

Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades paleógenas en el Sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental

Stratigraphy, provenance, subsidence and exhumation of the Paleogene succession in the Usme Syncline, southern axial zone of the Eastern Cordillera

Germán Bayona^{1,2}, Omar Montenegro^{1,2}, Agustín Cardona^{1,2}, Carlos Jaramillo^{1,2}, Felipe Lamus^{1,2}, Sara Morón^{1,2}, Luiz Quiroz^{1,2}, María C. Ruíz^{1,2}, Víctor Valencia³, Mauricio Parra⁴, Daniel Stockli⁵

¹Corporación Geológica ARES, *gbayona@cgaes.org*, Calle 44A N. 53-96, Bogotá, Colombia.

²Smithsonian Tropical Research Institute, Box 0843-03092, Balboa, Ancon Republic of Panama.

³Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, USA.

⁴Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam, Golm, Germany.

⁵Department of Geology, University of Kansas, Lawrence, Kansas 66045

Bayona, Germán; Montenegro, Omar; Cardona, Agustín; Jaramillo, Carlos; Lamus, Felipe; Morón, Sara; Quiroz, Luiz; Ruíz, María C.; Valencia, Víctor; Parra, Mauricio; Stockli, Daniel (2010): Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades Paleógenas en el Sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. [*Stratigraphy, provenance, subsidence and exhumation of the Paleogene succession in the Usme Syncline, southern axial zone of the Eastern Cordillera*] GEOLOGÍA COLOMBIANA, Vol. 35, pp. 5-35. Bogotá, Colombia.

Artículo de Investigación Científica Manuscrito recibido: 30 de mayo 2010; aceptado: 30 de septiembre 2010

Resumen

Se efectuaron análisis estratigráficos, procedencia y termocronología en los 2200 metros de la sucesión Paleógena en el sector sur de la zona axial de la Cordillera Oriental (Sinclinal de Usme), permiten establecer la evolución tectónica y paleogeográfica de este sector de la Cordillera Oriental. El análisis sedimentológico permite identificar un dominio de ambientes continentales con leves incursiones salobres y desarrollo de pantanos. La composición de las areniscas cambia, de base a techo, de cuarzoarenitas a sublitoarenitas para las formaciones Guaduas y Cacho, y a sublitoarenitas y litoarenitas feldespáticas para la Formación Bogotá. Siguiendo hacia el techo, la composición tiende a ser más cuarzosa en la unidad más superior de la Formación Bogotá, y en las formaciones Regadera y Usme son cuarzoareniscas. La asociación de minerales pesados sigue la misma tendencia de madurez composicional de las areniscas, reportándose minerales inestables (hornblenda, talco, clinozoisita) en la parte media de la Formación Bogotá; este nivel consiste de depósitos volcanoclásticos con circones volcánicos de edad 56.2 ± 1.6 Ma. La población de edades de circones detríticos, la presencia de glauconita retrabajada, el retrabajamiento de polen de edad Campaniano-Maastrichtiano en la base de la Formación Bogotá y en la Formación Regadera, y el cambio composicional de las areniscas entre las formaciones Cacho-Bogotá y Regadera-Usme nos permite inferir una procedencia del Occidente (Cordillera Central y estructuras occidentales de la Cordillera Oriental) para las formaciones Cacho y Bogotá (Paleoceno inferior-Eoceno inferior). Las areniscas cuarzosas de las formaciones Regadera y Usme (Eoceno medio – Oligoceno inferior) proceden de cobertera cretácica involucradas en estructuras al oriente del Sinclinal de Usme. Las tasas de subsidencia tectónica del Paleoceno-Eoceno inferior son más altas que las registradas durante el Eoceno medio-Oligoceno temprano. Esta disminución en la tasa de subsidencia coincide con el inicio de la exhumación en el Oligoceno temprano y el cese del registro sedimentario en la zona axial de la Cordillera.

Palabras clave: Sinclinal de Usme, procedencia, Paleógeno, volcanismo.

Extended abstract

Stratigraphic, provenance and thermochronological analyses in the 2.2 km thick Paleogene succession of the southern axial zone of the Eastern Cordillera (Usme Syncline, Fig. 1) allow proposing a tectonic and paleogeographic evolution of this region. Four stratigraphic units were studied along the Mochuelo creek: the upper Guaduas Formation, and the complete sections of the Cacho, Bogotá and Regadera formations (Fig. 2). The top of the Paleogene succession (upper segment of the Usme Formation) was surveyed in the Buenavista creek (Fig. 1). Sedimentological and palynological analyses indicate the dominance of continental environments for most of the Paleogene succession with short periods of lacustrine deposition and brackish-water incursions in the lower Cacho and upper Regadera formations (Figs. 2 and 3). The pollen association in the Bogotá Formation indicates a late Paleocene-early Eocene age for this unit, whereas the contact with the Regadera Formation is in the early-middle Eocene range. Late Eocene pollen association was identified at the top of the Regadera Formation, and the pollen association in the Usme Formation assigned an early Oligocene age (Fig. 4). Provenance analysis includes the integration of sandstone petrography, heavy mineral association, and detrital zircon geochronology (Fig. 5). Sandstone compositional maturity decreases up section from quartzarenites and sublitharenites in Guaduas and Cacho formations to litharenites and feldspathic litharenites in the Bogotá Formation (Fig. 6), with a volcanoclastic interval in the middle of the Bogotá Formation. In contrast, compositional maturity increases upsection from the uppermost Bogotá Formation to the Regadera and Usme formations (Fig. 6). Provenance diagrams, lithic fragment distribution and petrofacies analysis of the Bogotá and Regadera formations suggest at least two different source areas (Figs. 7 and 8). Heavy mineral association change similarly to the sandstone composition, being the volcanoclastic interval in the middle Bogotá Formation with the highest concentration of unstable minerals such as hornblende, talc, clinozoisite, etc (Figs. 8 and 9); volcanic zircons of this interval reports an U/Pb age of 56.2 ± 1.6 Ma (Fig. 10). In addition to the Paleocene ages, other population ages (mainly 70-90 Ma; 220-290 Ma) reported in one sample of the Cacho and four samples of the Bogotá formations clearly indicate a source from the Central Cordillera of Colombia (Fig. 10) since early Paleocene time. Detrital zircon ages older than 500 Ma increased in the sample of the Regadera Formation; these ages were interpreted as reworking of the cretaceous sedimentary cover. This shift in sandstone composition, heavy mineral association and detrital zircon ages is coincident with a change from high subsidence rates in late Paleocene – early Eocene time to an interval of low subsidence rates in middle to late Eocene time (Fig. 11). Detrital zircon population, reworked cretaceous pollen and glauconite and the change in sandstone composition indicate provenance from westerly uplifts during the Paleocene-early Eocene (Central Cordillera and nearby uplifts with cretaceous cover), (Fig. 12a). Source areas for middle Eocene-lower Oligocene Regadera and Usme formations were composed of quartzose cretaceous rocks located to the east (Fig. 12b); at this interval the rate of tectonic subsidence decreased in comparison with Paleocene-early Eocene rates of subsidence (Fig. 11). Onset of exhumation in early Oligocene time (Tab. 7) coincides with culmination of deposition along the axial zone of the Eastern Cordillera.

Key words: Usme Syncline, Provenance, Paleogene, Volcanism.

Introducción

La identificación y datación de las unidades paleógenas acumuladas en ambientes continentales en la zona axial de la Cordillera Oriental, así como la identificación de las áreas positivas que aportaron los detritos terrígenos para esas unidades, tienen implicaciones en las interpretaciones paleogeográficas y paleotectónicas que precedieron al levantamiento vertical de la Cordillera Oriental de Colombia.

En el norte de la Sabana de Bogotá las unidades del Maastrichtiano-Eoceno han sido cartografiadas sin mayores controversias (formaciones Guaduas y Cacho; MacLaughlin & Arce 1975; Cuervo & Ramírez, 1985; Sarmiento, 1992; Montoya & Reyes, 2005); sin embargo, la definición de estas mismas unidades al sur de la Sabana de Bogotá continúa controversial. No todos los autores concuerdan con la postulación de la sección tipo de la Formación Bogotá (Julivert, 1963) en el flanco oeste del Sinclinal de Usme (Quebrada Zo Grande; ver

discusión en De Porta, 1974). Según Julivert (1963), la Formación Bogotá limita al este por el escarpe más prominente en el Sinclinal de Usme, el cual corresponde a la Formación Regadera, y así fue identificado en los estudios de Acosta & Beltrán (1987), Hoorn (1988), Montoya & Reyes (2005). Sin embargo, los trabajos de Cuervo & Ramírez (1985), Jaramillo *et al.* (1993) y Díaz (2010) lo identifican como Formación Cacho. Según Julivert (1963) y Hoorn (1988), la Formación Cacho corresponde a una unidad arenosa de 100 m de espesor que infrayace la sección tipo de la Formación Bogotá; Montoya & Reyes (2005) consideran ese escarpe como parte de la Formación Bogotá.

Si las unidades aflorantes en el Sinclinal de Usme y sus edades no están bien definidas, no podremos ubicar temporalmente los cambios en las tasas de acumulación y el inicio de la deformación reportada en el sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. Por ejemplo, Julivert (1963) indica la presencia de discordancias progresivas en las formaciones Bogotá, Regadera y Usme en el flanco oriental del Sinclinal de Usme, sugiriendo actividad tectónica en el área desde el Eoceno. Sin embargo, hacia el norte de la Sabana de Bogotá los contactos de las mismas unidades son conformes (Montoya & Reyes, 2005).

Además de la incertidumbre en la identificación de las unidades, se suma la incertidumbre de las posibles áreas fuentes para las areniscas del paleógeno en el Sinclinal de Usme y al norte de la Sabana de Bogotá. Hoorn *et al.* (1987), Hoorn (1988), Cuervo & Ramírez (1985), Jaramillo *et al.* (1993) y Torres (2003) consideran las areniscas de la Formación Cacho como un primer indicio de deformación al sur y este de la Sabana de Bogotá (Macizo de Quetame y cobertera sedimentaria suprayacente). Aalto (1972), Jaramillo *et al.* (1993) y Gómez *et al.* (2005) interpretan una procedencia desde el Escudo de Guyana. Calderón (2007) y Montenegro (2008) sugieren una procedencia desde la Cordillera Central debido a la alta presencia de fragmentos metamórficos y volcánicos. Hoorn (1988) reporta material volcánico en la Formación Bogotá, cuyo origen es aún desconocido.

Estudios recientes de termocronología (huellas de fisión en apatitos y circones: Mora *et al.*, 2008 y 2010; Parra *et al.*, 2009) indican que las estructuras que involucran el Macizo de Quetame y rocas de este

macizo no pueden considerarse como posible área fuente de estratos del Paleoceno. Las rocas del Macizo de Quetame y su cobertera sedimentaria de edad Valanginiana, o más antigua, estuvieron enterrados a una isoterma superior de 250 °C en el Mioceno temprano. El proceso de exhumación de esas rocas comenzó hace aproximadamente 18 Ma (Parra *et al.*, 2009), con un proceso rápido de exhumación por debajo de los 120 °C desde hace aproximadamente 3Ma (Mora *et al.*, 2008). Modelos inversos de huellas de fisión realizados al norte del área de estudio y en los dos flancos de la Cordillera (Mora *et al.*, 2010) documentan procesos de deformación desde el Oligoceno tardío en ambos flancos de la Cordillera, y en el Mioceno temprano en la zona axial; sin embargo, los autores infieren que el acortamiento en la zona axial comenzó desde el Eoceno tardío.

En este estudio se integra la información cartográfica, sedimentológica, estratigráfica, bioestratigráfica junto con diversos análisis de procedencia (petrografía, minerales pesados, retrabajamiento de polen y glauconita, geocronología de circones detríticos), subsidencia tectónica y exhumación con el objeto de documentar: (1) los procesos que controlaron la sedimentación de las unidades del Paleógeno en el sector sur de la Sabana de Bogotá, (2) las posibles causas de los cambios en los patrones de sedimentación con los cambios en la composición de las areniscas, y (3) la variación espacial y temporal de las áreas involucradas en la deformación durante el Paleógeno en el sector sur de la zona axial de la Cordillera Oriental.

El análisis integrado de estos resultados indican que las áreas fuente de los sedimentos del Paleógeno localizadas al oeste en el Paleoceno-Eoceno temprano cambian al este en el Eoceno medio-Oligoceno temprano, con el inicio de la exhumación de la zona axial para inicios del Oligoceno. Estos resultados deben integrarse al estudio de la evolución del Paleógeno de otros sectores de la zona axial de la Cordillera Oriental y sus cuencas adyacentes. Otro rasgo importante de las unidades del Paleógeno en el Sinclinal de Usme es el reporte del primer registro paleontológico de mamíferos en Colombia (Villaroel 1987), de la cual se logra una asignación a una edad Eoceno temprano en este estudio.

Antecedentes

Las unidades del Paleógeno en la Sabana de Bogotá han sido interpretadas principalmente como el registro

del avance de los sistemas deposicionales continentales sobre los ambientes marginales a marinos del Cretácico Superior (Van der Hammen, 1957; Hoorn, 1988; Sarmiento, 1992). Higuera *et al.* (1993) propone ambientes desde pantanos a llanuras de inundación en una zona influenciada por sistemas deltaicos para la Formación Guaduas. En el norte de la Sabana de Bogotá, Cuervo & Ramírez (1985) y Jaramillo *et al.* (1993) reportan las características sedimentológicas de la Formación Cacho interpretándola como canales amalgamados de corrientes trenzadas.

En el Sinclinal de Usme, Hoorn (1988) define la Formación Bogotá como el registro de llanuras de inundación y ríos meándricos, que la diferencian de las unidades litológicas infrayacente (Formación Cacho) y suprayacente (Formación Regadera), las cuales los interpreta como el registro de ríos trenzados. Acosta y Beltrán (1987) interpretan los depósitos de la Formación Regadera en el Sinclinal de Usme como sistemas fluviales contiguos a zonas paludales continentales y marismas. Hubach (1957), Van der Hammen (1957) y Hoorn *et al.* (1987) interpretan la Formación Usme, con datos palinológicos y litológicos, como el registro de ambiente salobre-marino que cambia a condiciones deltáicas hacia el tope con variaciones en condiciones de agua salobre. Hoorn *et al.* (1987) reportan en una muestra de la Formación Cacho *Verrustephanoporites simplex* y *Proxapertites operculatus* lo que sugiere una edad Paleocena para la Formación Cacho (Van der Hammen & García Mutis, 1965). En una muestra de la Formación Bogotá reportó *Foveotricolpites perforatus* y *Retibrevitricolpites triangulatus*; la ocurrencia de estos palinomorfos sugiere una edad de Paleoceno superior y Eoceno inferior. Villaruel (1987) reporta el hallazgo de *Etayoa bacatensis n. sp* en la parte superior de la Formación Bogotá, asignándole una edad Paleoceno medio (?). Este fósil es uno de los pocos reportes de mamíferos que se tienen para el Paleoceno en el norte de Suramérica.

Petrográficamente, los resultados de estudios previos en areniscas del Paleógeno al norte de la Sabana de Bogotá indican una composición de cuarzoareniscas para los niveles inferiores de la Formación Guaduas, mientras que en los superiores de la Formación Guaduas y en la Formación Cacho se clasifican como sublitoarenitas (Aalto, 1972; Sarmiento 1992, Torres, 2003; Calderón, 2007; Montenegro, 2008). Para el Sinclinal de Usme se reportan sublitoarenitas y litoarenitas para las formaciones Cacho y Bogotá, con presencia de plagioclasas zonadas

y vidrio recristalizado indicativo de material de origen volcánico (Hoorn, 1988). En contraste, las formaciones Regadera y Usme tienen un alto contenido de cuarzo (Acosta & Beltrán, 1987). Las direcciones de transporte de sedimentos reportadas indican una dirección de flujo hacia el norte y noreste para la Formación Cacho (Cuervo & Ramírez, 1985; Jaramillo *et al.*, 1993), y norte y oeste para la Formación Regadera (Acosta & Beltrán, 1987). Estos autores sugieren al Grupo Guadalupe y al Macizo de Quetame, como rocas fuente de los sedimentos de las formaciones Guaduas y Bogotá, expuestas en el Sinclinal de Usme, y el cratón para las unidades cuarzosas de las formaciones Cacho y Regadera.

Localización

El Sinclinal de Usme, al sur occidente de la ciudad de Bogotá, es una de las estructuras del segmento sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. Las unidades del Paleógeno fueron descritas en el flanco oeste del Sinclinal de Usme a lo largo de la Quebrada El Mochuelo, localidad sugerida como sección tipo de la Formación Bogotá por Hoorn (1988), y donde los estratos presentan altos buzamientos y polaridad invertida (Fig. 1). Aunque la base de la sección Paleógena se encuentra cubierta y en contacto fallado con las rocas del Grupo Guadalupe (Montoya y Reyes 2005), en este sector se realizó la medición y descripción de las formaciones Guaduas (segmento superior), Cacho, Bogotá y Regadera. El segmento inferior de la Formación Usme está cubierto por el relleno sanitario de Doña Juana, y el segmento superior de la Formación Usme fue medido en la Quebrada Buenavista, en el sector sur del Sinclinal de Usme (Fig. 1).

Estratigrafía y Sedimentología

Posterior a la identificación de las unidades formales cartografiadas, se realizó la descripción de estas unidades en una columna estratigráfica a escala 1:200 medida por el método del bastón de Jacob. A lo largo de esta sección se tomaron 135 muestras para palinología y 44 muestras para petrografía, de las cuales se seleccionaron 10 muestras para análisis de minerales pesados y 6 muestras para geocronología. Después de realizado el levantamiento estratigráfico se identificaron 5 litofacies de granulometría sedimentaria fina (carbón, lodos), 7 litofacies para las unidades detríticas arenosas sedimentarias, 4 litofacies para unidades conglomeráticas sedimentarias, 1 litofacies para las unidades de origen volcánico, y 1 litofacies para rocas volcano-sedimentarias. En la Tabla 1 se especifican las estructuras sedimentarias características de cada litofacie y el mecanismo de acumulación de cada una.

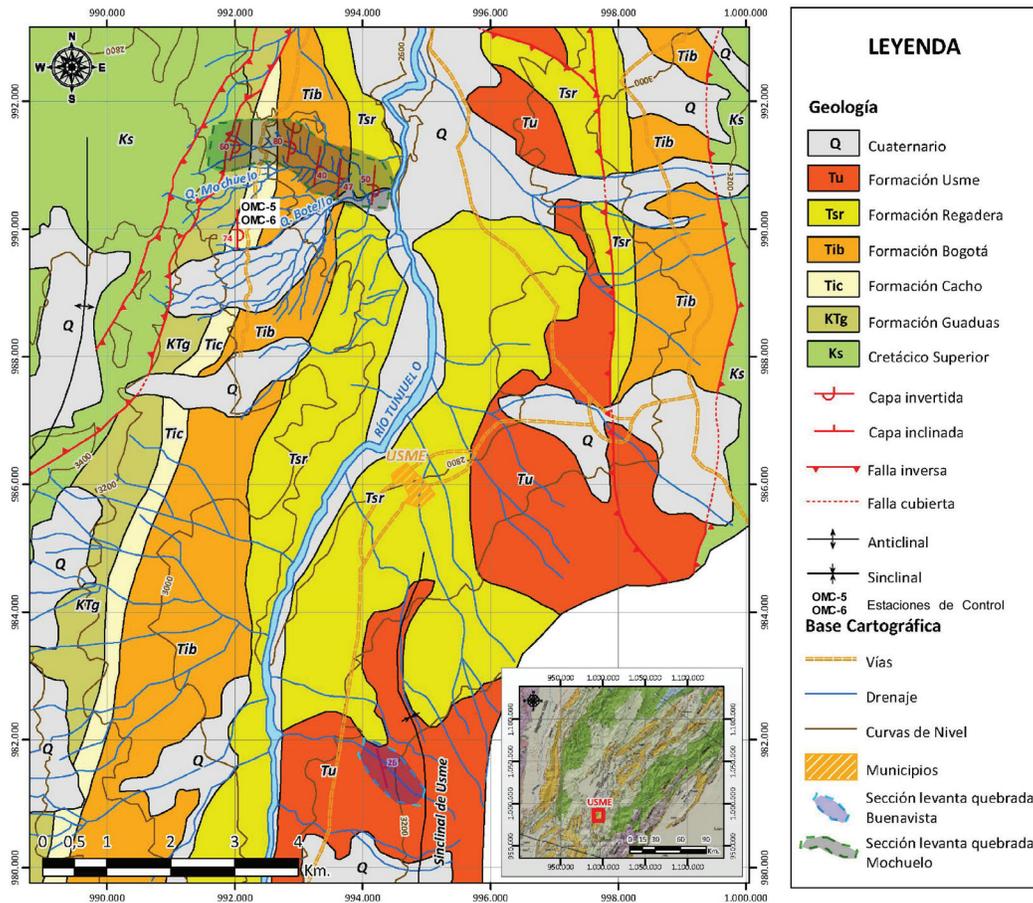


Figura 1. Mapa geológico del Sinclinal de Usme (modificado de Hoorn, 1988; Montoya y Reyes, 2005) con la ubicación general de las dos secciones estratigráficas, quebrada el Mochuelo (formaciones Guaduas, Cacho y Regadera) y quebrada Buenavista (Formación Usme), con muestras adicionales de petrografía de la Formación Cacho (OMC-5, OMC-6) (de la plancha topográfica del IGAC, 246 II B, escala 1:25000).

Figure 1. Geologic map of the Usme Syncline (modified after Hoorn, 1988; Montoya y Reyes, 2005) and regional location map of the two stratigraphic sections, Quebrada el Mochuelo (Guaduas, Cacho and Regadera Formations), and Quebrada Buenavista (Usme Formation), and additional samples of petrography for the Cacho Formation (OMC5- OMC6) from IGAC topographic map 246 II B scale 1:25000.

De las cinco unidades formales descritas (formaciones Guaduas, Cacho, Bogotá, Regadera y Usme), solamente la Formación Bogotá fue dividida en cuatro unidades informales y la Formación Usme en tres unidades informales. A continuación se describe el conjunto de litofacies característico para cada unidad (Fig. 2), y se realiza la interpretación de un ambiente sedimentario para la asociación de litofacies.

Formación Guaduas (unidad A)

Esta unidad corresponde a una morfología suave cuyo intervalo más inferior está cubierto. Un sistema de fallas con vergencia al Este coloca diferentes unidades del

Grupo Guadalupe con el segmento cubierto. Los 300 m superiores descritos de esta unidad se caracterizan por presentar a la base, múltiples intercalaciones de lodolitas rojizas macizas (Lmr) a lodolitas varicoloreadas (Lmm) con estructuras biogénicas formadas probablemente por raíces. En la parte media se presentan juegos de capas delgadas a medias de areniscas con restos vegetales (Ah). En el tope se presentan capas delgadas lenticulares de areniscas lodosas que posteriormente pasan a capas de areniscas lodosas (Amm y Am) con intraclastos (Figs. 3 y 5). Esta unidad se acumuló en un dominio de llanuras fluviales de inundación, con una alta preservación del desarrollo de paleosuelos.

Formación Cacho (unidad B)

El espesor medido fue de 103.5 m. El contacto inferior de esta unidad está marcado por la aparición de juegos de capas delgadas de geometrías onduladas de areniscas cuarzosas altamente cementadas (ALhe y Ao) con intraclastos intercaladas con lodolitas varicoloreadas (Ll y Lmm). En la parte media se observan espesos juegos de capas de areniscas con laminación horizontal y cruzada planar (Ah y Ap) con una intercalación de lodolitas grises moteadas (Lmg). Hacia el tope se presentan capas muy gruesas con geometrías canaliformes (Am) y escasas intercalaciones de lodolitas varicoloreadas (Lmg y Lmr) (Fig. 3, B333). La intercalación rítmica de areniscas y lodolitas con laminación ondulosa y heterolítica sugieren la influencia mareal en fondos de llanuras costeras. Hacia el tope se incrementa el registro de canales con un incremento en el régimen de energía, pasando de migración de barras de arena de fondo de canal a relleno rápido de la estructura del canal por depósitos arenosos de gravedad. Esta unidad registra el avance de dominios fluviales sobre las llanuras costeras.

Formación Bogotá (unidades C, D, E, F)

La unidad C, con 436.5 m de espesor, presenta en la base juegos de capas delgadas a medias de areniscas líticas subtabulares con estratificación horizontal (Ah) y laminación ondulosa (Ao) al tope. La parte media y superior de esta unidad está conformada por lodolitas varicoloreadas moteadas (Lmm), localmente con nódulos de carbonatos (Amm). Localmente se observan intercalaciones de capas muy gruesas canaliformes (Fig. 3, C540) de areniscas líticas con micas, con estratificación cruzada planar y tangencial a la base, algunas presentan bioperturbación (Aa, Ap, Am). Hacia la parte superior las intercalaciones de areniscas son subtabulares en ocasiones con estrato-decrecimiento. Esta unidad registra la migración de canales meandriformes en ambientes de llanuras de inundación continental con desarrollo de paleosuelos y estructuras biogénicas. El estilo de relleno de los canales implica cambios rápidos en el régimen de energía (Ao a Ah) o el relleno de canales por corrientes de gravedad (Am) sobre barras de fondo de canal (Aa, Ap). La inmadurez de las areniscas y las corrientes de gravedad (flujos hiperconcentrados arenosos) sugieren la proximidad a una pendiente topográfica. Aunque Hoorn (1988) propone un sistema fluvial meándrico para la Formación Bogotá, las asociaciones litofaciales que se encuentran en la columna, muestran más cambios abruptos entre las litologías que sucesiones

granodecrecientes, como se esperaría para depósitos meándricos.

La unidad D, de 330 m de espesor, incluye a la base (1) lodolitas arenosas pardas con estratificación horizontal, que en sección delgada se identifican como tobas (Th) con fragmentos subredondeados de clorita según análisis de DRX (Carmen Cecilia Benavidez, ICP, comunicación escrita, 2007) y (2) la aparición de capas muy gruesas de areniscas finas a medias macizas (Avm), con presencia de feldespatos zonados sin alterar y fragmentos líticos de origen volcánico identificados en sección delgada (Fig. 3, D928-937). Suprayaciendo este primer intervalo de areniscas feldespáticas, predominan las lodolitas rojizas, grises y moteadas macizas (Lmr, Lmg y Lmm) localmente con nódulos de carbonato. Algunos niveles de lodolitas arenosas rojizas presentan intensa bioperturbación, con estructuras biogénicas de diámetros menores a 1 cm. Se intercalan a estos bancos de tobas líticas laminadas (Th) a areniscas volcanoclásticas macizas (Avm; depósitos sedimentarios cuyos fragmentos son de origen volcánico), algunas con intraclastos lodosos a la base y tendencia granodecreciente. La asociación de litofacies de esta unidad indica el predominio de las llanuras de inundación y los canales abandonados con desarrollo de paleosuelos y bioperturbación, interestratificados con depósitos hiperconcentrados y flujos críticos con influencia volcánica (Th y Avm).

La unidad E, de 575 m de espesor, se caracteriza por intervalos espesos de lodolitas varicoloreadas macizas (Lmm, y posibles niveles cubiertos) localmente con nódulos de carbonato (Lmm*) e intercalaciones de capas gruesas a muy gruesas de areniscas líticas. A diferencia de la unidad D, las litofacies arenosas presentan geometrías canaliformes y juegos de capas con estratificación cruzada tangencial y planar (Aa y Ap). En los niveles conglomeráticos se encuentran restos de vertebrados; esta secuencia termina en un banco de geometría cuneiforme de areniscas líticas macizas (Am), con desarrollo de paleosuelos marcados por abundantes nódulos de carbonatos a la base (Am). En esta parte de la sucesión domina la acumulación en llanuras de inundación y canales abandonados con rellenos de barras de arena de fondo de canal, con mayor energía en la parte superior donde se incluyen intraclastos procedentes de antiguas terrazas.

La unidad F, de 79 m de espesor, consiste en un banco de geometría canaliforme de areniscas de grano medio a grueso con un bajo o nulo porcentaje de líticos y feldespatos en su parte más inferior. Estas areniscas

pasan lateralmente a areniscas conglomeráticas macizas con tamaños hasta guijo, con concentraciones de los conglomerados en cuerpos lenticulares. La composición es predominantemente chert, cuarzo lechoso y cuarzo hialino. Hacia el tope se presentan juegos de capas delgadas de areniscas con niveles de intraclastos de lodolitas y capas delgadas subtabulares de conglomerados de gránulo con matriz de arenita media a gruesa (Cmm). Las estructuras canaliformes con gradaciones internas, intraclastos en la base y cambios laterales de litofacies, indican procesos de rellenos de canal en canales meandriformes. La presencia de niveles de conglomerados y areniscas macizas indica la interdigitación de flujos de gravedad sobre estas barras de areniscas de fondo de canal.

Formación Regadera (unidad G)

Esta unidad, de 210m de espesor, genera el escarpe morfológico que rodea el valle del Río Tunjuelo. La

Formación Regadera consiste en juegos de capas gruesas a muy gruesas de areniscas medias a gruesas, de geometrías tabulares a subtabulares (Fig. 3, G1978,7) con estratificación cruzada planar y en artesa (Ap y Aa), y capas delgadas lenticulares de areniscas conglomeráticas e intraclastos (Am). Hacia el tope de la unidad se presentan juegos de capas medias a muy gruesas tabulares con estratificación cruzada planar a macizas (Ap y Am), con intercalaciones de lodolitas grises macizas (Lmg), algunas con restos vegetales. Estos depósitos se acumularon como barras de arena de fondo de canal trenzado afectados por depósitos hiperconcentrados, y en menor proporción con registro de las llanuras de inundación adyacentes. Hacia el tope, la intercalación con las lodolitas grises macizas y algunos niveles arenosos con estratificación heterolítica (ALhe) indica la mayor preservación de depósitos de llanuras. Influencia mareal sobre estas llanuras es inferido por la estratificación heterolítica.

Tabla 1. Códigos de litofacies con ambientes de depósito. (*) después del código indica la presencia de carbonatos, indicador de procesos pedogenéticos (paleosuelos)

Table 1. Lithofacies codes with depositional environment interpretation. () after the code indicate pedogenesis processes.*

CODIGO	LITOLOGIA	ESTRUCTURA SED.	MECANISMO DE ACUMULACION	INTERPRETACION
C	Carbón	-	Descomposición de materia orgánica in situ	Depósitos de vegetación de pantano.
LI	Lodolitas	Laminadas	Suspensión	Llanuras de inundación, canales abandonados, depósitos de inundación menguados.
Lmg	Lodolitas	Macizas grises	Suspensión	Zonas pantanosas, llanuras de inundación o depósitos de canal abandonado con indicios de moteamiento.
Lmm	Lodolitas	Macizas moteadas varicoloreadas rojizas	Suspensión	Estructuras biogénicas o desarrollo de paleosuelos.
Lmr	Lodolitas	Macizas rojizas	Suspensión	Zonas pantanosas, llanuras de inundación o depósitos de canal abandonado con exposición subaérea
ALhe	Arenitas y Lodolitas	Estratificación heterolítica en capas delgadas subtabulares	Cambios continuos de régimen de flujo	Llanuras costeras con influencia mareal
Ah	Arenitas	Estratificación horizontal	Grano a grano en medio fluido	Capas planas por flujo (flujos críticos)
Aa	Arenitas	Estratificación cruzada en artesa y/o tangencial a la base	Grano a grano en medio fluido	Barras de arenas sinuosas y lingüidales (dunas 3D)
Ap	Arenitas	Estratificación cruzada planar	Grano a grano en medio fluido	Barras de arenas transversales y lingüidales (dunas 2D)
Ao	Arenitas	Laminación Ondulosa, Rizaduras	Grano a grano en medio fluido	Rizaduras (régimen de flujo bajo)
Am	Arenitas	Macizas	Grano a grano en medio fluido	Sedimentos por gravedad. Depósitos hiperconcentrados
Amm	Arenitas	Macizas Moteadas	Grano a grano en medio fluido	Estructuras biogénicas o desarrollo de paleosuelos.
Ccc	Conglomerados	Clasto-soportado con estratificación cruzada	Grano a grano en medio fluido	Relleno de canales menores
Cccp	Conglomerados	Clasto-soportado con estratificación planar	Grano a grano en medio fluido	Capas transversales, desarrollo deltaico desde barras remanentes
Ccm	Conglomerados	Clasto-soportado macizo	Flujos de sedimentos por gravedad	Flujo de Debris pseudo-plástico (cargas de fondo y flujos turbulentos)
Cmm	Conglomerados	Matriz-soportado macizo	Flujos de sedimentos por gravedad	Flujo de Debris plástico (alta concentración y viscoso)
Th	Tobas	Líticas laminadas	Oleadas piroclásticas	Cercanía a focos volcánicos
Avm	Arenitas volcánicas	Maciza	Flujos hiperconcentrados	Retrabajamiento de material volcánico

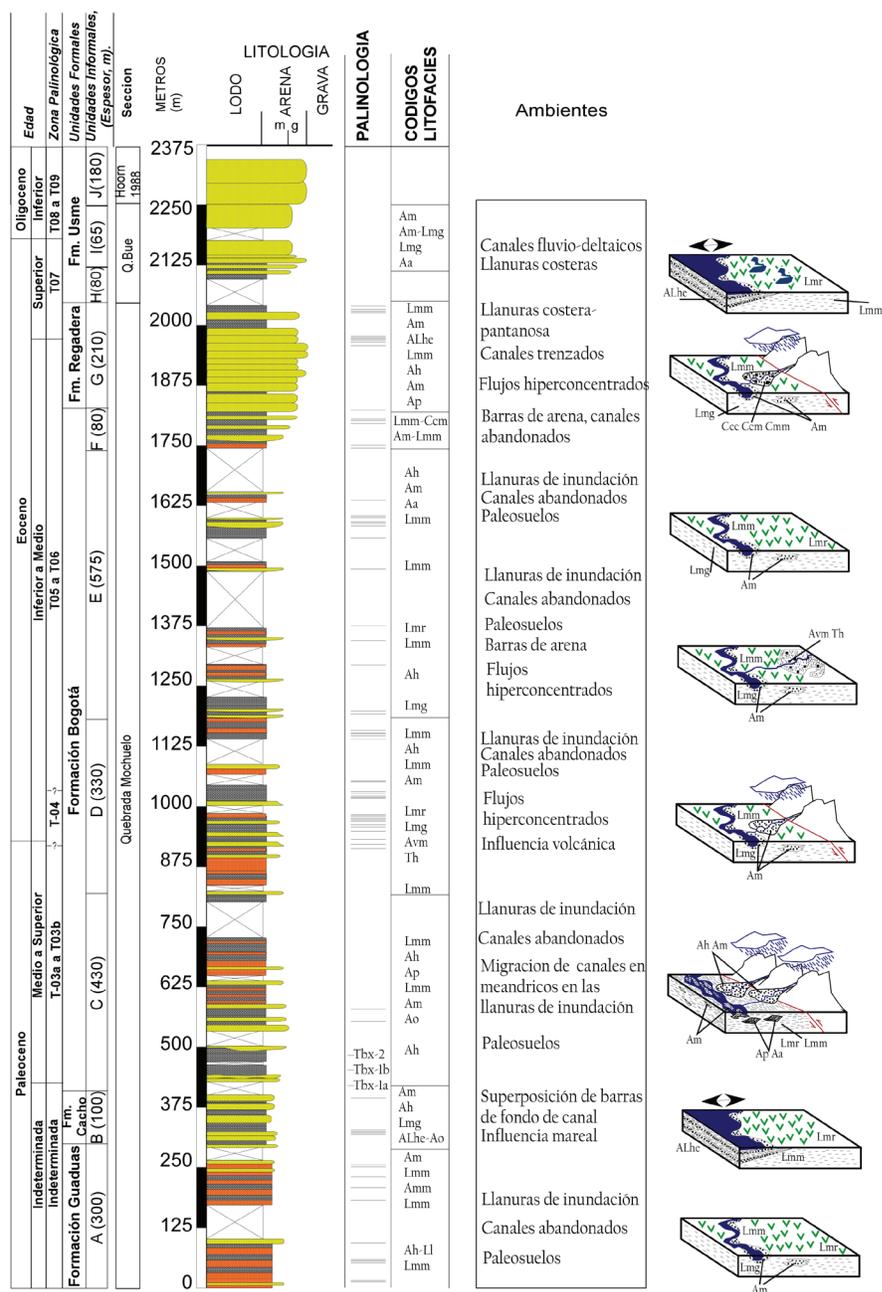


Figura 2. Columna generalizada de la sección estratigráfica del Paleógeno aflorante en el flanco oeste del Sinclinal de Usme, con la asociación de litofacies más representativas y su respectiva interpretación de ambiente sedimentario. Diagramas tectono-sedimentológicos ilustran periodos de tectonismo activo debido a la deposición de las áreas cercanas. Resultados bioestratigráficos en la columna de la izquierda.

Figure 2. Generalized stratigraphic column of the Paleogene succession at the Eastern flank of the Usme Syncline, with representative lithofacies association and respective depositional environment interpretation. Tectonosedimentological diagrams illustrate periods of active tectonism due to supply from nearby areas. Biostratigraphic results at the column to the left.

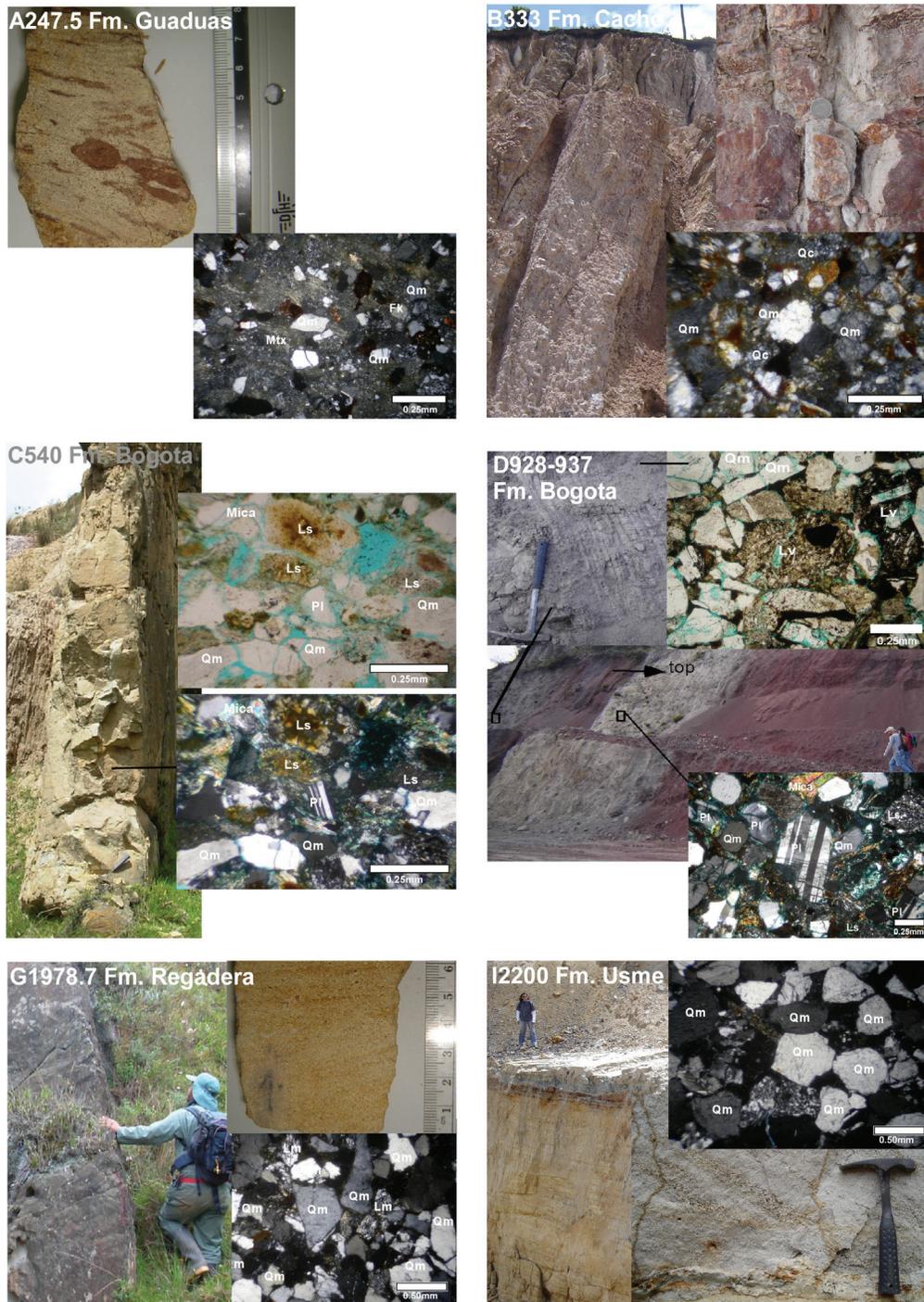


Figura 3. Imágenes de afloramiento, roca y secciones petrográficas, para las unidades A, B, C, D, G, I.
Figure 3. Photos of outcrops and petrographic thin sections for Units A, B, C, D, G, I.

Formación Usme (unidades H, I y J)

El espesor estimado de esta unidad es de 325m. los 80m inferiores se encuentran cubiertos (Unidad H), 65m fueron medidos en la Quebrada Buenavista (Unidad I), y los 180m más superiores corresponden a la parte superior de la Formación Usme reportado por Hoorn *et al.* (1987) (Unidad J). *Lodolitas* grises oscuras (Lmg) con presencia de hojas y madrigueras con una capa delgada de carbón (C), se observó en la base de la sección medida (Unidad I). Hacia la parte media, estas *Lodolitas* (Lmg) están interestratificadas con las capas de areniscas. En la parte más superior del segmento I se observaron capas medias a gruesas de areniscas cuarzosas de grano muy fino a fino y estratificación cruzada (Aa) (Fig. 3, I2200), o de areniscas macizas (Am) con contenido de hojas y rastros de bioperturbación (Am). Aunque la base de la columna no aflora, las litologías finas reportadas por Hoorn (1988) y la presencia de algunos fósiles (Van der Hammen, 1957) indican que esta sucesión se trata de ambiente sedimentario de llanuras costeras pantanosas (Hoorn, 1988). La sucesión granocreciente puede ser interpretada como la llegada de sistemas deltáicos rellenando las zonas pantanosas. Las asociaciones litofaciales presentes en la parte superior de la Formación Usme la sitúan en una zona de influencia fluvial con barras de arena, rellenos de canal con cambios de régimen de flujo e interdigitados con llanuras de inundación y canales abandonados en su parte superior.

Bioestratigrafía

Con el propósito de establecer la asociación de palinomorfos, identificación de biozonas, aporte para los ambientes de acumulación y retrabajamiento de polen se prepararon y analizaron palinológicamente 135 muestras de afloramiento de dos secciones en la región del Sinclinal de Usme, 95 muestras de la sección El Mochuelo y 40 muestras de la sección Quebrada Buenavista. Debido al pobre recobro de polen en la base de la Formación Bogotá, se usaron tres muestras colectadas en la base de la Formación Bogotá al norte de Nemocón (X: 1.059.750; Y: 1.025.480), y se proyectaron a los afloramientos de la base de la Formación Bogotá de la sección El Mochuelo (metro 485). Las muestras de la sección del Mochuelo corresponden al intervalo estratigráfico Guaduas-Regadera, mientras que la sección de Buenavista corresponde a la parte media y alta de la Formación Usme.

La preparación de las muestras siguió la metodología estándar para procesamiento palinológico descrita en Traverse (2007). Para identificación de los granos se comparó con una base de datos morfológica derivada de las publicaciones palinológicas de la región (Jaramillo *et al.*, 2001, 2005, 2008, 2009; Santos *et al.*, 2008). Se contaron 2462 granos, encontrándose 192 especies, 10 de las cuales corresponden a especies aún no descritas en la literatura.

La asociación palinológica encontrada (Fig. 4) permite ubicar a las muestras estudiadas en cinco diferentes segmentos:

El intervalo entre 0 y 420 m (al tope de la Formación Guaduas, Formación Cacho, y base de la Formación Bogotá), tuvo un recobro muy pobre y solo permite establecer que probablemente corresponde al Paleoceno por la presencia de *Laevigatosporites* aff. *granulatus* y la ausencia de la típica flora del Maastrichtiano en la Cordillera Oriental.

El intervalo entre 420 y 920 m (parte media de la Formación Bogotá) tuvo un pobre recobro que permitió establecer que estos sedimentos corresponden a las zonas palinológicas Cu 02 a Cu 04 de Jaramillo *et al.* (2005). Estas zonas se han calibrado como Paleoceno medio a superior (Jaramillo *et al.*, 2005; Jaramillo *et al.*, 2006). La siguiente asociación permitió reconocer esas zonas: *Bombacidites protofoveoreticulatus* (Fig. 4-1), *Corsinipollenites psilatus* (Fig. 4-2), *Monocolpopollenites ovatus* (Fig. 4-3), *Perinomonoletes "acicularis"*, *Polypodiaceoisporites? fossulatus*, *Proxapertites operculatus* (Fig. 4-4), *Psilamonocolpites operculatus*, *Scabramonoletes? sp. 1* de Jaramillo y Dilcher (2001), *Tricolpites protoclarensis* (Fig. 4-5), y *Verrutrilletes virueloides* (Figura 4-6).

El intervalo entre 920 y 1965 metros (parte alta de la Formación Bogotá y parte baja - media de la Formación Regadera), tuvo un variado recobro, pobre en la base, mejor hacia el techo, el cual permitió establecer que estos sedimentos corresponden a las zonas palinológicas T05 a T06 de Jaramillo *et al.* (2008). Estas zonas se han calibrado como Eoceno inferior a medio (Jaramillo *et al.*, 2005; Jaramillo *et al.*, 2008; Jaramillo *et al.*, 2006; Jaramillo & Dilcher, 2001). La siguiente asociación permitió reconocer esas zonas: *Annuriporites iversenii* (Fig. 4-7), *Bombacidites nacimientoensis* (Fig. 4-8),

Brevitricolpites macroexinatus, *Cicatricosisporites dorogensis* (Fig. 4-9), *Corsinipollenites undulatus*, *Cyclusphaera scabrata* (Fig. 4-10), *Echitetracolpites? tenuixinatus*, *Gemmamonocolpites barbatus*, *Jandufouria minor*, *Margocolporites vanwijhei*, *Monoporopollenites annulatus* (Fig. 4-11), *Perfotricolpites digitatus*, *Perisyncolporites pokorny*, *Retibrevitricolpites triangulatus*, *Spirosyncolpites spiralis* (Fig. 4-12), *Tetracolporopollenites transversales* y *Spinizonocolpites grandis*.

El intervalo entre 1965 y 2184 metros (parte alta de la Formación Regadera y a la parte baja de la Formación Usme), tuvo un buen recobro, el cual permitió establecer que estos sedimentos corresponden a las zonas palinológicas T07 de Jaramillo *et al.* (2008). Esta zona se ha calibrado como Eoceno superior (Jaramillo, 2008; Jaramillo *et al.*, 2006; Santos *et al.*, 2008). La siguiente asociación permitió reconocer esa zona: *Echitriporites*

trianguliformis var. *Orbicularis* (Fig. 4-13), *Nothofagidites* sp. 1 (Fig. 4-14), y *Multiporopollenites pauciporatus* (Fig. 4-15).

El intervalo entre 2184 y 2297 metros (parte media de la Formación Usme), tuvo un recobro moderado, el cual permitió establecer que estos sedimentos corresponden a las zonas palinológicas T08-T09 de Jaramillo *et al.* (2008). Esta zona se ha calibrado como Oligoceno inferior. La siguiente asociación permitió reconocer esa zona: *Magnastriatites grandiosus* (Fig. 4-16), *Retibrevitricolpites grandis*, *Mauritiidites franciscoi pachyexinatus*, *Clavatricolpites densiclavatus* y *Retitrescolpites magnus*.

Polen retrabajado de edad Campaniano-Maastrichtiano se detectó en dos niveles de la sección (Fig. 5). A 486 metros (parte baja de la unidad C de la Formación Bogotá) se encontró material *Cerodinium* y *Oligosphaeridium*. A 2141.6 metros (Unidad I) se encontró *Buttinia andreevi*.

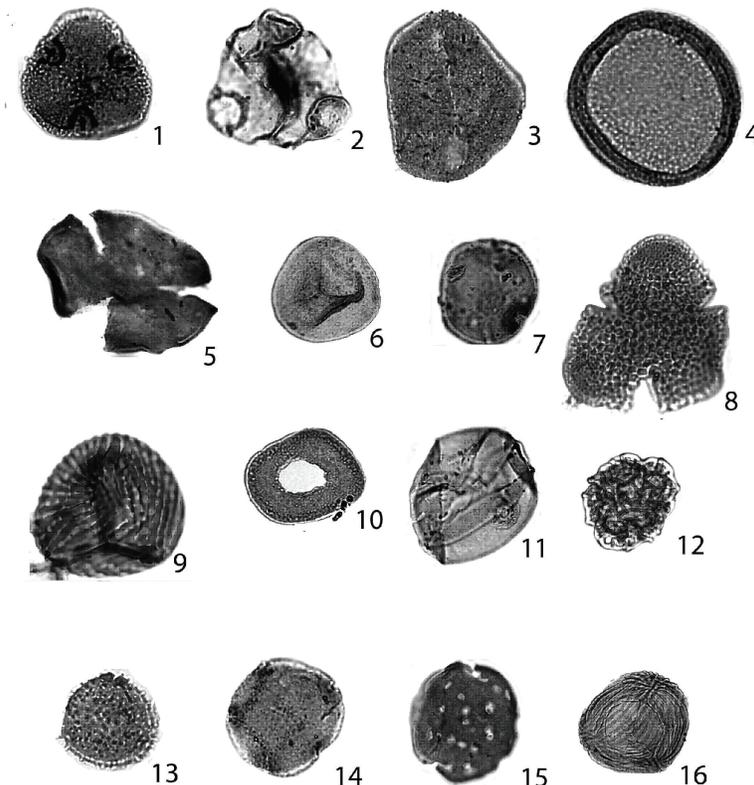


Figura 4. Asociación de palinomorfos de las unidades Paleógenas en el Sinclinal de Usme.

Figure 4. Palynomorph association in the Paleogene succession of the Usme Syncline.

1. *Bombacacidites protofoveoreticulatus*, 2. *Corsinipollenites psilatus*, 3. *Monocolpopollenites ovatus*, 4. *Proxapertites operculatus*, 5. *Tricolpites protoclarensis*, 6. *Verrutriletes virueloides*, 7. *Annutriporites iversenii*, 8. *Bombacacidites nacimientoensis*, 9. *Cicatricosisporites dorogensis*, 10. *Cyclusphaera scabrata*, 11. *Monoporopollenites annulatus*, 12. *Spirosyncolpites spiralis*, 13. *Echitriporites trianguliformis* var. *Orbicularis*, 14. *Nothofagidites* sp. 1, 15. *Multiporopollenites pauciporatus*, 16. *Magnastriatites grandiosus*.

Análisis de Procedencia

En este estudio integramos análisis petrográfico de 44 secciones delgadas, el análisis de 10 muestras para minerales pesados y 6 muestras para geocronología U/Pb en circones detríticos. La localización de las muestras se presenta en la figura 5.

Composición de las areniscas: metodología y resultados

Un total de 44 secciones delgadas se analizaron con el propósito de establecer la diferencia composicional en la fracción arenosa de las unidades definidas anteriormente. Para las secciones petrográficas se hizo un reconocimiento de fragmentos del armazón teniendo en cuenta su origen extracuenca e intracuenca según los criterios de Zuffa (1980), volcánico sin-deposicional y material intersticial (Tab. 2). Las secciones fueron teñidas con cobalnitrito de sodio para la identificación de feldespato potásico. Posteriormente se realizó un conteo de 300 puntos de armazón utilizando el método Gazzi-Dickinson para eliminar los problemas de la variación de la composición por el tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984). El conteo se realizó teniendo en cuenta la fracción arenosa excluyendo láminas de lodolitas. El cálculo modal para los triángulos QtFL y QmFLt incluye las secciones con un armazón mayor al 60% (Tab. 3).

Los porcentajes totales de composición de cada roca se observan en la tabla 4. La inmadurez textural de las rocas es alta y a excepción de dos muestras, las rocas del Paleógeno se clasificarían texturalmente en el campo de las wackas ya que el porcentaje de armazón varía entre el 58% y 90% (Tab. 4). Las areniscas de la Formación Bogotá son las más inmaduras y deleznable (reflejado por las altas porosidades). El tamaño de grano que persiste en todas las unidades es arena fina. Los granos son angulares a subredondeados, pero en la unidad D de la Formación Bogotá la angularidad de los detritos es alta. En los diagramas ternarios de composición de Dickinson (1985) (Fig. 6) se ilustra el cambio abrupto en la tendencia composicional entre las areniscas de las formaciones Bogotá y Regadera. La composición de las areniscas de las formaciones Guaduas, Cacho y Bogotá hasta la unidad E tiende a ser más inmadura hacia el tope. En la unidad F (tope Formación Bogotá) y las formaciones Regadera y Usme, la composición de las areniscas tiende a ser más madura hacia el tope.

Con los datos obtenidos en el cálculo modal se ubicaron las diferentes secciones con un porcentaje de armazón mayor a 60%, en el triángulo de procedencia de Dickinson (1985) (Fig. 7a). Según este diagrama, las areniscas proceden de orógenos cuarzosos y reciclados, con una muestra que indica procedencia de un arco magmático. El diagrama triangular de líticos totales (ver Tabla 3 para cálculo modal de las muestras con Lt >20%) permite determinar la variación en la población de estos fragmentos en la sucesión paleógena, indicadores de la posible composición de área(s) fuente (Fig. 7b). Aunque en la Formación Guaduas comienza a registrarse trazas de fragmentos sedimentarios y metamórficos, la población de fragmentos de origen metamórfico y volcánico se incrementa en las unidades D y E de la Formación Bogotá. Sin embargo, la unidad más superior de la Formación Bogotá vuelve a tener solo fragmentos sedimentarios, indicando un cambio abrupto en la composición del área fuente. La variación vertical de los principales componentes del armazón permite establecer la asociación de componentes detríticos (petrofacies) y definir cómo varían verticalmente con respecto a las unidades litológicas. Los límites de las petrofacies no necesariamente corresponden con los límites de las unidades litológicas anteriormente descritas.

La petrofacies 1 corresponde al tope de la Formación Guaduas (unidad A) y a la Formación Cacho (unidad B) cuya composición es sublitoarenita (Fig. 6a). Esta petrofacies se caracteriza por un alto contenido de chert 1 al 16%, ausencia de feldespatos, presencia de líticos sedimentarios y metamórficos y una variable abundancia de intraclastos silíceos 1al 21% (Fig. 8a).

La petrofacies 2 agrupa las areniscas de la unidad C y la parte inferior de la unidad D de la Formación Bogotá, las cuales son de composición sublitoarenita y litoarenita (Fig. 6b). Estas areniscas se caracterizan por la disminución de cuarzo, chert (5%-8%), la aparición de plagioclasas del 0 al 2% y el aumento en los líticos sedimentarios del 5 al 18% (Fig. 8b). Los intraclastos silíceos aumentan a la base de la unidad D.

La petrofacies 3 corresponde a un segmento de la parte media de la unidad D de la Formación Bogotá, y se identifica como tobas, areniscas volcanoclásticas cuya composición es litoarenita feldespática (Fig. 6b). Estas rocas tienen un alto contenido de líticos volcánicos,

presencia de plagioclasas macladas (Fig. 8c) y circones de origen volcánico como se evidencia en la sección de geocronología.

La petrofacies 4 corresponde a las rocas de la parte superior de la Formación Bogotá (Tope unidad D y unidad E). Las areniscas son composicionalmente sublitoarenitas (Fig. 6c) e incluyen altos contenidos de detritos intracuenca del 10 al 30%, en especial intraclastos silíceos y de carbonato. Los contenidos de cuarzo disminuyen del 11 al 15% y se presenta variedad de líticos

sedimentarios, metamórficos y volcánicos (Fig. 8d).

La petrofacies 5 incluye las areniscas pertenecientes al tope de la Formación Bogotá (Unidad F), Formación Regadera (Unidad G) y Formación Usme (Unidad I), que composicionalmente se agrupan como sublitoarenitas a cuarzoarenitas (Fig. 6d). Estas rocas presentan un aumento en el contenido de chert y los contenidos de líticos sedimentarios y líticos metamórficos son constantes. La presencia de feldespatos potásico es irregular en estas unidades, mientras el contenido de plagioclasa es en la fracción traza (Fig. 8e).

Tabla 2. Definición de los tipos de granos del armazón, teniendo en cuenta su origen extracuenca, intracuenca o de origen volcánico.

Table 2. Description of framework grains, according to its extrabasin, intrabasin or volcanic origin.

Textura	Génesis	CÓDIGO	NOMBRE	DESCRIPCIÓN
COMPONENTES DEL ARMAZÓN	EXTRACUENCA	Qm	Cuarzo monocristalino	Granos de caras sucias (en ocasiones fracturados por la elaboración de la sección) con extinción ligera a muy ondulosa.
		QmV	Cuarzo monocristalino volcánico	Cuarzos de caras limpias, con bahías, angulares a euhedrales.
		Qpf	Cuarzo policristalino foliado	Cristales alargados y orientados en una dirección preferencial (con cuña de cuarzo es más clara la orientación y la extinción intercalada).
		Qpd	Cuarzo policristalino de bordes difusos	Contactos suturados entre los cristales de cuarzo, dando una apariencia policristalina pero no se presenta orientación en dirección preferencial.
		Qps	Cuarzo policristalino sedimentario	Tamaño de grano limo grueso a arena muy fina dentro del fragmento homogéneo. En nicols paralelos se alcanzan a diferenciar los granos de menor tamaño en el interior.
		Qc	Cuarzo chert	Sílice criptocristalina de textura bastante homogénea, en nicols paralelos el grano posee material arcilloso.
		PI	Plagioclasa	Granos angulares y redondeados con meteorización parcial o completa en ocasiones con altos grados de sericitización.
		PIV	Plagioclasa volcánica	Fragmentos euhedrales, en ocasiones angulares, se observan claramente maclados.
		Fk	Feldespatos potásico	Granos reconocibles por tinción de color amarillo, su cara no es limpia totalmente y en ocasiones presentan micas en la superficie.
		Fi	Feldespatos indiferenciable	Granos difícilmente diferenciables por su grado de alteración o por estar parcialmente disueltos.
		Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos con granos tamaño limo y arcilla, en ocasiones con micas diseminadas, en nicols paralelos presentan una coloración opaca por arcillas en superficie. Algunos de estos fragmentos tienen minerales pesados en el interior.
		Lm	Lítico metamórfico	Fragmentos tabulares con fabrica esquistosa-grafitosa. Constituidos por Cuarzo orientado, micas y/o grafito. En nicols paralelos se observa claramente el grafito.
		Lv	Lítico volcánico	Fragmentos de textura porfiritica en los que se distinguen cristales embebidos en matriz microcristalina, vidrio devitrificado.
		Li	Lítico indiferenciado	Fragmentos inestables que por su alto grado de meteorización o tamaño resultan indiferenciables.
	MP	Minerales pesados	Granos con alto relieve y altos colores de interferencia.	
	INTRACUENCA	GI	Glauconita	Mineral de color verde en nicols paralelos y en nicols cruzados. Posible origen extracuenca o intracuenca.
		Ca	Fragmentos de carbonato	Granos de calcita sin ser parte de la matriz o cemento, se encuentran en algunas secciones por posibles procesos pedogenéticos.
Sid		Siderita	Granos de siderita con halos de oxidación.	

Tabla 3. Cálculos utilizados para la composición modal de las areniscas.

Table 3. Modal composition calculation for sandstone beds.

CÓDIGO	CÁLCULOS
Armazón	%Armazón = (300/total de puntos)*100
Material intersticial	% Material intersticial = (Cemento + Matriz)/(total de puntos)*100
Porosidad	% Porosidad = (Porosidad)/(Total de puntos)*100
% Fragmento normalizado (Excluye detritos NCI, CI y MP) Ej: Qm	%Qm = (número de granos de Qm*100)/(300 - detritos NCI, CI, Micas y MP)
Qt	% Cuarzo total = %Qm+%Qpf+%Qpd+%Qps+%Qc
Qm	% Cuarzo monocristalino
F	% Feldespatos = % Pl+%Fk+%Fi
L	%Líticos = %Ls+%Lm+%Lv+%+%Li
Lt	%Líticos totales = %Ls+%Lm+%Lv+Li+Qpf+Qpd+Qps+Qc
St	%Líticos sedimentarios = (Qps+Qc+Ls)*100/(Qpf+Qps+Qc+Ls+Lm+Lv)
Vt	%Líticos volcánicos = (Lv)*100/(Qpf+Qps+Qc+Ls+Lm+Lv)
Mt	%Líticos metamórficos = (Qpf+Lm)*100/(Qpf+Qps+Qc+Ls+Lm+Lv)

Tabla 4. Resultados análisis petrográficos con cálculos de composición modal.

Table 4. Petrographic analysis results with modal composition calculation.

MUESTRA	TAMAÑO GRANO	Número de puntos	% Armazón	% Material Intersticial	% Porosidad	CUARZO (%)					FELDESPATO(%)			LÍTICOS(%)			CÁLCULO MODAL						Triángulo Líticos T			
						Qm	Qpf	Qpd	Qps	Qc	Pl	Fk	Fi	Ls	Lm	Lv	Li	Qm	QT	F	L	Lt	St	Vt	Mt	
A96,8	Fino	451	75,1	24,6	4,9	75,9	4,7	0,3	10,2				6,4	0,7	1,8	75,9	91,1	0	8,9	22,3	96,0					4,0
A247,5	Fino	357	84,0	14,0	2,0	56,4	7,7	4,1	21,5	0,0			5,1	1,5	3,1	56,4	89,7	0,0	10,3	43,1	87,0	8,7				4,3
B321	Medio	331	90,6	9,4	0,0	69,2	0,0	5,8	0,7	12,5			0,0	7,5	3,4	69,2	88,1	0,0	11,9	29,8	85,9					14,1
B333	Fino	348	86,2	13,8	0,0	72,2	0,0	5,1	0,0	12,2	0,0		0,0	5,1	2,1	72,2	89,5	0,0	10,5	24,5	89,1					10,9
B360	Fino	388	77,3	18,6	4,1	70,7	0,5	4,5	0,0	16,2	0,0		0,0	4,5	1,4	70,7	91,9	0,0	8,1	27,0	92,0					8,0
B393	Medio	405	74,1	25,9	0,0	52,6	0,0	15,3	1,9	17,9			0,0	9,3	3,0	52,6	87,7	0,0	12,3	47,4	90,7					9,3
OMC5	Medio	354	84,7	15,3	0,0	53,5	0,7	5,5	1,1	21,2			0,0	11,0	7,0	53,5	82,1	0,0	17,9	46,5	81,3					18,8
OMC6	Medio	383	78,3	15,9	5,7	54,7	0,4	14,6	0,0	21,9	0,0		0,0	4,7	3,6	54,7	91,6	0,0	8,4	45,3	86,9					13,1
C450	Medio	384	78,9	18,8	3,1	49,8	0,4	17	0	12			12,4	6,4	2,1	49,8	79,2	0	20,9	50,3	78,2					21,8
C501	Fino	410	69,8	23,4	3,4	63,7	0,4	11,6	0,4	7			0,4	8,1	4,6	63,7	83,1	0,4	16,5	35,9	75,6					24,4
C540	Medio	403	77,9	20,9	4,2	43,7	0	13,3	0,4	7,2			25,4	4,3	0,4	43,7	64,6	0,4	35,1	56	87,5	1,1				11,4
C588,7	Medio	372	82,4	17,6	1,1	52,6	0,4	17	6,7	0,4			1,5	12,6	4,4	52,6	76,7	1,9	21,4	45,5	76,6	4,4				19,0
C627	Fino	424	69,1	1,9	27,4	65,9		12,2		5,4	0,4		0,7	7,9	3,2	65,9	83,5	1,1	15,4	33	80,6					19,4
C674,6	Fino	354	82,9	11,3	4,0	62	0,7	12,9	0,4	9,6	0,4		1,5	6,6	2,6	62	85,6	1,9	12,5	36,1	83,4					16,6
D840,2	Medio	543	55,2	22,7	22,1	27,4		10,1	1,0	16,3	6,7	0,0	5,3	15,4	12,5	55,2	54,8	12,0	33,2	60,6	70,1	3,1				26,8
D928 *	Gruesa	398	75,2	24,6	0,3	23,2	0,0	6,6		5,2	10,7	5,5	0,0	5,5	4,4	23,2	35,1	16,2	48,7	59,8	20,1	71,5				8,3
D937 *	Gruesa	344	85,8	11,6	1,7	29,0		0,0		2,8	17,1	15,9	0,0	13,1	1,2	29,0	31,7	32,9	35,3	36,9	43,0	53,8				3,2
D1005	Fino	502	59,8	18,3	21,9	42,2	2,2	17,0		13,3	0,0	0,0	2,2	3,0	20,0	42,2	74,8	2,2	23,0	55,6	42,3	0,0				57,7
D1084,7	Fino	515	58,3	19,4	22,3	27,7	0,0	5,4	6,5	19,0	6,5	0,0	4,9	13,6	10,9	58,3	76,7	3,3	2,2	27,7	58,7	61				20,4
E1345,5	Fino	483	62,1	27,7	10,1	23,7		6,5	0,0	9,8	8,4	4,7	2,3	16,7	21,4	62,1	40,0	15,3	44,7	60,9	53,3	3,7				43,0
E1584,5	Fino	511	58,7	38,2	3,1	45,0	0,0	9,4	0,0	13,1	0,0	0,0	3,1	15,6	12,5	45,0	67,5	3,1	29,4	51,9	67,6	2,9				29,4
E1594,5	Medio	396	75,8	19,2	5,1	22,3	3,2	15,9	0,0	6,0	10,0	0,0	1,6	7,2	17,9	75,8	47,4	11,6	41,0	66,1	28,4	25,9				45,7
F1765,5	Medio	398	75,4	23,1	1,5	72,7	1,8	6,6	1,1	8,9	0,0	0,7	3,0	1,5	0,7	72,7	91,1	3,7	5,2	23,6	75,6	7,3				17,1
F1792,5	Medio	383	78,3	21,4	0,3	73,1	1,1	8,0	0,4	9,1	0,7	6,2	0,0	1,1	0,4	73,1	91,6	6,9	1,5	20	87,9	0,0				12,1
G1837	Medio	398	75,4	24,6	0,0	70,8		3,1		20,3			2,4		1	70,8	94,2	2,4	3,4	26,8	95,8					4,2
G1844,2	Fino	348	86,2	10,3	3,4	77		2,5		18,8					1,7	77,0	98,3	0,0	1,7	23	91,7					8,3
G1893,7	Medio	366	82,0	16,1	1,9	74,3		1,4		19,9					4,4	74,3	95,6	0,0	4,4	25,7	100,0					0,0
G1902	Muy Fina	412	72,8	20,4	6,8	86,5		0,3	0,3	11,8					1	86,5	98,9	0,0	1,3	13,7						
G1908	Medio	378	79,4	20,1	0,5	77,3	0,3	7,7	0,0	12,6	0,0	0,0	0,0	0,7	1,4	77,3	97,9	0,0	2,1	22,7	88,4					11,6
G1911	Medio	368	81,5	18,5	0,0	72,9	0,4	8,6		13,2			0,3	2,5	2,1	72,9	95,1	0,3	4,6	26,8	86,3					13,7
G1920	Fino	367	81,7	5,4	12,5	79,8	0,3	2,1	1,5	12				3,2	1,1	79,8	95,7	0	4,3	20,2	92,3					7,7
G1922,2	Fino	382	78,5	19,9	1,6	76,1	0,3	3,4	0,7	13,7				3,4	1	76,1	94,2	0	5,8	22,5	93,2					6,8
G1938	Fino	341	88,0	12,0	0,0	76,2	1,1	7,3	1,8	8,2				3,6	1,8	76,2	94,6	0	5,4	23,8	82,4					17,6
G1945,5	Medio	379	79,2	20,1	0,8	73,5		4,6	1,6	11				7,9	1,4	73,5	90,7	0	9,3	26,5	93,6					6,4
G1950	Fino	352	85,2	14,5	0,3	75,6		1,8		12,9			0,8	7,4	1,5	75,6	90,3	0,8	8,9	23,6	93,1					6,9
G1952,7	Medio	354	84,7	15,0	0,3	70		2,5	0,7	18,8				4,2	2,8	70	92,0	0	8	29	89,4					10,6
G1954,5	Medio	341	88,0	12,0	0,0	76		8,6		11,6				2,7	1,1	76	96,2	0	3,8	24	92,9					7,1
G1975,5	Medio	360	83,3	16,4	0,3	76,9	1,0	4,9	0,0	11,9	0,0	0,7	1,4	1,0	0,7	76,9	94,8	2,1	3,1	19,6						
G1978,7	Medio	369	81,3	16,0	2,7	70,3	1,0	11,8	0,0	13,5	0,0	0,0	0,0	1,7	1,7	70,3	96,0	0,0	3,4	29,7	84,9					15,1
G1983	Medio	388	77,3	13,7	9,0	75,9	0,7	6,2		11				3,4	1,4	75,9	93,8	0,0	6,2	22,7	87,3					12,7
G1996,5	Fino	384	78,1	12,5	9,4	81,3		3,5	0,3	7,1				6,5	1,4	81,3	92,2	0	7,9	18,8						
G2010	Medio	343	87,5	7,3	5,2	72,7		9,9		9,2				6,1	2,1	72,7	91,8	0	8,2	27,3	87,9					12,1
I2125	Fino	327	91,7	8,0	0,3	81,1	0	4	0,7	11,8				2,5		81,1	97,6	0	2,5	19						
I2200	Medio	362	82,9	0,6	16,6	83,9	0,7	6,5	0,3	6,2				1,7	0,7	83,9	97,6	0	2,4	16,1						

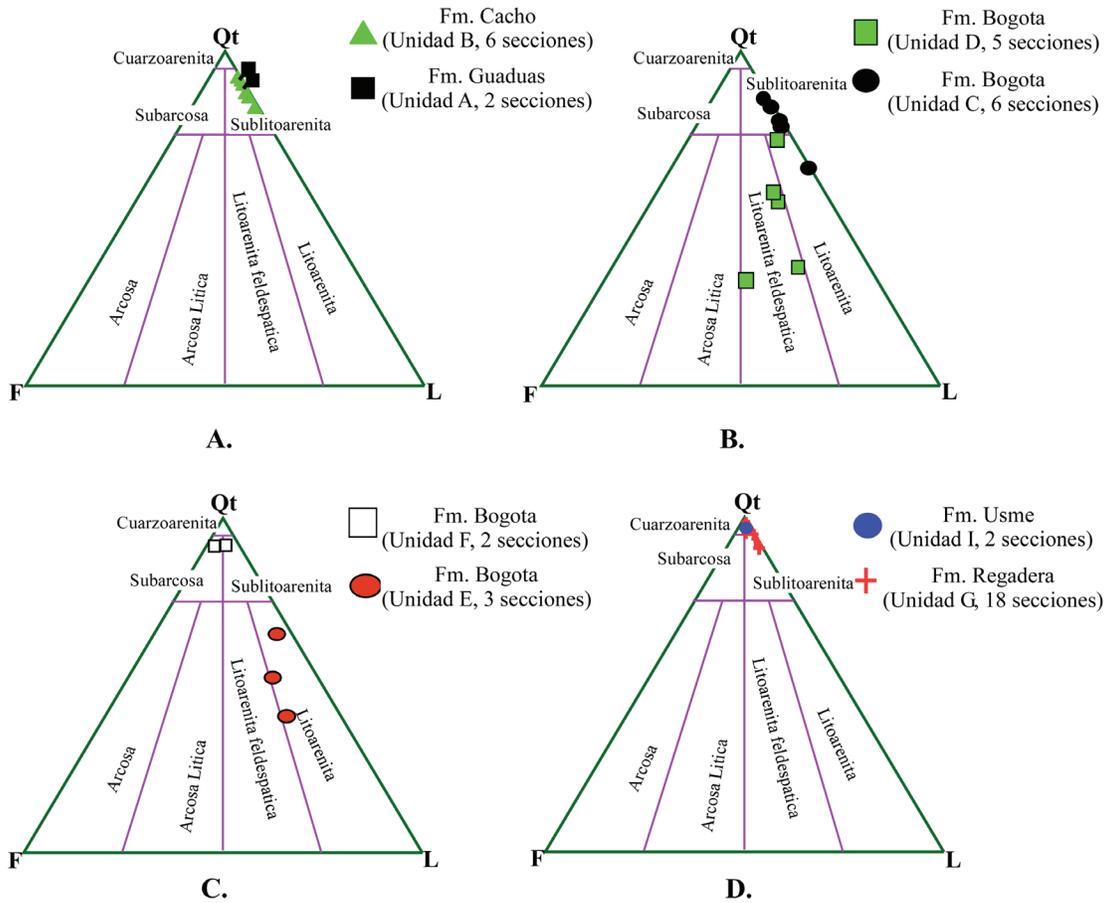


Figura 6. Diagramas QtFL de composición de las areniscas.
Figure 6. Sandstone composition diagram (QtFL).

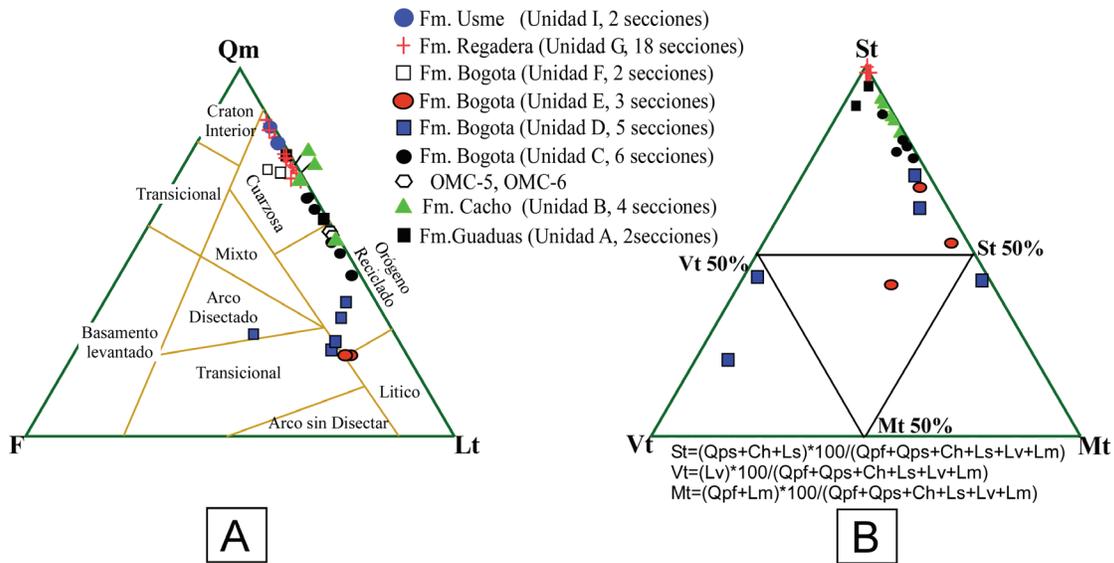


Figura 7. (A) Diagrama de procedencia QmFLt. (B) Diagrama de distribución de fragmentos líticos (StVtMt) para las areniscas con contenido de líticos totales (Lt) mayor a 20%.
Figure 7. (A) Provenance diagram (QmFLt). (B) Lithic fragments distribution (StVtMt) for sandstones with total lithics (Lt) more than 20%.

estables (circón, rutilo, apatito y turmalina) es alto en comparación con los minerales inestables identificados en la Formación Bogotá, cuya composición petrográfica es la más inestable (Fig. 6b). En esta unidad se identificó epidota, hornblenda, talco, clinozoisita y granate (Tabla 6, Fig. 9a); además, los minerales opacos se encuentran en abundancia y en ocasiones son euhedrales (posiblemente magnetita o ilmenita), asociados a rocas de alto contenido de material volcánico.

Geocronología U/Pb en circones detríticos: metodología y resultados

Circones detríticos de una muestra de la Formación Cacho, cuatro muestras de la Formación Bogotá (unidades C y D) y una muestra de la Formación Regadera, fueron seleccionados para examinar la población de edades de los circones que nos permita inferir la procedencia de los detritos terrígenos (ver Fig. 5 para su ubicación estratigráfica). Las muestras de la Formación Bogotá

D937 y D928 fueron seleccionadas por el significativo aporte de material volcánico, de manera que permitieran limitar temporalmente la sedimentación, estableciendo una edad máxima de acumulación.

Con el propósito de conocer las edades U/Pb en las unidades estudiadas se realizó la separación de circones, que siguió las técnicas convencionales incluyendo fragmentación manual y pulverización a fracción menor que 100 mesh en molinos de discos y/o rodillos. Esta fracción tamizada fue pasada por una mesa de separación gravitatoria tipo Winfley. Finalmente la fracción no magnética fue pasada por líquidos densos (Ioduro de Metilo) con densidad mayor a 3.2. Los análisis fueron realizados en el laboratorio LASERCHRON de la Universidad de Arizona. Los circones fueron montados en un disco circular de resina epoxy. Los granos de circón fueron seleccionados al azar. Los núcleos de los granos fueron escogidos con el fin de reducir la posibilidad de tener granos con circón sobrecrecido.

Tabla 5. Principales constituyentes en los montajes de minerales pesados, sus respectivos códigos y descripciones.

Table 5. Main heavy mineral components with its codes and descriptions.

Mineral	Código	Descripción
Apatito	Ap	Cristales de alto relieve, transparentes. Figuras euhedrales prismáticas, colores anómalos de interferencia
Circón	Zr	Cristales de alto relieve, euhedrales y redondeados. Colores anómalos de interferencia
Rutilo	Rt	Cristales de alto relieve, color rojo, con clivaje en ocasiones
Turmalina	Tr	Cristales prismáticos, pleocroismo café-café claro, verde-verde claro, azul-azul claro. Altos colores de interferencia
Epidota	Ep	Cristales de alto relieve, color verde, altos colores de interferencia.
Clinozoisita	C/z	Cristales tabulares transparentes a grises, con clivaje, colores anómalos de interferencia.
Hematita	Hm	Cristales de color rojo. Isotrópicos.
Talco	Tl	Cristales de bajo relieve, incoloro a amarillo. Colores grises de primer orden anómalos.
Granate	Gr	Cristal de alto relieve, incoloro. Isotrópico.
Biotita	Bi	Cristales euhedrales de color verde oscuro y café.
Hornblenda	Hn	Cristales prismáticos, pleocroismo verde-verde claro. Colores anómalos de interferencia
Opacos	Op	Cristales opacos, en ocasiones euhedrales.

Tabla 6. Resultados de los conteos cercanos a los 300 puntos para cada montaje de minerales pesados. P= presencia de biotita. N/I = No identificado.

Table 6. Point counting results for each heavy-mineral mount. P= presence of biotite. N/I = no identification.

Seccion	Puntos	Ap(%)	Zr(%)	Rt(%)	Tr(%)	Ep(%)	C/z(%)	Hm(%)	Tl(%)	Gr(%)	Bt	Hn(%)	Op(%)
B333	226	55	9	5	4	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	40
C540	300	19,3	32,3	4,3	14,3	2	N/I	2,7	N/I	N/I	N/I	N/I	25
D840,2	270	14,8	11,1	1,9	9,3	29,6	N/I	N/I	N/I	N/I	P	0	33,3
D843	312	22,1	15,7	1,6	9	23,7	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	27,9
D928	346	5,8	17,9	2,3	7,8	7,2	2,9	N/I	N/I	0,6	P	13,3	42,2
D937	40	14,5	10,9	1,8	7,3	9,1	N/I	N/I	N/I	N/I	P	9,1	50,9
D1005	205	15,1	36,1	2,4	8,3	14,1	1,5	0,5	1	N/I	P	N/I	21
E1584	308	8,4	29,2	2,6	13	14,6	3,2	1,9	N/I	N/I	P	N/I	26,9
G2010	327	13,8	27,5	4,6	15	5,8	N/I	2,1	N/I	N/I	N/I	N/I	31,2
I2125	235	8,5	10,6	8,5	12,8	2,1	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	N/I	51,1

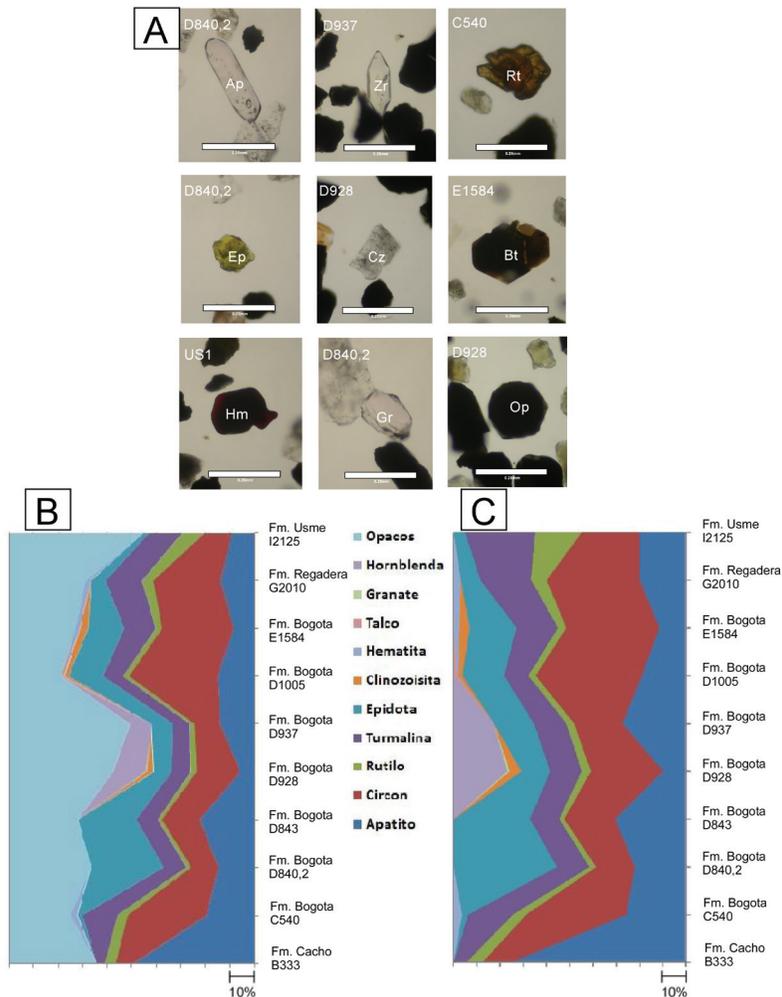


Figura 9. (A) Principales minerales pesados identificados. (B) Contenido de minerales pesados contando minerales opacos. (C) Contenido de minerales pesados sin minerales opacos (valor porcentual incrementa a la izquierda).

Figure 9. (A) Main heavy minerals analyzed. (B) Heavy minerals content with opaque minerals. (C) Heavy minerals content without opaques (percentage value increases to the left).

Los granos fueron analizados en un espectrómetro de masas (ICPMS) con multicolectores de marca Micromass Isoprobe, acoplado a un laser ArF Eximer. El colector permite el conteo de ^{204}Pb y la medida simultánea de ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th . El diámetro del laser fue de 35 micrómetros. Cada 5 análisis fue analizado un standard conocido. Los procedimientos analíticos más detallados se encuentran en Gehrels *et al.* (2006). El análisis de edades fue realizado en el software ISOPLOT 3.62 (Ludwig, 2007) y el error sistemático fue calculado según Gehrels *et al.* (2006). Los resultados son analizados en el diagrama de concordia y en histogramas. Para edades mayores de 1000 Ma son preferidas edades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, mientras que para edades menores fueron seleccionadas las $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, dado que la producción de ^{207}Pb por su tiempo de vida media se hace mucho menor. En términos estadísticos se considera como edades con significado geológico los grupos de edades ≥ 3 (Gehrels *et al.*, 2006).

La gran mayoría de las edades se agrupan sobre la curva de concordia, indicando que el sistema isotópico se mantuvo cerrado, de manera que las edades tienen valor analítico y geológico (las excepciones se indican en cada muestra). La mayoría de los circones analizados tienen relaciones U/Th menores que 12 y por lo tanto afines con circones derivados de fuentes magmáticas (Rubatto, 2002). Sólo en casos aislados, la relación U/Th es mayor que 12, característica de circones de origen metamórfico (Vavra *et al.*, 1999, Rubatto, 2002). A continuación se presentan los resultados por las unidades litológicas definidas.

Formación Cacho

De la muestra B333 solo fue posible recuperar 47 circones para el análisis. Un cristal de circón con edad de ca. 247 Ma tiene la relación U/Th mayor que 12. Un único cristal presenta una edad Paleocena de 66.4 ± 2.5 Ma; edad que si bien no tiene la robustez de 3 réplicas para definir una población confiable (Gehrels *et al.*, 2006), limita el máximo de sedimentación al Paleoceno. La población más significativa de edades de circones detríticos se encuentra definida por un pico de distribución a ca. 91 Ma (Fig. 10a). Otra población importante la definen circones con un pico de distribución de edad de 246 Ma. Edades individuales mesoproterozoicas entre 890 y 1540

Ma, paleozóicas entre 305 y 421 Ma, así como jurásicas de 159 y 174 Ma que también son identificadas.

Formación Bogotá

Un total de 97 análisis en granos individuales de circón fueron obtenidos de la muestra C540 en la parte inferior de la secuencia. Los cinco granos con relación U/Th mayor que 12 incluyen cristales con edades entre 218 y 243 Ma. El rango de edades dentro de la muestra varía entre el Cretácico Superior (ca. 76 Ma) y el Arqueano (ca. 2927 Ma) (Fig. 10b). Alrededor de un 67% de los datos presentan edades Fanerozóicas, entre 76 y 542 Ma, con cuatro picos de probabilidad con edades de ca. 90 Ma, 165 Ma y 255-270 Ma. Otras edades representativas incluyen circones Neoproterozoicos con edades entre 507-700 Ma (picos a 540 y 697 Ma), picos en edades Grenvillianos (1177 Ma) y algunos circones más antiguos de ca. 1277 Ma y ca. 1500 Ma. Edades con menor representatividad estadística ($n < 3$) son paleoproterozoicas de ca. 2000-2200 Ma y un grano del Arqueano. Esta última edad si bien presenta una leve discordancia, se aproxima a la curva de la concordia, lo cual indica claramente la existencia de material antiguo.

Fueron analizados 84 circones de la muestra D840.3. A excepción de algunas edades > 2400 Ma, los resultados son concordantes, y por lo tanto con significado geológico. El circón más joven corresponde a un único grano con edad de 64.9 ± 2.8 Ma. Las poblaciones de circones más representativas están marcadas por picos a 161 y 86 Ma (Fig. 10c). Otras poblaciones incluyen edades triásicas de ca. 246 Ma y paleozóicas de 542 Ma. Una importante serie de análisis presenta edades Grenvillianas en el rango entre 1000 y 1300 Ma, así como una aparente población no muy extensa con circones de ca. 1467 Ma. Cristales únicos con edades arqueanas de ca. 2700, 2800 y 2900 Ma fueron también reconocidos. De la muestra D928 fueron analizados un total de 97 circones. Esta muestra presenta dos tipologías de granos de circón, una caracterizada por circones prismáticos con relaciones 2 a 1 y la otra con cristales muchos más pequeños con relación 3-1 y caras euhedrales, que semejan bastante bien circones de carácter volcánico. Un solo grano con relaciones afines a circones metamórficos (> 12) presenta una edad triásica de ca. 237 Ma. La distribución de edades se extiende entre el Paleoceno y el Triásico (Fig. 10d) que representan cerca del 76% de los granos, y que se puede agrupar en intervalos entre 54-72 Ma ($n=54$), 80-93 Ma ($n=10$), 140-168 (6) y 200-

237 Ma (n=3). Otra serie menos extensa (n=4) incluye circones del Paleozoico inferior (526-545 Ma). Circones mesoproterozoicos entre ca 1100-1300 Ma representan otro 13% de los granos analizados. Los cinco picos fundamentales de distribución de probabilidad de edad incluyen 55, 64, 90, y 164 Ma. Otros picos de distribución de edades 544 y 1229 Ma están registrados por <3 cristales. Seis circones con edades paleógeno se sobrepone en error y permiten establecer como edad más joven en la carga detrítica de 56.2 ± 1.6 Ma (Fig. 10d). De la muestra D937 fueron analizados 89 circones, con muy pocos circones discordantes del Paleozoico y Arqueano. Tres cristales de edades del Triásico Inferior (ca. 250 Ma) presentan relaciones de U/Th mayores de 12 sugiriendo su origen metamórfico. El intervalo principal de edades que incluye cerca de la mitad de los cristales analizados se agrupa entre 58 y 72 Ma (n=47), con dos picos de distribución a ca. 62.5 y 70 Ma (Fig. 10e). Otros intervalos de edades incluyen circones del Jurásico (160-191 Ma), Carbonífero-Triásico (220-313 Ma) con picos a 220 y 242 Ma, Cámbrico (502-553 Ma) y algunos picos Mesoproterozoicos de 1000 y 542 Ma. La población más antigua definida por tres cristales define un pico de cerca de 2262 Ma, y dos cristales que presentan edades de ca. 2524 y 2766 Ma.

Formación Regadera

Fueron analizados un total de 92 circones de la muestra G2010. Un grano con edad de ca. 354 Ma presenta relaciones U/Th mayor de 12. La edad más joven de 64.3 ± 0.6 Ma fue identificado en un único cristal y presenta limitaciones estadísticas (Gehrels *et al.*, 2006). Cuatro poblaciones definidas por picos de distribución de edades caracterizan esta muestra. Circones del Mesozoico incluyen poblaciones a ca. 85, 166 y 261 Ma. La población del Jurásico con cerca de 20 granos constituye la más extensamente representada (Fig. 10f). Otras poblaciones más antiguas incluyen edades Grenvillianas de ca. 1168 Ma. Si bien esta población constituye un pico en la distribución de edades, es evidente que las contribuciones Grenvillianas presentan un rango más extenso entre 900 y 1260 Ma. Otro pico de distribución representado por circones paleozoicos de ca. 346 Ma, así como edades dispersas cámbricas a proterozoicas son también comunes.

Subsidencia tectónica y exhumación

El análisis de subsidencia tectónica permite identificar cambios en la tasa de subsidencia en la sección de

Usme por compensación isostática; detalles del soporte teórico se encuentra en Allen & Allen (1992). La curva de subsidencia tectónica presenta tres perfiles dominantes (Fig. 11). La pendiente para las unidades del Maastrichtiano-Eoceno inferior es relativamente alta y disminuye brevemente durante el tiempo de acumulación de la Formación Cacho; sin embargo, esa disminución es relativa debido a la incertidumbre de edad de los topes de las formaciones Guaduas y Cacho (i.e., tiempo de acumulación de la Formación Cacho puede ser más breve). El segundo perfil es la pendiente de la curva entre el tope de la Formación Bogotá hasta la Formación Regadera, la cual decrece significativamente indicando un periodo de menor subsidencia tectónica. El leve incremento de la pendiente en el Oligoceno inferior debe considerarse como el mínimo, debido a la truncación de estos estratos por el perfil de erosión actual.

El análisis de termocronómetros de baja temperatura, como dataciones de U-Th/He en apatitos (ó AHe), nos permite documentar cuando las rocas pasaron en un rango de temperaturas de $\sim 40-80$ °C (e.g., Wolf *et al.*, 1996; House *et al.*, 1999; Stockli *et al.*, 2000). Dos muestras de la Formación Bogotá fueron seleccionadas para análisis U-Th/He en apatitos detríticos. Granos euhedrales no fracturados de apatito, con >65 mm en el ancho del prisma y libres de inclusiones fueron escogidos para análisis AHe (Farley 2002; Ehlers y Farley, 2003). Edades aparentes de AHe fueron medidas en la Universidad de Kansas de acuerdo con la metodología descrita en Farley (2002), Reiners *et al.* (2003) y Stockli *et al.* (2000). Las concentraciones de U, Th, Sm y He, el valor de la corrección Ft (corrección a partir de la estimación de la cantidad de ^4He eyectado de acuerdo con la geometría del mineral) y las edades AHe ($\pm 2s$) corregidas por eyección de partículas alfa para cuatro alícuotas de cada muestra, se consignan en la tabla 7.

Las edades AHe documentan que la deformación ya ocurría en el Oligoceno temprano para el extremo sur de la zona axial de la Cordillera Oriental. Las rocas de base de la Formación Bogotá expuesta en el flanco oeste del sinclinal (muestra C540, elevación 2790 m, 30.7 ± 1.8 Ma) pasaron primero la isoterma de $\sim 40-80$ °C que niveles estratigráficos superiores de esta misma unidad, los cuales localizados más hacia el núcleo del pliegue y en elevaciones más bajas (muestra D937, elevación 2700 m, 26.4 ± 1.6 Ma).

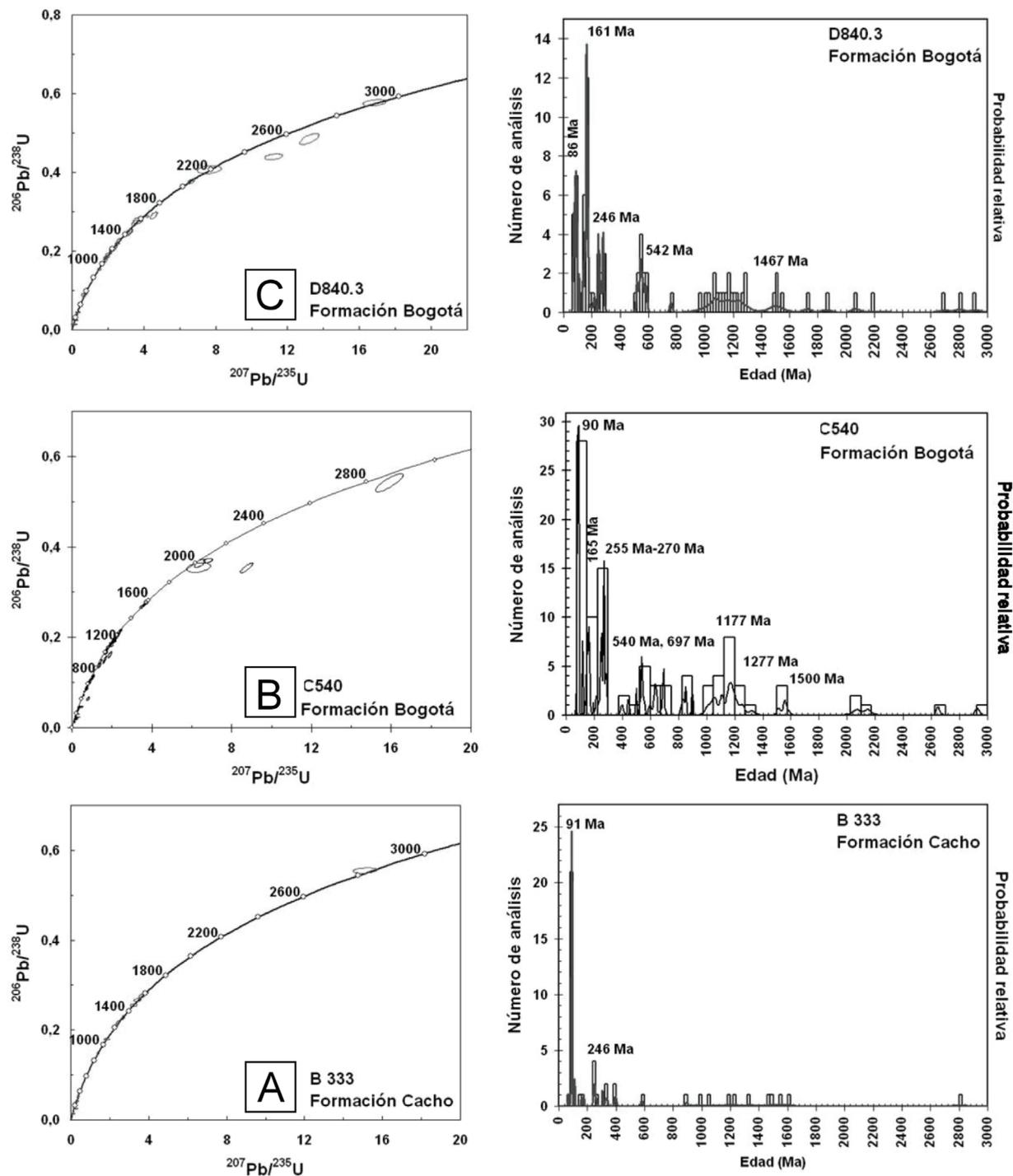


Figura 10. Diagramas de concordia e histogramas de distribución de edades U/Pb de circones detríticos, incluyendo los picos más representativos.

Figure 10. Concordia and histograms of U/Pb detrital zircon age distribution, including the most representative.

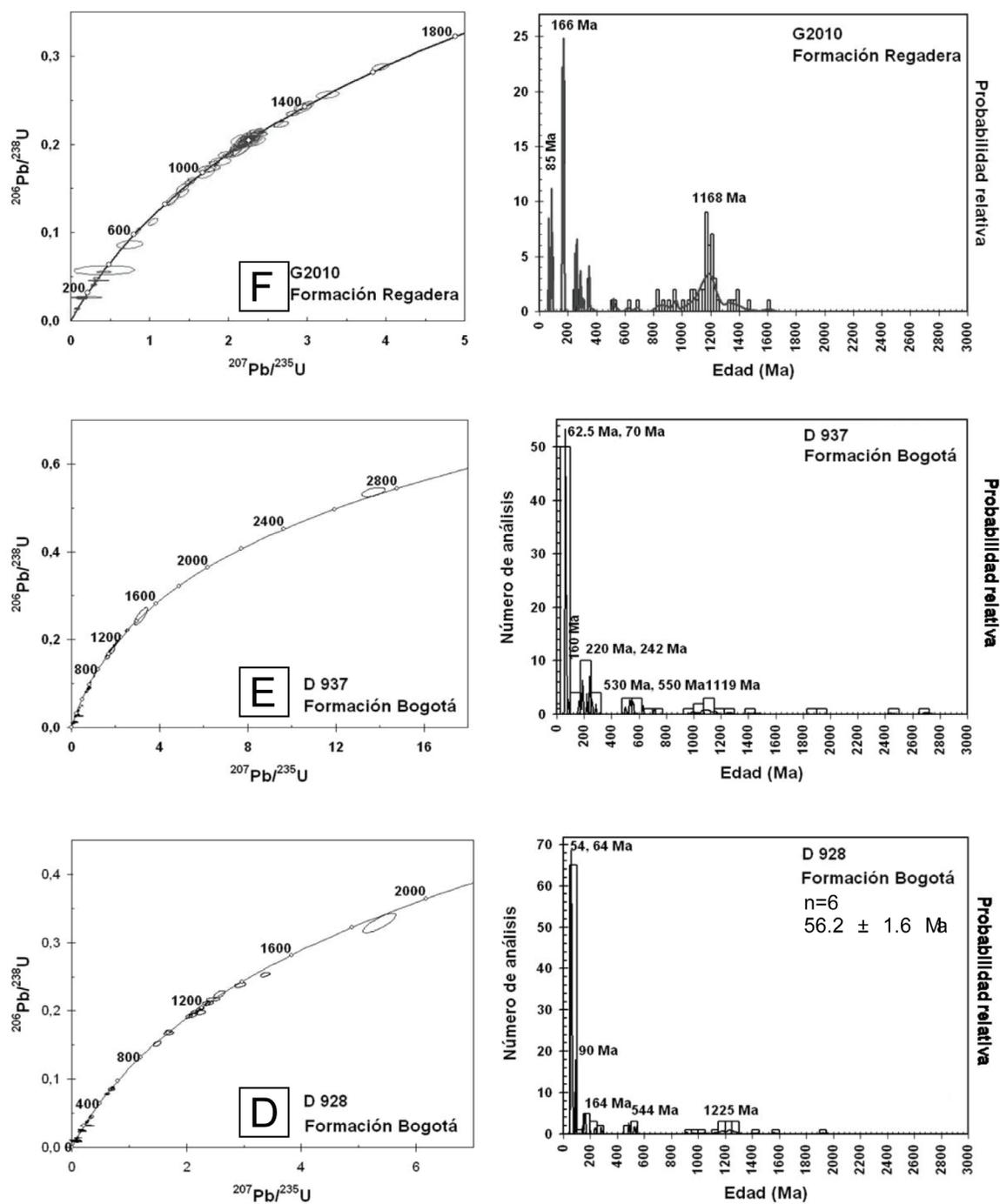


Figura 10 (continuación). Diagramas de concordia e histogramas de distribución de edades U/Pb de circones detríticos, incluyendo los picos más representativos.
Figure 10. Concordia and histograms of U/Pb detrital zircon age distribution, including the most representative.

Discusión

El Paleógeno de la cuenca de la Sabana de Bogotá en el sector del Sinclinal de Usme se caracteriza por ser una sucesión dominada en su mayoría por ambientes fluviales con ríos trezados y meándricos que pasa de zonas deltaicas-pantanosas, como lo interpretaron estudios anteriores (ver antecedentes). Nuestras observaciones indican que este sistema continental incluye: (1) el registro de flujos hiperconcentrados y volcánicos como mecanismo de transporte de detritos en la Formación Bogotá, y (2) asociaciones de litofacies indicativas de leve influencia mareal en las llanuras de inundación hacia la base de la Formación Cacho y hacia el tope de la Formación Regadera. La influencia de aguas salobres ha sido reportada por Hoorn *et al.* (1987) en la base de la Formación Usme. La alta preservación de paleosuelos y depósitos de llanuras de inundación en la Formación Guaduas (Fig. 2), junto con las intercalaciones de sublitoarenitas (Fig. 6), ya es indicio de un aumento en la tasa de subsidencia vinculada con actividad tectónica (Figs. 11 y 2a). Esta actividad genera inestabilidad en los fondos de acumulación, como se registra por la presencia de intraclastos lodosos en la base de los canales, el alto contenido de matriz lodosa en las areniscas y expone rocas del Cretácico relativamente cerca al sitio del depósito como lo sugieren la presencia de glauconita retrabajada y el dominio de la fracción de fragmentos sedimentarios en las areniscas.

El aporte de cobertera sedimentaria cuarzosa del Cretácico al oeste del área de estudio, (Fig. 12a) se apoya por el incremento de cuarzo y minerales pesados ultraestables (circón, rutilo, turmalina) en las areniscas cuarzosas en las formaciones Guaduas y Cacho, a pesar de la inmadurez textural de las rocas (contenido de material intersticial, *i.e.*, matrix, varía entre 10-26%). Adicionalmente, el reporte de retrabajamiento de polen de edad Campaniano-Maastrichtiano en la base de la Formación Bogotá indica que esta área fuente está expuesta relativamente cerca al sitio de acumulación. Esta deformación del Paleoceno de muy baja amplitud en el flanco oeste al sur de la Cordillera Oriental no ha sido identificado por huellas de fisión (e.g. Mora *et al.*, 2010), pero sí ha sido propuesta por análisis de procedencia en el Sinclinal de Fusa (Bayona *et al.*, 2003), y por paleotermómetros (Ro) entre la Falla de Bituima y el Sinclinal de Guaduas que sugieren deformación temprana de la Falla de Bituima (Moretti *et al.*, 2010; Cortés, 2004). Hacia el norte, procesos de exhumación del Paleoceno están siendo reportados en el flanco occidental de la Cordillera Oriental (Mora & Parra,

comunicación verbal, 2011) y en rocas del Mesozoico al este del Sinclinal de Nuevo Mundo (norte del Valle Medio del Magdalena, Ross *et al.*, 2009).

El registro en las formaciones Guaduas, Cacho y Bogotá de fragmentos de rocas metamórficas y circones originados en la Cordillera Central, los cuales son primariamente de origen magmático (relaciones U/Th < 12), nos indica que fragmentos de la cobertera sedimentaria expuesta en estructuras cercanas hacia el oeste se mezclan con un drenaje derivado de la Cordillera Central. La asociación de edades de 70-90 Ma en circones corresponden a edades que son comunes en el magmatismo del Cretácico Superior que constituye el Batolito Antioqueño en la Cordillera Central (Ibáñez-Mejía, 2007, Ordoñez *et al.*, 2007, Restrepo *et al.*, 2007, Villagómez *et al.*, 2008; Villagómez, 2010). Unos pequeños plutones Paleocenos, junto con las secuencias volcánicas y las rocas plutónicas que constituyen gran parte del flanco oriental de la Cordillera Central (Aspden *et al.*, 1987; Ordoñez, 2001) explicarían la asociación de las edades Jurásicas con trazas de edad Paleoceno. Las edades Pérmico - Triásico (220-290 Ma) constituyen igualmente el eje fundamental de la Cordillera Central (Vinasco *et al.*, 2006, Ibáñez-Mejía *et al.*, 2008); algunos circones de este rango de edad presentan relaciones U/Th > 12 indicativas de fuentes metamórficas. Los circones de edades de 500 Ma y edades más antiguas son el registro del retrabajamiento de cobertera sedimentaria del Cretácico, cuyo aporte dominante pudieron ser los macizos intra-cordillera (Floresta-Santander y/o Garzón) y el cratón de La Guyana (Fabre, 1987; Sarmiento, 2001, Sarmiento *et al.*, 2006).

Estos resultados indican suministro de rocas del basamento de la Cordillera Central expuesto al este del sistema de fallas de Romeral desde inicios del Paleoceno en la zona sur de la Cordillera (Fig. 12a). Los datos reportados de geocronología detrítica en rocas del Paleoceno en el norte del Valle Medio del Magdalena (Nie *et al.*, 2010) y zona axial de la Cordillera (Horton *et al.*, 2010a, b) sugieren procedencia desde el craton para el Paleoceno temprano. Sin embargo, los trabajos de petrografía reportan presencia de fragmentos de rocas metamórficas en rocas del Paleoceno inferior tanto en el Valle del Magdalena (Hatton y Espejo, 1997; Gómez *et al.*, 2003, 2005), como al norte de Bogotá en la zona axial de la Cordillera Oriental (Torres, 2003; Calderón, 2007). La alta subsidencia tectónica durante el Paleoceno tardío y Eoceno temprano favoreció la acumulación de los estratos de llanuras fluviales y el registro de

volcanismo en la Formación Bogotá. Este es el registro más completo del Eoceno temprano de la zona axial de la Cordillera (Bayona *et al.*, 2008), y es sólo comparable con algunos depocentros en el sector sur del Valle Medio del Magdalena (Gómez *et al.*, 2003). La composición de las areniscas, la asociación de minerales pesados y la población de circones confirma la continua denudación del basamento en la Cordillera Central con leve mezcla de cobertera sedimentaria del Cretácico. La variedad de minerales pesados encontrados en esta formación pasa de fases ultraestables (abundante circón, rutilo, turmalina) a fases inestables como hornblenda, epidota, clinozoisita. Hacia el tope de la Formación Bogotá, el aporte de origen

metamórfico incluye material grafitoso, acompañado de minerales pesados tales como talco y granate. El intervalo de origen volcánico incluye líticos volcánicos, plagioclasa euhedral maclada, hornblenda, epidota y circones volcánicos que permiten asignar una edad deposicional de 56.2 ± 1.6 Ma. Estos son marcadores de volcanismo Paleógeno temprano cercano a la Cordillera Oriental, sin descartar su origen en la Cordillera Central (plutones paleocenos documentados por Aspdén *et al.*, 1987; Ordóñez, 2001) o en el Valle del Magdalena. La actividad volcánica favoreció la dispersión de material muy inestable reportado en los sistemas fluviales de la Formación Bogotá.

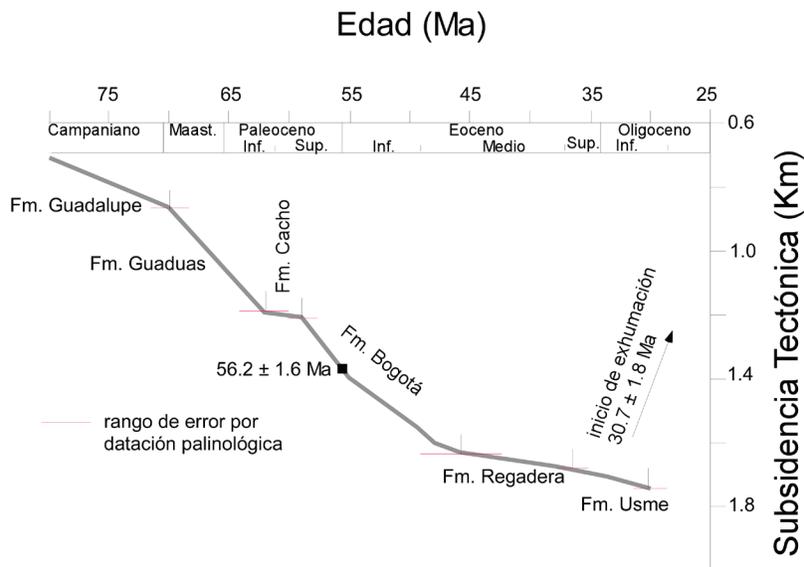


Figura 11. Perfil de subsidencia tectónica para finales del Cretácico y Paleógeno del Sinclinal de Usme.
Figure 11. Tectonic subsidence profile in the Usme Syncline for the uppermost Cretaceous and Paleogene rocks.

Tabla 7. Resultados de los análisis U-Th/He en el Sinclinal de Usme.

Table 7. U-Th/He results on the Usme Syncline.

Muestra	Edad	± [Ma] 6%	U [ppm]	Th [ppm]	Sm [ppm]	Th/U	He [ncc/mg]	masa [mg]	Ft	stddev
	[Ma]									
C540-1	27.6	1.7	43.1	55.3	76.3	1.3	5.02	1.1	0.59	
C540-2	32.4	1.9	19.7	26.8	53.6	1.4	2.84	1.3	0.61	
C540-3	29.3	1.3	29.0	43.0	62.5	1.5	3.90	1.8	0.65	
C540-4	33.5	2.1	16.0	21.1	74.3	1.3	2.34	1.2	0.61	
C540	30.7	1.8	27.0	36.6	66.7	1.4	3.5	1.3	0.6	2.8
D937-1	25.7	1.5	7.3	15.1	46.8	2.1	1.14	5.1	0.73	
D937-2	24.6	1.5	10.1	18.1	53.0	1.8	1.26	2.1	0.64	
D937-3	25.7	1.5	2.5	7.4	34.9	3.0	0.47	5.4	0.74	
D937-4	29.5	1.8	2.9	8.5	55.5	3.0	0.59	3.3	0.70	
D937	26.4	1.6	5.7	12.3	47.6	2.4	0.9	4.0	0.7	2.2

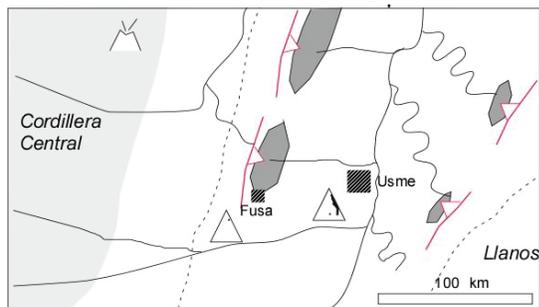
En la unidad más superior de la Formación Bogotá y para la Formación Regadera se observan ambientes fluviales de más alta energía pasando a condiciones pantanosas y deltáicas en estratos del Eoceno superior-Oligoceno inferior de la Formación Usme (Fig. 12b). Sin embargo, estas unidades tienen en común una composición cuarzosa en las areniscas, con un incremento de chert y líticos sedimentarios, y una asociación de minerales pesados ultraestables (zircón, rutilo, turmalina). La disminución en las tasas de subsidencia tectónica y el incremento de registro de estratos fluviales de alta energía en el Eoceno medio es característico de otras regiones de la zona axial de la Cordillera Oriental (Bayona *et al.*, 2008).

El cambio abrupto a una composición cuarzosa indica una composición muy diferente del área fuente propuesta para las unidades infrayacentes (Fig. 12b). La nueva área fuente para el Eoceno medio-Oligoceno temprano incluye cobertera del Cretácico cuarzosa, como también lo indica el retrabajamiento de polen de edad Campaniano-Maastrichtiano, glauconita retrabajada y el incremento de la población de circones detríticos con edades más antiguas a 900 Ma, como lo indican las muestras del Cretácico Superior reportadas por Horton *et al.* (2010b). La referencia de deformación del flanco este del Sinclinal de Usme (Julivert, 1963) y las paleocorrientes reportadas

con dirección de flujo hacia el oeste (Cuervo & Ramírez, 1985) y hacia el Norte (Acosta & Beltrán, 1987) indican que la deformación se concentraba hacia el este del área de acumulación y el área de estudio era parte de un sistema longitudinal de transporte de detritos hacia el norte. Los datos de termocronología soportan la exhumación de una estructura ya formada para el Oligoceno temprano, ya que las edades siguen el patrón de relieve actual. Hacia el Norte, en los bloques colgantes del sistema de fallas de Boyacá y Soapaga, datos de modelamiento inverso de huellas de fisión documentan procesos de exhumación del Eoceno medio-Oligoceno temprano y una migración hacia los flancos en el Oligoceno tardío (Mora *et al.*, 2010).

Los circones de origen de la Cordillera Central, en la muestra de la Formación Regadera, se explican ya sea por retrabajamiento de cobertera Paleoceno-Eoceno Inferior, o por la mezcla en el sistema deposicional longitudinal. La composición de litoarenitas feldespáticas y litoarenitas de las areniscas de igual edad hacia el oeste en el Sinclinal de Fusa (Bayona *et al.*, 2003), nos indica que estos dos sistemas deposicionales no estaban conectados, lo que favorece la hipótesis de retrabajamiento de rocas de las formaciones Guaduas, Cacho y Bogotá acumuladas hacia el este del área de estudio (Fig. 12b).

A. Paleoceno - Eoceno temprano



B. Eoceno medio - Oligoceno Temprano

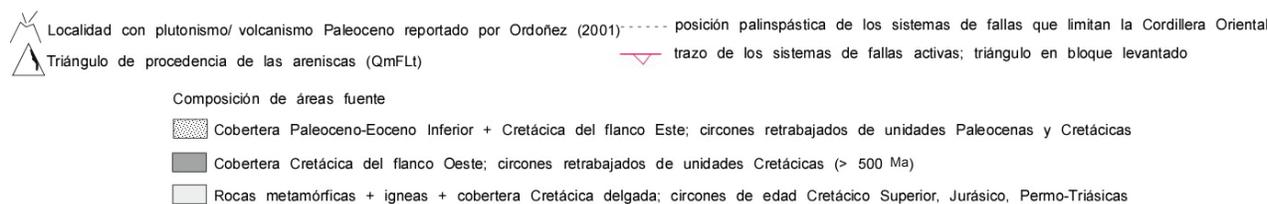
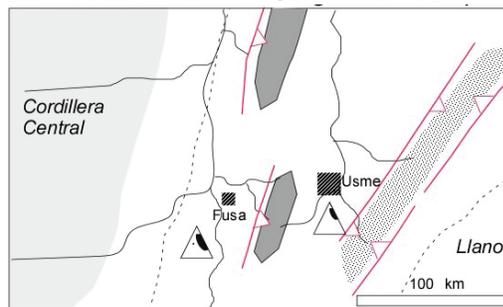


Figura 12. Mapas paleogeográficos en el sector sur de la zona axial de la Cordillera Oriental, (en posición palinspástica usando el mapa de Sarmiento-Rojas, 2001), ilustrando el cambio del sistema de drenajes fluviales, posición de áreas con estructuración y composición de las áreas fuente según los triángulos de procedencia. El sistema de fallas de Romeral pasaría al Occidente de la figura.

Figure 12. Paleogeographic maps for the southern axial zone of the Eastern Cordillera (in palinspastic position, using Sarmiento-Rojas (2001) palinspastic maps) showing fluvial drainage changes, position of positive areas and source area composition according to Provenance diagrams. Romeral fault system is located to the west of the figure.

Conclusiones

La sucesión del Paleógeno en el sur de la zona axial de la Cordillera Oriental es el registro de la acumulación en condiciones continentales fluviales, cuyo aporte de sedimentos, energía de flujo del sistema fluvial, generación de lagos y las leves incursiones mareales fueron controladas por el cambio de ubicación de la actividad tectónica y el régimen de subsidencia tectónica de la cuenca. El levantamiento de la Cordillera Central y bloques en el flanco oeste de la Cordillera Oriental suministraron los detritos y controlaron la alta tasa de subsidencia tectónica durante el Paleoceno al Eoceno temprano. Esto es opuesto a lo que otros estudios previos sugerían de aporte desde el este, ya sea del Macizo de Quetame o del Escudo de Guyana. En el Eoceno medio, el cambio de patrón de acumulación y subsidencia tectónica, sumado al cambio abrupto en la composición de los detritos, minerales pesados y población de circones, se debe al cambio de área de deformación hacia el este del Sinclinal de Usme, en donde domina el retrabajamiento de cobertera del Paleoceno y Cretácico. Para el Oligoceno temprano, la deformación involucró el Sinclinal de Usme, como lo indican los datos de exhumación y el cese del registro sedimentario.

La sección expuesta en la Quebrada el Mochuelo debe considerarse como la sección tipo de la Formación Bogotá, como lo sugirieron Julivert (1963) y Hoorn (1988). Sin embargo, una nueva sección de referencia debe buscarse debido al crecimiento del relleno sanitario de la Ciudad de Bogotá, el cual va a cubrir esta zona en pocas décadas. La presencia de material de origen volcánico y la palinología han permitido ubicar el límite Paleoceno-Eoceno dentro de esta unidad. La fuente del volcanismo cercano al límite Paleoceno-Eoceno en esta latitud es aún incierta, pero los circones volcánicos permitieron asignar una edad deposicional de 56.2 ± 1.6 Ma. Al tope de la Formación Bogotá se reporta el primer registro de fósiles de mamíferos en Sur América, los cuales son de edad Eoceno temprano según nuestro estudio.

Agradecimientos

A la Unidad Administrativa Especial de Servicios Públicos (UAESP) Alcaldía Mayor de Bogotá D.C. por el permiso de ingreso al Relleno Sanitario de Doña Juana, a las ladrilleras Los Cristales, Doisar y La Estrella

por el ingreso a sus propiedades y a la comunidad del Mochuelo Alto y Bajo por su apoyo en las labores de campo. A INGEOMINAS, en especial a Elizabeth Cortez, por el préstamo del microscopio para el conteo de las secciones delgadas. Al equipo de GMAS Ltda por la separación de minerales pesados. A las empresas ECOPETROL S.A., PETROBRAS, HOCOL S.A., CEPCOLSA y CHEVRON por el soporte de esta investigación. Germán Ojeda de ECOPETROL S.A. nos facilitó el programa para el cálculo de subsidencia 1D. Agradecemos los comentarios de Luis F. Sarmiento Ph. D., y los comentarios y sugerencias editoriales de Martín Mantilla M.Sc. y Camilo Montes Ph. D. para mejorar el contenido de este manuscrito. Agradecemos a COLCIENCIAS por el apoyo institucional a ARES en el 2008 y 2009. Este trabajo lo presentamos como homenaje al Dr. Thomas Van der Hammen, inspirador en la investigación en Ciencias de la Tierra en Colombia.

Referencias

- AALTO, K. R. (1972): Diagenesis of Orthoquartzites near Bogotá, Colombia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. **42**: 330-342.
- ACOSTA, J. & BELTRÁN, W. (1987): Estratigrafía de la Formación Regadera en el flanco occidental del sinclinal de Usme (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias. 81p. Bogotá, Colombia.
- ALLEN, P. & ALLEN, J. (1992): Basin analysis, Principles and Applications: London, Blackwell Scientific Publications, 451 p.
- ASPDEN, J.A., MCCOURT, W.J. & BROOK, M. (1987): Geometrical control of subduction related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *Journal of the Geological Society, London*. 144: 893-905.
- BAYONA, G., CORTÉS, M., JARAMILLO, C. & LLINÁS, R. (2003): The Fusagasugá succession: a record of the complex Latest Cretaceous-pre-Miocene deformation between the Magdalena Valley and Sabana de Bogotá areas. *Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Memorias del VIII Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas*, v. 2. 180-193 p.

- BAYONA, G., CORTÉS, M., JARAMILLO, C., OJEDA, G., ARISTIZABÁL, J.J. A. & REYES-HARKER. (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.
- CALDERÓN, J. (2007): Sedimentología, proveniencia y diagénesis en el área de Samacá. Formación Cacho y Guaduas (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, Bogotá. 20p.
- CORTÉS, M. (2004): Evolution Structurale du Front Centre-Occidental de la Cordillère Orientale de Colombie. Ph.D. (Thesis, Université). Pierre et Marie Curie, Paris, 350pp.
- CUERVO, E. & RAMÍREZ, A. (1985): Estratigrafía y Ambiente de sedimentación de la Formación Cacho en los alrededores de Bogotá. (Tesis Pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- DE PORTA, J. (1974): *Léxico Estratigráfico. Amerique Latine, Colombie, Tertiaire et Quaternaire.* Union Internationale des Sciences Geologiques. V(4b).
- DIAZ, L. (2010): Evolución sedimentaria y estructural del Eoceno superior, Cordillera Oriental de Colombia. (Tesis doctoral) Universidad de Barcelona 240 p.
- DICKINSON, W. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones- Zuffa, G.G. Eds. Provenance of Arenites, 333-361 p.
- EHLERS, T. A. & FARLEY, K. A. (2003): Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 206, no. 1-2, p. PII S0012-821X(02)01069-5.
- FABRE, A. (1987): Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale de Colombie et du Bassin de Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire.: *Archives des Sciences Genève*. **40**:145-190.
- FARLEY, K. A. (2002): (U-Th)/He dating: techniques, calibrations and applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **47**: 819-844.
- GEHRELS G., VALENCIA, V. & PULLEN, A. (2006): Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center. In Olszewski, T.D. (Ed), *Geochronology Emerging opportunities*, Paleontological Society v.12, p.67-76.
- 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: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 131-147.
- GÓMEZ, E., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R. W. & CARDOZO, N. (2005): Development of the Colombian foreland-basin system as a consequence of diachronous exhumation of the northern Andes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1272-1292; doi: 10.1130/B25456.1.
- HATTON, L. & ESPEJO, I. (1997): Detrital Modes of Tertiary Units in the Central Middle Magdalena Basin, Colombia. 6° Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Cartagena, Colombia.
- HIGUERA, I., OTERO, M. & SILVA, M. (1993): Relaciones estratigráficas regionales de la Formación Guaduas. (Tesis Pregrado) Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- HORTON, B.K., PARRA, M., SAYLOR, J.E., NIE, J., MORA, A., TORRES, V., STOCKLI, D.F. & STRECKER, M. (2010a): Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures: *GSA Today*. **20**: 4-9.
- HORTON, B.K., SAYLOR, J.E., NIE, J., MORA, A., PARRA, M., REYES-HARKER, A. & STOCKLI, D.F. (2010b): Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia: *GSA Bulletin*, v. 122, p. 1423–1442.

- HOORN, C., KAANDORP, M. & ROELE, J. (1987): Tertiary sediments of the Usme Valley, Colombia: A palynological and stratigraphical approach. University of Amsterdam. 1-15 p.
- HOORN, C. (1988): Quebrada del Mochuelo, type locality of the Bogotá Formation: a sedimentological, petrographical and palynological study. University of Amsterdam. 1-22 p.
- HOUSE, M. A., FARLEY, K. A., & KOHN, B. P. (1999): An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia: Earth and Planetary Science Letters. **170** (4): 463-474.
- HUBACH, E. (1957): Estratigrafía de la Sabana de Bogotá y alrededores. Boletín de Geología del Ingeominas. v. V no. 2. p. 93-112
- IBÁÑEZ-MEJÍA, M., TASSINARI C.C.G. & JARAMILLO, J.M. (2007): U-Pb zircon ages of the "Antioquian Batholith": geochronological constraints of late Cretaceous magmatism in the central Andes of Colombia. Resúmenes XI Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, Colombia.
- IBÁÑEZ-MEJÍA, M., JARAMILLO-MEJÍA, J. M. & VALENCIA, V. (2008): U-Th/Pb zircon geochronology by multicollector LA-ICP-MS of the Samaná Gneiss: a Middle Triassic syn-tectonic body in the Central Andes of Colombia, related to the latter stages of Pangea assembly. VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche, Argentina. Extended Abstracts.
- INGERSOLL, R. V., BULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE, J. D. & SARES, S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: Journal of Sedimentary Petrology. **54**: 103-116.
- JARAMILLO, C.A. & DILCHER, D.L. (2001): Middle Paleogene palynology of central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes: Palaeontographica B. **258**: 87-213.
- JARAMILLO, C., MUÑOZ, F., COGOLLO, M. & PARRA, F. (2005): Quantitative Biostratigraphy for the Paleocene of the Llanos Foothills, Colombia: Improving Palynological Resolution for Oil Exploration, in: Powell, A.J., and Riding, J., (eds.), Recent Developments in Applied Biostratigraphy: London, The Micropaleontological Society Special Publications, p. 145-159.
- JARAMILLO, C. & RUEDA, M. (2008): A Morphological Electronic Database of Cretaceous-Tertiary Fossil Pollen and Spores from Northern South America, Colombian Petroleum Institute & Smithsonian Tropical Research Institute.
- JARAMILLO, C., RUEDA, M., BAYONA, G., SANTOS, C., FLOREZ, P. & PARRA, F. (2009): Biostratigraphy breaking paradigms: dating the Mirador Formation in the Llanos Basin of Colombia, in: Demchuck, T., and Gary, A., eds., SEPM Special Publication 93: Geologic Problem Solving with Microfossils: A Volume in Honor of Garry D. Jones, p. 29-40.
- JARAMILLO, L., ROA, E. & TORRES, M. (1993): Relaciones estratigráficas entre las unidades arenosas del Paleógeno (Paleoceno) del Piedemonte Llanero y la parte media de la Cordillera Oriental [Undergraduate thesis]: Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia.
- JULIVERT, M. (1963): Los rasgos tectónicos de la Sabana de Bogotá y los mecanismos de formación de las estructuras: Boletín Geológico Universidad Industrial de Santander, v. 13-14. 5-102 p.
- LUDWIG, K.J. (2007): Isoplot 3.62 Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, 70 p.
- MANGE, A. M. & MAURER, W. H. (1992): Heavy minerals in colour. Chapman and Hall. p. 11-28.
- MONTENEGRO, O. (2008): Análisis de petrografía y minerales pesados de la sucesión paleógena en el Sinclinal de Usme y contribuciones a la evolución tectónica del área, (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias, Bogotá. 20 p.

- MONTOYA, D. & REYES, G. (2005): Mapa Geológico de la Sabana de Bogotá. Escala 1:100.000. Ingeominas.
- MORA, A., PARRA, M., STRECKER, M. R., SOBEL, E., HOOGHIEMSTRA, H., TORRES, V. & JARAMILLO, J. (2008): Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia: Geological Society of America Bulletin, v. 120, p. 930-949.
- MORA, A., HORTON, B.K., MESA, A., RUBIANO, J., KETCHMAN, R., PARRA, M., BLANCO, V., GARCIA, D. & STOCKLI, D. (2010): Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications for petroleum systems. **94**: 1543-1580.
- MORETTI, I., RODRÍGUEZ, G., MAYORGA, M. & MONDRAGÓN, J. C. (2010): Integrated exploration workflow in the south Middle Magdalena Valley (Colombia). Journal of South America Earth Sciences. **29**: 187-197.
- NIE, J., HORTON, B.K., MORA, A., SAYLOR, J.E., HOUSH, T.B., RUBIANO, J. & NARANJO, J. (2010): Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley basin, Colombia. *Geology*. **38**: 451-454.
- ORDOÑEZ, O., PIMENTEL, M. & LAUX, J. H. (2007): U-Pb ages of the Antioquian Batholith. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, **22**:129-130.
- ORDOÑEZ, O. (2001): Caracterização isotópica Rb-Sr e Sm-Nd dos principais eventos magmáticos nos Andes Colombianos [Tese de Doutorado thesis]: Brasilia - Brasil, Universidade de Brasilia.
- PARRA, M., MORA, A., JARAMILLO, C., STRECKER, M. R., SOBEL, E. R., QUIROZ, L. I., RUEDA, M. & TORRES, V. (2009): Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia: Geological Society of America Bulletin, v. 121, p. 780-200.
- REINERS, P. W., ZHOU, Z. Y., EHLERS, T. A., XU, C. H., BRANDON, M. T., DONELICK, R. A. & NICOLESCU, S. (2003): Post-orogenic evolution of the Dabie Shan, eastern China, from (U-Th)/He and fission-track thermochronology: *American Journal of Science*. **303** (6): 489-518.
- RESTREPO, S., FOSTER, D. & KAMENOV, G. (2007): Formation age and magma sources for the Antioqueño Batholith derived from LA-ICP-MS Uranium-Lead dating and Hafnium-isotope analysis of zircon grains. Geological Society of America Abstracts with Programs. **39** (6): 493.
- ROSS, I., MANTILLA, P., MORA, C. & PIMENTEL, C. (2009): AFTA apatite fission track analysis constraints on the Mesozoic to Quaternary thermal and tectonic evolution of the Middle Magdalena Basin and Santander Massif, Eastern Cordillera, Bucaramanga area, Colombia. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas, Resumen en CD, 14 p.
- RUBATTO, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: distribution coefficients and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*. v. 184, 123-138. Denver Annual Meeting. Paper No. 181-28.
- SANTOS, C., JARAMILLO, C., BAYONA, G., RUEDA, M. & TORRES, V. (2008): Late Eocene marine incursion in Northwestern South America: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 264, p. 140-146.
- SARMIENTO, G. (1992): Estratigrafía y Medio de Depósito de la Formación Guaduas: *Boletín Geológico, Ingeominas.*, v. 32, no. 1-3, p. 3-44.
- SARMIENTO-ROJAS, L. F. (2001): Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes; Inferences from tectonic models: Bogotá, ECOPETROL-Netherlands Research School of Sedimentary Geology, 295 p.
- SARMIENTO-ROJAS, L. F., VAN WESS, J. D. & CLOETINGH, S. (2006): Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models: *Journal of South American Earth Sciences*. **21**: 383-411.

- STOCKLI, D. F., FARLEY, K. A. & DUMITRU, T. A. (2000): Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California: *Geology*. **28**: 983-986.
- TORRES, R. J. (2003): Caracterización petrográfica de la discordancia pre-eocénica en el área de la Sabana de Bogotá. (Tesis de Pregrado). Universidad Nacional de Colombia. Departamento de Geociencias. Bogotá, Colombia.
- TRAVERSE, A. (2007): *Paleopalynology*, Second Edition: Dordrecht, Springer, 813 p.
- VABRA, G., SCHMID, R. & GEBAUER, D. (1999): Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **134**: 380-404.
- VAN DER HAMMEN, T. (1957): Estratigrafía palinológica de la Sabana de Bogotá. *Boletín de Geología del Ingeominas*. v. V, no. 2, p. 187-203.
- VILLAGÓMEZ, D., SPIKINGS, R., SEWARD, D., MAGNA, T., WINKLER, W. & KAMMER, A. (2008): Thermotectonic history of the Northern Andes. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 573-576.
- VILLAGÓMEZ, D. (2010): *Thermochronology, Geochronology and Geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia; The Tectonic Evolution of NW South America*. (Tesis Doctoral). Universidad de Genève, Suiza, *Terre & Environnement*, v. 101, 143 p.
- VILLAROEL, C. (1987): Características y afinidades de *Etayoa* n. gen., tipo de una nueva familia de Xenungulata (Mammalia) del Paleoceno Medio (*i*) de Colombia. *Com. Paleont. del Museo de Historia Natural de Montevideo*, v. 1, no. 19, Uruguay.
- VINASCO, C. J., CORDANI, U. G., GONZÁLEZ, WEBER, M. & PELAEZ, C. (2006): Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. **21**: 355-371.
- WOLF, R. A., FARLEY, K. A. & SILVER, L. T. (1996): Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica Et Cosmochimica Acta*. **60** (21): 4231-4240.
- ZUFFA, G.G. (1980): Hybrid Arenites: Their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*. **50** (1): 21-29.