

# El Cretácico sedimentario al este de la Falla de San Jerónimo: Compilación para el Mapa Geológico de Colombia

Tatiana GAONA NARVÁEZ<sup>1</sup>

## Resumen

Este artículo discute las unidades litoestratigráficas de los intervalos Berriasiano–Valanginiano, Hauteriviano–Barremiano, Aptiano–Albiano temprano, Albiano medio–Cenomiano, Turoniano–Coniaciano y Santoniano–Maastrichtiano; además, incluye los códigos de las unidades cronoestratigráficas definidas para el Cretácico en el del Mapa Geológico de Colombia.

La cuenca sedimentaria cretácica de Colombia, al este de la Falla de San Jerónimo, se caracteriza por cuencas extensionales de detrás de arco con actividad de fallas normales, que configuraron cuencas asimétricas y cuya sedimentación se concentró en las subcuencas de Cundinamarca, Tablazo–Magdalena y Cocuy; en el Valle Superior del Magdalena, y el surco de Machiques. La actividad de estas fallas normales afectó la cuenca hasta el Albiano temprano, mientras que, desde el Albiano medio, fue controlada por el nivel eustático. La sedimentación cretácica inicia durante el Berriasiano, cuando el mar avanzó desde el occidente invadiendo la Subcuenca de Cundinamarca y luego las subcuencas del Cocuy y Tablazo Magdalena y, para el Hauteriviano, invadió el macizo de Floresta. Durante la transgresión del Barremiano, el mar invade la Cuenca del Cesar y el Valle Superior del Magdalena y, en el Aptiano, se amplía la Subcuenca del Cocuy y se establece la comunicación marina con Venezuela.

**Palabras clave:** Falla de San Jerónimo, historia sedimentaria, Cretácico, unidades litoestratigráficas, unidades cronoestratigráficas, Mapa Geológico de Colombia.

Gaona Narváez, T. 2015. El Cretácico sedimentario al este de la falla de San Jerónimo. Servicio Geológico Colombiano. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), *Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33: 421-429. Bogotá.

## Abstract

This paper discusses the Colombian lithostratigraphic units in the following intervals: Berriasian–Valanginian, Hauterivian–Barremian, Aptian–early Albian, middle Albian–Cenomanian, Turonian–Coniacian and Santonian–Maastrichtian. A table with the codes for the Geological Map of Colombia is also included.

Cretaceous sedimentary Basin to the east of the San Jerónimo Fault was characterized by back arc extensional sub-basins with normal faults activity involved, those factors configured asymmetrical sub-basins whose sedimentation was concentrated in the following sub-basins Cundinamarca; Tablazo–Magdalena and Cocuy; Upper Magdalena Valley (UMV), and Manchiques long narrow Sub-basin. Normal faults were active until early Albian, but since the middle Albian the basin was controlled mainly by the eustatic sea level. Colombian Cretaceous sedimentary deposition began during Berriasian when marine conditions advanced from the west invading the Cundinamarca Sub-basin and the Cocuy and Tablazo–Magdalena sub-basins. In Hauterivian times the Macizo de Floresta was also invaded. During Barremian transgression the UMV and Cesar sub-basins were flooded and in Aptian reached the Cocuy Sub-basin and the marine communication was established with Venezuela.

**Key words:** East of the San Jerónimo Fault, sedimentary history, Cretaceous, lithostratigraphic units, chronostratigraphic units, Geological Map of Colombia.

<sup>1</sup> tgaon001@fiu.edu  
British Petroleum America,  
Houston, Estados Unidos de  
América

En la página anterior:  
Hoja 2 del MGC 2015

## Introducción

Para la integración de las 500 unidades litoestratigráficas del Cretácico, que tienen los mapas geológicos del Servicio Geológico Colombiano (SGC) al este de la Falla Cauca–Almaguer, se realizó este trabajo que permitió agruparlas en unidades cronoestratigráficas para el Mapa Geológico de Colombia (MGC) a escala 1:1 000 000 y el Atlas Geológico de Colombia (AGC) a escala 1:500 000.

Este trabajo consistió en la revisión de estas 500 unidades geológicas reportadas en cada uno de los mapas compilados en el MGC, que incluyó los siguientes atributos: mapa geológico revisado, escala, autores del mapa y/o memoria, nombre y litología de la unidad litoestratigráfica, edad asignada a la unidad litoestratigráfica en el mapa geológico o en el informe cartográfico original, método de datación utilizado en la referencia original, edad recomendada para la unidad litoestratigráfica de acuerdo a la evaluación de la información paleontológica disponible en cada región, referencias bibliográficas consideradas para recomendar la edad, comentarios, y código recomendado para la unidad cronoestratigráfica en el MGC (Gaona Narváez, 2005).

Para construir el código de las unidades cronoestratigráficas de las rocas del Cretácico se usan las notaciones de edad tomadas de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional de Cohen *et al.* (2013) y que es reproducida en este volumen, ver Figura 3 de Gómez *et al.* (2015a). Después de la notación va un guion que es seguido de la letra S que indica que son rocas sedimentarias. Los ambientes de acumulación, que se representan en el código con una letra en minúscula, son: continental (c), transicional (t), marino (m) y sus combinaciones.

La agrupación de unidades litoestratigráficas para el MGC y AGC se realizó siguiendo los siguientes criterios:

- ✦ Unidades del Cretácico Inferior depositadas en ambientes predominantemente continentales a transicionales (sistemas fluviales, llanuras deltaicas, pantanos costeros, llanuras intermareales y abanicos costeros).
- ✦ Unidades del Cretácico Inferior depositadas en ambientes predominantemente marinos.
- ✦ Unidades del Cretácico Superior depositadas en ambientes predominantemente marinos.
- ✦ Unidades del Cretácico terminal y del Paleoceno depositadas en ambientes predominantemente transicionales.

La asignación de edades a las unidades cartografiadas al este de la Falla de San Jerónimo es un ejercicio con un grado de error implícito, relacionado con una o varias de las siguientes situaciones de los trabajos geológicos utilizados como base:

- ✦ Falta de control bioestratigráfico al tiempo con la cartografía geológica. Unidades del Cretácico Inferior depositadas en ambientes predominantemente marinos.
- ✦ Extensión de nombres y edades de unidades litoestratigráficas con el solo argumento de la semejanza litológica, por grandes distancias y hacia cuencas estratigráficas diferentes (p. ej. Fm. La Luna, Fm. Hondita, Fm. Lomagorda).
- ✦ Definición y extensión de unidades litoestratigráficas sin tener mayor conocimiento de su edad en la región tipo y en las nuevas regiones hacia donde la unidad es extendida (p. ej. Fm. Pacho, Fm. Simijaca).
- ✦ Diferencia en los criterios de nomenclatura y en los lími-

tes de las unidades entre los trabajos cartográficos (generalmente sin control de edades) y bioestratigráficos.

- ✦ Ausencia total de trabajos bioestratigráficos en amplias regiones.
- ✦ Mal interpretación de los resultados paleontológicos y biocronológicos.
- ✦ Aplicación conjunta de herramientas macro y micro-paleontológicas para asignación de edades sin que sus zonaciones estén calibradas entre sí.
- ✦ Asignaciones de edad basadas en localidades fosilíferas aisladas, con fósiles no diagnósticos o con fósiles que requieren revisión paleontológica.

De esta manera, se pueden establecer algunas regiones donde las asignaciones de edad son más confiables y más precisas como la península de La Guajira; la sierra nevada del Cocuy; la región cubierta por los cuadrángulos J-12 y L-10, y las planchas 190 Chiquinquirá y 209 Zipaquirá. También, se pueden mencionar ciertas regiones donde las asignaciones de edad son poco confiables como extremos sur, occidental y oriental del Valle Superior del Magdalena; cuencas del Putumayo y del Catatumbo; cuadrángulo I-13 Málaga; piedemonte oriental de la cordillera Oriental, y planchas 172 Paz de Río y 192 Laguna de Tota.

Finalmente, las limitantes y el grado de error en los agrupamientos de unidades cronoestratigráficas para el MGC y AGC en el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior están condicionados por tres aspectos prácticos:

- ✦ Como ya se mencionó, la información base para la construcción del MGC y AGC es litoestratigráfica, generalmente sin control bioestratigráfico paralelo a la cartografía.
- ✦ Los límites cronológicos no siempre coinciden con los litológicos, por lo que a menudo el límite entre el Cretácico Superior y el Cretácico Inferior se encuentra al interior de una unidad litoestratigráfica. Esto conlleva a que el límite práctico (o límite de las unidades cronoestratigráficas del MGC y AGC) tenga que ser desplazado para hacerlo coincidir con un límite litológico.
- ✦ Los límites cartográficos de una unidad no son necesariamente los mismos en la plancha vecina ni todas las planchas tienen el mismo detalle cartográfico, por lo tanto, el límite práctico entre Cretácico Superior y Cretácico Inferior está condicionado a un límite litológico que pueda continuarse cartográficamente de una plancha a otra y que no necesariamente coincide con el límite verdadero.

Así, el límite entre Cretácico Inferior y Cretácico Superior en el MGC y AGC, que teóricamente coincide con el límite entre el Albiano y el Cenomaniano, en realidad oscila entre el Albiano medio y el Cenomaniano.

Para una mayor comprensión del texto se recomienda ver las figuras del Cretácico de los Mapas de distribución de facies sedimentarias y armazón tectónico de Colombia de Cáceres *et al.* (2003).

La Tabla 1 muestra los códigos de las unidades cronoestratigráficas y las unidades litoestratigráficas de las sedimentos del Berriasiano hasta el Maastrichtiano (al este de la cordillera Central), tal y como fueron agrupados en el MGC (Gómez *et al.*, 2015b).

**Tabla 1.** Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano, incluidas en las unidades cronoestratigráficas para el Mapa Geológico de Colombia.

La Guajira, Perijá, Cuenca del Cesar–Ranchería, Cuenca del Catatumbo	Subcuenca de Tablazo–Magdalena, macizo de Santander y oeste de la Subcuenca de Cundinamarca	Subcuenca del Cocuy y este de la Subcuenca de Cundinamarca	Cuenca del Valle Superior del Magdalena, cordillera Central y Cuenca del Putumayo
<b>b1?b4–Sct:</b> Fm. Río Negro	<b>b1–Sct:</b> Fm Arcabuco, techo de la formación Arcabuco (Renzoni <i>et al.</i> , 1967), Fm. Los Santos, Fm. Tambor y Fm. Cumbre.	<b>b2b5–Sctm:</b> Fm. Río Negro	<b>b4?b6–Stm:</b> Fm. Caballos
<b>b2b5–Sctm:</b> Fm. Río Negro	<b>b1b2–Sctm:</b> Fm. Útica y Fm. Murca (Ulloa <i>et al.</i> , 1998a)	<b>b1b5–Stm:</b> Fm. Lutitas de Macanal y Fm. Arenisca de Las Juntas	<b>b5b6–Sctm:</b> Fm. Caballos
<b>b1b2–Sctm:</b> Fm. Palanz	<b>b2b6–Sm:</b> Fm. Rosablanca, Fm. Ritoque, Fm. Paja, Fm. Tablazo, Fm. San Gil Inferior, Fm. San Gil Superior, Fm. Simití, Fm. Tibú–Mercedes (Vargas <i>et al.</i> , 1976; Vargas <i>et al.</i> , 1981; Ward <i>et al.</i> , 1973), Fm. Aguardiente (Vargas <i>et al.</i> , 1976; Vargas <i>et al.</i> , 1981; Ward <i>et al.</i> , 1973), conjunto arenoso–lutítico (Rodríguez & Ulloa, 1984), conjunto lutítico (Rodríguez & Ulloa, 1984), G. La Palma (Rodríguez & Ulloa, 1984), Fm. Trincheras, Fm. Socotá, Fm. Capotes, Fm. Hiló, Fm. El Peñón (Ulloa <i>et al.</i> , 1998a) y G. Villeta (Moreno & Rubiano, 1989)	<b>K1–Sct:</b> Fm. Río Negro	<b>b5b6–Sctm:</b> Fm. Caballos y Fm. Yaví
<b>b2k1–Sm:</b> Fm. Moina, Fm. Yuruma superior, Fm. Cogollo inferior y Fm. Maraca.	<b>b2b6–Stm:</b> Fm. La Naveta, Fm. Trincheras, Fm. Socotá, Fm. Capotes y Fm. Hiló.	<b>b1–Sctm:</b> Brechas de Buenavista, capas de la laguna de Chingaza (Renzoni, 1965), Fm. calizas del Guavio, conglomerado basal (Renzoni, 1965), arcillas intermedias (Renzoni, 1965) y conglomerado superior (Renzoni, 1965).	<b>b5?k6–Sctm:</b> rocas sedimentarias de la quebrada Barranco (Esquivel <i>et al.</i> , 1985; Gómez <i>et al.</i> , 1999), arenitas, lúditas y shales del río Medarco (Murillo <i>et al.</i> , 1982), Fm. Coquiyú (Marquinez <i>et al.</i> , 2001), Conglomerado de San Antonio, Lodolitas El Pedregal y Arenitas Blancas del Cerro Tambor (Ruiz & Marquinez, 2003; Marquinez & Ruiz, 2003).
<b>b4k1–Sm:</b> G. Cogollo	<b>b2k1–Sm:</b> Fm. Tibasosa y Fm. Une.	<b>b1k1–Sm:</b> Parte media del G. Cáqueza (Renzoni, 1965), Fm. Alto de Cáqueza (Renzoni, 1965), Fm. Fómeque, Fm. Une, Fm. Lutitas de Macanal y Fm. Arenisca de las Juntas.	<b>b6k1?–Sctm:</b> Fm. Caballos
<b>b4b6–Sm, b5b6–Sm:</b> Fm. Tibú–Mercedes, Fm. Aguardiente y Fm. Uribante.	<b>b2k1–Sm:</b> Fm. Rosablanca, Fm. Paja, Fm. Tablazo y Fm. Simití (Ward <i>et al.</i> , 1973).	<b>b2b5–Sctm:</b> conglomerados del río Gallo (Acosta <i>et al.</i> , 1999b)	<b>b6k5–Sm:</b> Fm. Villeta
<b>b5k6–Sm:</b> G. Cogollo, Fm. La Luna y Fm. Molino.	<b>b4k1–Sm:</b> Fm. Tablazo y Fm. Simití (Clavijo <i>et al.</i> , 1992; Royero, 1994 y Royero <i>et al.</i> , 1994)	<b>b5k1–Sm:</b> Fm. Tibú–Mercedes, Fm. Aguardiente, Fm. Apón y Fm. Une.	<b>k1?k5–Sm:</b> Fm. Villeta
<b>b6k6–Stm:</b> Fm. Cogollo, Fm. La Luna y Fm. Colón–Mito Juan.	<b>b6k6–Stm:</b> Fm. Pacho, Areniscas de Chiquinquirá, Fm. Simijaca, Fm. La Frontera, Fm. Conejo, G. Guaguaquí, G. Oliní, Fm. Córdoba, nivel de arenitas y lutitas (Acosta <i>et al.</i> , 1999a), Fm. La Tabla, Fm. Puerto Romero (Rodríguez & Ulloa, 1992) y G. Guadalupe.	<b>k1k4–Sm:</b> Fm. Chipaque	<b>b6k6–Stm:</b> Fm. Villeta, nivel de lutitas y calizas (Núñez <i>et al.</i> , 1984), calizas del Tetuán, shale de Bambucá, Fm. Hondita, Fm. Lomagorda, G. Oliní, nivel de Lutitas y Arenas (Acosta <i>et al.</i> , 1999a), Fm. la Tabla y Fm. Monserrate.
<b>k2k6–Sm:</b> Fm. La Luna, Fm. Molino y Fm. Guaramalay.	<b>k1?k5?–Sm:</b> Fm. La Luna (Clavijo <i>et al.</i> , 1992; Royero <i>et al.</i> , 1994)	<b>k1k6–Stm:</b> Fm. Chipaque, Fm. Capacho, Fm. La Luna (Fabre <i>et al.</i> , 1982 y 1983; Ulloa <i>et al.</i> , 1998), Fm. Los Pinos, Fm. Arenisca Tierna, Fm. Colón–Mito Juan, Fm. Guaduas (Fabre <i>et al.</i> , 1982 y 1983) y Fm. Guadalupe.	<b>k6E1–Stm:</b> Fm. Guaduala, Fm. Seca y Fm. Rumiayaco (INGEOMINAS & Geoestudios, 2003)
<b>k6E1–Sm:</b> Fm. Hato Nuevo	<b>k1k6–Stm:</b> Fm. Churuvita, Fm. San Rafael, Fm. Conejo, Fm. Guadalupe, Fm. Simijaca (Montoya & Reyes, 2003), Fm. La Frontera (Montoya & Reyes, 2003), Fm. Conejo (Montoya & Reyes, 2003), Fm. Lidita Superior (Montoya & Reyes, 2003), Fm. Arenisca Dura, Fm. Plaeners, Fm. Labor y Fm. Arenisca Tierna.	<b>k5E1–Stm:</b> G. Palmichal	
<b>k6E1–Stm:</b> Fm. Catatumbo	<b>k2k6–Sm:</b> Fm. Hondita, Fm. Loma Gorda, G. Oliní, nivel de Lutitas y Arenas, Fm. Cimarrona y Fm. La Tabla (Barrero & Vesga, 1976).	<b>k6E1–Stm:</b> Fm. Guaduas	
	<b>k2k6–Stm:</b> Fm. La Luna y Fm. Umir.		

## Contexto general

La historia sedimentaria cretácica en Colombia, al este de la Falla de San Jerónimo, está caracterizada por la existencia de cuencas extensionales que fueron lentamente invadidas por el mar en el Cretácico Temprano. En estas cuencas, ubicadas en la región trasera de un arco magmático, la sedimentación estuvo controlada por la actividad de fallas normales por lo menos hasta el Albiano temprano, y por variaciones en el nivel eustático entre el Albiano medio y el Maastrichtiano (Sarmiento, 2001). Dada la posición de estas cuencas extensionales, la sedimentación cretácica tuvo aportes de material clástico tanto del escudo de Guayana como de la antigua cordillera Central (Guerrero *et al.*, 2000; Guerrero, 2002a y b), y aportes de materiales arcillosos de origen volcanogénico en diferentes tiempos (Valanginiano–Hauteriviano, Albiano medio y Turoniano *cf.* Sarmiento, 2001).

La sedimentación del Cretácico Temprano estuvo concentrada principalmente en tres subcuencas amplias, asimétricas, limitadas por fallas normales y ubicadas en el actual Valle Medio del Magdalena y parte media de cordillera Oriental; las subcuencas son Tablazo–Magdalena, Cocuy y Cundinamarca. Las subcuencas del Cocuy y la de Tablazo–Magdalena estaban ubicadas respectivamente al este y al oeste de un sistema de bloques levantados por fallas normales en la posición actual de los macizos de Santander y Floresta. Hacia el norte y noreste, estas subcuencas continuaban como los surcos de Machiques y de Uribante situados en la posición actual de la serranía del Perijá y de los andes de Mérida, respectivamente. Al sur, las subcuencas del Cocuy y de Tablazo–Magdalena se unían formando la Subcuenca de Cundinamarca que era limitada al sur, a su vez, por una paleofalla de transferencia en sentido NW–SE (paleofalla de Nazareth) (Etayo Serna *et al.*, 1969; Fabre, 1985; Villamil, 1998; Sarmiento, 2001; Cáceres *et al.*, 2003).

Durante el Berriasiano, el mar avanzó desde el occidente invadiendo primero la Subcuenca de Cundinamarca y, luego, hacia el norte y noreste invadiendo las subcuencas del Cocuy y de Tablazo–Magdalena (Etayo Serna *et al.*, 1969). Desde el Hauteriviano, comenzó a inundarse progresivamente el macizo de Santander y, en el Barremiano, el dominio marino se extendió hasta sur de la Cuenca del Cesar y hasta el norte del Valle Superior del Magdalena (Etayo Serna *et al.*, 1969; Etayo Serna, 1994). A finales del Aptiano temprano comenzó el registro de episodios de avance marino al sur del Valle Superior del Magdalena (Vergara & Prössl, 1994), y con la trasgresión del Aptiano superior, finalmente, se establecen condiciones marinas en la sierra nevada del Cocuy, el Valle Superior del Magdalena y se establece la comunicación marina con Venezuela (Etayo Serna *et al.*, 1969; Fabre, 1985; Etayo Serna, 1994; Cáceres *et al.*, 2003). Al parecer, la tectónica extensiva afectó principalmente el este de las subcuencas del Cocuy y de Cundinamarca durante el lapso Berriasiano–Hauteriviano; en tanto que, en el lapso Aptiano–Albiano inferior, afectó principalmente el oeste de la Subcuenca de Cundinamarca y el Valle Superior del Magdalena (Sarmiento, 2001).

Entre el Albiano medio superior y el Santoniano (*cf.* zonación de amonitas de Etayo Serna, 1979), la sedimentación cretácica de Colombia estuvo controlada, principalmente, por cambios relativos en el nivel del mar que alcanzó sus mayores niveles durante el Albiano medio tardío, el Turoniano temprano y el Coniaciano temprano. El registro sedimentario del Cretácico medio y Superior evidencia, además, fenómenos de

anoxia en el fondo, alta productividad biológica y surgencia oceánica (Fabre, 1985; Föllmi *et al.*, 1992; Etayo Serna, 1994; Vergara, 1997a y b; Villamil, 1998; Villamil & Arango, 1998; Villamil *et al.*, 1999).

Las facies ricas en materia orgánica, repartidas en el registro cretácico de Colombia, mostrarían que el mar epicontinental estuvo sometido a prolongadas y repetidas condiciones de fondo anóxicas y subóxicas que, en algunos casos como el del límite Cenomaniano–Turoniano, tendrían relación con eventos globales (Villamil, 1998; Villamil & Arango, 1998). Adicionalmente, se presentan asociaciones de rocas silíceas, rocas ricas en materia orgánica y fosforitas atribuibles a procesos de surgencia oceánica que datan del Albiano medio, del Turoniano, del lapso Santoniano–Campaniano inferior y del Maastrichtiano. Se ha sugerido que la migración hacia el norte de la placa suramericana, situada al sur del Ecuador antes del Barremiano, indujo cambios paleoceanográficos que llevaron a la paulatina instalación de corrientes de surgencia oceánica en el Cretácico medio y Tardío de Colombia (Villamil *et al.*, 1999). Los depósitos influenciados por surgencia oceánica, que vieron su fin en Colombia durante el Maastrichtiano, persistieron en otras regiones de la margen sur del Tetis hasta el Eoceno (Föllmi *et al.*, 1992; Pufahl *et al.*, 2003).

Finalmente, entre el Campaniano superior y el Maastrichtiano, se registra la regresión del mar cretácico que da paso a la implantación de grandes zonas marginales marinas que marcan la transición hacia el Paleoceno en extensas regiones del país.

## Avance marino y distribución de facies durante el Berriasiano–Valanginiano

Durante el lapso Berriasiano–Hauteriviano, se configuran separadas por un alto estructural las subcuencas extensionales del Cocuy y de Tablazo–Magdalena, que al sur se unían en la Subcuenca de Cundinamarca. Estas subcuencas extensionales se formaron por la reactivación de sistemas de paleofallas normales, como en el caso de Guaicáramo, Chiscas, Boyacá y Bituima (Fabre, 1985; Sarmiento, 2001).

El mar Berriasiano avanzó desde la cordillera Central en sentido SE invadiendo la Subcuenca de Cundinamarca y, a partir de allí, avanzó hacia el norte y noreste invadiendo las subcuencas de Tablazo–Magdalena y del Cocuy, mientras que el macizo de Santander permanecía emergido (Etayo Serna *et al.*, 1969; Fabre, 1985; Sarmiento, 2001).

La sedimentación estuvo dominada por arenitas o conglomerados de origen fluvial o deltaico a comienzos del Cretácico en el surco de Machiques; en el norte de las subcuencas de Tablazo–Magdalena y del Cocuy, y en ciertos sectores al este de la Subcuenca de Cundinamarca (Fm. Río Negro, Fm. Los Santos, Fm. Arcabuco, Fm. Tambor, Fm. Los Medios, conglomerados del río Ele, Fm. Batá, Brechas de Buenavista, capas de la laguna de Chingaza, Fm. Cumbre) (Etayo Serna *et al.*, 1969; Fabre, 1985; Parra, 2000; Gaona, 2001; Etayo Serna *et al.*, 2003; Cáceres *et al.*, 2003).

El registro sedimentario de la ingresión marina es diacrónico en las diferentes subcuencas durante el Cretácico Temprano. El registro dataría del Berriasiano en las subcuencas de Tablazo–Magdalena, de Cundinamarca y del Cocuy (Fm. Cumbre, Fm. Batá, Brechas de Buenavista, capas de la laguna de Chingaza, Fm. Calizas del Guavio, Fm. Lutitas de Macanal),

y del Valanginiano inferior en el sur del macizo de Santander–Floresta (Fm. Ritoque y parte baja de la Fm. Tibasosa) (Huber & Wiedmann, 1986; Alzate & Bueno, 1994).

La línea de costa valanginiana, al sur de Subcuenca de Cundinamarca, estaría representada por la Fm. La Naveta (por reasignación de edad de amonitas, comunicación personal del Dr. F. Etayo Serna). En cambio, se distribuyeron plataformas calcáreas–evaporíticas en regiones intermareales y marinas someras en la Subcuenca de Tablazo–Magdalena y en fajas limitadas por fallas normales al este de la Subcuenca de Cundinamarca, entre el Berriasiano y el Valanginiano temprano (Fm. Rosablanca, Fm. Calizas del Guavio) (Alfonso, 1985; Mora, 2005), que indican condiciones climáticas áridas.

Concomitantemente, durante el Berriasiano–Valanginiano, el depósito de *shales* de prodelta y de plataforma media (Fm. Lutitas de Macanal) (Fabre, 1985; Cáceres *et al.*, 2003) predominó en el centro y sur de la Subcuenca del Cocuy, mientras que la sedimentación turbidítica predominó en la Subcuenca de Cundinamarca (parte media del G. Cáqueza, Fm. Lutitas del Macanal, Fm. Murca, Fm. Útica, parte inferior del G. Villeta) evidenciando inestabilidad asociada al movimiento de fallas normales (Villamil, 1998; Sarmiento, 2001).

Durante el Valanginiano, las faunas de amonitas eran de afinidad suramericana–peruana (Etayo Serna, 1985).

Desde el punto de vista estratigráfico–secuencial, Guerrero (2002a) interpretó la serie, aquí considerada como del Berriasiano y Valanginiano, como una superposición de niveles retrogradacionales del Titoniano tardío y Berriasiano temprano (sistema transgresivo), de niveles agradacionales del Berriasiano tardío (sistema de alto nivel), de niveles progradacionales y agradacionales del Valanginiano temprano (sistemas regresivo y de bajo nivel), y de niveles retrogradacionales y agradacionales del Valanginiano tardío a Hauteriviano temprano (sistemas transgresivo y de alto nivel).

Las unidades cronoestratigráficas en las que fueron reunidas las unidades litoestratigráficas del Berriasiano–Valanginiano se muestran en la Tabla 1.

## Sedimentación durante el intervalo Hauteriviano–Barremiano

Durante el Hauteriviano y el Barremiano, el mar cretácico continuó su avance hacia el N–NE inundando progresivamente el macizo de Santander y el sur del actual valle del Cesar, generando a su paso extensas zonas de depositación de carbonatos de aguas someras; al tiempo que en el sur del país persistía el dominio continental (Etayo Serna *et al.*, 1969; Cáceres *et al.*, 2003).

Sedimentos arenosos aluviales o costeros deltaicos (Fm. Río Negro, Fm. Yaví, Fm. Arenisca de Las Juntas, conglomerados del río Gallo) predominaron durante el Hauteriviano en el surco de Machiques, en la Subcuenca del Cocuy, al oriente de la Subcuenca de Cundinamarca y en el Valle Superior del Magdalena. Carbonatos hauterivianos de aguas someras se depositaron al norte de la Subcuenca de Tablazo–Magdalena (Fm. Rosablanca *cf.* Morales & Colombian Petroleum Industry, 1958), en tanto que *shales* y arenitas de plataforma media (Fm. Fómeque, Fm. Arenisca de Las Juntas, Fm. Arenisca de Cáqueza) se depositaban en el sector oriental de la Subcuenca de Cundinamarca. Finalmente, *shales* de plataforma media y externa (Fm. Paja, G. Villeta) se depositaron en la Subcuenca de Tablazo–Magdalena,

al oeste de la Subcuenca de Cundinamarca y al oeste del macizo de Santander, estas facies persistieron en tales zonas hasta el Barremiano (Cáceres *et al.*, 2003).

El avance del mar barremiano hacia el norte del Valle Medio del Magdalena, el valle del Cesar y hacia el oriente del macizo de Santander produjo depósitos diacrónicos de carbonatos de aguas someras (Fm. Lagunita, Fm. Tibú–Mercedes, Fm. Rosablanca, Fm. Tibasosa) y *shales* de plataforma media (Fm. Paja); (Cáceres *et al.*, 2003). Entre el Barremiano y el Aptiano inferior se amplió, a pausas, el dominio marino hacia al sur de la latitud 4,5° N (Etayo Serna, 1994; Villamil, 1998), aunque predominó la existencia de un sistema deltaico en la parte norte del actual Valle Superior del Magdalena (Fm. Naveta y Fm. Caballos en la región de Payandé *cf.* Etayo Serna *et al.*, 1969).

Desde el punto de vista estratigráfico–secuencial, Villamil (1998) ha interpretado las series del Hauteriviano–Barremiano como un amplio sistema transgresivo a nivel regional que persistió hasta el Albiano temprano y que estuvo marcado por cortos intervalos regresivos, el principal de los cuales estaría ejemplarizado por la implantación de depósitos arenosos de plataforma sobre sucesiones turbidíticas (Arenisca de Cáqueza y Arenisca de Las Juntas cubriendo la Fm. Lutitas de Macanal) en la Subcuenca de Cundinamarca. Por otra parte, Guerrero (2002a y b) interpreta esta misma serie como una sucesión de niveles agradacionales del Valanginiano tardío al Hauteriviano temprano (sistema de alto nivel), de niveles progradacionales y agradacionales del Hauteriviano tardío (sistemas regresivo y de bajo nivel), y de niveles retrogradacionales del Barremiano (sistemas transgresivos).

La Tabla 1 muestra las unidades cronoestratigráficas en las que fueron agrupadas las unidades litoestratigráficas del Hauteriviano–Barremiano.

## Sedimentación durante el intervalo Aptiano–Albiano temprano

El registro estratigráfico del Aptiano inferior en Colombia es escaso (F. Etayo Serna, comunicación verbal), e incluso en ciertas regiones el Aptiano inferior al parecer se encuentra condensado (p. ej. Fm. Tibasosa; *cf.* Alzate & Bueno, 1994; Cuervo, 1995). El Aptiano superior presenta un registro más amplio indicando transgresión marina en amplias regiones del país y el establecimiento de la conexión marina con Venezuela (Etayo Serna *et al.*, 1969; Cáceres *et al.*, 2003).

Para el Aptiano y el Albiano temprano las faunas de moluscos tuvieron una clara afinidad mediterránea (Etayo Serna, 1985).

Sarmiento (2001) ha postulado que entre el Aptiano tardío y el Albiano temprano un periodo de rápida subsidencia afectó el flanco oeste de la cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena (sistemas de paleofallas de Bituima y de Chusma). Dicho evento sería el responsable, tanto de la ampliación de la cuenca marina cretácica hacia el sur del país como del depósito de turbiditas aptianas (Miembro Socotá) por inestabilidad tectónica.

Los primeros pulsos rápidos de invasión marina, en el sur de la cuenca del Valle Superior del Magdalena, se registraron a finales del Aptiano temprano (Fm. Yaví; Vergara & Prössl, 1994) y, durante el Aptiano tardío, la sedimentación marina se estableció casi en la totalidad de la cuenca (parte

media de la Fm. Caballos o Fm. El Ocal *cf.* Flores & Carrillo, 1994; Etayo Serna, 1994). Durante el Aptiano tardío, también se ampliaron las zonas marinas hacia el norte de la Cuenca del Cesar–Ranchería, hacia el oriente de la Cuenca del Catatumbo y hacia el norte de la Subcuenca del Cocuy, sectores en donde se depositaron carbonatos de aguas someras como los de las formaciones Lagunitas, Aguas Blancas, Tibú–Mercedes y Apón (Fabre, 1985; Cáceres *et al.*, 2003). En algunas regiones, los depósitos de carbonatos persistieron hasta el Albiano temprano (*sensu* Etayo Serna *et al.*, 1969). *Shales*, arenitas y calizas de plataforma media se depositaron en el sector norte del actual Valle Medio del Magdalena (Fm. Tablazo, Fm. San Gil Inferior) y al este de la cordillera Oriental (Fm. Fómeque). *Shales* de plataforma externa y turbiditas, como los del G. Villeta y la Fm. Socotá, se depositaron al sur del Valle Medio del Magdalena y el oeste de la actual cordillera Oriental (Cáceres *et al.*, 2003). Durante el Albiano temprano al oriente de la Subcuenca del Cocuy comienza la progradación de un delta cuyos depósitos corresponden a la Fm. Une (Fabre, 1985).

Guerrero (2002b) interpretó la serie aptiana–albiana inferior como una sucesión de niveles retrogradacionales y agradacionales del Aptiano (sistemas transgresivos y de alto nivel), y de niveles progradacionales y agradacionales del Albiano temprano (sistemas regresivo y de bajo nivel).

La Tabla 1 muestra las unidades cronoestratigráficas en las que se agruparon las unidades litoestratigráficas del Aptiano y del Albiano inferior al este de la Falla San Jerónimo.

### Sedimentación durante el intervalo Albiano medio–Cenomaniano

El Albiano medio en Colombia (*sensu* Etayo Serna, 1979; Etayo Serna, 1994) es un periodo de rápido aumento relativo del nivel del mar, con episodios de anoxia que se extendieron en amplias regiones de plataforma media y externa. El nivel del mar se mantuvo relativamente alto en el Albiano tardío, pero el registro sedimentario del vracónico (Albiano terminal) no se conservó en regiones como la serranía del Perijá (Erlich *et al.*, 1999) y la zona central de la cordillera Oriental (región de Chiquinquirá *cf.* control bioestratigráfico de F. Etayo Serna y T. Gaona en Terraza, 2004).

A comienzos del Cenomaniano, la zona de sedimentación se amplió hacia el este de la paleofalla de Guacáramo y, en el resto del Cenomaniano, el nivel marino fue más bajo y las facies más someras que las del Albiano medio y superior (Villamil *et al.*, 1999; Cáceres *et al.*, 2003). Las facies clásticas y de carbonatos de aguas someras, del Albiano superior y del Cenomaniano, son notablemente ricas en biostromas (específicamente tempestitas) de ostras de afinidad norafricana (Etayo Serna, 1985; Etayo Serna, 1994; Gaona, 2003).

Guerrero (2002b) interpretó la serie del Albiano medio al Cenomaniano como una sucesión de niveles retrogradacionales y agradacionales del Albiano medio a superior (sistemas transgresivos y de alto nivel), y de niveles progradacionales y agradacionales del Cenomaniano (sistemas regresivo y de bajo nivel).

Para el Albiano tardío y superior, un amplio cinturón de depósitos marinos someros arenosos o deltaicos (Fm. Une, Fm. Aguardiente) se extendía sobre el borde occidental del escudo, desde el sur del golfo de Maracaibo hasta el norte del macizo de Garzón, con una entrante en el área actual de

la serranía de la Macarena (Cáceres *et al.*, 2003). Carbonatos de aguas someras (Fm. Aguas Blancas, G. Cogollo, Fm. Capacho) se depositaron en la actual Cuenca de Cesar. *Shales* y arenitas de plataforma media se depositaron en la actual zona axial de la cordillera Oriental (Fm. San Gil Superior, Fm. Arenisca de Chiquinquirá, Fm. Simití). *Shales* de plataforma externa y minoritariamente cherts se depositaron al oeste de la cordillera Oriental y en el Valle Medio del Magdalena (Fm. Hiló, Fm. Simití). En el Valle Superior del Magdalena, la sedimentación arcillosa de plataforma (Fm. Tetuán, Fm. Hondita *sensu* Vergara, 1997b) suprayace a la sedimentación costera deltaica (Fm. Caballos *sensu* Flores & Carrillo, 1994).

Durante el Cenomaniano, en los Llanos Orientales se ubicaron zonas de sedimentación costera deltaica (*lower sandstone*). En la parte este de la actual cordillera Oriental se depositó una extensa faja de arenas y *shales* de plataforma media (Fm. Une, Fm. Chipaque, Fm. Aguardiente). En el norte del Valle Medio del Magdalena, en la Cuenca del Catatumbo y en el macizo de Santander se depositaron carbonatos de plataforma interna y media (Fm. Agua Blanca, Fm. El Salto, Fm. Capacho, Fm. Churuvita). En tanto que en extensas zonas de los valles Medio y Superior del Magdalena se depositaron carbonatos, arenas y lodos de plataforma media (parte superior de la Fm. Simití, Fm. El Salto, Fm. Arenisca de Chiquinquirá, Fm. Supatá, Fm. Villeta, Shale de Bambucá).

En la Tabla 1 se muestran las unidades cronoestratigráficas en las que se agruparon las unidades litoestratigráficas del Albiano medio–Cenomaniano al este de la Falla San Jerónimo.

### Sedimentación durante el Turoniano y el Coniaciano

A finales del Cenomaniano comienza una rápida transgresión marina que instaló, en el Turoniano y el Coniaciano, los mayores niveles marinos del dominio epicontinental cretácico de Colombia. Hay que anotar, sin embargo, que el pico de la transgresión marina se ha datado como Turoniano inferior en el valle del Magdalena y en la región axial de la cordillera Oriental (Villamil, 1998; Villamil & Arango, 1998; Villamil *et al.*, 1999), mientras que en la Subcuenca del Cocuy se ha datado como Coniaciano inferior (Fabre, 1985). Con la transgresión marina se instalaron condiciones anóxicas en extensas regiones de la plataforma, lo que hizo que la vida en el mar turoniano fuera muy escasa en los fondos —habitados casi exclusivamente por bivalvos inocerámidos—, pero más rica en la masa de agua. Corrientes marinas frías y muy ricas en vida planctónica mantuvieron en la columna de agua una rica cadena alimenticia neotónica que llegó hasta los reptiles (Etayo Serna, 1994; Páramo, 1997). Las faunas de amonitas presentes en Colombia para este periodo están compuestas por especies mediterráneas y afroamericanas.

En el Turoniano y el Coniaciano, facies finas ricas en materia orgánica estuvieron distribuidas ampliamente en diferentes cuencas, adicionalmente, la actividad volcánica depositó abundantes niveles de bentonitas, en especial, cerca del límite Cenomaniano–Turoniano (Villamil, 1998).

Durante el Turoniano, arenas y *shales* de mares someros (*lower sandstones*) ocuparon la actual Orinoquía; facies de carbonatos de aguas someras (Fm. Capacho) se sedimentaron en la Cuenca el Catatumbo y el macizo de Santander; *shales* y carbo-

natos de plataforma media (Fm. Chipaque) ocuparon una faja al este de la actual cordillera Oriental, y carbonatos de plataforma externa (Fm. La Luna, Fm. La Frontera, Fm. Villeta, Fm. Hondita, Fm. San Rafael, Fm. Simijaca *sensu* Montoya & Reyes, 2003) se distribuyeron en el valle del Cesar, en los valles Medio y Superior del Magdalena y gran parte de la cordillera Oriental, (Cáceres *et al.*, 2003). Por otra parte, rocas silíceas que datan del Turoniano inferior —como la Fm. La Frontera y miembro B de la Fm. San Rafael— se extienden ampliamente en la cordillera Oriental, según Villamil *et al.* (1999) su origen estaría relacionado con corrientes de surgencia oceánica, aunque no se descarta la influencia de aporte de materiales volcánicos en su formación.

El Coniaciano muestra una distribución de facies similar al Turoniano, sin embargo, en el macizo de Santander y la región del Cocuy se sedimentaron facies de carbonatos de plataforma externa (parte inferior de la Fm. La Luna, Fm. Chipaque) (Cáceres *et al.*, 2003). Adicionalmente, facies clásticas finas de plataforma externa, sedimentos silíceos y restos fosfáticos se depositaron en el Valle Superior del Magdalena y la región axial de la actual cordillera Oriental (Fm. Conejo, G. Villeta, Fm. Lomagorda); parte de estos depósitos mostrarían la influencia de corrientes de surgencia oceánica (Villamil *et al.*, 1999).

Las unidades cronoestratigráficas en las que se agruparon las unidades litoestratigráficas del Turoniano y el Coniaciano al este de la Falla San Jerónimo se muestran en la Tabla 1.

## Sedimentación entre el Santoniano y el Maastrichtiano

El registro sedimentario del Santoniano indica que este periodo comienza con un nivel del mar relativamente alto al que prosigue una caída relativa, que continúa con pequeñas variaciones hasta el Maastrichtiano. Adicionalmente, entre el Santoniano y comienzos del Maastrichtiano, fueron muy comunes los depósitos influenciados por corrientes de surgencia oceánica en Colombia que en algunas regiones muestra claras evidencias de condensación (Fabre, 1985; Föllmi *et al.*, 1992; Villamil *et al.*, 1999). Estos depósitos, que se vieron oscurecidos en nuestro país a causa de la regresión marina, persistieron en otras regiones del margen sur del Tetis hasta el Eoceno (Föllmi *et al.*, 1992; Pufahl *et al.*, 2003). Por otra parte, las faunas de moluscos de este periodo muestran una clara afinidad con las del Caribe (Etayo Serna, 1985).

En cuanto a la sedimentación, facies atribuibles a ambientes fluviales se distribuyeron entre el Santoniano y el Maastrichtiano al este, en la Orinoquia (Fm. Gachetá, G. La Macarena); facies arenosas de deltas costeros, zonas intermareales y mares someros se distribuyeron en el actual borde llanero y en el Valle Superior del Magdalena (G. Palmichal, Fm. Monserrate, Fm. La Tabla); arenas y lodos de plataforma media se distribuyeron en gran parte de la actual cordillera Oriental y el valle del Magdalena (Fm. Lidita inferior, parte superior de la Fm. Conejo, G. Guadalupe, Fm. El Cobre, Fm. Lidita Superior, Fm. Buscavidas, Fm. Umir), y facies de plataforma externa se distribuyeron en el Catatumbo (Fm. La Luna, Fm. Colón).

Las corrientes de surgencia, previamente nombradas, influenciaron la generación y distribución en diferentes zonas batimétricas de unidades con cherts, porcelanitas y fosforitas de edad Santoniano (Fm. Lidita inferior), Campaniano infe-

rior (Fm. Lidita Superior, Fm. Arenisca Dura) y Maastrichtiano (Fm. Plaeners de la sabana de Bogotá, Fm. Labor).

El desarrollo de sistemas de *braided* deltas, que descendían desde la cordillera Central y desembocaban en la región marina que cubría el sur del Valle Medio del Magdalena durante el Campaniano–Maastrichtiano temprano (Fm. Cimarrona), indicaría el inicio de la exhumación de la cordillera Central, cuyo frente de montaña migró hacia el este entre el Maastrichtiano y el Eoceno temprano (Gómez *et al.*, 2003).

La Tabla 1 muestra las unidades cronoestratigráficas en las que se agruparon las unidades litoestratigráficas del Santoniano al Maastrichtiano, al este de la Falla San Jerónimo.

## Referencias

- Acosta, J., Guatame, R., Torres, O. & Solano, F. 1999a. Geología de la plancha 245 Girardot. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Acosta, J., Caicedo, J.C. & Ulloa, C. 1999b. Geología de la plancha 265 Icononzo. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Alfonso, C.A. 1985. Los episodios evaporíticos de la Formación Rosablanca. En: Etayo Serna, F. & Laverde, F. (Editores), Proyecto Cretácico: Contribuciones. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, (16): XVII–XVI19. Bogotá.
- Alzate, J.C. & Bueno, M. 1994. Análisis estratigráfico secuencial de las rocas cretácicas de la parte oriental del departamento de Boyacá, municipios de Sogamoso, Belencito y Aquitania. Trabajo de pregrado, Universidad Nacional de Colombia, 121 p. Bogotá.
- Barrero, D. & Vesga, C. J. 1976. Mapa geológico del cuadrángulo K–9 Armero y mitad sur del cuadrángulo J–9 La Dorada. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Cáceres, C., Etayo Serna, F. & Cediell, F. 2003. Facies Distribution and Tectonic Setting through the Phanerozoic of Colombia, 17 mapas. Escala 1:2 000 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Clavijo, J., Barbosa, G., Bernal, L.E. *et al.* 1992. Geología de la plancha 75 Aguachica. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bucaramanga.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.–X. 2013. The ICS International Chronostratigraphic Chart. Episodes, 36(3): 199–204.
- Cuervo, E. 1995. Introduction to the sequence stratigraphy of the Cretaceous rocks in the Duitama–Aquitania Area, Eastern Cordillera of the Colombian Andes. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Geological Field Trips Colombia 3, p. 1–32. Bogotá.
- Erlich, R.N., Macsotay, I., Nederbragt, A.J. & Lorente, M.A. 1999. Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of Upper Cretaceous rocks of western Venezuela. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 153(1–4): 203–238.
- Esquivel, J., Flores, D. & Núñez, A. 1985. Geología de la plancha 301 Planadas. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Ibagué.
- Etayo Serna, F., Renzoni, G. & Barrero, D. 1969. Contornos sucesivos del mar Cretáceo en Colombia. I Congreso Colombiano Geológico. Memorias, p. 217–252. Bogotá.
- Etayo Serna, F. 1979. Zonation of the Cretaceous of central Colombia by ammonites. INGEOMINAS. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, (2): 186 p. Bogotá.
- Etayo Serna, F. 1985. Paleontología estratigráfica del Sistema Cretácico en la sierra nevada del Cocuy. En: Etayo Serna, F. & Laverde, F. (Editores), Proyecto Cretácico: Contribuciones. INGEOMINAS. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, (16): XXIV1–XXIV25. Bogotá.
- Etayo Serna, F. 1994. Epilogo: A modo de historia geológica del Cre-

- tácico en el Valle Superior del Magdalena. En: Etayo Serna, F. (Editor), Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Universidad Nacional, p. XXI–XXI5. Bogotá.
- Etayo Serna, F., Solé de Porta, N., de Porta, J. & Gaona, T. 2003. The Batá Formation of Colombia is truly Cretaceous, not Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(3): 113–117.
- Fabre, A. 1981. Geología regional de la sierra nevada del Cocuy plancha 137 El Cocuy, departamento de Boyacá e intendencia de Arauca. INGEOMINAS, Informe interno 1877, 254 p. Bogotá.
- Fabre, A., Osorio, M., Vargas, R. *et al.* 1982. Geología de la plancha 137 El Cocuy. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Fabre, A. 1983. Geología de la extremidad sur de la sierra nevada del Cocuy y los alrededores de la Salina y Sacama, plancha 153 Chita, Boyacá, Arauca y Casanare. INGEOMINAS, Informe interno 1911, 254 p. Bogotá.
- Fabre, A., Osorio, M., Vargas, R. *et al.* 1983. Geología de la plancha 153 Chita. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Fabre, A. 1985. Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la sierra nevada del Cocuy (cordillera Oriental de Colombia). En: Etayo Serna, F. & Laverde, F. (Editores), Proyecto Cretácico: Contribuciones. INGEOMINAS. Publicaciones Geológicas Especiales del INGEOMINAS, (16): XIX1–XIX20. Bogotá.
- Flores, M. & Carrillo, G. 1994. Estratigrafía de la sucesión litológica basal del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. En: Etayo Serna, F. (Editor), Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Universidad Nacional, p. III–II25. Bogotá.
- Föllmi, K.B., Garrison, R.E., Ramírez, P.C., Zambrano Ortiz, F., Kennedy, W.J. & Lehner, B.L. 1992. Cyclic phosphate-rich successions in the upper Cretaceous of Colombia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93(3–4): 151–182.
- Gaona, T. 2001. Los Moluscos bivalvos —excepto Trigonidae— de las formaciones Cumbre y Batá, y su significado Paleoambiental. Trabajo de pregrado, Universidad Nacional de Colombia, 163 p. Bogotá.
- Gaona, T. 2003. Les Bivalves de l’Albien et du Cenomanien de Colombia (Amérique du Sud). *Taxonomie, Paléobiogéographie et Paléoécologie. Mémoire du DEA Paléontologie et Environnements Sédimentaires*. Université Claude Bernard, Lyon 1. 50p. Villeurbanne, Francia.
- Gómez, E., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Hegarty, K., Kelley, S. & Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 115(2): 131–147.
- Gómez, J., Morales, C.J & Velandia, F. 1999. Geología de la plancha 322 Santa María. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Gómez, J., Nivia, Á, Montes, N.E., Almanza, M.F., Alcárcel, F.A. & Montoya, C.A. 2015a. Notas explicativas: Mapa Geológico de Colombia. En: Gómez, J. & Almanza, M.F. (Editores), Compilando la geología de Colombia: Una visión a 2015. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 33, p. 9–33. Bogotá.
- Gómez, J., Montes, N.E., Nivia, A. & Diederix, H., compiladores. 2015b. Mapa Geológico de Colombia 2015. Escala 1:1 000 000. Servicio Geológico Colombiano, 2 hojas. Bogotá.
- Guerrero, J., Sarmiento, G. & Navarrete, R. E. 2000. The stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega and Piedras. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, (25): 45–100. Bogotá.
- Guerrero, J. 2002a. A proposal on the classification of systems tracts: Application to the allostratigraphy and sequence stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 1: Berriasian to Hauterivian. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, (27): 3–25. Bogotá.
- Guerrero, J. 2002b. A Proposal on the Classification of Systems Tracts: Application to the Allostratigraphy and Sequence Stratigraphy of the Cretaceous Colombian Basin. Part 2: Barremian to Maastrichtian. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, (27): 27–49. Bogotá.
- Huber, K. & Wiedmann, J. 1986. Sobre el límite Jurásico–Cretácico en los alrededores de Villa de Leiva, departamento de Boyacá, Colombia. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana* (15): 81–92.
- INGEOMINAS & Geoestudios. 2003. Geología de las planchas 367 Gigante, 368 San Vicente del Caguán, 389 Timaná, 390 Puerto Rico, 414 El Doncella y parte de la plancha 391 Lusitania. Escala 1: 200 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Marquín, G., Morales, C. & Núñez, A. 2001. Geología de la plancha 344 Tesalia. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Marquín, G. & Ruiz, S. 2003. Geología de la plancha 343 Silvia, escala 1:100 000: Memoria explicativa. INGEOMINAS, 106 p. Bogotá.
- Montoya, D. & Reyes, G. 2003. Geología de la plancha 209 Zipaquirá. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Mora, A. 2005. Levantamiento de información estratigráfica y estructural de los cinturones esmeraldíferos de la cordillera Oriental. INGEOMINAS, informe interno, 152 p. Bogotá.
- Morales, L.G. & Colombian Petroleum Industry. 1958. General geology and oil occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia: South America. En: Weeks, L.G. (Editor), *Habitat of Oil. A Symposium*. American Association of Petroleum Geologists, Special volume, p. 641–695. Tulsa, Estados Unidos de América.
- Moreno, J.M. & Rubiano, J.L. 1989. Eastern Magdalena Valley, Colombia. Area 2 Geologic Map. Earth Sciences and Resources Institute y Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá. Escala 1: 100 000. Bogotá.
- Murillo, A., Esquivel, J., Arboleda, C. & Flóres, D. 1982. Mapa geológico preliminar plancha 281 Rioblanco. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Núñez, A., Mosquera, D. & Vesga, C.J. 1984. Geología de la plancha 263 Ortega. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Ibagué.
- Páramo, M.E. 1997. Les Vertébrés marins du Turonien de la Vallée supérieure du Magdalena, Colombie. *Systématique, Paléoécologie et Paléobiogéographie*. Tesis de doctorado, Universidad de Poitiers, 174 p. Poitiers, Francia.
- Parra, M. 2000. Estratigrafía y petrografía del Cretácico Inferior en el parque nacional natural Chingaza y la cuenca alta del río Guatiquía, Cundinamarca y Meta, Colombia. Trabajo de pregrado, Universidad Nacional de Colombia. Bogotá.
- Pufahl, P.K., Grimm, K.A., Abed, A.M. & Sadaqah, M.Y. 2003. Upper Cretaceous (Campanian) phosphorites in Jordan: implications for the formation of a south Tethyan phosphorite giant. *Sedimentary Geology*, 161(3–4): 175–205.
- Renzoni, G. 1965. Geología del cuadrángulo L–11, Villavicencio. Escala 1:200 000. Servicio Geológico Nacional. Bogotá.
- Renzoni, G., Rosas, H. & Etayo Serna, F. 1967. Geología de la plancha 191 Tunja. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Rodríguez, E. & Ulloa, C.E. 1984. Mapa Geológico plancha 189 La Palma. Escala 1:100 000, INGEOMINAS. Bogotá.
- Rodríguez, E. & Ulloa, C.E. 1992. Geología de la plancha 169 Puerto Boyacá. INGEOMINAS, Informe interno 2165, 37 p. Bogotá.

- Royero, J.M., Clavijo, J., Bernal, L.E. & Barbosa, G. 1994. Geología de la plancha 65 Tamalameque. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bucaramanga.
- Royero, J.M. 1994. Geología de la plancha 65 Tamalameque (departamentos de César y Bolívar). INGEOMINAS, Informe interno 2185, 77 p. Bucaramanga.
- Ruiz, S. & Marquínez, G. 2003. Geología de la plancha 343 Silvia. Escala 1:100 000. INGEOMINAS, 106 p. Bogotá.
- Sarmiento, L.F. 2001. Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. Tesis de doctorado, Vrije Universiteit, 295 p. Amsterdam, Holanda.
- Terraza, R. 2004. Significado facial y cartografía geológica de la Arenisca de Chiquinquirá en alrededores de la localidad tipo. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia. 218 p. Bogotá.
- Ulloa, C., Rodríguez, E. & Escovar, R. 1998a. Geología de la plancha 192 Laguna de Tota. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Ulloa, C., Acosta, J.E. *et al.* 1998b. Geología de la plancha 208 Villeta. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. & Téllez, N.A. 1976. Geología de la plancha 136 Málaga. Escala 1:100 000. INGEOMINAS. Bogotá.
- Vargas R., Arias, A., Jaramillo, L. & Téllez, N.A. 1981. Geología del Cuadrángulo I-13, Málaga. INGEOMINAS. Boletín Geológico, 24(3):1-76. Bogotá.
- Vergara, L. & Prössl, K. 1994. Dating the Yaví Formation (Aptian, Upper Magdalena Valley, Colombia), palinological results. En: Etayo Serna, F. (Editor), Estudios Geológicos del Valle Superior del Magdalena. Universidad Nacional, p. XVII-XVIII14. Bogotá.
- Vergara, L. 1997a. Cretaceous black *shales* in the Upper Magdalena Valley, Colombia. New Organic Geochemical Results (part II). Journal of South American Earth Sciences, 10 (2), 133-145.
- Vergara, L. 1997b. Stratigraphy, foraminiferal assemblages and paleoenvironments in the Late Cretaceous of the Upper Magdalena Valley, Colombia (part I). Journal of South American Earth Sciences, 10(2): 111-132.
- Villamil, T. 1998. Chronology, relative sea level history and a new sequence stratigraphic model for basinal Cretaceous facies of Colombia. En: Pindell, J. & Drake, C. (Editores), Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America. SEPM (Society of Sedimentary Geology), Special Publication 58, p. 161-216.
- Villamil, T. & Arango, C. 1998. Integrated stratigraphy of latest Cenomanian and early Turonian facies of Colombia. En: Pindell, J. & Drake, C. (Editores), Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America. SEPM (Society of Sedimentary Geology), Special Publication 58, p. 129-159.
- Villamil, T., Arango, C. & Hay, W. 1999. Plate tectonic paleoceanographic hypothesis for Cretaceous source rocks and cherts of northern South America. En Barrera, E. & Johnson, C.C. (Editores), Evolution of the Cretaceous Ocean-Climates System. Geological Society of America Special Paper 332, p. 199-202. Boulder, Colorado.
- Ward, E.D., Goldsmith, R., Cruz, J. & Restrepo, H. 1973. Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona. INGEOMINAS. Boletín Geológico, 21(1-3): 1-132. Bogotá.



**Tatiana GAONA NARVÁEZ** es Ph.D. de la *Florida International University*. Tiene experiencia de laboratorio y campo en temas de estratigrafía regional, geoquímica de depósitos ricos en materia orgánica y depósitos marinos someros, como también en la integración de datos paleontológicos, geoquímicos y sedimentológicos para evaluar la relación entre factores ambientales globales, regionales y locales que controlan la acumulación de facies ricas en materia orgánica durante periodos de gran acumulación de C, como los Eventos Anóxicos Oceánicos. Trabajó para el SGC del 2002 al 2005 como paleontóloga y definió las unidades cronoestratigráficas del Cretácico para el Mapa Geológico de Colombia. También ha trabajado para el *Smithsonian Tropical Research Institute*, la Universidad Nacional de Colombia sede Bogotá, la Universidad Industrial de Santander y Chevron. En la actualidad trabaja con la *British Petroleum America*.