

# LEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA DURANTE EL EOCENO TARDÍO – OLIGOCENO TEMPRANO: PROVENIENCIA SEDIMENTARIA EN EL SINCLINAL DE NUEVO MUNDO, CUENCA VALLE MEDIO DEL MAGDALENA

Víctor Caballero<sup>1</sup>, Mauricio Parra<sup>2</sup>, Andrés Roberto Mora Bohorquez<sup>3</sup>

## RESUMEN

Asociada a la formación de los Andes de Colombia, la actual cuenca del Valle Medio del Magdalena resulta de la fragmentación de una ancestral cuenca de antepais asociada a la Cordillera Central y ahora al levantamiento por inversión tectónica de la Cordillera Oriental. Con el fin de establecer la temporalidad del levantamiento se estudió la distribución de facies sedimentarias, paleocorrientes y petrografía en las unidades cenozoicas del sector E de la cuenca. Se identificó un cambio en la dirección de paleocorrientes de direcciones hacia el N NE y E SE en las Formaciones La Paz y Esmeraldas a direcciones W NW en la formación Mugrosa, las cuales se mantienen en las unidades suprayacentes. Los datos de proveniencia indican una fuente de sedimento para La Paz y Esmeraldas proveniente de la Cordillera Central, otra para Mugrosa y Colorado de la Cordillera Oriental y ambas para Formación Real. Los anteriores análisis de información primaria de afloramientos permiten proponer el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Eoceno tardío - Oligoceno temprano. Basados en estas evidencias se puede inferir la deformación y configuración de trampas de petróleo al menos desde el Eoceno en la Cuenca Valle Medio del Magdalena de Colombia.

**Palabras clave :** Colombia, Análisis de cuencas, Paleocorrientes, Distribución de facies, Proveniencia de sedimento, Cordillera Oriental, Colombia, Conteo de clastos, Cordillera Central.

## LATE EOCENE – EARLY OLIGOCENE INITIAL UPLIFT OF THE ORIENTAL CORDILLERA OF COLOMBIA: SEDIMENTARY PROVENANCE ON THE NUEVO MUNDO SINCLINE, MIDDLE MAGDALENA BASIN.

## SUMMARY

Associated to the Colombian Andes uplift, the present day Middle Magdalena Valley Basin resulted from the fragmentation of an ancestral foreland basin associated first to the Central Cordillera and then to the uplift by tectonic inversion of the Oriental Cordillera. To constrain the initial uplift of the Oriental Cordillera a study of paleocurrent directions, sediment provenance and facies distribution on the Cenozoic units of the E part of the Middle Magdalena Valley Basin was conducted. A drastic change in the paleocurrent directions was founded from N NE and E SE in the La Paz and Esmeraldas formations (late Eocene), toward W NW in the Mugrosa Formation (early Oligocene), which maintains in the overlying Neogene units. Petrography data indicates at least two sediment source areas, one contributing to the La Paz and Esmeraldas Formations, the other to the Mugrosa and Colorado Formations and both supplied sediment to the Real Formation. The analysis of all this outcrop data and information let us to propose an initial uplift of the Oriental Cordillera since the late Eocene to early Oligocene. From this finding we can infer deformation and oil trap configuration until at least the Eocene time in the Colombia Middle Magdalena Basin.

**Keywords:** Basin analysis, Paleocurrent analysis, Facies distribution, Sediment provenance, Oriental Cordillera, Central Cordillera, Colombia, Clast counting, Middle Magdalena Valley.

<sup>1</sup> Universidad Industrial de Santander, Escuela de Geología, Bucaramanga- Colombia. vicaballero@gmail.com.

<sup>2</sup> Universidad de Texas, Austin, EEUU, mparra@jsg.utexas.edu

<sup>3</sup> Instituto Colombiano del Petróleo ICP-ECOPETROL, andres.mora@ecopetrol.com.co

## INTRODUCCIÓN

En márgenes convergentes, la carga tectónica que se genera por el cambio de espesor y levantamiento de un cinturón montañoso induce la flexura de la corteza y genera una depresión adyacente denominada cuenca de antepais (foreland basin). Allí se depositan los productos de la erosión de las rocas que se levantan y este relleno es la base para analizar la historia tectosedimentaria del orógeno y la cuenca (Jordan et al., 1988); Jordan, 1998. El análisis de proveniencia de sedimento el estudio de dirección de paleocorrientes y el análisis de la distribución de facies, son algunas de las herramientas más útiles para entender la temporalidad del levantamiento montañoso asociado al sistema sedimentario.

La Cordillera Oriental (CO<sub>r</sub>), de Colombia es un cinturón orogénico bivergente cuya fase principal de levantamiento ocurrió después del Mioceno medio (Van der Hammen, 1958; Cooper et al., 1995) mediante la reactivación e inversión tectónica de fallas normales de antiguas cuencas extensionales del Jurásico superior y Cretácico inferior (Colletta et al., 1990; Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006). Sin embargo, episodios previos de deformación han sido documentados en varios sectores de la CO<sub>r</sub>. Por ejemplo, estratos de crecimiento indican inicio de la deformación en el Anticlinorio de Villeta en el Eoceno medio a tardío (Gómez et al., 2003), Más al oriente, en el área del Macizo de Floresta datos termocronológicos y de proveniencia sustentan deformación Eocena asociada al movimiento inicial de la Falla de Soapaga (Parra et al., 2009b, Saylor et al., 2009), mientras que en el flanco oriental de la Cordillera, la exhumación asociada a la deformación contraccional inició por lo menos hace ~25 Ma (Parra et al., 2009a, Mora et al., 2010). En la parte norte del piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, Gómez et al (2005) reporta estratos de crecimiento asociados al plegamiento inicial del Anticlinal de los Cobardes en rocas asignadas al Oligoceno tardío-Mioceno temprano. Sin embargo, recientes datos termocronológicos de dos fuentes independientes sugieren que la exhumación inicial asociada a tal plegamiento pudo haber empezado mucho antes, en el Paleoceno (Duddy, 2009; Parra et al., 2009c).

Como se puede apreciar existe un aparente conflicto entre los datos termocronológicos y la primera aparición de estratos de crecimiento, el inicio de la deformación y el inicio del levantamiento y no se cuentan con estudios directos en la roca, (donde reposa la evidencia directa para sustentar estos eventos de exhumación

y deformación), como proveniencia de sedimento, distribución de facies y direcciones de paleocorrientes para esta parte de la Cuenca Valle Medio del Magdalena (CVM). En este trabajo se llevó a cabo el estudio detallado de la proveniencia y la distribución de facies sedimentarias el fin de entender la temporalidad inicial del levantamiento de la Cordillera Oriental. Se escogió el área del Sinclinal de Nuevo Mundo (SNM) (Figura 1) por presentar la mejor y más completa exposición de los estratos Paleógenos y Neógenos. El SNM es una estructura con cabeceo hacia el Norte de ~55 Km de largo por ~30 de ancho que hace parte de la (CVM), hacia de la margen occidental de la CO<sub>r</sub> (Figura 1 y 2).

El levantamiento de 7185 m de columna estratigráfica, la cartografía de aproximadamente 1000 Km<sup>2</sup> en el área del SNM, 45 estaciones de conteo de clastos para proveniencia de sedimento, 44 secciones delgadas de arenitas, 52 estaciones de medición de paleocorrientes, permitió determinar la distribución espacial de facies de las unidades del Cenozoico, la proveniencia de sedimento mediante petrografía de conglomerados y arenitas y la dirección de las paleocorrientes con las cuales se pudo determinar el inicio de la exhumación de la Cordillera Oriental entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano y deformación desde el Paleoceno.

## CONFIGURACIÓN GEOLÓGICA

Las rocas del basamento más antiguas en Colombia se clasifican de manera general en tres provincias geológicas diferentes: Oriental, Central y Occidental (Forero, 1990). La Provincia Central está delimitada por la Sutura del Borde Llanero al E y por la Sutura de Romeral al W, e incluye el basamento de las cordilleras Oriental y Central, parte SE del basamento de la Sierra Nevada de Santa Marta, basamento de la Serranía de Perijá y los Andes de Mérida (Figura 1).

De acuerdo al concepto de terrenos geológicos, la Provincia Central es un terreno generado durante el Proterozoico 1.1 Ga (Restrepo-Pace et al., 1997) y acrecionado a un bloque de terreno autóctono, el terreno oriental correspondiente al Escudo de la Guayana, a comienzos del Paleozoico (Touissaint, 1999). Se ha inferido que esta Provincia Central representa el Cinturón Orogénico Caledoniano en Suramérica, resultado de la colisión entre Norteamérica y Gondwana en el Silúrico tardío – Devónico temprano (Forero, 1990). La Provincia Central está compuesta de rocas metamórficas de alto grado como granulitas y neises del Precámbrico, rocas metamórficas del Paleozoico temprano como filitas,

esquistos, cuarcitas y migmatitas y rocas plutónicas del Paleozoico y Mesozoico (Forero, 1990). Rocas sedimentarias marinas del Paleozoico superior recubren discordantemente las rocas metamórficas del Paleozoico inferior. Este terreno se acrecionó al bloque autóctono y fue afectado por un cinturón magmático en su borde occidental durante el Jurásico. Posteriormente eventos de rifting dieron lugar a depositación de sedimento en el Mesozoico y Cenozoico.

La Provincia Central incluye unidades litoestratigráficas definidas como el Neis de San Lucas, Neis de Bucaramanga, Grupos Cajamarca y Quetame, entre

otros, y cuerpos ígneos intrusivos que son del Paleozoico temprano hacia el borde llanero, pero van siendo más jóvenes hacia el W a través de la Provincia Central (Forero, 1990).

La Provincia Oriental corresponde al basamento de rocas del Precámbrico a Paleozoico que pertenecen al Escudo de la Guayana ubicada bajo la cuenca de los Llanos y hacia el E; la Provincia Occidental incluye los terrenos oceánicos post-Jurásico del occidente de Colombia que incluyen el sector occidental de la Cordillera Central, la Cordillera Occidental y la Serranía de Baudó acrecionados al borde NW de Suramérica durante el Cretácico tardío a Paleoceno (Duque-Caro, 1990).

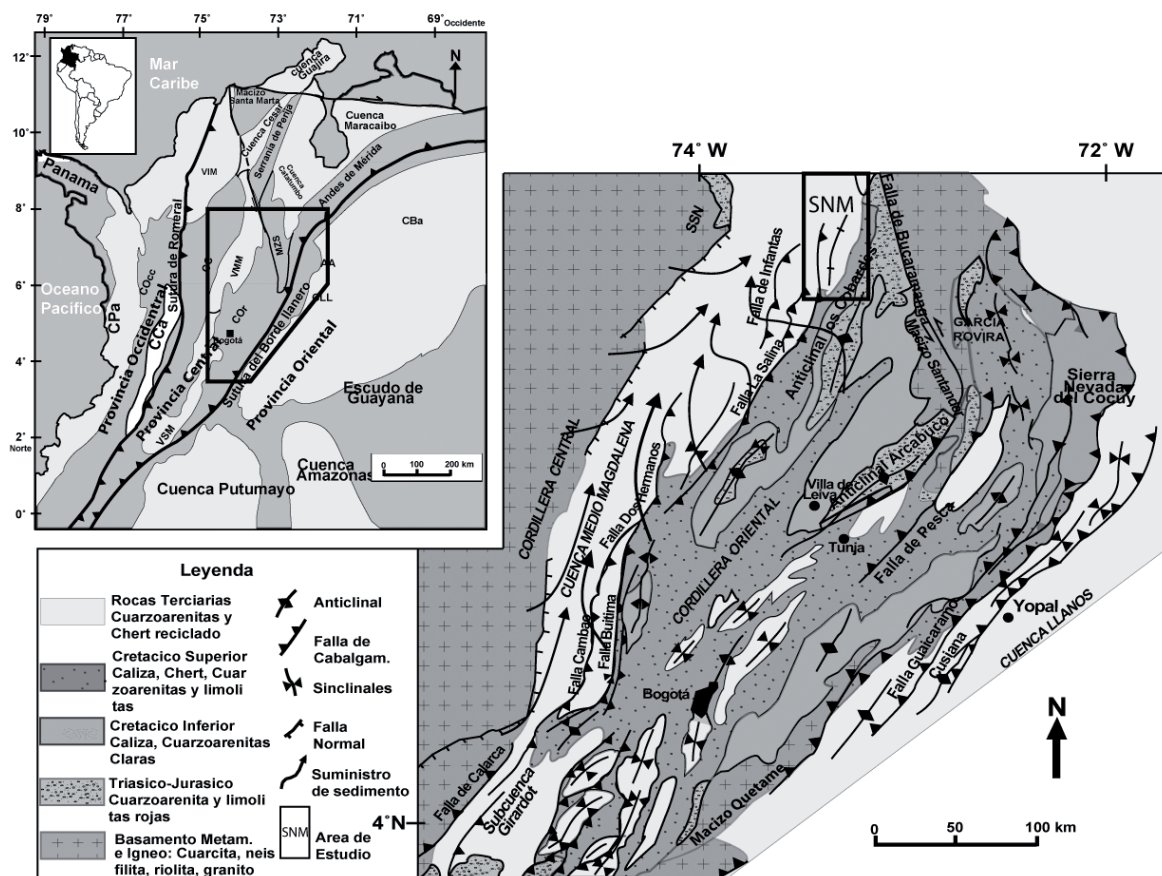


FIGURA 1. Provincias geológicas de basamento de Colombia. Incluye la distribución de potenciales áreas de suministro de sedimento durante el Cenozoico, tanto desde la Cordillera Central como desde la Cordillera Oriental, para las rocas del Cenozoico de la Cuenca Valle Medio. El cuadro encierra el área de estudio en el Sinclinal de Nuevo Mundo (SNM, modificado de Cooper et al., 1995; Gómez et al., 2003; Gómez et al., 2005).

## **CRONOLOGÍA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CVM**

Entre el Triásico tardío y Jurásico medio las formaciones Jordán y Girón de la Cordillera Oriental (Navas, 1963), y Norean, Saldaña y Payandé, de la Cordillera Central (Butler y Schamel, 1988; Clavijo et al., 2008) fueron acumuladas durante un evento de rifting junto a volcanismo explosivo y depositación asociada a fallamiento normal en grabens elongados localizados en las actuales Cordillera Oriental, Cordillera Central y la Cuenca Valle Medio del Magdalena (Sarmiento-Rojas, 2001). Las anteriores unidades están cubiertas de sedimentos aluviales como arenitas, conglomerados cuarzosos, limolitas y arenitas rojas, y rocas piroclásticas y efusivas como tobas y riolitas. En la Cordillera Central, estas unidades fueron intruídas por cuerpos granitoides de magmatismo calcoalcalino durante el Jurásico Medio (Butler y Schamel, 1988; Clavijo et al., 2008). Las fallas normales de estas cuencas distensionales se reactivaron como fallas inversas durante el Cenozoico por deformación compresiva asociada con la inversión tectónica de la Cordillera Oriental (Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006).

En el Cretácico temprano, una rápida subsidencia asociada al rifting condujo a la depositación de potentes secuencias de rocas sedimentarias marinas, principalmente lodolitas, calizas y arenitas. Posteriormente, la subsidencia postrift facilitó la acumulación de calizas en el Cretácico temprano y cuarzoarenitas, shales, calizas, rocas de chert y algunas fosforitas en el Cretácico tardío. Esta depositación ocurrió en cuencas cretácicas interiores como la Cuenca de Bogotá, la cual se extendió hacia el sur por lo que hoy es la Cordillera Oriental y la CVM. Hacia el norte, la cuenca cretácea se dividió en dos: una oriental llamada Cuenca del Cocuy y otra rama hacia el occidente llamada Cuenca del Tablazo, separadas por el paleoalto del basamento de los Macizos de Floresta y Santander, y limitadas por fallas que hoy están invertidas (Etayo-Serna, 1968; Fabre, 1983; Sarmiento-Rojas, 2001; Sarmiento-Rojas et al., 2006). Entre otras, las unidades representativas de este evento que hoy afloran algunas en la Cordillera Central otras en la Cordillera Oriental como las formaciones Tambor, Rionegro, Rosablanca, Tibú Mercedes, Paja, Tablazo, Aguardiente, Simití, Brisas, Salto, La Luna, Cogollo, Capacho y Umir (Figura 2).

Durante el Maastrichtiano a Paleoceno, un evento de deformación compresiva asociada a acreción oblicua de corteza oceánica de la actual COcc, propagó la deformación hacia el norte y produjo acortamiento y levantamiento de la Cordillera Central (Cooper et

al., 1995; Gómez et al., 2005). En el área del SNM, la sección superior de la Formación Lisama del Paleoceno, contiene sedimento producto del inicio de dicho levantamiento y registra el cambio de ambiente de acumulación marino a continental (Gómez et al., 2005; Nie, et al. 2009). El anterior evento compresivo estableció un estilo estructural predominantemente de cabalgamientos con vergencia al oriente y condujo a la formación de una extensa cuenca de antepaís asociada a la Cordillera Central hasta el Escudo de la Guayana. En el Eoceno temprano a tardío las unidades sedimentarias se depositan bajo estas nuevas condiciones de cuenca de antepaís de ambiente predominantemente continental. Como producto de los eventos de levantamiento y erosión, se depositan la Formación La Paz del Eoceno Medio y la Formación Esmeraldas del Eoceno tardío – Oligoceno temprano (Córdoba et al., 2005), y formaciones Mugrosa y Colorado cuya área fuente se ha asignado a la Cordillera Central (Ecopetrol, 2001).

La inversión y levantamiento de la Cordillera Oriental (Colletta et al., 1990; Cooper et al., 1995; Mora et al., 2006), generó depósitos sintectónicos de facies aluviales que van desde ríos meándricos hasta abanicos aluviales (Morales, 1958). Las etapas finales del desarrollo de la cuenca se caracterizan por el depósito de sedimentos aluviales gruesogranulares y algunos volcanoclásticos correspondientes a la Fm Real (Mioceno medio a superior) y Formación Mesa (Plioceno) (Morales, 1958; Gómez et al., 2005).

## **METODOLOGÍA**

Mediante trabajo de cartografía de ~ 1000 Km<sup>2</sup> en el Sinclinal de Nuevo Mundo se determinaron las variaciones laterales en espesor, la continuidad lateral y la geometría de las unidades litoestratigráficas y cambios faciales laterales en las unidades del Cenozoico. Se hicieron nueve transectas para levantamiento de columnas estratigráficas a escala 1:200 mediante el uso bastón de Jacob (Figura 2). Fueron levantados aproximadamente 2965 m de columna de la Formación Mugrosa, 2660 m de la Formación Colorado, 1822 m de la Formación Real, 580m de la Formación Esmeraldas/La Paz y 530 m de la Formación Lisama.

Fueron analizadas las asociaciones de litofacies (Miall, 1996) y sucesiones verticales de facies con el fin de definir ciclos de nivel base (Cross y Margaret, 1997; Ramón y Cross, 1997). Mediante perfiles geológicos de correlación occidente-oriente y norte-sur, se visualiza la distribución lateral de facies a través del SNM; estas



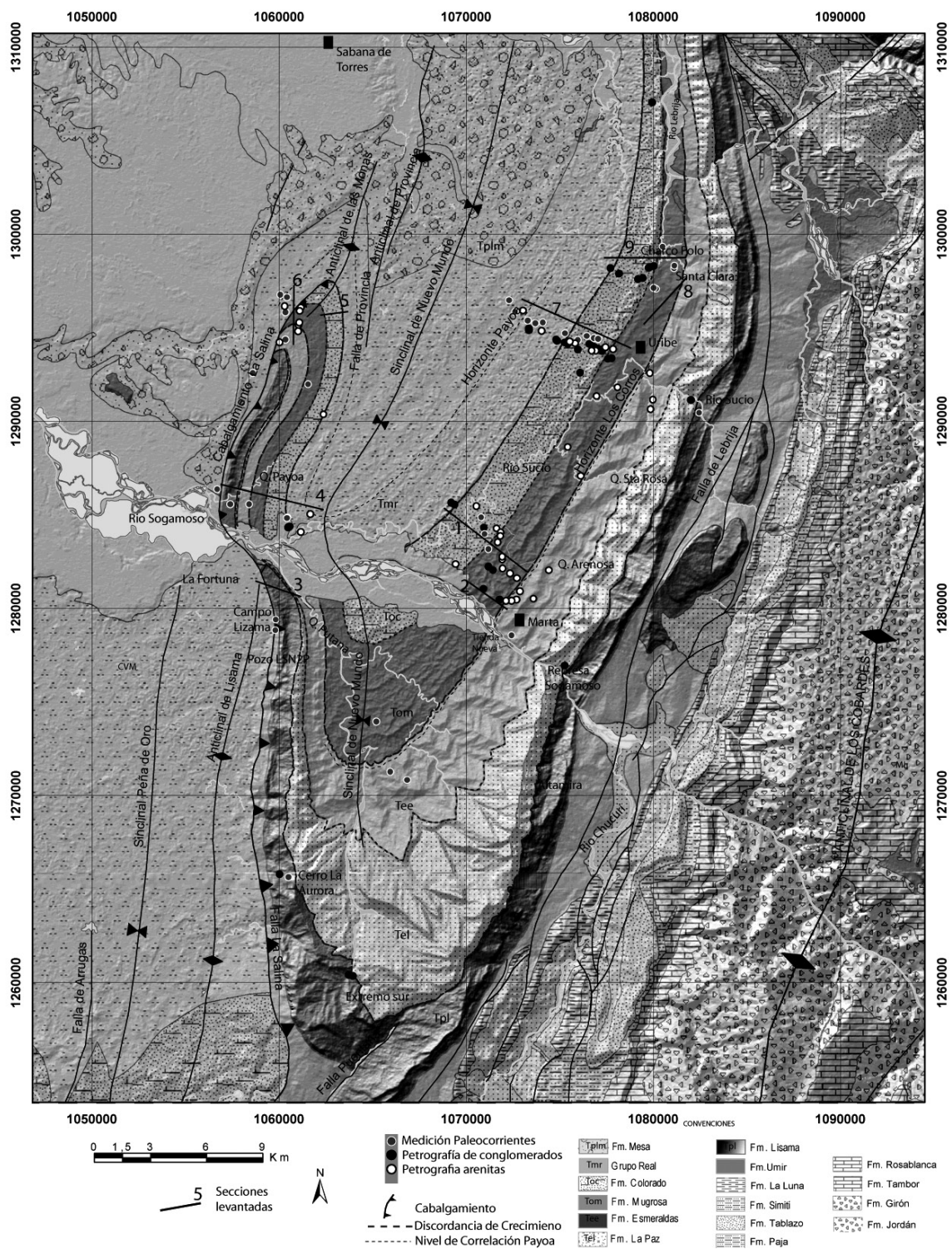


FIGURA 2. Mapa geológico del Sinclinal de Nuevo mundo. Incluye las principales unidades estratigráficas y estructuras, a la izquierda la Cuenca Valle Medio Magdalena (CVM) y a la derecha Anticlinal de Los Cobardes (ML; ver área estudio en Fig.1). Se ubican las columnas estratigráficas levantadas (1 a 9), sitios de medición de paleocorrientes, y la localización de muestras de petrografía de conglomerados y arenitas.

correlaciones se facilitaron mediante el uso de los ciclos de nivel base y algunos horizontes de correlación identificados en el campo como horizontes de yeso en la Formación Mugrosa, Nivel fosilífero Los Corros en el flanco E del SNM (Figura 2).

Se realizaron 45 conteos de clastos en conglomerados de las formaciones La Paz, Mugrosa, Colorado y Real. En cada estación se contó un mínimo de 100 clastos usando una malla cuadrada de 10 x 10 cm. Los resultados se analizaron cuantitativamente por medio de modelamiento de proveniencia descrito por Graham et al. (1986), que es un modelamiento cuantitativo en el que se comparan las contribuciones hipotéticas de diferentes niveles corticales del área fuente, calculadas a partir de su espesor, con las proporciones obtenidas mediante el conteo de clastos, con el fin de identificar posibles causas de diferencias entre datos modelados y datos medidos.

Se elaboraron y analizaron 44 secciones delgadas de arenitas del área del Sinclinal de Nuevo Mundo. Las secciones delgadas fueron preparadas con métodos estándar en los laboratorios de ICP. Fueron analizadas 15 secciones de la Formación Mugrosa, 12 secciones de la Formación Colorado, 9 secciones de la Formación Real y 8 secciones de la Formación Esmeraldas y se clasificaron composicionalmente utilizando la clasificación mineralógica de arenitas (Folk, 1974).

Se realizaron 43 mediciones de paleocorrientes en las unidades La Paz, Esmeraldas, Mugrosa, Colorado y Real. Se utilizaron principalmente mediciones en estratificación cruzada en artesa, siguiendo la metodología definida por DeCelles et al., (1983) en la cual cada eje de artesa indicado es el producto de al menos 20 datos de limbos izquierdos y derechos de las artesas.

## ESTRATIGRAFÍA DE ÁREAS FUENTE DE SEDIMENTO

La fuente potencial de sedimento para los depósitos del Mesozoico y Cenozoico en Colombia han sido la CC, el Escudo de la Guayana y posteriormente la CO (Forero, 1990; Cooper et al., 1995; Gómez, 2001; Gómez et al., 2003; Gómez et al., 2005; Parra et al., 2009a). La Figura 1 muestra la distribución de áreas potenciales de suministro de sedimento para las unidades del Cenozoico de la CVM. Entre las áreas fuente potenciales se incluyen la Cordillera Central y el Escudo de la Guayana para las unidades del Paleoceno y CO y CC para las unidades postPaleoceno como se comprobará

en este estudio. En la CC actualmente son escasos los afloramientos de rocas cretácicas, lo que indica que ya fueron erosionadas y esta superficie de erosión se encuentra cubierta por sedimentos postEoceno (Cooper et al., 1995; Gómez et al., 2003; Gómez et al., 2005).

Para hallar el espesor mínimo aflorante necesario para realizar el modelamiento de proveniencia descrito por Graham et al. (1986), se tuvo en cuenta los espesores de niveles actuales duros de varias columnas estratigráficas de las unidades litológicas desde el Eoceno hasta el Precámbrico reportadas en la literatura geológica de Colombia los cuales a criterio de los autores tuvieron el potencial de producir clastos resistentes (Morales, 1958; Ward et al., 1973; Fabre, 1983; Etayo-Serna y Laverde, 1985; Butler y Schamel, 1988; Ujueta, 1992; Clavijo et al., 2008; Bogotá y Aluja, 1990). En trabajo de campo se calcularon de manera aproximada los espesores de afloramientos resistentes de las diferentes unidades que tienen potencial para producir clastos resistentes a la meteorización y transporte, en la CO y parcialmente en la CC, de acuerdo al conocimiento de los autores. (Figura 4).

**TABLA 1.** Litologías indicadoras de proveniencia y unidades potenciales en las cordilleras Central y Oriental.

Clastos Indicadores proveniencia	Nomenclatura fuente (Ver Figura 14 ventana de erosión)*	
	Cordillera Central	Cordillera Oriental
Cuarzo	Pz	Tesl
Chert	Kcht	Ksl, Teil
Arenita y limolita clara	Karen	TRb, Tpl, Tesl
Limolita y arenita roja	Jr	Jjg, Ku
Caliza		Kcal
Riolita y granito	Tr	JTRtp-Jc
Metamórficos		DfPEbm

\*Pz: Paleozoico, Kcht: Cretácico chert, Karen: Cretácico arenoso, Jr: jurásico, Tr: Triásico. Tesl: Eoceno Fm La Paz superior, Teil: Eoceno Fm La Paz inferior, Ksl: Cretácico superior Luna, Kita: Cretácico Tambor, TRb: Triásico Bocas, Jjg: Jurásico Jordán Girón, Ksu: Cretácico superior Umir, Kcal: Cretácico Calcáreo, JTRtp-Jc: JuraTriásico Igneos, DfPEbm: Devónico, Precámbrico metamórfico.

En los conglomerados de las unidades estratigráficas del Cenozoico (Formación La Paz, Esmeraldas, Colorado y Grupo Real), estudiadas en este trabajo, se encontraron y contabilizaron clastos en las siguientes categorías denominadas “clastos indicadores de proveniencia” (Graham et al., 1986): cuarzo, chert, limolita y arenita roja, limolita y arenita clara, caliza, riolita y/o granito y clastos metamórficos de neis, filita y esquistos.



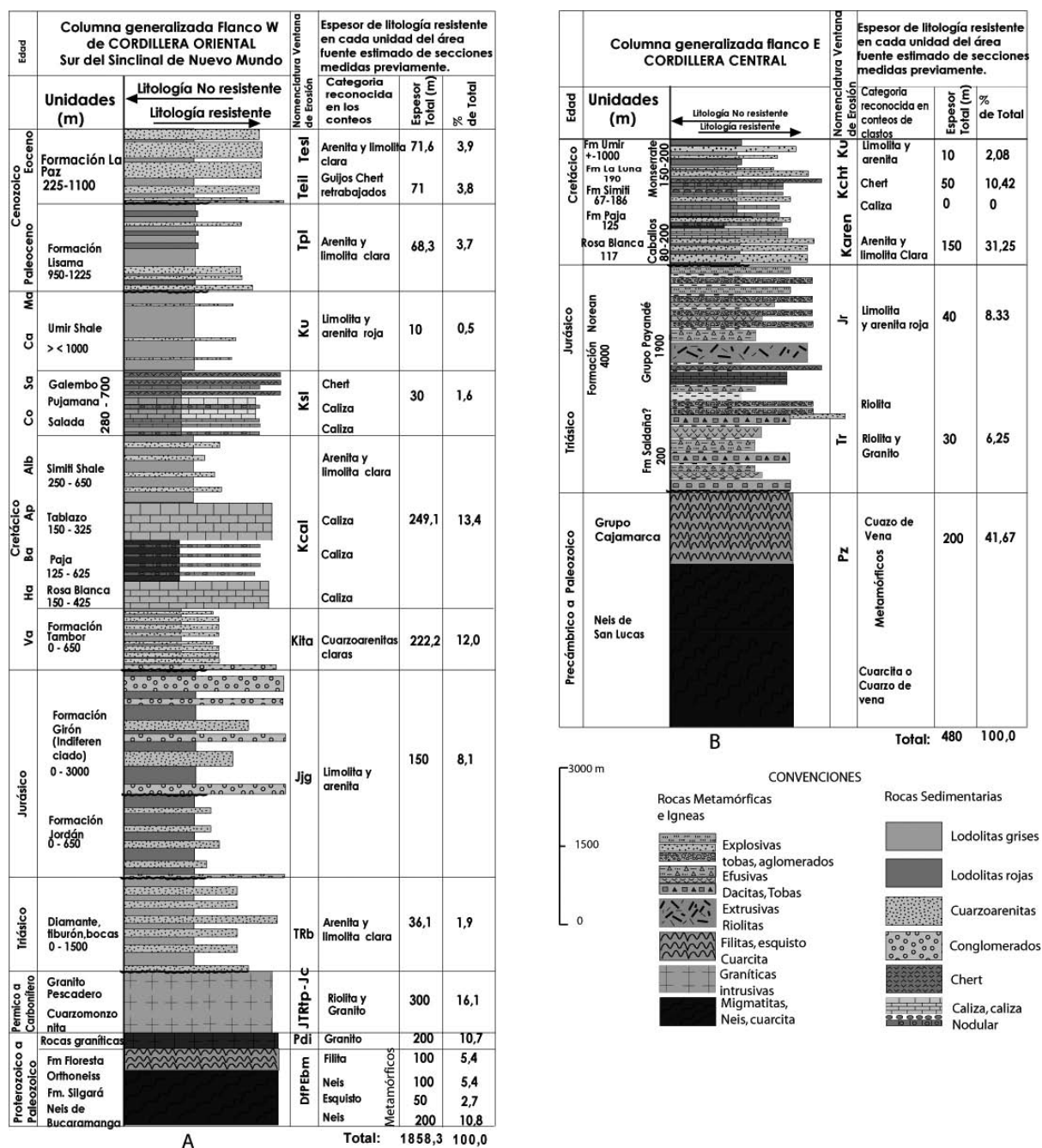


FIGURA 3. Columna estratigráfica generalizada de las unidades potencialmente productoras de clastos de grava en áreas fuente de las rocas cenozoicas del Sinclinal de Nuevo Mundo: A. Flanco W de Cordillera Oriental y B. Flanco E de la Cordillera Central o Paleozoico de Infantas (de Morales, 1958; Ward et al., 1973; Fabre, 1983; Etayo-Serna y Laverde, 1985; Butler y Schamel, 1988; Ujueta, 1992; Clavijo et al., 2008; Bogotá y Aluja, 1981; Caballero y Sierra, 1991).

Roca fuente de clastos de cuarzo y rocas metamórficas: Los clastos metamórficos y de cuarzo de tamaño grava (2 a 25 cm) solo pueden derivarse en un primer ciclo sedimentario de venas o diques de cuarzo en las unidades metamórficas, o rocas metamórficas como cuarcitas; solo hay estos tipos de litología en las rocas del basamento tanto de la COr como en la CC, tales como

las unidades Neis de Bucaramanga y Formación Silgará en el área de la COr, o Neis de San Lucas y/o Complejo Cajamarca de la CC. (Ward et al., 1973). En las rocas metamórficas de la CC se han reportado cuarcitas en “filitas y cuarcitas de Tapoa” y potencialmente existen diques y venas en las rocas ígneas de basamento.

Roca fuente de chert: Los clastos de tamaño grava de chert solo pueden provenir de unidades sedimentarias del Cretácico tales como las formaciones La Luna, Capacho y otras correlacionables que contienen chert, las cuales fueron depositadas en el mar del Cretácico (Erlich et al., 2000; Hedberg y Sass, 1937, Caballero y Sierra, 1991) los cuales contienen una rica fauna de foraminíferos, aunque clastos de chert de tamaño gránulo o guija muy fina pueden provenir del retrabajamiento de conglomerados más antiguos, como por ejemplo los clastos encontrados en la Formación Mugrosa los cuales en parte pueden provenir del retrabajamiento de los conglomerados de la Formación La Paz del Eoceno.

Roca fuente de clastos de arenita roja, limolita roja y también de granito y riolita: Los clastos de lechos rojos como limolita y arenita roja, riolita y granito potencialmente provienen de las rocas del Triásico y Jurásico, como las formaciones Jordán y Girón en la CO, y Norean, Saldaña y Payandé en la CC, así como de intrusiones félsicas triásico-jurásicas de estas unidades. Previamente ya se había propuesto que estas rocas del Triásico y Jurásico expuestas durante el levantamiento de la CC, suministraron sedimento de riolita y lechos rojos para los estratos conglomeráticos de la base de la Formación La Paz (Gómez et al., 2005, Ecopetrol, 2001).

Roca fuente de granitos y riolitas en la Cordillera Oriental incluyen el Grupo Plutónico de Santander donde se agrupan varios cuerpos ígneos como los Plutones de Páramo Rico, Granito de Pescadero, Cuarzomonzonita de la Corcova, de Santa Bárbara y muchos otros pequeños cuerpos intrusivos del Triásico (Ward et al., 1973).

Roca fuente de cuarzoarenita y limolita de color claro: Los clastos tamaño grava de limolita y cuarzoarenita blanca o amarilla potencialmente provienen de unidades de litología arenosa-limosa desde el Eoceno al Cretácico, como las formaciones Umir, Simití, Tablazo Tambor, Rionegro, Mirador, Aguardiente, Capacho y equivalentes.

Roca fuente de caliza: los clastos de tamaño grava de caliza solo pueden proceder de las unidades calcáreas que se presentan principalmente en el Cretácico como las formaciones La Luna, Salto, Simití, Tablazo, Paja, Rosablanca, Tibú Mercedes, Capacho y equivalentes. También se encuentran calizas en la Formación Diamante del Triásico y como conglomerados de caliza en la Formación Tiburón las cuales afloran al N de Bucaramanga (Ward et al., 1973).

La anterior caracterización se utilizará más adelante después de describir la petrología de conglomerados con el fin de modelar la procedencia de las unidades del Cenozoico.

## **DISTRIBUCIÓN DE FACIES E INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES**

Durante el levantamiento de columnas estratigráficas y con base en la descripción textural y composicional, de estructuras sedimentarias y el contenido orgánico fueron identificadas 16 litofacies y 10 asociaciones de facies básicas (Figura 4) para las unidades Esmeraldas, Mugrosa, Colorado y Real (Caballero, 2010), las cuales constituyen el sustento para la interpretación de los sistemas de depositación (Tabla 2 y 3).

### ***Formación la paz***

A la base de la Formación La Paz se encuentra un nivel basal de conglomerados que varía de espesor y textura a través del SNM y marca la discordancia del Eoceno temprano (Tabla 4). Se trata de conglomerado de guijarros y guijas con clastos bien redondeados principalmente de cuarcita y chert y en mínima proporción arenitas cuarzosas y limolita roja, el cual reposa en discordancia erosiva sobre niveles de arcillolitas varicoloreadas de la Formación Lisama.

Encima del Conglomerado Basal, existe un nivel de lodolitas denominado el “Toro Shale”, identificado hacia el flanco W del SNM en la Sección 3 y 4 (Figura 2 y 5), es un nivel de limolitas silíceas gris claro con huellas de raíces y moteado morado oscuro, de extensión local descrito por Morales et al., (1958), que representa facies finas de planicie de inundación que fueron alteradas por procesos pedogenéticos y corresponde a la continuación de la Formación La Paz hacia el sector NW del SNM.

Sobre el flanco E del SNM se midieron 1090 m de la Fm La Paz (Mora et al., 2009f), hacia el extremo sur del SNM se presenta el mayor espesor de aproximadamente 1500 m, de acuerdo a la cartografía realizada; hacia el flanco W se calculan en el mapa unos 400 m en el sector del Pozo LSN2P y sigue disminuyendo gradualmente hacia el NW de tal forma que en la Vía de Bucaramanga a Barranca flanco W, se reduce únicamente al nivel basal de conglomerado de cuarzo de 1.5m, el Toro Shale y un nivel delgado de arenitas gruesas que en total miden unos 85 m. A partir de aquí, el Nivel de “Toro Shale” se puede seguir por fotogeología hacia el norte porque forma una cresta sobresaliente en el terreno y en la carretera que va de la quebrada Payoa hacia Riosucio (Sección 3 y 4, Figura 2 y 7).



**TABLA 2.** Sucesiones de facies e interpretación de ambientes para las Formaciones Mugrosa, Colorado y Real en el Sinclinal de Nuevo Mundo.

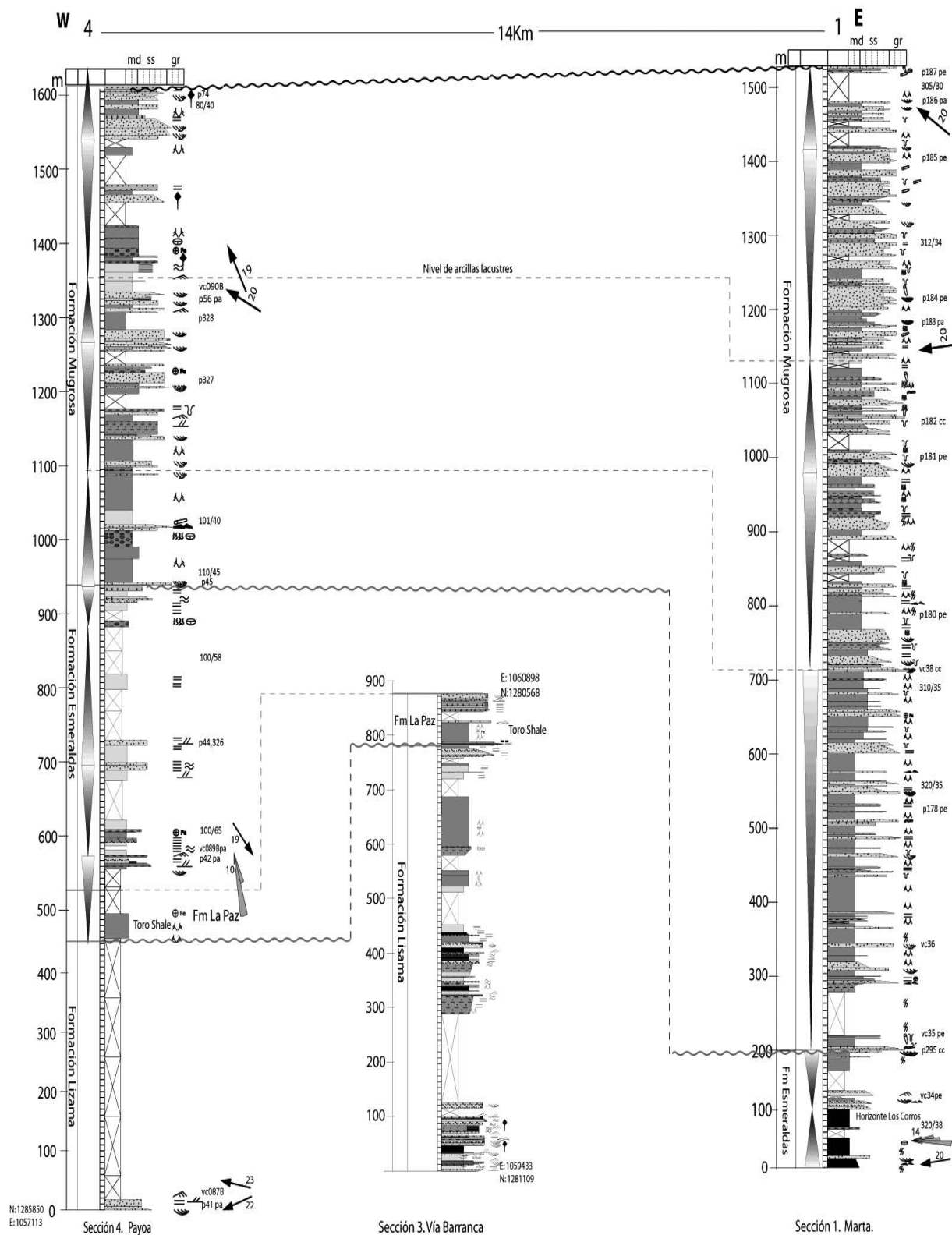
	Sucesiones de Facies e interpretación	Ambiente sedimentario
Formación Real	F1: Flujos de escombros o flujos pseudoplásticos confinados o turbulentos de muy alta energía. Amalgamación de barras de gravas en canales formados en facies medias de abanico aluvial (Nilsen, 1988).	Sistema aluvial y fluvial. Facies proximales y medias de abanico aluvial, ríos entrelazados y depósitos de planicie fluvial inestable en clima árido.  Secuencia granocreciente y estratocreciente. Hacia el E facies proximales y medias de abanico aluvial hacia el W facies fluviales de río trezado y planicie aluvial.
	F1+F2+F3: depósito de tracción de barras de gravas o gravas y arenas en canales trezados o en facies medias de abanico aluvial (Harms et al., 1975).	
	F3+F7: Migración de dunas de cresta recta en planicies de arena (sand flats) cubiertos por lodos de planicie inundación (Reineck y Wunderlich, 1968).	
	F2+F3+F4: depósitos de barras longitudinales gravas arenas en corrientes trezadas (Miall, 1996).	
	F3+F5: depósitos de barras de arena de canal y de erosión y relleno unos sobre otros en apilamiento de arenas de ríos trezados o canales distributarios en complejos de desborde de canal (crevasse splay), o canales de desborde (crevasse channel), en ríos meandriformes (Blatt et al., 1980).	
	F4: depósitos de arenas durante avenidas torrenciales por inundación de la planicie en ríos trezados o en ríos meandriformes (Blatt et al., 1980), también en facies distales de abanico (Nilsen, 1988).	
	F7: Planicie de inundación donde puede establecerse la vegetación. Moteado indica cambios en el nivel freático (Reineck y Singh, 1980).	
	F5+F8: depósitos en pequeños lagos o lagunas o áreas inundadas dentro de planicie de inundación en ríos meandriformes (Reineck y Singh, 1980).	
Formación Colorado	F1: Flujo de escombros. Ambiente de facies medias de abanico aluvial (Nilsen, 1988).	Sistema de abanico aluvial a sistema fluvial: canales distributarios, canales trezados y depósitos de planicie aluvial en clima árido. Secuencia grano creciente y estratocreciente. Facies proximales de abanico al E y facies distales de abanico y fluviales hacia el W.
	F1+F2: depósito de tracción de barras de gravas, o gravas de canal en Ambiente fluvial trezado o en facies medias de abanico aluvial (Nilsen, 1988).	
	F2+F3+F4: depósito de barras de gravas y arenas o lechos de gravas y arenas en ríos trezados (Miall, 1996)..	
	F3+F5+F7: depósitos barras de arena en canales menores o de inundación en ríos trezados. Facies medias de abanico aluvial, canales distributarios. Relleno en canales "channel fill" (Bridge, 2003b).	
	F5+F8: depósitos en pequeños lagos o lagunas, canales abandonadas o áreas deprimidas dentro del sistema trezado (Reineck y Singh, 1980).	
	F7+F10: Paleosuelos de calcretas en bancos "Bank" o terrazas estables con baja frecuencia de inundación (Catuneanu, 2006).	
Formación Mugrosa	F1+F2: depósito de tracción de fondo de canal, gravel lag. Canal fluvial principal (Cant, 1988).	Sistema fluvial meandriforme y complejos de desborde asociados a una amplia planicie aluvial. Facies fluviales de canal y desborde de canal hacia el S y E, Facies de planicie de inundación hacia el N y W . Secuencia granocreciente con facies proximales de abanico al tope.
	F2+F3+F5+F7: depósito de barra puntual completa, desde el depósito de canal hasta el depósito de planicie de inundación (Blatt et al., 1980).	
	F3+F5: depósitos de desborde de canal, lateralmente pasa a F7. ( Reineck y Singh, 1980). F5+F3: depósitos de complejo de desborde de canales principales (Crevasse splay complex)	
	F7+F5+F10: depósito de planicie de inundación. Cuando se desarrolla P es una planicie estable, no tan frecuentemente inundada (Catuneanu, 2006).	
	F7+F10: Arcillolitas o lodolitas con capas de yeso concordantes: depósito bajo condiciones de extrema aridez en playa de lagos efímeros bajo alta evaporación (Stow y Dorrik, 2005).	
	F8: depósitos en pequeños lagos o lagunas o áreas inundadas casi permanentemente (Reineck y Singh, 1986).	

**TABLA 3.** Sucesiones de facies e interpretación de ambientes para las Formaciones La Paz y Esmeraldas en el Sinclinal de Nuevo Mundo.

	Sucesiones de Facies e interpretación	Ambiente sedimentario
Formación Esmeraldas	F3+F4: depósitos de canal aluvial - estuarino. Ambiente fluvial, ríos meándricos. Canales o canales en planicies intermareales.. Sp: Bidireccional canal mareal. (Reineck y Singh, 1980; Leeder, 1999)	Ambiente transicional fluvial a estuarino de baja intensidad, valle aluvial inundado por el océano Drowned river valley (Reineck y Singh, 1980). Hacia el flanco W más fluvial y lagunar, hacia el E más estuarino e influencia mareal.  Secuencia granodecreciente.
	F8+F9: depósitos en agua quieta de pantano o laguna de estuario donde se conserva la materia orgánica en condiciones reductoras. (Blatt et al., 1980)	
	F7: depósitos de planicie de inundación expuesta a desarrollo de suelos y vegetación con variaciones del nivel freático que produce moteado. (Miall, 1996; Catuneanu, 2006)	
	F5+F6: depósitos de planicie intermareal, en ambiente estuarino. (Friedman y Sanders, 1978; Reineck y Singh, 1980)	
	Conchas de bivalvos y gastrópodos en el horizonte Los Corros . Abundante materia organica vegetal de madera fósil y hojas (Mirioni, 1965). Buena continuidad lateral de los cuerpos arenosos de manera que se pueden seguir hasta por 7 a 8 Km. Los cuerpos de arena presentan una geometría principalmente acunada pero formando cuerpos tabulares. Presencia de estromatolitos algales los cuales indican ambiente de plataforma o ambiente estuarino (Blatt et al., 1980; Stow y Dorrik, 2005)	
Formación La Paz	F2-F3-F7: depósito de barras de canal en sistemas aluviales trenzados a meandriformes, desde el depósito de grava de canal hasta el depósito de planicie de inundación con desarrollo de suelos (Blatt et al., 1980).	Sistema fluvial trenzado a meandriforme  Rios trenzados a meandriformes con facies proximales hacia el S-SW con facies medias aluviales y facies distales hacia el N-NE. Secuencia de tres ciclos granocrecientes y estratocrecientes
	F7-F8-F9: Pantanos en planicie de inundación aluvial, con esporádicas entradas de arenas de canales de desborde y erosión localizada de anteriores depósitos.	
	F3-F7-F4-F5: sistemas fluviales de ríos trenzados a meandriformes con planicies de inundación muy escasas, abunda la amalgamación de facies arenosas indicando poco espacio de acomodación y lavado de arenas con poca representación de depósitos lodosos de planicie (Blatt et al., 1980)..	

Descripción de litofacies	Asociación	Interpretación
Gmg: conglomerado matrizsoportado masivo, clastos redondeados, matriz arenolodosa.	F1	Flujo seudoplástico no confinado (Stow, 2005).
Gh: conglomerado con estratificación horizontal cruda vista como líneas de clastos redondeados. Base no erosiva. Matriz arenolodosa.		Flujo seudoplástico confinado o no confinado, régimen de flujo alto.
Gcm: conglomerado clastosoportado con imbricación de clastos. Base erosiva o no erosiva. Clastos bien redondeados, poca matriz de arena.	F2	Flujo laminar (Sheetflood), de régimen de flujo alto (Stow, 2005; Miall, 1996)
Gt: conglomerado con estratificación cruzada en artesa. Clastos bien redondeados, base erosiva irregular, lentes de arenas St, gradación normal.		Flujo turbulento confinado o no confinado. Flujo seudoplástico confinado (Miall, 1996).
Sm: arenitas gruesas granulosa masiva con gradación normal a arenitas finas lodosas, base erosiva e intraclastos con base de gravas muy finas, estratos subtabulares.	F3	Decrecimiento gradual en velocidad mientras deposita. Sedimentación rápida (Reineck and Singh, 1986). Destrucción de estructuras por bioturbación.
St: arenitas media a gruesa granulosa, estratificación en artesa, gradación compuesta en foresets. Base erosiva. Base de grava (gravel lag). Gradación normal a arenita fina.		Migración de dunas de cresta sinuosa, régimen de flujo bajo sobre barras de canal o barras longitudinales. Barras puntuales (Blatt et al., 1980)
Sp: arenitas medias con estratificación cruzada plana, en estratos tabulares o acuñados hasta de 50 cm. Base no erosiva.	F4	Migración de dunas de cresta recta (sand waves). Régimen de flujo bajo. Agua profunda mínimo doble del estrato (Harms, 1975); Migración de barras de canales (Reineck and Singh, 1986).
Sh: arenita fina a media heterolítica en Esmeralda, gruesa granulosa en Mugrosa, con estratificación horizontal y/o de bajo ángulo. En algunos sitios muestra además gradación normal hacia arenas finas y aún arenitas lodosas.		Deposición en régimen de flujo alto sobre lecho plano. Flujos energéticos de alta energía (sheetflood). Régimen de flujo alto. Depósitos de corrientes superficiales efímeras. (Harms, 1975; Blatt et al., 1980, Reineck and Singh, 1986)
Sr: arenitas finas a medias con ondulitas (ripples) en Esmeraldas con lodo y materia orgánica; en mugrosa asimétricos, bioturbados. En estratos tabulares a subtabulares	F5	Régimen de flujo bajo. Asociadas a migración con otras formas de lecho. Asimétricas indican flujo unidireccional (Harms, 1975; Reineck and Singh, 1986).
Sw: arenitas finas a muy finas con laminación flasser, ondulosa o lenticular, en estratos tabulares a subtabulares.	F6	Migración de ripples en régimen de flujo bajo. Combinación de regimenes de flujo bajo- quietud (Reineck and Singh, 1986; Blatt et al, 1980)
Fm: Limos y arcillas moteados masivos, varicoloreados en Mugrosa y con materia orgánica en Esmeraldas, lodolitas arenosas masivas, varicoloreadas Marrón rojizas en Colorado. Arenitas finas lodosas varicoloreadas en Real.	F7	Deposición por acreción vertical de agua quieta al final de eventos de mayor velocidad. Bioturbación alta por actividad orgánica de crecimiento de vegetación e insectos, y animales terrestres (Blatt, et al., 1980; Bridge, ).
Fr: lodolitas con ondulitas (ripples), varicoloreadas, con rizolitos o huellas de raíces en Mugrosa, Colorado y Real.		Acreción vertical en agua quieta. Bioturbación por crecimiento de vegetación. Cambio de color por variaciones en contenido de oxígeno disponible (Miall, 1996; Catuneanu, 2006)
Sl: arenita finas limosas. Laminación horizontal en estratos de 5 a 40 cm planos tabulares	F8	Deposición por acreción vertical o lecho plano en régimen de flujo bajo (Harms, 1975;
Fl: lodolitas con laminación horizontal		Acreción vertical en agua quieta. Lecho plano en régimen de flujo bajo (Blat, et al., 1980).
Fc: Lodolita carbonosa. Alto contenido de materia orgánica vegetal, conchas en Los Corros. Fragmentos de madera Guttiferoxylon Compactum de Schonfeld, (1947)	F9	Acreción vertical en agua estancada de circulación restringida, en ambiente reductor que preserva de la oxidación a la materia orgánica (Blatt, et al., 1980; Mirioni, 1965).
P: Arcillitas, arenitas muy finas lodolitas varicoloreadas con nódulos, costras de carbonatos, rizolitos, capas de yeso. Estructuras prismáticas.	F10	Costras y nódulos de CaCO3. Niveles evolucionados de suelo en planicie de inundación. Lodos de planicie de inundación que han sido sometidos a procesos pedogenéticos (Catuneanu, 2006).

**FIGURA 4.** Identificación y descripción de litofacies y asociaciones de facies básicas en el Sinclinal de Nuevo Mundo (Caballero, 2010). Nomenclatura de Miall, 1996).



**FIGURA 5.** Columnas estratigráficas medidas 1, 3 y 4 del techo de la Fm Esmeraldas y de la Fm Mugrosa en el SNM. (Localización en la Figura 2). Incluye además la correlación litoestratigráfica, asociaciones de facies, ubicación de secciones delgadas, conteo de clastos y paleocorrientes hacia el E para Esmeraldas y al W para Mugrosa (convenciones en Figura 7).



**TABLA 4.** Espesor y tamaño de clastos del conglomerado basal de la Formación La Paz en varios sitios del Sinclinal de Nuevo Mundo.

Flanco	Sitio	Este	Norte).	Espesor	Textura
Flanco Occidental	Via Barranca Campo Lisama	1060782	1280631	1,5	Guijas
	Arriba Pozo LS Norte 2P	1060839	1276161	4,5	Guijarros
	Cerro la Aurora	1060845	1266208	24	Guijarros y cantos
	Sur Cerro la Aurora	1060913	1265111	15,3	Guijarros y cantos
Flanco Oriental	Extremo Sur	1064058	1260401	14	Guijarros
	Altamira	1073679	1270568	10	Guijarros
	Represa Sogamoso	1075558	1276886	8	Guijas
	Via Uribe Riosucio	1082347	1291116	4	Guijas

Se puede ver que tanto el espesor como la textura de clastos en los conglomerados es mayor hacia el sur. Las direcciones de paleocorrientes medidas para esta unidad, indican dispersión de sedimento desde una fuente hacia el S y SW. La distribución de facies va de facies proximales fluviales de ríos trezados con conglomerados a la base (asociaciones de facies F2-F7-F3, Figura 4), en el sector del extremo sur del SNM y facies finas fluviales y distales de limolitas como el Toro Shale y arenitas medias a finas (Facies F3-F7-F4-F5), hacia el N y NW (Figura 11). Verticalmente en el flanco E la Formación La Paz corresponde a tres ciclos granocrecientes, que no están representados en el flanco W.

De acuerdo con las características litofaciales, en donde predominan las arenas con estratificación cruzada en artesa, gradación normal, estructuras de erosión y relleno y abunda amalgamación de facies arenosas indicando poco espacio de acomodación y lavado de arenas con poca representación de depósitos lodosos o pedogenéticos de planicie se infiere, para la Formación La Paz, un ambiente sedimentario fluvial trezado a meandriforme y hacia el sur facies proximales aluviales (Tabla 3).

### ***Formación Esmeraldas***

La Fm Esmeraldas está compuesta por intercalación de paquetes de capas de arenitas gris a gris verdoso de grano fino a medio con alto contenido de líticos y mica, gruesos niveles de arcillolitas. Las arcillolitas son varicoloreadas hacia el flanco E del SNM y grises oscuras con abundante materia orgánica (shales) hacia el flanco E del SNM donde también se intercalan localmente algunos paquetes de arenitas de grano medio a grueso en capas gruesas hasta 8 m de espesor. Los niveles arenosos de esta unidad presentan buena continuidad lateral (Caballero, 2010).

El contacto entre la Formación Esmeraldas y la suprayacente Formación Mugrosa es discordante, dicha discordancia es más notoria hacia el flanco occidental del Sinclinal de Nuevo Mundo en donde los estratos de Fm Esmeraldas tienen una aptitud de 80/32 y sobre esta los estratos de la Fm Mugrosa tienen una aptitud de 21/17 (Figura 6). Hacia el flanco E esta discordancia es menos notoria, el contacto entre las dos unidades es erosivo con un cambio textural, facial y composicional (Caballero, 2010) y la actitud de las capas en esta transición varía unos 5 a 10° en rumbo y entre 4 a 5° en buzamiento (Figura 5 y 7).

Mediante sensores remotos y cartografía se pudo establecer que la Formación Esmeraldas se adelgaza hacia el W pasando de 1255 m en el sector del río Sogamoso, a 780 m en el área del Pozo LSN-2P, y más al N pasa a 570 m en la Sección 4 (Figura 2). Hacia el flanco W el intervalo correspondiente presenta facies fluviales y lacustres (facies F3, F8, F5, Figura 4). Hacia el flanco E el intervalo correspondiente a esta unidad presenta facies de ambiente fluvial a estuarino con influencia mareal (facies F9-F6-F5-F3, Figura 2, 5, 7).

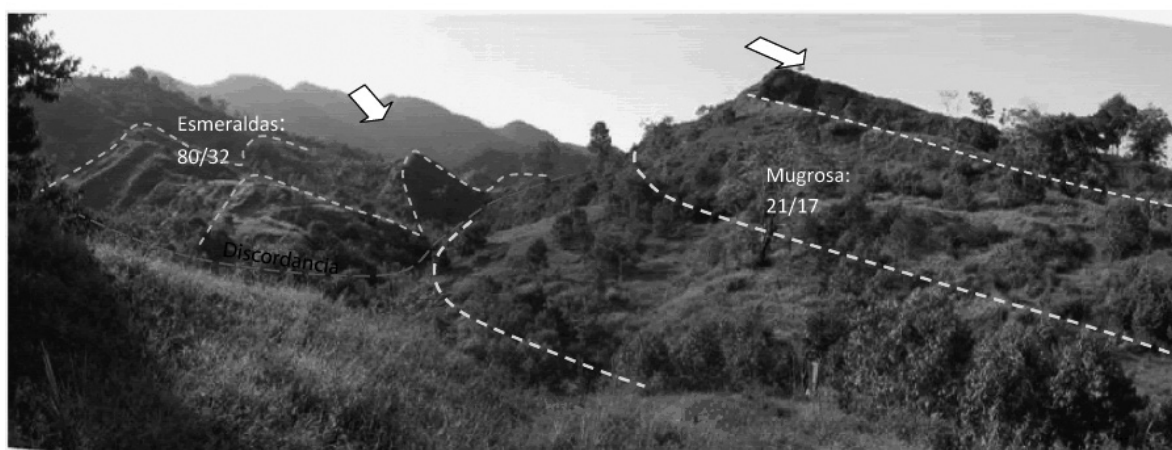
El nivel fosilífero de Los Corros fue identificado solo en el flanco E del SNM (Figura 2), se trata de dos estratos de arenitas verde oliva de 30 a 60 cm de espesor con fósiles de tamaño milimétrico a centimétrico de gastrópodos y por lo menos dos niveles de shale negro con conchas de bivalvos y gastrópodos, hacia el norte del flanco E del SNM los fósiles son milimétricos. Este nivel se ubica unos 50 a 100 m por debajo del techo de la unidad (Figura 5 y 7, Caballero, 2010).

La abundancia de materia orgánica, fragmentos de madera y hojas, la presencia de estromatolitos de algas, conchas de gastrópodos y bivalvos de aguas salobres, así como, las dos direcciones de paleocorrientes, junto con las demás características litofaciales analizadas previamente indican que la Formación Esmeraldas se acumuló en ambiente fluvial a estuarino con influencia mareal (Tabla 3).

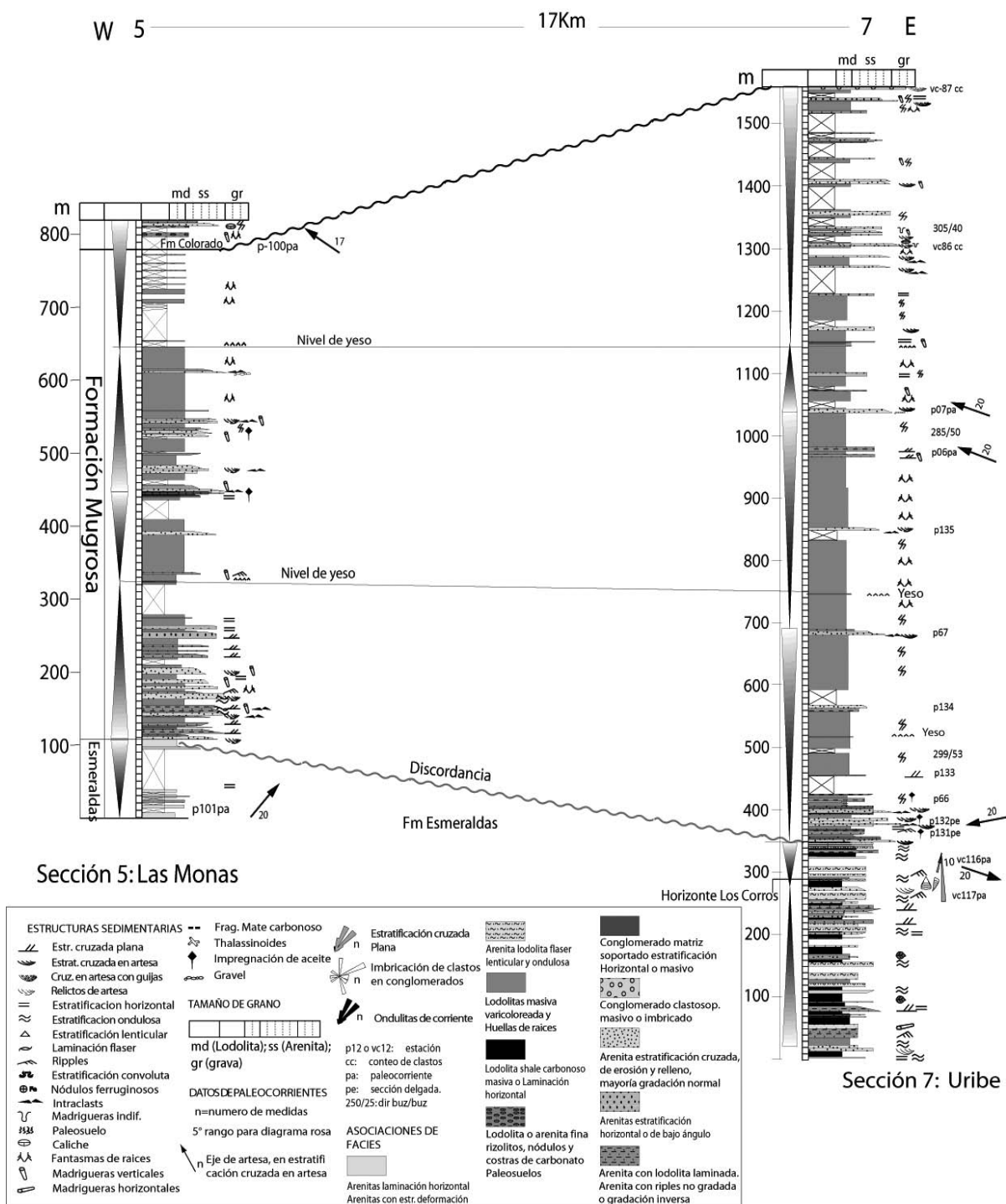
### Formación Mugrosa

La Formación Mugrosa es una unidad predominantemente lodosa, compuesta de lodolitas varicoloreadas marrón rojizo, gris, amarillento, rojo, amarillo rojizo, en niveles métricos a decamétricos, con estratos de arenitas granulosas blancas limpias, en general no cementadas, con gradación normal y base conglomerática, en niveles métricos o centimétricos, la mayor parte están aisladas dentro de las lodolitas y con moderada continuidad lateral. No se identificó en el SNM el nivel fosilífero de Mugrosa reportado hacia el techo de esta unidad en la CVM.

En el flanco E del SNM tiene un espesor promedio de 1330 m, esta unidad al norte presenta lodolitas de planicie fluvial y arenitas de complejo de desborde en sistemas meándricos (F7-F3, Figura 4) y hacia el sur arenitas de canal fluvial meándrico y de desborde de canal con intercalaciones de lodolitas arenosas de planicie y algunos estratos de conglomerados de guijas finas (F3-F5-F7-F2, Tabla 2). A 17 Km al W, en el flanco W del SNM, tiene espesor de solo 780 m y disminuye hacia el N hasta 570m; consiste de lodolitas varicoloreadas de planicie fluvial, arcillolitas lacustres, arenitas de complejo de desborde, arenitas de barra puntual fluvial meándrico y paleosuelos (F7-F8-F3 y F10). No se encuentra en el SNM el horizonte Mugrosa al tope de la Formación Mugrosa. El ambiente de depositación de la Formación Mugrosa fue de canales fluviales de tipo meandriforme y planicies de inundación secas a húmedas en alternancia de condiciones climática húmedas a áridas (Tabla 2).



**FIGURA 6.** Contacto discordante entre las formaciones Esmeraldas y Mugrosa. Se observa sobre el flanco occidental del Sinclinal de Nuevo Mundo hacia el sector sur. Foto tomada en dirección hacia el N (quebrada Putana, N:1273371, E:1062506).



**FIGURA 7.** Columnas estratigráficas medidas 5 y 7 del techo de la Fm Esmeraldas y de la Fm Mugrosa en el SNM. (Localización en la Figura 2), incluye correlación litoestratigráfica, asociaciones de facies, paleocorrientes hacia el E – NE para la Fm Esmeraldas y hacia el W para la Fm Mugrosa, ubicación de secciones delgadas y conteo de clastos. La correlación deja ver una cuña clástica con adelgazamiento hacia el W.



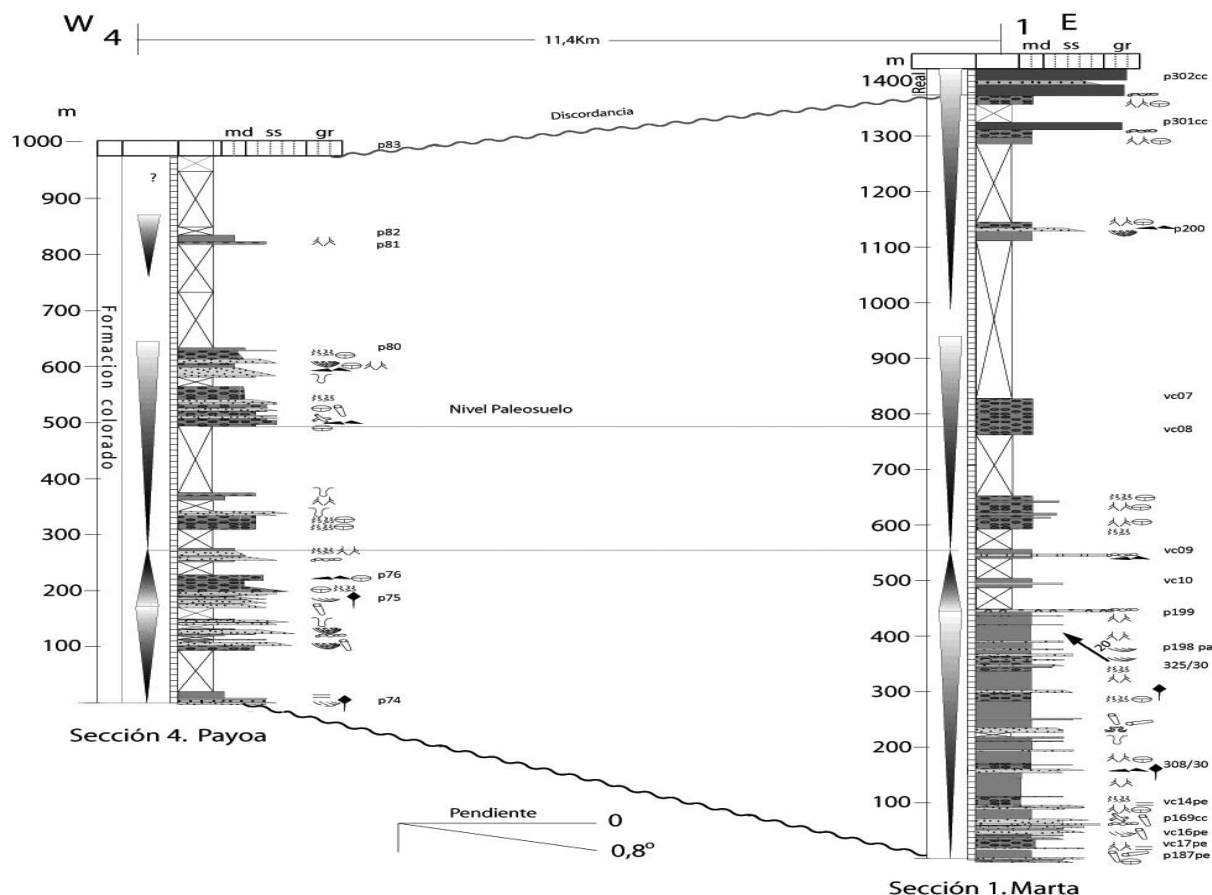
### Formación Colorado

La Formación Colorado Consiste de arenita marrón rojiza conglomerática y conglomerados marrón rojizos, lodolitas marrón rojizas y paleosuelos de calcretas con abundante costras y nódulos calcáreos. El contacto inferior es una discordancia erosiva; en la sección Marta el contacto se reconoce por un nivel arenitas marrones granulosas con cemento calcáreo y nódulos de Mn y encima un nivel de paleosuelo con costras calcáreas sobre arenitas y lodolitas moteadas de Mugrosa.

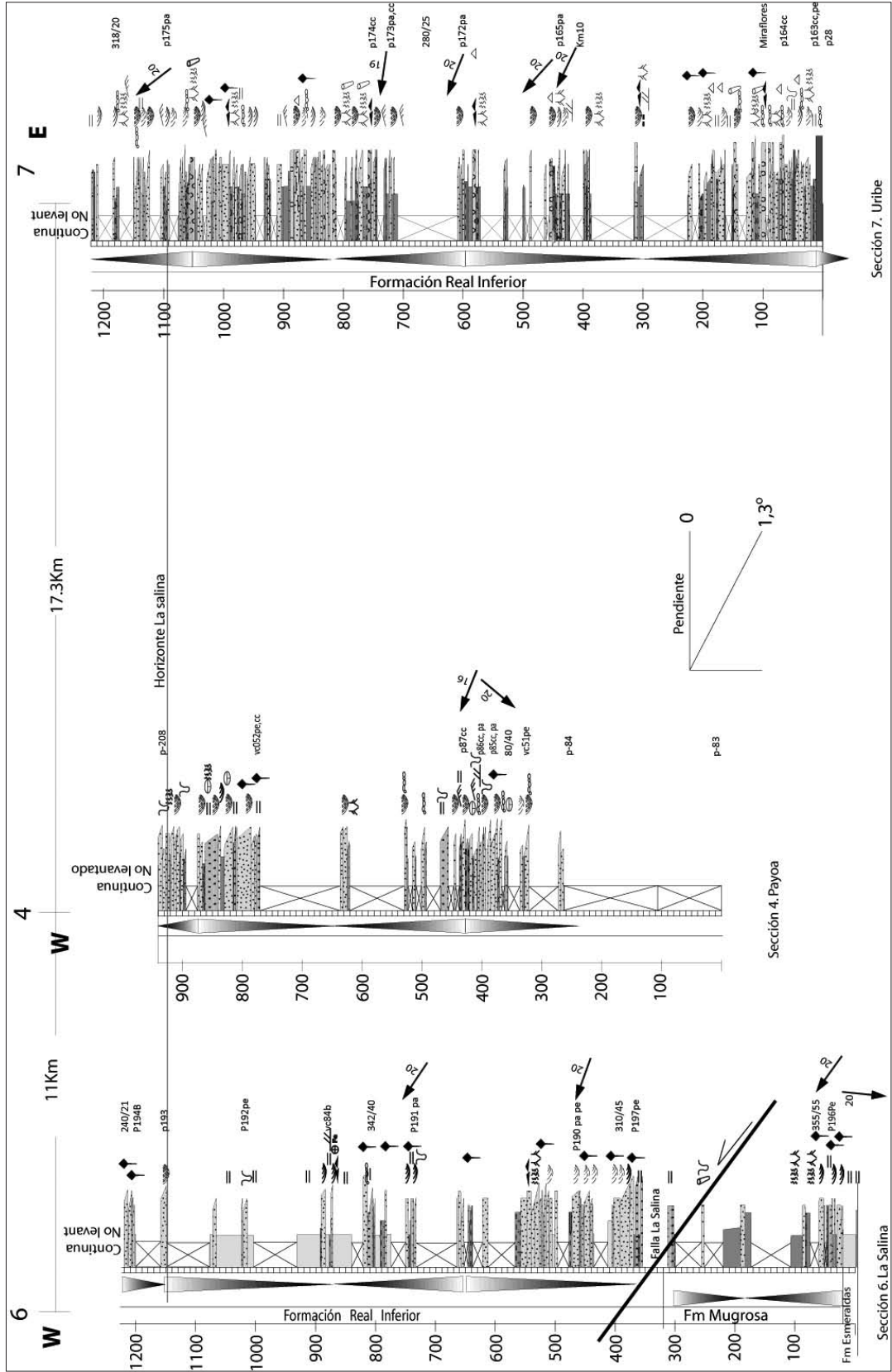
La Formación Colorado en el flanco E del SNM, alcanza un espesor de 1400 m, es un grupo de 3 ciclos principalmente granocrecientes y estratocrecientes que presenta hacia el N facies proximales y medias de abanico aluvial (asociaciones F2-F3, F1, F7-F10, Figura 4) y hacia el sur facies distales de abanico y fluviales de ríos trenzados (asociaciones F7-F10, F3-F4-F5 y F9). En el flanco W del SNM, a 10.5 Km, la unidad solo alcanza los 970 m de espesor y presenta facies fluviales

de arenitas de canales trenzados a meandriformes, complejo de desborde (asociaciones F10, F4-F5) y niveles de paleosuelos calcáreos (Figura 8). No se encontró el horizonte fosilífero de La Cira al tope de la Formación Colorado, ni siquiera se encontraron shales grises u oscuros de este último horizonte.

La litofacies de conglomerado clastosoportado con estratificación horizontal e imbricación de clastos, arenitas con estratificación cruzada en artesa, arenas con superficies de erosión y relleno, paleosuelos de calcretas, arenas conglomeráticas de relleno de canales distributarios, canales trenzados y hacia el techo niveles muy gruesos de conglomerados matriz soportados masivos con arenitas conglomeráticas y lodolitas arenosas conglomeráticas, además de las características previamente analizadas indican que la Formación colorado fue depositada en ambiente de abanico aluvial proximal y medio que varía hasta facies distales de abanico y fluviales en clima árido (Tabla 2).

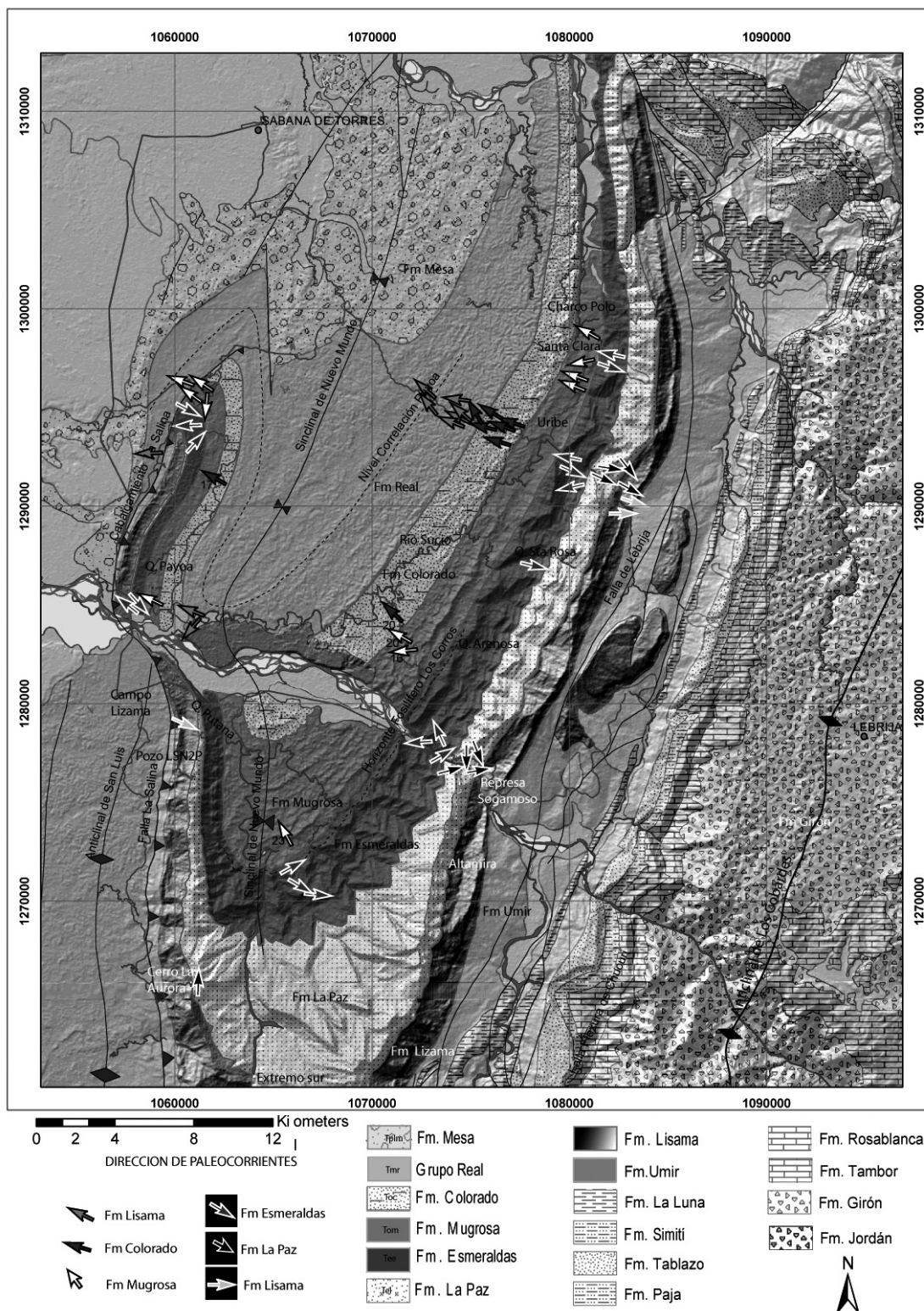


**FIGURA 8.** Columnas estratigráficas medidas 1 y 4 de la Fm Colorado en el SNM. (Localización en la Figura 2). Incluye además la correlación litoestratigráfica, asociaciones de facies, paleocorrientes, ubicación de secciones delgadas y conteo de clastos. La correlación deja ver adelgazamiento hacia el W y fuente de sedimento del E – SE para la Fm Colorado (convenciones en Figura 7).



**FIGURA 9.** Columnas estratigráficas medidas 4, 6 y 7 de la Formación Real en el SNM. Incluye además la correlación litoestratigráfica con base en horizonte guía La Salina de la Fm Real, incluye asociaciones de facies, conteo de clastos y paleocorrientes en dirección W-NW (Localización Figura 2, convenciones Figura 7).





**FIGURA 10.** Distribución de paleocorrientes medidas en unidades Cenozoicas del Sinclinal de Nuevo Mundo. Las formaciones Lisama y La Paz con paleocorrientes promedio hacia el E, se observa un cambio en la dirección en la Formación Esmeraldas que presenta un patrón bidireccional y las formaciones Mugrosa, Colorado y Real con paleocorrientes promedio hacia el W marcan una nueva fuente de sedimento. Se puede observar que las direcciones son consistentes en ambos flancos del Sinclinal de Nuevo Mundo.



## **Formación Real**

En este trabajo se levantó solamente la Formación Real Inferior (1100 m), del Grupo Real, el cual puede alcanzar los 3000 m. Sin embargo si se hizo la cartografía de toda la unidad (Figura 2). Su contacto con la infrayacente Fm Colorado es discordante erosivo con cambio en buzamientos de 35-40 grados en la Fm Colorado a 25-30 en la Fm Real, pero donde se pudo identificar mejor esta discordancia fue en el anticlinal de monas, donde la Formación Real cubre en discordancia a la Fm Mugrosa habiendo sido erosionada la Fm Colorado (Figura 9, Sección 6). La Formación Real Inferior es un grupo de 3 ciclos granocrecientes.

En el sector N del flanco E del SNM, sección 7, la Formación Real Inferior inicia con conglomerados matriz soportados de facies medias de abanico, arenitas fluviales trenzadas en facies medias aluviales y en menor proporción paleosuelos y lodolitas de planicie de inundación (F1, F3-F4, F7-F10, Figura 4). En el sector SW del flanco W del SNM, sección 4, predominan las arenitas de facies distales de abanico y arenitas fluviales de canales trenzados con escasos niveles lodosos y de paleosuelos (F3-F4, F7-F10). Al W, sección 6, se encuentran las facies de arenitas fluviales de canales trenzados y algunas lodolitas en la base y arenitas fluviales de barras puntuales en sistemas meandriformes, lodolitas de planicie fluvial y arcillas lacustres hacia el techo (F3-F4, F3-F8-F10, Figura 9).

La anterior información indica que la Formación Real inferior fue depositada en ambiente de abanico aluvial proximal y medio y varia lateralmente hacia facies de canales trenzadas, el paleoclima para esta unidad al parecer fue un clima húmedo con predominancia de la meteorización química con algunos periodos de clima árido (Tabla 2).

## **Fm Mesa**

La Formación Mesa es una secuencia de gravas y arenas con algunos niveles de planicie de inundación. En este trabajo no se levantó sección de esta unidad pero si se cartografió parte de esta donde aflora en el SNM, hacia el flanco W se pudo observar que esta unidad se encuentra en posición vertical en cercanías del cabalgamiento de La Salina indicando que esta falla ha tenido actividad en el Plioceno.

## **DISTRIBUCIÓN DE PALEOCORRIENTES Y FACIES**

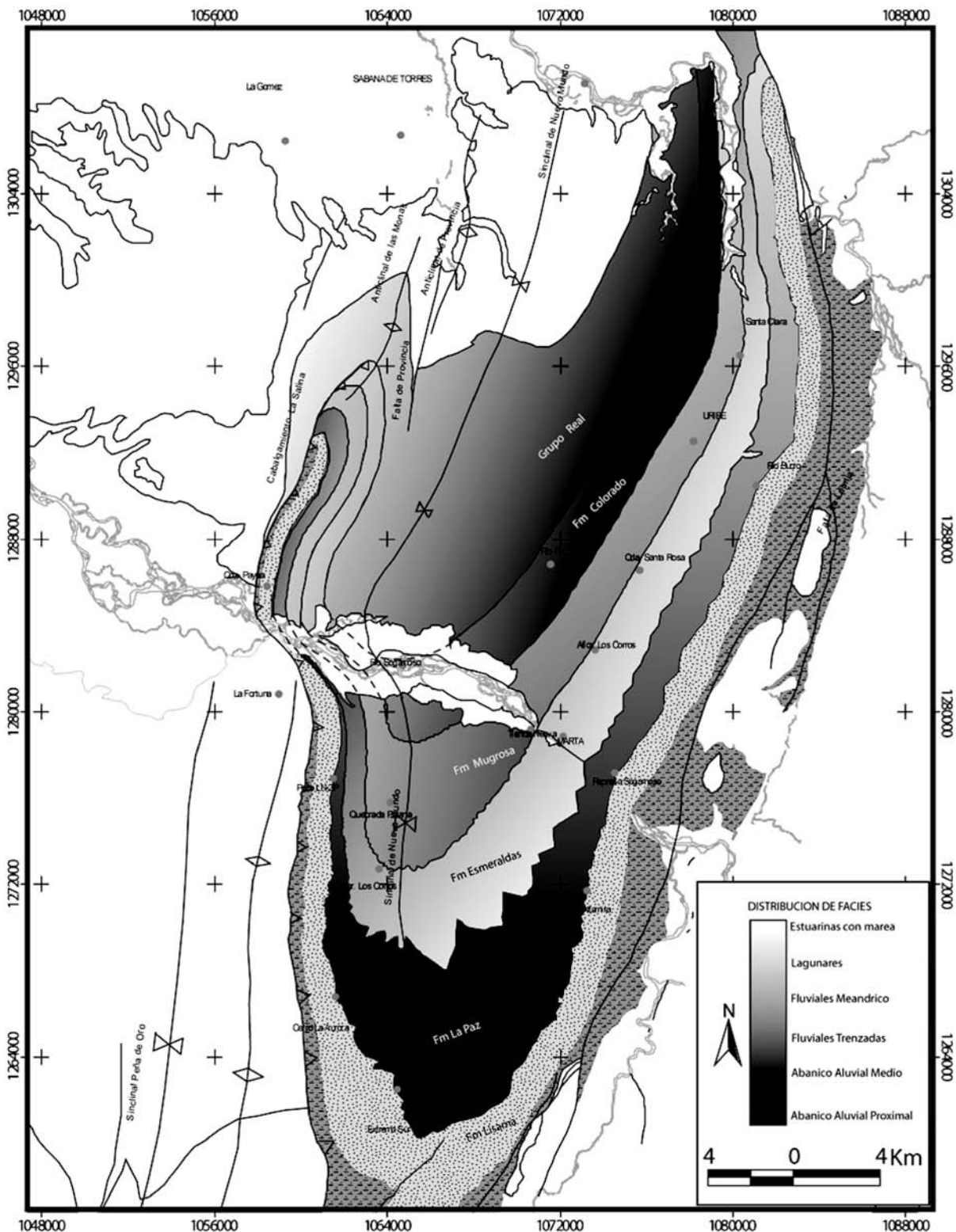
En las secciones estratigráficas levantadas y descritas se observan las direcciones de paleocorrientes medidas (Figuras 6 a 9). Se midieron también en diferentes sectores en ambos flancos del SNM (Figura 10).

Se puede observar que paleocorrientes de las formaciones Lisama y La Paz van hacia el E, NE, SE lo que indica procedencia promedio del W, SW. Las paleocorrientes medidas en la Formación Esmeraldas muestran un patrón de dispersión bidireccional hacia el W y hacia el E. (Figuras 7,8 y 9). Esto concuerda parcialmente con estudios previos en lo que se reportan ejes de artesas en dirección NE tanto para la Formación La Paz como para la Formación Esmeraldas (Gómez et al., 2005).

Un cambio notable en la dirección de las paleocorrientes se registra en las rocas de la Formación Mugrosa, en las cuales el resultado de todas las mediciones indica un paleoflujo hacia el W y NW ubicando la fuente de sedimento hacia el E-SE. Desde esta edad depositación en adelante, las paleocorrientes indican que dicha fuente permaneció en posición E ya que las paleocorrientes en las formaciones Colorado y Real apuntan hacia el E primordialmente (Figura 10).

La distribución lateral de facies permite ubicar las áreas fuente de sedimento para las unidades del Eoceno - Mioceno en el área del Sinclinal de Nuevo Mundo (Figura 11). Los resultados del análisis y distribución litofacial para la Formación La Paz ilustran la acumulación de facies proximales hacia el S-SW del SNM y facies distales hacia el N-NE. La Formación Esmeraldas presenta facies lacustres a fluviales hacia el flanco W, mientras que en el flanco E del SNM las facies son más estuarinas, con influencia fluvial y mareal. En contraste, la Formación Mugrosa marca un cambio hacia facies fluviales de río meandriforme, siendo proximales hacia el flanco E, especialmente al SE, y distales hacia el W-NW. La Formación Colorado por su parte presenta facies de abanico aluvial proximal al E-NE y distales al W-SW. Finalmente, la Formación Real presenta facies proximales hacia el E-NE y distales hacia el W -SW, de forma similar a la anterior Formación Colorado.

La distribución vertical de facies deja ver que las formaciones La Paz y Esmeraldas conforman una secuencia granodecreciente con un máximo de inundación hacia el techo de la Formación Esmeraldas. La distribución vertical de facies en las formaciones Mugrosa, Colorado y Real muestran una secuencia granocreciente.



**FIGURA 11.** Resumen de distribución de facies en rocas del Cenozoico en el Sinclinal de Nuevo Mundo. Se muestra en colores oscuros las facies proximales y en colores claros las facies distales estuarinas con influencia mareal dentro de las unidades La Paz, Esmeraldas, Mugrosa, Colorado y Real. Esta información deja ver la localización del área fuente para cada unidad indicada por las facies proximales y las distales.

## **PETROGRAFÍA DE CONGLOMERADOS**

Los resultados del conteo de clastos se consignan en la Tabla 5 y 6 y en la Figura 12, y se discriminan a continuación de base a techo.

Formación La Paz: los conglomerados de esta unidad tienen fragmentos con tamaños entre guijas y guijarros y en el sector sur del SNM la textura puede alcanzar la categoría de cantos de hasta 30 cm. Todos los clastos de cuarzo en esta unidad sobresalen por ser bien redondeados lo que indica grandes distancias de transporte. Composicionalmente predominan los clastos de cuarzo y chert que representan entre el 75 al 80% del total de los clastos, esto indica alto grado de meteorización química o gran distancia de transporte que hizo desaparecer los clastos de litología débil.

También se identificaron clastos de arenitas y limolitas claras y limolitas y arenitas rojas en menor proporción. Los niveles de conglomerados más espesos, de hasta 24 metros en el nivel más basal de esta unidad, se observan hacia el sur del SNM donde también se presentan los clastos más gruesos. La textura y composición anteriormente descrita en los conglomerados de la Formación La Paz, solo puede producirse por erosión en rocas de basamento donde deben existir cuarcitas o gruesas venas de cuarzo y rocas sedimentarias de chert de buen espesor (Tabla 4).

Formación Esmeraldas: Esta unidad no presenta niveles conglomeráticos, sólo se encontraron algunos lentes muy delgados hacia la base muy cerca del contacto con la Formación La Paz.

Formación Mugrosa: los conglomerados de esta unidad presentan una textura de guijas muy finas a medias (5 a 15mm). Composicionalmente están compuestos de chert de color gris y amarillo y cuarzo lechoso. Una buena proporción de partículas de cuarzo y chert son bien redondeadas, posiblemente como resultado de más de un ciclo sedimentario (Folk, 1974), pero también se pudo observar en otros sectores, como en la parte sur del SNM, clastos angulares de chert y cuarzo, lo que indica fuentes de primer ciclo para estos fragmentos. También contiene fragmentos de limolitas silíceas y cuarzoarenitas claras en muy baja proporción; hacia el techo de esta unidad comienzan a aparecer mayor proporción de líticos sedimentarios de arenita y

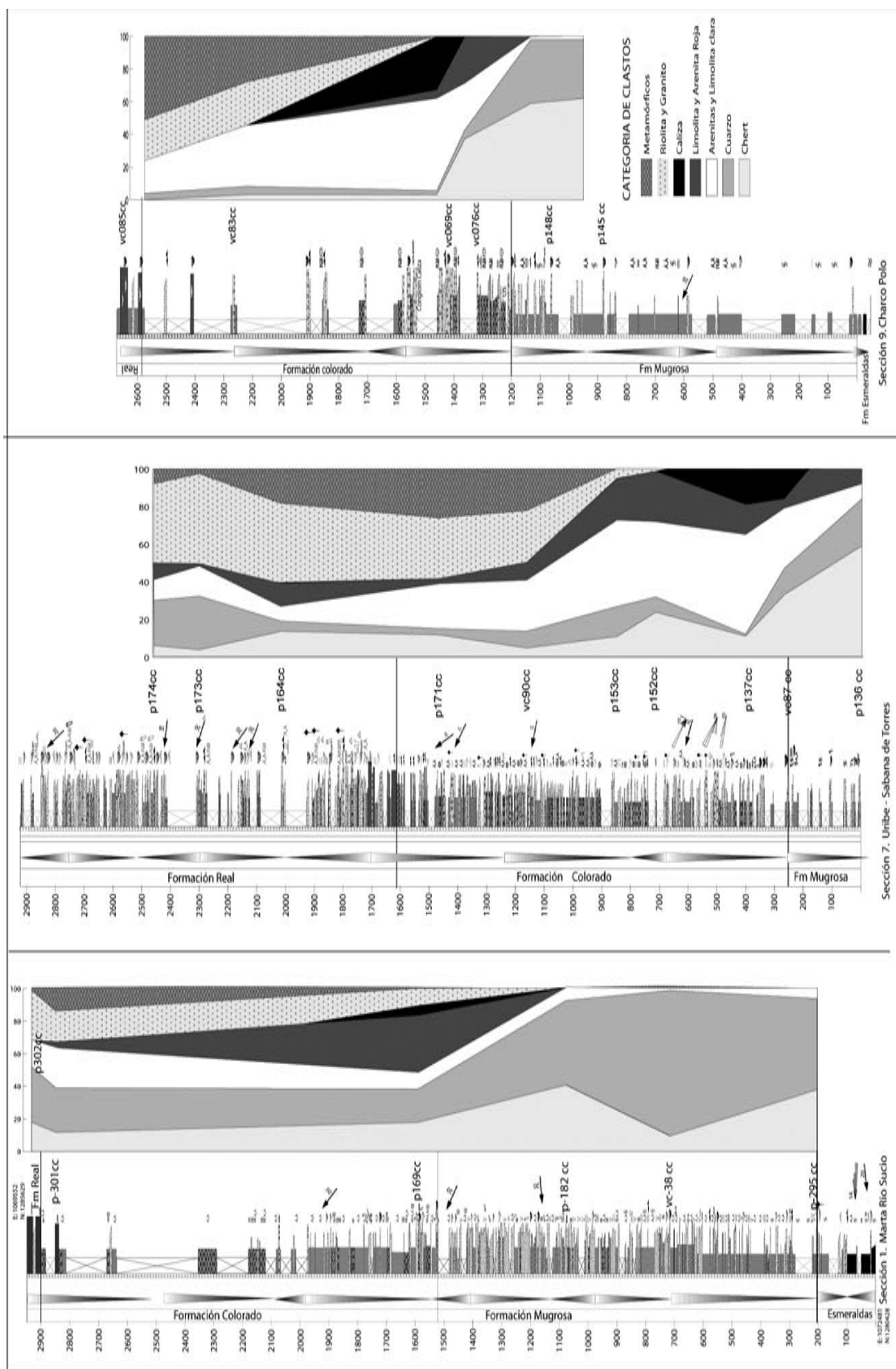
caliza (Figura 12); esta composición indica erosión y retrabajamiento de unidades sedimentarias previamente depositadas y unidades de litología calcárea.

Formación Colorado: Los conglomerados de esta unidad varían desde guijas a guijarros bien redondeados. Predomina la composición de arenitas y limolitas claras, arenitas y limolitas rojas y es la única unidad que contiene buena cantidad de clastos de caliza los cuales se observaron solo hacia la base. Hacia el techo de la unidad se observa un enriquecimiento en clastos metamórficos, de neises, filitas y esquistos, y fragmentos ígneos graníticos. La Formación Colorado es la unidad que mayor proporción de conglomerados presenta, estos son más abundantes y mejor desarrollados hacia la parte central y norte del flanco E del SNM, (Figura 12 y 14).

Formación Real: Los conglomerados de esta unidad son los de textura más gruesa que va desde guija a canto (3- 6.4 hasta 30cm). Esta unidad presenta la mayor diversidad en composición predominando los clastos ígneos de granito y riolita y los metamórficos de neis, filita, esquisto sobre los sedimentarios de chert, limolita, arenita roja y arenita y limolita clara. Se pudo observar que nuevamente vuelve a surgir el cuarzo como importante formador de los clastos. Hacia el techo de la unidad aumenta la proporción de clastos ígneos y volcánicos sobre los demás tipos, la fuente de este sedimento corresponde a rocas ígneas y metamórficas de basamento.

En las Figuras 12 y 14 se puede observar la variación estratigráfica en la composición de clastos en conglomerados de las formaciones Mugrosa, Colorado y Real en el Sinclinal de Nuevo Mundo; en todos los sectores se repite la misma secuencia de aparición de las litologías, es decir en la formación Mugrosa abundan chert y cuarzo, con algunas arenitas y limolita clara, esta es la principal composición también de las arenitas estudiadas en sección delgada. Hacia el techo de Mugrosa y base de la Formación Colorado se presenta un cambio la composición de clastos y abundan los de arenitas y limolitas claras, limolitas y arenitas rojas y calizas las cuales presentan un máximo hacia la parte baja de la formación Colorado. Hacia la parte media de esta unidad comienzan a aparecer clastos ígneos y metamórficos que se van haciendo más abundantes hacia el techo de la Formación Colorado; La Fm Real se caracteriza por la aparición de alto contenido de clastos especialmente ígneos y metamórficos.





**FIGURA 12.** Variación estratigráfica en composición de clastos para las secciones 1, 7 y 9 (Figura 2, convenciones litológicas en Figura 7). Se encuentra registrada la historia de exhumación de la Cordillera Oriental a partir de la Formación Mugrosa con clastos de cuarzo y chert retrabajado; el contenido de caliza marca el inicio de la erosión de rocas de las unidades calcáreas del Cretácico, la abundancia de clastos ígneos y metamórficos en Real indican exhumación del basamento de la Cordillera Oriental.

**TABLA 5.** Conteo de clastos realizado para la Formación Colorado y Real en el SNM.

Formación Real									
N	E	Chert	Cuarzo	Arenita y Limolita clara	Limolita y aren Roja	Caliza	Riolita y granito	Metamóf.	Total
1294941	1073704	6	24	11	10		41	8	100
1294868	1073696	4	30	14	2		48	2	100
1294350	1075155	14	6	7	12		43	18	100
1294288	1075208	29	27	4			34	6	100
1285546	1069735	12	25	30			19	14	100
1284292	1060846	47	29	14			10		100
1284329	1060864	34	31	14			21		100
1284368	1060922	40	19	19			22		100
1298176	1078062		4	20			25	51	100
1285629	1069552	19	32	18			31		100
Formación Colorado									
N	E	Chert	Cuarzo	Arenita y Limolita clara	Limolita y aren Roja	Caliza	Riolita y granito	Metamófrico	Total
1292579	1076443	15	22	12	35	6	10		100
1282229	1071541	48	43	9					100
1281022	1071275	10	87	3					100
1280461	1072135	38	54	8					100
1284291	1071302	15	22	12	35	6	10		100
1297878	1078524		4	20			25	51	100
1298176	1078062	2	6	37	1		26	28	100
1297591	1079535	5		61	1	33	0		100
1307029	1080292	3	3	56	6	32	0		100
1297639	1079790	37	6	29	26	2	0		100
1294194	1075600	6	5	28	13		24	24	100
1294167	1075699	12	3	24	3		32	26	100
1294113	1075781	3	6	23	10		24	34	100
1282024	1071784	5	9	27	10		27	22	100
1293830	1076314	12	14	26	18		17	13	100
1294108	1076927	11	16	46	22		5		100
1293986	1077108	24	8	40	27		1		100
1293968	1077169	17	2	65	16				100
1293933	1077237	3		84	13				100
1293896	1077320	13	3	31	39	14			100
1293872	1077379	6	2	62	23	7			100
1293825	1077603	11	1	53	16	19			100
1293735	1077630	34	13	32	5	16			100

**TABLA 6.** Conteo de clastos realizado para la Formación La Paz y Mugrosa en el SNM

Formación Mugrosa									
N	E	Chert	Cuarzo	Arenita y Limolita clara	Limolita y aren Roja	Caliza	Riolita y granito	Metamórfico	Total
1298199	1080098	60	38	2					100
1298272	1080372	62	36	2					100
1282229	1071541	48	43	9					100
1281022	1071275	10	87	3					100
1280461	1072135	38	54	8					100
1293322	1077934	28	70	2					100
1293360	1078135	59	25	8	8				100
Formación La Paz									
N	E	Chert	Cuarzo	Arenita y Limolita clara	Limolita y aren Roja	Caliza	Riolita y granito	Metamórfico	Total
1265766	1060388	22	67	10	1				100
1260350	1064284	45	46	9					100
1260401	1064058	31	59	10					100
1276912	1075611	39	34	23	4				100
1291116	1082347	45	36	17	1		1		100

## PETROGRAFÍA DE ARENITAS

Los resultados de la petrografía de arenitas se muestran en la Figura 13. En el diagrama triangular de Folk (1974), la mayor parte de las muestras analizadas de la Formación Esmeraldas corresponden en la categoría de arcosa lítica a arcosa. Las arenitas de la Formación Esmeraldas se caracterizan por presentar tamaños de grano fino a medio, sólo esporádicamente gruesos. Presenta moderada a buena selección, granos subangulares a angulares, matriz moderada, poco cemento, pero en algunos sectores calcáreo, contenido de materia orgánica carbonosa (fragmentos de madera, hojas), de origen vegetal. En cuanto a composición se destaca la abundancia de cuarzo, feldespato, líticos metamórficos en mayor cantidad sobre los ígneos y sedimentarios y escasos granos de chert (Caballero, 2010). En la mayoría de los casos los líticos y feldespatos se encuentran alterados.

Todas las muestras analizadas de la Formación Mugrosa, en el diagrama triangular de Folk (1974), pertenecen a la categoría de sublitoarenitas. Las arenitas de la Formación Mugrosa se caracterizan por que su textura varía entre arenitas finas, medias, gruesas y muy gruesas, limpias y granulosas. Una característica textural importante es que las arenitas muestran una distribución bimodal con granos tamaño arena fina, media y gruesa angulares y granos muy gruesos a gránulos redondeados o angulares.

En general son moderada a mal seleccionadas, rara vez tienen cemento y predomina matriz arcillosa en moderada cantidad. En cuanto a composición predomina el cuarzo limpio, chert inalterado y líticos de cuarzoarenita; una característica del chert es que contiene moldes de foraminíferos rellenos de cuarzo o hematita los cuales se han observado en chert de la Formación La Luna y unidades equivalentes en afloramientos actuales en la Cordillera Oriental.

Las muestras analizadas de la Formación Colorado se encuentran entre subarcosa, sublitoarenita, litoarenita y litoarenita feldespática. Esta variación está relacionada con la posición estratigráfica de las muestras, siendo sublitoarenitas hacia la base, litoarenitas en la parte baja y media de la unidad, litoarenitas feldespáticas hacia el techo por el aumento del aporte de feldespato ígneo y clastos metamórficos y nuevamente sublitoarenitas hacia el contacto con la Formación Real. Las arenitas de la Formación Colorado presentan tamaño de grano variado desde fino hasta muy grueso, conglomerático, selección pobre u ocasionalmente moderada. En las litoarenitas los fragmentos líticos son principalmente de arenitas y calizas. Es común al inicio de esta unidad que las arenitas tengan matriz o cemento calcáreo. Composicionalmente, se caracteriza por la abundancia de líticos de origen sedimentario de arenitas y caliza hacia la base y parte media, y aparición de líticos ígneos y metamórficos hacia el techo.



Las arenitas de la Formación Real son arcosas líticas a arcosas, excepto dos muestras que corresponden a la categoría de sublitoarenitas y estratigráficamente están ubicadas hacia la base de la formación en la sección Uribe-Sabana, lo cual está de acuerdo con la composición de las arenitas del techo de la Formación Colorado. Estas arenitas presentan un amplio rango textural que incluye arena fina, media, gruesa, muy gruesa y conglomerática en la mayoría de los casos; esto hace que la selección de los granos sea muy pobre. En general los granos y clastos líticos son angulares a subangulares. Presenta matriz arcillosa en la mayoría de los casos, hacia el flanco W del SNM las arenitas cerca de la falla La Salina se presentan impregnadas de hidrocarburos. En cuanto a composición, las arenitas de la Formación Real contienen muchos fragmentos líticos de todos los tipos y un alto contenido de feldespato tanto potásico como cálcico (hasta 32%), que en la mayoría de los casos se presenta alterado. La matriz es producto de la alteración de este feldespato y de líticos ígneos que contienen mucho feldespato.

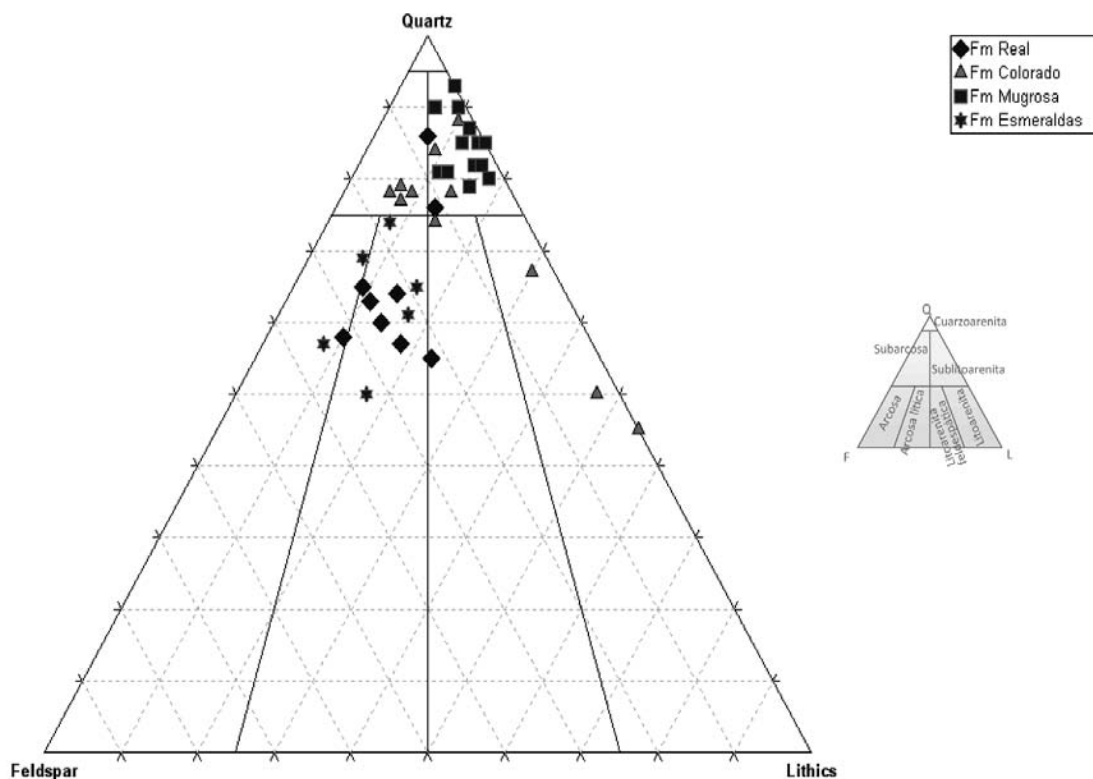
Las arenitas de la Formación Real se ubican en el mismo campo de composición a las de la Formación Esmeraldas

(Figura 13), mientras que texturalmente difieren por el mayor tamaño de clastos y peor selección de las arenitas de la Formación Real con respecto a las de la Formación Esmeraldas, la composición de arenitas concuerda con lo observado en la petrografía de conglomerados y por tanto refuerza su interpretación (Caballero, 2010).

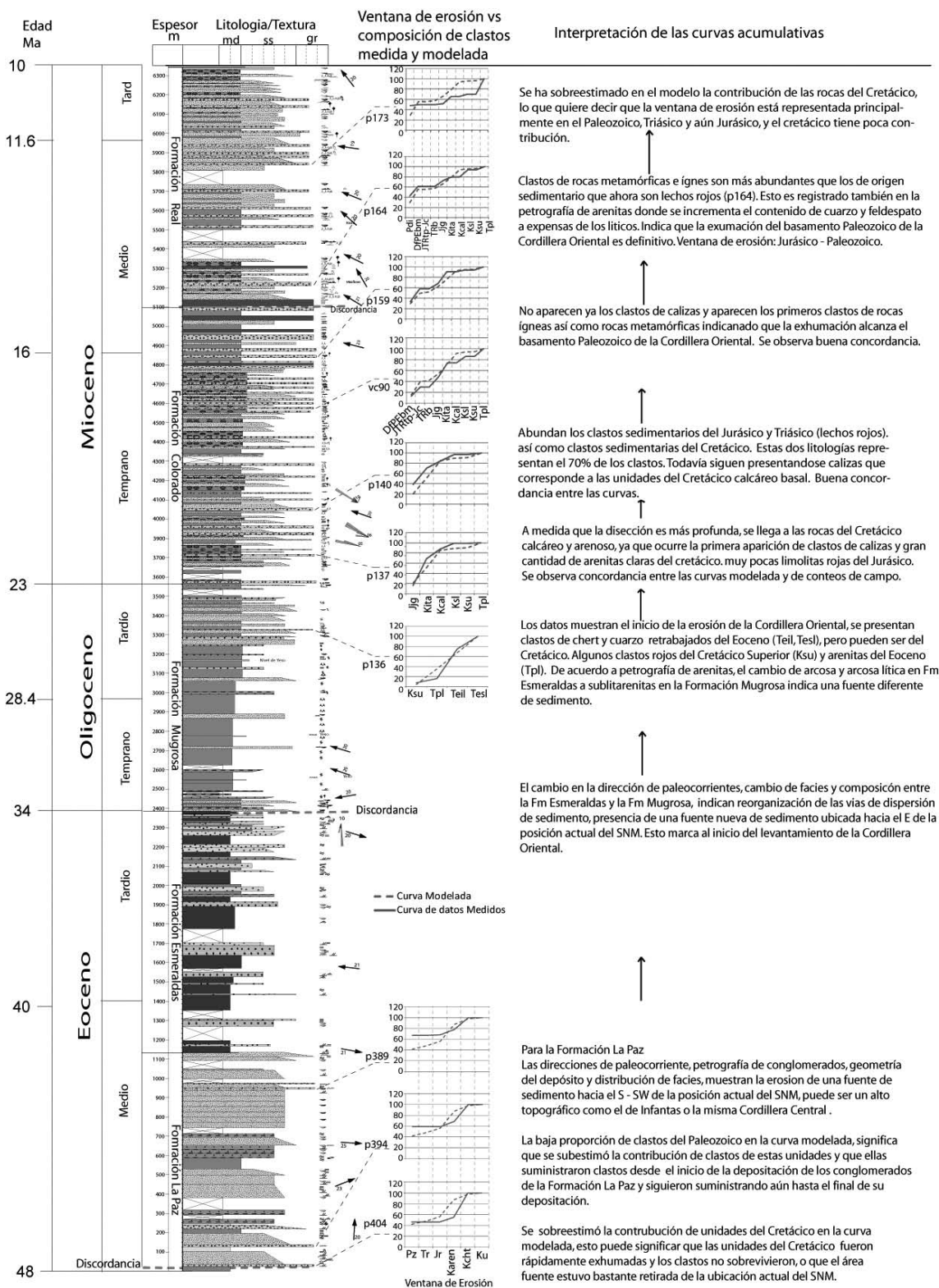
## MODELAMIENTO DE PROVENIENCIA

Siguiendo la metodología para modelamiento de proveniencia de Graham (1986) (Sección 3.2), para cada conteo de clastos se determinó la ventana de erosión definiendo las unidades estratigráficas del área fuente (Ver Sección Estratigrafía de áreas fuente), representadas en los conteos de clastos de conglomerados escogidos (eje x de las curvas Figura 14).

Para el modelamiento se escogieron algunos de los conteos de clastos realizados en la sección 7: Uribe-Sabana y tres conteos de clastos para la Formación La Paz, teniendo en cuenta que estuvieran a distancias regularmente espaciadas a lo largo de la columna estratigráfica (Tablas 5 y 6). Las curvas acumulativas de los resultados del modelamiento y su interpretación se ubican estratigráficamente en la sección generalizada del flanco E del SNM (Figura 14).



**FIGURA 13.** Clasificación composicional de las arenitas de las unidades del Cenozoico del Sinclinal de Nuevo Mundo, de acuerdo al diagrama triangular de Folk, (1974). Formación Esmeralda indica inmadurez composicional y cambia bruscamente a Mugrosa en la cual predominan buena madurez composicional, Colorado indica inmadurez composicional y variada proveniencia de clastos, Real presenta inmadurez composicional, variada procedencia y contribución principal de basamento.



**FIGURA 14.** Resultados del modelamiento de proveniencia para los conglomerados de las unidades cenozoicas en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena (Marco cronológico de ICP-Ecopetrol, 1996; Gómez et al., 2005; nomenclatura en Tabla 1, convenciones en Figura 6). El modelamiento deja ver que en las unidades Cenozoicas del SNM se tiene una secuencia normal de descapotamiento tanto de la CC como de la CO.

## **DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

La información recolectada y analizada en este trabajo permite proponer una evolución Cuenca – Orógeno (CVM vs CO<sub>r</sub>), y presentar, mediante evidencia de mediciones directas sobre la roca, los argumentos para constreñir el momento de levantamiento de la Cordillera Oriental en esta parte de la Cuenca Sedimentaria del Valle Medio del Magdalena (Figura 15, 16 y 17).

### ***Eoceno medio a Oligoceno temprano***

Varios autores han documentado el levantamiento de la Cordillera Central durante el Cretácico temprano a Eoceno Temprano mediante termocronología de huellas de fisión en zircones (Gómez et al., 2003, Parra et al., 2010) y en estudios compilatorios de paleogeografía (Villamil, 1999). Recientemente se ha establecido por medio de mediciones de paleocorrientes y distribución de facies que entre el Paleoceno inferior y Paleoceno superior ocurre un cambio en el área fuente de sedimento de proveniencia cratónica a proveniencia de la Cordillera Central en levantamiento (Moreno, et al., 2009; Caballero, 2010) (Figura 15a). El registro sedimentario cambia de una depositación marina durante el Maastrichtiano a continental o deltaica de la Formación Lisama del paleoceno inferior a aluvial en el Paleoceno superior. En este periodo el Anticlinal de los Cobardes estaba emergido de acuerdo a estudios recientes de termocronología (Parra et al., 2009; Duddy, 2009) y proveniencia sedimentaria (Bayona et al, 2009). Eoceno temprano es un periodo de erosión generalizada y generación de la discordancia del Eoceno temprano a medio.

La integración del análisis de facies, paleocorrientes, modelamiento de proveniencia de este estudio (Figura 10, 11, 12, 13 y 14), muestra que durante el Eoceno medio la fuente de sedimento para la Formación La Paz estuvo ubicada en una posición al sur o suroeste de la posición del Sinclinal de Nuevo Mundo. Era un área fuente con rocas del Cretácico (roca de chert y cuarzoarenitas), lechos rojos del Jurásico (limolitas), cuarzo de vena y cuarcita del basamento Paleozoico. Dicha fuente debe ser la Cordillera Central propiamente dicha o un alto topográfico cercano, como el paleoalto de Infantas ubicado hacia el S-SW de la posición actual del SNM (Figura 15b, 17).

Para Eoceno medio a Eoceno tardío, ocurre la depositación de la Formación Esmeraldas; la petrografía de arenitas indica que la fuente de sedimento sigue siendo de alto contenido en rocas metamórficas e ígneas;

en esta unidad se identifica facies fluviales y estuarinas al W y E respectivamente, la bidireccionalidad en la dispersión de sedimento podría indicar áreas fuente ubicadas tanto hacia el E como hacia el W; es decir procedencia simultánea de ambas fuentes, la Cordillera Central y la Cordillera Oriental (anticlinal de Los Cobardes), sin embargo también es probable que se trate de una bidireccionalidad heredada del ambiente de sedimentación que se determinó como fluvial a estuarino con influencia mareal (Figura 15c).

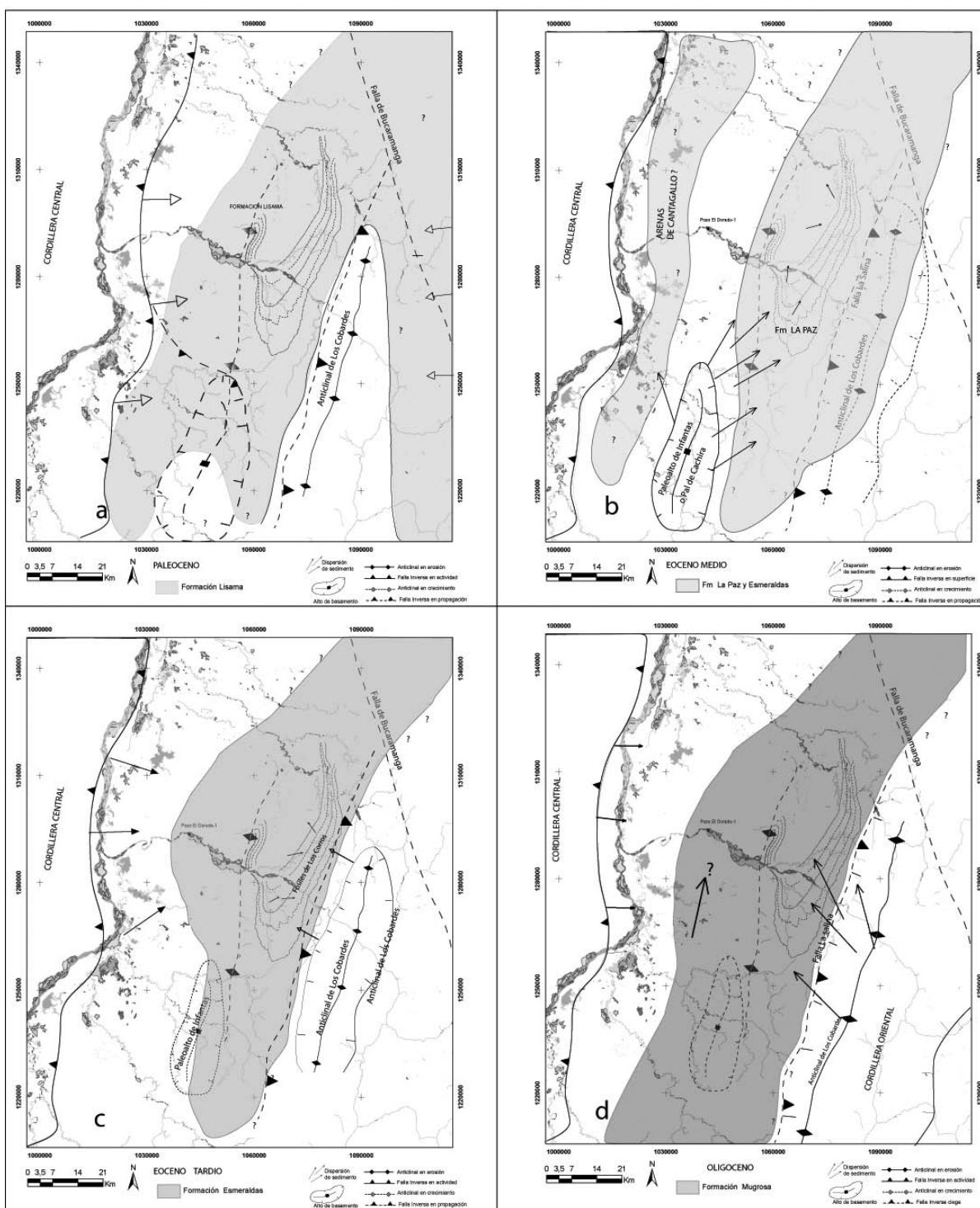
El adelgazamiento de la Formación la Paz y Esmeraldas hacia el N, NW en el SNM indica que corresponden a estratos de crecimiento ya que simultáneamente con el depósito de estas unidades se presentó deformación y generación de estructuras como el anticlinal de Lisama, es decir que el adelgazamiento sinsedimentario estaba siendo generado por crecimiento de una estructura anticlinal hacia el W, limitando la cuenca en esa dirección. Lo anterior indica etapas iniciales de la deformación en el flanco W de la Cordillera Oriental durante la depositación de estas unidades, es decir Eoceno medio y tardío.

Estudios que están en ejecución han determinado, mediante huellas de fisión en apatitos, que el Anticlinal de Los Cobardes, al E del SNM, comienza su deformación y exhumación inducida por cabalgamiento desde antes del depósito de las formaciones La Paz y Esmeraldas, es decir, desde el Paleoceno (60 Ma), (Parra, 2010). Sin embargo el hecho de que la procedencia de sedimento para los depósitos del Eoceno sea del S o SW como lo indican las paleocorrientes y distribución de facies de estas unidades, indica que, o bien la topografía en el área de Los Cobardes era insuficiente para generar un sistema de drenaje hacia el occidente, hacia la posición actual del Sinclinal de Nuevo Mundo, o bien que dicha área, a pesar de haber estado siendo erosionada en el Paleoceno, fue un área de depósito durante el Eoceno.

### ***Oligoceno temprano a Mioceno temprano***

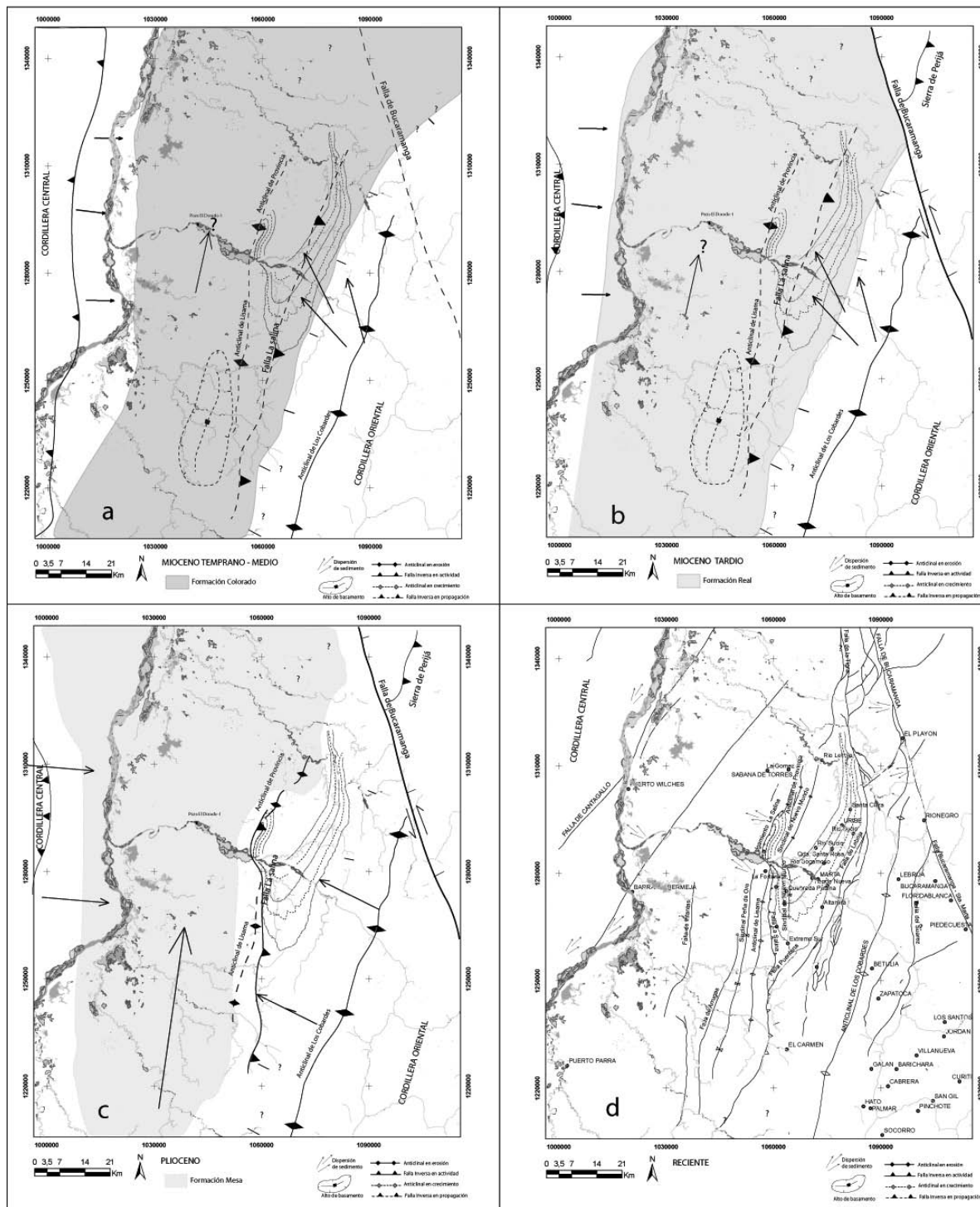
La integración de los análisis de distribución de facies, direcciones de paleocorrientes y proveniencia de sedimento muestran que, entre el Oligoceno tardío y en el Mioceno temprano, la fuente de sedimento para las formaciones Mugrosa y Colorado estuvo ubicada en una posición SE y E de la posición del Sinclinal de Nuevo Mundo, es decir, hacia sectores de la Cordillera Oriental.



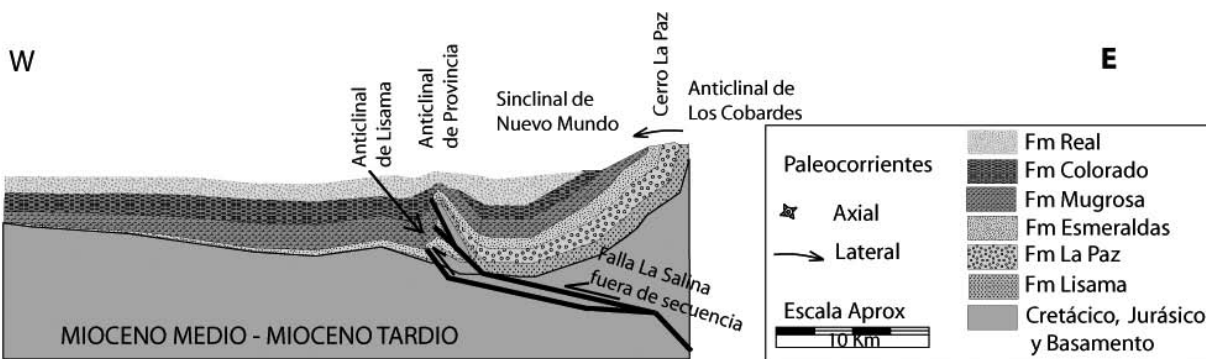


**FIGURA 15.** Condiciones tecto-sedimentarias para la depositación de las formaciones Lisama, La Paz, Esmeraldas y Mugrosa durante el Paleoceno - Oligoceno. Se puede observar las direcciones de paleocorrientes como fueron medidas en este trabajo, la ubicación de la fuente de sedimento así como las áreas emergidas.

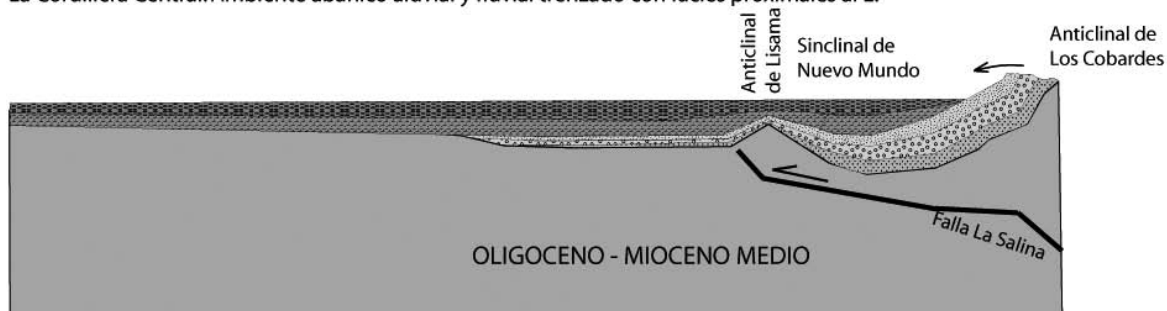
*Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío – Oligoceno temprano:  
Proveniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena*



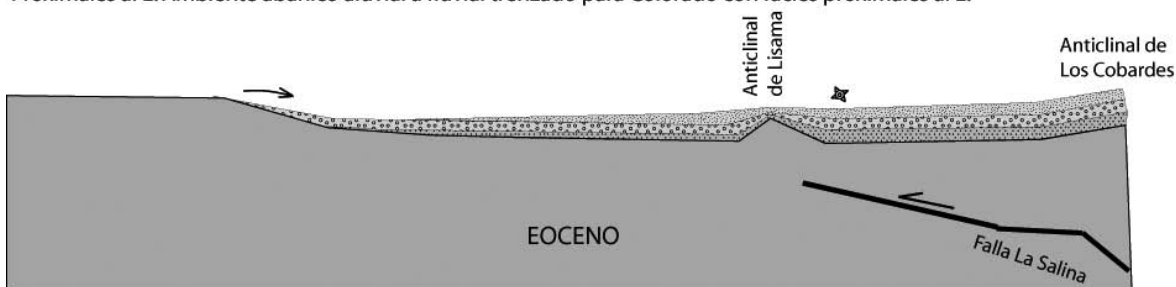
**FIGURA 16.** Condiciones tecto-sedimentarias para la depositación de las formaciones Colorado, Real y Mesa durante el Mioceno y Plioceno. Se puede observar las direcciones de paleocorrientes como fueron medidas en este trabajo, la ubicación de la fuente de sedimento así como las áreas emergidas.



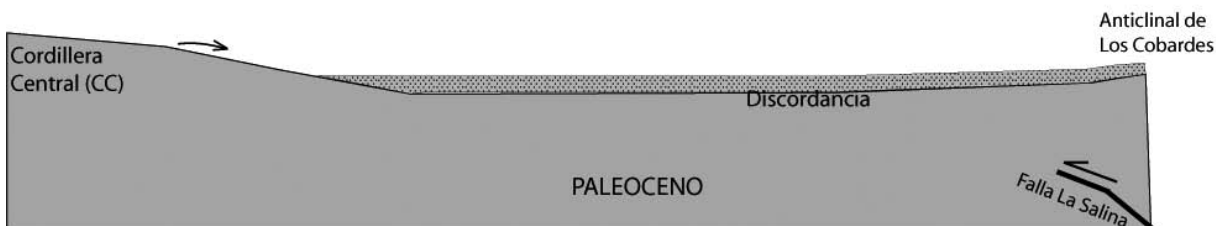
Cabalgamiento fuera de secuencia de la Falla La Salina y deposición sintectónica de la Fm Real con aporte principalmente del basamento y demás rocas expuestas en la Cordillera Oriental y aporte de volcanismo de La Cordillera Central. Ambiente abanico aluvial y fluvial trenzado con facies proximales al E.



Deposición sintectónica de Fm Mugrosa y Colorado registran la exhumación de la Cordillera Oriental, al inicio aporte de unidades anteriormente depositadas, posteriormente de rocas del Cretácico - Jurásico y finalmente del basamento igneometamórfico. Plegamiento por propagación de la Falla La Salina continua simultanea a la depositación y genera ción de inconformidades de crecimiento entre las unidades. Ambiente fluvial meandriforme en Mugrosa con facies Proximales al E. Ambiente abanico aluvial a fluvial trenzado para Colorado con facies proximales al E.



Anticinal de Lisama y Cobardes en crecimiento. Deposición sintectónica de la Fm La Paz y recibe aporte de paleoalto de basamento de la CC al SW. Al final del Eoceno se deposita la Fm Esmeraldas con aporte principal de sedimento de la CC, en un ambiente fluvial al W y estuarino al E.



Deposición de la Fm Lisama con proveniencia principalmente de la cordillera Central. En este momento el Anticinal de Los Cobardes estaría en levantamiento por propagación de la Falla La Salina.

**FIGURA 17.** Corte esquemático propuesto para ilustrar el inicio de deformación y levantamiento en el flanco W de la Cordillera Oriental, de acuerdo a los datos directos de afloramiento del Sinclinal de Nuevo Mundo, recolectados y analizados en este trabajo.



Los resultados de petrografía de conglomerados y arenitas y modelamiento de proveniencia indican que la ventana de erosión para la Formación Mugrosa incluye las rocas desde el Eoceno al Cretácico superior (Figura 14 15d y 16a). El alto contenido de chert y cuarzo en las arenitas de la Formación Mugrosa, el tamaño fino de las guijas y la forma bien redondeada de un alto porcentaje de fragmentos de gravas indica retrabajamiento del chert y cuarzo de unidades anteriores como la Formación La Paz, pero también contribución de unidades con alto contenido de chert como la Formación La Luna y unidades equivalentes en edad que afloran en la CO.

Los datos petrográficos en conglomerados y arenitas y modelamiento de proveniencia de la Formación Colorado indican exhumación completa en la Cordillera Oriental ya que la erosión alcanza niveles de caliza del Cretácico, lechos rojos del Triásico – Jurásico y hacia el techo de la unidad también se encuentra clastos ígneos graníticos y clastos de rocas metamórficas del basamento. Estos clastos del basamento aumentan en proporción en los conglomerados cuanto más hacia el techo de la Formación Colorado.

Sin embargo, no se puede descartar que la fuente de parte de los clastos ígneos pueda provenir de la Cordillera Central, puesto que datos termocronológicos conocidos en la Cordillera Oriental sugieren esta hipótesis (Mora et al., 2010, Parra et al., 2009a).

El adelgazamiento hacia el W de las formaciones Mugrosa y Colorado, indica que al igual que en el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, el depósito de estas unidades ocurrió como una cuña sintectónica que se adelgaza hacia el W debido al crecimiento de los anticlinales de Lisama y Provincia y erosión al E debida a plegamiento, y como consecuencia levantamiento, por propagación de falla del Anticlinal de Los Cobardes al E.

### ***Mioceno medio – Mioceno tardío***

En este trabajo se describió y analizó sólo el Grupo Real inferior. Los datos de paleocorrientes y proveniencia indican que la fuente de sedimento para esa unidad sigue ubicándose al E, en la Cordillera Oriental. La Formación Real Inferior según la petrografía de arenitas y conglomerados contiene clastos de todos los tipos de rocas, metamórficas, ígneas graníticas, riolíticas, arenitas y el contenido de cuarzo sobresale nuevamente lo que indica fuente de rocas del basamento; las direcciones de paleocorrientes limita la ubicación de la fuente en la Cordillera Oriental. Sin embargo, hacia el

techo de la sección, formaciones Real Medio y Superior, se encuentran niveles de tobas que datan de 6.2 a 7 Ma y que provienen de volcanismo en la Cordillera Central (Gómez, et al., 2005).

### ***Plioceno***

Durante el Plioceno, se deposita la Formación Mesa a la vez que ocurre el fallamiento fuera de secuencia y cabalgamiento del SNM sobre los anticlinales de Lisama y provincia ya formados lo que también ayuda a generar el anticlinal de Monas (Figura 16c).

## **CONCLUSIONES**

Basado en trabajo de campo de medición de paleocorrientes, conteo de clastos, petrografía de arenitas, análisis de proveniencia y distribución de facies tanto vertical como horizontal se encontró que la Formación La Paz y la Formación Esmeraldas representan el registro sedimentario producto de la erosión del basamento Paleozoico y rocas del Mesozoico de la Cordillera Central con área fuente ubicada hacia el W-SW de la posición del Sinclinal de Nuevo Mundo; esta fuente pudo ser la Cordillera Central ó un paleoalto de basamento de la Cordillera Central como el paleoalto de Infantas.

La Formación Mugrosa, Formación Colorado y Formación Real representan el registro sedimentario producto de la erosión de basamento Paleozoico y rocas del Mesozoico y Eoceno de la Cordillera Oriental de Colombia; en esta secuencia se encuentra registrado el levantamiento de la Cordillera Oriental en esta parte de la Cuenca Valle Medio del Magdalena.

De acuerdo con la evidencia del registro sedimentario, presentada en este trabajo, la Cordillera Oriental de Colombia comienza a exhumarse y erosionarse desde la depositación de los sedimentos de la Formación Mugrosa, por lo menos a partir del Eoceno tardío – Oligoceno temprano. Sin embargo la deformación comienza en el Paleoceno con estructuras como el Anticlinal de Lisama.

Algunos estudios de trazas de fisión indican que el levantamiento pudo haber iniciado en el Paleoceno pero no hay depósitos que así lo indiquen, posiblemente debido a que el Anticlinal de Los Cobardes es un alto que presenta levantamiento intermitente y en el Eoceno no tenía topografía suficiente para generar una red de drenaje y aportar sedimento a la cuenca.

La proveniencia del sedimento de la Formación Real inferior del Grupo Real contiene sedimento proveniente del basamento de la Cordillera Oriental pero es posible que parte del sedimento de litología ígnea volcánica y plutónica de la unidad superior provenga de la Cordillera Central o paleoaltos de basamento de esta, de acuerdo a datos de termocronología, que se están analizando en este momento.

## AGRADECIMIENTOS

El autor quiere agradecer al Instituto Colombiano del Petróleo y la Universidad Industrial de Santander por el soporte económico dado para la realización de este trabajo a través del convenio de cooperación 02 de 2008, mis más sinceros agradecimientos a Andrés Mora, Jorge Pinto por toda su colaboración.

## BIBLIOGRAFÍA

Bogotá, J., y Aluja, J. 1981. Geología de la Serranía de San Lucas: Geología Norandina, v. 4, p. 49-55.

Butler, K., y Schamel, S. 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, upper Magdalena Valley, Colombia: Journal of South American Earth Sciences, v. 1, no. 1, p. 109-120.

Caballero, V., y Sierra, H. 1991. Estratigrafía del Cretácico en el Area de San Andrés, Santander: Universidad Industrial de Santander, 121 p.

Caballero, V. M. 2010. Evolución tectono-sedimentaria del Sinclinal de Nuevo Mundo, Cuenca Valle Medio del Magdalena Colombia, durante el Oligoceno – Mioceno, MSc Tesis: Universidad Industrial de Santander, 148 p.

Clavijo, J., Mantilla, L. C., J.E, P., Bernal, L., y Perez, A. 2008. Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental.: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander, v. 30, no. 1, p. 45-62.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., y Rudkiweicz, J. L. 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section, in Letouzey, J., ed., Petroleum y Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip, p. 81-100.

Cooper, M. A., Addison, F. T., Álvarez, R., Coral, M., Graham, R. H., 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: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 79, no. 10, p. 1421-1443.

Córdoba, F., Lopez, C., Rolón, L. F., Gomez, L. A., Bucheli, F., y Sotelo, C. I. 2005. Proyecto Evaluación Regional Cuenca Valle Medio del Magdalena - Cordillera Oriental, Colombia, Fase 1., in -Cor, G. d. P.-C. V., ed.: Bogotá, Suarez, M., p. 228.

Cross, T. A., y Margaret, A. L. 1997. Correlation strategies for clastic wedges. Innovative applications of petroleum technology in the Rocky Mountain area, p. 183 - 203.

DeCelles, P. G., Langford, R. P., y Schwartz, R. K. 1983. Two new methods of paleocurrent determination from trough cross- stratification: Journal of Sedimentary Petrology, v. 53, no. 2, p. 629-642.

Duque-Caro, H. 1990. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications: Journal of South American Earth Sciences, v. 3, p. 71-84.

Ecopetrol, 2001. Proyecto Evaluación Regional Cuenca Valle Medio del Magdalena - Cordillera Oriental, Colombia Fase -1. Córdoba O. Fabio, Lopez A. Cristina, Rolon V. Luisa, Gomez J. Luís A., Buchelli H. Fernando, Sotelo Quiñones Clara I. Empresa Colombiana de Petróleos (Ecopetrol). Suárez R. Mario A., Coordinación VMM – Cor.

Erlich, R. M., Macsotay, I. O., Nedebragt, A. J., y Lorente, M. A. 2000. Birth and death of the Late Cretaceous “La Luna Sea”, and origin of the Tres Esquinas Phosphorites: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 21-45.

Etayo-Serna, F. 1968. El sistema Cretáceo en la región de Villa de Leiva y zonas próximas: Geología Colombiana, v. 5, p. 5-74.

Etayo-Serna, F., y Laverde, F. 1985. Proyecto Cretácico, in Energía, M. d. M. y., ed.: Bogotá Colombia, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico - Mineras, p. XXIX-5.

Fabre, A. 1983. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario Inferior. Primera parte: Estudio cuantitativo de la subsidencia: Geología Norandina, v. 8, p. 22-27.

- Folk, R. L. 1974. Petrology of sedimentary rocks,, in Station, D. M. U., ed.: Austin, Texas, Hemphill Publishing Co., p. 182.
- Forero, A. 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allocthonous terrane in northwestern South America.: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 141-151.
- Duddy, I. R. 2009. Thermochronology and basin modeling and prediction: Dispelling some myths: Bucaramanga, Geotrack International Pty Ltd, p. 78.
- Gómez, E. 2001. Tectonic controls on the Late Cretaceous to Cenozoic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Eastern Cordillera and Llanos Basin, Colombia [Ph.D thesis]: Cornell University, 619 p.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., y Kelley, S. 2005. Syntectonic Cenozoic sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, no. 5-6, p. 547-569.
- Gómez, E., Jordan, T. E., Allmendinger, R. W., Hegarty, K., Kelley, S., y Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, no. 2, p. 131-147.
- Graham, S. A., Tolson, R. B., Decelles, P. G., Ingersoll, R. V., Bargar, E., Caldwell, L. M., Cavazza, W., Edwards, D. P., Follo, M. F., Handschy, J. F., Lemke, L., Moxon, I., Rice, R., Smith, G. A., y White, J. 1986. Provenance modeling as a technique for analyzing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation.: *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, v. 8, p. 425-436.
- Hedberg, H. D., y Sass, L. C. 1937. Synopsis de las formaciones geológicas de la parte occidental de la Cuenca de Maracaibo, Venezuela, in *Minería, S. t. d. g. y.*, ed., *Boletín de Geología y Mineralogía [Venezuela]*: Caracas, p. 83-84.
- ICP-Ecopetrol, 1996. Palinoestratigrafía del Terciario - VMM, in Dep., E., ed.: *Evaluación estratigráfica del Terciario en el Valle Medio del Magdalena y prospectividad: Piedecuesta, Laboratorio de Bioestratigrafía*.
- Jordan, T. E. 1998. Retroarc foreland and related basins, in Busby, C. J., Ingersoll, R. V., y V., R., eds., *Tectonics of sedimentary basins*, Blackwell Science, p. 331-362.
- Jordan, T. E., Flemings, P. B., y J.A, B. 1988. Dating thrust fault activity by use of foreland-basin strata, in Kleispehn, K. L., y Paola, C., eds., *New Perspectives in Basin Analysis: New York, Springer Verlag*, p. 307-330.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology: New York, Springer*, 582 p.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C., y Rodríguez, F. 2006. Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia: *Tectonics*, v. 25, no. 2.
- Mora, C., Parra, P., Parra, M., Caballero, V., Vargas, A., Piragua, A., Sanabria, D., Aldana, W., y Moreno, C. 2009. Adquisición y consolidación de información para el Valle Medio del Magdalena (VMM) y piedemonte de la Cordillera Oriental - Fase I: Instituto Colombiano del Petróleo ICP.
- Mora, A., Horton, B.K., Mesa, A., Rubiano, J., Ketcham, R.A., Parra, M., Blanco, V., Garcia, D., y Stockli, D.F. 2010. Cenozoic deformation patterns in the Eastern Cordillera, Colombia: Inferences from fission track results and structural relationships. *Reporte Interno, UTexas-ICP*.
- Morales, L. G., *Colombian petroleum Industry, 1958. General geology and oil occurrences of the Middle Magdalena Valley, Colombia*, in Weeks, L. G., ed., *Habitat of Oil: A Symposium: Tulsa, AAPG*, p. 641-695.
- Moreno, C.J., Caballero, V.M., Horton, B.K., and Mora, A. 2009. Exhumation history of the northern Andes from the Cenozoic syn-tectonic sedimentary fill of the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*.
- Navas, J. 1963. Estudio estratigráfico del Girón al W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia): *Boletín de Geología*, v. 12, p. 19-33.
- Nie, J., Horton, B.K., Saylor, J.E., Mora, A., Rubiano, J., Naranjo, J., y Caballero, V.M. 2009. Detrital zircon U-Pb geochronologic record of early Andean uplift in the Eastern Cordillera of Colombia and implications for Cenozoic climatic cooling: *Letters, American Geophysical Research Letters*.



- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Strecker, M. R., Sobel, E. R., Quiroz, L. I., Rueda, M., y Torres, V. 2009a. 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*, v. 121, p. 780-800.
- Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G., y Strecker, M. R. 2010. Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia: *Basin Research*, v. en prensa.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R., y González, R. 2009b. Episodic orogenic-front migration in the northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: *Tectonics*, v. 28, p. TC4004, doi:10.1029/2008TC002423.
- Parra, M., Mora, A., Ketcham, R.A., Horton, B. K., Sanchez, N., Rubiano, J., Reyes, A. 2010. Temporal constraints on the early growth of the Colombian Andes: thermochronological data from the Central and Eastern Cordilleras.: Informe interno, Ecopetrol - ICP.
- Ramón, J. C., y Cross, T. A. 1997. Correlation strategies and methods in continental strata. Middle Magdalena Basin, Colombia, Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Ghrels, G., y Cosca, M. 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, p. 427-441.
- Sarmiento-Rojas, L. F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes [Ph.D thesis]: Vrije University, 295 p.
- Sarmiento-Rojas, L. F., Van Wess, J. D., y Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, no. 4, p. 383-411.
- Saylor, J., Stockli, D., Mora, A. 2009. Timing and Style of Deformation in the Floresta Massif, Axial Eastern Cordillera, Colombia, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*.
- Toussaint, J. F. 1999. Evolución geológica de Colombia: Precámbrico, Paleozoico, Mesozoico, Cenozoico, in Colombia, U. N. d., ed.: Bogotá, p. 243.
- Ujueta, G. 1992. Fotogeología de la parte central y norte del Valle Medio del Magdalena, in Ingeominas, ed.: Bogotá, Ingeominas, p. 76.
- Van der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano Continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: *Boletín Geológico, Ingeominas Bogotá*, v. 6, no. 1-3, p. 67-128.
- Villamil, T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela: *Palaeogeography, palaeoclimatology*, v. 153, p. 239-275.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, A. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, departamentos de Santander y Norte de Santander, in Bogotá, I., ed.: Bogotá, *Boletín Geológico*, p. 132.

---

Trabajo recibido: Abril 16 de 2010

Trabajo aceptado: Junio 22 de 2010