

PROCEDENCIA DE LAS UNIDADES PALEÓGENAS DE LA CUENCA DEL CATATUMBO Y SU COMPARACIÓN CON LAS CUENCAS ADYACENTES: RELACIÓN CON LA CONVERGENCIA DE LA PLACA CARIBE

PROVENANCE OF PALEOGENE UNITS IN THE CATATUMBO BASIN AND ITS COMPARISON WITH THE NEARBY BASINS: RELATIONSHIP WITH THE CONVERGENCE OF THE CARIBBEAN PLATEAU

Omar Montenegro¹, Germán Bayona^{1,2}, Carolina Ojeda³, Carolina Ayala¹, Agustín Cardona⁴, Sergio Restrepo⁵, Víctor Valencia⁶

¹ Corporación Geológica ARES, Calle 44A N. 53-96, Bogotá, (Colombia).

² Smithsonian Tropical Research Institute, Box 0843-03092, Balboa, Ancon (Panamá)

³ Universidad de Sao Paulo (Brasil)

⁴ Escuela de Procesos y Energía. Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, Colombia.

⁵ Department of Geological Sciences, University of Florida, (USA).

⁶ Department of Geology, Washington State University, (USA).

Montenegro, Omar; Bayona, Germán; Ojeda, Carolina; Ayala, Carolina; Agustín Cardona, Restrepo, Sergio & Valencia, Víctor (2014): *Procedencia de las unidades Paleógenas de la cuenca del Catatumbo y su comparación con las cuencas adyacentes: relación con la convergencia de la placa Caribe*. GEOLOGÍA COLOMBIANA, Vol. 37. Bogotá, Colombia. pp 123-151.

Manuscrito recibido: 24 de noviembre de 2012; aceptado: 1º de mayo de 2014.

Resumen

Durante el Paleógeno, los procesos de colisión de la placa Caribe con la esquina NW de Suramérica originaron procesos morfo-tectónicos sobre elementos corticales del borde de la margen convergente (Cordillera Central, Macizo de Santa Marta); sin embargo, aún se desconocen aspectos importantes de estos procesos en los segmentos internos de la placa continental. Un análisis de procedencia integrada en la sucesión Paleógena de 270 m de la cuenca del Catatumbo, localizada a más de 300 km de la margen de colisión, permite establecer si los sedimentos orogénicos proceden de las áreas emergidas en la margen colisional o de otras áreas intraplaca. Nuevos análisis de termocronología en el sistema (U-Th)/He en apatitos detríticos y paleotermométricos por reflectancia de la vitrinita en estas rocas del Paleógeno indican el grado de enterramiento y la temporalidad de la exhumación.

Las características composicionales de las areniscas (20 muestras) y minerales pesados (7 muestras), junto con las edades U/Pb de poblaciones de circones detríticos (7 muestras), permiten definir dos tendencias principales en la procedencia. La primera está relacionada con las rocas maduras del Paleoceno inferior (Formación Barco) y Eoceno inferior a medio (Formación Mirador), con un alto contenido de cuarzo, fragmentos líticos sedimentarios y minerales ultraestables. La segunda tendencia pertenece a las areniscas inmaduras de afinidad composicional Paleoceno superior (Formación Cuervos) y Eoceno superior (Formación Carbonera), que incluyen fragmentos de roca metamórficos y volcánicos, aumento en el contenido de feldespatos en rocas de la Formación Carbonera, y la presencia de minerales inestables como clorita, epidota y biotita.

En contraste con este cambio en la inmadurez composicional entre unidades del Paleógeno de la cuenca del Catatumbo, la población de edades de los circones detríticos durante el mismo periodo es constante, y dominan las edades de ~900-1500 Ma. Sólo dos poblaciones jóvenes se reportan. El incremento de la población de edades de edades Jurásicas se concentran hacia el Paleoceno superior (tope Formación Cuervos) y Eoceno

superior (Formación Carbonera), y circones volcánicos de edad Paleoceno (58-53 Ma) se documentan en rocas del Paleoceno superior. Las edades antes mencionadas, el aumento en las poblaciones de edades Jurásicas y el incremento de feldespatos potásicos junto con asociaciones de minerales pesados inestables sugieren fuentes de aporte de rocas intrusivas y/o volcánicas cercanas al depocentro, y retrabajamiento de coberteras sedimentarias. Estas características están presentes como parte del proceso de exposición de diferentes niveles estratigráficos y rocas ígneas del Macizo de Santander desde el Paleoceno. Esta interpretación se soporta por la diferencia entre los marcadores de procedencia de la cuenca del Catatumbo con lo reportado en las cuencas de Cesar-Ranchería, las cuales están más cercanas al orógeno marginal (Macizo de Santa Marta).

Los análisis de termocronología de baja temperatura por (U-Th)/He en apatitos detríticos (AHe) y de paleotermometría por reflectancia de la vitrinita (Ro%) sugieren que las rocas del Paleógeno en el piedemonte este del Macizo de Santander se enterraron y exhumaron de manera heterogénea y asincrónica. Mientras la sucesión del Paleógeno en la sección norte fue enterrada lo suficiente para alcanzar valores de Ro entre 0.6-1% y para generar edades de exhumación por encima de 40-80 °C menores de 3.5 Ma, el mismo nivel estratigráfico de la otra sucesión localizada a menos de 20 km hacia el sur, no se enterró lo suficiente para re-iniciar el sistema AHe según lo indican las edades variables entre ~247 y ~141 Ma. Estos datos permiten plantear la hipótesis que el proceso de enterramiento no es homogéneo a lo largo del piedemonte del Macizo de Santander, y debe corroborarse con estudios más sistemáticos de reflectancia de la vitrinita, termocronología, y desarrollo de modelos termales computacionales.

Los procesos orogénicos asociados con la subducción de la Placa Caribe y la esquina noroccidental de Sur América, son las principales causas del cambio en la morfología interna de una cuenca continua con depósitos de estratos marinos someros a marginales del Cretácico superior al establecimiento de cuencas continentales intraplaca, como la Cuenca del Catatumbo, desde el Paleoceno medio-tardío. El corto periodo de subducción de la placa del Caribe, debido a su espesor anómalo, puede ser considerado como un mecanismo para el establecimiento de altos y cuencas intraplaca aisladas en la esquina NW de Suramérica.

Palabras Clave: Catatumbo, Paleógeno, procedencia, petrografía, geocronología termocronología, (U-Th)/He en apatito, paleotermometría, cuencas adyacentes, Placa Caribe.

Abstract

During Paleogene time, the collisional process of the Caribbean plateau against the northwestern margin of South America triggered morpho-tectonic responses via uplift and exhumation along the convergent margin (e.g., Santa Marta massif and Central Cordillera). However, only few evidences have been reported about the effects of these processes onto the internal segment of the continental plate. An integrated provenance analysis was carried out on the Paleocene-Eocene succession of the Catatumbo Basin, located 300 km from the collisional margin, in order to establish whether syn-orogenic sediments recorded in the Catatumbo basin were supplied from marginal or intraplate uplifts. Low-temperature thermochronology analyses via (U-Th)/He in detrital apatites plus vitrinite reflectance data (Ro%) provide evidence of the degree of burial and timing of exhumation of Paleogene rocks.

Compositional pattern of sandstones (20 samples), heavy mineral assemblages (7 samples) and detrital zircon age populations (7 samples), indicate two different provenance trends. Quartz-rich sandstones with significant amounts of sedimentary lithic fragments and ultrastable heavy mineral assemblages are found predominantly in the lower Paleocene Barco Formation and lower to middle Eocene Mirador Formation. On the other hand, sandstones of the upper Paleocene Cuervos Formation and upper Eocene Carbonera Formation are compositionally immature. These units exhibit increases in the content of metamorphic and volcanic lithic fragments, unstable heavy minerals (e.g., chlorite, epidote and biotite), and feldspar fragments in upper Eocene sandstones.

In contrast to the compositional variation of Paleogene sandstones in the Catatumbo basin, detrital zircon age populations in Paleogene units are remarkably uniform with prevalence of 900-1500 Ma age populations. The only difference is associated with the presence of Jurassic populations (ca 190 Ma) and upper Paleocene populations (58-53 Ma), which are documented in upper Paleocene and upper Eocene sandstones. An increase of feldspar fragments and unstable heavy minerals in conjunction with the close association with Paleocene and Jurassic peaks in detrital zircon age distribution, suggest that different stratigraphic levels of the sedimentary cover, as well as volcanic and/or intrusive rocks of the Santander Massif were exposed since

Paleocene time.

Provenance markers of the Catatumbo Basin differ from those of the Cesar – Rancheria basins, which are located adjacent to the marginal uplift (Santa Marta Massif). In such marginal basins, Paleocene sandstones are compositional immature with high content of metamorphic and feldspar fragments, predominant zircons age populations younger than ~300 Ma, and a minor proportion of ~900-1500 Ma age population. This suggests that fluvial systems derived from the collisional margin did not reached intraplate basins.

Low-temperature thermochronology analyses by (U-Th)/He in apatite (AHe) and vitrinite reflectance paleothermometry (Ro%) indicate diachronic and heterogeneous patterns of burial and uplift/exhumation of the eastern foothills of the Catatumbo basin. Whereas in the northern section Paleogene strata were buried to reach Ro values between 0.6-1% and to record exhumation events above the 40-80°C during the last 3.5 Ma, strata of the same age in another section located 20 km farther south were not buried below of 40-80° C so as to reset the AHe system since the reported ages display a major spread from ~247 to ~141 Ma. Taken together, our datasets imply that burial events of Paleogene strata along the eastern Santander Massif foothills were not uniform. Further constrains require more extensive Vitrinite reflectance and low-temperature thermochronological analyses and development of computer based thermal models.

Orogenic processes associated with the subduction of the Caribbean Plateau at the northwestern corner of South America, are considered as the main causes for internal breakup of the latest Cretaceous marine- to marginal basin and the establishment of continental intraplate basins, like the Catatumbo Basin, since Mid-Late Paleocene. The short period of subduction of the Caribbean plate, may be taken as a feasible mechanism to generate isolated intraplate uplifted areas and basins in the northwestern corner of the South America plate.

Keywords: Catatumbo Basin, Provenance, Geochronology, Thermochronology, Apatite (U-Th)/He Caribbean plate, Paleothermometry, Maracaibo Block, Orogenic Process.

INTRODUCCIÓN

El bloque Maracaibo es una provincia tectónica del norte de Suramérica y el Caribe, que se encuentra limitada por los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga, Oca y Boconó (Case et al., 1990) (Figura 1). El bloque de Maracaibo incluye el Macizo de Santander, la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía del Perijá y los Andes de Mérida. Su historia tectónica entre el Cretácico y el Cenozoico se encuentra asociada con el movimiento oblicuo y colisión marginal de la placa del Caribe con respecto a Suramérica (Pindell et al., 2005, Montes et al., 2010).

La cuenca del Catatumbo se localiza en el extremo SW del bloque Maracaibo y está limitada al oeste por el Macizo de Santander y al sur por los Andes de Mérida. Al norte y este, la cuenca del Catatumbo es lateralmente continua con la cuenca de Maracaibo. La configuración presente del bloque Maracaibo en cuencas y orógenos segmentados difiere de la configuración propuesta para el bloque Maracaibo a finales del Cretácico de una plataforma marina continua que cubría el norte de los Andes (Martínez y Hernández, 1992; Villamil, 1999; Erlich et al., 2000). El registro estratigráfico reportado en los piedemontes de la cuenca del Catatumbo indica una acumulación relativamente continua durante el Cenozoico (Notestein et al., 1944; Ward et al., 1973), caracterizada por condiciones marginales a continentales (Villamil, 1999; Cooper et al., 1995).

En las cuencas de Ranchería y Maracaibo las litofacies reportadas para el Paleoceno inferior son calcáreas (Lugo y Mann, 2005; Bayona et al., 2007, 2011); mientras que hacia el sur en las cuencas de Cesar y Catatumbo, el dominio es siliciclástico (Ayala et al., 2009). Estos cambios en los procesos de acumulación de marinos a continentales están condicionados a la presencia de nuevas áreas fuente y cambios en el régimen morfotectónico, como lo inferido para la cuenca de Cesar (Ayala et al., 2009) y Ranchería (Bayona et al., 2007, 2011). Sin embargo, para la cuenca del Catatumbo aún no se ha establecido que controla el cambio de los patrones de acumulación y localización de áreas fuente.

El objetivo principal de este estudio es documentar el desarrollo de cuencas continentales en las zonas más alejadas del margen colisional del sur del Caribe con énfasis en la cuenca de Catatumbo. En este estudio también se define el marco cronológico durante el cual estas cuencas inicialmente continuas en el Cretácico tardío pasaron a cuencas limitadas por altos intraplaca. Adicionalmente, se caracterizan las variaciones temporales en la composición, asociación de minerales pesados y de la población de edades de circones detríticos de las areniscas de la sucesión Paleógena expuesta en la cuenca de Catatumbo para establecer los cambios en la composición de áreas fuentes. La comparación de estos resultados con los cambios de marcadores de procedencia de las areniscas del Paleógeno en las cuencas de Cesar y Ranchería (Bayona et al.,

2011; Ayala et al., 2009, 2012) permite establecer las implicaciones tectónicas a nivel regional de los procesos de deformación. Los rasgos composicionales de las rocas siliciclásticas (procedencia) se encuentran estrechamente determinados por la composición e historia morfotectónica en el área fuente (Johnsson, 1993).

El estudio se complementa con datos termocronológicos y paleotermométricos que permiten constreñir la historia morfotectónica de la secuencia sedimentaria y zonas aledañas. La termocronología juega un papel cada vez más preponderante en la evaluación de múltiples fenómenos en cuencas sedimentarias, e.g., mecanismos de formación, proveniencia de material detrítico, patrones de calentamiento (enterramiento) y enfriamiento (exhumación), deformación y desarrollo de estructuras por eventos tectónicos, inicio y duración de la generación de hidrocarburos (permanencia dentro de la ventana térmica), migración y captura de hidrocarburos, etc. (Armstrong 2005; Reiners et al., 2009). Cuando se combina con herramientas de geocronología detrítica (e.g., U/Pb en circon) el potencial de ambas técnicas resulta altamente complementario, tanto para el modelado térmico de los datos termocronológicos (historias de enterramiento, exhumación, etc.) como para el análisis de proveniencia (Reiners et al., 2009). El sistema (U-Th)/He es de particular interés dado que su rango térmico es el más bajo conocido (~40-80 °C) permitiendo abordar el análisis integral de la historia tiempo-temperatura (enterramiento, inversión, etc.) en las secuencias sedimentarias y aportando información sobre el contexto termotectónico en las zonas de aporte (Campbell, 2005, Bernet y Spiegel, 2004).

Nuevos datos de termocronología (U-Th)/He en apatitos detríticos (AHe) y reflectancia de vitrinita (Ro%) en rocas sedimentarias sin-orogénicas son presentados para discutir la historia de enterramiento y determinar la exhumación de estas unidades del Paleógeno (para el caso de edades reseteadas) ó del orógeno adyacente (edades no reseteadas) que corresponde al piedemonte más oriental del Macizo de Santander.

LOCALIZACIÓN

Las unidades del Paleógeno estudiadas en la cuenca del Catatumbo afloran en el piedemonte sureste del Macizo de Santander, con exposición continua en el sector del Río Peralonso (Formaciones Catatumbo, Barco y Cuervos) y Quebrada Regadera (tope de la Formación Cuervos, Formación Mirador y base de la Formación Carbonera). Las otras cuencas incluidas en este estudio son Ranchería (Bayona et al., 2007, 2011), Cesar (Ayala et al. 2009), y Sinclinal de Manuelote-Serranía de Perijá (Bayona et al., 2011) (Figura 1).

MARCO TECTÓNICO REGIONAL

En el sector nororiental de los Andes Colombianos, extendiéndose hacia la cuenca de Maracaibo en Venezuela, se encuentran expuestas rocas volcanoclásticas y siliciclásticas del Jurásico, formadas en cuencas aparentemente extensionales las cuales fueron posteriormente cubiertas por depósitos calcáreos y siliciclásticos del Cretácico Inferior (Ward et al., 1973; Maze, 1984, Lugo y Mann, 1995).

Para finales del Cretácico una sedimentación marina cubre gran parte del bloque Maracaibo y la proto-cordillera Oriental. Las reconstrucciones paleogeográficas para finales del Cretácico sugieren la existencia de una cuenca marina bordeada al este y al sur por el Escudo de Guyana, y la emergencia de la Cordillera Central (Cooper et al., 1995; Pindell et al., 1998; Villamil, 1999; Restrepo-Moreno et al., 2009) y parte del Macizo de Santa Marta (Bayona et al., 2011).

Los modelos paleo-geográficos regionales para el Cretácico Superior-Paleoceno sobre la colisión de la Placa del Caribe con el norte de Suramérica indican importantes modificaciones paleogeográficas, incluyendo: (1) levantamiento de los bordes de placa que colisionan, (2) el cambio de una plataforma marina somera a cuencas sin-orogénicas continentales, y (3) irregularidad en los cambios laterales de los espesores de las unidades Paleógenas en toda la cuenca (Burke, 1988; Gómez et al., 2005; Duerto et al., 2006; Cardona et al., 2011; Bayona et al., 2010, 2011). La temporalidad e historia de levantamiento y deformación de algunos de los macizos (Santander, Floresta, Perijá) y el desarrollo de los orógenos en posición intraplaca (Cordillera Oriental, los Andes de Mérida) es aún controversial, variando desde el Paleoceno hasta el Oligoceno (ver discusión en Bayona et al., 2010; Mora et al., 2010, Saylor et al., 2012, Bermúdez et al., 2010, 2011).

Estudios previos de procedencia en las cuencas de Cesar y Ranchería han propuesto a la Sierra Nevada de Santa Marta y el Macizo de Santander como áreas de aporte para el Paleoceno. En las cuencas de Cesar y Ranchería se ha reportado que a una edad de ca. 60 Ma tiene lugar un cambio en las poblaciones de edades U/Pb de circones detríticos con dominio en edades entre ~1000 y 1600 Ma a poblaciones que incluyen edades de ~65 a 360 Ma (Ayala et al., 2009, 2012; Bayona et al., 2011). El incremento en la fracción metamórfica y los feldspatos en las areniscas, la presencia de circones con edades entre 70 y 300 Ma, e indicadores de paleo-corrientes con sentido al E-SE, han sido utilizados para establecer la procedencia de la Sierra Nevada de Santa Marta (Bayona et al., 2007; Ayala et al., 2009; Bayona et al., 2011), sin dejar a un lado la existencia de aportes derivados del Macizo de Santander y la Serranía del Perijá (Ayala et al., 2009).

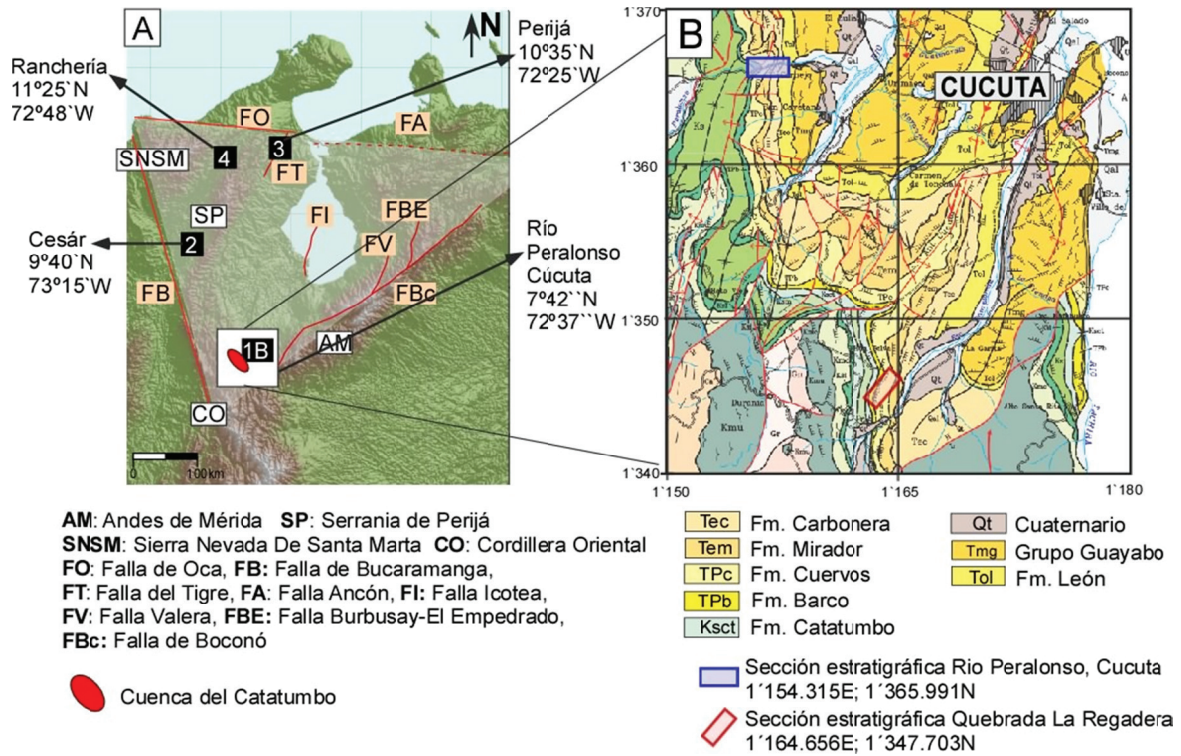


Figura 1. (A) Mapa regional del bloque Maracaibo, con las principales fallas y áreas foco de este estudio (recuadro 1B) (2) Cuenca Cesár, (3) Cuenca del Perijá, (4) Cuenca de Ranchería. (B) Mapa Geológico de la Cuenca del Catatumbo (Ingeominas, 1998) con la ubicación de las secciones estudiadas en Río Peralonso (área norte) y Quebrada La Regadera (área sur). De esta última área se tomaron las edades de las unidades del Paleógeno reportadas en Jaramillo (1999).

Figure 1. (A) Maracaibo Block Map, main faults and studied areas (1B). (2) Cesar Basin, (3) Perijá Basin, (4) Ranchería Basin. (B) Geologic map of the Catatumbo basin (Ingeominas, 1998) with the location of studied sections; rio Peralonso (northern area) and Quebrada La Regadera (southern area). Age control of the latter section is from Jaramillo (1999).

En estas unidades siliciclásticas del Paleoceno superior, las cuales incluyen la mayor cantidad de mantos de carbón (Ward et al., 1973; Bayona et al., 2011), se reportan un incremento en la inmadurez textural y contenido de fragmentos líticos metamórficos y feldspatos en las cuencas de Cesar (Ayala et al., 2009), Ranchería (Bayona et al., 2011) y SW de la cuenca de Maracaibo (Van Andel, 1958).

Análisis de termocronología y restauraciones cinemáticas de secciones balanceadas han establecido levantamientos de bloques al norte de la serranía del Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta para el Paleoceno (Bayona et al., 2011; Villagómez et al., 2011). Sin embargo, existen registros de una historia tectónica sobrepuesta desde el Eoceno en Santa Marta, la Serranía del Perijá, el sur oeste y parte central de los Andes de Mérida y en la cuenca de Barinas-Apure en Venezuela, que incluyen eventos en el Eoceno tardío, Oligoceno y los mayores levantamientos para el Mioceno tardío-Plioceno (Kellogg, 1984, Castillo y Mann 2006, Bermúdez et al., 2010). Resultados de

paleomagnetismo junto con la temporalidad de procesos de levantamiento de la Serranías del Perijá y la Sierra Nevada de Santa Marta con el desarrollo de la cuenca del Valle Inferior del Magdalena son el soporte para sugerir procesos de rotaciones en sentido horario del bloque Maracaibo desde el Eoceno tardío y diferentes desplazamientos a lo largo de fallas laterales (Montes et al., 2005, 2010) que limitan el bloque Maracaibo.

UNIDADES DEL PALEÓGENO DE LA CUENCA DEL CATATUMBO E INTERPRETACIÓN DE LOS AMBIENTES DE ACUMULACIÓN.

La Formación Catatumbo está compuesta principalmente por areniscas de tamaño arena fina acumulados en ambientes estuarinos a costeros (Ayala et al., 2009; PDVSA, 2008). La Formación Barco es una unidad arenosa principalmente, con una alta influencia estuarina con fosfatos y glauconita en el Catatumbo (Escalante y

Rojas, 1991). El contacto entre las formaciones Barco y Cuervos es de carácter transicional, y la Formación Cuervos presenta litologías lodosas intercaladas con arenitas líticas, acumuladas en ambientes continentales (PDVSA, 2008).

Para la Formación Mirador se presentan areniscas cuarzosas acumuladas en ambientes continentales fluviales, aunque se reporta una inconformidad entre las formaciones Cuervos y Mirador (Notestein et al., 1944), otros autores reportan contactos conformes entre ambas formaciones (Royer, 2001, Jaramillo et al, 2010).

La Formación Carbonera está compuesta por arcillas grises a gris verdosas intercaladas con capas de carbón y ocasionalmente con calizas fosilíferas. Estos depósitos se acumularon en ambientes continentales a marginales (Ward et al., 1973, Royero, 2001).

MÉTODOS

Varias técnicas fueron integradas para resolver las preguntas planteadas en esta investigación. A continuación se refieren los aspectos principales de los diferentes métodos usados.

Estratigrafía. Elaboración de una columna estratigráfica a escala 1:200 en el sector del Río Peralonso (N: 1.154.471; E: 1.365.985) identificando las Formaciones Catatumbo, Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera. Del trabajo de Jaramillo (1999) se tomó la columna estratigráfica de la Quebrada La Regadera (N: 1.347.703; E: 1.164.666) donde se describe el tope de la Formación Cuervos, Formación Mirador y Formación Carbonera. A partir de estas dos columnas se generó una columna estratigráfica compuesta donde se ubican tanto las muestras de petrografía, minerales pesados, geocronología, reflectancia de la vitrinita y la termocronología por (U-Th)/He en apatitos.

Petrografía. Se analizaron un total de veinte (20) secciones delgadas de las formaciones Catatumbo, Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera. Las secciones con posible contenido de feldespato potásico fueron teñidas con sodio cobaltinitro para su posterior identificación. Posteriormente se realizó un reconocimiento de fragmentos del armazón y tipos de matriz y cemento, y se procedió a un conteo modal 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 cálculo modal para los triángulos QtFL y QmFLt incluye las secciones con un armazón mayor al 70%.

Minerales Pesados. Se seleccionaron 7 muestras, incluyendo areniscas cuarzosas a litoareniscas de las formaciones Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera. Para cada muestra se realizó una preparación y concentración con las técnicas convencionales de fragmentación manual y en trituradora de rodillos. La fracción pulverizada fue tamizada para concentrar la fracción entre 63-250 μm . Esta fracción se separa en la mesa tipo Wilfley, y después la fracción sobrante se pasa por politungstato de sodio con una densidad cercana a 2.89 g/ml. El montaje de granos se hizo con un líquido de inmersión con índice de refracción conocido para poder aplicar las propiedades ópticas establecidas, y utiliza como guía el atlas de minerales pesados en color de Mange y Maurer (1992). Posteriormente se realizó un conteo de 250-300 granos, haciendo especial énfasis en la fracción no opaca, siguiendo áreas continuas en la sección. Para el análisis de los resultados, los minerales fueron divididos en minerales ultra-estables (circón, rutilo, turmalina), estables (apatito, granate), inestables (epidota, clinozoisita/zoisita, clorita) y micas (muscovita, biotita).

Paleotermometría y termocronología de baja temperatura por el método (U-Th)/He en apatitos.

En la determinación del grado de enterramiento y como complemento para la interpretación de los análisis de termocronología de baja temperatura en las unidades del Paleógeno de la cuenca del Catatumbo, se seleccionaron muestras en las formaciones Catatumbo, Cuervos y Carbonera para análisis de reflectancia de la vitrinita (Ro). Estos análisis se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica Orgánica del Instituto Colombiano del Petróleo.

Para los estudios de termocronología en el sistema AHe se aislaron separados de apatitos en 7 muestras. Las dataciones AHe se realizaron en el Laboratorio de Termocronología de baja temperatura del «Center for Isotope Geoscience, Department of Geological Sciences», University of Florida, Gainesville (USA). Para detalles de la técnica, ver Farley (2002) y/o Ehlers y Farley (2003).

Para cada muestra, se procedió a identificar granos de apatito euhedrales, de baja elongación, no fracturados, con $>70 \mu\text{m}$ en el ancho del prisma, transparentes y libres de inclusiones, los cuales son propicios para el análisis AHe (Farley, 2002; Ehlers y Farley, 2003). La selección de granos se realizó bajo un estereomicroscopio Leica® de alta resolución con platina rotatoria, bajo luz reflejada y transmitida. Los cristales de cada alícuota fueron fotografiados, catalogados en archivos de imágenes digitales y medidos digitalmente para la caracterización morfológica que permite obtener los parámetros

requeridos para generar las correcciones por eyección alfa o correcciones Ft (Farley, 2002). La medición de parámetros morfométricos se realizó haciendo uso de los programas LabView® y AnalySIS®. La elección rigurosa de granos adecuados permite minimizar errores en las edades asociados al exceso de He radiogénico (proveniente de inclusiones) y a las correcciones altas por eyección alfa que resultan del análisis de granos pequeños y/o elongados (correcciones Ft o correcciones “ α -recoil” Farley, 2002). Edades excesivamente altas asociadas a rutinas de desgasificación con re-extracciones de He, con frecuencia se deben a la presencia de inclusiones minerales (excesivo He radiogénico). Las edades relativamente bajas se asocian a morfometrías que facilitan la eyección del He radiogénico por fuera del dominio de difusión, es decir el cristal, generalmente en el caso de cristales pequeños y/o de alta elongación (correcciones Ft bajas). Problemas de este tipo han sido discutidos previamente en la literatura (Ehlers and Farley, 2003; Farley, 2002), y son comunes en todos los experimentos de difusión de gases.

La edad para cada muestra se obtuvo a partir de datos isotópicos generados en dos fases de espectrometría de masas: a) una primera fase en espectrómetro de masas cuadrupolar que permite medir el He radiogénico, y b) espectrometría de masas ICP-MS por sistema en muestra diluida para medir los isótopos padres U, Th y Sm. Para la primera fase de espectrometría los cristales de apatito seleccionados fueron empacadas en cápsulas de platino (Pt) de 1 mm de longitud, y dispuestas posteriormente en celdas en un panel de acero inoxidable que consta de 42 divisiones de 2 mm cada una para cargar hasta 42 alícuotas por sesión. El He fue extraído del apatito por difusión mediante el calentamiento de las cápsulas entre 600-700 °C por 3-5 minutos utilizando un diodo laser (808 nm) a 7 amperios. Los gases extraídos fueron purificados en una trampa criogénica de nitrógeno líquido, filtros de carbón y un captador (*getter*) NP-10 a ~15 °K, mezclados con un “*spike*” de ^3He y analizados con un espectrómetro de masas cuadrupolar Pfeiffer-Balzer Prisma®, en un sistema calibrado para ^4He y completamente automatizado, mediante la técnica de altura de picos comparada contra un estándar (en este caso el apatito de Durango, cuya edad K-Ar es de 31.4 ± 0.9 Ma; Farley, 2002). Para monitorear la consistencia en el sistema, cada 3 muestras se midieron estándares de Apatito Durango y muestras vacías de control (“*procedural blanks*”). Todas las muestras se re-extrajeron dos veces para verificar desgasificación completa del He constatando que la contribución del gas re-extraído fuera generalmente menor que 0,5% del total de ^4He medidos. Después de las mediciones de ^4He , los paquetes de Pt de cada muestra se recuperaron de la plancheta, fueron

diluidos en HNO_3 y mezclados con un “*spike*” de U-Th-Sm para el análisis por ICP-MS de los isótopos padres. Se entregan edades reducidas y corregidas por eyección de partículas alfa. La corrección- α (corrección Ft) se realizó de acuerdo a Farley et al. (1996) y Farley (2002). Los errores analíticos se propagan a las edades (U-Th-Sm)/He empleando una simulación de Monte-Carlo. Errores adicionales del 3% asociados a la corrección α a 1σ se incluyeron en el cálculo del error.

RESULTADOS

Las unidades del Paleógeno estudiadas en la cuenca del Catatumbo afloran en el piedemonte sureste del Macizo de Santander, con exposición continua en el sector del Río Peralonso (Formaciones Catatumbo, Barco y Cuervos) y la Quebrada Regadera (tope de la Formación Cuervos, Formación Mirador y base de la Formación Carbonera). Las otras cuencas incluidas en este estudio son Ranchería (Bayona et al., 2007, 2011), Cesar (Ayala et al. 2009), y el Sinclinal de Manuelote-Serranía de Perijá (Bayona et al., 2011) (Figura 1).

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA COMPUESTA

En el área del río Peralonso se midieron las unidades Catatumbo, Barco, Cuervos y Carbonera (Figura 2). Para la Formación Catatumbo se midieron 61,5 metros de intercalaciones de lodolitas negras con arcillolitas grises. En la Formación Barco se midieron 87 metros con litologías de cuarzoarenitas de tamaño medio a grueso intercaladas con capas delgadas de lodolitas grises. La Formación Cuervos con un espesor de 336 metros se caracteriza principalmente por la presencia de lodolitas intercaladas con capas delgadas a medias de arenitas líticas de tamaño fino a medio de colores grises y verdosos. El tope de esta unidad se identificó de la sección Quebrada La Regadera y consiste principalmente de lodolitas grises, con intercalaciones de arenitas líticas en capas delgadas. La Formación Mirador tiene un espesor de 285 metros, y está compuesta por cuarzoarenitas de grano medio a grueso, intercaladas en menor proporción por lodolitas grises. La parte inferior de la Formación Carbonera tiene un espesor de 63.5 metros, y litológicamente está compuesta por cuarzoarenitas y arenitas líticas de grano fino a medio, intercaladas con lodolitas grises y mantos delgados de carbón (Figura 2).

PETROGRAFÍA

Como resultado de la identificación previa de los granos del almacén, se reconocieron 21 tipos de granos (Tabla

1). Los cálculos usados para el análisis modal de los triángulos QtFL, QmFLt y StVtMt se muestran en la Tabla 2. Los porcentajes totales de composición de cada roca se observan en la Tabla 3.

La madurez textural de las rocas es alta considerándose en su mayoría arenitas. Solo dos muestras estarían ubicadas en el campo de las wackas por tener un contenido de matriz mayor a 20% (Tabla 3). A continuación se hace una breve descripción de la composición de las areniscas por unidad estratigráfica.

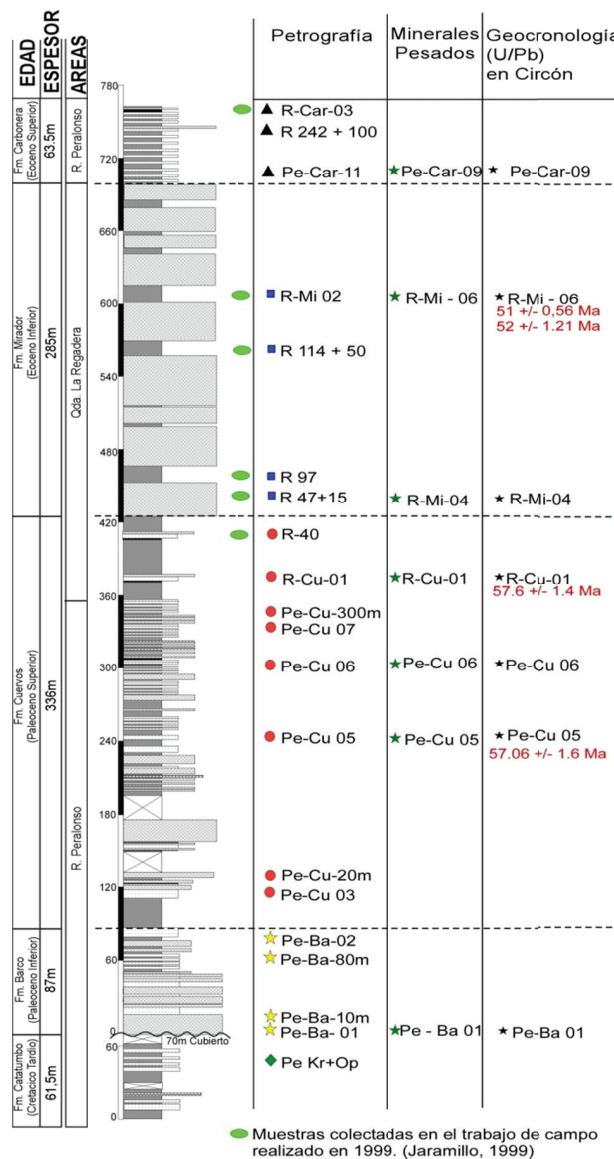


Figura 2. Columna estratigráfica compuesta de las secciones río Peralonso y Quebrada la Regadera, con la distribución de muestras para cada uno de los análisis de procedencia realizados. Las edades máximas probables de acumulación son determinadas por el circón más joven y se indican en las muestras de geocronología (en texto rojo). Estas edades no tienen significado estadístico ya que sólo se obtuvo en menos de tres granos.

Figure 2. Integrated stratigraphic column of Rio Peralonso and Quebrada La Regadera sections, and sample distribution for each provenance analysis. Maximum accumulation ages, determined by the youngest zircon U/Pb ages, are indicated in red font. These ages do not have statistical significance because zircon ages were reported in less than three grains.

Tabla 1. Tipos de granos identificados en sección delgada.**Table 1.** Description of framework grains.

ABREV	NOMBRE	DESCRIPCION
Qm	Cuarzo Monocristalino	Granos de caras limpias
Qsed	Cuarzo Policristalino sedimentario	Fragmento con granos de cuarzo de tamaño arena muy fina a limo, sin contactos suturados y usualmente con material intergranular
Qpf	Cuarzo Policristalino Foliado	Contactos suturados y cristales alargados y alineados
Qpd	Cuarzo Policristalino difuso	Contactos suturados, cristales equant
Qc	Chert	Cuarzo microcristalino, en nicoles paralelos algo grisáceo
Fk	Ortoclasa	Reconocibles por la tinción amarilla en nicoles paralelos.
Pl	Plagioclasa	En general con maclas, fragmentos euhedrales y fragmentos
Fm	Microclina	Macla enmallada
Fi	Feldespato indiferenciado	No se hizo diferenciación de los tipos de feldespato en el conteo
Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos finogranulares (limo y arcilla), a veces laminados y con sericita. En nicoles paralelos se identifican por sus colores oscuros o pardos
Lso	Lítico sedimentario oxidado	Fragmentos finogranulares (limo y arcilla) impregnados de óxidos
Lv	Lítico Volcánico	Fragmentos con texturas porfíricas, en donde se observan algunos cristales embebidos en una matriz microcristalina. Localmente los bordes de los cristales son algo difusos pero existe impregnación de feldespatos en el grano
Li	Lítico indiferenciado	No se hizo diferenciación de los tipos de líticos en el conteo
Mic	Micas	Biotitas, moscovitas
MP	Minerales pesados	Turmalina, circón, etc
Opac	Opacos	Oxidos, sulfuros, etc
Gl	Glauconita	Fragmentos redondeados color verde, retrabajados
Intsil	Intraclastos siliciclásticos	Fragmentos de clastos limosos muy similares a la matriz y por tanto difíciles de distinguir. Se consideran clastos intracuena retrabajados por pulsos de mayor energía
Intcal	Intraclastos calcáreos	Granos de micrita, más gruesos que los demás, que al tener disolución parcial dan la apariencia de cemento calcáreo en parches
Fos	Fósiles	Fragmentos fósiles (foraminíferos, bivalvos, etc)
Mtx	Matriz	Arcillosa y otros.

Tabla 2. Cálculos utilizados para la composición modal en las areniscas.

Table 2. Modal composition calculation for sandstones.

CODIGO	CALCULOS
Armazon	$\% \text{Armazon} = (300/\text{total de puntos}) * 100$
Material Intersticial	$\% \text{Material Intersticial} = (\text{Cemento} + \text{Matriz}) / (\text{total de puntos}) * 100$
Porosidad	$\% \text{Porosidad} = (\text{Porosidad}) / (\text{Total de puntos}) * 100$
% Fragmento Normalizado (Excluye detritos NCl, Cl y MP) Ej: Qm	$\% \text{Qm} = (\text{numero de granos de Qm} * 100) / (300 - \text{detritos NCl, Cl, Micas y MP})$
Qt	$\% \text{Cuarzo Total} = \% \text{Qm} + \% \text{Qpf} + \% \text{Qpd} + \% \text{Qps} + \% \text{Qc}$
Qm	% Cuarzo monocristalino
F	$\% \text{Feldespatos} = \% \text{Pl} + \% \text{Fk} + \% \text{Fi}$
L	$\% \text{Líticos} = \% \text{Ls} + \% \text{Lm} + \% \text{Lv} + \% \text{Li}$
Lt	$\% \text{Líticos Totales} = \% \text{Ls} + \% \text{Lm} + \% \text{Lv} + \% \text{Li} + \% \text{Qpf} + \% \text{Qpd} + \% \text{Qps} + \% \text{Qc}$
St	$\% \text{Líticos sedimentarios} = (\text{Qps} + \text{Qc} + \text{Ls}) * 100 / (\text{Qpf} + \text{Qps} + \text{Qc} + \text{Ls} + \text{Lm} + \text{Lv})$
Vt	$\% \text{Líticos Volcanicos} = (\text{Lv}) * 100 / (\text{Qpf} + \text{Qps} + \text{Qc} + \text{Ls} + \text{Lm} + \text{Lv})$
Mt	$\% \text{Líticos Metamorficos} = (\text{Qpf} + \text{Lm}) * 100 / (\text{Qpf} + \text{Qps} + \text{Qc} + \text{Ls} + \text{Lm} + \text{Lv})$

VARIACIÓN COMPOSICIONAL DE LAS ARENISCAS

La muestra analizada para la Formación Catatumbo corresponde a una cuarzoarenita (Qt99 F0 L1), y los líticos presentes en su mayoría son de origen sedimentario (Figura 3A).

Para la Formación Barco, las secciones analizadas se clasifican como sublitoarenitas a excepción de una muestra ubicada hacia el tope de la Formación, que se clasifica como litoarenita. Los fragmentos líticos sedimentarios son abundantes (51-65%). El contenido de fragmentos líticos metamórficos es abundante (33-48%), aunque los porcentajes son inferiores a los líticos sedimentarios encontrados (Figuras 3 A, y 4). Solo una muestra ubicada hacia la parte media de la Formación contiene líticos volcánicos (10%).

Las muestras analizadas para la Formación Cuervos presentan dos tendencias composicionales: 4 secciones se clasifican como sublitoarenitas, y las 4 restantes se clasifican como litoarenitas (Figura 3B). Los líticos identificados varían entre sedimentarios y metamórficos, (31-66% Ls y 30-68% Lm), y solo tres muestras presentan contenido de líticos volcánicos (<4%) (Figura 4).

En la Formación Mirador, las muestras analizadas presentan una alta madurez composicional y se clasifican como cuarzoarenitas, a excepción de una muestra hacia la base que se clasifica como sublitoarenita.

En la Formación Carbonera hay un incremento de los feldespatos, y se reporta como litoarenitas feldespáticas, sublitoarenitas y subarcosas (Figura 3D). Los principales fragmentos líticos son metamórficos; sin embargo, hay en menor proporción de fragmentos líticos sedimentarios (<50%).

Tabla 3. Resultados del conteo de puntos en petrografía. Las muestras con porcentajes de armazón inferior a 80% se encuentran resaltadas
Table 3. Petrography count-point results. Samples with framework less than 80% are highlighted.

Muestra	Edad	Unidad	Area	Tamaño de grano	OFL puntos	Fragmentos del armazón normalizados sin material intersticial y porosidad																												TOTAL ARMAZÓN-INTERSTICIAL Y POROSIDAD				MODAL				MODAL				Total Fragmentos Liticos	
						CUARZO														FELDESPATO														FRAGMENTOS LITICOS				OFL composicional				QmFL procedencia					
						Qm	Qsed	Qpf	Qpd	Qc	Fk	Pl	Fm	Fu	Ls	Lso	Lmn	Lmg	Lmc	Lma	Lmi	Lv	Lw	Lp	Lb	Lu	%Am	%lms	%Por	Qt	F	L	Qm	F	Lt	St	Vt	Mh+Pl									
R-Car-03	Eoceno Superior	Carbonera	Regadera	Fino a medio	304	67.4	0.0	7.6	12.8	3.0	0.7	5.6	0.0	0.0	0.7	0.0	1.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	75.6	24.4	0.0	80.8	6.3	3.0	67.4	6.3	26.3	26.8	4.9	68.3			
R-242 + 100	Eoceno Superior	Carbonera	Regadera	Fino	288	68.8	0.0	3.5	7.6	3.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	83.3	0.0	16.7	68.8	0.0	31.3	57.4	0.0	42.6				
Pe-Car-11	Eoceno Superior	Carbonera	Peralonso	Fino a medio	287	48.4	0.0	9.1	7.7	3.8	8.0	8.4	0.3	0.0	4.2	0.0	9.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.4	1.6	0.0	69.0	16.7	14.3	48.4	16.7	34.8	29.5	1.3	69.2					
R-Mi-02	Eoceno Inferior	Mirador	Regadera	Gueso a muy gueso	293	94.2	0.0	1.0	3.4	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	87.0	11.6	1.4	99.0	0.0	1.0	94.2	0.0	5.8	42.9	0.0	57.1						
R 114 + 50	Eoceno Inferior	Mirador	Regadera	Medio	293	91.5	0.0	1.4	2.4	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	96.2	0.0	3.8	91.5	0.0	8.5	44.4	0.0	55.6							
R 97	Eoceno Inferior	Mirador	Regadera	Fino a medio	289	60.9	0.0	4.5	14.9	1.4	0.0	0.0	0.0	0.0	6.2	0.0	12.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.4	2.6	0.0	81.7	0.0	18.3	60.9	0.0	39.1	31.4	0.0	68.6							
R 47 + 15	Eoceno Inferior	Mirador	Regadera	Gueso a muy gueso	309	89.3	0.0	1.3	4.5	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	90.1	9.9	0.0	99.4	0.0	0.6	89.3	0.0	10.7	78.9	0.0	21.1								
R-Cu-40	Paleoceno Superior	Cuenos	Regadera	Muy fino a fino	268	64.6	0.0	1.9	9.7	0.0	1.1	1.5	0.0	0.0	9.0	0.0	11.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	95.7	4.3	0.0	76.1	2.6	21.3	64.6	2.6	32.8	38.7	3.2	58.1								
R-Cu-01	Paleoceno Superior	Cuenos	Regadera	Muy fino a fino	287	66.2	0.0	2.1	4.2	1.4	0.7	3.5	0.0	0.0	6.6	0.0	15.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	92.0	8.0	0.0	73.9	4.2	22.0	66.2	4.2	29.6	31.5	0.0	68.5								
Pe-Cu-300	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Medio a gueso	303	42.2	0.0	6.9	17.5	5.3	0.3	0.7	0.0	0.0	9.6	0.0	17.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.8	2.2	0.0	71.9	1.0	27.1	42.2	1.0	56.8	37.8	0.8	61.3								
Pe-Cu-07	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Muy fino a fino	294	59.5	0.0	2.4	6.5	0.0	2.7	1.7	0.3	0.0	11.2	0.0	15.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	89.3	10.7	0.0	68.4	4.8	26.9	59.5	4.8	35.7	38.4	0.0	61.6								
Pe-Cu-06	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Medio	298	69.5	0.0	3.0	10.4	2.0	0.0	1.3	0.0	0.0	10.4	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	78.3	21.7	0.0	84.9	1.3	13.8	69.5	1.3	29.2	66.1	3.6	30.4								
Pe-Cu-05	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Fino a medio	299	76.9	0.0	2.0	6.7	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	7.7	0.0	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	95.2	4.8	0.0	87.0	0.0	13.0	76.9	0.0	23.1	55.1	0.0	44.9									
Pe-Cu-20	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Fino a medio	293	57.0	0.0	0.7	12.3	2.4	0.0	1.0	0.0	0.0	16.4	0.0	9.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	93.8	6.3	0.0	72.4	1.0	26.6	57.0	1.0	42.0	63.2	1.1	35.6									
Cu-Pe-03	Paleoceno Superior	Cuenos	Peralonso	Fino	293	72.4	0.0	0.7	5.1	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	14.7	0.0	6.8	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	93.8	6.3	0.0	78.2	0.3	21.5	72.4	0.3	27.3	66.2	0.0	33.8									
Pe-Ba-02	Paleoceno inferior-Medio	Barco	Peralonso	Fino a medio	299	65.6	0.0	0.0	3.3	2.3	0.0	2.0	0.0	0.0	16.7	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	71.2	2.0	26.8	65.6	2.0	32.4	65.5	0.0	34.5									
Pe-Ba-80m	Paleoceno inferior-Medio	Barco	Peralonso	Medio a gueso	295	85.1	0.0	0.0	4.4	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	4.7	0.0	5.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0	0.0	0.0	90.2	0.0	9.8	85.1	0.0	14.9	51.6	0.0	48.4										
Pe Ba 10m	Paleoceno inferior-Medio	Barco	Peralonso	Fino	285	69.5	0.0	0.7	5.6	1.1	0.0	1.1	0.0	0.0	12.3	0.0	7.4	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	0.0	0.0	0.0	90.4	9.6	0.0	76.8	1.1	22.1	69.5	1.1	29.5	55.9	10.3	33.8										
Pe-Ba-01	Paleoceno inferior-Medio	Barco	Peralonso	Medio a gueso	294	83.3	0.0	1.7	4.1	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	6.8	0.0	3.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	87.7	12.0	0.3	89.1	1.0	9.9	83.3	1.0	15.6	58.8	0.0	41.2										
PeKr + Op	Paleoceno inferior-Medio	Catumbó	Peralonso	Medio	277	98.2	0.0	0.0	0.7	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	94.0	6.0	0.0	99.6	0.0	0.4	98.2	0.0	1.8	100.0	0.0	0.0										

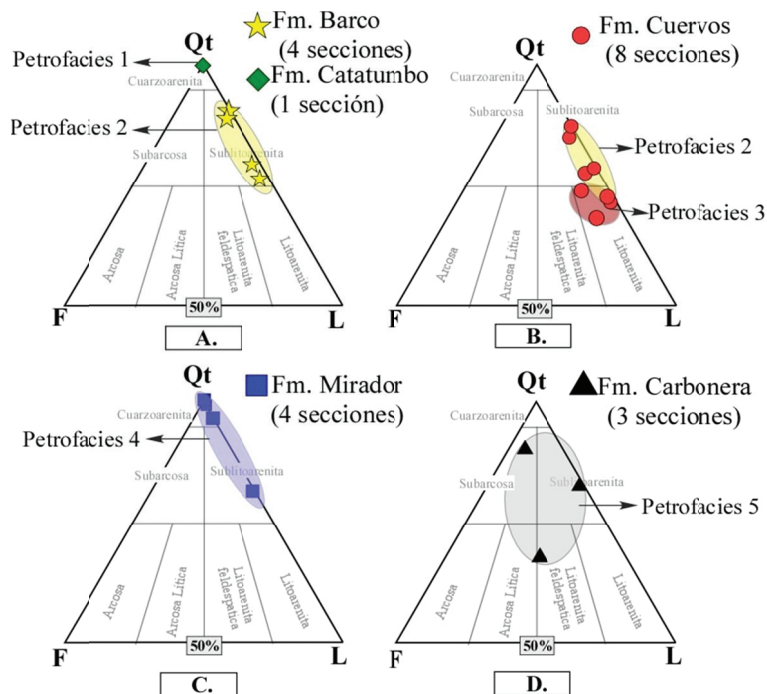


Figura 3. Diagramas QtFL de composición de las areniscas.

Figure 3. Sandstone composition diagram (QtFL).

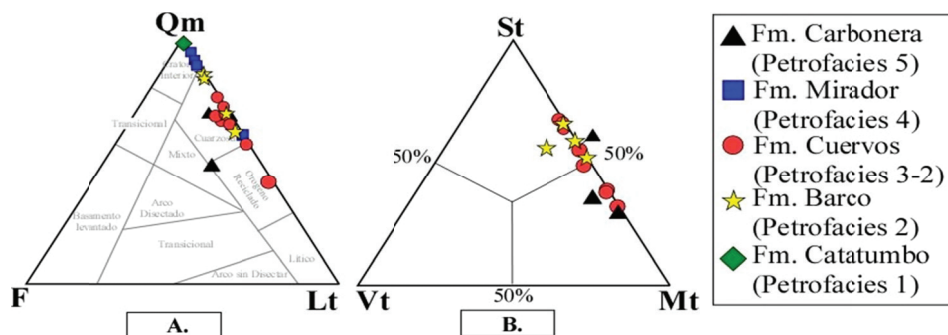


Figura 4. (a) Diagrama de procedencia QmFLt. (b) Diagrama de distribución de fragmentos líticos (StVtMt) para las areniscas con contenido de líticos totales (Lt) mayor a 20%. Estos diagramas ilustran el aporte de un orógeno cuarzoso con alto contenido de rocas metamórficas.

Figure 4. (a) Provenience diagram (QmFLt). (b) Lithic fragments distribution (StVtMt) for sandstones with total lithics (Lt) more than 20%. These diagrams show supply from a source area with high-content in metamorphic and quartzose rocks.

Petrofacies

Para estimar la variación de los principales componentes del armazón a lo largo de la columna estratigráfica, se establecieron cinco petrofacies, o asociación de fragmentos del armazón que identifican un intervalo estratigráfico. Estas variaciones se enumeran a continuación:

Petrofacies 1 (P1): consistente en cuarzoarenita presenta abundancia de glauconita (5-10%), junto con fragmentos líticos sedimentarios y chert en proporciones inferiores a 5%, cabe resaltar el alto contenido de cuarzo monocristalino, superando el 90% (Figura 5).

Petrofacies 2 (P2): conformada por sub-litoarenita se caracteriza por un aumento en el contenido de líticos

sedimentarios (5-20%) con respecto a la petrofacies P1 y la aparición de líticos metamórficos con una abundancia relativa de (0-10%). En menor proporción se observan fragmentos líticos volcánicos (< 5%). También se destaca la aparición de plagioclasas en proporciones menores al 5%, micas <5% y de aparición intermitente. Esporádicamente se encuentra glauconita en porcentaje no mayor a 5%. El contenido de cuarzo monocristalino disminuye respecto a P1 (90%) a valores entre 52%-71%.

Petrofacies 3 (P3): consistente en litoarenita tiene un porcentaje de fragmentos líticos metamórficos mayor (5-20%) en comparación con el contenido de fragmentos líticos sedimentarios (5-10%) y menor porcentaje de

líticos volcánicos (0-5%). La presencia de feldespato potásico y microclina (0-5%) es un marcador de esta petrofacies. También hay un leve aumento en el contenido de cuarzo policristalino foliado (5-10%). Presenta los menores contenidos de cuarzo monocristalino (39%-58%).

Petrofacies 4 (P4): consistente en cuarzoarenita a sublitoarenita se caracteriza por la ausencia de feldespatos con respecto a la petrofacies P3, la disminución de los líticos sedimentarios (0-5%) y de los líticos metamórficos (0-15%). Sin embargo, hacia la base el contenido de líticos metamórficos sigue siendo mayor que los líticos sedimentarios y volcánicos. Las micas están presentes con porcentajes entre 0-5%. Hay

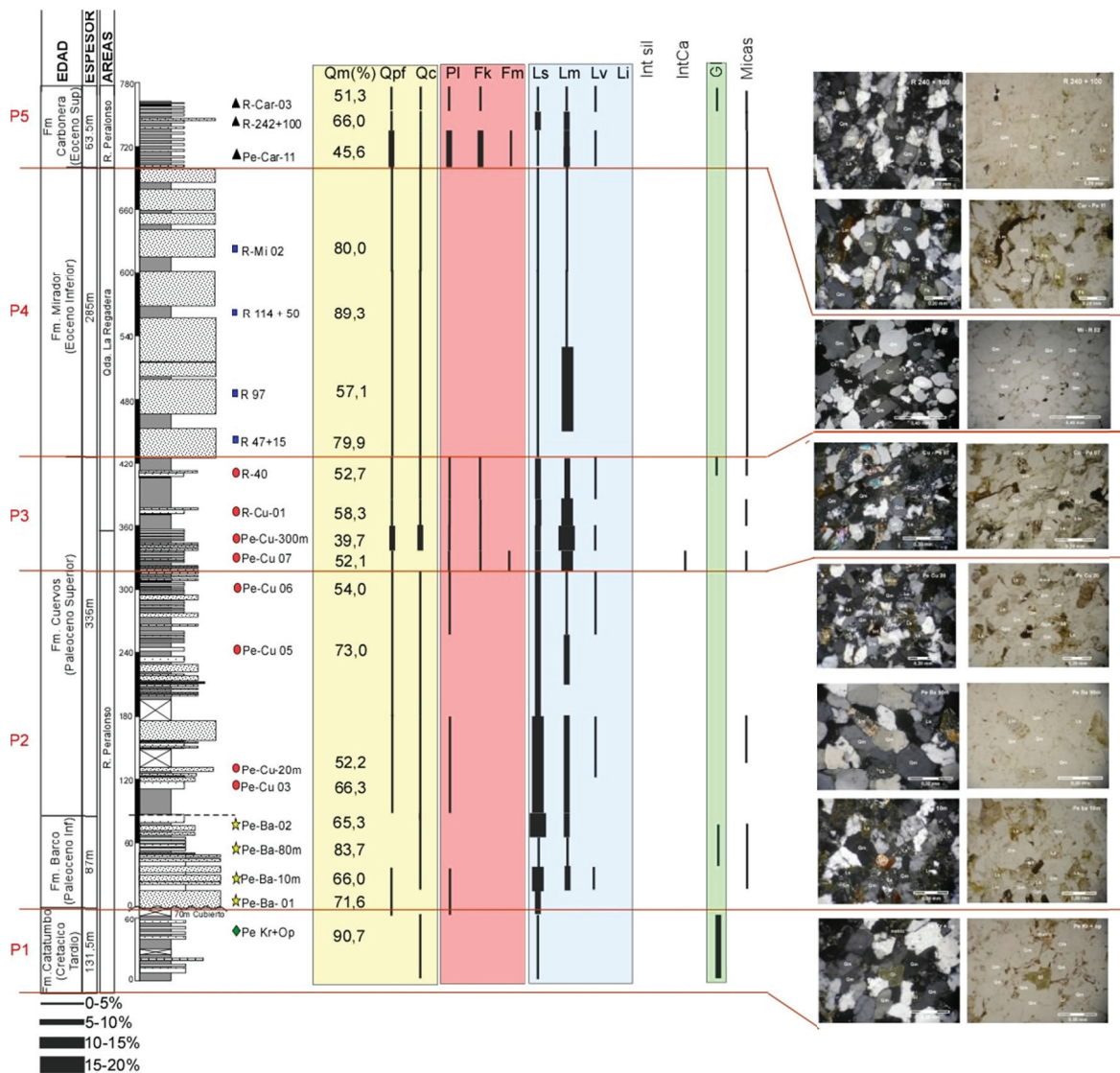


Figura 5. Diagrama de petrofacies para las muestras analizadas en la cuenca del Catatumbo.

Figure 5. Petrofacies for the analyzed sections in Catatumbo Basins, and representative microphotographs.

ausencia total de glauconita. El contenido de cuarzo monocristalino aumenta (57%-80%) respecto a la petrofacies P3.

Petrofacies 5 (P5): posee una composición muy variada, aparecen feldspatos en porcentajes no mayores al 10%, los fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos se reducen encontrándose en porcentajes inferiores a 10%, hay ocurrencia de líticos volcánicos en porcentajes que no superan el 5% y las micas siguen presentes (0-5%). La glauconita se observa en porcentajes inferiores al 5%. El cuarzo monocristalino es variable entre 45%-66% (Figura 5).

MINERALES PESADOS

Fueron identificados 11 tipos de minerales pesados en las láminas analizadas (Tabla 4), y estos fueron agrupados en minerales ultra-estables (circón, turmalina, rutilo), minerales estables (apatito y granate), minerales inestables (epidota, clinozoisita/zoisita, clorita, hematita y biotita) y micas. Es de importancia resaltar que el contenido de minerales opacos era bastante alto hacia el tope de la Formación Cuervos y la base de la Formación Mirador, y se encontraron porcentajes representativos

de minerales opacos en las demás secciones como se observa en la Tabla 4 y la Figura 6.

La sección analizada para la Formación Barco (Pe-Ba-01) presenta en un 100% minerales ultraestables. Las secciones analizadas en la Formación Cuervos hacia la parte media (muestras Pe-Cu-05, Pe-Cu-06) presentan un aumento de los minerales inestables (41-49%) con una disminución significativa de los minerales ultra-estables (47-54%). Hacia el tope de la Formación Cuervos (muestra R-01) el contenido de minerales ultra-estables es de nuevo el 100%.

Para la Formación Mirador, las dos muestras analizadas (R-Mi-04, R-Mi-06) tienen un dominio de minerales ultra-estables (89-100%) y hacia el tope se documenta la presencia de micas en un 11%.

En la muestra analizada para la Formación Carbonera (Pe-Car-11), el contenido de minerales ultra-estables es de 39%, tiene minerales estables en un 9%, minerales inestables un 42% y micas un 11%, marcando un aumento significativo en el contenido de inestables. Para esta unidad ya se documenta la presencia de granate.

Tabla 4. Resultados en porcentaje de los conteos para minerales pesados, translúcidos, opacos y discriminación de minerales translúcidos.

Table 4. Point counting results for each heavy-mineral mount.

Muestra	Formación	% TRASLUCIDOS	% OPACOS	TOTAL %	% ULTRAESTABLES			% ESTABLES		Muscovita	% INESTABLES					TOTAL %
					Circon	Turmalina	Rutilo	Apatito	Granate		Epidota	Clinozoisit a/ Zoisita	Clorita	Hematita	Biotita	
Pe-Car-09	Carbonera	71	29	100	21	18	0	3	6	11	7	6	26		3	100
R-Mi-06	Mirador	64	36	100	68	13	8	0	0	11	0	0	0		0	100
R-Mi-04	Mirador	10	90	100	100	0	0	0	0	0	0	0	0		0	100
R-Cu-01	Cuervos	11	89	100	100	0	0	0	0	0	0	0	0		0	100
Pe-Cu-06	Cuervos	81	19	100	23	17	8	4	0	0	0	0	49		0	100
Pe-Cu-05	Cuervos	62	38	100	12	14	28	5	0	0	5	0	36		0	100
Pe-Ba-01	Barco	57	43	100	82	15	3	0	0	0	0	0	0		0	100

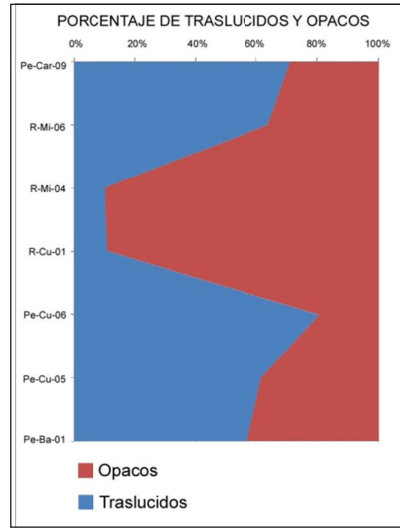


Figura 6. Diagrama de porcentajes de abundancia de minerales pesados translúcidos versus opacos.

Figure 6. Translucid heavy minerals vs. opaque heavy minerals diagram.

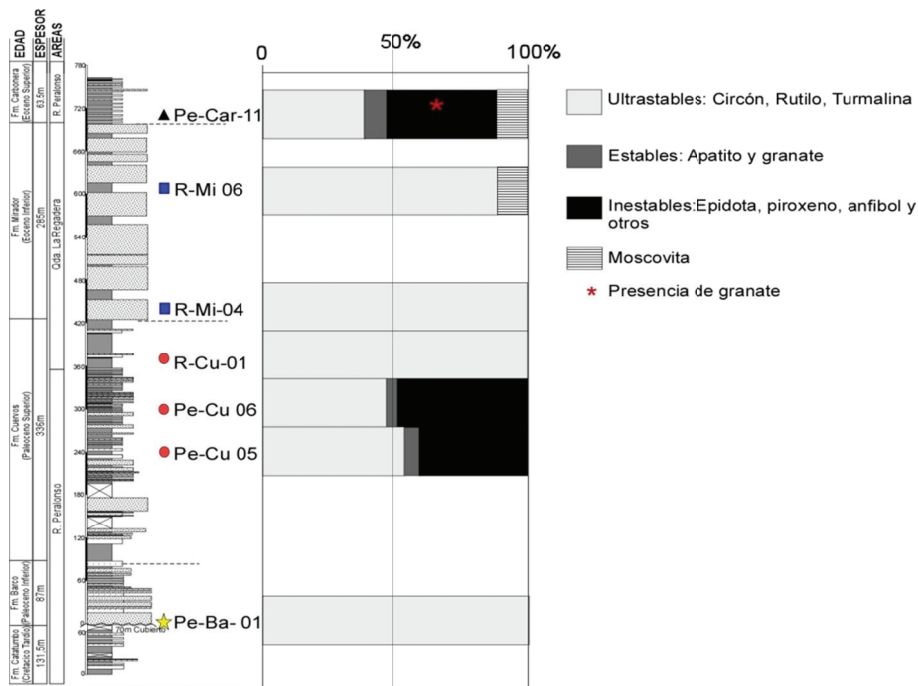


Figura 7. Diagrama de abundancia de minerales pesados ultra-estables, estables, inestables y micas, y su variación a lo largo de la columna estratigráfica.

Figure 7. Relative heavy mineral content with ultra-stable, stable, unstable and micaceous. Variation along the stratigraphic column.

GEOCRONOLOGÍA U/PB EN CIRCONES DETRÍTICOS

En este trabajo se resumen los resultados presentados en Ayala et al. (2012) con el fin de compararlos con los nuevos datos de petrografía y minerales pesados.

En la Formación Barco, para la muestra Pe-Ba-01 se analizaron 100 circones. Las poblaciones más significativas de edades se encuentran definidas por el pico de distribución del Mesoproterozoico de 1.6 Ga, y otro más antiguo a 1.8 Ga. Picos con menos abundancia se presentan para el Neoproterozoico a 540 Ma, Triásico 240 Ma, y un pico de abundancia más joven a 70 Ma (Figura 8A).

En la Formación Cuervos fueron analizadas 3 muestras (Pe-Cu-5, Pe-Cu-6, R-Cu-01). Para la muestra Pe-Cu-5 se dataron 100 circones, y las principales edades están definidas por los picos Mesoproterozoicos con edades entre 1.3 - 1.4 Ga y edades más antiguas a 1.8 Ga. El pico Neoproterozoico no presenta una abundancia importante, pero está presente. Los picos de 257 Ma del Triásico y 87 Ma del Cretácico son identificables (Figura 8B). Los tres circones más jóvenes tienen edades de 57.06 ± 1.60 Ma, 54.9 ± 3.16 Ma, 50.7 ± 4.6 Ma, pero el cálculo de la edad promedio no es posible debido a restricciones del método usado.

Para la muestra Pe-Cu-6 se analizaron 99 circones, encontrándose picos significativos de edades Mesoproterozoicas a 1.3 y 1.5 Ga y edades más antiguas a 1.8 Ga. El pico del Neoproterozoico se hace de nuevo importante a 529 Ma. Los picos del Triásico y Cretácico siguen apareciendo (252 Ma y 79 Ma), sin embargo aparece un pico de edad Jurásica a 169 Ma (Figura 8C).

En la muestra R-Cu-01 se analizaron 79 circones y se obtuvieron edades similares a las muestras ya mencionadas, edades del Mesoproterozoico con picos a 1.5 Ga y más antiguos a 1.8 Ga. Las edades del Neoproterozoico también están presentes a 547 Ma. El pico del Jurásico se encuentra de nuevo con una edad de 177 Ma, y se encuentran edades del Cretácico a ~94 Ma y Paleoceno ~63 Ma (Figura 8D). El circón más joven tiene una edad de 57.6 ± 1.4 Ma, muy cercana al tiempo de depositación, pero por ser un solo grano no se considera estadísticamente representativo.

En la Formación Mirador se analizaron 2 muestras (R-Mi-04, R-Mi-6). Para la muestra R-Mi-04 se recuperaron 100 circones y se obtuvieron picos de edades representativos para el Mesoproterozoico a 1.5 Ga, y más antiguos a 1.8 Ga. Aparecen picos Neoproterozoicos con edad de 954 Ma. Entre 400 y 500 Ma para las edades entre el Jurásico y el Cretácico de nuevo la abundancia relativa

es importante (entre 12 y 10 circones) marcando edades de 162 Ma y 70 Ma (Figura 8 E).

En la muestra R-Mi-6 se analizaron 100 circones y se obtuvieron poblaciones significativas de circones similares a los de la muestra antes descrita, con edades Proterozoicas entre 500 Ma. y 1.6 Ga y picos importantes para el Pérmico y Jurásico con edades de 294 Ma y 162 Ma (Figura 8 F). El circón más joven tiene una edad de 51 ± 0.56 Ma, pero esta edad no es representativa porque fue obtenida solo para un cristal.

En la muestra analizada para la Formación Carbonera (Pe-Car-09) se analizaron 100 circones y se obtuvieron poblaciones de circones detríticos entre 1.0 Ga y 1.6 Ga. Sin embargo no presentan una abundancia relativa grande (entre 4 y 2 circones). Las principales poblaciones se encuentran definidas para el Jurásico con una edad de 190 Ma (Figura 8 G).

ANÁLISIS DE VITRINITA Y TERMOCRONOLOGÍA

Los análisis de reflectancia de la vitrinita (Ro) en muestras de la sección norte de Peralonso dieron valores para la Formación Catatumbo de $Ro = 1\%$, mientras que en el tope de la sección equivalente a la Formación Carbonera se obtuvieron cifras de $Ro = 0.6\%$ (Figura 9) (Blanco et al., 2009). En la muestra analizada de la Formación Cuervos en la sección sur de la Regadera no se reportan datos de Ro debido al grado de oxidación de las partículas de materia orgánica, lo cual provoca un fenómeno de supresión de la vitrinita; sin embargo, los datos de pirólisis Rock Eval (444 °C) y el índice de alteración termal de la materia orgánica (6-6,5) permiten deducir que el grado de evolución termal es coherente con los resultados de las otras dos muestras. Estos resultados nos indican que rocas de la Formación Catatumbo en la sección norte de Peralonso estuvo al menos a 130 °C, mientras que la Formación Carbonera pasó la isoterma de los 94 °C (Barker y Pawlewicz, 1994). Estos resultados sugieren que es factible realizar estudios de termocronología AHe en apatitos detríticos sinorogénicos con el fin de reconstruir la historia térmica por soterramiento/ enfriamiento y relacionarlo con la exhumación de orógenos circundantes, particularmente en el sistema (U-Th)/He cuya temperatura de cierre se sitúa entre ~40 y 70 °C (Farley, 2002).

De las 7 muestras seleccionadas para la separación de apatitos (Pe-Ba-01, Pe-Cu-05, Pe-Cu-06, R-Cu-01, R-Mi-04, R-Mi-06, Pe-Car-09; Figura 9), sólo en 4 muestras (Pe-Cu-05, Pe-Cu-06, R-Cu-01 y Pe-Car-09) se obtuvieron apatitos de características adecuadas para

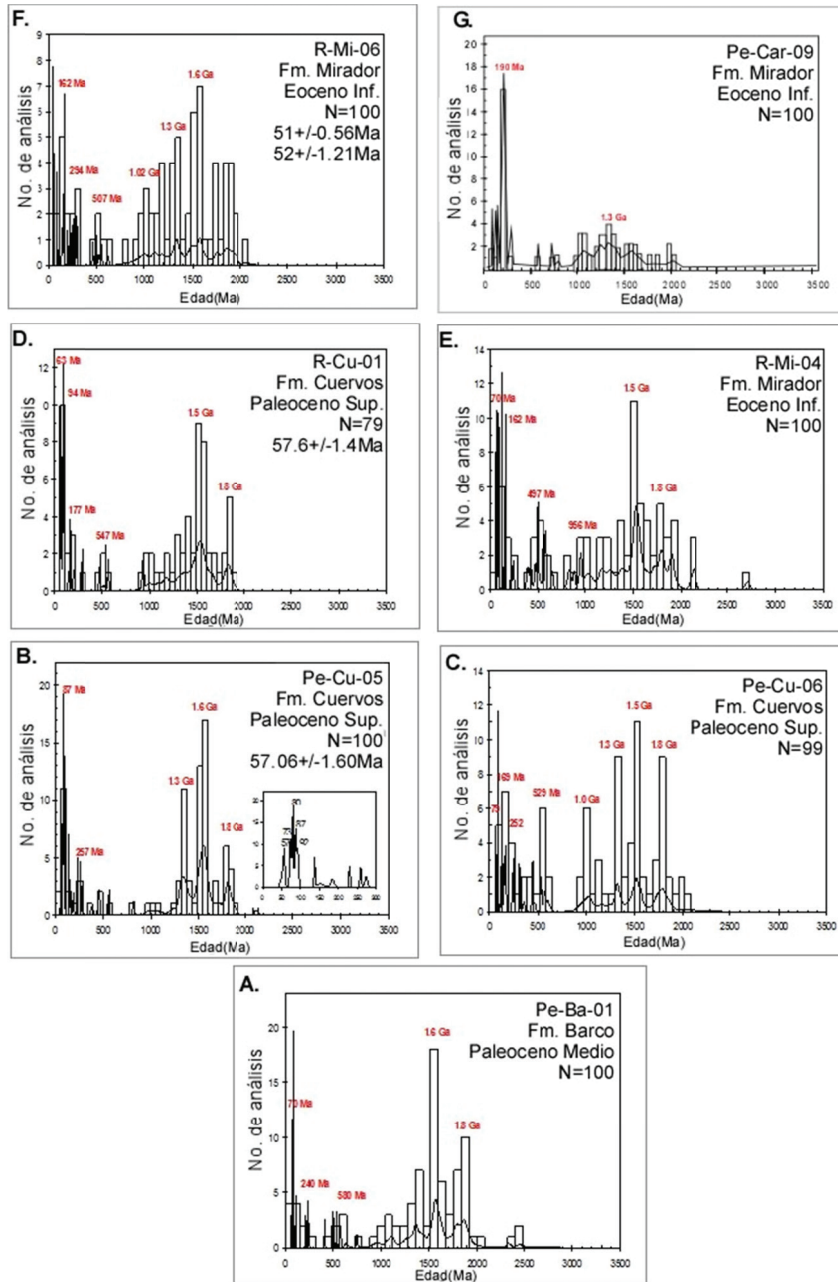


Figura 8. Histogramas de distribución de edades U-Pb en circon, incluyendo los picos más representativos para las formaciones: Barco (A), Cuervos (B, C, D), Mirador (E, F) y base de la Formación Carbonera (G). Circones con edades entre 50-60 Ma, que se aproximan a la edad máxima de acumulación, se indican en los diagramas B, D y F. Sobre estos histogramas se ha superpuesto la función de densidad, cuyos picos o puntos máximos representan la edad promedio de cada población existente en la muestra.

Figure 8. Histograms of U/Pb detrital zircon age distribution, including the most representative ages, for Barco Formation (A), Cuervos Formation (B, C, D), Mirador (E, F) and base of Carbonera Formation (G). Zircons with ages between 50-60 Ma, near the maximum accumulation age, are indicated in histogram B, D, F.

dataciones por He, según los criterios morfométricos y de pureza mencionados anteriormente (Ehlers and Farley, 2003; Farley, 2002).

Los resultados de las alícuotas de las tres muestras ubicadas en el sector de Río Peralonso indican edades de enfriamiento menores a ~3.5 Ma, con rangos entre ~0.1 a 3.5 Ma (Tabla 5). Con respecto a su posición estratigráfica, la Formación Cuervos presenta edades entre ~0.5 a 2.4 Ma, mientras que para la muestra de la Formación Carbonera las edades varían entre 0.1 a 3.5 Ma (Tabla 5). La distribución de edades a lo largo de la secuencia parece evidenciar consistencia con edades más jóvenes, es decir aquellas que recientemente fueron reseteadas por diversos eventos tectono-termales

ocurridos en el área de estudio, en la parte baja de la pila sedimentaria y edades un poco mayores en la porción superior de la misma. Una de las muestras (Pe-Cu-05*) arrojó una edad antigua de 847 Ma, posiblemente por problemas de inclusiones, o porque no hubo modificación térmica y se tienen edades heredadas. Varias muestras dieron por debajo de los límites de detección de He (Tabla 5).

En el sector de la Quebrada Regadera, la única muestra con apatitos aptos para análisis de termocronología (AHe) pertenece al tope de la Formación Cuervos. Las edades reportadas de estos apatitos varían entre ~247 y 141 Ma, diferente a las edades obtenidas en las muestras del Río Peralonso.

Muestra	Edad (Ma)	± [Ma] 6%	U [ng]	Th [ng]	Sm [ng]	He [ncc/mg]	Ft
Pe-Car-9			0,01374346	0,01387583	0,1995283	por debajo d/l	0,58071676
Pe-Car-9			0,00372718	0,00449834	0,06351595	por debajo d/l	0,70315222
Pe-Car-9	3,5	0,2	0,13920463	0,02782732	0,28194682	0,034862907	0,5650469
Pe-Car-9	0,1	0,4	0,01966222	0,0904842	0,13955832	0,000269607	0,61650615
Pe-Car-9			0,01716009	0,00117046	0,24879556	por debajo d/l	0,70779034
Pe-Car-9			0,01267732	0,02062174	0,43910016	por debajo d/l	0,60848636
R-Cu-01	149,2	10,9	0,05312163	0,00112639	0,15956899	0,667201925	0,68845064
R-Cu-01	247,5	21,2	0,00176511	0,00948182	0,0901402	0,095442173	0,77263104
R-Cu-01	141,4	11,3	0,15870704	0,00561322	0,61116419	2,19303714	0,79549697
Pe-Cu-6	1,6	0,4	0,02649517	0,24645224	0,445138	0,011297156	0,6751967
Pe-Cu-6	0,6	0,2	0,00821958	0,40729925	0,35652073	0,004912583	0,64746064
Pe-Cu-6			0,0044839	0,14251347	0,20679155	por debajo d/l	0,65631529
Pe-Cu-6	0,6	0,2	0,00711941	0,36723796	0,37302436	0,004603814	0,65353707
Pe-Cu-05 *	847,1	45,7	0,01231897	0,11708912	0,47791066	2,953039999	0,70869902
Pe-Cu-05	2,4	0,3	0,00693799	0,31726197	0,46327993	0,01781342	0,7543999
Pe-Cu-05	0,5	0,4	0,01575581	0,11264345	0,6932475	0,001860239	0,75630907

Tabla 5. Resultados de las alícuotas de las 4 muestras con valores significativos-reproducibles. Las muestras que dieron por debajo de los límites de detección de He se indican en color gris.

Table 5. AHe thermochronology results for 4 samples. In dark gray are samples with low levels of He.

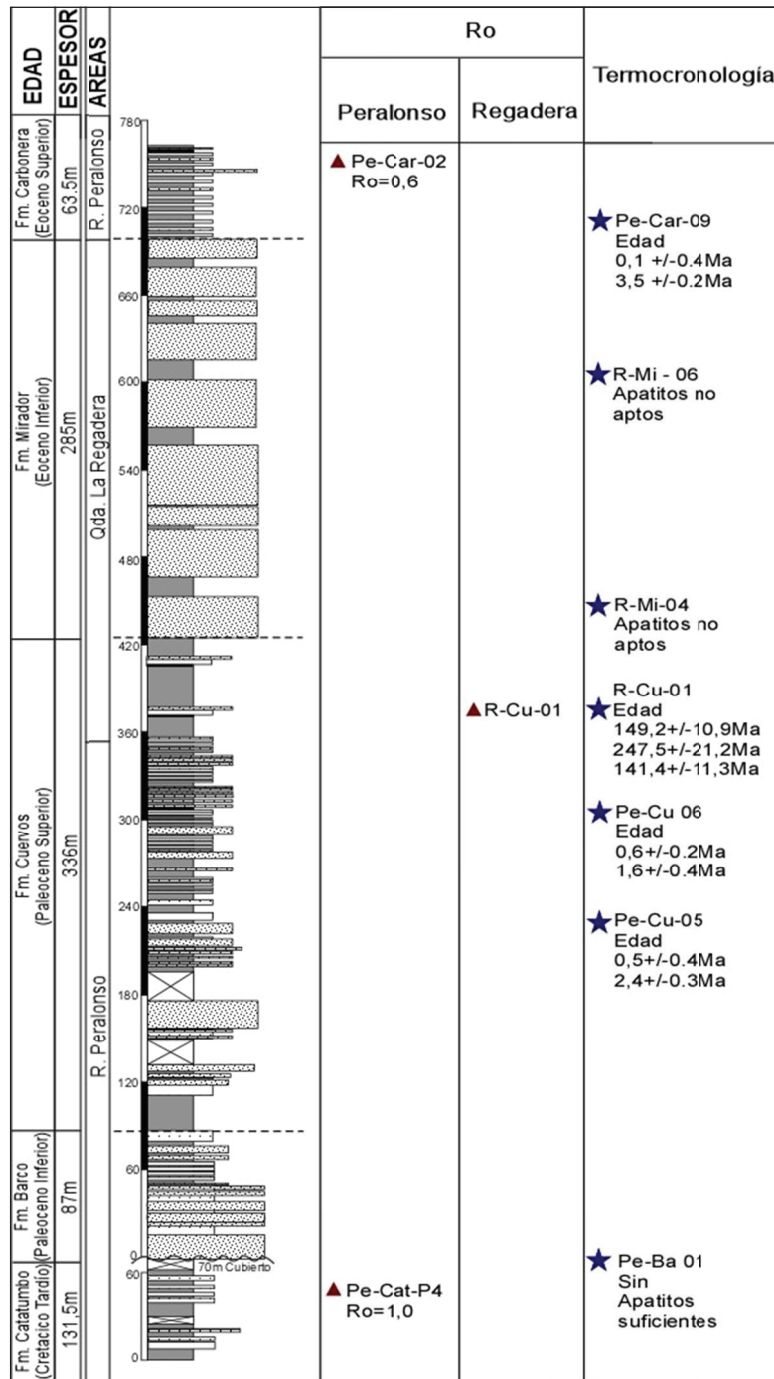


Figura 9. Distribución de las muestras analizadas para R0 y análisis de termocronología (U-Th)/He en apatitos en la sucesión Paleógena de la Cuenca del Catatumbo.

Figure 9. Sample distribution for R0 and thermochronology analyses in the Paleogene succession of the Catatumbo Basin.

DISCUSIÓN

CONTROLES LOCALES EN LOS MARCADORES DE PROCEDENCIA

La integración de los diferentes marcadores de procedencia utilizados en este trabajo permite inferir la relación entre el cambio de composición/asociación de minerales pesados/poblaciones de circones con respecto a la composición/edades de roca expuestas en las posibles áreas fuente.

Entre el tope de la Formación Catatumbo, la Formación Barco y el segmento inferior de la Formación Cuervos, existen variaciones en el régimen de acumulación. Sin embargo, la composición de las areniscas y la población de circones detríticos preservan la misma tendencia y solo se observan leves variaciones en el contenido de cuarzo policristalino foliado y un incremento en los diversos tipos de fragmentos líticos entre las formaciones Catatumbo y Barco. Sin embargo, la asociación de minerales pesados muestra una diferencia pasando de minerales ultraestables en la Formación Barco a asociaciones de minerales inestables (epidota y clorita) en la Formación Cuervos.

En la parte media y superior de la Formación Cuervos (Paleoceno superior) se observa inmadurez composicional de las areniscas (Petrofacies 3). En este intervalo se reporta un aumento en el contenido de fragmentos líticos metamórficos en comparación de los fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos, y una presencia de feldespatos potásicos (<5%) acompañados de microclina en menores proporciones. Estas variaciones composicionales van acompañadas con un contenido de circones de edades Cretácico y Permo-Triásicas, y un leve incremento en las poblaciones de edad Jurásicas de la muestra R-Cu-01 y Pe-Cu-06. Sin embargo, entre estas dos muestras hay un cambio en la asociación de minerales pesados entre un dominio de inestables a un dominio de ultra-estables (Figura 7), la cual ocurre en la misma petrofacies 3 (Figura 5). Esta complejidad composicional no se puede atribuir a la denudación de un área fuente específica, sino a la posible mezcla de diferentes áreas fuente (ver sección 4.2 Controles regionales)

Otra variable que debe ser considerada es la variación en las tasas de subsidencia en la cuenca, ya que la exposición de la roca/sedimento a la meteorización química destruye los minerales inestables. En las areniscas cuarzosas de la Formación Mirador, el comportamiento observado en la geocronología es similar al de las sub-

litoarenitas y litoarenitas analizadas en la Formación Cuervos con picos Meso- y Neoproterozoicos, Permo-Triásicos, Jurásicos y Cretácicos (Figura 8). Sin embargo, desde el punto de vista petrográfico hay ausencia de feldespatos y fragmentos líticos volcánicos con una presencia constante de micas (Figura 5). La ausencia en la variedad de constituyentes se ve reflejada en las asociaciones de minerales pesados que tienen en su mayoría contenido de minerales ultra-estables, marcando una diferencia composicional entre las formaciones Cuervos y Mirador. Las mayores tasas de subsidencia son encontradas en la Formación Cuervos (84 m/Ma) y esto permite explicar el mayor registro de material fino y de areniscas de composición inmadura (litoarenitas y sub-litoarenitas). Mientras que la baja tasa de subsidencia en la Formación Mirador (26 m/Ma) permitiría explicar el registro de material más grueso y composicionalmente más maduro (cuarzoarenitas de grano medio a grueso). Por consiguiente, el cambio composicional no necesariamente refleja un cambio de área fuente.

Para la muestra analizada de la Formación Carbonera (Eoceno superior) se puede establecer una relación entre la inmadurez composicional y los picos Jurásicos. Esta inmadurez está marcada por el contenido de feldespato potásico (0-10%, incluido el mineral microclina), contenido de cuarzo policristalino foliado (0-10%) y el mayor contenido de fragmentos líticos metamórficos (0-10%) respecto al contenido de fragmentos líticos sedimentarios y volcánicos (0-5%) (Figura 10). Además, se encuentran asociaciones de minerales pesados inestables, estables y micas, en especial granate, epidota y un contenido significativo de clorita (Figura 11). Todo esto sugiere la cercanía de fuentes plutónicas con edades Jurásicas cercanas al depocentro, como las expuestas en el Macizo de Santander (Ward, 1973).

CONTROLES REGIONALES EN LOS MARCADORES DE PROCEDENCIA

Para determinar las posibles razones de los cambios en una de las variables, teniendo en cuenta las herramientas usadas de análisis de procedencia, y establecer si ese cambio es producto de un fenómeno regional y está asociado a una nueva área fuente, procedemos al análisis regional de la información de procedencia en el bloque Maracaibo por intervalo de tiempo, incluyendo resultados ya publicados de las cuencas del Cesar, Ranchería, Perijá y Maracaibo (Van Andel, 1958, Ayala et al., 2009, Bayona et al., 2007, 2011).

En las rocas del Paleoceno inferior y medio, se observa una similitud composicional en todas las áreas estudiadas, con contenidos de cuarzo total (Qt) mayores al 75%. Las poblaciones de circones de edades Mesoproterozoicas (1000-1600 Ma) indican que los circones se pudieron originar en el Macizo de Guyana, y que el retrabajamiento de las areniscas del Paleozoico y Cretácico también pudieron contribuir con circones para esta población (Horton et al., 2010). La abundancia de fragmentos líticos sedimentarios (0-15%), la presencia de glauconita, y la ausencia de feldespato potásico y minerales inestables sugieren una posible erosión de la cobertera cretácica sedimentaria (Ayala et al., 2009) expuesta en el Macizo de Santander, explicando la presencia de litofacies siliciclástica al sur y de carbonatos al norte.

Las areniscas del Paleoceno superior tienen variaciones composicionales de sur a norte, teniendo para el Catatumbo valores de Qt de 76% promedio mientras en Ranchería se reduce al 56%, y a su vez el contenido de feldespato se hace mayor en la misma dirección (1.9 y 16% respectivamente). Esto también se ve reflejado en un aumento de edades Cretácicas y Permo-Triásicas hacia los sectores de Cesar y Ranchería, comparadas con las edades observadas en el sector del Perijá, en donde los picos cretácicos no son tan altos y hay un mayor contenido de circones detríticos de edades Mesoproterozoicas. Todos estos resultados contrastan con los valores obtenidos para el Catatumbo, donde los mayores picos se encuentran hacia el Mesoproterozoico, los picos Cretácicos y Permo-Triásicos tienen menores frecuencias, y aparecen picos de edad Jurásica. La Sierra Nevada de Santa Marta estaría siendo la fuente de aporte para la región del Cesar y Ranchería (Ayala et al., 2009, Bayona et al., 2011). Sin embargo, existe una diferencia marcada con los resultados obtenidos para el Catatumbo, que posiblemente estarían recibiendo material procedente de la erosión a diferentes niveles estratigráficos del Macizo de Santander, así como material procedente desde los altos localizados en las zonas marginales (Sierra Nevada de Santa Marta); el registro de edades más antiguas, junto con la entrada de líticos metamórficos y registro de minerales inestables estaría marcando el inicio de la somerización de la Placa Caribe, con el levantamiento de estos bloques intracuenca (Macizo de Santander, Serranía del Perijá), haciéndose más fuerte hacia el Eoceno medio.

Para el Eoceno inferior hay un incremento en la madurez composicional en la cuenca del Catatumbo, en donde el contenido de cuarzo total es mayor a 70% y las asociaciones de minerales pesados son principalmente de ultra-estables. Sin embargo, las poblaciones de

edades U/Pb de circones entre la Formación Cuervos y la Formación Mirador son similares (Figura 8 D, E y F), indicando que las áreas fuentes son las mismas. El cambio de composición de las areniscas puede explicarse tanto por una disminución abrupta en la tasa de subsidencia de la cuenca, y por un incremento global de la temperatura en el Eoceno temprano-medio (Zachos et al., 2001). A escala regional, las areniscas del Eoceno inferior-medio son composicionalmente maduras en la Cordillera Oriental (Bayona et al., 2008) y sur de la cuenca de Maracaibo (Van Andel, 1958). El desarrollo de llanuras aluviales en áreas de muy baja subsidencia, permite que los procesos de meteorización destruyan los componentes inestables en las areniscas fluviales (Johnsson, 1993; Amorochó et al., 2011).

En el Eoceno medio y tardío, el registro sedimentario se extiende en el Catatumbo y al este del Perijá. La denudación de rocas plutónicas en el Macizo de Santander es registrada en la cuenca del Catatumbo en las areniscas de la Formación Carbonera. Estas areniscas incluyen feldespatos potásicos, microclina, fragmentos líticos sedimentarios, metamórficos, volcánicos, y asociaciones inestables de minerales pesados (epidota, clorita, biotita). En la cuenca de Cesar-Ranchería estas rocas se encuentran ausentes, o muy localizadas, y se reporta la deformación del Alto de Verdesia que separa definitivamente estas dos cuencas (Ayala et al. 2009).

MARCO TECTÓNICO RELACIONADO CON LEVANTAMIENTOS INTRAPLACA

Varias evidencias de la subducción en la parte noroeste de Suramérica para el Cretácico-Paleoceno temprano ya han sido reportadas (e.g., Pindell et al., 2005, Vallejo et al., 2009., Villagómez et al., 2011). Asociado a este proceso de subducción, se relaciona el levantamiento de la Sierra Nevada de Santa Marta (Cardona et al., 2011) y se evidencia el volcanismo generado a través de las diferentes edades de circones detríticos, entre 45-65 Ma en la Cordillera Oriental, con composiciones de sus areniscas que varían entre sub-litoarenita, litoarenita y arenitas feldespáticas, aun con niveles de rocas volcánico-clásticas hacia la Sabana de Bogotá (Bayona et al., 2010, 2012), sumado a los circones detríticos de origen volcánico en el sector del Catatumbo (Ayala et al., 2012).

Asociado a la culminación del volcanismo hacia el Eoceno medio (Bayona et al., 2012) se puede relacionar a la culminación de la subducción somera de la placa Caribe, lo cual genera un aumento en el levantamiento de los altos intracuenca (Van Hunen et al., 2004), evidenciados en este caso en los aportes de material

detrítico por parte del Macizo de Santander y la Serranía del Perijá, y el proceso de deformación más pronunciado en la Serranía de Perijá (Kellogg, 1984; Duerto et al., 2006; Bayona et al., 2011).

ENTERRAMIENTO Y EXHUMACIÓN DE LAS UNIDADES DEL PALEÓGENO

Los resultados de termocronología (AHe) arrojan edades con poca dispersión y marcadamente menores que las edades de depositación de las secuencias, indicando no solo el reseteo del sistema termocronológico, resultado del enterramiento de la secuencia sedimentaria a niveles por encima de la temperatura de cierre parcial (PRZ) y total del sistema AHe (i.e., 40-80°C), sino pulsos de enfriamiento recientes (rango aproximado 1-3.5 Ma), que pueden interpretarse como ligados a procesos de levantamiento / exhumación durante el Plio-Pleistoceno, asociados a su vez a la colisión/subducción de la Placa Caribe. Este fenómeno habría generado segmentaciones de los bloques recientes exhumados al igual que sucede en el sector de Maracaibo (Bermúdez et al., 2010, 2011). Estos resultados indican que, durante el enterramiento, estos niveles de la secuencia alcanzaron temperaturas superiores a los 80 °C. Así por ejemplo, la muestra Pe-Car-09 de la Formación Carbonera, de edad depositacional Eoceno, exhibe edades AHe entre 0.5 y 3.5 Ma, mientras que en la Formación Cuervos, las muestras Pe-Cu-05 y Pe-Cu-06 de edad Paleoceno Superior arrojan datos AHe entre ~0.5 y 2.4 Ma. Este comportamiento discrepa de los resultados para la muestra R-Cu-01, cuya edad de depositación es Paleoceno Superior y sus edad AHe altamente dispersas varían entre ~140 y 247 Ma. Este comportamiento de edades dispersas y mucho mayores a la edad de depositación se interpreta como una señal de eventos termotectónicos registrados en las zonas de aporte, es decir, en los macizos cordilleranos circundantes (e.g., Armstrong, 2005), que puede deberse a eventos morfotectónicos antiguos en las zonas de aporte (e.g., levantamiento-exhumación-

enfriamiento previos al desarrollo de la cadena Andina moderna) de edad Triásico-Jurásico.

Para la Formación Cuervos se observa una diferenciación de edades del sector norte (río Peralonso) con respecto al sector sur (Quebrada Regadera) evidenciando la existencia de dos bloques estructurales, mostrando un mayor enterramiento al norte (reseteo de edades) en contraste con el sur donde se evidencia un menor enterramiento. Otra probable explicación podría darse en términos de una diferencia de gradientes termales entre bloques relacionado a migración lateral de fluidos, como es el caso de los Andes de Mérida (Bermúdez et al., 2011). Ambas alternativas deben analizarse con más datos de reflectancia de vitrinita y termocronología, que incorporen además de AHe el trabajo con trazas de fisión en apatito (AFT), y buscando soporte para anomalías termales locales (intrusivos recientes, aguas termales). El rango de edades de enfriamiento por exhumación obtenido para las secciones del Catatumbo analizadas este trabajo debe complementarse con análisis de trazas de fisión de apatito (AFT) y modelamientos termales tipo HeFTy® o QT-Qt (Ketcham et al., 2009; Gallaher et al., 2013) para establecer comparaciones regionales de los eventos de exhumación. Las edades de AFT reportadas en otros estudios para el Macizo de Santander varían entre 0-30 Ma (Duddy et al., 2009) y para el bloque Caparo de los Andes de Mérida entre 6.8 - 26.3 Ma (Bermúdez et al., 2010) (Figura 12). Para la Sierra Nevada de Santa Marta, las edades varían entre 16-30 Ma (Cardona et al., 2010; Villagómez et al., 2011), y para segmentos septentrionales de la Cordillera Central (macizo aportante de carácter regional desde el Paleoceno) se han reportado edades AHe y AFT entre 21 y 45 y 34-48 Ma (Restrepo-Moreno et al., 2009). Además, debe evaluarse posibles controles climáticos en el relieve de la región del Catatumbo. Para este último propósito serán de suma importancia redes de muestreo para AHe más amplias (en x,y,z) dado que dicho sistema es fácilmente perturbable por cambios leves en la topografía que a su vez pueden ser disparados por cambios tectónicos y/o climáticos.

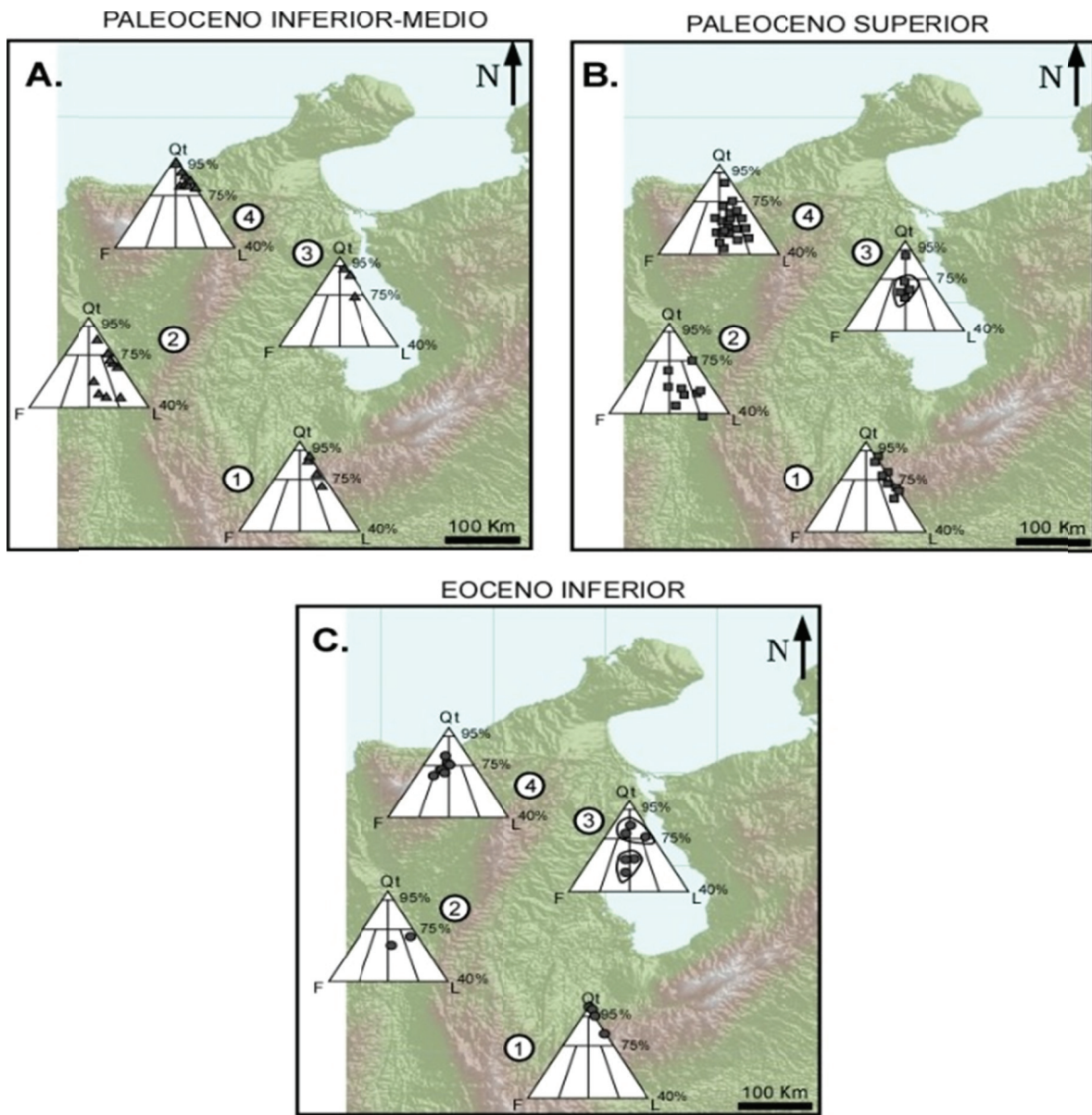


Figura 10. Composición de las arenas en las áreas estudiadas según los resultados de Ayala et al. (2009), Bayona et al. (2007, 2011) y este estudio.

Figure 10. Regional sandstone composition, according with Ayala et al. (2009), Bayona et al. (2007, 2011) and this study.

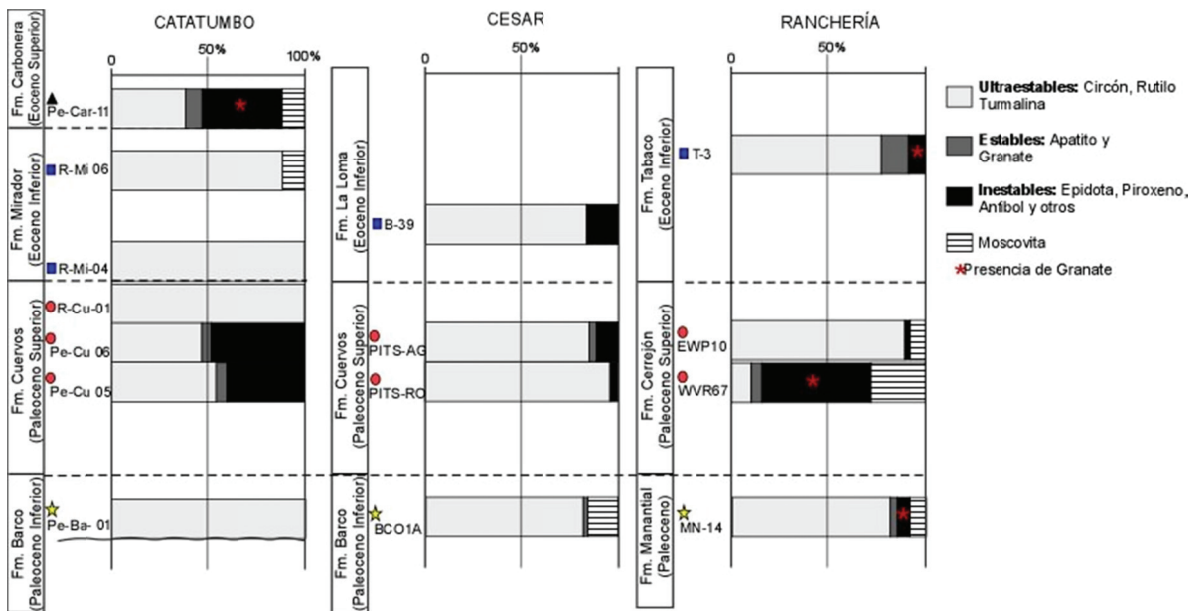


Figura 11. Diagrama de porcentaje de abundancia de minerales pesados ultra-estables, estables, inestables y micas para las áreas de Catatumbo, Cesar y Ranchería.

Figure 11. Heavy mineral percent abundance for ultra-stable, stable, unstable and mica minerals, in the Catatumbo, Cesar and Rancheria basins.

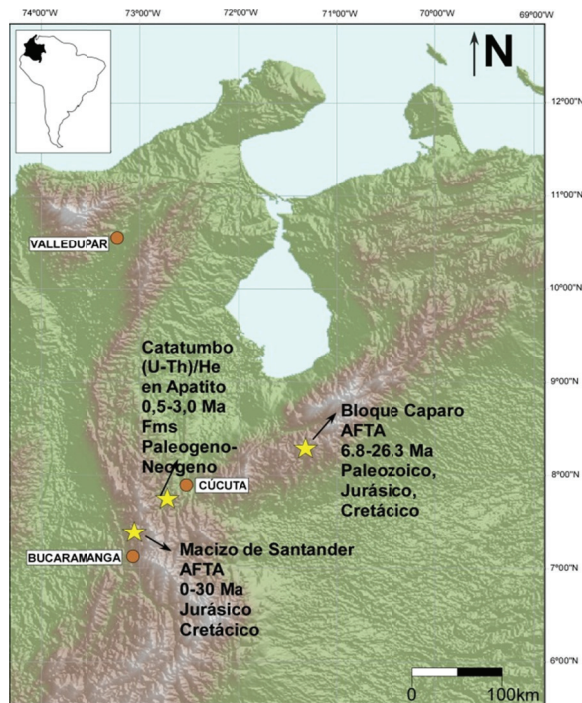


Figura 12. Mapa de ubicación de los resultados de exhumación previos y de este estudio.

Figure 12. Map of cooling ages (exhumation) in this, and previous studies.

CONCLUSIONES

La sucesión Paleógena en la Cuenca del Catatumbo presenta 5 petrofacies caracterizadas por sus variaciones en los contenidos de feldespatos potásicos, fragmentos líticos sedimentarios, metamórficos y volcánicos; además, presenta variaciones en el contenido de minerales pesados opacos y aumentos de minerales translúcidos inestables como epidota, clorita y biotita.

En contraste, los resultados de geocronología en la Cuenca del Catatumbo muestran una tendencia constante durante el Paleoceno-Eoceno medio (formaciones Barco, Cuervos y Mirador), con una diferencia hacia el Eoceno superior (Formación Carbonera).

Aunque la tendencia de picos de edades U/Pb para circones para el Catatumbo es constante, las características composicionales muestran un cambio entre Paleoceno superior y Eoceno inferior, al igual que en la asociación de minerales pesados. El incremento de la madurez composicional observadas en rocas del Eoceno inferior se atribuye a la disminución de la subsidencia tectónica en el área de estudio, sumado a la variabilidad y cambio de las condiciones climáticas a lo largo del tiempo geológico.

Entre las areniscas del Paleoceno inferior-medio y del Paleoceno superior se observa un incremento de la inmadurez composicional a nivel regional, y un marcado cambio en las poblaciones de circones. Las areniscas son maduras para el Paleoceno inferior-medio en las cuencas del sur (Cesar y Catatumbo) con un dominio de población de circones >900 Ma. En el Paleoceno superior, las areniscas son inmaduras hacia el Cesar, Ranchería y Perijá (disminución Qt, aumento en Feldespato potásico, aumento líticos totales), y en la población de circones se registra un incremento de edades jóvenes (65-360 Ma); sin embargo, en la cuenca del Catatumbo la disminución de Qt y aumento en líticos totales no es tan pronunciado como en las otras cuencas, los feldespatos son inferiores a 5%, y la población de circones jóvenes no es tan significativa como en las cuencas marginales de Cesar-Ranchería. Las rocas de basamento de la Sierra Nevada de Santa Marta pueden ser la fuente principal para las cuencas marginales, mientras para la Cuenca del Catatumbo existe una mezcla de material procedente de la Sierra Nevada de Santa Marta además del retrabajamiento de la cobertera sedimentaria del Macizo de Santander y la parte más norte de la Cordillera Oriental.

El aumento en la inmadurez composicional en rocas del Eoceno superior, principalmente marcado por la

presencia de feldespatos y microclinas, y la variedad de constituyentes inestables (clorita, granate y epidota) se asocia a los picos de edad Jurásica reportados en la población de circones. Esta asociación sugiere que las rocas plutónicas del Macizo de Santander, cercanas a la Cuenca del Catatumbo, pueden ser la fuente principal de sedimentos.

Los resultados de termocronología AHe en apatito arrojan edades de exhumación entre 0.5 y 3 Ma para el sector del río Peralonso, que estarían indicando procesos de exhumación Plio-Pleistoceno asociados a las fases orogénicas más recientes registradas para el Macizo de Santander y los Andes de Mérida (Venezuela). Por su parte, la secuencia de en el sector Quebrada Regadera exhibe edades no reseteadas y altamente dispersas indicadoras de enterramiento somero (i.e, no reseteo del sistema AHe). Esto sugiere soterramientos heterogéneo de las unidades del Paleoceno a lo largo del piedemonte del Macizo de Santander, como una hipótesis que debe corroborarse con estudios más sistemáticos de reflectancia de la vitrinita y termocronología, y desarrollo de modelos termales computacionales.

AGRADECIMIENTOS

A la Fundación para la Promoción de la Investigación y la Tecnología del Banco de la Republica, por su ayuda económica para llevar a cabo parte de esta investigación, y a COLCIENCIAS por el apoyo institucional a ARES. A las comunidades de los sectores aledaños a la Quebrada Regadera y Río Peralonso. A Giovanni Jiménez por sus comentarios tanto en campo como en la elaboración de este manuscrito. A Mauricio Bermúdez por sus importantes comentarios para mejorar el contenido y presentación de este manuscrito. Este trabajo es dedicado en memoria de María Esperanza Bayona Zorro (f. 05/2012) con su trabajo dedicado en la Corporación Geológica Ares, fue de gran soporte administrativo en la realización de varios proyectos de investigación.

REFERENCIAS

- Armstrong, P.A., (2005), Thermochronometers in Sedimentary Basins: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 499-525.
- Amorocho, R., Bayona, G., And Reyes-Harker, A. (2011): Controls on the composition of fluvial sands in the proximal area of a tropical foreland basin (Colombia): Geología Colombiana, v. 36, p. 163-177.

- Ayala, R. (2009): Análisis tectonoestratigráfico y de procedencia en la subcuenca del Cesar: Relación con los sistemas petroleros (Tesis de Grado Msc), 183p. Universidad Simón Bolívar, Caracas Venezuela.
- Ayala Calvo, R.c., Bayona, G., Ojeda, C., Cardona, A., Valencia, V., PadrÓN, C., Yoris, F., Mesa-Salamanca, J., And García, A. (2009): Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el Campaniano y el Paleógeno en la subcuenca de Cesar – Aportes a la evolución tectónica del área: *Geología Colombiana*, v. 43, p. 3-33.
- Ayala, C., Bayona, G., Cardona, A., Ojeda, C., Montenegro, O., Montes, C., Valencia, V., And Jaramillo, C. (2012): The paleogene synorogenic succession in the northwestern Maracaibo block: Tracking intraplate uplifts and changes in sediment delivery systems: *Journal of South America Earth Sciences*, v. in press.
- Barker, C.e., And Pawlewicz, M.J. (1994): Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures: A comparison of methods, in Mukhopadhyay, P.K., and Dow, W.G., eds., *Vitrinite reflectance as a maturity parameter: Application and limitations*, Amer. Chem. Soc., Symposium Series 570, p. 216-229.
- Bayona, G., Montes, C., Cardona, A., Jaramillo, C., Ojeda, G., And Valencia, V. (2011): Intraplate subsidence and basin filling adjacent to an oceanic arc-continental collision; a case from the southern Caribbean-South America plate margin: *Basin Research*, v. 23, p. 403-422.
- Bayona, G., Lamus, F., Cardona, A., Jaramillo, C., Montes, C., And Tchegliakova, N. (2007): Procesos Orogénicos del Paleoceno para la cuenca de Ranchería (Guajira, Colombia) definidos por análisis de procedencia.: *Geología Colombiana*, v. 32, p. 21-46.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., And Reyes-Harker, A. (2008): An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia.: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, p. 1171-1197.
- Bayona, G., Montenegro, O., Cardona, A., Jaramillo, C., Lamus, F., MorÓN, S., Quiroz, L., Ruiz, M., Valencia, V., Parra, M., And Stockli, D. (2010): Estratigrafía, procedencia, subsidencia y exhumación de las unidades Paleógenas en el Sinclinal de Usme, sur de la zona axial de la Cordillera Oriental: *Geología Colombiana*, v. 35, p. 5-35.
- Bermúdez, M., Kohn, B., Van Der Beek, P., Bernet, M., Sullivan, P., Shagam, R. (2010): Spatial and Temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: Implications for Cenozoic Caribbean geodynamics: *Tectonics*, Vol. 29. P. 1-21.
- Bermúdez, M., Van Der Beek, P., Bernet, M. (2011): Asynchronous Miocene-Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes: *Geology*, Vol. 39. P. 139-142. Doi: 10.1130/G31582.1.
- Bernet, M., & Spiegel, C., (2004): Detrital thermochronology—Provenance analysis, exhumation, and landscape evolution of mountain belts.: *Geological Society of America Special Paper 378*: Boulder, CO, Geological Society of America.
- Blanco, V., Parra, C., Plata, A. (2009): Estudio de la madurez termal en muestras de superficie de la Cuenca de Catatumbo. Reporte interno, Instituto Colombiano de Petróleo
- Burke, K. (1988): Tectonic Evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 201–230.
- Campbell, I.a., Reiners, P.w., Allen, C.m., Nicolescu, S., and Upadhyay, R., (2005), He–Pb double dating of detrital zircons from the Ganges and Indus Rivers: Implication for quantifying sediment recycling and provenance studies: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, p. 402- 432.
- Cardona, A., Valencia, V., Weber, M., Duque, J., Montes, C., Reiners, P., Domanik, K., Nicolescu, S., Villagomez, D. (2010): Transient Cenozoic tectonic stages in the southern margin of the Caribbean plate: U-Th/He thermochronological constraints from Paleogene plutonic rocks in the Santa Marta Massif and Jarara Serranía, Colombia. EIn: García-Casco, A., Montes, C., Cardona, A. (Eds.). “Subduction Zones of the Caribbean” IGCP 546 Special Contribution 4. Abstracts Volume.
- Cardona, A., Valencia, V., Bayona, G., Duque, J., Ducea, M., Gerhels, G., Jaramillo, C., Montes, C., Ojeda, G., Ruiz, J. (2011): Early subduction orogeny in the Northern Andes: Turonian to Eocene magmatic and provenance record in the Santa Marta massif and Ranchería Basin, Northern Colombia. *Terra Nova*, 23(1), 26-34.
- Case, J. E., Macdonald, W. Fox, P. (1990): Caribbean crustal provinces. Seismic and gravity evidence. In

- G.Dengo, y J.E. Case (Ed), *The geology of North America* (Vol. H). The Caribbean region. Boulder, CO. Geological Society of America.
- Castillo, M.v., And Mann, P. (2006): Deeply buried, Early Cretaceous paleokarst terrane, southern Maracaibo Basin, Venezuela: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 90, p. 567-579.
- Cooper, M.a., Addison, F.t., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.h., Hayward, A.b., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., PeÑAs, R., Pulham, A.j., Taborda, A. (1995): Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79 (10), 1421-1443.
- Duddy, 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.
- Duerto, L., Boujana, M., Ramirez, R., Hernandez, C., Varela, D., Acosta, N., Issa, N., Silva, M. (2006): Evolución Tectono-estratigráfica en el área de Sarare, Venezuela occidental, Estados Táchira-Apure. IX SIMPOSIO BOLIVARIANO Exploración Petrolera en Las Cuencas Subandinas. p 1-5.
- Duerto, L., Escalona, A., Mann, P. (2006): Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Bulletin*, 90 (4), 505–528.
- Ehlers, T.a., And 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, p. 1-14.
- Erlich, R.n., Macsoty, O., Nederbragt, A.j., And Lorente, M.A. (2000): Birth and death of the Late Cretaceous "La Luna Sea", and origin of the Tres Esquinas phosphorites: *Journal of South America Earth Sciences*, v. 13, p. 21-45.
- Escalante, C.e., Rojas L.E. (1991): Ambientes de depósito de las Formaciones Catatumbo y Barco con base en núcleos de perforación y registros eléctricos. Cuenca de Catatumbo. Thesis Dissertation. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, Santander. 120p.
- Farley, K.A. (2002): (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819-844.
- Farris, D.w., Restrepo-Moreno, S.a., Jaramillo, C., Bayona, G., Montes, C., Cardona, A., Reiners, P., Mora, A., Speakman, R.j., And Glasscock, M.D. (2011): Evolution of the Panamanian Isthmus: *Geology*, v. 39, p. 1007-1010.
- GÓmez, E., Jordan, T., Allmendinger, R.w., And 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.
- Ingeominas. (1998): Mapa geológico del Cuadrángulo G-13 Cúcuta. Servicio Geológico Nacional e Inventario Minero Nacional. Director, Darío Suescun Gómez.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., And Sares, S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gaze-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 103-116.
- Jaramillo, C. (1999): Middle Paleogene palynology of Colombia, South America: Biostratigraphic, sequence stratigraphic and diversity implications [Ph. D. thesis], University of Florida.
- Jaramillo, C., Ochoa, D., Contreras, L., Pagani, M., Carvajal-Ortiz, H., Pratt, L.m., Krishnan, S., Cardona, A., Romero, M., Quiroz, L., Rodriguez, G., Rueda, M., De La Parra, F., Moron, S., Green, W., Bayona, G., Montes, C., Quintero, O., Ramirez, R., Mora, A., Schouten, S., Bermudez, H., Navarrete, R.e., Parra, F., Alvaran, M., Osorno, J., Crowley, J.l., Valencia, V., And Vervoort, J. (2010): Effects of Rapid Global Warming at the Paleocene-Eocene Boundary on Neotropical Vegetation. *Science*, 330, 957-961.
- Johnsson, M. J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments. In: Johnsson, M. J., Basu, A. (Eds): *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geological Society of America Special Paper 284, 1-19
- Kellogg, J. (1984): Cenozoic Tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia and Adjacent Basins, In: W, E, Bonini, R., Hargraves, R, Shagam, eds. *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics*, GSA Memoir 162, 239-261.
- Lugo, J. & Mann, P. (1995): Jurassic–Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., & H. J. Welsink (Editores), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62, Tulsa, Oklahoma.

- Mange, A. M., Maurer, W. H. (1992): Heavy minerals in colour. Chapman and Hall. p. 11-28.
- Maze, W. (1984): Jurassic La Quinta formation in the Sierra de Perijá, northwestern Venezuela: geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. In: W.E. Bonini, R. Hargraves, R. Shagam, eds. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. GSA Memoir 162, 263-282.
- Mora, A., Horton, B., Mesa, A., Rubiano, J., Ketchman, R., Parra, M., Blanco, V., García, D., And 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: AAPG Bulletin, v. 94, p. 1543-1580.
- Montes, C., Cardona, A., Bayona, G., Restrepo-Moreno, S.a., Macfadden, R., Buchs, D., Silva, C., MorÓN, S., Hoyos, N., Ramírez, D., Farris, D., Jaramillo, C., Channel, V., Valencia, V., AND J, B. (2012): Evidence for middle Eocene and younger emergence in Central Panama: implications for Isthmus closure: Geological Society of America Bulletin, v. XX, p. 20.
- Montes, C., Hatcher, R., Restrepo-Pace, P. (2005): Tectonic reconstruction of the Northern Andean Blocks: Oblique convergence and rotations derived from the kinematic of the Piedras-Girardot Area, Colombia, Tectonophysics, 399 (1-4), 221-250.
- Montes, C., GuzmÁN, G., Bayong, G., Cardona, A., Valencia, V., Jaramillo, C. (2010): Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato San Jorge and Cesar-Ranchería Basins. Journal of South American Earth Sciences, 29(4), 832-848
- Notestein, F.b., Hubman, C.w., Bowler, J.W. (1944): Geology of the Barco Concession, Republic of Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin, 55 (9), 1165-1216.
- Ojeda, C. (2009): Petrografía y petrología de unidades Paleógenas en las cuencas Cesar Ranchería y Catatumbo y sus implicaciones en la tectónica regional. Universidad Nacional. Tesis de pregrado. Pp 20.
- Parra, M., Mora, A., LÓpez, C., Sobel, E., Strecker, M., Gonzalez, R. (2009) Episodic orogenic front migration in the northern Andes; constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. Tectonics, 28, TC4004, doi: 10.1029/2008TC002423.
- Pdvsa. (2008): Léxico estratigráfico Venezolano (PDVSA-INTEVEP 2008). www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm
- Pindell, J., Higgs, R. Y Dewey, J. (1998): Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of south America in: Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America (Ed. By J. Pindell y C. Drake) SEPM, Special Publication 58, 45-84.
- Pindell, J., Kennan, L., Maresch, W., Stanek, K., Draper, G., HIGGS, R. (2005): Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arccontinent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins. Geological Society of America Special paper 394, pp 7-52.
- Restrepo-Moreno, S.a., Foster, D.a., Stockli, D.f., Y Parra, L.N., 2009, Long-term erosion and exhumation of the “Altiplano Antioqueño”, Northern Andes (Colombia) from apatite (U-Th)/He thermochronology: Earth and Planetary Science Letters, v. 278, p. 1-12.
- Reiners, P.w., & Shuster, D.L., 2009, Thermochronology and landscape evolution: Physics Today, v. 62, p. 31-36.
- Royero, J.M. (2001): Geología y geoquímica de la plancha 111 Toledo-Norte de Santander. Escala 1:100.000. Ingeominas. Bogotá, Colombia. 56p.
- Saylor, J.e., Stockli, D., Horton, B., Nie, J., and Mora, A. (2012): Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia: Geological Society of America Bulletin, v. 124, p. 762-779.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Rivera, C., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J. (2000): Geodynamics of the Northern Andes: Seductions and Intracontinental Deformation (Colombia). Tectonics. Vol. 19, No. 5, pp. 787-813.
- Van Andel, T. (1958): Origin and Classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of western Venezuela. AAPG Bulletin, 42 (4), 734-763.
- Van Hunen, J. (2004): Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: a numerical parameter study. Physics of the Earth and Planetary Interiors 146, p. 179-194. Elsevier.

- Vallejo, C., Winkler, W., Spikins, R., Luzieux, L., Heller, F., Bussy, F. (2009): Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. In: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift and Ridge and Terrane Collision*: Geological Society of America Memoir, 204, pp. 197–216.
- Villagomez, D., Spikings, R., Mora, A., Guzmán, G., Ojeda, G., Cortés, E., Van Der Lelij, R. (2011): Vertical tectonics at a continental crust-oceanic plateau plate boundary zone: Fission track thermochronology of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia, *Tectonics*, 30, TC4004, doi: 10.1029/2010TC002835.
- Villamil, T. (1999): Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and Basin development of Colombia and Western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153, 239-275.
- Ward, D., Goldsmith, R., Restrepo, H. (1973): *Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona*, Departamento de Santander. Boletín del Ingeominas
- Zachos, J.c., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., and Billups, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present: *Science*, v. 292, pp. 686-693.