



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

bolgeo@uis.edu.co

Universidad Industrial de Santander
Colombia

Montaño, Paola C.; Nova, Giovanny; Bayona, Germán; Mahecha, Hernando; Ayala, Carolina; Jaramillo, Carlos; De La Parra, Felipe
ANÁLISIS DE SECUENCIAS Y PROCEDENCIA EN SUCESIONES SEDIMENTARIAS DE GRANO FINO: UN EJEMPLO DE LA FORMACIÓN UMIR Y BASE DE LA FORMACIÓN LISAMA, EN EL SECTOR DE SIMACOTA (SANTANDER, COLOMBIA).

Boletín de Geología, vol. 38, núm. 1, enero-abril, 2016, pp. 51-72

Universidad Industrial de Santander
Bucaramanga, Colombia

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349643441005>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

ANÁLISIS DE SECUENCIAS Y PROCEDENCIA EN SUCESIONES SEDIMENTARIAS DE GRANO FINO: UN EJEMPLO DE LA FORMACIÓN UMIR Y BASE DE LA FORMACIÓN LISAMA, EN EL SECTOR DE SIMACOTA (SANTANDER, COLOMBIA)

Paola C. Montaño¹; Giovanny Nova¹; Germán Bayona¹; Hernando Mahecha¹;
Carolina Ayala¹; Carlos Jaramillo^{1,2}; Felipe De La Parra³

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016003>

Forma de citar: Montaño, P.C., Nova, G., Bayona, G., Mahecha, H., Ayala, C., Jaramillo, C., y De La Parra, F. 2016. Análisis de secuencias y procedencia en sucesiones sedimentarias de grano fino: un ejemplo de la Formación Umir y base de la Formación Lisama, en el sector de Simacota (Santander, Colombia). Boletín de Geología, 38 (1): 51-72.

RESUMEN

La identificación de eventos de inundación marinos/lacustres es el fundamento de la estratigrafía de secuencias, sin embargo, en las sucesiones continentales con dominio de litologías finas y uniformes se dificulta su identificación con análisis litofaciales. El análisis integrado de litofaciales, palinología y procedencia permite la identificación de cinco superficies de inundación (SI) en la Formación Umir (Campaniano superior a Maastrichtiano) y una SI a la base de la Formación Lisama. La asociación de litofacies que infrayacen las cinco SI en la Formación Umir incluyen areniscas o sucesiones heterolíticas con limolitas, con alto contenido de materia orgánica o capas de carbones, mientras suprayaciendo estas superficies se reportan arcillolitas con alto contenido de materia orgánica amorfa, presencia de palinomorfos de afinidad marina y salobre. Los ambientes sedimentarios de la Formación Umir varían de pantanos con leves ingestiones marinas, secuencias de borde de pantano y depósitos de la interface de los sistemas pantano y fluvial. El patrón de apilamiento del segmento superior de la Formación Umir es agradacional a progradacional, registrando un límite de secuencia y un evento máximo de inundación marina. La base de la Formación Lisama registra el desarrollo de paleosuelos y sucesiones de relleno de canal interrumpido por un intervalo de inundación marina, cuyo origen es más por eventos catastróficos que por cambios graduales eustáticos. Las areniscas de la Formación Umir son cuarzoarenitas con líticos sedimentarios, mientras en la Formación Lisama varían entre sublitoarenitas a cuarzoarenitas con líticos sedimentarios y metamórficos, sugiriendo el suministro de detritos de orógenos reciclados al sistema de acumulación. La presencia de flujos de escombros con fragmentos de cobertura cretácica, la progradación de los sistemas fluviales sobre pantanos, el cambio en la granulometría y composición de las areniscas entre las unidades estudiadas se relaciona a la actividad tectónica coetánea en la Cordillera Central y el flanco occidental de la Cordillera Oriental desde el Maastrichtiano tardío-Paleoceno temprano.

Palabras clave: Formación Umir, superficies de inundación, sedimentología, ambientes de formación

¹ Corporación Geológica Ares, Colombia, geocatina@gmail.com, gionovar@gmail.com, gbayona@cgares.org, hernandomahechac@gmail.com, caroayalacalvo@gmail.com

² Instituto Smithsonian de Investigaciones Tropicales, jaramillo@si.edu

³ Instituto Colombiano del Petróleo, felipe.delaparra@ecopetrol.com.co

PROVENANCE AND SEQUENCE ANALYSES IN FINE-GRAINED SEDIMENTARY SUCCESSIONS: A CASE STUDY OF THE UMIR FORMATION AND BASE OF THE LISAMA FORMATION IN THE SIMACOTA AREA (SANTANDER, COLOMBIA)

ABSTRACT

Marine and lacustrine flooding events are key surfaces in sequence stratigraphy. However, the identification of flooding events in homogeneous, fine-grained continental successions using only lithofacies analysis may be a challenge. Integrated lithofacies, biostratigraphic and provenance analysis of the upper Campanian to Maastrichtian Umir Formation allowed the identification of 5 flooding surfaces (FS), and one FS at the base of the Lisama Formation. The lithofacies association below the FS includes heterolithic sandstones with organic matter bearing siltstones and coal seams, whereas above the FS there are claystones with amorphous organic matter, marine and brackish-water pollen. The Umir Formation depositional system includes swamps with weak marine ingressions, swamp-marginal deposits and the interface of swamp-fluvial systems. The upper segment of the Umir Formation has an aggradational to progradational stacking pattern, recording a sequence boundary and a maximum flooding surface. The base of the Lisama Formation contains oxidized floodplain and channel-fill deposits interrupted by a marine flooding event, whose origin is more catastrophic than being the product of gradual eustatic changes. The sandstone composition of the Umir Formation is quartzarenite with sedimentary lithic fragments, while for the Lisama Formation varies from sublitharenite to quartzarenite, with sedimentary and metamorphic lithic fragments. This change suggests that the depositional system was bordered by a recycled orogen. The record of debris flows with fragments of cretaceous sedimentary cover, the progradation of the swamp-fluvial system, and the change in composition and grain size of terrigenous detritus are related to the contemporaneous tectonic activity in the Central Cordillera and the western flank of the Eastern Cordillera since latest Maastrichtian to early Paleocene time.

Keywords: Umir Formation, flooding surfaces, sedimentology, palynology, environmental interpretation.

INTRODUCCIÓN

Los eventos de inundación son el producto de un aumento en el nivel base relativo (i.e. nivel del mar ó de un lago) y es registrado por una superposición de una asociación de litofacies acumuladas en ambientes más alejados de la línea de costa (marino ó lacustre) en comparación con la asociación de litofacies de las rocas infrayacentes (Van Wagoner *et al.*, 1990; Catuneanu, 2006). Estos eventos de inundación pueden estar asociados a sucesos globales como el cambio de nivel eustático (Haq *et al.*, 1987) o posibles efectos de cambios climáticos (Zachos *et al.*, 2001). En cuencas donde la tectónica es el control primario, la actividad de las fallas afecta el patrón de subsidencia tectónica generando un incremento en el espacio de acomodación local, produciendo eventos de inundación más localizados (Bayona *et al.*, 2008).

En depósitos acumulados en ambientes continentales a marginales, la identificación de los eventos de inundación (marinos/lacustres) de amplia distribución y corta duración son la guía para la correlación estratigráfica (Kamola and Van Wagoner, 1995, en Catuneanu, 2006). Sin embargo, en secuencias sedimentarias donde predominan las litologías finas y de patrón de apilamiento uniforme, estos eventos de inundación son

dificiles de identificar usando únicamente análisis de litofacies. Por consiguiente, la correlación estratigráfica requiere del uso de otras herramientas como la palinología para identificar procesos de migración de ambientes sedimentarios e identificar breves incursiones marinas y/o desarrollos lacustres. La comparación de la composición de las areniscas entre sucesiones limitadas por superficies de inundación permite documentar si hay un efecto tectónico local que controle la generación de espacio de acomodación, el cual conduzca a generar una inundación localizada.

La Formación Umir es una unidad compuesta principalmente por litologías finas de lodoletas y arcillolitas con presencia de carbones que se extiende en el Valle Medio del Magdalena (VMM) (Ward *et al.*, 1973). La Formación Lisama suprayace concordantemente a la Formación Umir y se identifica por el incremento de los niveles de areniscas (Ward *et al.*, 1973). Para el límite Cretácico-Cenozoico se ha documentado la transición entre ambientes marinos a ambientes continentales (Moreno *et al.*, 2011) y se establece que se presentan el cambio del ciclo final sedimentario marino - transicional para la Formación Umir a un ambiente continental en la Formación Lisama (Tchegliakova, 1993).

En este trabajo se presenta la correlación estratigráfica de cuatro pozos perforados en el área de Simacota en el VMM (FIGURA 1) a partir de la identificación de eventos de inundación reconocidos con análisis sedimentológico, palinológico y petrográfico integrado. El análisis de procedencia permite inferir la influencia de la tectónica en el desarrollo de esas superficies de inundación y documentar las primeras fases de deformación en el flanco oeste de la Cordillera Oriental.

MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio corresponde al piedemonte noroccidental de la Cordillera Oriental en el VMM (municipio de Simacota, Santander) y se localiza en el extremo sur del Sinclinal de Peña de Oro. Esta estructura, de rumbo NNE con cabeceo hacia el norte, se localiza en el bloque yacente del sistema de fallas El Guamo (FIGURA 1) que coloca estratos del Cretácico superior en contacto con rocas del Cenozoico. Tanto la zona axial como el flanco occidental del Sinclinal de Peña de Oro están afectados por fallas con vergencia hacia el occidente (FIGURA 1). El área donde se perforaron los pozos utilizados en este estudio se localizan en el flanco oriental con buzamientos moderados entre 30 y 60° al NW (FIGURA 2).

La Formación Umir fue descrita por Huntley (en Julivert, 1968) y se le calcula un espesor entre 1.000 a 1.400 m en la quebrada Umir al oriente del cerro Umir en Santander (en Julivert, 1968). Royero y Clavijo (2001) describen esta unidad como *shales* grises a negros, carbonosos, micáceos, con concreciones ferruginosas, arcillolitas y lodoletas carbonosas, con nódulos ferruginosos e intercalaciones de areniscas y limolitas, junto con la presencia de capas de carbón entre 0,60 a 5,00 m de espesor. Tchegliakova (1993) describe la Formación Umir en la sección de la quebrada La Julia y la divide en dos segmentos: el segmento inferior se caracteriza por intercalaciones de areniscas y limolitas, junto con *shales* carbonosos y areniscas con abundante materia orgánica; el segmento superior consiste de limolitas grises, areniscas y *shales*, y presencia de carbón en la parte más superior. La Formación Umir se encuentra sobre la Formación La Luna en contacto transicional (Acevedo *et al.*, 2008) o en discontinuidad estratigráfica (paraconformidad?, Royero y Clavijo, 2001). El contacto superior con la Formación Lisama es concordante (Royero y Clavijo, 2001). A la Formación Umir se le ha asignado por análisis de foraminíferos y palinomorfos una edad Maastrichtiana (Tchegliakova, 1993; Prince *et al.* 2011); en el pozo Chuiras-1, al norte del Valle del Magdalena, reportan una edad Campaniana - Maastrichtiana para el Umir inferior y Turoniana a Santoniana para la Formación La Luna (Acevedo *et al.*, 2008).

Los estratos de la Formación Umir fueron depositados en un ambiente transicional (Tchegliakova, 1993) con influencia marina (Prince *et al.*, 2011). Esta unidad se correlaciona con la Formación Colón-Mito Juan de la cuenca de Catatumbo-Maracaibo (Royero y Clavijo, 2001).

La Formación Lisama fue descrita por Link (ver Morales, 1958) con un espesor de 1.090 m a 1.225 m sobre la quebrada Lisama, afluente del río Sogamoso, y en el Sinclinal de Nuevo Mundo un espesor de 530 m (Caballero *et al.*, 2010). Esta unidad está compuesta por limolitas abigarradas con intercalaciones de areniscas verdes y pardas, hacia el tope presenta algunas capas delgadas de carbón (Royero y Clavijo, 2001; Caballero *et al.*, 2010). Según Moreno *et al.* (2011) la base está compuesta por areniscas de color café, con lodoletas a arcillolitas y limolitas, y hacia el tope incluye areniscas en capas gruesas con intercalaciones de lodoletas. La unidad presenta un contacto normal y transicional con la Formación Umir que la infrayace; la edad es Paleoceno de acuerdo con análisis palinológicos (Van der Hammen, 1958). La Formación Lisama se ha interpretado como el producto de depósitos continentales, deltáticos (Moreno *et al.*, 2011) y aluviales (Caballero *et al.*, 2010).

La evolución tectono-sedimentaria cenozoica del VMM y del flanco occidental de la Cordillera Oriental en la parte norte ha sido discutida recientemente por Gómez *et al.* (2005), Moreno *et al.* (2011), Sánchez *et al.* (2012), Bayona *et al.* (2013) y Caballero *et al.* (2013), entre otros. Estos trabajos ya consideran un proceso de deformación de la Cordillera Central desde finales del Cretácico, generando microdeltas en la interface entre el orógeno y el sistema transicional a plataforma somera de la Formación Umir y unidades equivalentes al norte (Martínez and Hernández, 1992).

Aunque Bayona *et al.* (2013) plantea la reactivación de las fallas normales a fallas inversas en la Cordillera Oriental desde el Maastrichtiano, todos los estudios arriba citados establecen reactivación de las fallas normales a fallas inversas para el Paleoceno a Eoceno temprano. La actividad tectónica está documentada por la transición de los sedimentos marinos a continentales (Moreno *et al.*, 2011), los cambios en los marcadores de procedencia del cráton amazónico a la Cordillera Central (Nie *et al.*, 2010, 2012) y para finales del Paleoceno el aporte desde la Cordillera Oriental (Caballero *et al.*, 2013), en donde se han documentado procesos de exhumación en el Anticlinal de Los Cobardes (Parra *et al.*, 2012). Procesos posteriores de levantamientos más lentos son documentados para el Eoceno medio y Eoceno-Oligoceno (Moreno *et al.*, 2011; Sánchez *et al.*, 2012; Caballero *et al.*, 2013; Lamus *et al.*, 2013).

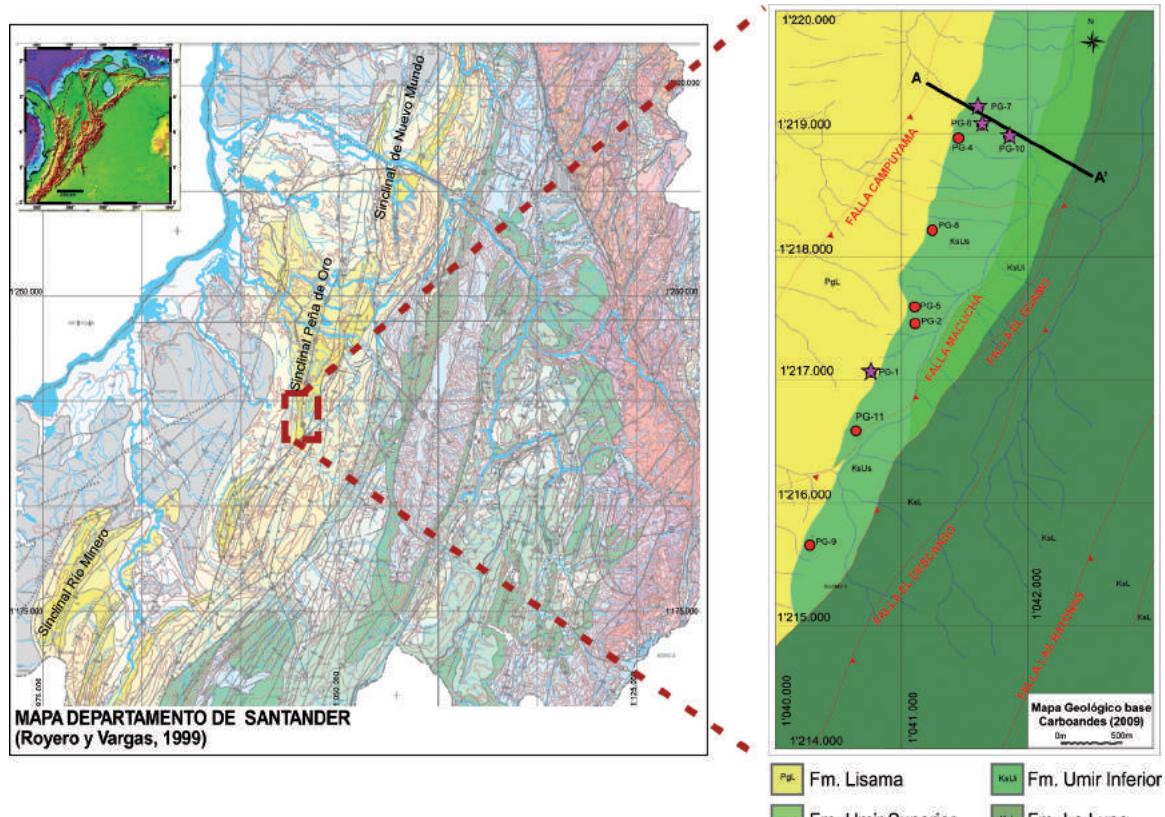
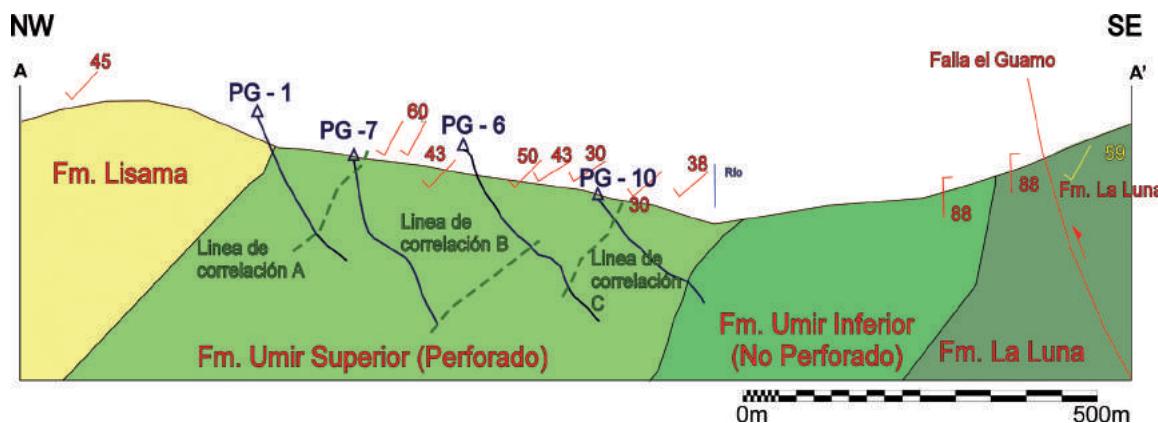


FIGURA 1. Izquierda: Mapa geológico de Santander (Royero y Vargas, 1999) con la ubicación de los sinclinales con cabecero al norte en el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental. Derecha: Localización del corte geológico (A-A') y los pozos seleccionados en este estudio (en forma de estrella) sobre el mapa geológico elaborado por CARBOANDES (2009).



METODOLOGÍA

Teniendo en cuenta la ubicación de los pozos perforados por CARBOANDES S.A. y el mapa geológico suministrado por CARBOANDES S.A. (FIGURA 1)

para el sector de Simacota (Santander), se seleccionaron cuatro pozos (PG-1, PG-6, PG-7 y PG-10), los cuales incluyen la base de la Formación Lisama y el segmento superior de la Formación Umir. El corte geológico (FIGURA 2) se realizó teniendo en cuenta en donde

se encuentra la mayoría de los pozos. Los pozos fuera de la sección se proyectaron siguiendo el rumbo de las estructuras. En el corte se proyectan los datos estructurales obtenidos de cada pozo para así establecer el espesor real de las unidades perforadas.

Para cada pozo se realizó una descripción a escala 1:100, se tomaron muestras cada metro para análisis palinológico y para petrografía en los intervalos arenosos. Posteriormente se definieron las litofacies siguiendo la metodología de Miall (1996) y con la asociación de litofacies se identificaron ambientes de acumulación. El término lodoilita utilizado en este trabajo se refiere a la mezcla de granos de arcilla y limo (Tucker, 2003) y únicamente hacemos a referencia al término “shale” a descripciones realizados por otros autores en superficie (ver Marco Geológico).

Para el análisis palinológico se procesaron cincuenta y siete muestras (57), en las cuales se contaron 7.100 palinomorfos e identificaron 490 especies, la gran mayoría informales. Para el análisis de palinofacies se tiene en cuenta las muestras con conteos mayores a 50 especímenes y se calculó para cada muestra el porcentaje de ocurrencia marina con la sumatoria de *Acritarcha "opacoides"*, *Acritarcha* spp., *Dinoflagelados* indet., *Dinogymnum acuminatum*, *Foram lining* y *Scolecodontes* sp; el porcentaje de ocurrencia lacustre mediante la sumatoria de *Azolla* sp. y *Pediastrum* sp.; y el porcentaje de ocurrencia de manglar mediante la sumatoria de *Spinizonocolpites "baculoides"*, *Spinizonocolpites "gemma"*, *Spinizonocolpites "longibaculatus"*, *Spinizonocolpites* aff. *baculatus*, *Spinizonocolpites baculatus*, *Spinizonocolpites baculatus* var. *small*, *Spinizonocolpites* cf. *Baculatus* y *Spinizonocolpites echinatus*. El porcentaje continental se obtuvo restándole 100 a la sumatoria de los tres componentes anteriores.

Para cada columna estratigráfica de cada pozo se identificaron las superficies de inundación integrando el análisis litofacial y palinológico. Junto con los datos obtenidos del corte estructural y las superficies de inundación se realizó una correlación entre los pozos y se generó así una columna compuesta del segmento superior de la Formación Umir y de la base de la Formación Lisama, estableciendo la relación de los eventos de inundación con la presencia de mantos de carbón y los ambientes de acumulación. Para la definición del patrón de apilamiento vertical se siguió el procedimiento definido en Van Wagoner *et al.* (1990).

El análisis petrográfico de diez muestras permitió establecer las diferencias texturales y composicionales de las litologías finas y arenosas, así como las

diferencias de la composición y procedencia entre las formaciones Lisama y Umir. Las muestras fueron teñidas con cobaltinitrito de sodio para la identificación de feldespato potásico. Posterior a la identificación de los diferentes tipos de grano y la selección de las secciones con granulometría superior a arenisca muy fina se realizó un conteo de 300 puntos total, utilizando el método Gazzie-Dickinson para eliminar los problemas de la variación de la composición por el tamaño de grano. El conteo se realizó teniendo en cuenta la fracción arenosa excluyendo láminas de lodoilitas. En el cálculo modal para los triángulos QtFL y QmFLt (Dickinson and Succeck, 1979) se incluye las secciones con un armazón mayor al 60%.

RESULTADOS

Geología estructural

Las estructuras geológicas que se encuentran en el sector son fallas inversas con rumbo NE y vergencia al noroccidente (CARBOANDES, 2009). De occidente a oriente se encuentra la Falla Campuyama que afecta solo a la Formación Lisama, y avanzando hacia el oriente la Falla Macucha que coloca en contacto el segmento inferior con el segmento superior de la Formación Umir. La Falla El Guamo pone en contacto la Formación La Luna con los segmentos inferior y superior de la Formación Umir. Las fallas El Descanso y Las Ratonas repiten espesor de la Formación La Luna (FIGURAS 1 y 2).

El corte geológico realizado en la zona donde se ubican los pozos involucra las formaciones Lisama, Umir y La Luna. En este corte se calculó un espesor de 548 m para el segmento perforado de la Formación Umir (denominado informalmente segmento superior) y para el segmento que no fue perforado (denominado informalmente inferior) un espesor de 276 m. La cartografía geológica y el corte permiten inferir que el segmento superior de la Formación Umir, objeto de este trabajo, no tiene repeticiones estructurales.

Ambientes de acumulación y estratigrafía de secuencias

Se describieron un total 972,45 m de núcleos distribuidos en los cuatro pozos seleccionados, incluyendo la parte superior de la Formación Umir y la base de la Formación Lisama. En la TABLA 1 se indican las 17 litofacies identificadas, las cuales se ilustran en la FIGURA 3. Con estas litofacies se elaboraron 18 asociaciones que permitieron la identificación de los ambientes sedimentarios de fondo de lago, borde de lago y llanuras aluviales, descritas en la TABLA 2, que además se presenta de manera gráfica en la FIGURA 4.

TABLA 1. Identificación de litofacies a partir de la descripción de los núcleos de los pozos analizados.

FACIES (cambio)	DESCRIPCION	PROCESO DEPOSITACIONAL
ArM	Arenisca fina a muy gruesa. Maciza	Rápida sedimentación, flujos por gravedad.
ArGD	Arenisca gruesa a fina. Grano decreciente	Rápida sedimentación por fluidos pseudoplásticos.
ArGC	Arenisca gruesa a media. Grano creciente	Rápida sedimentación por fluidos pseudoplásticos.
ArL	Arenisca muy fina con laminación: ondulosa, paralela, lenticular y/o rizaduras de corriente.	Baja velocidad de flujo, y sensible a cambios en las condiciones del flujo.
LiL	Limolitas con laminación: ondulosa, paralela y/o lenticular plano paralela	Re-trabajamiento por fluidos de fondo (tormentas, flujo hiperpícnicos)
LiB	Limolitas con bioperturbación	Acción de organismos en fondos oxigenados.
LoM	Lodolitas. Macizas	Fluidos de fondo (tormentas, flujo hiperpícnicos); alta profundidad.
LoC	Lodolitas. Carbonosas	Sedimentos acumulados por suspensión con aporte de materia orgánica.
LoMtRj	Lodolitas. Moteadas Rojizas	Sedimentos acumulados por flujos de baja energía, con exposición subaérea.
LoL	Lodolitas con laminación: plano paralela, lenticular y/o ondulosa	Sedimentos acumulados por suspensión (flujo hipopícnicos) y flujos de fondo de baja energía.
LoB	Lodolitas. Bioperturbadas	Sedimentos acumulados por suspensión y flujos de fondo de baja energía, con acción de organismos en fondos oxigenados.
AcM	Arcillolitas. Macizas	Fluidos de fondo (tormentas, flujo hiperpícnicos); alta profundidad.
AcC	Arcillolitas. Carbonosas	Sedimentos acumulados por suspensión con aporte de materia orgánica.
AcL	Arcillolitas. Laminación: plano paralela, ondulosa, irregular y/o lenticular	Sedimentos acumulados por suspensión (flujo hipopícnicos) y por fluidos de fondo (flujo hiperpícnicos).
AcB	Arcillolitas. Bioperturbadas	Sedimentos acumulados por suspensión, con acción de organismos en fondos oxigenados.
Ca	Calizas micríticas	Fondo de baja energía con productividad de lodo calcáreo.
C	Carbón	Alto contenido de materia orgánica con condiciones de baja energía y anóxicas.



FIGURA 3. Litofacies representativas de la Formación Umir (A, B, C, D y E) y de la Formación Lisama (F, G y H). **A.** LoB, Lodolitas bioperturbadas. **B.** LoC, Lodolitas carbonosas. **C.** LiL, limolitas con laminación ondulosa paralela y lenticular; ArL, Arenisca muy fina laminación ondulosa y rizaduras. **D.** AcL, Arcillolita con laminación ondulosa y lenticular. **E.** LoL, Lodolitas con laminación ondulosa y lenticular. **F.** LoMtRj, Lodolitas moteadas rojas. **G.** LoM, Lodolitas macizas oscuras. **H.** ArM, Arenisca conglomerática maciza.

TABLA 2. Asociación de litofacies y su respectiva interpretación ambiental, variando desde fondo de lago/pantano (Códigos 1), borde de lago (Códigos 2) a ambientes en llanuras fluviales (Código 3).

Asociación de Litofacies	Interpretación Ambiental	Código; Ambientes
ArM ArGD, ArGC	Rellenos de canal y barras de arena.	3A : Depósitos de Canal
LoM, LoB	Flujos hiperconcentrados ó hiperpícnicos lodosos en zonas pantanosas con posterior afectación por procesos biogénicos no expuestos a condiciones subaéreas.	1B: Fondo de Lago Lacustre
LoMtRj	Zonas de Baja energía, con lechos planos y condiciones oxidantes, llanuras de inundación y paleosuelos.	3B : Llanura de Inundación
LoB, LoL, AcL, C	Zonas de Baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos.	2A : Borde de Lago Pantano
LoL, LiL ArL	Zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones variables de oxigenación, y con influencia depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos).	2C : Delta de Lago 2B : Borde de Lago cerca al río
AcL, LoL, LoB	Zonas de baja energía, con lechos planos, condiciones anóxicas, y acción de organismos sobre el sustrato.	1B : Fondo de Lago Lacustre
AcC, AcL, LoL, LoB, LoC, C, ArL	Zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos con esporádicos depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos y hipopícnicos) y acción de organismos sobre el sustrato.	1B : Fondo de Lago Lacustre 2B : Borde de Lago cerca al río
AcL, LoL, C	Zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos.	2A : Borde de Lago Pantano
ArL, LoL, C, Ca	Zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, influencia depósitos distales de ríos y eventos de turbidez distales.	2B : Borde de Lago cerca al río
AcM, AcL, LoL, C	Zonas de muy baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos y depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos y hipopícnicos).	2C: Delta de Lago 2B : Borde de Lago cerca al río7
ArL, AcL, AcC	Zonas de moderada energía, con lechos planos y condiciones variables de oxigenación, influencia depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos y hipopícnicos) y acción de organismos dentro del sustrato.	2C: Delta de Lago 2B : Borde de Lago cerca al río
LoL, AcM, AcC, AcL, LoB	Zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos.	2A : Borde de Lago Pantano 1A : Fondo de Lago Marino
AcL, ArL, AcM, LoM, C	Zonas de moderada energía, con lechos planos y condiciones variables de oxigenación, depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos y hipopícnicos), acción de organismos sobre el sustrato.	2C: Delta de Lago 1A : Fondo de Lago Marino
AcL, LoL	Zonas de baja energía, con fondos planos, condiciones anóxicas.	1A : Fondo de Lago Marino
AcL, LoL, AcM, LoM, LoC, LoL, LoB, C	Zonas de baja energía, con lechos planos, condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos, y acción de organismos sobre el sustrato.	2A : Borde de Lago Pantano
AcL, AcB, LoL, LoC AcM, AcL, LoB, LoL, LoC	Zonas de baja energía, con lechos planos, condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos, flujos hiperpícnicos, acción de organismos sobre el sustrato.	1A : Fondo de Lago Marino

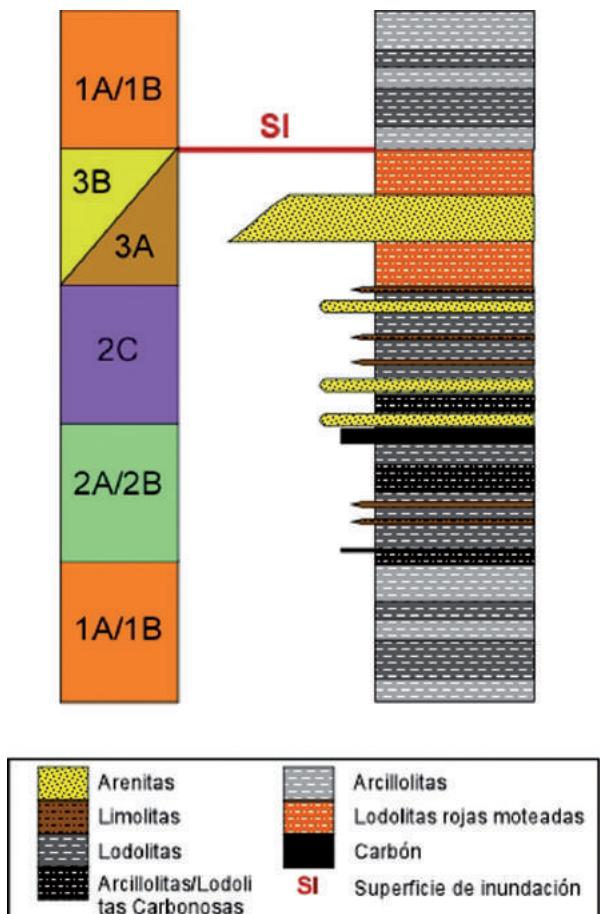


FIGURA 4. Columna esquemática de una sucesión progradacional limitada al tope por evento de inundación SI (*i.e.* parasecuencia). Para esta columna se presenta la asociación de litofacies y su respectiva interpretación de ambientes de acumulación, variando desde fondo de lago/pantano (Códigos 1, A: Marino, B: Lacustre), borde de lago (Códigos 2, A: borde pantano, B: influencia fluvial, C: planicie deltática) a ambientes en llanuras fluviales (Código 3, A: Canal, B: llanura de inundación).

El intervalo descrito del segmento superior de la Formación Umir tiene un espesor de 442 m (FIGURA 5). Esta unidad consiste principalmente de litologías finas de lodolitas y arcillolitas y del desarrollo de sucesiones heterolíticas de arcillolitas, limolitas, así como de esporádicos intervalos de areniscas. Las capas de carbón son delgadas a medias y muy pocas alcanzan a tener espesores mayores de 1 m. La siderita se encuentra en la base de la sucesión dentro de capas delgadas a medias (1-10cm) y a lo largo de toda la sección es común encontrar fragmentos de materia carbonosa. La parte inferior de la Formación Lisama consiste de capas gruesas y muy gruesas que incluyen lodolitas rojas y grises hacia la base y un mayor dominio hacia el tope de: (1) litoarenitas con grano decrecimiento de arenitas muy grueso a fino y (2) sublitoarenitas, arenitas feldespáticas

y líticas de grano medio a conglomeráticas con micas, óxidos de hierro y esporádicos cantos y guijos de chert (FIGURA 3H).

La identificación de las superficies de inundación (FIGURA 4) se soporta en la sobreimposición de acumulación en condiciones más profundas (fondo de lago) con respecto a la acumulación en condiciones marginales someras (borde de lago) y continentales (llanura aluvial). Estas interpretaciones están soportadas por: (1) las asociaciones litológicas de arcillolitas macizas y, arcillolitas y lodolitas laminadas corresponden a depósitos de fondos de lago; (2) mientras las asociaciones litológicas de lodolitas y arcillolitas con bioperturbación y carbonosas, limolitas laminadas y areniscas laminadas junto con la presencia de carbones corresponden a depósitos de bordes de lago (llanuras marginales, deltas) y; (3) el incremento en la asociación marino/manglar/lacustre sobre la asociación continental de las palinofacies y el incremento de *pediasastrum* como indicadores de procesos de profundización de lagos o inundación de llanuras.

La descripción litológica, espesor, asociación de palinofacies e interpretación de ambientes se presenta a continuación en seis intervalos, los cuales consideran las superficies de inundación como sus límites (*i.e.*, parasecuencias).

Intervalo 1: de 72,6 m de espesor, está limitado al tope por la superficie de inundación 1 (SI-1) y su base se extiende hasta la base de la perforación del pozo PG-10, metro 0 en la columna generalizada (FIGURA 5). El intervalo está compuesto por lodolitas negras, lodolitas carbonosas y arcillolitas grises, con laminación ondulosa paralela, plano paralela y lenticular, bioperturbación baja a moderada, fragmentos de materia carbonosa, láminas delgadas a medias de siderita y esporádicas cintas de 20 a 40 cm de carbón (FIGURA 3A y 3B).

Interpretación: zonas de baja energía con lechos planos, condiciones anóxicas de fondo, con desarrollo de pantanos con acción de organismos sobre el sustrato y donde se presentan corrientes de turbidez distales generados por los ríos que bordean los lagos/pantanos (flujos hiperpícnicos).

Intervalo 2: está limitado por la superficie de inundación 1 (SI-1) a la base y la superficie de inundación 2 (SI-2) al tope y tiene un espesor de 66,9 m (FIGURA 5). Este intervalo incluye en su parte inferior arcillolitas grises con laminación irregular, lenticular y materia carbonosa con bioperturbación baja y lodolitas negras

con laminación plano paralela, ondulosa y lenticular (FIGURA 3C y 3D); en la parte superior aumenta el porcentaje de lodolitas grises, fisiles, con materia carbonosa, lodolitas carbonosas y esporádicas capas de arcillolitas grises, además de presencia de una cinta de carbón.

Palinofacies: presencia entre 1% y 29,3 % de ejemplares de manglar, y entre 1% y 8% afinidad marina (incluyendo materia orgánica amorfía).

Interpretación: zonas de moderada energía sobre lechos planos y condiciones variables de oxigenación, influencia de las corrientes procedentes de los ríos que bordean los pantanos y acción de organismos sobre el sustrato.

Intervalo 3: de 51 m de espesor, va de la superficie de inundación 2 (**SI-2**) a la superficie de inundación 3 (**SI-3**). Está compuesto por arcillolitas grises, sucesiones heterolíticas de arcillolitas y limolitas (FIGURA 3D y E) y en baja proporción lodolitas carbonosas y areniscas de grano muy fino a fino hacia el tope, con laminación ondulosa paralela, plano paralela, irregular y lenticular. En las areniscas se observan rizaduras de oscilación junto con fragmentos de materia carbonosa y cintas de 0,3 m a 1 m de carbón.

Palinofacies: presencia entre 2% y 6,9% de ejemplares de manglar y 1% y 45,6% afinidad marina (incluyendo materia orgánica amorfía).

Interpretación: presenta dos tipos de ambientes. En la base (a los 140 a 160 m) representa zonas de muy baja energía con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos y corrientes de oscilación. Hacia el tope (a los 160 a 190 m) corresponde a zonas de moderada energía con lechos planos y condiciones variables de oxigenación, influencia de las corrientes procedentes de los ríos que bordean los pantanos (eventos de turbidez que generan flujos hiperpícnicos) y acción de organismos dentro del sustrato.

Intervalo 4: tiene 102,8 m de espesor y está limitado entre la superficie de inundación 3 (**SI-3**) y la superficie de inundación 4 (**SI-4**) (FIGURA 5). Se compone de lodolitas negras y grises, arcillolitas grises, sucesiones heterolíticas de arcillolitas-limolitas y en un 15% del intervalo presenta intercalaciones de lodolitas-areniscas de grano fino a muy fino (a los 216, 225-230), con lodolitas calcáreas peloidales dolomitizadas y con nódulos de siderita (a los 280-292m, ver resultados de petrografía), y hacia el tope lodolitas carbonosas y cintas

de carbón hasta de 1 m. Las estructuras sedimentarias son laminación ondulosa paralela, plano paralela, irregular y lenticular (FIGURA 3D).

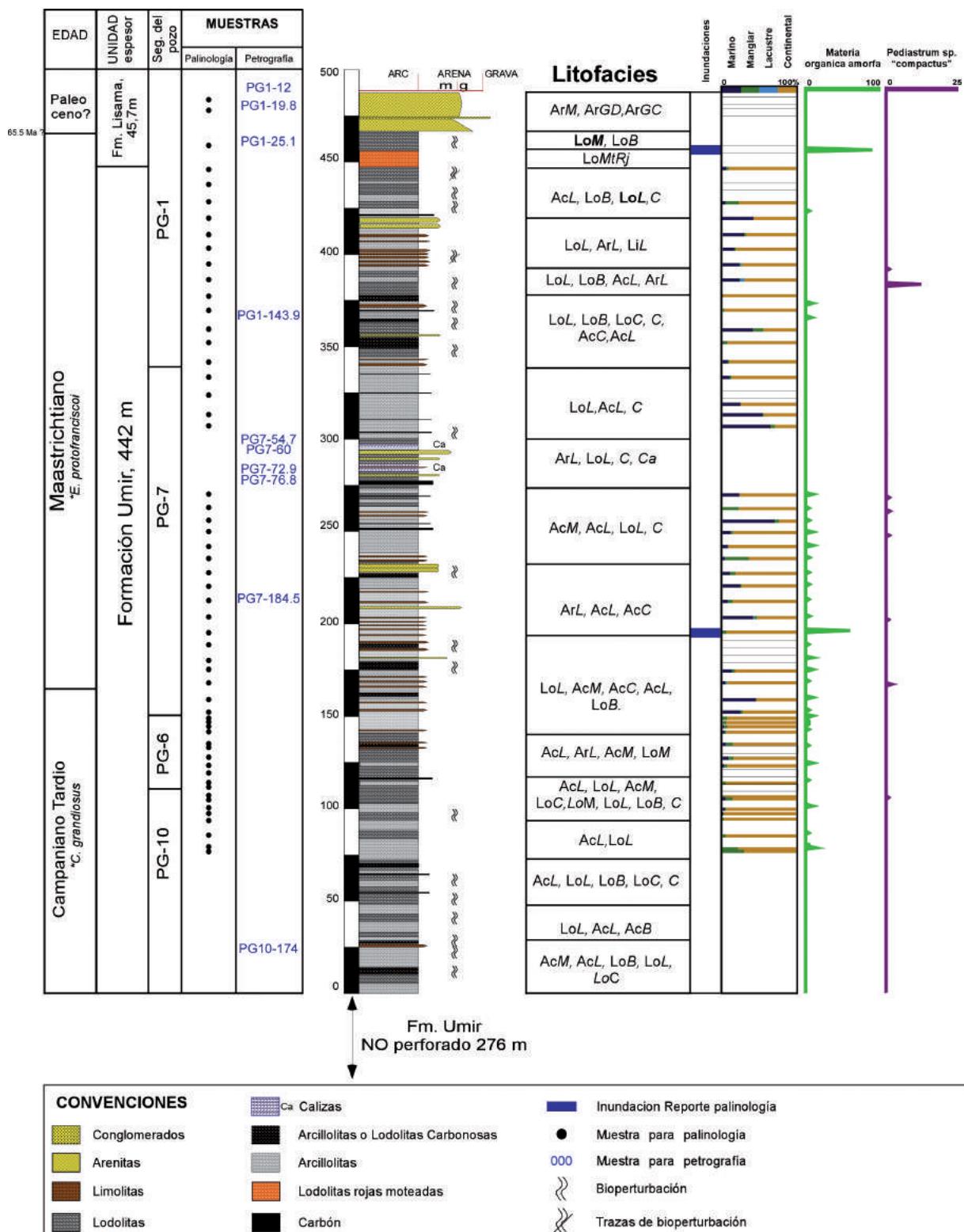
Palinofacies: presencia entre 2% y 22,2 % de ejemplares de manglar, entre 3,4% y 41,8% con afinidad marina (incluyendo materia orgánica amorfía) y menos del 2% de lacustre. El contenido promedio de materia orgánica amorfía varía entre 5 a 10 ejemplares, pero un pico fuerte de 60 ejemplares se reporta a la base del intervalo.

Interpretación: presenta tres tipos de ambientes distribuidos a lo largo del intervalo. El primero representado por zonas de muy baja energía con lechos planos y condiciones anóxicas, desarrollo de pantanos (e.g., 190 a 218 m) y depósitos distales de ríos que llegan por suspensión (flujos hipopícnicos). El segundo corresponde a zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones anóxicas, influencia de las corrientes procedentes de los ríos que bordean los pantanos (flujos hipopícnicos) y eventos de turbidez distales (flujos hiperpícnicos) (e.g., 218 a 232 m). Hacia el tope se observa acción de organismos sobre el sustrato (a los 260 m). El tercer ambiente corresponde a las lodolitas calcáreas peloidales, las cuales se acumularon en el sistema de borde de lago alejado de las influencias de clásticos y con exposición subaérea.

Intervalo 5: la superficie de inundación 4 (**SI-4**) hasta la superficie de inundación 5 (**SI-5**), limitan el intervalo 5, con un espesor de 95,3 m (FIGURA 5). Está compuesto por lodolitas negras, arcillolitas grises y sucesiones heterolíticas de lodolitas-arcillolitas y limolitas-arcillolitas, en baja proporción lodolitas con intercalaciones de areniscas en la parte superior (FIGURA 3D y 3E). Presentan laminación plano paralela, ondulosa paralela, irregular, lenticular, materia carbonosa de hasta 10 % y bioperturbación baja a moderada en todo el intervalo, junto con cintas de carbón de 0,5 m.

Palinofacies: presencia entre 1,5% y 14,3 % de ejemplares de manglar, entre 0,6% y 65,1% con afinidad marina (incluyendo materia orgánica amorfía) y menos del 1% lacustre.

Interpretación: zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones variables de oxigenación, influencia de depósitos distales de ríos. Hacia el tope (a los 375 a 388 m) son condiciones anóxicas en pantanos, y esporádico desarrollo de llanuras de inundación con moderada bioperturbación.



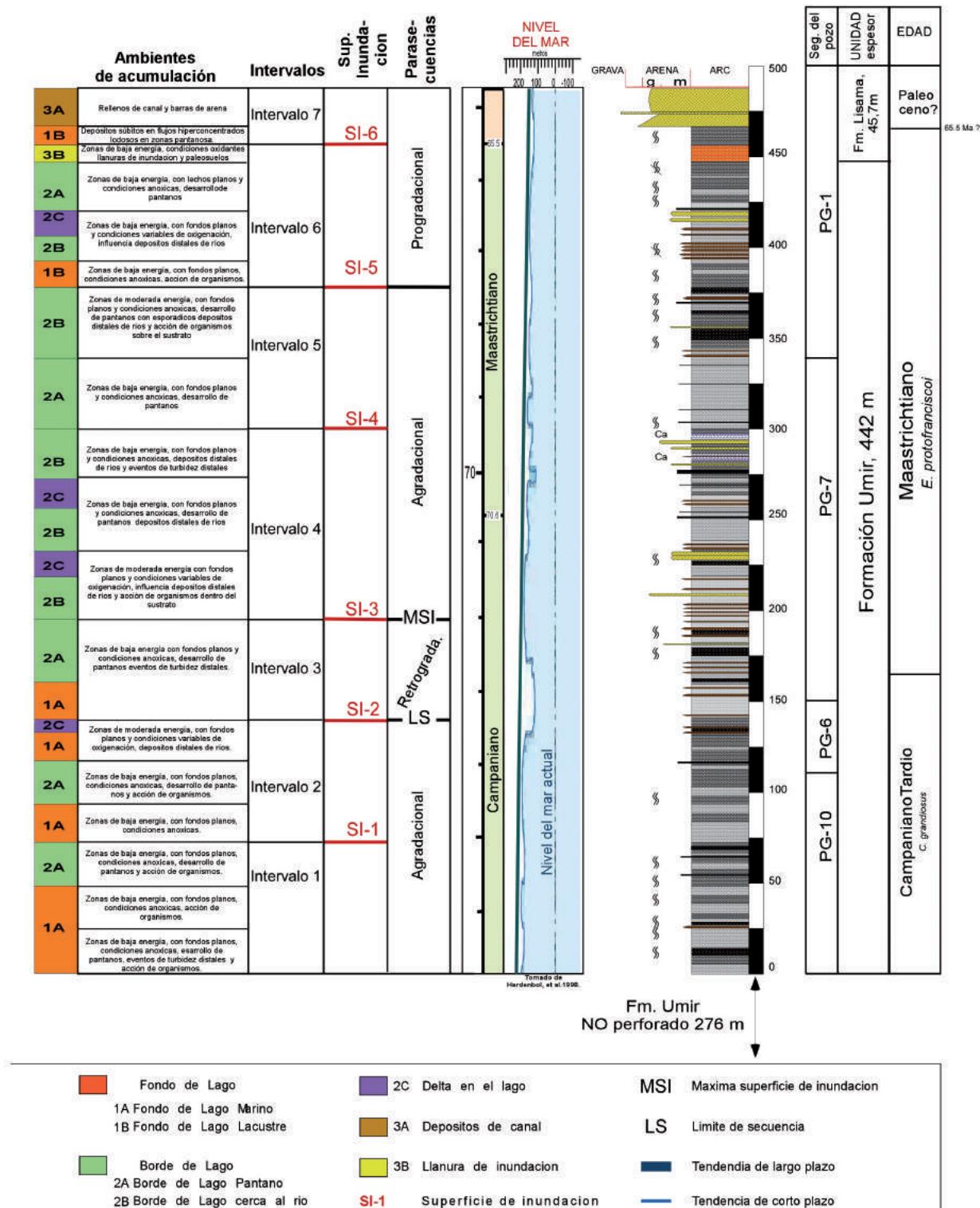


FIGURA 5. (páginas izquierda y derecha). Columna estratigráfica generalizada del segmento superior de la Formación Umir y base de la Formación Lisama, indicando las superficies de inundación (SI) identificadas, la ocurrencia de la materia orgánica amorfita y de *Pediastrum sp.*, y el análisis de ambientes de acumulación y de secuencias estratigráficas.

Intervalo 6: con 61,7 me de espesor el intervalo 6 se encuentra entre la superficie de inundación 5 (**SI-5**) y la superficie de inundación 6 (**SI-6**) (FIGURA 5). Está compuesto a la base del intervalo por limolitas grises con laminación lenticular, plano paralela y ondulosa. En el segmento medio exhibe intercalaciones de lodolitas y areniscas de grano muy fino con rizaduras y el segmento superior consiste de arcillolitas y lodolitas grises con bioperturbación, con laminación lenticular y plano paralela. Hacia el tope del segmento superior se incluye lodolitas rojas macizas y moteadas (FIGURA 3F), con horizontes con mayor intensidad de coloración rojiza y moteamiento.

Palinofacies: presencia entre 1,3% y 18,5 % de ejemplares de manglar, entre 4,2% y 42,4% con afinidad marina (incluyendo materia orgánica amorfa), y en dos muestras 1,6% y 5,2% de afinidad lacustre con contenido de *Pediastrum* sp.

Interpretación: a la base zonas de baja energía, con lechos planos y condiciones variables de oxidación, con desarrollo de pantanos que incluyen depósitos distales de ríos (flujos hiperpícnicos) y desarrollo de llanuras de inundación con exposición subaérea (paleosuelos).

Intervalo 7: desde la superficie de inundación 6 (SI-6) y la superficie de inuncación 7 (SI-7) se encuentra el intervalo 7 con 36,74 m de espesor (FIGURA 5). Los 11 m inferiores consisten de una sucesión homogénea de lodolitas grises macizas con moteamiento irregular (FIGURA 3G), suprayacido en contacto neto por litoarenitas y sublitoarenitas de grano medio a muy grueso, de estructura maciza, con clastos conglomeráticos aislados de chert (FIGURA 3H) y capas delgadas de lodolitas grises macizas.

Palinofacies: en el metro 454 se reporta un incremento de materia orgánica amorfa de origen marino, mientras en las otras muestras de este intervalo no hay recobro de material palinológico.

Interpretación: a la base se interpreta como depósitos súbitos no confinados en flujos hiperconcentrados que involucran fragmentos de lodolitas oscuras bioperturbadas acumuladas en zonas pantanosas. Las litofacies arenosas a conglomeráticas se interpretan como depósitos de flujos gravitacionales distales que afectan cobertura sedimentaria cretácica expuesta y que se acumularon sobre las llanuras de inundación.

Palinología

El segmento perforado de la Formación Umir es de edad Maastrichtiano a Campaniano tardío, según los resultados de palinológicos y el esquema de zonación desarrollado por Jaramillo *et al.* (2004). La edad Maastrichtiano se soporta por la ocurrencia de *Echimonocolpites protofranciscoi* al tope de la Formación Umir. La edad Campaniano tardío se documenta por la presencia de *Proteacidites dehaani* y *Proxapertites sulcatus* de la zona de *C. speciosum*, así como palinomorfos de las zonas *S. costatus* y *C. grandiosus*. En este estudio se considera la edad Campaniano, reportada en Acevedo *et al.* (2008), para los 72 m más inferiores de la sucesión perforada y los otros 276 m del segmento no perforado.

Los datos palinológicos indican que la materia orgánica en el segmento superior de la Formación Umir es dominada por elementos terrestres, con porcentajes muy bajos de materia orgánica amorfa de origen marino (<10%). El contenido de materia orgánica amorfa es más consistente entre los metros 72 al 270, con un pico del 60% en el metro estratigráfico 190,7 (FIGURA 4). A partir del metro 270 hasta la base de la Formación Lisama la presencia de materia orgánica amorfa es esporádica. Sin embargo, las lodolitas que suprayacen el intervalo de paleosuelos en el metro 454 reportan otro incremento local de hasta un 80% de materia orgánica amorfa. En el metro estratigráfico 383,2 (FIGURA 4) hay una alta ocurrencia (60%) de *Pediastrum* sp. *compactus*, pero en general se presentan en trazas dentro de la columna.

El pobre a nulo recobro de palinomorfos en las cuatro muestras analizadas de la Formación Lisama impidió determinar la edad de depósito de esta unidad.

Patrones de apilamiento

Con el análisis litofacial se definen cinco superficies de inundación dentro de la Formación Umir y una dentro de la Formación Lisama. Los dos primeros intervalos presentan un patrón de acomodación agradacional. Infrayaciendo las SI-1 y SI-2 se observan las litofacies lodolitas bioperturbadas (LoB), lodolitas carbonosas (LoC) y carbones (C) y; suprayaciendo predominan arcillolitas macizas (AcM), arcillolitas laminadas (AcL), arcillolitas bioperturbadas (AcB) y lodolitas laminadas (LoL). Estas litofacies representan acumulación en un ambiente de fondo de lago y ambientes de borde de lago-pantano, siendo los estratos por debajo de la SI-2 los que tienen menor registro de material orgánica con afinidad marina.

El incremento de las litofacies de arcillolitas laminadas y carbonosas (AcL y AcC), así como el alto contenido de material amorfo que comienza por encima de la SI2 y aumenta drásticamente por encima de la SI-3, se interpreta como las condiciones de acumulación más alejadas a la línea de costa. Lo anterior permite interpretar la SI-2 como un límite de secuencia, seguido por un patrón de acomodación retrogradacional en donde aparecen limolitas intercaladas con lodolitas y arcillolitas, mientras la SI-3 se interpreta como una máxima superficie de inundación (MSI).

Desde la SI-3 hasta la SI-5, incluyendo la SI-4, se encuentran litofacies desde arcillolitas a areniscas de grano medio que obedecen a un patrón agradacional, con un espesor total de 184,2 m. Los carbones se encuentran en todo el segmento descrito de la Formación Umir, pero son más espesos entre las superficies SI-3 (MSI) y SI-4. La SI-4 se identificó por debajo de las muestras que presentan una cantidad significativa de materia amorfa con afinidad marina y un incremento en las asociaciones de litofacies arcillosas. El patrón de apilamiento de las parasecuencias limitadas entre las SI-4 y SI-6 es agradacional a progradacional, debido a (en sentido ascendente): 1) al cambio de las litofacies de arcillolitas y limolitas de fondo y borde de pantano (incluyendo las lodolitas calcáreas); 2) la aparición de *Pediastrum* sp. sobre la SI-5 que indica condiciones inundables lacustres; 3) el registro de cuarzoarenitas de grano fino con bioperturbación de borde de pantano y 4) la ocurrencia al tope de las lodolitas rojas moteadas, que corresponden a lo paleosuelos de la base de la Formación Lisama (FIGURA 3).

La SI-6 se identifica por el cambio litofacial entre las lodolitas rojizas macizas y moteadas identificadas como paleosuelos con respecto a las lodolitas grises macizas y bioperturbadas, las cuales registran un incremento de materia orgánica amorfa (FIGURA 4). Esta última asociación de litofacies se mantiene uniforme en los 11 m de espesor y es suprayacido en contacto neto por areniscas acumuladas en fondos de canal. A diferencia de las cinco SI reportadas en la Formación Umir, donde la sucesión prograda gradualmente posterior al evento de inundación, el proceso de la inundación de la superficie 6 interrumpe drásticamente procesos de acumulación en condiciones continentales con exposición subaérea, como lo documenta el desarrollo de nódulos de siderita en el tope del intervalo 6 y en el intervalo 7 (ver petrografía).

Esta interpretación de estratigrafía de secuencias debe corroborarse con secciones superficiales, con la interpretación de otros pozos profundos y el amarre

con información sísmica, pero siguiendo el detalle del análisis litofacial y de palinofacies realizado en este estudio.

Petrografía

Litologías finas: dos muestras de la Formación Umir (PG7-54.7 y PG7-72.9) fueron clasificadas como dolomías, con dolomitas en formas cristalinas y radiales en una matriz de micrita (FIGURA 6), por ello se consideran secundarias por recristalización de micrita. Una de las muestras se encuentra en contacto con nódulos sideríticos y peloídes (PG7-54.7) (FIGURA 6D) y la otra presenta ocasionales láminas muy delgadas de limolita (PG7-72.9) con materia orgánica. Las muestras PG10-174 y PG7-76.8 son lodolitas con materia orgánica abundante y remanentes de bitumen. En la primera muestra se observa glauconita diseminada. La muestra PG7-76.8 es laminada lenticular que incluye láminas de areniscas de grano medio y en las láminas de finos se observa siderita en forma de nódulos, indicando desarrollo de paleosuelos.

La muestra PG1-25.1 de la Formación Lisama se identificó como una limolita con fragmentos de cuarzo monocristalino, micas, materia orgánica diseminada y nódulos de siderita de origen diagenético (desarrollo de paleosuelos).

Areniscas: tres areniscas de la Formación Umir y dos de la Formación Lisama fueron analizadas. Los granos del armazón son predominantemente siliciclásticos. En menor proporción se encuentran algunos intraclastos de lodolita (TABLA 3). Para cada formación se discute a continuación la madurez textural (granulometría, redondez, calibrado, tipo de matriz), las asociaciones de grano y la porosidad medida tanto en muestra de mano como en la sección delgada. Las especificaciones del cálculo modal y el agrupamiento de armazón y material intersticial se presentan en la TABLA 4 y los resultados del conteo de 300 puntos en la TABLA 5.

Las muestras PG7-60, PG7-184.5 y PG1-143.9 de la Formación Umir son cuarzoarenitas de grano muy fino a fino (FIGURA 7) y corresponden a las litofacies ArL. A pesar de la madurez composicional, los granos son en su mayoría angulares-subangulares, con contactos elongados y puntuales. La porosidad es escasa, de 0-2%, y se desarrolla principalmente por fracturas (porosidad secundaria). Los escasos líticos inestables (1-4%) son predominantemente sedimentarios (lodolitas, limolitas), y algunos trazas de metamórficos de bajo grado. En la fracción traza también se encuentran granos de plagioclasas macladas, moscovitas y cloritas, así como algunos minerales pesados como circón, epidota y esfena.

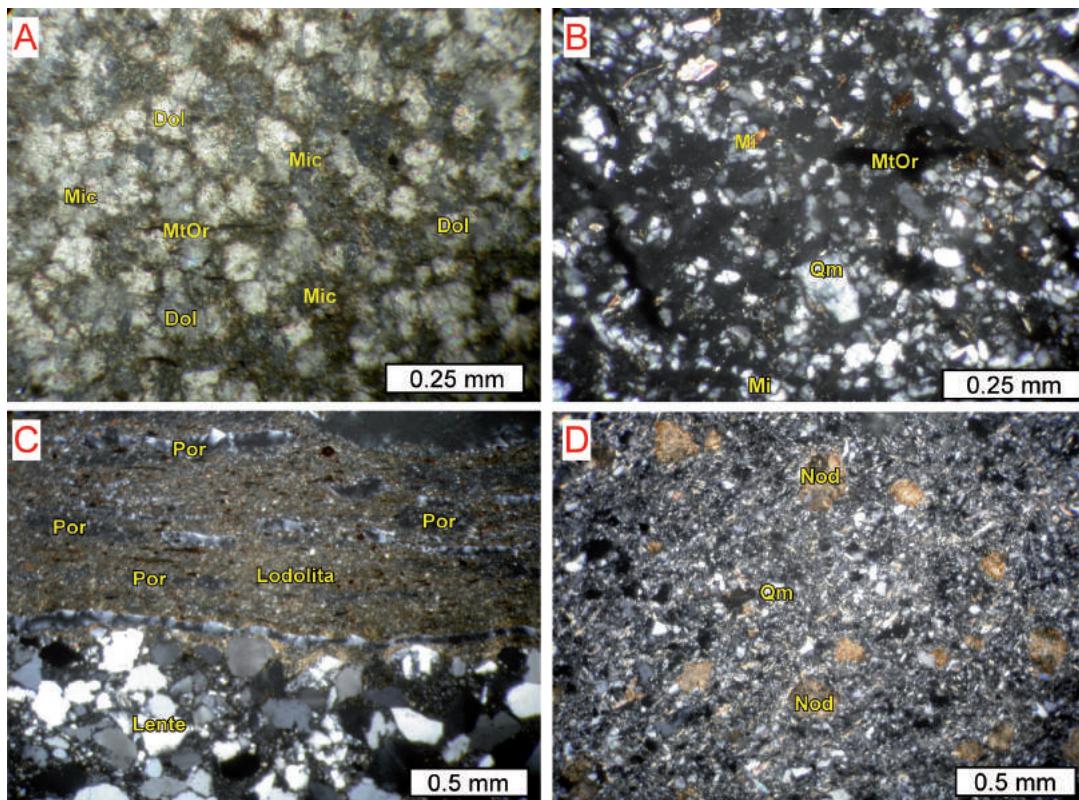


FIGURA 6. Fotomicrografías de secciones delgadas a 10X con nícoles cruzados. **A.** Sección PG7-72.4, (Formación Umír), mostrando los cristales de dolomita (Dol) embebidos en la matriz micrítica (Mic) y materia orgánica diseminada (MtOr). **B.** Sección PG10-174 (Formación Umír), litofacies AcL, ilustrando la angularidad de los granos, y granos flotantes de cuarzo tamaño arena fina (Qm) muy fracturados, y presencia de micas (Mi) y materia orgánica (mtOrg). **C.** Sección PG7-76.8 (Formación Umír), litofacies LoL, lodolitas probadamente compactadas que generan abundante porosidad interlaminar (Por), en contacto con el lente de arenisca de grano medio. **D.** Foto tomada a 4X sección PG1-25.1 (Formación Lisama), litofacies LoB, granos de cuarzo tamaño limo con micas, y abundantes nódulos sideríticos de origen post-deposicional (Nod).

TABLA 3. Códigos utilizados en la identificación de constituyentes del armazón.

CÓDIGO	SIGNIFICADO	CÓDIGO	SIGNIFICADO
Qm	Cuarzo Monocristalino	Lbu	Lítico máfico- ultramáfico
Qsed	Cuarzo Policristalino sedimentario	Lu	Lítico indiferenciado
Qpf	Cuarzo Policristalino Foliado	Mic	Micas
Qpd	Cuarzo Policristalino difuso	MP	Minerales pesados
Qc	Chert	Opac	Opacos
Fk	Ortoclasa	Pe/Fo	Pellets y fosfatos
Pl	Plagioclasa	Oo/Pis	Oolitos y pisolitos
Fm	Microclina	Glc	Glauconita
Fu	Feldespato indiferenciado	Intsil	Intraclastos siliciclásticos
Ls	Lítico sedimentario	Intcal	Intraclastos calcáreos
Lso	Lítico sedimentario oxidado	Fos	Fósiles
Lmm	Lítico metamórfico micáceo	Mtx	Matriz
Lmg	Lítico metamórfico grafitoso	OrgMatt	Materia Orgánica
Lmc	Lítico metamórfico clorítico	CalCem	Cemento calcáreo
Lma	Lítico metamórfico anfibólico	SilCem	Cemento Silíceo
Lmn	Lítico metamórfico neisico	FerrCem	Cemento ferruginoso
Lv	Lítico Volcánico	UnCem	Cemento indiferenciado
Lvv	Lítico Volcánico vítreo	Por	Poros
Lp	Lítico plutónico		

TABLA 4. Parámetros del conteo de puntos y cálculo modal.

ABREVIADO	CÁLCULO
Armazón normalizado para QFL	Total de puntos - (accesorios+matriz+materia orgánica y bitumen+cemento+poros)
Qt	% Cuarzo total= $(Qm+Qsed+Qpf+Qpd+Qc)*100/(\text{total armazón normalizado})$
Qm	% Cuarzo monocristalino*100/(\text{total armazón normalizado})
F	% Feldespatos= $Fk+Pl+Fm+Fu*100/(\text{total armazón normalizado})$
L	% Líticos= $Ls+Lso+Lmm+Lmg+Lmc+Lma+Lmn+Lv+Lvv+Lp+Lbu+Lu*100/(\text{total armazón normalizado})$
Lt	% Líticos totales= “L”+Qsed+Qpf+Qpd+Qc*100/(\text{total armazón normalizado})
St	% Líticos Sedimentarios totales= $(Ls+Lso+Qsed+Qc)/Lt-(Qpd+Lu)$
Vt	% Líticos Volc. y plut. totales= $(Lv+Lvv+Lbu)/Lt-(Qpd+Lu)$
Mt+Pt	% Líticos Metam. totales= $(Lmm+Lmg+Lmc+Lma+Lmn+Lp)/ Lt-(Qpd+Lu)$
%Armazón	$(Qm+Qsed+Qpf+Qpd+Qc+Fk+Pl+Fm+Fu+Ls+Lso+Lmm+Lmg+Lmc+Lma+Lmn+Lv+Lvv+Lp+Lbu+Lu+Mic+Chl+MP+Opaco+Pe/Fo/Oo/Pis+Glc+Intca+Intsil)*100/(\text{total de puntos})$
%Intersticial	(Matriz+MatOrg+Calcem+Silcem+Fercem+Uncem)*100/(\text{total de puntos})
%Porosidad	Porosidad*100/(\text{total de puntos})

TABLA 5. Datos del conteo de puntos y cálculos modales.

MUESTRA	ARMAZON NORMALIZADO PARA QFL																				
	CUARZO						FELDESPATO						LÍTICOS								
	Qm	Qsed	Qpf	Qpd	Qc	Fk	Pl	Fm	Fu	Ls	Lso	Lmm	Lmg	Lmc	Lma	Lmn	Lv	Lvv	Lp	Lbu	Lu
PG7-60	74,91	0,00	0,35	18,37	2,12	0,00	1,06	0,00	0,00	2,83	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PG7-184.5	74,32	0,00	0,00	12,16	9,12	0,00	0,34	0,00	0,00	3,72	0,00	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PG1-145.9	93,08	0,00	0,00	3,81	1,73	0,00	0,35	0,00	0,00	0,35	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PG1-19.3	37,07	0,34	3,40	51,70	3,40	0,00	0,00	0,00	0,00	2,72	0,00	1,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PG1-12.0	57,73	0,00	2,41	27,84	1,03	2,06	2,06	0,69	0,00	1,03	0,00	4,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00

MUESTRA	UNIDAD	INTERVALO	TAMAÑO DE GRANO	PUNTOS TOTAL	PUNTOS QFL	MODAL Composición		MODAL Procedencia		LITICOS TOTALES				
						Qt	F	L	Qm	F	Lt	St	Vt	Mt+Pt
PG7-60	Frm. Umir	4	Muy fino	391	283	95,76	1,06	3,18	74,91	1,06	24,03	87,50	0,00	12,50
PG7-184.5	Frm. Umir	3	Fino	444	296	95,61	0,34	4,05	74,32	0,34	25,34	97,44	0,00	2,56
PG1-145.9	Frm. Umir	4	Muy fino	486	289	98,62	0,35	1,04	93,08	0,35	6,57	75,00	0,00	25,00
PG1-19.3	Frm. Lisama	6	Muy grueso	355	294	95,92	0,00	4,08	37,07	0,00	62,93	57,58	0,00	42,42
PG1-12.0	Frm. Lisama	6	Medio-grueso	432	291	89,00	4,81	6,19	57,73	4,81	37,46	21,43	7,14	71,43

Las muestras de areniscas PG1-19.8 y PG1-12.0 de la Formación Lisama son sublitoarenitas y cuarzoarenitas de grano medio a muy grueso respectivamente, presenta granos subangulares-subredondeados en los tamaños gruesos y angulares-subangulares en los tamaños medios (litofacies ArM y ArGD; FIGURA 8). Los contactos son puntuales a elongados y en general varía entre el 3 y 4%. La matriz oscila de limosa a arcillosa. El contenido de cuarzo policristalino es abundante en ambas muestras (FIGURA 7) y se resalta el incremento en el contenido de líticos de base a tope, especialmente metamórficos de bajo

grado y de feldespatos. Entre los líticos se encontraron lodolitas, limolitas, esquistos micáceos y filitas.

En la sección del tope (PG1-12.0) se empiezan a reconocer escasos líticos volcánicos compuestos por cuarzo y feldespatos (potásicos y plagioclásas). Entre los feldespatos reconocidos se encontraron granos de ortoclasa, plagioclasa y microclina (FIGURA 8D). Los minerales pesados son escasos (trazas) y principalmente son circones. Entre las micas predomina la moscovita aunque se encuentra en baja proporción.

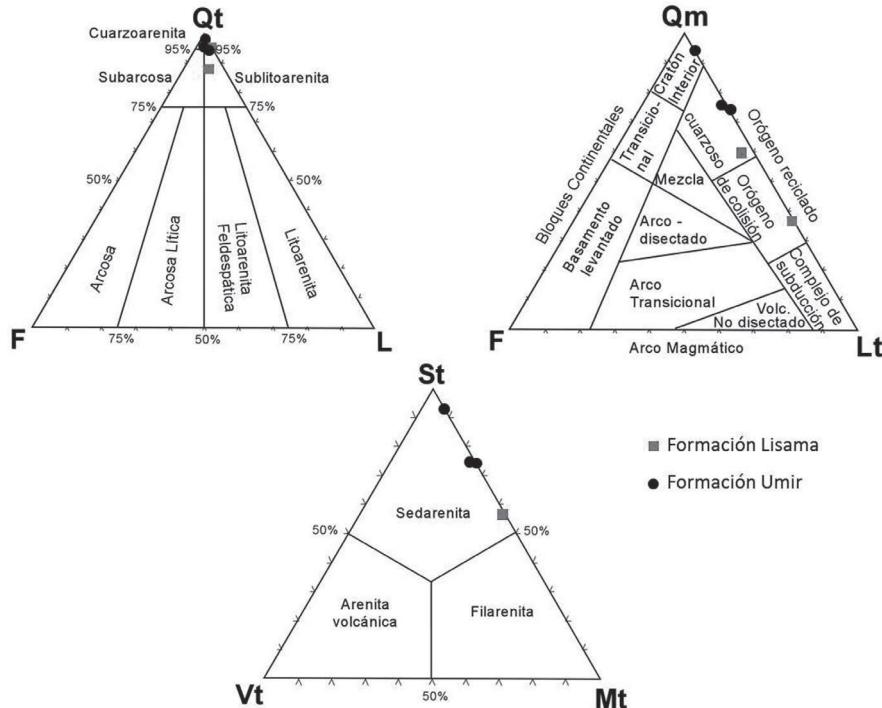


FIGURA 7. Diagramas de clasificación composicional QFL (Folk *et al.*, 1970), de procedencia QmFLT (Dickinson, 1985), y contenido de líticos StVtMt (Folk, 1980) para las areniscas de la Formación Umir (círculos) y para las areniscas de la Formación Lisama (cuadrados).

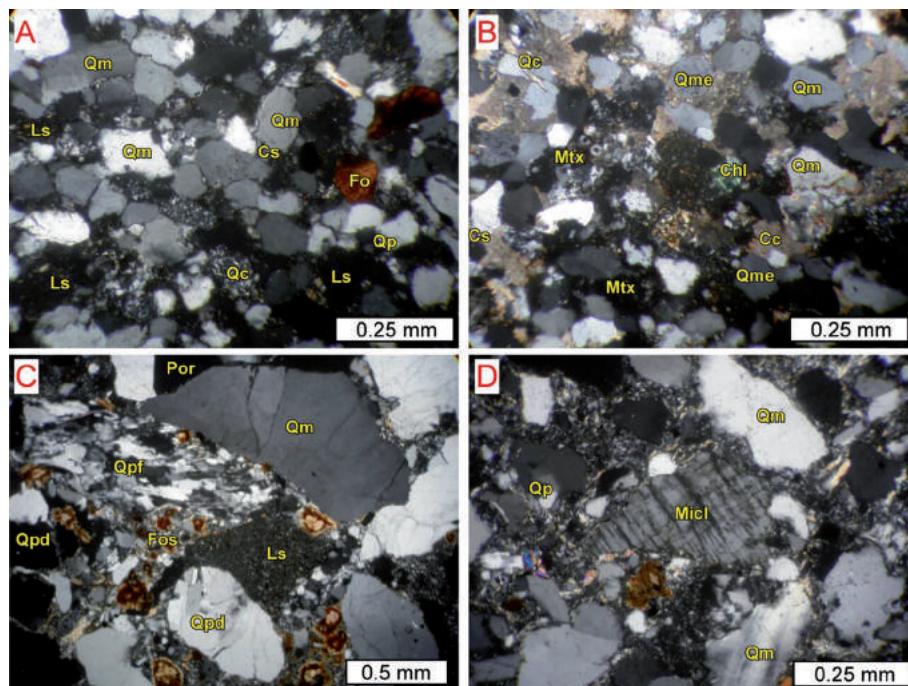


FIGURA 8. Fotomicrografías de sección delgada a 10X con nícoles cruzados. **A.** Sección PG7-60 (Formación Umir), con granos de cuarzo monocristalino (Qm), algunos con sobrecrecimiento de sílice (Cs), cuarzo policristalino (Qp), chert (Qc), líticos sedimentarios (Ls) y fragmentos de fósiles (Fo). **B.** Sección PG7-184.5 (Formación Umir) ilustrando el predominio de cuarzo monocristalino (Qm) con sobrecrecimiento de sílice, cuarzos euhedrales (Qme), cloritas (Chl), y formas de oolitos silíceos en la matriz (Mtx). **C.** Sección PG1-19.3 (Formación Lisama), fotos tomadas a 4X, con abundante contenido de cuarzo policristalino, difuso y foliado (Qpd, Qpf), y líticos sedimentarios (Ls). También se encuentran algunos fósiles (Fos, ostrácodos?) en la matriz. **D.** Sección PG1-12.0 (Formación Lisama), fragmento de microclina (Micl).

DISCUSIÓN

La identificación de superficies de inundación dentro de litologías muy homogéneas y finas, como lo descrito para el segmento superior de la Formación Umir, se logró establecer mediante la integración de los resultados obtenidos del análisis litológico y palinológico sistemático. El límite entre las formaciones Umir y Lisama es marcado por un cambio en la asociación de las litofacies, incremento en la granulometría de las areniscas, la presencia aislada de los conglomerados y el pobre a nulo recobro de palinología. En este estudio se identificaron siete sucesiones limitadas por superficies de inundación, seis de la Formación Umir y una para la parte inferior de la Formación Lisama. Los espesores varían entre los 51 m (intervalo 3) hasta 102,8 (intervalo 4; FIGURA 5). La presencia de capas delgadas a medias de carbón está en todo el segmento superior de la Formación Umir, pero se hacen más frecuentes y más espesos (hasta 1 m) entre el intervalo 4 y 5, donde el patrón de apilamiento es agradacional.

Los ambientes de acumulación interpretados para el segmento superior de la Formación Umir se enmarcan en un ambiente de depósito lacustre pantanoso y hace parte del ciclo final de la sedimentación marina a marginal del Cretácico propuesta por Tchegliakova (1993). Este sistema lacustre pantanoso incluye zonas de baja a muy baja energía, desarrollo de pantanos con leves ingestiones marinas y ocasionalmente depósitos distales de ríos.

En un contexto regional paleogeográfico, los depósitos lacustre-pantanosos de la Formación Umir, en el límite Campaniano-Maastrichtiano (*ca* 70-72 Ma), constituyen el cinturón de ambientes marginales que separa los ambientes marinos someros de plataforma siliciclástica de la Formación Colón al norte (Martínez and Hernández, 1992) de los depósitos de llanuras fluviales hacia el sur, del tope de la Formación Guaduas (Sarmiento, 1992) y Seca (Lamus *et al.*, 2013; Bayona *et al.*, 2013; FIGURA 9).

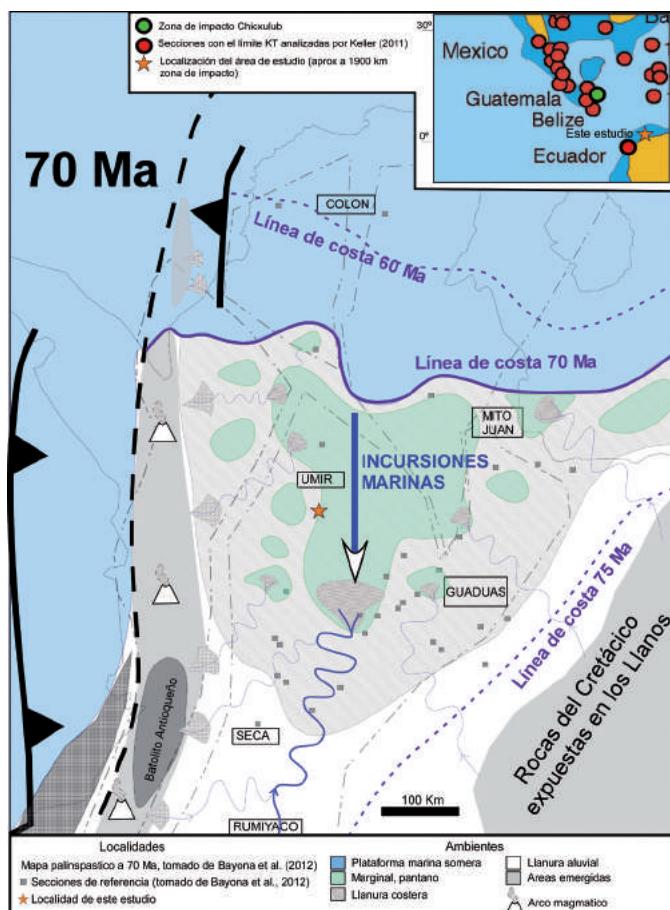


FIGURA 9. Mapa paleogeográfico a 70 Ma, localizando los sistemas de acumulación marino somero, marginal de llanuras y pantanos, y el fluvial, con la ubicación de las áreas emergidas al occidente (Cordillera Central) y oriente (Llanos). Note la migración al norte de las líneas de costa de 75, 70 y 60 Ma, documentando el proceso de progradación y relleno de la cuenca por sedimentos terrígenos. Mapa base y localidades tomado de Bayona *et al.* (2012). Mapa superior: Localización de la zona de impacto Chicxulub con respecto a la posición de la margen NW de Suramérica (tomado de Keller, 2011).

El registro de los cinco eventos de inundación en la Formación Umír corresponde a procesos característicos de cambios de nivel de base, donde posterior a la inundación el sistema prograda gradualmente (*i.e.*, definición de parasecuencia de Van Wagoner *et al.*, 1990). Las parasecuencias determinadas incluyen la sucesión conforme de depósitos acumulados en fondo de lago, pasando a depósitos de borde de lago o de deltas distales (FIGURA 3).

El patrón de apilamiento de las parasecuencias permite identificar un cambio de base a tope: agradacional, retrogradacional, agradacional y progradacional. Estos cambios de patrón permitieron identificar un límite de secuencia (LS, tope intervalo 2) y una superficie de máxima inundación (MSI, tope intervalo 3). Al comparar con las curvas de cambios eustáticos globales de tendencia de corto plazo (Hardenbol *et. al.*, 1998) se puede sugerir una correspondencia cronológica, donde el límite de secuencia (LS) concuerda con una disminución en el nivel del mar hacia los 73,2 Ma y que la máxima superficie de inundación (MSI) está en relación con la subida del nivel del mar a los 72 Ma (FIGURA 4).

Sin embargo, el dominio agradacional del patrón de acomodación está relacionado con el basculamiento cortical hacia el oriente, con levantamiento del borde occidental de la Cordillera Central y hundimiento del eje de depósito a 70 Ma (Bayona *et al.*, 2013; FIGURA 9).

Los ambientes de acumulación interpretados para la base de la Formación Lisama se interpretan como ambientes continentales de llanuras de inundación con exposición continua a condiciones oxidantes que permite la generación de paleosuelos. Estos depósitos están suprayacidos por depósitos de flujos no confinados, pero de litologías y procedencia diferente (FIGURA 10). Los flujos lodosos macizos grises de la base del intervalo 7 (FIGURA 5) proceden del retrabajamiento de los flujos en la zona de pantanos y plataforma somera; esto explicaría el alto contenido de material amorfo de origen marino en la base de este intervalo, la cual se identificó como la SI-6. Los flujos de gravedad que acumularon el material arenoso y de grava del segmento superior del intervalo 7 proceden de zonas continentales, producto de la erosión de cobertura sedimentaria cretácica en las nuevas áreas expuestas (FIGURA 10).

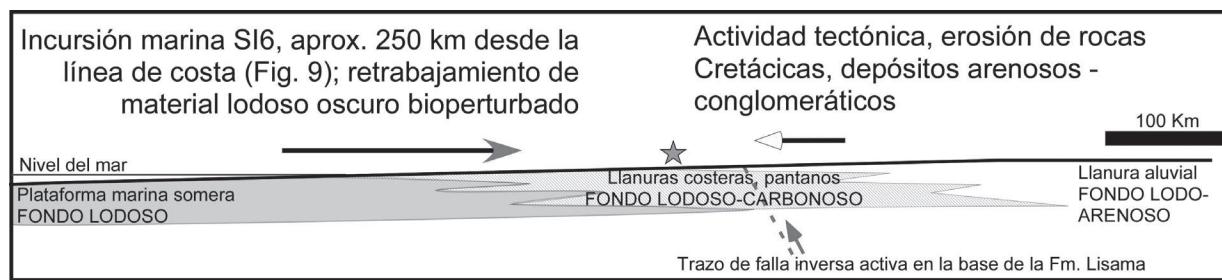


FIGURA 10. Perfil esquemático ilustrando la procedencia marina-marginal del material lodoso que suprayace la superficie SI6 y del material terrígeno grueso que se genera por la actividad estructural cercana a área fuente.

El registro de la SI-6 corresponde a un cambio abrupto en procesos de acumulación. El registro de paleosuelos infrayacentes (FIGURA 3F) son parte del proceso gradual de programación de condiciones continentales sobre marginales en cuencas con alta subsidencia (Bayona *et al.*, 2013). En contraste, los depósitos lodosos oscuros macizos que suprayacen esta superficie (FIGURA 3G) son producto de flujos hiperconcentrados con procedencia de zonas marginales-marinas (FIGURA 10).

Aunque no hubo recobro en las tres muestras analizadas en los 50 m más superiores de la Formación Lisama, se puede inferir una edad más joven del Maastrichtiano tardío al intervalo 7 por su posición estratigráfica. Una posible interpretación para estos flujos hiperconcentrados sería el tsunami producto del impacto del meteorito de Chicxulub en el Golfo de

Méjico, ocurrido cerca del límite Cretácico-Cenozoico (FIGURA 9). El registro sedimentológico vinculado con tsunamis de este impacto muestra depósitos de escala métrica y centimétrica a centenares de kilómetros al norte del cráter (ver Smith *et al.*, 1996; Campbell *et al.*, 2008 y Keller, 2011 para revisión bibliográfica). Esta hipótesis debe examinarse cuidadosamente con estudios palinológicos más detallados que permitan establecer el límite Cretácico-Cenozoico.

Los depósitos arenosos y conglomeráticos a la base de la Formación Lisama (FIGURA 3H) documentan la mezcla del aporte procedente de la Cordillera Central y el inicio de generación de nuevas áreas fuentes en el flanco occidental de la Cordillera Oriental a finales del Maastrichtiano – Paleoceno temprano (FIGURA 10), como se interpreta en otras sectores al sur (en Bayona *et al.*, 2013). Este registro de la deformación

es más temprano que lo documentado en Nie *et al.* (2012), Caballero *et al.* (2013) y Lamus *et al.* (2013) en otros sectores del Valle Medio del Magdalena, y por los resultados de exhumación Paleoceno en el Anticlinal de los Cobardes (Parra *et al.*, 2012). Sin embargo, la Cordillera Central es la principal área fuente para terrígenos acumulados en el sur de la cuenca del Valle Medio del Magdalena, como lo documenta: (1) el contenido de líticos metamórficos en la fracción arenosa en la base de la Formación Lisama (FIGURA 7) y en unidades equivalentes en el Sinclinal de Guaduas (Lamus *et al.*, 2013), (2) los resultados de poblaciones de circones detríticos de edades entre 70 a 310 Ma reportados en Nie *et al.* (2012) y Caballero *et al.* (2013) y, (3) el contenido de minerales pesados de basamento metamórfico (Nie *et al.*, 2012).

CONCLUSIONES

Con los análisis litofaciales y de palinofacies se definen cinco superficies de inundación dentro de la Formación Umir y una en la Formación Lisama, las cuales permiten realizar la correlación entre los pozos estudiados. Estas superficies obedecen tanto a cambios de actividad tectónica dentro de la cuenca como a cambios del nivel eustático global y por ello se establece un límite de secuencia a 73,2 Ma y una máxima superficie de inundación (MSI) a 72 Ma, al hacer la correlación con las curvas de Hardenbol *et al.* (1998). El posterior proceso de somerización que se refleja por el cambio de un ambiente transicional para la Formación Umir a un ambiente continental para la Formación Lisama, se debe a una respuesta asociada a la disminución del nivel de base global y el aumento de suministro de sedimentos orogénicos procedentes de la Cordillera Central y el inicio de la deformación en el flanco occidental de la Cordillera Oriental.

Los seis intervalos identificados del segmento superior de la Formación Umir se caracterizan por tener un cambio de litologías arcillosas acumuladas en fondos de pantanos hacia la base del intervalo, pasando gradualmente hacia el tope a litologías lodosas y de areniscas muy finas acumuladas en los bordes de lago/pantano. Este relleno registra la colmatación del espacio de acomodación producto del basculamiento al oriente de la Cordillera Central. En el intervalo 7, que se encuentra en la base de la Formación Lisama, se presenta un cambio abrupto de un perfil de lodolitas rojizas oxidadas a una sucesión de lodolitas oscuras macizas que se acumularon como flujos hiperconcentrados; la procedencia de estos flujos son producto del retrabajamiento de sedimentos acumulados hacia el lado marginal como lo indica la presencia de material amorfo marino (SI-6).

Suprayaciendo este nivel de flujos hiperconcentrados se registra otro cambio repentino a litofacies arenosas y conglomeráticas acumulados como flujos de escombros distales procedentes de nuevas áreas que exponen cobertura cretácica.

Los análisis bioestratigráficos muestran que la parte basal del segmento superior de la Formación Umir analizado es netamente continental con un escaso aporte marino y de material orgánica amorfa. La ocurrencia de *Echimonocolpites protofranciscoi*, *Sotrombus costatus*, *Crusafontites grandiosus*, *Proteacidites dehaani* y *Proxapertites sulcatus* indican un rango de edad para el tope de la Formación Umir en el Campaniano tardío a Maastrichtiano temprano. El evento máximo de inundación se correlaciona con el incremento de nivel de base a 72 Ma.

Este estudio demuestra que con la integración de análisis litofaciales, palinológicos y de procedencia se pueden determinar eventos de inundación. Las superficies de inundación permiten: (1) la correlación lateral de unidades compuestas por litológicas finas homogéneas y (2) analizar la continuidad lateral de los carbones o capas de areniscas, los cuales no son indicadores temporales de acumulación, para usarlos como marcadores de correlación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la empresa CARBOANDES por permitir el acceso a los pozos, a Ecopetrol y la Corporación Geológica ARES que aportaron la logística y los recursos para los análisis realizados, y a COLCIENCIAS por el apoyo continuo a ARES en programas de jóvenes investigadores y centro de investigación. Andrés Pardo (Universidad de Caldas), Rafael Falcon (Universidad Central de Venezuela) y un evaluador anónimo aportaron importantes comentarios que permitieron mejorar el contenido y presentación de este manuscrito.

REFERENCIAS

- Acevedo, R., Daza, D., Prince, M., Rojas, D., Sanchez, C., and Petroleos del Norte S.A.-Petrolatina energy Plc. 2008. An integrated approach to the exploration of fractured reservoirs: A challenge in the Cretaceous rocks of the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. ACGGP, Colombia, pp. 1-10.

- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., and Reyes-Harker, A. 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair:

- Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. Geological Society of America Bulletin, 120 (9-10): 1171-1197.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Montes, C., and Mora, A. 2012. Paleocene segmentation of a former passive Late Cretaceous basin in northwestern South America: Effects of Caribbean plate subduction and magmatism. AAPG 2012. Annual Convention and Exhibition., Long Beach, California.
- Bayona, G., Cardona, A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Caballero, V., Mahecha, H., Lamus, F., Montenegro, O., Jimenez, G., Mesa, A., and Valencia, V. 2013. Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos basin; response to Caribbean – South American collision in early Palaeogene time. In: Thick-Skin-Dominated Orogenes: From Initial Inversion to Full Accretion (Editado por Nemčok, M., Mora, A.R., y Cosgrove, J.W.). Geological Society of London, Special Publication, 377, pp. 285-314.
- Caballero, V., Parra, M., Mora, A., López, C., Rojas, E., and Quintero, I. 2013. Factors controlling selective abandonment and reactivation in thick skin orogens: A case study in the Magdalena Valley, Colombia. In: Thick-Skin-Dominated Orogenes: From Initial Inversion to Full Accretion (Editado por Nemčok, M., Mora, A.R., y Cosgrove, J.W.). Geological Society, London, Special Publication, 377: 343-367.
- Caballero, V., Parra, M., y Mora, A. 2010. 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. Boletín de Geología, 32(1): 45-77.
- Campbell, C.E., Oboh-Ikuenobe, F.E., and Eifert, T.L. 2008. Megatsunami deposit in Cretaceous-Paleogene boundary interval of southeastern Missouri. In: The Sedimentary Record of Meteorite Impacts (Ed. by Evans, K.R., Horton, J.W., Jr., King, D.T., Jr., and Morrow, J.R.,). Geological Society of America Special Paper 437, pp: 189-198.
- CARBOANDES, 2009. Mapa Geológico, Proyecto El Guamo-Simacota, escala 1:5000.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier. Alberta, Canada, 369p.
- Dickinson, W.R. and Suczeck, C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 63: 2164-2182.
- Dickinson, W.D. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Provenance of Arenites (Zuffa, G.G. Ed.), Reidel Publishing Co., Dordrecht, pp: 333-361.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 13: 937-968.
- Folk, R.L. 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing, Austin, TX., 184p.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., and 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, 117 (5-6): 547-569.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., De Graciansky, P., and Vail, P. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: Mesozoic and Cenozoic sequences stratigraphy of European Basins (Graciansky, P., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P., and Farley, M., eds). SEPM Special Publication, 60: 3-13.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1166.
- Jaramillo, A.M., Zheng, X., Zhou, Y., Amado, D.A., Sheldon, A., Sehgal, A., and Levitan, I.B. 2004. Pattern of distribution and cycling of SLOB, Slowpoke channel binding protein, in *Drosophila*. BMC Neurosci, 5(1): 3.
- Julivert, M. 1968. Lexique Stratigrafique International, merique latine Colombia (Premiere Parte). Centre National de la Recherche Scientifique, París, 651p.
- Kamola, D.L., and Van Wagoner, J.C. 1995. Stratigraphy and facies architecture of parasequences with example from the Spring Canyon Member, Blackhawk Formation, Utah. In: Van Wagoner, J.C. and Bertram, G. T. 1995. Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 64: 27-54.

- Keller, G. 2011. The Cretaceous-Tertiary mass extinction: Theories and controversies. In: Keller, G. y Adatte, T. (Eds): The End-Cretaceous Mass Extinction and the Chixulub Impact in Texas. SEPM Special Publication, 100: 8-22.
- Lamus, F., Bayona, G., Cardona, A., y Mora, A., 2013. Procedencia de las unidades Cenozoicas del Sinclinal de Guaduas: Implicación en la evolución tectónica del sur del Valle del Magdalena y Orógenos adyacentes. Boletín de Geología, 35: 17-42.
- Martínez, J., and Hernández, R. 1992. Evolution and drowning of the Late Cretaceous Venezuelan carbonate platform: Journal of South American Earth Sciences, 5: 197-210.
- Miall, A. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Springer, 582p.
- Morales, L. 1958. General geology and oil occurrence of the Middle Magdalena Valley, Colombia. In habitat of oil a Symposium American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Tulsa. U.S.A, pp. 641-695.
- Moreno, C.J., Horton, B.K., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., and Sierra, J. 2011. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 32(3): 246-236.
- Nie, J., Horton, B.K., Mora, A., Saylor, J.E., Housh, T.B., Rubiano, J., and Naranjo, J. 2010. Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. Geology, 38(5): 451–454.
- Nie, J., Horton, B., Saylor, J., Mora, A., Mange, M., Garzzone, C., Basu, A., Moreno, C., Caballero, V., and Parra, M. 2012. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U-Pb age heavy minerals, Nd isotopes, and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley basin, northern Andes, Colombia. Earth-Science Reviews, 110(2012): 111-126.
- Parra, M., Mora, A., Lopez, C., Rojas, L.E., and Horton, B.K. 2012: Detecting earliest shortening and deformation advance in thrust-belt hinterlands: Example from the 3 Colombian Andes. Geology, 40: 175-178.
- Prince, M., Sánchez, C., Rojas, D., Acevedo, R., y Daza, D. 2011. La Formación Umir en el sector norte de la cuenca del Valle Medio del Magdalena: Una nueva frontera exploratoria en una cuenca madura. Memorias XVI Congreso Latinoamericano de Geología y XIII Congreso Colombiano de Geología. Medellín, Colombia, pp. 117-118.
- Royer, J.M., y Clavijo, J. 2001. Memoria Explicativa Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander, escala 1:400.00. INGEOMINAS, Bogotá.
- Royer, J., y Vargas R. 1999. Geología del Departamento de Santander. Escala 1:300000. INGEOMINAS.
- Sarmiento, G. 1992. Estratigrafía y Medio de Depósito de la Formación Guaduas: Boletín Geológico INGEOMINAS., 32: 3-44.
- Sánchez, J., Horton, B., Tesón, E., Mora, A., Ketcham, R., and Stockli, D. 2012. Kinematic evolution of Andean fold thrust structures along the boundary between the Eastern Cordillera Middle Magdalena Valley basin, Colombia. Tectonics, 31 (3), TC3008. doi:10.1029/2011TC003089.
- Smith, J., Roep, Th.B., Alvarez, W., Montanari, A., Claeys, P., Grajales-Nishimura, J.M., and Bermudez, J. 1996. Coarse-grained, clastic sandstone complex at the K/T boundary around the Gulf of Mexico: Deposition by tsunami waves induced by the Chicxulub impact?, In: The Cretaceous-Tertiary Event and Other Catastrophes in Earth History (Ryder, G., Fastovsky, D., and Gartner, S., eds.) Boulder, Colorado. Geological Society of America Special Paper, 307: 151-182.
- Tchegliakova, N. 1993. Los Foraminíferos y Minerales autógenicos de la Formación Umir (Sección Quebrada La Julia, Valle Medio del Magdalena): Registro de una laguna costera a finales del Cretácico Superior (Maestrichtiano). Geología Colombiana, 18: 107-117.
- Tucker, M. 2003. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of the sedimentary rocks. Third edition. Blackwell Science, Ltd. 92p.
- Van Der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continental y tectogénesis de los Andes Colombianos. Boletín Geológico, Servicio geológico, 6 (1-3): 67-128.
- Van Wagoner, J., Mitchum, R.M.J., Campion, K., and Rahmanain, V. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy, in well logs, cores, and outcrops; concepts for high resolution correlation of time and facies. Methods in exploration, America Association of Petroleum Geologists, series 7, 55p.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., y Restrepo, H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. Boletín Geológico, 21(1-3), 132p.

Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.

Trabajo recibido: octubre 23 de 2014

Trabajo aceptado: abril 4 de 2015