



Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia

Stratigraphy and provenance of Miocene rocks in the distal Llanos foreland basin of Colombia

GERMÁN BAYONA^{1,4}

ANDRÉS VALENCIA¹

ALEJANDRO MORA²

MILTON RUEDA³

JOHAN ORTIZ¹

OMAR MONTENEGRO¹

¹Corporación Geológica ARES

E-mail: gbayona@cgares.org

²HOCOL S.A.

E-mail: alejandro.mora@hocol.com.co

³Paleoflora Ltda.

E-mail: paleoflora@yahoo.com

⁴Smithsonian Tropical Research Institute

BAYONA, G., VALENCIA, A., MORA, A., RUEDA, M., ORTÍZ, J. & MONTENEGRO, O. (2008): Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepais de los Llanos de Colombia.- GEOLOGÍA COLOMBIANA, 33, pp. 23-46, 13 Figs., Bogotá.

RESUMEN

El corazonamiento del pozo SALTARIN-1A, perforado en el sector Este de la cuenca de los Llanos, es el primer registro de roca de la parte superior de la Formación Carbonera (124.1 m perforados) y las formaciones León (344,8 m) y Guayabo (441,8 m). La integración de las observaciones litofaciales, petrológicas y paleontológicas permitieron definir ambientes sedimentarios, superficies de correlación estratigráficas, la edad de los estratos y posibles áreas de procedencia. Estos pozos estratigráficos permiten revelar una historia de subsidencia y variaciones en las condiciones climáticas que controlaron el relleno de la cuenca continental de antepais del sector sureste de los Llanos Orientales.

Dos unidades arenosas de afinidad continental/marginal fueron identificadas al tope de la Formación Carbonera (unidades C1 y C3), separadas por una unidad lodosa acumulada en ambientes lacustres con amplia extensión regional que ayuda a la correlación con otros pozos en los Llanos (unidad C2). La base de la arenisca superior (unidad C1, Mioceno Medio) se interpreta como una disconformidad causada por el avance de un sistema fluvio-deltaico y separa una facies sísmica sorda (unidad C2, Mioceno Inferior) de una facies sísmica con reflectores paralelos, fuertes y continuos (unidad C1). La composición subarcosica (microclina, feldespato potásico) a cuarzoarenita de la Formación Carbonera indica la procedencia de rocas plutónicas félsicas del cratón.

La disminución gradual de aporte de sedimentos detríticos arenosos y la continua subsidencia (flexural + fuerzas verticales del manto) favorecieron la inundación gradual hacia el Este y la persistente acumulación de sedimentos lodosos de la Formación León (Mioceno Medio) en sistemas lacustres. Por el contrario, la Formación Guayabo registra el incremento del aporte de detritos extracuenca, la acumulación en sistemas lacustres, pantanosos y deltaicos de la unidad basal (unidad G1, Mioceno Medio), y el relleno de la cuenca por sedimentos acumulados en ambientes fluviales de las otras cinco unidades informales suprayacentes. Fluctuaciones climáticas (periodos secos-húmedos) y variaciones en la subsidencia permitieron el cambio de la amalgamación de paleosuelos oxidados (unidad G2) y el posterior registro de llanuras fluviales en condiciones reductoras (unidades G3 y G4). El incremento gradual de los detritos de plagioclasa, chert y otros líticos sedimentarios, y la identificación de canales rectos (unidad G5, Mioceno Medio-Superior?) indican el aporte cercano de detritos desde el SW. Los estratos superiores de la Formación Guayabo (unidad G6) registran un incremento de la granulometría, un cambio abrupto a composición cuarzosa de las areniscas, y una acumulación en canales meandriformes con amalgamación de paleosuelos oxidados. Todas las

condiciones anteriores sugieren un aporte más probable de estratos expuestos en la Cordillera Oriental, y el transporte como las condiciones climáticas tropicales solo permitieron preservar los detritos más estables, como el cuarzo.

Palabras Clave: *Estratigrafía Llanos Colombia, procedencia, ambientes de acumulación, subsidencia cuenca antepaís.*

ABSTRACT

The stratigraphic well Saltarin 1A drilled the Miocene succession of the eastern Llanos basin, corresponding to the Carbonera (124.1 m; 407.1 ft drilled), Leon (105.1 m; 344.8 ft) and Guayabo Formations (441.8; 1449.5 ft). This work integrates lithofacies, provenance and palynological analysis to define depositional environments, stratigraphic surfaces of correlation, age and source areas for these units. The rock record of this stratigraphic well reveals how fluctuations in subsidence and climate conditions primarily controlled the sedimentary filling of a continental foreland basin.

Two marginal/continental sandy units were identified at the top of the Carbonera Formation (C1 and C3 units), which are separated by a lacustrine muddy unit (C2) with a regional extension. Fluvial-deltaic deposits of the sandy unit C1 (Middle Miocene) rest disconformably upon unit C2 (Middle Miocene); this surface truncates seismic facies of C2, and separates two distinct seismic facies that can be traced regionally. Subarkosic (microcline and potassium feldspar fragments) to quartzarenite sandstones of Carbonera Formation indicate supply from felsic plutonic rocks from the craton.

Upsection decrease of sandy sediment supply and continue subsidence (flexural + dynamic topography) favoured the eastward encroaching of lacustrine fine-grained deposition of the Leon Formation (Middle Miocene). In contrast, strata of the Guayabo Formation records the increase of extrabasinal terrigenous detritus in a deltaic-lacustrine setting (Guayabo 1), and the filling of the basin by fluvial sediments as recorded in the other five informal units. Tectonic subsidence favoured the continue record of continental strata, whereas fluctuations of dry-humid climate conditions controlled the record of oxidized paleosols (Guayabo 2) or alluvial plains in more reducing conditions (Guayabo 3 and 4). The gradual upsection increase of plagioclase, chert and other unstable lithic fragments, and sand bars accumulation in straight channel rivers (Guayabo 5, Middle-Upper? Miocene) indicate the proximity of uplifted areas to the SW. Uppermost strata (Guayabo 6) have interbeds of coarse-grained sandstones, with a high percentage of quartzose fragments, and thick paleosols intervals; these strata accumulated in meandric channels flowing from the Eastern Cordillera. The transport of detritus from a faraway distance in tropical settings allows the record of chemical and physical stable grains, such as quartz.

Key words: *Llanos basin stratigraphy, provenance, depositional environments, foreland subsidence.*

INTRODUCCION

Localización y objetivos

El pozo SALTARIN-1A está localizado en el sector central-oriental de la cuenca de los Llanos (4,612°N; 70,495°W - X=1'397.795,3; Y=1'002.792,6, origen Bogotá), aproximadamente a 240 km al este del flanco oriental de la Cordillera Oriental, a 145 km al noroeste de las rocas del basamento que afloran en el Escudo de Guyana, y a menos de 50 km al norte de unos altos de basamento definidos por gravimetría (Fig. 1 y 2).

La exploración petrolera en la cuenca de los Llanos se ha enfocado en el análisis de líneas sísmicas, registros eléctricos, rípos de perforación y cortos intervalos corazonados en niveles productores (e.g., areniscas en la Formación Carbonera). Este pozo permite, por primera vez, observar y analizar las características litofaciales (litológicas + estructuras sedimentarias) de las formaciones Carbonera, León y Guayabo en el oriente de los Llanos, y tener un registro continuo para definir las variaciones

verticales de estas litofacies. Los resultados permitirán evaluar la evolución de los ambientes sedimentarios en la cuenca de los Llanos, así como definir superficies de correlación estratigráfica que se puedan seguir con la ayuda de la información sísmica. Además, en este trabajo se reporta los primeros datos de procedencia para cada una de las unidades perforadas por el pozo).

Marco conceptual

En un sistema continental de antepaís los factores que controlan el relleno de la cuenca son la subsidencia tectónica (flexura regional y local, BAYONA & THOMAS 2003) y el clima (HOLBROOK *et al.* 2006). Ambos factores juegan un papel igualmente importante al controlar la relación entre el espacio de acomodación y el suministro de sedimento. El espacio de acomodación en un ambiente de antepaís puede cambiar debido a la subsidencia flexural, levantamientos locales (Fig. 3) o el ascenso del nivel base durante una temporada de fuertes lluvias en un clima tropical. La tasa de suministro de sedimentos puede ser afectada por la distancia de los frentes orogénicos,

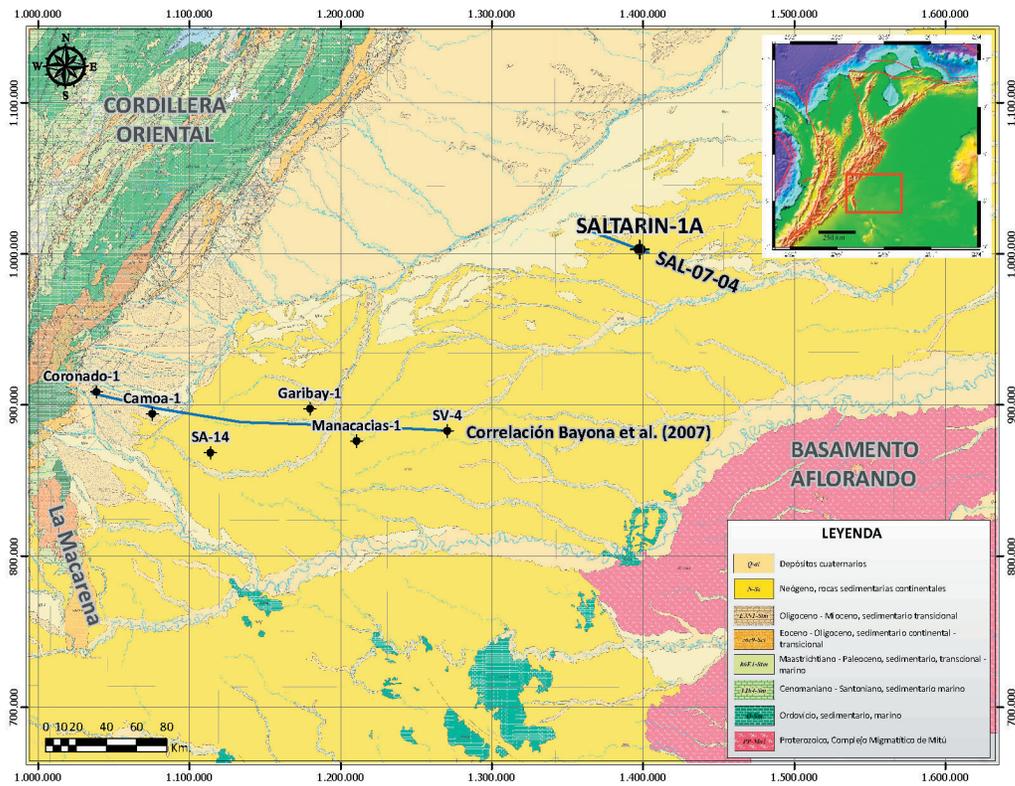


Fig. 1. Mapa geológico modificado de GÓMEZ *et al.* (2007), localizando el pozo SALTARÍN-1A y otros pozos correspondientes a la correlación sur de BAYONA *et al.* (2007).

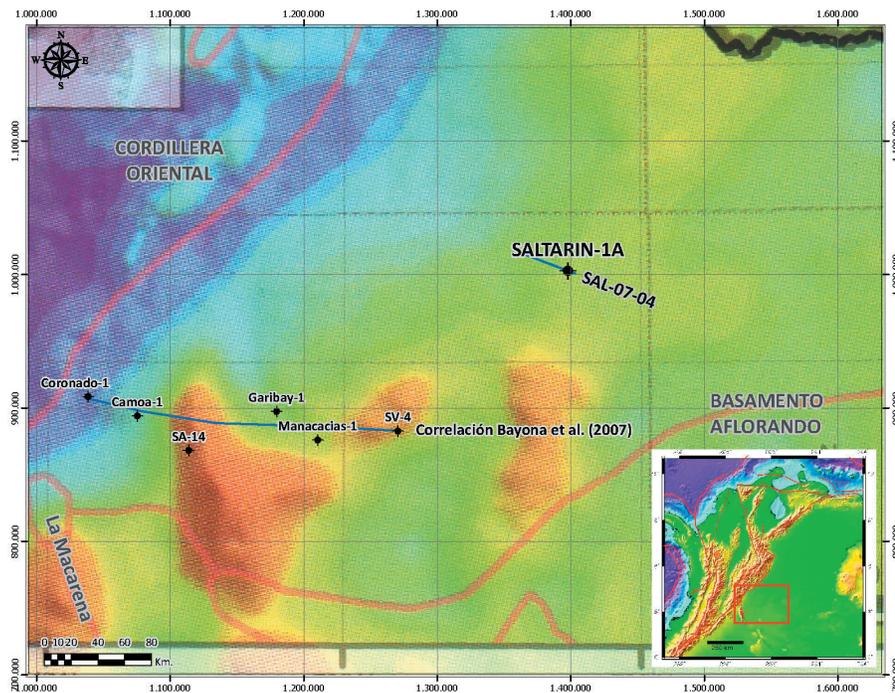
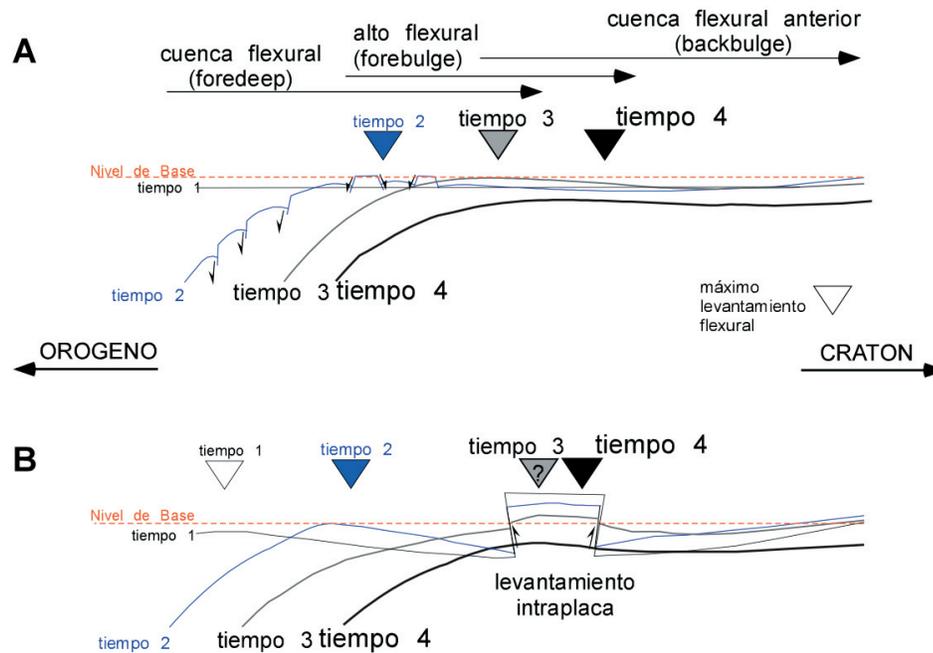


Fig. 2. Mapa gravimétrico de Colombia tomado de BRICEÑO *et al.* (2008), mostrando los altos gravimétricos hacia el sur del pozo SALTARÍN-1A.



Ma	Periodo /Epoca/ Edad	Biozonas Jaramillo & Rueda (2004)	PIEDEMONTE CENTRAL		PIEDEMONTE NORTE	CUENCA CATATUMBO	Cuenca Llanos Central					
			TN	CBA	Bayona et al. (2007 y 2008).	Notestein et al. (1944) y Escalante & Rojas (1991)	Proximal	Distal				
			Martínez (2006) Bayona et al. (2007; figura 8)				Bayona et al. (2007; figura 8)	ESTE TRABAJO				
							LM	LP				
0	Pleisto.		FM. LA CORNETA									
1.80	Plioceno		FORMACIÓN GUAYABO (fms. Caja y Diablo según Ulloa & Rodríguez 1976)		FORMACIÓN GUAYABO	FORMACIÓN NECESIDAD		???				
5.00					???		???	FORMACIÓN GUAYABO				
10.00	Mioceno Tardío		FORMACIÓN LEÓN		FORMACIÓN LEÓN		FORMACIÓN LEÓN	FORMACIÓN LEÓN				
15.00	Mioceno Medio	Ca11	FORMACIÓN SAN FERNANDO, según Ulloa & Rodríguez (1976)		FORMACIÓN CARBONERA	GRUPO GUAYABO	FORMACIÓN LEÓN	FORMACIÓN CARBONERA				
16.40	Mioceno Temprano	Ca10							C1	C1	FORMACIÓN CARBONERA	C1
		Ca9							C2	C2		C2
		Ca8							C3-C5	C3-C5		
		Ca7										
25.00	Oligoceno	Ca6					FORMACIÓN CARBONERA	No perforado				
26.80		Ca5	FORMACIÓN CARBONERA		FORMACIÓN CARBONERA	LEÓN SHALE	FORMACIÓN CARBONERA	FORMACIÓN CARBONERA				
28.80		Ca4							C6-C7	C6-C7		
31.20		Ca3										
35.00	Eoceno Tardío	Ca2	FORMACIÓN CARBONERA		FORMACIÓN CARBONERA	FORMACIÓN CARBONERA	FORMACIÓN CARBONERA	FORMACIÓN CARBONERA				
33.70		Ca1							C8	C8		
40.00	Eoceno Medio	Ca1	FORMACIÓN MIRADOR		FORMACIÓN MIRADOR	FORMACIÓN MIRADOR	FORMACIÓN MIRADOR	FORMACIÓN MIRADOR				
39.20												
45.00			FORMACIÓN MIRADOR		FM. MIRADOR							
44.70												

Fig. 3. Página opuesta, figura superior. - (A) Migración hacia el cratón de la ondula flexural y los depocentros, según DeCelles & Giles (1996), de la cuenca de antepaís sin cambios en el nivel de base entre los tiempos 1 a 3. (B) Influencia de levantamientos intra-placa en la estratigrafía del antepaís (modificado de Bayona & Thomas 2003). El incremento en la longitud de la ondula flexural para el Tiempo 4 representa la influencia de las fuerzas mantélicas verticales (dynamic topography) en la perfil de subsidencia en la cuenca de antepaís (e.g. DÁVILA *et al.*, 2007). Las unidades predominantemente arenosas se acumulan en área de bajo espacio de acomodación y cerca de área expuestas causadas por el levantamiento flexural o el fallamiento intra-placa.

la densidad de vegetación, o la capacidad del sistema fluvial de transportar los sedimentos a la cuenca (LEEDER *et al.* 1998). También los procesos autigénicos de un sistema fluvio-deltáico varían abruptamente dentro del sistema deposicional (ver MUTO *et al.* 2007). Las correlaciones estratigráficas de estos depósitos se soportan en la construcción de una carta cronoestratigráfica, la identificación de superficies estratigráficas que resulten de eventos regionales y tiempo largo (e.g., cambios en los patrones tectónicos en la cuenca) y el control de estas superficies con sismica 2D.

Marco Estratigráfico

Las unidades del Oligoceno y Neogeno, propuestas en la Concesión Barco por NOTESTEIN *et al.* (1944) y definidas en términos de formaciones en DE PORTA *et al.* (1974), son de base a tope las formaciones Carbonera, León y Guayabo. Esta nomenclatura ha sido extendida informalmente por varios autores (e.g., COOPER *et al.* 1995, ROYERO 2001), a la zona del piedemonte llanero y por las compañías petroleras a la cuenca de los Llanos, también de manera informal. Una de las razones es la facilidad de identificar la Formación León en rípios, registros y sísmica, separando las otras dos unidades con mayor contenido de areniscas. En este estudio seguimos esta nomenclatura a pesar del diacronismo de la Formación León entre las cuencas de Catatumbo (Oligoceno, V. TORRES, com. pers. 2008) y los Llanos Orientales (Mioceno Medio) (Fig. 4). En este trabajo proponemos el pozo SaltarínST-1A como una sección de referencia (Hipoestratotipo) de las formaciones León y Guayabo, las cuales se perforaron completamente por este pozo, y utilizamos miembros informales para subdividir dichas unidades.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La cuenca de los Llanos está limitada por el sistema de fallas de Guaicaramo al oeste y por el Escudo de Guayana al este, incluyendo una cuña de depósitos Cenozoicos que se van adelgazando hacia el este (COOPER *et al.* 1995). La geometría de la cuenca y las relaciones de traslape (onlap) de los estratos del Cenozoico sobre las rocas más antiguas, indican que la cuenca de los Llanos

constituye un sistema de antepaís adyacente a un Orógeno, que corresponde a la Cordillera Oriental. Las fases de deformación y la configuración de las cargas tectónicas a lo largo de la Cordillera Oriental han cambiado durante el Maastrichtiano – Cenozoico (BAYONA *et al.* 2008). Los estratos del Maastrichtiano al Eoceno son registrados en la parte más occidental de la cuenca de los Llanos y en el piedemonte llanero (ver referencias en BAYONA *et al.* 2007).

Durante el Oligoceno y Mioceno, el relleno de la cuenca flexural (foredeep) y el levantamiento continuo de la Cordillera Oriental generó espacio de acomodación en la parte distal de la cuenca de antepaís, reactivación de fallas y la migración hacia el este del alto flexural (forebulge) (BAYONA *et al.* 2008). La migración hacia el este de la ondula flexural generó las condiciones para la depositación de las areniscas cuarzosas basales, uno de los reservorios más importantes en el área (Fig. 3A). La parte proximal de la cuenca fue rellenada con areniscas fluvio-deltáicas y lodolitas de la Formación Carbonera, provenientes del oeste (Cordillera Oriental) y del este (Escudo de la Guayana). La reactivación de las fallas pre-Cenozoicas en la parte distal de la cuenca de antepaís, controló localmente la distribución de los ambientes de depósito y la arquitectura de los estratos de los depósitos continentales. Durante el Mioceno Medio un incremento abrupto en el espacio de acomodación controló la depositación de los estratos finogranulares de la Formación León. ¿Qué causó el incremento en el espacio de acomodación y el decrecimiento en el suministro de sedimentos?, es todavía una controversia. Los análisis bioestratigráficos recientes en las cuencas de los Llanos y Amazonas han indicado que la cuenca fue inundada por un sistema de aguas frescas con incursiones menores de aguas salobres (BAYONA *et al.* 2007).

El pulso más fuerte de deformación a lo largo de la Cordillera Oriental durante el Mioceno Medio-Tardío, condicionó una depositación aluvial a fluvial en la cuenca de los Llanos registrada en la Formación Guayabo. Para el sector proximal de la cuenca, los sedimentos procedían del este y la ondula flexural rápidamente se movió hacia el este.

Fig. 4. Página opuesta, figura inferior. - Correlación estratigráfica de las rocas del Eoceno al Pleistoceno en el piedemonte llanero, la Cuenca del Catatumbo y la Cuenca de los Llanos. La interpretación de las unidades reportadas por ULLOA & RODRÍGUEZ (1976) se hace con base a la figura 5 de PÉREZ *et al.* (1985). Las abreviaturas TN, CBA, LM y LP, fueron tomadas de BAYONA *et al.* (2007).

Tabla 1. Tabla con las litofacies identificadas en la descripción. Términos en mayúsculas se refieren a la granulometría (C=conglomerado, A=arenisca y L=lodolita) y las letras en minúsculas se refieren a las estructuras sedimentarias o biogénicas

Código de Litofacies	Granulometría de la Litofacies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
CAm/ ACm	Conglomerado arenoso / Arenisca fina a gruesa, conglomerática	Maciza	Flujo de gravedad, flujos hiperconcentrados
CAmi	Conglomerado arenoso	Maciza con intraclastos	Flujo hiperconcentrado de alta energía con señales de erosión del sustrato/paredes del canal
ACg	Arenisca conglomerática	Gradación normal	Flujo de corriente gradada, moderada energía
ACinc	Arenisca conglomerática	Laminación inclinada (planar o artesa)	migración de barras de fondo de canal
Am	Arenisca fina a gruesa	Maciza	Flujos hiperconcentrados, flujos de gravedad
Ami	Arenisca fina a gruesa	Maciza con intraclastos	Flujos de corriente de alta energía con señales de erosión del sustrato/paredes del canal
Amb	Arenisca fina a media	Maciza, bioperturbada	Barras de fondo de canal/alta energía en borde de lagos, barras desembocadura afectada por actividad de organismos
Amc	Arenisca muy fina a media	Maciza-carbonosa	Flujo de corriente de alta energía con erosión de zonas pantanosas/borde de lago
Ag	Arenisca fina a muy gruesa	Gradación normal	barras de arenas en fondos de canal /flujos de corriente con gradación de la energía
Ap	Arenisca fina a gruesa	Laminación plano paralela	barras de arenas en fondos de canal ó flujo de corriente de muy alta energía
Ainc	Arenisca fina a gruesa	Laminación inclinada (planar o artesa)	migración de barras en fondo de canal/ flujo de corriente de energía moderada
Airr / Airc	Arenisca muy fina a media	Laminación irregular / Irregular carbonosa	Sustrato arenoso afectado por corrientes de energía baja y variable/ con suministro de materia orgánica
Ao / Aoc	Arenisca muy fina a media	Laminación ondulosa / ondulosa con materia orgánica	sustrato arenoso subacuoso somero afectado por corrientes ondulosas/ aporte de materia orgánica
Ar / Ar-o	Arenisca muy fina a media	Rizaduras / Rizaduras ondulosas	sustrato arenoso subacuoso somero afectado por corrientes de baja energía/ predominantemente onduloso
ALm / LAm	Arenisca lodosa/ Lodolita arenosa	Maciza, desarrollo de peds, colores claros	Flujos distales hiperconcentrados con desarrollo de paleosuelos
ALmi	Arenisca lodosa	Maciza con intraclastos	Flujos de moderada energía con señales de erosión del sustrato/ paredes del canal
ALmb / LAm	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Maciza, bioperturbada	Depósitos por suspensión/flujos distales hiperconcentrados en llanuras afectados por actividad de organismos
ALmk / LAmk	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Maciza, caolínica de color blanco con esferulitas ferruginosas	Llanuras de inundación (aporte volcánico ?) con desarrollo de paleosuelos, condiciones oxidantes
ALmc / LAmc	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Maciza, carbonosa color gris, pardo, restos de plantas	Acumulación por suspensión en llanuras en condiciones semi-reductoras con aporte intermitente de material carbonoso y pobre desarrollo de paleosuelos
ALinc	Arenisca lodosa	Laminación inclinada	Acumulación de detritos sobre barras de fondo de canal y por corrientes de muy baja energía
ALr / ALr-o	Arenisca lodosa	Rizaduras / Rizaduras ondulosas	Acumulación por corrientes de muy baja energía de detritos sobre sustratos lodo-arenosos subacuosos / retrabajados por corrientes ondulosas de muy baja energía
ALp / ALp-o / LAp	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Laminación plano paralela / paralela ondulosa	Acumulación de detritos por suspensión en llanuras/ retrabajamiento por corrientes ondulosas
ALirr / LAirr	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Laminación Irregular	Acumulación de detritos por suspensión en llanuras, retrabajamiento por corrientes intermitentes
ALo / LAo	Arenisca lodosa / Lodolita arenosa	Laminación Ondulosa	Acumulación de detritos por suspensión y retrabajados por corrientes ondulosas
Lm	Lodolita	Maciza, desarrollo de peds, colores claros	desarrollo de paleosuelos en llanuras de inundación
Lmk	Lodolita	Maciza, caolínica color blanco, desarrollo de esferulitas ferruginosas	desarrollo de paleosuelos en llanuras de inundación, aporte de material volcánico
Lmi	Lodolita	Maciza con intraclastos	Retrabajamiento de depósitos de llanuras de inundación
Lmc	Lodolita	Maciza, carbonosa, restos de plantas	Pantanos con aporte de clásticos; desarrollo de paleosuelos
Li	Lodolita	Laminación plana paralela continua	Acumulación de detritos por suspensión en llanuras
Lirr / Lirrb	Lodolita	Laminación plana paralela discontinua y/o irregular / bioperturbada	Acumulación de detritos por suspensión en llanuras afectado por corrientes de muy baja energía/ actividad de organismo
Lo / Lob	Lodolita	Laminación ondulosa / ondulosa, bioperturbada	Acumulación de detritos por suspensión, retrabajamiento en corrientes ondulosas/ actividad de organismo
Lic	Lodolita	Laminación plano paralela-carbonosa, restos de plantas	Acumulación por suspensión de materia orgánica y detritos
CO	Carbón	Laminación plano paralela a irregular, restos de plantas	Acumulación por suspensión de materia orgánica en pantanos

ESTRATIGRAFÍA FÍSICA, PETROGRAFÍA Y EDAD**Metodología**

La descripción de las litofacies fue realizada a escala 1:50 y su definición esta resumida en la Tabla 1. Durante la descripción se tuvo especial cuidado con las estructuras sedimentarias y biogénicas; para la interpretación ambiental se incluye la asociación de fósiles definidos macro y microscópicamente en 30 muestras de palinología. Diez muestras de areniscas se analizaron petrográficamente, y se tiñeron con sodio cobaltinitro para la identificación de feldespato potásico. A cada sección delgada se le realizó un conteo entre 250 a 300 puntos en total (armazón, material intersticial, porosidad, ver Tabla 2 para los códigos utilizados en cada mineral), utilizando el método Gazzi-Dickinson para eliminar los problemas de la variación de la composición por el tamaño de grano (INGERSOLL *et al.* 1984). El conteo se realizó únicamente en la fracción arenosa de la sección delgada, excluyendo láminas de lodolitas o fragmentos >2mm de intraclastos. El cálculo modal para los triángulos QtFL y QFLt no incluye intraclastos o minerales accesorios y sigue la metodología propuesta por DICKINSON (1985). Para el análisis del cambio modal de la composición en la sucesión estratigráfica se consideró las muestras con porcentajes de armazón superior al 60%.

La asociación vertical de litofacies nos sirvió como base para la interpretación de los ambientes de acumulación, junto con los resultados bioestratigráficos y los análisis petrográficos. Este procedimiento es similar al propuesto por MIALI (1996) para depósitos acumulados en ambientes fluviales, y aplicado en otros ambientes de acumulación terrestre, marginal y marino en WALKER & JAMES (1992).

Formación Carbonera

La parte superior de la Formación Carbonera cuenta con un espesor de 124.1 m, ya que no se perforó la parte inferior y las unidades infrayacentes (i.e., rocas del Paleozoico y el basamento cristalino).

Miembro informal C3

Esta unidad, con un espesor perforado de 16.4 m, esta compuesta hacia la base, por sucesiones de lodolitas grises claras y oscuras laminadas (LI y Lirr, ver Figura 6a), pasando a lodolitas blancas macizas (Lmk), con algunos intervalos de lodolitas arenosas con clastos de cuarzo diseminados (LAm y LAP); y hacia el tope, está compuesta por sucesiones granodecrecientes de areniscas cuarzosas macizas con intraclastos (Ami), algunas veces conglomeráticas (ACm), en contacto neto con lodolitas macizas (Lm) (ver Fig. 6b). Estas sucesiones arenosas pasan a lodolitas laminadas carbonosas (Llc), carbonos (CO) y hacia el tope lodolitas blancas macizas caoliníticas (Lmk) (ver Fig. 6b). En los intervalos lodosos laminados son comunes los restos de plantas y material carbonoso, mientras que en los intervalos lodosos macizos son comunes los peds y las esferulitas ferruginosas (siderita?). Existen pequeños moluscos de agua dulce sin concha, con ornamentación radial y rasgos de bioperturbación vertical rellena de material limoso, hacia la parte inferior del segmento (Fig. 5).

Las areniscas de esta unidad son subarcosas de grano medio a grueso, subangulares a subredondeadas, mal seleccionadas, deleznable. Están compuestas por un alto porcentaje de cuarzo (Qm y Qpd), feldespato potásico (Fk y Fm) y trazas de líticos (Lm y Lv), micas, minerales opacos y pesados (Ver Tabla 3 y Fig. 8a, para mayor de-

Tabla 2. Códigos utilizados en la identificación de constituyentes del armazón.

Código	Nombre	Código	Nombre
Qm	Cuarzo monocristalino	Lv	Líticos volcánicos
Qsed	Cuarzo sedimentario	Li	Líticos Indiferenciables
Qpf	Cuarzo policristalino foliado	MP	Minerales pesados
Qpd	Cuarzo policristalino de bordes difusos	Hn	Hornblenda
Ch	Chert	F.Fosil	Fragmento Fósil
Fk	Feldespato Potásico	Pe	Pellets
Pl	Plagioclasa	Ca	Carbonatos
Fm	Feldespato microclina	Gl	Glauconita
Fi	Feldespato indiferenciable	Mat. Org	Materia Orgánica
Ls	Líticos sedimentarios	Qt	Cuarzo total normalizado
Lm	Líticos metamórficos	Lt	Líticos totales normalizados

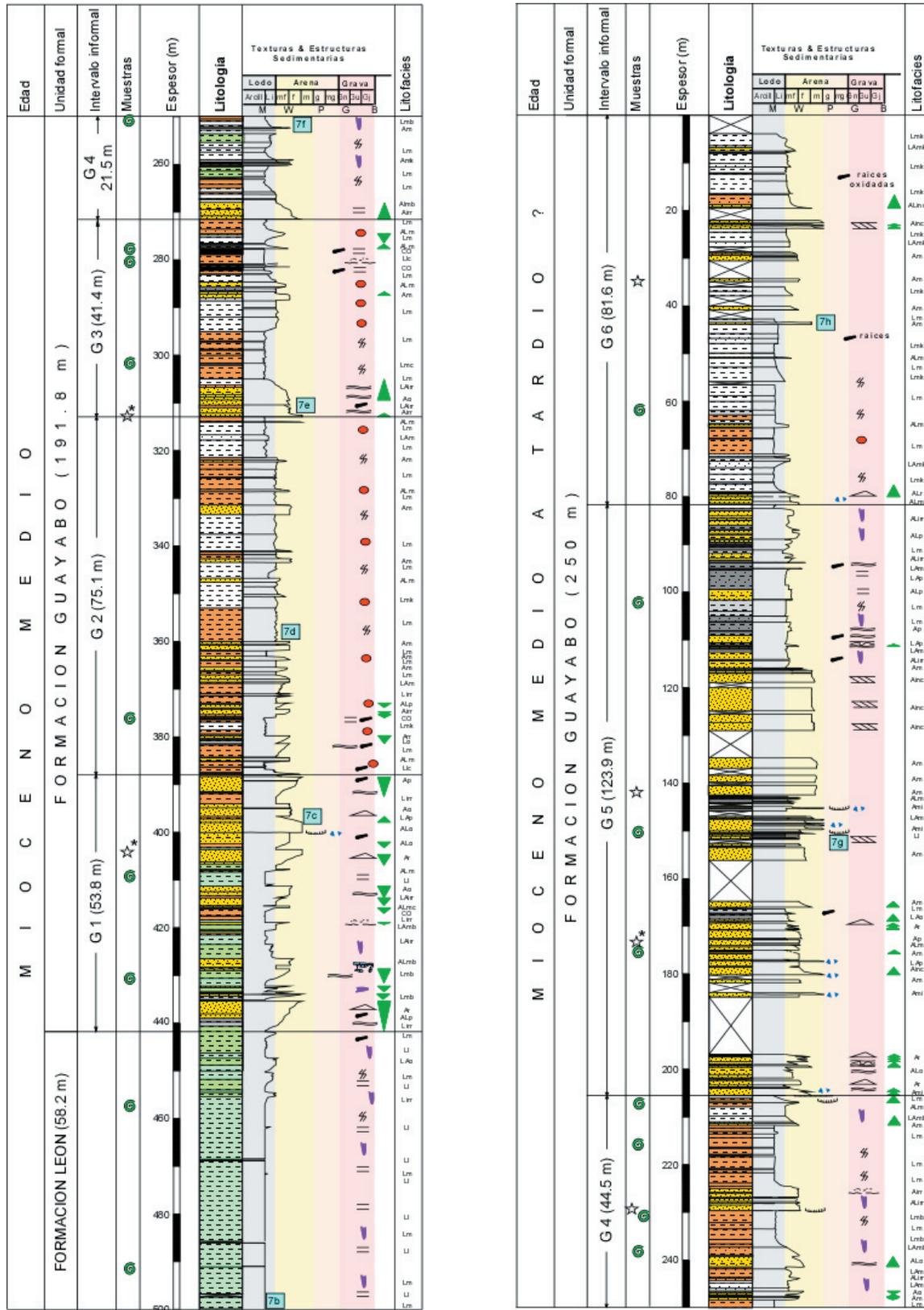


Fig. 5. (continuación) Columna estratigráfica a escala 1:1.000, del pozo SALTARIN-1A

Tabla 3. Resultados de análisis petrográficos con cálculos de composición modal para muestras con material intersticial menores al 40%. Donde: T.D.Ext= Total detritos Extrabasinales. Calculo modal: $Qt = (Qm + Qsed + Qpf + Qpd + Ch) * 100 / T.D.Ext.$, $Qm = Qm * 100 / T.D.Ext.$, $F = (Fk + Pl + Fm + Fi) * 100 / T.D.Ext.$, $L = (Ls + Lm + Lv + Li) * 100 / T.D.Ext.$, $Lt = (Qsed + Qpf + Qpd + Ch + Ls + Lm + Lv + Li) * 100 / T.D.Ext.$

MUESTRA	Unidad	Tamaño	T.D. Ext.	T.D. Ext.	Detritos Extrabasinales (puntos)														CALCULO MODAL (%)					
			Puntos	%	Qm	Qsed	Qpf	Qpd	Ch	Fk	Pl	Fm	Fi	Ls	Lm	Lv	Lp	Li	Qt	Qm	F	L	Lt	
34,53	Guayabo 6	Arena Media	193	64,3	177,0	2,0	1,0	6,0						6,0	1,0					96,4	91,7	0,0	3,6	8,3
141,78	Guayabo 5	Arena Fina-Media	202	67,3	86,0	0,0	1,0	19,0	7,0	13,0	12,0	3,0	4,0	26,0	8,0	13,0	0,0	10,0		55,9	42,6	15,8	28,2	41,6
173,35	Guayabo 5	Arena Fina	134	44,7	81,0			3,0		10,0	8,0		3,0	24,0	1,0	3,0		1,0						
229,34	Guayabo 4	Arena Fina	196	65,3	86,0	1,0		12,0	4,0	10,0	17,0	1,0	3,0	42,0	1,0	6,0		13,0		52,6	43,9	15,8	31,6	40,3
312,15	Guayabo 3	Arena Fina	174	58,0	106,0	1,0		13,0	2,0	7,0	7,0			32,0		3,0		3,0						
404,23	Guayabo 1	Arena muy Fina-Fina	123	41	91,0			3,0	3,0	13,0	5,0			6,0				2,0						
552,56	C1c	Arena Fina-Media	161	53,7	139,0			11,0		11,0										93,2	86,3	6,8	0,0	6,8
568,5	C1b	Arena Fina-Media	182	60,7	157,0			11,0		11,0		2,0					1,0			92,3	86,3	7,1	0,5	6,6
605,4	C1A	Arena Media-Gruesa	219	73,0	207,0			12,0												100,0	94,5	0,0	0,0	5,5
658,6	C3B	Arena Media-Gruesa	212	70,7	175,0			22,0		8,0			6,0			1,0				92,9	82,5	6,6	0,5	10,8

También son comunes los rasgos de bioperturbación horizontales y verticales-oblicuas, rellenas de material limoso negro oxidado (ver Fig. 6c). Hacia el tope son más frecuentes los restos de plantas, desarrollándose un manto de carbón (CO) (ver Fig. 6e).

Los análisis palinológicos indican hacia la base, buen recobro de polen, esporas y la presencia de Palmas (Mauritia-Moriche). En la parte media hay recobro de algas tipo Botryococcus sp. y acritarcos tipo Leisphaeridia sp., sugiriendo un dominio lacustre; y en la parte superior reportan buen recobro de polen y esporas, con un foram lining en la muestra superior. La edad para toda la unidad es Mioceno Temprano, biozonas Ca9 y Ca10 (JARAMILLO & RUEDA 2004), esta última para la parte superior.

Miembro informal C1

Esta unidad con un espesor de 61.3 m, presenta un contacto inferior neto, correspondiendo a una disconformidad. La preservación de las estructuras sedimentarias en las areniscas es muy pobre debido al carácter deleznable, lo que dificulta la identificación de estructuras como laminación inclinada, rizaduras o bioperturbación. Este segmento se caracteriza por presentar sucesiones granodecipientes con areniscas conglomeráticas (ACm) y conglomerados arenosos (CAm) cuarzosos hacia la base, gradando a areniscas cuarzosas de grano fino a muy fino (Am y Ag) (ver Fig. 6f), algunas con laminación inclinada (Ainc), pasando a areniscas lodosas (ALirr) y lodolitas laminadas grises con materia orgánica (LI y LIc). En la parte media se pueden observar areniscas lodosas (ALmk y LAmk) blancas (ver Fig. 6f), algunas bioperturbadas (Amb) que muestran las fluctuaciones en la tabla de agua (ver Fig. 6g). Hacia la parte superior predominan los paquetes de areniscas de grano medio a fino cuarzosos (Am), gradando a areniscas lodosas bioperturbadas (ALmb) (ver Fig. 6g) y lodolitas grises a verdes laminadas

y en algunos casos bioperturbadas (LI y Lmb) (ver Fig. 6h). En la parte superior de esta unidad existen pequeñas conchillas rojizas de bivalvos (Fig. 5).

Para esta unidad se realizaron análisis petrográficos en tres muestras. La muestra más basal corresponde a una cuarzoarenita de grano medio a grueso, conglomerática, subangular a subredondeada, mal seleccionada, deleznable. Está compuesta por un alto porcentaje de cuarzo (Qm y Qpd) y como accesorios minerales opacos y materia orgánica (ver Fig. 8b). Las muestras de la parte media y superior son subarcosas de grano fino a medio, subredondeadas a subangulares, con moderada a mala selección, con alto contenido de materia orgánica e intraclastos lodosos. Están compuestas por un alto porcentaje de cuarzo (Qm, Qpd y Qpf), feldespato potásico (Fk y Fm) y en trazas líticos indiferenciados (Li), minerales pesados (MP), minerales opacos (ver Fig. 8c). En la muestra más superior, existen también carbonatos (Ca), fragmentos fósiles, pellets (Pe) y glauconita (GI) (ver Fig. 8d) (ver Tabla 3 para mayor detalle en la petrografía).

Los análisis palinológicos indican buen recobro de polen y esporas, algunas colonias de aguas frescas de Botryococcus sp, hacia la base escaso recobro de foraminíferos y acritarcos. Hacia el tope se reconoció flora de manglar, algunos foraminíferos quitinosos y acritarcos y un pobre recobro de materia orgánica. La edad para esta unidad es Mioceno Medio (biozona Ca11 de Jaramillo & Rueda 2004). Adicionalmente en la parte superior se reconocieron fragmentos retrabajados del Oligoceno y del Cretácico.

Formación León

Esta formación no se dividió en segmentos debido a la homogeneidad de sus litofacies (LI), aunque es posible distinguir algunos cambios en los patrones de la lamina-

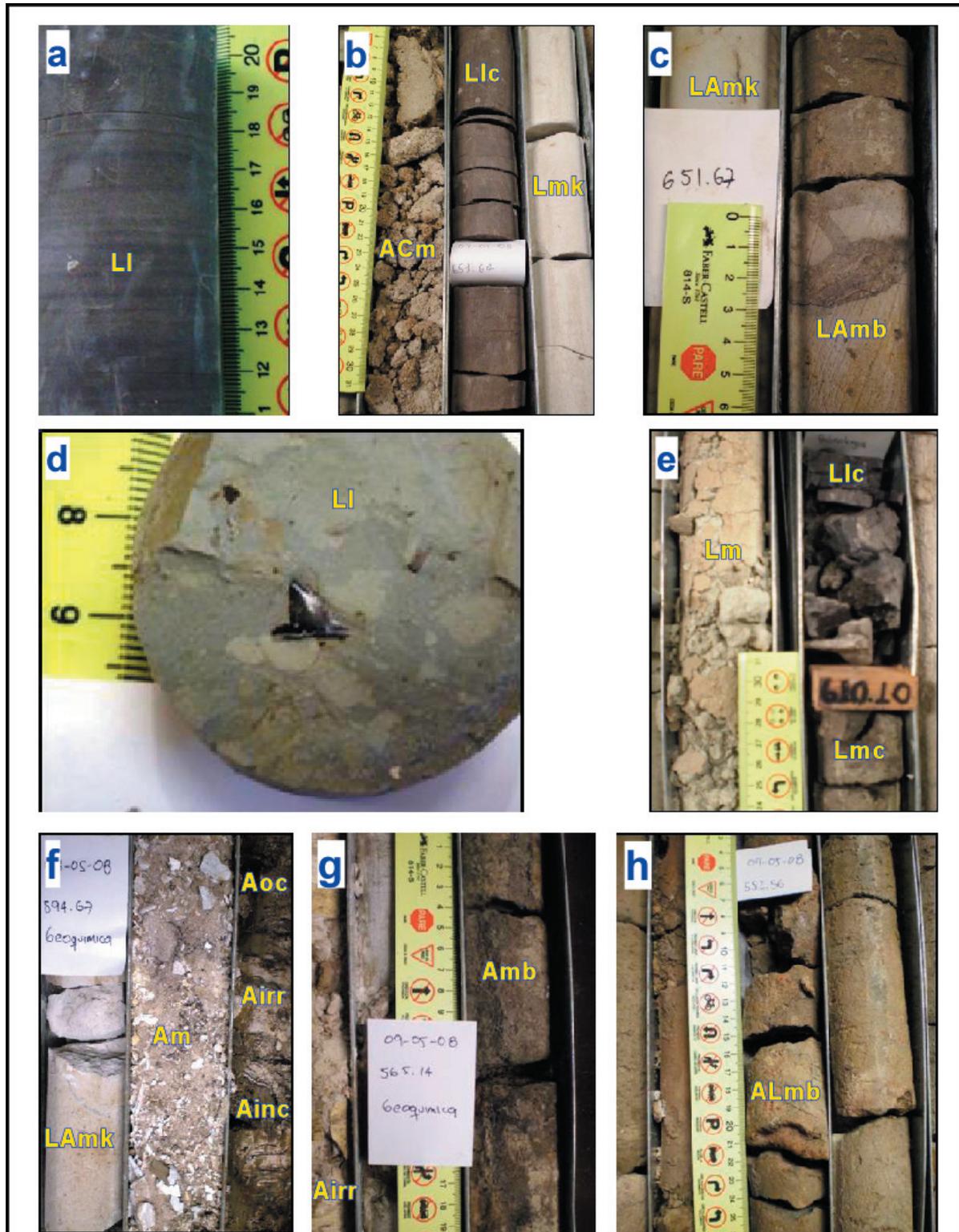


Fig. 6. Litofacies características de la Formación Carbonera, los códigos de litofacies están en la Tabla 2 y el intervalo estratigráfico de las fotografías está en la Figura 5. (a) Lodolitas grises oscuras con laminación plano paralela. (b) Gradación de areniscas conglomeráticas macizas a lodolitas con laminación plano paralela carbonosas y lodolitas macizas caoliníticas. (c) Rasgos de bioperturbación horizontal y vertical rellena de material limoso negro oxidado, sobre lodolitas arenosas macizas caoliníticas. (d) Diente de tiburón en lodolitas verdes laminadas. (e) Lodolitas macizas verdes en contacto neto con lodolitas macizas carbonosas y carbones. (f) Lodolitas arenosas macizas caoliníticas en contacto neto con secuencias grandecrecientes que van de areniscas cuarzosas macizas a areniscas laminadas carbonosas. (g) Areniscas cuarzosas muy finas laminadas en contacto neto con areniscas cuarzosas de grano medio bioperturbadas. (h) Areniscas lodosas macizas bioperturbadas.

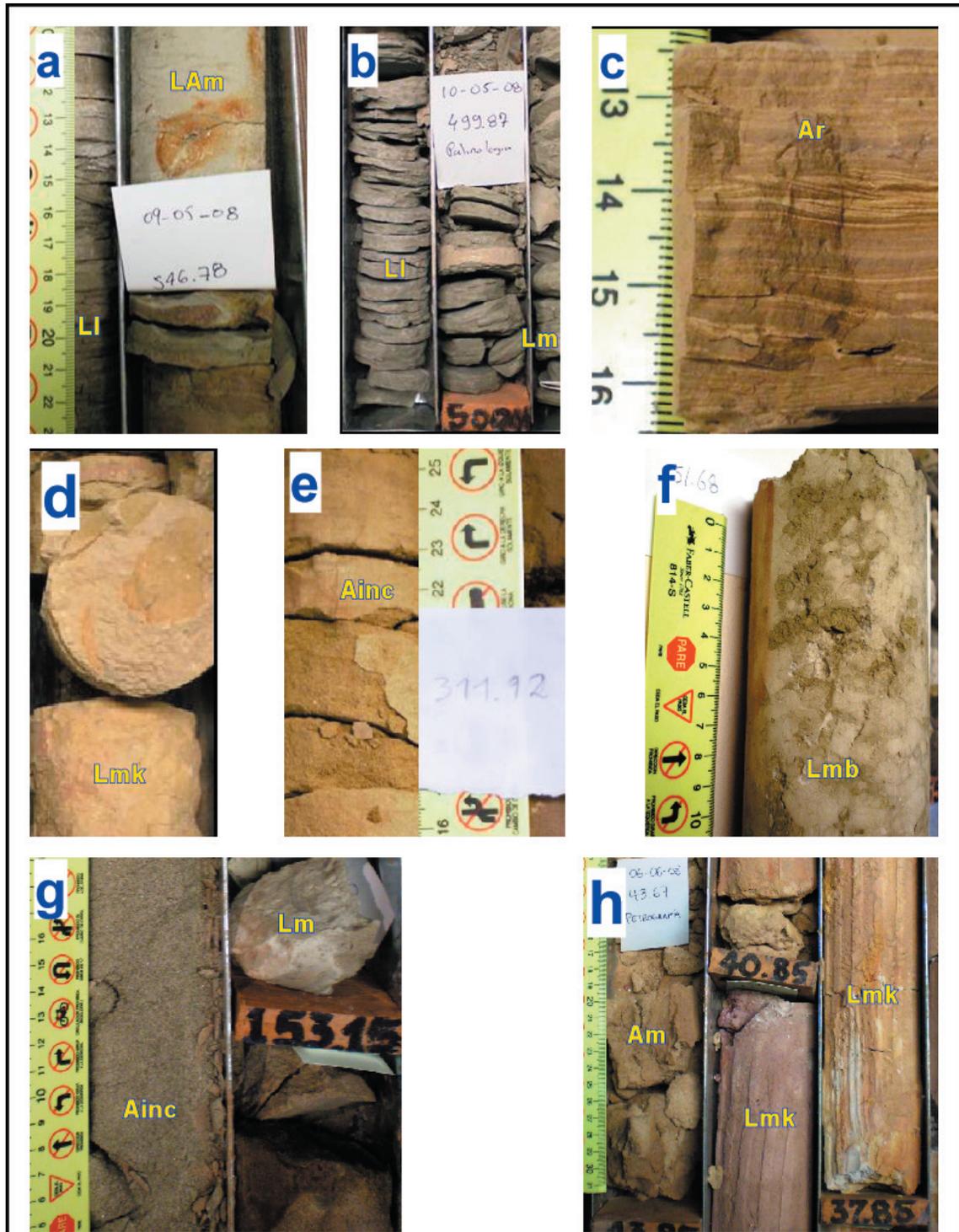


Fig. 7. Litofacies características de las formaciones León (a y b) y Guayabo (c – h), los códigos de litofacies están en la Tabla 2 y el intervalo estratigráfico de las fotografías está en la Figura 5. (a) Areniscas lodosas al tope de la Formación Carbonera. (b) Lodolitas verdes y verdes-amarillas laminadas con algunos intervalos macizos, típicas de la Formación León. (c) Areniscas de grano fino con rizaduras, del miembro informal G1. (d) Lodolitas y areniscas muy finas macizas con desarrollo de esferulitas de hierro-siderita, típicas del G2. (e) Areniscas con estratificación inclinada, en la base del G3. (f) Lodolitas macizas con alto grado de bioperturbación, típicas de la unidad G4. (g) Areniscas líticas de grano fino con laminación inclinada en contacto neto con lodolitas grises claras macizas, típicas del G5. (h) Lodolitas macizas blancas caoliniticas cortadas por sucesiones granodecrecientes de areniscas cuarzosas de grano medio, en la parte superior del G6.

ción que permitirían subdividir esta unidad. El espesor de esta unidad es de 105.1 m, su contacto inferior es transicional (ver Fig. 7a). Esta unidad es una secuencia homogénea de lodolitas laminadas verde claras (LI y Lirr), ocasionalmente verde oscuras y macizas (Lm), hacia la base gris verdosas y hacia el tope verde amarillentas (ver Fig. 7b). En los intervalos laminados (LI y Lirr) son comunes los rasgos de bioperturbación vertical, horizontal y oblicua, algunos restos de material carbonoso y restos de fósiles, la mayoría de bivalvos. En los intervalos macizos (Lm), son comunes los pedos y los nódulos de siderita. En la parte superior de la sucesión comienza a ganar gradualmente láminas arenosas (LAp y LAo) e incrementa la bioperturbación.

Dos muestras de palinología en la parte inferior, indican recobro variado (nulo a muy bueno) de polen y esporas con la presencia de colonias de *Botryococcus* sp., esporas de helechos y escasos foraminíferos quitinosos. Las tres muestras superiores indican un recobro muy pobre de materia orgánica. La edad en una muestra basal es Mioceno Medio (biozona Ca11 de JARAMILLO & RUEDA 2004).

Formación Guayabo

La Formación Guayabo tiene un espesor de 441.8 m y se dividió en 6 segmentos informales, los cuales serán descritos a continuación.

Miembro informal G1

Esta unidad con un espesor de 53.8 m, tiene un contacto inferior transicional muy gradual y se marca en la base de la primera secuencia granocreciente que suprayace la Formación León. Este intervalo consiste en una serie de sucesiones granocrecientes con lodolitas laminadas verde claras y verdes amarillas (LI y Lirr), en algunos casos grises – cafés (Llc y Lmc) y café claras, hacia la base, pasando a lodolitas arenosas y areniscas lodosas laminadas (LAo, LAp, ALo y ALp) y areniscas muy finas a finas con laminación planar, ondulosa y rizaduras (Airr, Ap, Ao y Ar), hacia el tope (ver Fig. 7c). Sobre los intervalos lodosos es posible observar gran cantidad de materia orgánica (troncos y hojas), al igual que restos de conchillas de bivalvos de agua dulce en algunos casos de hasta 2 cm de diámetro, los cuales están alojados principalmente en lodolitas verdes. Hacia el tope de las sucesiones son comunes los pedos y las areniscas lodosas macizas (ALm). En general toda la unidad presenta bioperturbación tanto horizontal como vertical, generalmente rellenas de arena fina o en algunos casos material limoso oxidado (Fig. 5).

Los intervalos arenosos para esta unidad predominan hacia la parte superior, correspondiendo a subarcosas de grano muy fino a fino, subredondeadas a subangulares, selección moderada, abundante materia orgánica y algo de bioperturbación. En estas areniscas el porcentaje de cuarzo (Qm y Qpd) va disminuyendo gradualmente, con

respecto a las rocas de la Formación Carbonera, mientras que el porcentaje de plagioclasa (Pg) y líticos sedimentarios (Ls), van aumentando (ver Fig. 8e). También se identificaron otros minerales como chert, glauconita y micas (ver Tabla 3 para mayor detalle en la petrografía).

Dos muestras de palinología presentan un bajo recobro de materia orgánica; la muestra inferior indica un bajo a moderado recobro de polen con baja riqueza de especies. Edad Mioceno Medio (biozona Ca11 de JARAMILLO & RUEDA 2004).

Miembro informal G2

Esta unidad con un espesor de 75.1 m, tiene un contacto inferior neto. Este intervalo consiste en la base de sucesiones granocrecientes de lodolitas laminadas y macizas grises (LI, Lirr y Lm) con intercalaciones de carbones (CO) y lodolitas carbonosas (Llc), gradando a lodolitas arenosas y areniscas lodosas laminadas (LAp, LAo, ALirr y ALo) y areniscas con laminación ondulosa y rizaduras (Ao y Ar) hacia el tope. Sin embargo, la parte media y superior del segmento incluye sucesiones homogéneas de lodolitas macizas blancas, amarillas y rojas (Lm y Lmk) (ver Fig. 7d), areniscas lodosas, lodolitas arenosas macizas (LAm y ALm) y areniscas muy finas macizas (Am). En los intervalos de rocas macizas son muy comunes las esferulitas ferruginosas, las cuales están más concentradas en algunos intervalos. Las estructuras de pedos son más comunes en litologías finas y donde no se presentan las esferulitas, al igual que los restos de troncos y raíces fosilizadas. En los intervalos laminados son muy comunes los restos de plantas y material carbonoso (Fig. 5).

Una muestra de palinología en la parte inferior presenta moderado recobro de material herbáceo, bueno de polen pero bajo en especies. Edad Mioceno Medio (biozona Ca11 de JARAMILLO & RUEDA 2004).

Miembro informal G3

Esta unidad alcanza un espesor de 41.4 m y su contacto inferior es neto. Hacia la base de la unidad existen sucesiones granodecrecientes de areniscas lodosas con intraclastos (ALmi) y areniscas laminadas (Airr, Ainc, Ao y Ap) (ver Fig. 7e), gradando a lodolitas arenosas macizas bioperturbadas y lodolitas macizas blancas, amarillas, cafés y rojas, ocasionalmente grises (Lm). En la parte superior de esta unidad existe un desarrollo de mantos de carbón (CO) y lodolitas carbonosas (Lirrc) que van gradando a lodolitas macizas cafés, amarillas, blancas y rojas (Lm). En los intervalos de rocas laminadas son comunes los restos de plantas, material carbonoso y los rasgos de bioperturbación vertical y oblicua rellena de areniscas muy finas y material oxidado; mientras que en los intervalos de rocas macizas son comunes las esferulitas ferruginosas, los pedos y los restos de raíces carbonizadas y oxidadas (Fig. 5).

Las areniscas de este intervalo son litoarenitas feldespáticas de grano fino, con buena selección, clastos subredondeados a subangulares con contactos flotantes y puntuales. La cantidad de cuarzo (Qm y Qpd) sigue disminuyendo gradualmente, con respecto a los intervalos infrayacentes, mientras que aumenta el contenido de líticos (Ls y Lv), chert (Ch) y plagioclasa (Pl) que se equipara con el contenido de feldespato potásico (Fk) (ver Tabla 3 y Fig. 8f, para mayor detalle en la petrografía).

Una muestra de palinología en la parte inferior es estéril con material herbáceo degradado. Las dos muestras en el segmento superior presentan buen recobro de polen, materia orgánica, esporas y hongos; pero baja riqueza de especies. Edad Mioceno Medio (biozona Ca11).

Miembro informal G4

Esta unidad con un espesor de 66 m, presenta un contacto inferior neto. Está compuesto, hacia la base, por sucesiones levemente granodecrecientes, pasando de areniscas cuarzosas laminadas (Airr y Ap-o) a areniscas lodosas laminadas bioperturbadas (ALmb) y lodolitas macizas blancas, cafés y amarillas, ocasionalmente bioperturbadas (Lm y Lmb). En la parte media y superior son más abundantes las facies lodosas sobre las facies arenosas, las cuales están dispuestas en secuencias levemente granocrecientes, pasando de lodolitas macizas bioperturbadas blancas, rojas, cafés, amarillas ocasionalmente verdes (Lm y Lmb) a lodolitas arenosas y areniscas lodosas bioperturbadas (LAmB y ALmb) a laminadas (ALirr y ALo) gradando a areniscas macizas (Am, Amk y Amb) y laminadas (Airr, Ao y Ar), con fragmentos líticos observables en muestra de mano (L=10%). En los intervalos de rocas macizas son comunes la concentración de peds, raíces en las facies más finas y en las facies más lodo-arenosas los rasgos de bioperturbación (Scoyenía?) (ver Fig. 7f). En los intervalos laminados se reconoció material carbonoso, especialmente hacia la base de la unidad (Fig. 5).

La fracción arenosa más gruesa predomina hacia la parte basal y media de la unidad representada por litoarenitas feldespáticas, de grano fino, con selección moderada y clastos subredondeados a subangulares. La composición de estas areniscas muestra una disminución gradual en el porcentaje de cuarzo (Qm, Qpd y Qsed) y feldespato potásico (Fk y Fm), con respecto a las unidades infrayacentes, y un incremento en el contenido de plagioclasa (Pl), chert (Ch) y líticos (Ls, Lv y Lm) (ver Tabla 3 para mayor detalle en la petrografía).

Las cinco muestras de palinología fueron estériles con pobre recobro de material leñoso.

Miembro informal G5

Esta unidad con un espesor de 123.9 m, presenta un contacto inferior neto y erosivo. Este segmento presenta la menor cantidad de recobro de todo el núcleo y una pobre

preservación de las estructuras de las areniscas debido a su carácter deleznable. Este intervalo incluye los paquetes más espesos de areniscas en la Formación Guayabo, con mayor contenido de fracción de líticos y feldespatos identificados en muestra de mano. Está compuesto por secuencias levemente granodecrecientes gradando rápidamente de areniscas laminadas (Ainc, Ar y Ao) (ver Fig. 7g) y macizas (Am), algunas con intraclastos (Ami), a areniscas líticas lodosas laminadas a macizas (ALm, ALirr, ALo, ALmb y ALr), lodolitas arenosas laminadas a macizas (LAm, LAP y LAo) y lodolitas macizas grises claras y cafés (Lm). En la parte media de la unidad existe una mayor concentración de intraclastos lodo-arenosos sobre las facies arenosas (Ami), generados posiblemente por procesos de licuefacción. Hacia el tope aumenta la cantidad de lodo en relación con la cantidad de arena, destacándose secuencias levemente granodecrecientes que pasan de areniscas lodosas laminadas (ALirr, ALinc, ALo, ALp y ALmb) y lodolitas arenosas laminadas (LAirr, LAP y LAmB) a lodolitas laminadas y macizas (Lirr, Lm y Lmk), muy bioperturbadas hacia el tope (Lmb). A lo largo del intervalo se observa laminación convoluta, indicando altas tasas de acumulación y deformación sin-deposicional (Fig. 5). En la parte superior aumenta la bioperturbación (Scoyenía?), al igual que los restos de material carbonoso y restos de hojas.

Las areniscas de esta unidad son litoarenitas feldespáticas de grano fino a medio, selección moderada a mala, subredondeadas a subangulares. Al igual que los miembros anteriores sigue disminuyendo el contenido de cuarzo (Qm, Qpd y Qpf) y aumentando el de plagioclasa (Pl) y líticos (Ls, Lm y Lv) (ver Fig. 8g). También se presentan otros minerales como hornblenda (Hn) (ver Fig. 8h), chert, biotita, clorita y granate, en proporciones pequeñas (ver Tabla 3 para mayor detalle en la petrografía).

Dos muestras de palinología en la parte inferior presentan un recobro moderado a bueno de polen y esporas, con materia orgánica de tipo leñoso y herbáceo, y algunas colonias de algas de agua fresca. La edad es del Mioceno Medio a tardío? (Biozona Ca11 a Ca12 de Jaramillo & Rueda 2004). También se registra retrabajamiento de polen del Eoceno, Oligoceno, y del Cretácico.

Miembro informal G6

Esta unidad con un espesor de 81.6 m, tiene un contacto inferior neto. Similar al intervalo anterior, el recobro fue pobre en intervalos arenosos y el carácter deleznable no permite identificar con claridad estructuras sedimentarias en los niveles arenosos. Este intervalo corresponde a una sucesión homogénea de lodolitas macizas caoliníticas blancas, rojas y amarillas, ocasionalmente grises (Lmk – Lm) y lodolitas arenosas y areniscas lodosas macizas caoliníticas (LAmk – ALmk), cortadas por sucesiones levemente granodecrecientes de areniscas cuarzosas de grano fino a medio laminadas y macizas (Am – Ainc – Airr) (ver Fig. 7h). Sobre los intervalos de rocas macizas son

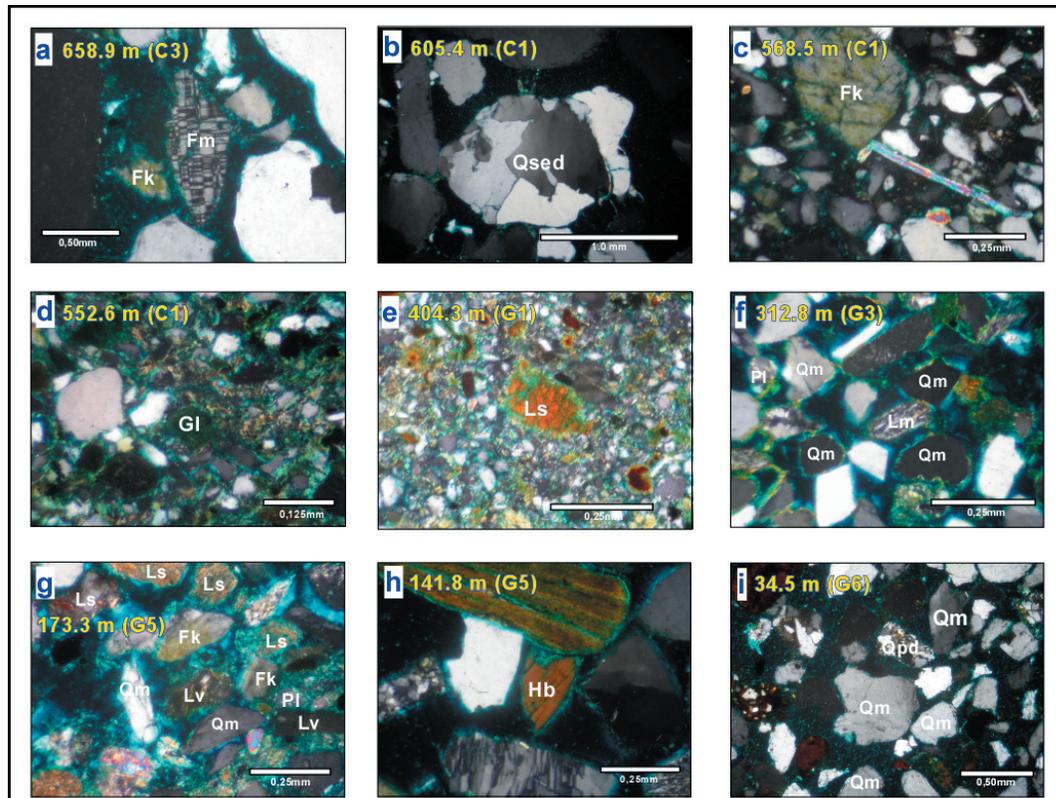


Fig. 8. Tipos de granos característicos de las formaciones Carbonera y Guayabo, en nicols cruzados. El intervalo estratigráfico está en la Figura 5. (a) Microclina (Fm) y feldespato potásico (Fk) en contactos flotantes. (b) Cuarzo sedimentario (Qsed) redondeado con contactos flotantes y otros tipos de cuarzo. (c) Se observa un cristal de feldespato potásico (Fk) alterado y minerales micáceos. (d) Glauconita (Gl) en tonalidades verdes. (e) Líticos sedimentarios (Ls) con coloraciones pardas, algunos sin diferenciar. (f) Plagioclasa (Pl) y cuarzo monocristalino (Qm), al igual que la foliación de un lítico metamórfico (Lm). (g) Se observa la variedad de líticos sedimentarios (Ls) y líticos volcánicos (Lv), al igual que el contenido de plagioclasa (Pl). (h) Hornblenda (Hb) con su pleocroísmo y birrefringencia característica. (i) Se observa el alto porcentaje de cuarzo (Qm y Qpd) y algunos minerales ferruginosos con coloraciones rojizas.

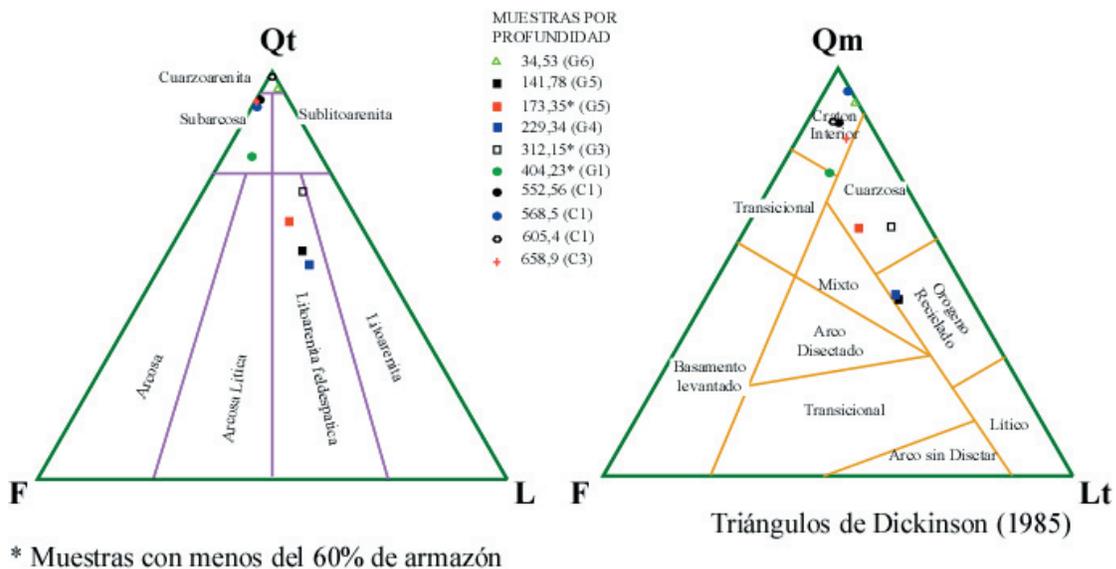


Fig. 9. (izquierda) Triángulo Qt-F-L de clasificación petrográfica de las muestras analizadas. (derecha) Triángulo Qm-F-Lt de procedencia (DICKINSON 1985).

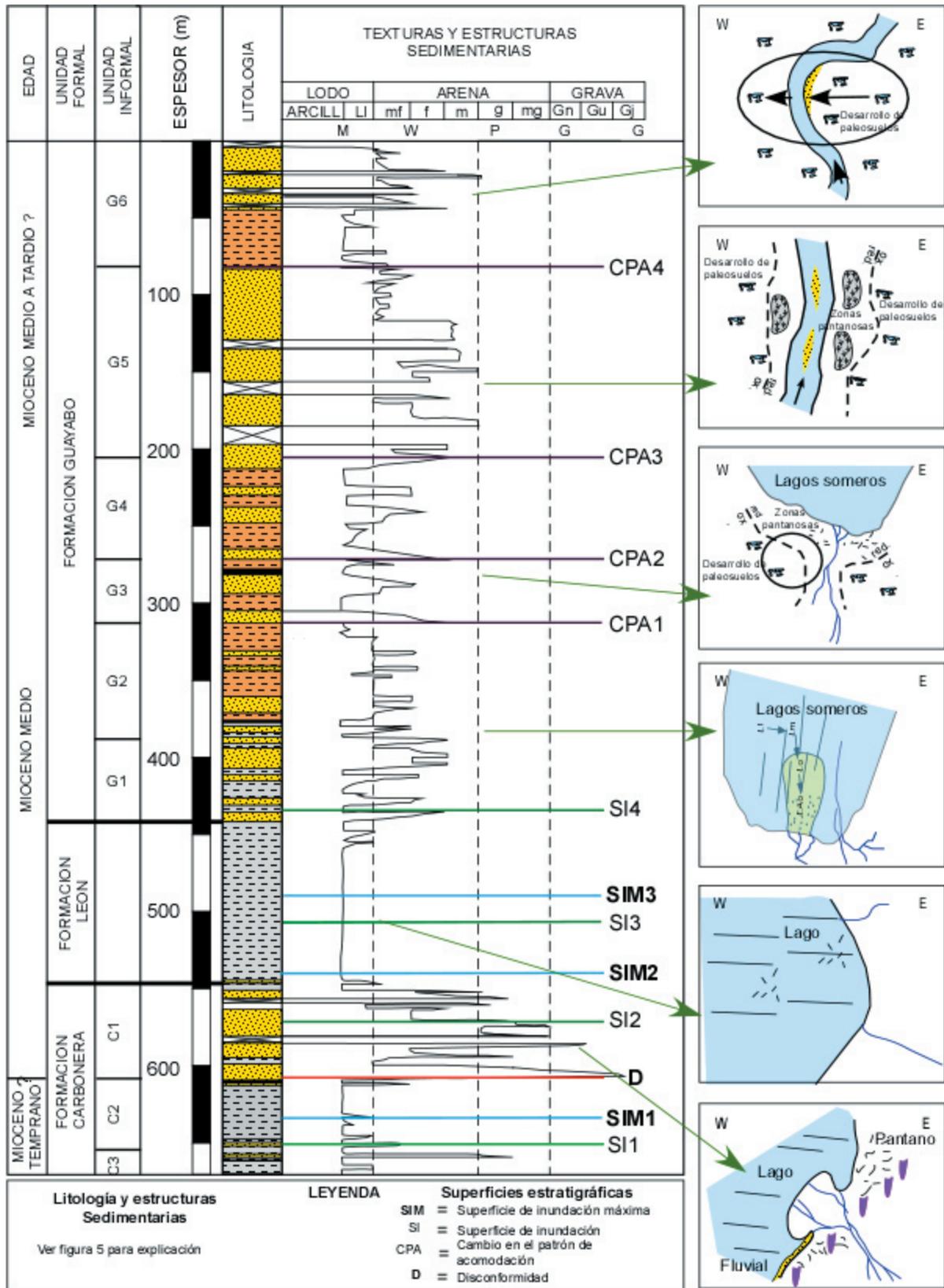


Fig. 10. Columna generalizada a escala 1:4.000 del pozo SALTARIN-1A, mostrando las superficies de correlación y los ambientes de acumulación para algunas unidades.

comunes la caolinita, los peds, los restos de raíces oxidadas y muy diseminadas las esferulitas ferruginosas, las cuales tienen un menor diámetro comparado con las otras unidades de la Formación Guayabo (Fig. 5).

Los intervalos arenosos en esta unidad predominan hacia la parte superior de la sección, y consisten en cuarzoarenitas de grano medio, selección mala, subangulares a subredondeadas muy porosas. Están compuestas por un alto porcentaje de cuarzo monocristalino (Qm, Qpd, Qsed y Qpf) y un bajo contenido de lúlicos (Ls y Lm) (ver Fig. 8i). Como minerales accesorios se presenta plagioclasa (Pg), opacos, hematita, epidota e intraclastos (ver Tabla 3 para mayor detalle en la petrografía).

Una muestra de palinología es estéril de material palinomorfo con pobre recobro de material leñoso.

INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES DE ACUMULACIÓN

Las rocas de la Formación Carbonera y León (Mioceno Temprano y Medio) son el registro de la inundación de sistemas lacustres (C2, León) sobre sistemas deposicionales fluviales (C3) y deltaicos (C1). Las areniscas y lodolitas del Miembro informal C3 fueron depositadas en un sistema migratorio de canales meandriformes que cortaban llanuras de inundación fluviales con zonas pantanosas y sectores con exposición subaérea que permitieron el desarrollo de paleosuelos. Este sistema deposicional fue inundado por la transgresión rápida de un lago somero con incursiones salobres como lo indican las lodolitas y asociación de fósiles del Miembro informal C2. Este lago somero fue retrocediendo gradualmente, y posteriormente abruptamente, permitiendo la acumulación de facies de borde de lago y llanuras deltaicas con canales amalgamados como se registra en las areniscas del Miembro informal C1. Los canales distributarios intradeltaicos transportan con menor cantidad sedimentos arenosos hacia el lago en la parte superior del Miembro informal C1, en donde se observa abundante material lodoso, bioperturbación y granos de glauconita. La glauconita, un mineral típico de ambientes marinos, sugiere episodios de ingresión de aguas salobres en el sistema lacustre, representado por la Formación León. Este mineral también ha sido reportado en depósitos lacustres, y de llanuras mareales y deltaicas. En China, JIANG *et al.* (2007) reporta glauconita autigénica en depósitos lacustres profundos paleozoicos con probable conexión al mar. Wang (1983) reporta glauconita a profundidades de 35-150 m en sedimentos lacustres modernos del Lago Fuxian. Adicionalmente, la glauconita se ha reportado como un componente en estratos siliciclásticos acumulados en llanuras de mareas a costeras de la Formación Cerrejón (BAYONA *et al.* 2007a), y en sistemas deltaicos de carbonatos y siliciclásticos en la Formación Guasare (PARDO 2004, BAYONA *et al.* 2007a).

A medida que va aumentando el aporte de sedimentos al lago, éste se va colmatando gradualmente. Lo anterior

está representado en las litofacies de la parte superior de la Formación León y la base de la Formación Guayabo, generando una regresión lenta del lago y pasando de las facies lagunares dentro de la Formación León a las facies continentales de la Formación Guayabo. El avance progresivo de los lóbulos deltaicos sobre las facies de borde de lago y las llanuras deltaicas, está representado por el Miembro informal G1, de la Formación Guayabo. Después de la colmatación de la laguna va aumentando lentamente la subsidencia y el aporte de sedimentos, acumulándose depósitos finos en llanuras de inundación fluviales, las cuales se encuentran expuestas a condiciones oxidantes. De esta forma se presenta un apilamiento de paleosuelos en condiciones oxidantes para el Miembro informal G2 y en condiciones semi-oxidantes para el Miembro informal G3. La migración dentro del sistema deltaico – fluvial continúa para el Miembro informal G4, en donde se registran depósitos de canales distributarios y de llanuras fluviales a deltaicas, tanto en condiciones reductoras como oxidantes. Después de la depositación de estos extensos sedimentos de llanuras fluviales a deltaicas, se registró para el Mioceno Medio – Tardío?, un cambio muy fuerte en los patrones de acomodación, depositándose una serie de barras amalgamadas dentro de canales aluviales rectos (Miembro informal G5), causadas por un incremento en el aporte de sedimentos, debido posiblemente a la ocurrencia simultánea de tanto de factores climáticos (aumento en las lluvias que generan una mayor carga de sedimentos en los ríos) como la influencia de levantamientos de bloques intracuenca, los cuales son evidenciados por los altos gravimétricos (ver Fig. 2) y la irregularidad de la cuenca de los Llanos al sur (Bayona *et al.* 2007). Hacia la parte superior del Miembro informal G5, nuevamente el sistema empieza a migrar y se depositan rocas típicas de llanuras aluviales a fluviales, en cercanía a zonas vegetadas. Finalmente el sistema nuevamente alcanza un equilibrio en la subsidencia y la carga de sedimentos que le llegan a la cuenca, registrando una sucesión espesa de paleosuelos, con migración de canales meándricos hacia la parte superior, que está representada en el Miembro informal G6.

ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

Las rocas de la Formación Carbonera son subarcosas en su mayoría y cuarzoarenitas, presentando un alto contenido de cuarzo monocristalino, feldespato potásico (microclina esporádicamente) y algunos lúlicos volcánicos. No presentan plagioclasa y los cuarzos en algunos casos presentan bahías. Todo esto indica poco transporte, una fuente de aporte cercana, con abundante cuarzo y feldespato potásico, que corresponde a rocas ígneas intrusivas félsicas (granitos – granodioritas), las cuales hacen parte del Escudo de la Guyana. Esta apreciación se puede corroborar con los triángulos de Dickinson (1985), que para estas muestras indican una fuente proveniente de un Cratón interior (ver Fig. 9).

Las rocas de la Formación Guayabo van gradando

de subarcosas (Miembro informal G1) a litoarenitas feldespáticas (miembros informales G3, G4 y G5), presentando una gran variedad de componentes como, cuarzo (monocristalino, policristalino foliado y de bordes difusos), feldespato potásico (microclina), plagioclasa, líticos (sedimentarios, volcánicos, metamórficos) y hornblenda. Estos componentes van aumentando de manera gradual en las muestras más superiores, es decir que hay un incremento en los minerales inestables hacia el tope y por lo tanto una mayor cercanía al área fuente. Por esta razón, el área fuente va migrando gradualmente de rocas ígneas intrusivas localizadas al este (Escudo de la Guyana) a rocas pre-Cretácicas metamórficas, volcánicas, sedimentarias e ígneas intrusivas de composición intermedia, ubicadas al sur y sureste del área de estudio (ver altos gravimétricos en la Fig. 2).

Las rocas del último miembro de la Formación Guayabo (Miembro informal G6) son cuarzoarenitas de grano medio con gránulos aislados, evidenciando un mayor transporte de estas rocas. La ausencia de minerales inestables hace pensar en una madurez alta de estas rocas y por lo tanto un alto transporte y lavado de los minerales inestables. Al observar la configuración actual de los ríos es posible que estas rocas provengan de la Cordillera Oriental, la cual para el Mioceno Medio a Superior? ya estaba elevándose.

DISCUSIÓN

Estratigrafía de secuencias y superficies de correlación

La integración de la información estratigráfica y petrográfica permite interpretar los ambientes de acumulación y la procedencia, así como los patrones de apilamiento vertical y las superficies de correlación estratigráfica. Cuatro tipos de superficies de correlación estratigráfica se identificaron en las formaciones Carbonera, León y en la base del Guayabo (Fig. 10). El primer tipo equivale a superficies de inundación (SI) de la cuenca donde el patrón de apilamiento pasa de progradante a retrogradacional, y representa el cambio de asociaciones de litofacies típicas de ambientes continentales, a asociaciones de litofacies acumuladas en ambientes subacuáticos marginales a lacustres. Estas superficies no equivalen necesariamente a los contactos entre unidades litológicas (Fig. 10). El segundo tipo de superficie, equivale a las superficies de inundación máxima (SIM), las cuales representan los intervalos que registran la acumulación en fondos lacustres, y documentan un cambio de patrón retrogradacional a agradacional/progradacional. El tercer tipo de superficie corresponde a un contacto disconforme (D) a la base del miembro informal C1. En este contacto, el proceso progradante de la unidad C2 es interrumpido abruptamente por la amalgamación de canales registrado en la unidad C1, indicando un proceso que aceleró la migración del sistema fluvial-deltaico sobre el sistema lagunar.

Los estratos en la Formación Guayabo se han interpretado como depósitos continentales, a excepción del miembro informal G1, que presenta asociaciones de litofacies características de fondos lacustres y frentes deltaicos por encima de la superficie SI4. La identificación de superficies estratigráficas de correlación está asociada a cambios de patrón de acomodación (CPA), los cuales se reconocen por los siguientes criterios: (1) relación de aporte de sedimentos terrígenos versus la capacidad de generación de espacio de acomodación (e.g., RAMÓN & CROSS 1997); (2) fluctuación de la tabla de agua limitando condiciones oxidantes (desarrollo de paleosuelos) y reductoras (preservación de laminación, bioperturbación y materia orgánica) en las llanuras subaéreas (e.g., BOHACS & SUTER 1997); (3) cambio de composición de las areniscas, y (4) cambio en los patrones de los canales fluviales. El primer CPA se identifica a la base del miembro informal G3 debido al cambio de un patrón de acumulación de apilamiento de paleosuelos en condiciones oxidantes, a un registro de canales y llanuras en condiciones más reductoras. El patrón de apilamiento de las unidades G1 y G2 indica una progradación de ambientes de llanuras de inundación oxidadas hacia los sistemas deltaico-marginal, con una tasa de generación de espacio de acomodación alta debido a la preservación de los paleosuelos al tope del miembro informal G2. Las condiciones más reductoras a la base del miembro informal G3 se evidencian de nuevo hacia el tope donde hay un registro de dos mantos de carbón y lodolitas carbonosas. El relativo incremento en el dominio de condiciones reductoras es evidente en la el miembro informal G4, y por ello se marca el segundo CPA a la base de esta unidad. El constante registro de bioperturbación en las unidades arenosas y lodosas, y el alto contenido de material lodoso indican que la tasa de generación de espacio de acomodación es aún alta y permite la migración de los canales meandriformes. El aumento en la tasa de aporte de sedimentos, el cambio de patrón de los canales y composición de las areniscas son el soporte para identificar el tercer CPA a la base de la del miembro informal G5. El cambio indicado por esta superficie sugiere una disminución en la tasa de generación de espacio de acomodación, y el transporte de material detrítico por corrientes de alta energía en canales de configuración recta. Sin embargo, este patrón cambia en el contacto entre las unidades G5 y G6 donde se identifica el cuarto CPA. La preservación de paleosuelos amalgamados y la disminución en el espesor de las capas de areniscas sugieren un incremento en el espacio de acomodación y disminución en el aporte de detritos. Adicionalmente, hay un cambio radical en la composición de las areniscas, siendo más cuarzosas las del miembro informal G6.

Causas de los cambios de patrones de apilación y su comparación con la información sísmica

Los cambios de patrones de apilamiento están controlados por tres factores: 1) cambios eustáticos del nivel del mar (y su conectividad con lagos extensos intraconti-

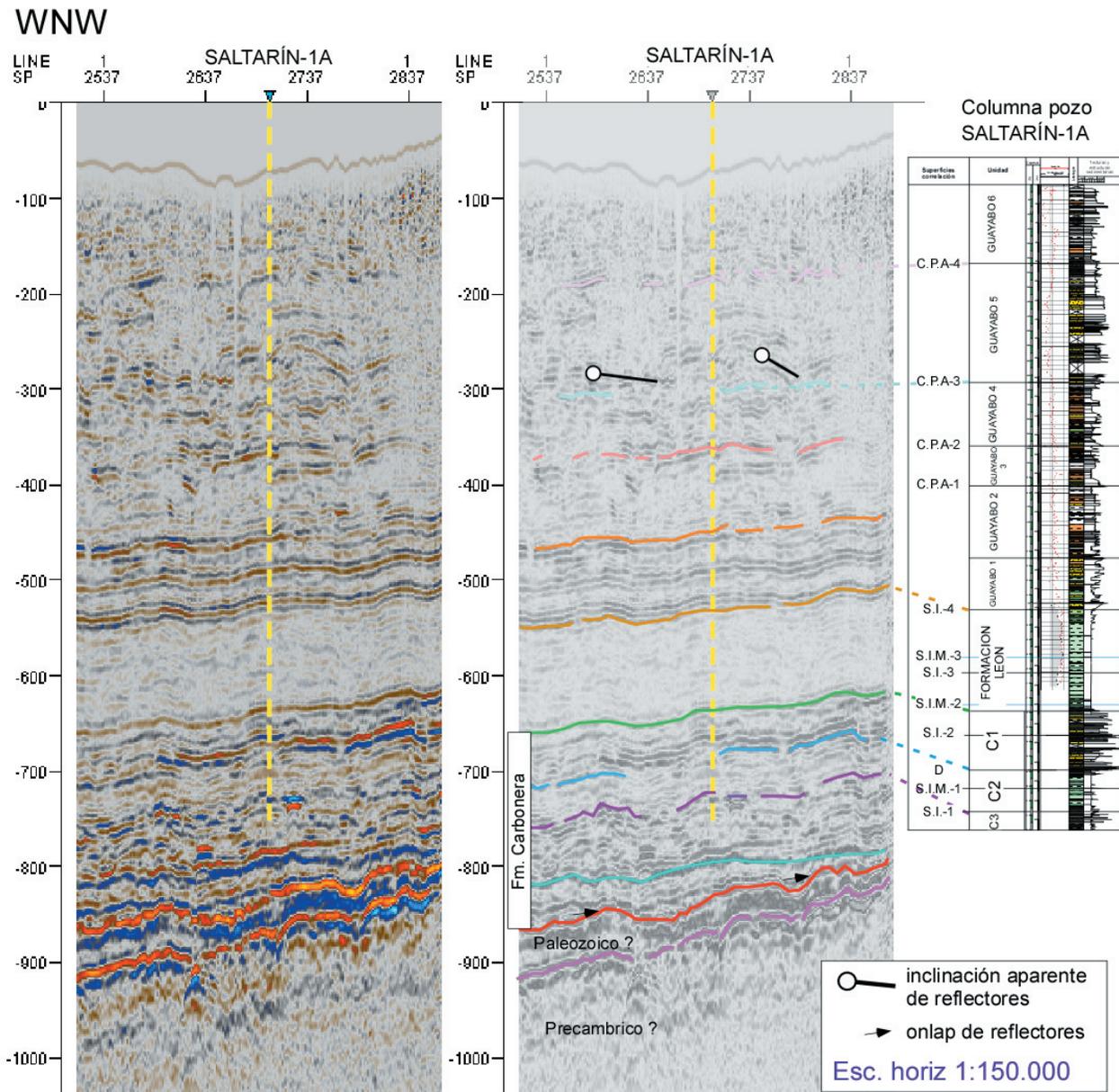


Fig. 11. Porción de la línea sísmica 2D SAL-07-04-MIG interpretada (en tiempo) correlacionada con la columna estratigráfica del pozo SALTARIN-1A.

mentales), 2) eventos tectónicos regionales que afectan la subsidencia de la cuenca y posición de áreas fuente, y 3) cambios climáticos regionales que afectan la posición de la superficie que limita los niveles de oxidación – reducción (i.e., tabla de agua) en las zonas más continentales, y el suministro de sedimentos a la cuenca. A continuación se discutirán estos cambios para los diferentes intervalos de las formaciones Carbonera, León, Guayabo.

Los cambios dentro de la Formación Carbonera son

rápidos (i.e. poco espesor estratigráfico) y regionales. El primer paso fuerte se evidencia en el cambio de las facies arenosas – lodosas continentales del miembro informal C3, a las facies predominantemente lodosas, deltáicas – lagunares del miembro informal C2 (Fig. 10). Regionalmente, este cambio se observa en el paso de facies sísmicas con reflectores fuertes poco continuos, a facies con un carácter sordo (ver Fig. 11). A la base del miembro informal C1 se interpreta una disconformidad tanto por el cambio en los patrones de sedimentación (Fig. 10),

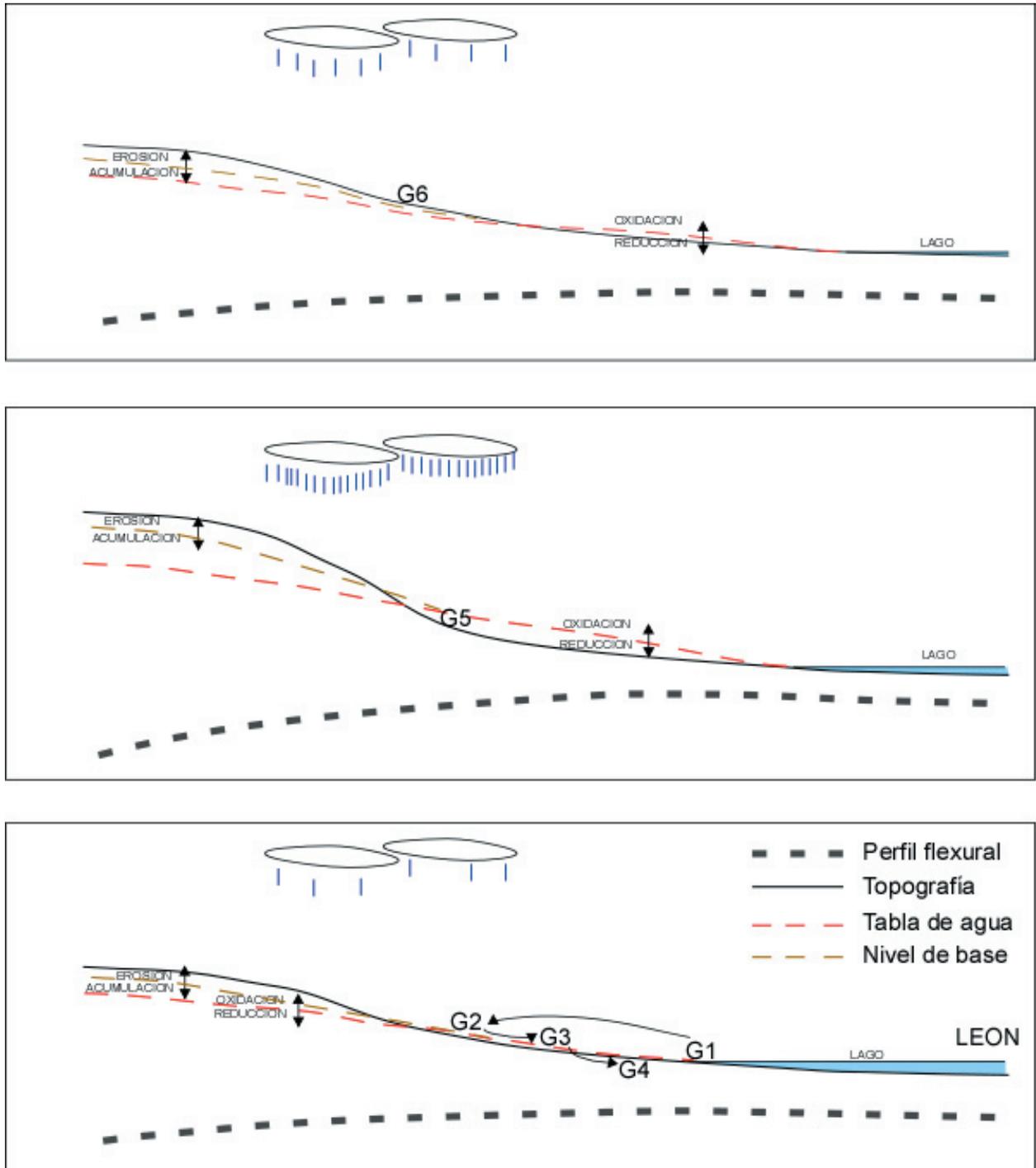


Fig. 12. Esquema ilustrativo de las variaciones de las tablas de agua, oxidación – reducción y el nivel de base (erosión-depositación), en las formaciones León y Guayabo. Estos diagramas no están a escala y se exagero la escala vertical para ilustrar los cambios de la posición de nivel de base y tabla de agua.

como por la discontinuidad de los reflectores sísmicos en la base del miembro informal C1 (Fig. 11). Estos dos cambios pueden estar controlados por variaciones eustáticas

en el nivel del mar, que afectan los lagos del miembro informal C2, y/o por cambios regionales en los patrones de subsidencia tectónica que permiten el ingreso o re-

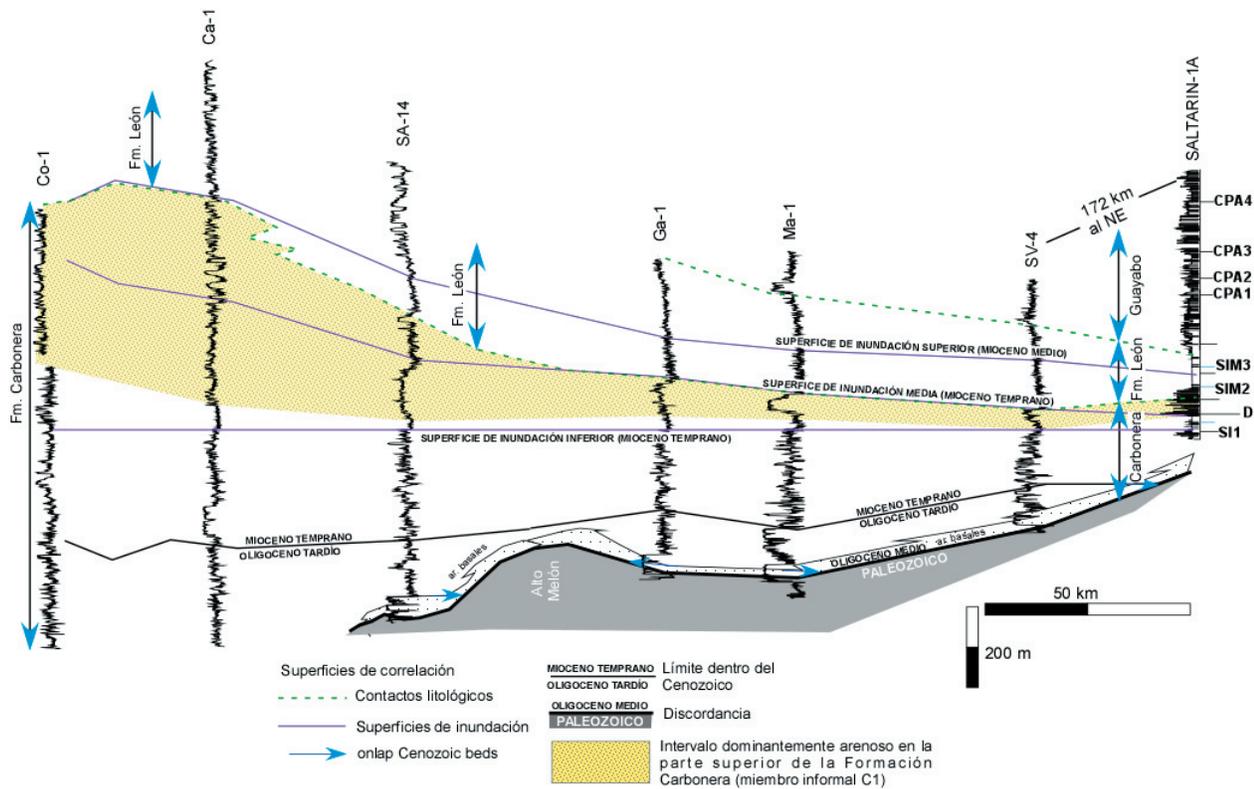


Fig. 13. Correlación con otras zonas de la parte proximal de la Cuenca de los Llanos, tomando como datum la superficie de inundación inferior, incluida en el C2. Esquema modificado de la figura 8 de BAYONA *et al.* (2007). Note el aumento de facies predominantemente arenosas hacia el oeste y hacia el este desde el pozo SALTARIN-1A. Ver figura 1 para la ubicación de los pozos.

troceso de estos lagos y un mayor suministro de arenas, generando una disconformidad por una regresión forzada. Cada una de estas opciones no son excluyentes una de la otra y pueden actuar al mismo tiempo. Por el contrario, el cambio gradual de litología a la base y tope de la Formación León es más gradual, y tiene una mayor extensión regional como lo indica las facies sísmicas sordas que caracterizan la Formación León (Fig. 11). El cambio en la composición de las areniscas entre el tope de miembro informal C1 y la Formación Guayabo sugiere un control tectónico en la configuración de la cuenca. Una opción para explicar el cambio de patrón de acomodación en la cuenca y permitir el registro regional de las facies lacustres de la Formación León, es el cambio en la escala de la longitud de onda flexural de la subsidencia tectónica de cientos de kms (e.g. BAYONA *et al.* 2008) a una longitud de onda de varios cientos de kms. Este cambio de patrón de subsidencia se explicaría como un efecto de las fuerzas verticales inducidas por el flujo del manto (i.e., dynamic topography, MITROVICA *et al.* 1989, GURNIS 1992) debido a los procesos de subducción entre las placas de Nazca y Suramérica (ver interpretaciones en TABOADA *et al.* 2000 y CEDIEL *et al.* 2003, entre otros). Este cambio de patrón también ha sido documentado en la cuenca de antepaís en el sector sur de los

Andes centrales (DÁVILA *et al.* 2007). Adicionalmente en el sector sur de la cuenca de los Llanos se han reportado levantamientos intracuenca de antepaís que afectarían la geometría de la subsidencia flexural (BAYONA *et al.* 2007).

Paralelamente, las fluctuaciones del nivel de lago somero (superficies SI3, SIM2, SIM3) (Fig. 10), pueden explicarse por: 1) variaciones eustáticas del nivel del mar que afectan la conectividad de lago con el mar, o 2) cambios climáticos que permiten la fluctuación de la tabla de agua del lago y por lo tanto una mayor exposición subaérea para algunos intervalos. Para la Formación Guayabo existen cuatro cambios de patrones de apilamiento importantes que controlaron los procesos de sedimentación en ambientes continentales a marginales. En el contacto entre los miembros informales G3 y G4 (superficie CPA1), existe un cambio en la tabla de oxidación – reducción, pasando de condiciones oxidantes en el miembro informal G2 a condiciones semi-oxidantes en el miembro informal G3. El contacto entre las unidades G3 y G4 (superficie CPA2), donde se incrementa el dominio de facies lodosas – arenosas bioperturbadas (Fig. 10) se puede inferir: (1) un aumento en la tabla de oxidación – reducción, (2) leve aumento en la tasa de subsidencia, y (3) disminución

de aporte de sedimentos. La variación en la posición de la tabla de agua es posiblemente controlada por cambios climáticos (Fig. 11). Sin embargo, el aumento en la tasa de subsidencia y la variación gradual del área de aporte, debido a los cambios composicionales de las areniscas de estas unidades indican que el tectonismo hacia el sureste del pozo (ver altos gravimétricos en Fig. 2), también puede influenciar tanto la subsidencia, la posición de la tabla de agua, y el suministro de sedimentos. El incremento en el suministro de sedimentos se evidencia en el contacto entre las unidades Guayabo G4 y G5 (superficie CPA3), donde hay un aporte mayor de detritos composicionalmente inmaduros que permite un cambio ambiental pasando de ríos meándricos a ríos rectos (Fig. 10). Un aumento en la precipitación permite una mayor carga de sedimentos y aumento en la energía de los ríos (Fig. 12). En el contacto entre las unidades Guayabo G5 y G6 (superficie CPA4), muestra un cambio en la procedencia de las areniscas pasando de rocas al sur-oeste del pozo, a rocas provenientes de la Cordillera, indicando un cambio tectónico regional para este momento. Sin embargo, no se puede descartar simplemente una migración de ambientes por un cambio fuerte climático, que genera ambientes muy oxidantes generando un apilamiento de paleosuelos en el miembro informal G6 (Fig. 10). Esto permite que el porcentaje tan alto de líticos reportados en el miembro informal G5 disminuya abruptamente en el miembro informal G6.

Correlación con otras zonas del piedemonte llanero y de la cuenca de los Llanos

La mayoría de trabajos realizados en la cuenca de los Llanos se han enfocado al sector más occidental y al piedemonte llanero. Por esta razón es difícil realizar correlaciones precisas sin tener al menos una línea sísmica regional que permita integrar las observaciones realizadas en ambos extremos. Sin embargo, es posible relacionar las superficies de correlación identificadas por BAYONA *et al.* (2007) con algunas de las superficies de correlación identificadas en este trabajo (Fig. 13). BAYONA *et al.* (2007) identificó 3 superficies de correlación regionales para las rocas del Mioceno Inferior y Medio, en la línea sur de correlación estratigráfica ubicada en el mapa regional de la figura 1.

La superficie del límite Eoceno – Oligoceno hace onlap con las rocas del basamento en la parte oriental de la cuenca de los Llanos, por lo cual no fue identificada en este trabajo. El límite Oligoceno – Mioceno no fue registrado en este trabajo, debido a que estas rocas no fueron perforadas o debido a que hacen onlap con las rocas del basamento al occidente del área de estudio. La superficie de inundación inferior (Mioceno Temprano según BAYONA *et al.* (2007)), equivale en el pozo SALTARIN-1A a la superficie de inundación SI1. Esta superficie está dentro del C2 y representa el cambio de ambientes predominantemente continentales del C3, a ambientes predominantemente deltáicos del C1. Hacia el piedemonte, este evento de inundación equivale a la unidad informal C2 (según PA-

RA 2009) donde existe un nivel de 10 m con gastrópodos y bivalvos (horizonte *Huesser*) que indican acumulación en un lago con leve ingresión marina hacia el tope (GÓMEZ *et al.* 2009). Sin duda es una superficie de correlación regional muy importante en la cuenca de los Llanos, debido a su carácter sincrónico y al cambio de facies sísmica ilustradas en la figura 11.

La superficie de inundación media (Mioceno Temprano según BAYONA *et al.* (2007)) está por encima de la superficie de máxima inundación SIM1 y por debajo de disconformidad D, en el pozo SALTARIN-1A. Su carácter es muy diacrónico, ya que su edad varía de la zona del piedemonte a los Llanos distales (BAYONA *et al.* 2007) y el espesor de las unidades predominantemente lodosas va aumentando gradualmente hacia el piedemonte y hacia el este desde el pozo SALTARIN-1A (ver Fig. 13). Finalmente la superficie de inundación superior del Mioceno Medio (según BAYONA *et al.* (2007), equivale a la superficie de inundación SIM3 en el pozo SALTARIN-1A. Esta superficie está dentro de la Formación León y representa la mayor inundación que alcanzó el lago que permitió la acumulación de esta unidad.

CONCLUSIONES

Los pozos estratigráficos estudiados permiten, por primera vez, revelar una historia de subsidencia y relleno de la cuenca de los Llanos Orientales, con datos obtenidos en roca, y complementados con el análisis de los registros y las facies sísmicas.

El miembro informal C3 fue depositado en canales meándricos que migran rápidamente a llanuras fluviales. La parte superior muestra un paso muy rápido a facies lagunares características del miembro informal C2, las cuales tienen una influencia salobre. A su vez estas facies migran rápidamente a las facies arenosas deltáicas del miembro informal C1, en donde es posible observar canales distributarios y llanuras deltáicas con desarrollo de pantanos. La edad por palinología es Mioceno Temprano para las unidades C3 y C2, a Mioceno Medio para la unidad C1.

La Formación León es una secuencia muy homogénea de lodolitas verdes, las cuales fueron depositadas en un lago extenso y somero con ligera influencia salobre. La transición de esta unidad con la unidad subyacente (Formación Carbonera) y suprayacente (Formación Guayabo), es muy gradual. La edad por palinología es Mioceno Medio.

La Formación Guayabo se depositó en un ambiente netamente continental, pasando de las facies deltáicas, hacia la base, a facies fluviales (G1 a G4) y llegando a facies aluviales, en la unidad G5. La edad del segmento más superior es Mioceno Medio a Tardío (?), siendo el primer registro de edad confiable de esta unidad en la cuenca de los Llanos.

Las areniscas de la Formación Carbonera son cuarzosas, presentan feldespato potásico y líticos volcánicos, sugiriendo un área fuente con rocas ígneas intrusivas félsicas asociadas al Escudo de Guyana. El material volcánico puede estar asociado a cenizas de caída, o erosión de rocas volcánicas en el escudo.

Para las unidades, G3, G4 y G5 se observan litoarenitas feldespáticas, con predominio de plagioclasa sobre feldespato potásico, líticos volcánicos, sedimentarios (algunos chert) y metamórficos, sugiriendo una procedencia de rocas sedimentarias (areniscas y rocas siliciclásticas), volcánicas (tobas), metamórficas (esquistos, filitas) e ígneas intrusivas (félsicas e intermedias) asociadas a rocas del Escudo de la Guyana ubicadas al sur-este del pozo SALTARIN-1A. La unidad G5 se asocia a depósitos en canales rectos, por lo cual existe una cercanía con el área de aporte.

Para la unidad G6 las areniscas son cuarzoarenitas de grano medio, sugiriendo dos alternativas relacionadas con la procedencia de estas areniscas, la primera relacionada con un área de aporte diferente a las de las unidades infrayacentes, asociado más a la Cordillera Oriental, y otra relacionada con procesos pedogenéticos asociados a meteorización, sin un cambio en el área de aporte.

Los cambios en los patrones de acumulación de la secuencia permitieron identificar tres eventos de inundación máxima, el primero en la unidad C2, el segundo a la base de la Formación León, y un tercero en la parte media de la Formación León. Una disconformidad a la base de la unidad C1 se documenta una regresión forzada, mientras en la Formación Guayabo se identificaron cuatro cambios de patrones de acomodación. Estas superficies, y otras superficies de inundación, se pudieron amarrar tanto a la geometría de los registros en la Formación Guayabo, como a las facies sísmicas.

La integración de la información sísmica, procedencia, palinología, estratigrafía física y secuencial permite sugerir que el control primario en el registro es de carácter tectónico. El cambio de la escala de la subsidencia flexural y la posición de las aéreas fuente controlan la arquitectura y composición de los estratos. Fluctuaciones climáticas también afectaron la posición de la tabla de agua tanto en zonas continentales como lacustres, y el suministro (descarga) de sedimentos a la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la compañía HOCOL S.A. por permitir la publicación de los resultados aquí expuestos, especialmente a Mario de Freitas, Andrés Fajardo y José A. Jaramillo por sus comentarios. A los funcionarios de la Litoteca Nacional, por su colaboración y diligencia durante las descripciones de los núcleos de perforación. A Carlos Jaramillo (Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales) por sus diligentes averiguaciones sobre los fósiles colectados y discusión sobre los eventos de inundación del Mioceno.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAYONA, G., CORTES, M., JARAMILLO, C., OJEDA, G., ARISTIZABAL, J. & REYES-HARKER, A. (2008): An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 1171-1197.
- BAYONA, G., JARAMILLO, C., RUEDA, M., REYES-HARKER, A. & TORRES, V. (2007): Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *CT&F Ciencia, Tecnología y Futuro*, v. 3 (3), p. 141-160.
- BAYONA, G., LAMUS, F., CARDONA, A., JARAMILLO, C., MONTES, C. & TCHEGLIAKOVA, N. (2007a): Procesos Orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia) definidos por análisis de procedencia. *Geología Colombiana*, v. 32, p. 21-46.
- BAYONA, G. & THOMAS, W.A. (2003): Distinguishing fault reactivation from flexural deformation in the distal stratigraphy of the peripheral Blountian foreland basin. *Basin Research*, v. 15, p. 503-526.
- BOHACS, K. & SUTER, J. (1997): Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: Fundamental controls and paralic examples. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 81, No. 10, p. 1612-1639.
- BRICEÑO, L., REY, C., VARGAS, C., HERNANDEZ, O. & ZAMORA, A. (2008): New gravity map of Colombia CBAM – 2008. *Earth Sciences Research Journal*, v. 12, Special Edition. p. 13-23.
- CEDIEL, F., SHAW, R. P. & CACERES, C. (2003): Tectonic Assembly of the Northern Andean Block, in Bartolini, c., Buffler, R. T. & Blickwede, J., eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. AAPG Memoir 79, p. 815-848.
- COOPER, M. A., ADDISON, F. T., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R. H., HAYWARD, A. B., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. J. & 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, p. 1421-1443.
- DAVILA, F. M., ASTINI, R. A., JORDAN, T. E., GEHRELS, G. & EZPELETA, M. (2007): Miocene forebulge development previous to broken foreland partitioning in the southern Central Andes, west-central Argentina. *Tectonics*, v. 26, p. 1-17.
- DeCELLES, P. & GILES, K. (1996): Foreland basin systems. *Basin Research*, v. 8, p. 105-123.
- DE PORTA, J., CÁCERES, C., ETAYO, F., HOFFSTETTER, R., JULIVERT, M., NAVAS, J., ROBBINS, R., SOLÉ DE PORTA, N., TABORDA, B., TAYLOR, P., TELLEZ, N. & VALENCIA, D. (1974): *Léxico Estratigráfico de Colombia: Tertiaire et Quaternaire*. Union Internationale Des Sciences Géologiques, Amérique Latine, v. 5, fascicule 4b, 620 p. París.

- DICKINSON, W. R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G. G., ed., Provenance of arenites: Dordrecht-Boston, Reidel, NATO, ASI Series, p. 333-361.
- ESCALANTE, C. E. & ROJAS, L. E. (1991): Ambientes de depósito de las formaciones Catatumbo y Barco con base en núcleos de perforación y registros eléctricos. Cuenca de Catatumbo. Tesis de Grado. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga.
- GOMEZ, A., JARAMILLO, C., PARRA, M., & MORA, A., (2009): Huesser Horizon: A lake and a marine incursion in northwestern South America during the Early Miocene. *Palaios*, v. 24, p. 136-147.
- GOMEZ, J., NIVIA, A., MONTES, N., JIMENEZ, D., TEJADA, M., SEPULVEDA, M., OSORIO, J., GAONA, T., DIEDERIX, H., URIBE, H. & MORA, M. (2007): Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- GURNIS, M. (1992): Rapid continental subsidence following the initiation and evolution of subduction. *Science*, v. 255, p. 1556-1558.
- HOLBROOK, J., SCOTT, R.W. & OBOH-IKUENOBE, F. (2006): Base-level Buffers and Buttresses: A model for Upstream versus Downstream Control on Fluvial Geometry and Architecture within Sequences. *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 162-174.
- INGERSOLL, R. V., BULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE, J. D. & SARES, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 103-116.
- JARAMILLO, C. A. & RUEDA, M. (2004): Impact of Biostratigraphy on Oil exploration. Memorias de la Tercera Convención Técnica de la Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, p. 7.
- JIANG, Z., CHEN, D., QIU, L., LIANG, H. & MA, J. (2007): Source-controlled carbonates in a small Eocene half-graben lake basin (Shulu Sag) in central Hebei Province, North China. *Sedimentology*, v. 54, p. 265-292.
- LEEDER, M. R., HARRIS, T. & KIRKBY, M. J. (1998): Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin Research*, v. 10, p. 7-18.
- MARTÍNEZ, J. A. (2006): Structural evolution of the Llanos foothills, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 21, p. 510-520.
- MIALL, A. (1996): The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Berlin. Springer-Verlag, 582 p.
- MITROVICA, J. X., BEAUMONT, C. & JARVIS, G. T. (1989): Tilting of the continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, v. 8, p. 1079-1094.
- MUTO, T., STEEL, R. J. & SWENSON, J. B. (2007): Autostratigraphy: A framework norm for genetic stratigraphy. *Journal of Sedimentology Research*, v. 77, p. 2-12.
- NOTESTEIN, F. B., HUBMAN, C. W. & BOWLER, J. W. (1944): Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. *Geol. Soc. America Bull.*, v.55, No. 10, p.1165-1216.
- PARDO, A. (2004): Paleocene – Eocene Palynology and Palynofacies from Northeastern Colombia and Western Venezuela (Disertación Doctoral). 103 p., Université de Liege, Bélgica.
- PARRA, M. (2009): Cenozoic foreland-basin evolution in the northern Andes: insights from thermochronology and basin analysis in the Eastern Cordillera, Colombia (Disertación Doctoral). 131 p., University of Potsdam.
- PEREZ, V., RINCON, G., ULLOA, C., CARO, P. & PEREZ, G. (1985): Geologic Field Trip along the Bogota-Villavicencio road and Apiay-Castilla oil fields. Geological Field-Trips Colombia 1980-1989. II Bolivarian Symposium Oil Exploration Subandean Basins, Part One, p. 191-211.
- RAMÓN, J. C. & CROSS, T. A. (1997): Characterization and prediction of reservoir architecture and petrophysical properties in fluvial channel sandstones, Middle Magdalena Basin, Colombia. *CT&F – Ciencia, Tecnología y Futuro*, v. 1, p. 19-46.
- ROYERO, J. (2001): Geología y geoquímica de la Plancha 111 Toledo – Norte de Santander. Memoria Explicativa. INGEOMINAS, 55 p.
- TABOADA, A., RIVERA, L. A., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. & RIVERA, C. (2000): Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, v. 19, p. 787-813.
- ULLOA, C. & RODRIGUEZ, E. (1976): Geología del cuadrángulo K12. INGEOMINAS. *Bol. Geol.*, v. XXII, No.1., p. 5-55.
- WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (1992): Facies Models: Response to sea level change. Ontario, Geological Association of Canada, 454 p.
- WANG, Y.H. (1983): Discovery and primary study of glauconite in modern lacustrine sediments from Fuxian Lake. *Chin. Sci. Bull.*, v. 28, p.1388-1392.

Manuscrito recibido Noviembre 2008; aceptado Diciembre 2008.