclinal de Nunchía. Se muestra la ubicación de las principales secciones estratigráficas medidas, que se muestran en la Figura 4. Ubicación aproximada del perfil esquemático mostrado en la Figura 8. Modificado con base en información de ICP-ECOPETROL (2009) y Ramirez-Arias (2010).

## MARCO GEOLÓGICO

Este trabajo ha sido enfocado en el Sinclinal de Nunchía (Figura 2), ubicado en el Centro del Piedemonte Oriental de la Cordillera Oriental. Este sinclinal se encuentra limitado al este por la falla de Yopal; al oeste por el sistema de fallas de Guaicaramo, al norte esta truncado por una falla de tipo retro-cabalgamiento que lo separa del sinclinal de Zamaricote; y en el sur es truncado por el sistema de fallas de Guaicaramo, donde solo queda expuesto el flanco este de esta estructura (Figura 2). Allí se exponen unidades depositadas desde el límite Oligoceno-Mioceno hasta el Cuaternario, que corresponden a la Formación Carbonera (miembros C5 a C1), la Formación León y la Formación Guayabo (Figura 2 y Figura 7); además de algunos depósitos Cuaternarios de terrazas disectadas y depósitos de origen fluvial y aluvial.

Trabajos realizados para la cuenca de los Llanos y el Piedemonte han presentado interpretaciones de estas unidades en relación con las diversas etapas de deformación de la Cordillera Oriental, el Piedemonte y los Llanos (Cooper et al, 1995; Casero et al 1997; Sarmiento, 2001; Rochat et al, 2003; Martínez, 2006; Bayona et al, 2007; Delgado y Gelvez, 2007; Bayona et al, 2008; Mora et al., 2008; Parra, 2008; Parra et al., 2009; Parra et al., 2010; Mora et al., 2010a y 2010b) También se han realizado algunos trabajos específicos en el sinclinal de Nunchía y sus alrededores, principalmente en los campos Cusiana y Cupiagua (Cazier et al, 1995; Martínez, 2006; Cortés et al, 2006); y en algunos sectores adyacentes (Rochat et al, 2003; Mora, 2007; Parra, 2008; Mora et al, 2010a). Algunos de estos trabajos han propuesto que la parte inferior de la Formación Carbonera fue depositada en una configuración de cuencas piggyback (C8 a C6), mientras que la superior (C5 a C1), se depositó en un ambiente tectónico estable que al parecer continuó hasta la depositación de la Formación León (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006).

Una de las principales discrepancias entre las interpretaciones hechas hasta el momento, se refiere a la edad de las Fallas de Yopal y Guaicaramo, además de las estructuras que subyacen al sinclinal. Rochat et al (2003) ha interpretado la presencia de estratos de crecimiento en los flancos del Sinclinal de Nunchía, a partir de la reconstrucción de historias de enterramiento en diferentes áreas, los cuales debieron ser erosionados en una etapa posterior, por lo que propone una edad de la Falla de Yopal de 5 a 3 Ma. Por otra parte Delgado y Gelvez (2007) proponen una edad de 1 Ma o menos para las

fallas que actuarían como límites tectónicos en esta zona (Fallas de Guaicaramo, Yopal y Cusiana), basadas en la ausencia de estratos de crecimiento, pliegues de arrastre u otros indicadores de sedimentación sintectónica. Además señalan que una diferencia de 15° entre la orientación de las fallas y los pliegues de la zona indica que estas fallas son fuera de secuencia y posteriores a la formación de estos pliegues y a la depositación de toda la Formación Guayabo. Debido a estas discrepancias en las interpretaciones, se hace necesario corroborar por otros métodos la existencia o no de indicadores de sedimentación sintectónica en los depósitos del sinclinal de Nunchía, para así ayudar a mejorar la cronología del sistema petrolífero en el Piedemonte y Los Llanos; y reducir el riesgo exploratorio de nuevos prospectos en esta área y otras adyacentes.

## METODOLOGÍA

El desarrollo de este trabajo se realizó tomando como base la metodología planteada en Vergés et al. (2002) para la determinación de la cronología de la deformación de un conjunto de estructuras específicas. Aquí se presentan los datos básicos para el análisis de estratos de crecimiento poco expuestos, siendo en un principio análisis de tipo sedimentológico, tales como los cambios de facies, análisis de procedencia y distribución de paleocorrientes (Vergés et al., 2002). El trabajo incluyó una fase inicial de labores en el campo con el fin de corroborar la cartografía geológica existente, la cual fué presentada en Ramirez-Arias (2010), la descripción de secciones estratigráficas, la recolección de muestras para análisis petrográfico en sección delgada, y medición de paleocorrientes.

La revisión cartográfica se realizó con el control en el campo referenciado en las fotografías aéreas, mapas topográficos y modelos digitales de elevación. Esto además permitió trazar niveles estratigráficos de referencia a lo largo de la zona de estudio para subdividir la Formación Guayabo en su análisis posterior, y correlacionar de manera aproximada las diferentes secciones estratigráficas y puntos de control dispersos en el área. Las secciones estratigráficas se midieron por medio de bastoneo y poligonal abierta, con ajuste por mediciones de GPS con error menor a 3 metros. Para las descripciones litológicas (texturas, estructuras y composición) se tomó como guía la compilación para descripción de rocas sedimentarias presentada por Cruz y Caballero (2007). Con base en estas descripciones, se definieron doce facies (Tabla 1) que se agruparon en cuatro Asociaciones de Facies (AF1 a AF4 en la Tabla 2).

El análisis posterior de las muestras recolectadas en el campo requirió la preparación de las láminas delgadas para análisis petrográfico de las areniscas, que fue realizada en los laboratorios del ICP-ECOPETROL. Estas láminas fueron analizadas en el laboratorio de petrografía de la UIS, contando en cada lámina 400 puntos en una grilla de 20 x 20 mm. Este conteo se realizó mediante el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al., 1984), anotando en categorías adicionales los granos de tamaño mayor al limo provenientes de fragmentos líticos de diferentes tipos, con el fin de conservar la mayor información posible sobre la proveniencia de los sedimentos. Estos resultados se utilizaron para la clasificación en los diagramas ternarios Cuarzo-Feldespatos-Líticos (QFL) de Folk (1974) y de proveniencia de Dickinson (1985). Además se compiló un perfil composicional a partir de la correlación de las secciones estratigráficas y de los puntos de control, el cual presenta variabilidad en su densidad de muestreo que puede afectar la forma final del perfil.

La medición de las paleocorrientes incluyó como indicadores las ondulitas asimétricas, las marcas de fondo y la estratificación cruzada en artesa; esta última se midió según el método presentado en DeCelles et al. (1983), el cual se basa en la medición en el campo de varios flancos de ambos lados de las artesas dentro de una misma capa (entre 5 y 10 mediciones en cada flanco), para su ploteo en la estereonet y determinación de la orientación del eje de la artesa; además de la rotación necesaria según la orientación actual de las capas, para así poder obtener la dirección de la paleocorriente al momento de la depositación. Los datos obtenidos fueron agrupados por formaciones y para la Formación Guayabo se utilizaron para dividirla en diferentes horizontes estratigráficos con tendencias de paleocorrientes diferenciables.

El trabajo se concluye con la síntesis de los resultados obtenidos en una sección estructural balanceada, con una restitución cinemática esquemática basada en la presentada por ICP-ECOPETROL (2009). La sección balanceada fue construida a partir de información sísmica 2D, registros de pozo dipmeter y bioestratigrafía. La restitución cinemática presentada aquí, esta basada en ICP-ECOPETROL (2009), la cual tuvo en cuenta el análisis y la reevaluación de los cambios de espesor mencionados por Rochat et al (2003) y Martínez (2006). Dicho análisis incluyó además la información disponible de los pozos usados para la construcción de la sección. La restitución final incluyó la retroalimentación con datos de AFT (ICP-ECOPETROL, 2009) y los aquí presentados.

## ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICOS

A continuación se muestran los resultados obtenidos a partir del trabajo en el campo y de laboratorio realizado principalmente en la parte superior de la Formación León y en la Formación Guayabo; también se realizaron algunos análisis en la Formación Carbonera, pero a menor detalle.

### ANÁLISIS FACIAL

**TABLA 1.** Facies descritas en el campo con su interpretación.

Cód.	Descripción	Interpretación
Aa	Areniscas finas a muy gruesas e incluso levemente conglomeráticas, con estratificación en artesa.	Depositación por dunas de crestas sinuosas (3D)
Ap	Areniscas finas a muy gruesas con estratificación cruzada planar.	Depositación por dunas de crestas lineales (2D)
Ar	Marcas de ondulitas (Ripples) y estratificación cruzada menor a 5 cm	Depositación por ondulitas de régimen bajo
Af	Areniscas con laminación flaser	Condiciones intermitentes de flujo de régimen bajo y hundimiento de sedimento en suspensión en proporciones variables.
Ao	Areniscas con estratificación ondulosa	
Al	Areniscas con estratificación lenticular	
Am	Areniscas masivas de grano medio a grueso e incluso conglomeráticas.	Depositación de flujos hiperconcentrados por reducción de energía
Ll	Lodolitas y limolitas laminadas	Hundimiento de sedimento en suspensión
Lm	Lodolitas y limolitas masivas	
Lo	Lodolitas y limolitas con contenido de materia orgánica de color verdoso, gris medio a oscuro	Hundimiento de sedimento en suspensión con contenido de materia orgánica
La	Lodolitas y limolitas arenosas abigarradas con moteado y desarrollo de estructuras de raíces	Hundimiento de sedimento en suspensión por desborde o en canales abandonados
C	Carbón	Depósitos ricos en materia orgánica en ambientes pantanosos

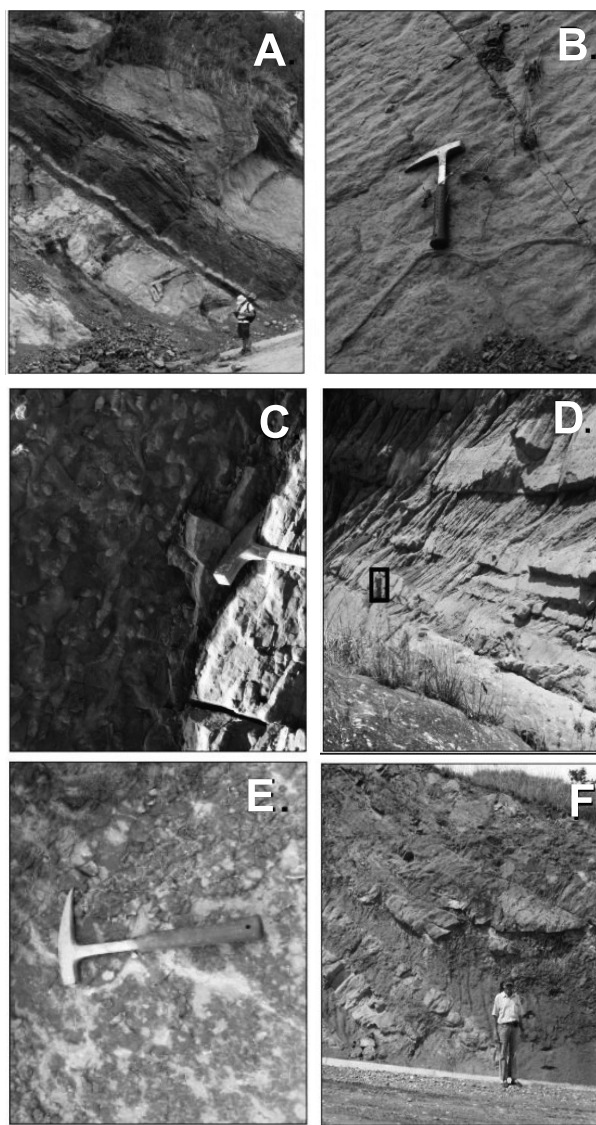
En la Tabla 1 se presenta el resumen de las facies descritas en el campo (doce en total), las cuales se organizaron en cuatro Asociaciones de Facies (Tabla 2, Figura 3 y Figura 4). La Tabla 2 resume las Asociaciones de Facies (AF en adelante) encontradas principalmente en las Formaciones Guayabo, León y Carbonera Superior (miembros C5 a C1), las cuales fueron interpretadas como depósitos de dos ambientes principales: ambiente deltáico con influencia mareal para las asociaciones de facies 1 y 2 (planicie costera y depósitos de

progradación de deltas); y ambientes fluviales trenzados a meandriiformes para las asociaciones de facies 3 y 4 (depósitos de desborde y depósitos confinados de canal).

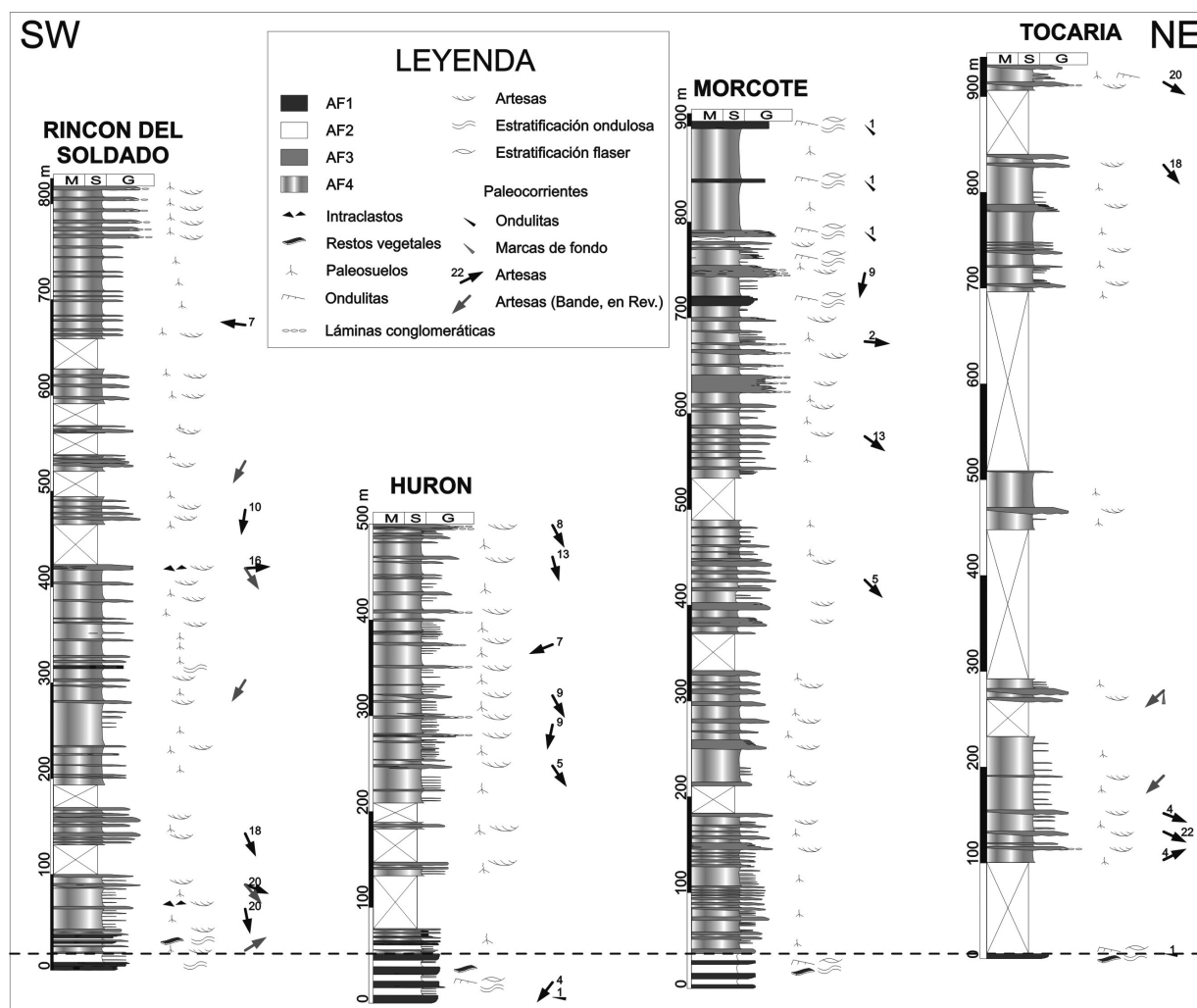
La distribución de estas asociaciones de facies está casi restringida a algunas Formaciones de manera precisa, excepto por la presencia de algunos afloramientos similares a la AF1 en la parte media de la Formación Guayabo, cuya única diferencia es que no presentan materia orgánica (Figura 4 y Tabla 2). En la Formación León se observa una menor continuidad lateral de la AF1 en el flanco Este que en el Oeste; indicando la mayor proximidad del área fuente hacia el oeste.

**TABLA 2.** Descripción de las asociaciones de facies

Asociación	Facies	Formación	Interpretación
Asociación de Facies 1 (AF1)	Ar, Af, Ao, Al, Lo (Am, Aa, Ap)	Carbonera y León: segmentos arenosos; Guayabo cerca de la parte media, poco abundante y sin Lo.	Progradación de depósitos deltáicos con influencia mareal. El aumento en el tamaño de grano y espesor de las capas hacia el techo puede indicar un aumento en el régimen de flujo o una reducción de la profundidad.
Asociación de Facies 2 (AF2)	Lo, Ll, Lm (Af, Ao, C)	Carbonera miembros lodosos, León en su mayor parte de algunos sectores	Deposición en una planicie de lodo en un ambiente transicional lacustre a estuarino. Donde aparece en capas gruesas a muy gruesas intercaladas con paquetes de la AF1, se ha interpretado como un ambiente de planicie deltáica con influencia mareal.
Asociación de Facies 3 (AF3)	Aa, Ap, Am	Principalmente en la Formación Guayabo	Depósitos de canal en un ambiente fluvial trenzado similar al tipo Platte (Miall, 1977), aunque con mayor desarrollo de planicies de inundación (AF4), lo que lo hace similar al tipo Río Saskatchewan Sur (Walker 1984).
Asociación de Facies 4 (AF4)	La (Aa, Ap, Am)	Principalmente en la Formación Guayabo	Depósitos de suspensión en una llanura de inundación bajo condiciones oxidantes y presencia de vegetación, lo que produjo desarrollo de paleosuelos. Las capas de areniscas representarían los depósitos de desborde más confinado del canal (crevasse splay).



**FIGURA 3.** Imágenes de afloramientos representativos de las diferentes características de las asociaciones de facies (AF). A. Intercalaciones de AF1 con AF2 en menor proporción. B. Marcas de ondulitas y bioturbación en capas de areniscas (AF1). C. Bioturbación generalizada con forma de Thalassinoides (AF1). D. Capas en cuña a semi-tabulares de arenisca levemente conglomeráticas (AF3) con intercalaciones de AF4. E. Lodolitas con moteado de paleosuelos (AF4). F. Capas de AF3 en contacto erosivo sobre capas de AF4. Ver Tablas 1 y 2 para descripción de las Asociaciones de Facies y las Facies.



**FIGURA 4.** Columnas estratigráficas levantadas en la Formación Guayabo puestas con el Techo de la Formación León como datum de referencia. Los intervalos aquí presentes corresponden al Guayabo Inferior aproximadamente. Se observa una variación en la dirección de las paleocorrientes hacia el SE en la base, luego al S y al final de nuevo al SE, las cuales corresponden a los segmentos S1-S2-S3 de la Formación Guayabo mostrados en la Figura 3. Ubicación de las secciones en la Figura 2.

En la Formación Guayabo, se observan intercalaciones de las AF3 y AF4 a lo largo de toda la secuencia, hacia la base los depósitos de canal (AF3) presentan una mayor continuidad lateral en los primeros 500 m de espesor (Figura 4). A partir de este punto los depósitos de la AF3 empiezan a disminuir su continuidad lateral, presentando afloramientos más dispersos y con aumento en los espesores de la AF4. Esto puede deberse a un cambio de las condiciones de depositación desde un ambiente fluvial trenzado hacia un ambiente fluvial meandriforme, con canales más restringidos, cuya extensión lateral es menor que la de los canales de ríos trenzados, esto es además soportado por depósitos de la AF1 sin materia orgánica, interpretados como depósitos de lagos en zonas de desborde y posibles meandros abandonados, los cuales se observan en las secciones

estratigráficas de Tocaría y Morcote, aproximadamente a los 700 metros de espesor (Figura 4). En la parte superior, aproximadamente a los 1000 metros de espesor (fuera de las secciones estratigráficas presentadas en la Figura 4), vuelven a aparecer depósitos de la AF3 con mayor continuidad lateral y mayor espesor, además de un aumento en el tamaño de las partículas, hasta guijas pequeñas presentes en láminas y dispersas en flujos hiperconcentrados. Este punto además coincide con un marcado aumento en el contenido de líticos sedimentarios, como se verá más adelante. A partir de este punto (aproximadamente 1000 metros de espesor) se propone trazar el límite entre el Guayabo Inferior y Medio de manera informal. Dicho límite podría encontrarse por debajo del límite del Guayabo Inferior definido en las zonas de Medina al sur (Parra,

2008), y Zamaricote al norte (Rochat et al, 2003), el cual correspondería al Guayabo Medio e Inferior aquí propuestos, aunque no hay certeza completa al respecto.

### PROVENIENCIA DE LOS SEDIMENTOS

El análisis de proveniencia se realizó por el método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll et al, 1984). Se analizaron 30 muestras de areniscas de grano fino a grueso, en las cuales se distinguieron 36 categorías distintas de granos, las cuales fueron agrupadas en categorías superiores con el fin de simplificar la presentación de los resultados (Tabla 3). Dentro de los componentes más importantes para el análisis de proveniencia se encontraron fragmentos de limolitas líticas, fragmentos líticos metamórficos, la glauconita, el feldespato, fragmentos fosfáticos sedimentarios, el chert, y otros fragmentos líticos sedimentarios (Figura 5).

TABLA 3. Categorías utilizadas en el conteo de las muestras.

Cod.	Nombre	Cod.	Nombre
Qtz	<b>Cuarzo Total</b>	Lolx	Lodolita limosa oxidada
Qtzr	Cuarzo de extinción recta	Lil	Limolita lodosa
Qtzo	Cuarzo de extinción ondulosa	Lilx	Limolita lodosa oxidada

Cod.	Nombre	Cod.	Nombre
Qtzp	Cuarzo de cuarzoarenisca-policristalino	Li	Limolita
Qtzs	Cuarzo de cuarzoarenisca limosa	Lix	Limolita oxidada
Qtzsl	Cuarzo de cuarzoarenisca lodosa	Lli	Limolita lítica
Ch	Chert	Llix	Limolita lítica oxidada
Cha	Chert de areniscas	Glt	Limolitas con glauconita
Cal	Calcedonia	P	Fosfatos
<b>Fsp</b>	<b>Feldespato</b>	Pox	Fosfatos oxidados
<b>Lit</b>	<b>Fragmentos líticos</b>	Lnd	Líticos no diferenciados
Lm	Líticos metamórficos	Lxg	Lítico oxidado goetita?
Qtm	Cuarcita masiva	Lxh	Lítico oxidado hematita?
Qtf	Cuarcita foliada	<b>Acc</b>	<b>Minerales Accesorios</b>
Pi	Pizarra	Zrn	Zircón
Clm	Lítico cloritizado metamórfico?	Tur	Turmalina
Ms	Metasedimentario	Le	Leucoxeno
Ls	Líticos sedimentarios	Cpx	Clinopiroxeno Augita
A	Arcillolita	Ms	Muscovita
Ax	Arcillolita oxidada	Bt	Biotita
Lol	Lodolita limosa		

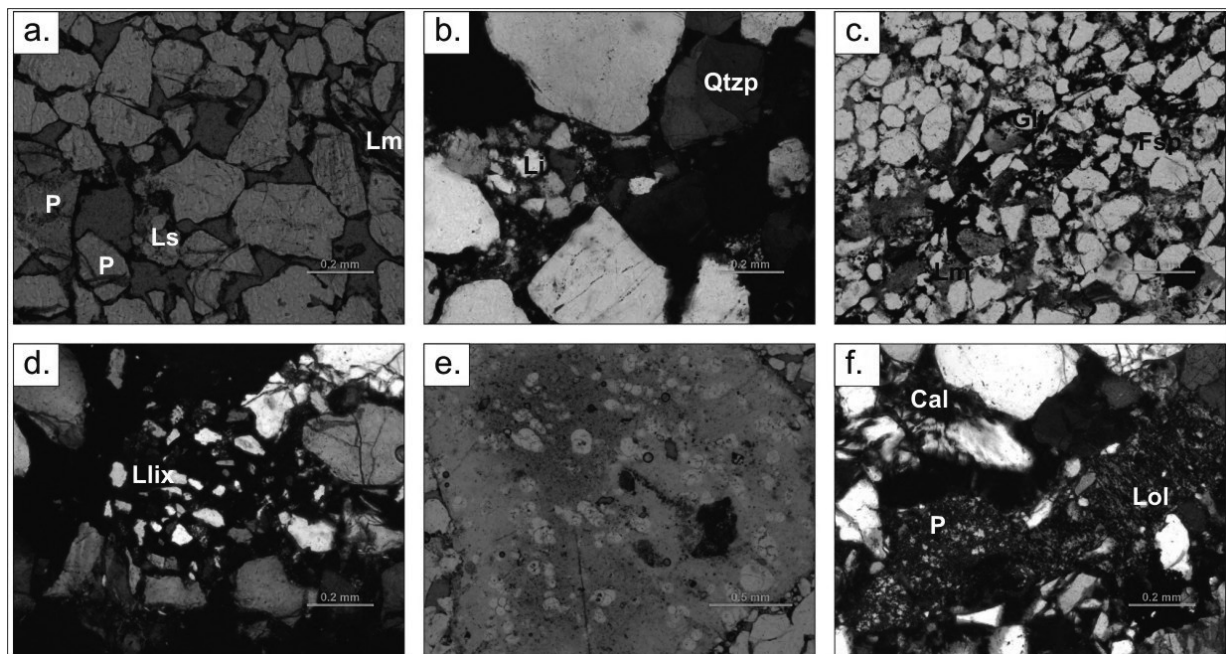
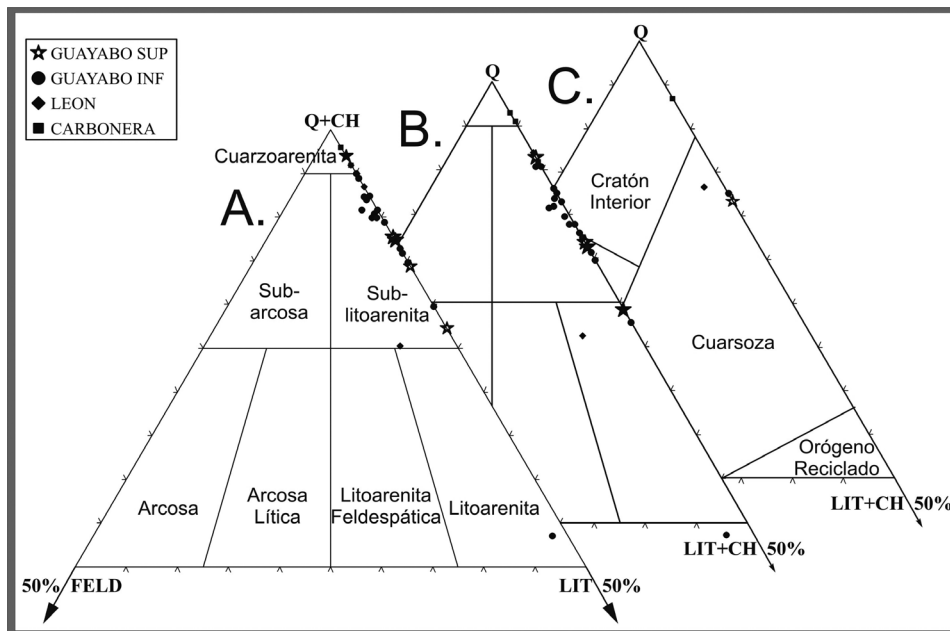


FIGURA 5. Imágenes al microscopio de los algunos de los componentes identificados en las muestras analizadas. Fotos en nicols paralelos. Convenciones como en la Tabla 3. a. Lítico Sedimentario (Ls), Fosfato (P), Lítico Metamórfico (Lm). b. Limolita lítica (Li), Cuarzo policristalino (Qtzp). c. Fragmentos de Feldespato (Fsp), Glauconita (Gl), y Lm. d. Limolita lítica oxidada (Llix). e. Corresponde a un lítico de chert con foraminíferos. f. Calcedonia (Cal), lodolita limosa (Lol) y P. La escala equivale a 0,5 mm en la foto e; en las otras fotos es de 0,2 mm.



Las muestras analizadas fueron clasificadas composicionalmente en el diagrama ternario QFL según Folk (1974), contando al chert sumado al cuarzo. La mayoría de las muestras fueron clasificadas como sublitoarenitas a cuarzoarenitas. Solo una de las muestras estuvo en el campo de las litoarenitas, la cual se encuentra cerca al techo del Guayabo Inferior, en el sentido interpretado en este trabajo (Figura 6A). Para el análisis de proveniencia se contó el chert como parte de los líticos, y se graficó de nuevo en el mismo diagrama ternario. De esta manera, las muestras se dispersaron más sobre el eje de los líticos, mostrando la importancia del chert como componente en la mayoría de las muestras (Figura 6B). La proyección del promedio de todas las muestras de cada formación en el diagrama de proveniencia de Dickinson (1985), muestra que el contenido de líticos aumenta en las unidades más

jóvenes (Figura 6C). Además, según este diagrama de proveniencia, se observa que el área fuente de estos sedimentos correspondería a un cratón interior para la Formación Carbonera; y una fuente cuarzoza para las Formaciones León y Guayabo (Dickinson, 1985). Esta interpretación para el área fuente de los sedimentos de estas formaciones esta influenciado por el alto contenido de cuarzo de las rocas depositadas durante el Cretácico- Paleógeno en la Cordillera Oriental, que fueron meteorizadas y erosionadas para dar origen a estos sedimentos, y no estaría realmente relacionado a un cratón interior, aunque no se descarta la influencia de sedimentos derivados directamente de basamento ígneo-metamórfico expuesto en la Cordillera Central y en el caso de la Formación Guayabo, alguna proveniencia del inicio de la erosión de las rocas cristalinas de los macizos de Floresta y Quetame en la Cordillera Oriental.



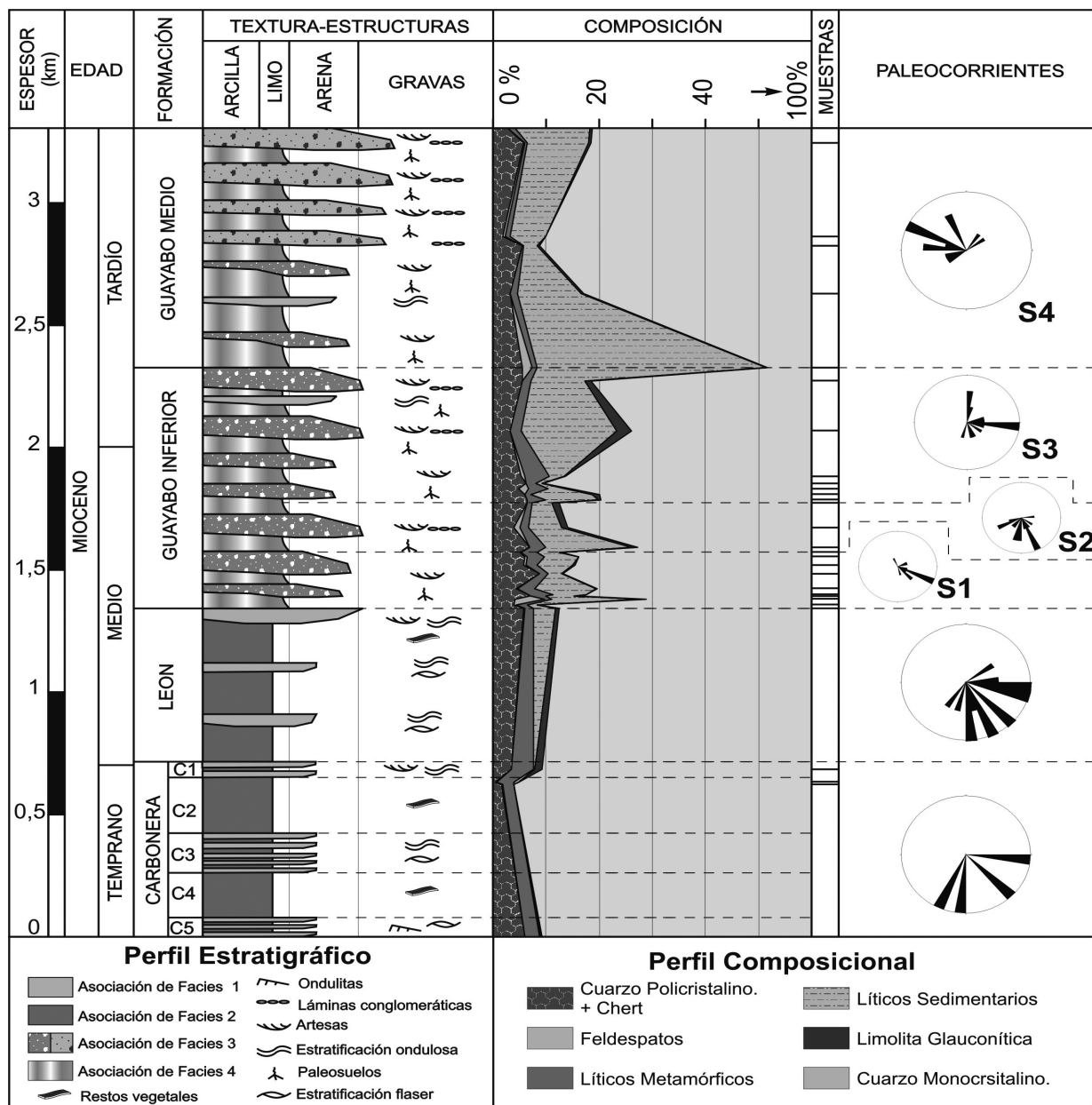
**FIGURA 6.** Diagramas QFL de clasificación. A. Diagrama para la clasificación composicional de areniscas, según Folk (1974). B. Diagrama para el análisis de proveniencia de areniscas, modificado de Folk (1974). En este diagrama el chert esta sumado a los líticos por lo que se observa una mayor dispersión de las muestras hacia los líticos. C. Triangulo de proveniencia de Dickinson (1985). En este diagrama, el chert fue sumado a los componentes líticos y los datos se promediaron para cada Formación. Se observa un aumento en el contenido de líticos hacia las unidades más jóvenes, producto de una mayor exhumación en áreas fuente más cercanas La escala del cuarzo solo muestra hasta el 50% para mejorar la visualización de las muestras.

Los resultados obtenidos del análisis petrográfico se agruparon en las siguientes categorías: cuarzo monocristalino (Qm), feldspatos (Fsp), líticos metamórficos (Lm), líticos sedimentarios (Ls), chert+cuarzo policristalino (Ch+Qp), y limolitas con glauconita (Gl). Con el fin de observar los cambios en composición a lo largo del tiempo, dichas categorías se graficaron en un perfil vertical, el cual muestra cambios en la composición que responden principalmente

a la variación en el contenido de líticos sedimentarios (Ls). Este perfil muestra un aumento gradual en Ls desde la parte superior de la Formación Carbonera (Miembro C1); aunque puede ser anterior debido a la falta de muestreo en los Miembros C4 a C2; hasta el techo de la Formación León (Figura 7). En el techo de la Formación León se observa un aumento en el contenido de Ls de entre 2% y 4% hasta 16% en la Formación Guayabo, con fluctuaciones

posteriores a lo largo de toda la Formación, en algunos casos con tendencias descendentes seguidas de aumentos súbitos. Además se observa un aumento fuerte en la parte media de la Formación Guayabo, aproximadamente a 1000 metros de la base con una tendencia descendente, y un ascenso hacia el techo (Figura 7). Este aumento en

el contenido de Ls en la parte media del perfil (Figura 7), esta además asociado a un cambio en las direcciones de las paleocorrientes; como se explicará más adelante; lo que sirvió para proponer una división informal dentro del Guayabo Inferior y dividirlo en Guayabo Inferior y Medio.



**FIGURA 7.** Perfil estratigráfico compuesto para las unidades aflorantes en el Sinclinal de Nunchía con una marcada tendencia grano creciente. Se observa el cambio de Asociaciones de Facies (AF) 1 y 2 predominantes en las Formaciones Carbonera y León, a las AF 3 y 4 predominantes en la Formación Guayabo, con algunas intercalaciones de AF1 sin restos vegetales. El perfil composicional presenta varios picos correspondientes a aumentos abruptos en el contenido de Líticos Sedimentarios (LS), los cuales coinciden con la base y la parte media de la Formación Guayabo. La base del Guayabo Medio (segmento S4) se marca con el pico más pronunciado en el contenido de LS y por el cambio en la dirección de las paleocorrientes hacia el W, perpendicular a la orientación de las estructuras, aunque la alta dispersión presenta orientaciones paralelas también. Los segmentos inferiores de la Formación Guayabo (S1-S2-S3) se diferencian por sus cambios en la dirección preferencial en las paleocorrientes, aunque presentan una orientación similar a las Formaciones León y Carbonera hacia el S-SE-E Edades aproximadas tomadas de Parra (2008).

## **PATRONES DE DISPERSIÓN DE LOS SEDIMENTOS**

Los datos de paleocorrientes fueron separados para su estudio según las Formaciones correspondientes, con el objetivo de ver cambios en la dirección del transporte de los sedimentos durante el Mioceno, así como también su distribución geográfica durante diferentes periodos de tiempo.

Los datos medidos en las Formaciones Carbonera (Miembros C1 a C5) y León muestran una orientación preferencial hacia el SE, con una dirección media de  $130.3^\circ \pm 36.3$  de azimut (Figura 7). Esta orientación corresponde a la dirección de transporte preferencial durante el Mioceno Temprano a Medio; e indica que los sedimentos provenían de lo que actualmente corresponde a la Cordillera Oriental con una disposición transversal a las estructuras actuales (Figura 7).

Los datos de paleocorrientes de la Formación Guayabo fueron divididos en cuatro segmentos, siendo el uno el más viejo y el cuatro el más joven (Figura 7). Los segmentos S1 y S3 presentan una orientación promedio hacia el SE-E, con azimut de  $128.6^\circ \pm 66$  y  $103^\circ \pm 62.5^\circ$  respectivamente; mientras que el segmento S2 presenta una dirección promedio hacia el sur con azimut  $188.9^\circ \pm 44^\circ$  (Figura 7). El segmento S4 presenta una orientación hacia el W con azimut  $249.1^\circ \pm 94.2^\circ$  (Figura 7), y su base corresponde aproximadamente con el límite propuesto entre el Guayabo Inferior y Medio, marcado además por el mayor incremento en el contenido de Líticos Sedimentarios del perfil composicional (Figura 7).

## **DISCUSIÓN**

A continuación se presentará la integración de los datos sedimentológicos presentados hasta el momento con el fin de diferenciar la influencia tectónica durante la depositación, ya fuese a escala de deformación activa en la Cordillera Oriental y subsidencia flexural asociada; o a escala de deformación en estructuras específicas.

A partir de las descripciones de las unidades del área fuente ubicada en el Flanco Oriental de la Cordillera Oriental (FOCO) publicadas en diferentes trabajos (Julivert, 1968; De Porta, 1974; Velandia, 2003; Bayona, et al., 2007), se identificaron algunas Formaciones del Cretácico Superior-Paleoceno que presentan componentes indicadores fácilmente reconocibles en las muestras analizadas como feldespato, glauconita, y líticos metamórficos. Un análisis petrográfico cualitativo

y estimación visual del porcentaje de los diferentes componentes de muestras pertenecientes a unidades depositadas durante esta época en el FOCO, arrojó como resultado que el feldespato se encuentra principalmente en las Formaciones Plaenners y Arenisca Dura (8-15%); y en menor proporción en las Formaciones Barco y Cuervos. La glauconita aparece abundantemente (>20%) en las Formaciones Plaenners y Churuvita, pero es un componente menor en casi todas las demás Formaciones. Los líticos metamórficos de bajo grado y metasedimentarios están presentes en las Formaciones Barco y Cuervos (>20%), las cuales pueden generar fragmentos de limolitas líticas por su meteorización física. Los líticos metamórficos y el feldespato anteriormente se han interpretado como provenientes de alguno de los macizos de la Cordillera Oriental; o incluso de la Cordillera Central (Sarmiento, 2001). Esta interpretación implica que las rocas metamórficas del basamento de estos macizos debieron estar expuestas en superficie desde el Mioceno Temprano; lo cual no concuerda con datos termocronológicos más recientes para estos macizos (Parra, 2008, Mora et al, 2008, Mora et al, 2010a). Estos datos más recientes indican que el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental ocurre desde el Eoceno Medio a Oligoceno Temprano, lo que podría bloquear el sedimento proveniente desde la Cordillera Central. Además la exposición del basamento en el macizo de Floresta solo sería posible hasta después de remover la cobertera sedimentaria, que ocurriría a partir del Mioceno Tardío (Parra et al., 2009, Mora et al., 2010a). Esto nos lleva a proponer una nueva interpretación en la que el feldespato y los líticos metamórficos encontrados en la cuenca (Formaciones Carbonera, León y Guayabo Inferior), provienen de la erosión de las Formaciones Plaenners-Arenisca Dura; y Barco-Cuervos respectivamente.

Los resultados de los análisis sedimentológicos presentados hasta ahora, con facies homogéneas de ambientes deltáicos con influencia mareal, composición predominantemente cuarzosa estable en 90%, y dirección de las paleocorrientes homogénea hacia el SE, soportan la interpretación de un ambiente tectónico estable en el área de estudio durante el Mioceno Temprano a Medio (durante la depositación de la parte superior de la Formación Carbonera y la Formación León). Sin embargo, la aparición de fragmentos líticos sedimentarios desde el miembro C1 de la Formación Carbonera, y el aumento gradual en el contenido de estos hasta el techo de la Formación León, sugiere que el área fuente estaba sufriendo cambios, presentando erosión de rocas sedimentarias presentes en el FOCO, lo cual coincide con las áreas activas en esa época propuestas por Mora et al. (2010a).

Los cambios ocurridos desde el inicio de la depositación de la Formación Guayabo, representados por el cambio desde un ambiente deltáico a un ambiente fluvial, y el fuerte aumento en el contenido de Ls, marcan el inicio de una fase de deformación más importante (deformación Andina según Cooper et al., 1995), de lo que había ocurrido hasta ese momento (deformación pre-Andina según Cooper et al., 1995). El cambio en el ambiente de depósito podría marcar el momento, donde el aumento en el suministro de sedimento sobrepasa el espacio de acomodación creado por subsidencia flexural, con el posible cambio de una cuenca foreland llena a una rebosada (DeCelles y Giles, 1996; Catuneanu, 2004). Esto podría coincidir con el aumento en las tasas de sedimentación determinadas para la misma formación en el área de Medina (Parra et al., 2009). Igualmente, el aumento en el contenido de Ls permite inferir una erosión más profunda en las rocas sedimentarias del FOCO (Jones et al., 2004). Los múltiples picos de Ls con tendencias posteriormente descendentes observados en el perfil composicional, pueden estar relacionados a periodos de aumento repentino y desaceleración en la erosión, o la exposición de un nuevo bloque a la erosión y su gradual denudación (DeCelles, 1988 y DeCelles et al., 1991).

Las paleocorrientes medidas en la Formación Guayabo muestran una distribución variada a lo largo de la misma, los segmentos S1 y S3 son aproximadamente concordantes con la dirección de transporte obtenida para las Formaciones Carbonera y León, correspondiendo al parecer con una circulación abierta hacia la cuenca de foreland. El segmento S2, con una dirección predominante hacia el sur, indica que el drenaje en esa época estaba orientado de manera axial, presentando un cambio con respecto al segmento subyacente S1 de SE a S; además de una rotación posterior de S a SE al pasar al segmento S3. El segmento S4 con una orientación hacia el W y una amplia dispersión, esta orientado de manera transversal a las estructuras y dirigido hacia la Cordillera Oriental, lo cual implica una inversión completa en la dirección de transporte de los sedimentos con respecto al subyacente segmento S3. La orientación axial del segmento S2 y la dirección opuesta del segmento S4 pueden ser explicadas de dos maneras. La primera posibilidad es el cambio regional de la pendiente debida a un aumento en la subsidencia flexural, dando lugar a que el drenaje sea trasladado hacia la parte proximal del foredeep, con una influencia adicional por variaciones en la carga tectónica a lo largo del rumbo (para el segmento S2), o que en un caso extremo de aumento en la subsidencia flexural, el drenaje sea dirigido hacia el orógeno (para el segmento S4), (Catuneanu 2004). La segunda opción es la activación de estructuras locales

como la falla de Yopal, que actuase como barrera al flujo libre hacia la cuenca (Ramos et al., 2002; Clevis et al., 2004), que pueden desviar el drenaje e incluso invertir su curso (Calmel-Avila et al., 2009).

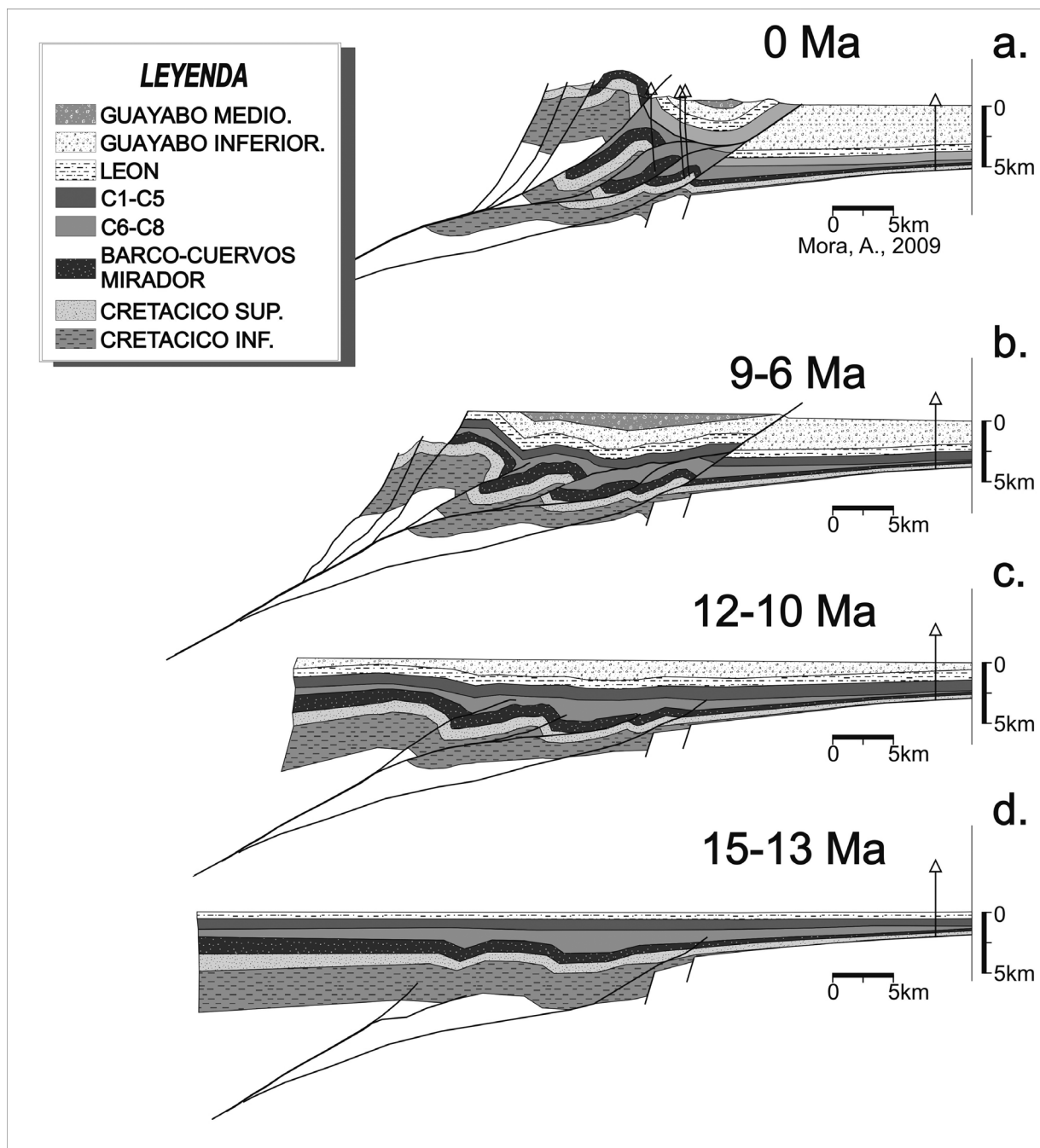
El límite inferior del S4 también coincide aproximadamente con el segundo pico de aumento de líticos (Figura 7), lo que implicaría que el área fuente puede haber sido sedimento retrabajado dentro del sinclinal (o de los flancos), que originalmente provino de un bloque cercano de la Cordillera Oriental, lo cual explicaría que el contenido de líticos se mantenga aún bastante alto. Además, este pico en el contenido de líticos de la cordillera y las facies con mayor contenido de gravas, soportarían la primera hipótesis, en que el sinclinal de Nunchía pudo ser una cuenca de tipo piggyback.

## CONCLUSIONES

Los datos obtenidos en este trabajo han permitido plantear una historia de evolución estructural para el sinclinal de Nunchía y sus estructuras adyacentes, basándose principalmente en criterios sedimentológicos que reflejan dicha actividad estructural.

La composición de los sedimentos muestra un patrón complejo de evolución, que refleja que el área fuente presentaba deformación activa en múltiples zonas de manera continua y en algunos casos simultánea; incluyendo además el retrabajamiento de sedimento. Esta área fuente se compone principalmente de rocas del Cretácico Superior a Paleoceno-Eoceno, cuyos componentes pudieron ser identificados y correlacionados con los sedimentos estudiados.

El principal indicador de deformación activa en esta zona son las paleocorrientes, las cuales muestran la existencia de un control en la dirección del drenaje. En la Formación Guayabo se registran dos periodos de actividad tectónica que corresponden a los segmentos S2 y S4 (Figura 7), El segmento S2 presenta una orientación preferencial hacia el sur, lo que indicaría una barrera poco elevada al este del sinclinal de Nunchía, la cual puede deberse al levantamiento inicial de este flanco por deformación de las estructuras subyacentes, lo cual se correlaciona con las relaciones de crecimiento observadas en trabajos anteriores (Ramírez-Arias, 2010). El segmento S4 presenta una inversión total de la dirección de las paleocorrientes hacia el NW-W, lo que indicaría la presencia de una topografía más elevada hacia el W, causada por el levantamiento de las estructuras subyacentes a este flanco que pueden estar asociadas a la falla de Yopal.



**FIGURA 8.** Evolución estructural esquemática para el sinclinal de Nunchía. a. Sección estructural, construida por Mora, A. (2009). b., c., y d. Reconstrucción secuencial basada en ICP-ECOPETROL (2009). La deformación inicia (d.) con la formación de pliegues que pueden ser formados por un despegue en las unidades del Cretácico Inferior durante la deposición de la Formación Carbonera Inferior o antes (Oligoceno). La deposición continua con la parte superior de la Formación Carbonera y la Formación León sin deformación simultánea aparente (d.). Inicia el movimiento de las fallas que van a originar el apilamiento antiforme al oeste del sinclinal de Nunchía, con aumento del relieve en estructuras subyacentes al sinclinal aun no formado provocando desviaciones en los cauces que depositaron el Guayabo Inferior (c.). Estas fallas continúan su movimiento levantando el flanco este del sinclinal de Nunchía, ocasionando la orientación de los cauces de manera paralela a las estructuras y perpendicular hacia la cordillera durante la deposición del Guayabo Medio (b.). El levantamiento final provoca el apilamiento de las diferentes escamas al oeste del sinclinal de Nunchía y su levantamiento y erosión en los flancos borrando las posibles relaciones geométricas que se hubiesen formado como estratos de crecimiento. No se presentan valores de acortamiento debido al carácter esquemático de la sección. Ver ubicación en la Figura 2.

Los eventos interpretados a partir de estos datos, han sido sintetizados en una sección estructural balanceada, restituida secuencialmente de manera esquemática, basada en ICP-ECOPETROL (2009), que ilustra la evolución del área en etapas sucesivas de tiempo desde el Mioceno Temprano a Medio hasta el presente (Figura 8). La integración de las diferentes etapas de deformación en el sinclinal de Nunchía da como resultado cuatro fases principales que corresponden a cada evento identificado anteriormente, dados en el siguiente orden cronológico:

- La primera fase corresponde al levantamiento inicial de las escamas de cabalgamiento que subyacen al sinclinal de Nunchía, principalmente en su flanco oeste, registrados por cambios de espesores en la Formación Carbonera, que alcanzan hasta el miembro C5 (Figura 8-d., Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano), los cuales fueron verificados durante la construcción de la sección estructural con base en datos bioestratigráficos, sísmica y pozos (ICP-ECOPETROL, 2009). Este evento ha sido reportado anteriormente, pero se ha estimado su duración hasta la depositación del miembro C6 (Rochat et al, 2003; Martínez, 2006).
- La segunda fase corresponde con la depositación de los segmentos S1 a S3 del Guayabo Inferior aquí propuesto (Mioceno Medio a Mioceno Tardío). Durante esta fase continuó el movimiento de las escamas activadas en la primera fase, y se activan algunas escamas que se encuentran subyaciendo el flanco este del sinclinal de Nunchía, principalmente en sectores un poco más al norte (Figura 8-c.), donde aparecen las estructuras externas al sinclinal (en el sentido de Rochat et al, 2003).
- La tercera fase se relaciona con la depositación del segmento S4 (Mioceno Tardío), cuando el levantamiento del flanco este del sinclinal de Nunchía constituye una barrera topográfica que provoca una inversión en el sentido de las paleocorrientes, esta fase se atribuye al inicio de la actividad de la Falla de Yopal (Figura 8-b.).
- La cuarta fase correspondería con el levantamiento final de la Cordillera Oriental y sus estructuras más frontales, que provocaron la depositación de la parte Superior de la Formación Guayabo (Mioceno Tardío-Plioceno), la cual no se encuentra preservada en el sinclinal de Nunchía debido al levantamiento más reciente que causó su erosión y actual configuración (Figura 8-a. Pleistoceno).

Las evidencias encontradas para proponer las fases mencionadas permiten establecer una historia continua de deformación, en la cual los periodos de quietud tectónica total son cortos; principalmente durante la depositación de la Formación Guayabo. Es importante comprender que toda actividad tectónica ya sea próxima o lejana, produce una respuesta en la sedimentación, que puede ser reconocida en los cambios de espesor (por subsidencia), la composición de los sedimentos, los cambios de facies o la dirección de transporte de los mismos; y no necesariamente se presenta como deformación en todas las partes de la cuenca.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a ICP-ECOPETROL por el soporte brindado en la elaboración de este trabajo, en especial al Proyecto Cronología de la deformación en las Cuencas Subandinas y a los miembros del Laboratorio de Petrografía por su colaboración. También agradecemos a la Universidad Industrial de Santander y al Director de la Escuela de Geología por la colaboración en la realización de este proyecto. JCRA agradece especialmente a familiares y amigos por el apoyo durante la elaboración de este proyecto. Agradecimientos especiales al Comité Editorial por la revisión de este manuscrito.

## REFERENCIAS

Bande, A., Horton, B., Ramirez-Arias, J.C., Mora, A., Parra, M. y Stockli, D. Manuscrito en revisión. Clastic deposition and detrital provenance of evolving sediment source regions in the frontal Eastern Cordillera, Colombia: Implications for the sequence of Andean thrust deformation. *GSA Bulletin*.

Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes-Harker, A., Torres, V. 2007. Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *Ciencia Tecnología y Futuro*, 3(3): 51-70.

Bayona, G., Cortés, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous–Cenozoic evolution of the linked eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 1171–1197.

- Calmel-Avila, M., Silva, P.G., Bardají, T., Goy, J.L. y Zazo, C. 2009. Drainage system inversion in the Guadalentin Depression during the Late Pleistocene-Holocene (Murcia, Spain). Congreso Internacional Sobre Desertificación, 4 p.
- Casero, P., Salel, J., Rossato, A. 1997. Multidisciplinary correlative evidences for polyphase geological evolution of the foothills of the Cordillera Oriental (Colombia): VI Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, pp. 100–118.
- Catuneanu, O. 2004. Retroarc foreland Systems—evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38: 225-242.
- Cazier, E., Hayward, A., Espinosa, G., Velandia, J., Mugniot, J., Leel, W. 1995. Petroleum geology of the Cusiana field, Llanos Basin foothills, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10): 1444–1463.
- Clevis, Q., De Jager, G., Nijman, W. y De Boer, P. L. 2004. Stratigraphic signatures of translation of thrust sheet top basins over low-angle detachment faults. *Basin Research*, 16: 145-163.
- Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., R.H., G., Hayward, S. H., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A. J., y Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79(10): 1421-1443.
- Cortés, M., Aristizabal, J. J., Bayona, G., Ojeda, G., Reyes, A., & Gamba, N., 2006, Structure and Kinematics of the Eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia from Balanced cross-sections and forward modelling, en IX Simposio Bolivariano Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena, Colombia.
- Cruz, L. E. y Caballero, V. M. 2007. Guías de Laboratorio de Sedimentología para Geólogos. Publicaciones UIS, 89 p.
- De Porta, J. 1974. *Lexique Stratigraphique International Amérique Latine: Colombie*, v. 5, fascicule 4b: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique. Anatole-France, Paris, 614 p.
- DeCelles, P., Langford, R. y Schwartz, R. 1983. Two New Methods of Paleocurrent Determination from Trough Cross-Stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2): 629-642.
- DeCelles, P. 1988. Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: A case of multiple source areas. *Geology*, 16: 1039-1043
- DeCelles, P., Gray, M., Ridgway, K., Cole, R., Srivastava, P., Pequera, N. y Pivnik, D. 1991. Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1458-1475.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A. 1996. Foreland Basin Systems. *Basin Research*, 8: 105-123.
- Delgado, A., Gelvez, C. 2007. Significado de la discordancia intraformacional de la Formación Guayabo en el foreland y el Piedemonte de los llanos orientales en el área del casanare y su relación con la orogenia de la Cordillera Oriental / Colombia. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander, 159p.
- Dickinson, W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, en Zuffa, G. G., ed., *Provenance of arenites: Dordrecht-Boston, Reidel, NATO, ASI Series*, pp. 333-361.
- Folk, R. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin-Texas, 190 p.
- ICP-ECOPETROL. 2009. Informe del Proyecto: Cronología de la deformación en cuencas Subandinas. Reporte Interno ICP-ECOPETROL.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J., Sares, S. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1): 103-116.
- Jones, M. A., Heller P. A., Roca E., Garcés M. y Cabrera L. 2004. Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, 16: 467–488
- Julivert, M. 1968. *Lexique Stratigraphique International Amérique Latine: Colombie*, v. 5, fascicule 4a: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique. Anatole-France, Paris, 460 p.
- Martínez, J. A. 2006. Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 510–520.

- Mora, A. 2007. Inversion tectonics and exhumation processes in the Eastern Cordillera of Colombia. Tesis Doctoral. Universität Potsdam, 146 p.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Sobel, E., Hooghiemstra, H., Torres, V., Vallejo, J. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120(7/8): 930-949.
- Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R., Parra, M., Blanco, V., Gacia, D., Stockli, D. 2010a. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. *AAPG Bulletin*, 94(10): 1543-1580.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M., Sobel, E., Zeilinger, G., Jaramillo, C., Ferreira, S., y Blanco, M. 2010b. The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *GSA Bulletin*, 122(11-12): 1846-1864.
- Paola, C., Heller, P. L. y Angevinet, C. L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research*, 4: 73-90.
- Parra, M. 2008. Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia. Tesis Doctoral. Universität Potsdam, 146 p.
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C.A., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Quiroz, L.I., Rueda, M., y Torres, V. 2009. Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene–Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 780-800.
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G. y Strecker, M. 2010. Tectonic control on Cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia. *Basin Research*, 22(6): 874-903.
- Ramirez-Arias J.C. 2010. Evolución tectono-sedimentaria en el sinclinal de Nunchía durante el Mioceno. Tesis de Maestría, Universidad Industrial de Santander, 107 p.
- Ramos, E., Busquets, P., Vergés, J. 2002. Interplay between longitudinal fluvial and transverse alluvial fan systems and growing thrusts in a piggyback basin (SE Pyrenees). *Sedimentary Geology*, 146: 105– 131.
- Rochat, P., Rosero, A., González, R., Flórez, I., Lozada, M., Petton, R. 2003. Thrust kinematics of the Tangara/Mundo Nuevo Area: new insight from apatite fission-track analysis, in *Extended Abstracts, VII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias, Colombia*, pp. 147-154.
- Sarmiento, L. F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes Inferences from Tectonic Models. *Ecopetrol*. 295p.
- Velandia, F. 2003. Informe Técnico: Cartografía geológica y estructural sector sur del municipio de Paipa. Proyecto de Geodinámica, INGEOMINAS, 41 p.
- Vergés, J., M. Marzo, y J.A. Muñoz 2002. Growth strata in foreland settings. *Sedimentary Geology*, 146: 1– 9.
- Walker, R.G. 1984. *Facies Models*. Geoscience Canada, Reprint Series 1. 317p.

---

---

Trabajo recibido: Mayo 30 de 2010  
Trabajo aceptado: Noviembre 30 de 2010