

DISLOCACIÓN DE FACIES EN EL TOPE DE LA SECUENCIA CRETÁCICA DE LA SUBCUENCA DE NEIVA, VALLE SUPERIOR DEL MAGDALENA Y SUS IMPLICACIONES EN EL MODELO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL COLOMBIANO

Gabriel Eduardo Veloza¹, Andres Mora A¹, Mario De Freitas¹, Mario Mantilla¹

RESUMEN

La identificación de un abrupto cambio de facies y ambientes de depósito entre los sedimentos de la llamada Formación Monserrate y la Formación San Francisco del Grupo Guaduala, permite reconocer una Dislocación de Facies en el tope de la secuencia marina del Cretácico colombiano en el Valle Superior del Magdalena, atribuida al levantamiento de la Cordillera Central y a la acreción de bloques tectónicos al Oeste del Sistema de Fallas de Romeral.

Utilizando la integración de análisis detallados de sedimentología y estratigrafía en secciones de superficie y registros de pozos, se identificó la existencia de ambientes de depósito variantes entre el frente de costa medio y costa afuera proximal, que dominan la Formación Monserrate, mientras ambientes proximales, principalmente de lagos, pantanos y llanuras de inundación han sido interpretados para la Formación San Francisco. La ausencia de registro estratigráfico de la regresión de facies, desde ambientes marinos distales hasta ambientes continentales evidencia la discordancia o relación paraconforme de éstas unidades, donde los sedimentos de ambientes proximales fueron erodados o “bypassed”.

Esta superficie y sus superficies correlativas deben ser interpretadas como el límite de la secuencia marina del Cretácico colombiano y estarían evidenciando además, la primera fase del levantamiento pre-Andino.

Palabras clave: Formaciones Monserrate y San Francisco, Cretácico Superior, dislocación de facies.

FACIES DISLOCATION ON TOP OF THE CRETACEOUS SEQUENCE OF THE NEIVA SUB-BASIN, UPPER MAGDALENA VALLEY, IMPLICATIONS IN THE SEQUENTIAL STRATIGRAPHIC MODEL OF COLOMBIA

ABSTRACT

The identification of an abrupt facies change between the Monserrate and San Francisco formations allows us to identify a Facies Dislocation on top of the Cretaceous marine sequence of the Neiva sub-basin, due to the uplift of the Central Cordillera and the accretion of tectonic blocks, west of the Romeral Fault Zone.

With an integrated detailed stratigraphic analysis in surface sections and wells, marine environments were identified for the Monserrate Formations, ranging from near offshore to middle shoreface. For the San Francisco Formation, continental environments were identified, ranging from coastal to fluvial plain, swamps and paleosoils. The lack of all the regression of facies, from deep marine environments to the continental realm is the principal evidence of the paraconformity between those units, implying that sediments from proximal environments were eroded or bypassed.

This surface and their correlative surfaces have to be interpreted as the boundary of the marine sequence of the Cretaceous of Colombia in this area, and gives an evidence of the first pre-Andean uplift.

Keywords: Monserrate and San Francisco Fms., facies dislocation, Upper Cretaceous.

¹Hocol S.A. Carrera 7 No 113-43Piso 16 gvelozaf@yahoo.es

INTRODUCCIÓN

La subcuenca de Neiva, ubicada en el extremo Sur del Valle Superior del Magdalena es una cuenca intermontana, limitada por los altos de Natagaima y Pata al Norte, la Falla de Altamira al Sur y por la Cordillera Central al Oeste y el Macizo de Garzón al Este.

La Formación Monserrate (sensu Beltrán & Gallo, 1968) es una unidad principalmente arenosa, con un rango de edad asignado Campaniano- Maastrichtiano. Las correlaciones establecidas de esta unidad son con las unidades Nivel de Lutitas, Lidita Superior, Nivel de Lutitas y Arenas y Formación La TABLA, de De Porta (1965) en el área de la subcuenca de Girardot al Norte. La falta de estudios detallados de la estratigrafía y edad de esta unidad en la subcuenca de Neiva han llevado a una errónea correlación de las unidades anteriormente nombradas.

El presente trabajo se enfoca en la descripción de las facies y asociaciones de facies de diferentes secciones de la Fm. Monserrate levantadas en la subcuenca de Neiva, con el fin de enmarcarlas en un esquema tectónico regional, donde se refleja el primer pulso de levantamiento pre-Andino mediante una dislocación de facies, producto de una regresión forzada del nivel del mar.

El concepto de *dislocación de facies*, introducido por Emey & Myers (1996), describe una superficie donde rocas de ambientes relativamente más someros yacen directamente sobre rocas depositadas en ambientes más profundos, contrario a lo que describe la Ley de Walter, donde debe observarse una somerización gradual de ambientes. Una dislocación de facies implica una caída en el nivel relativo del mar y el desarrollo de una inconformidad con exposición subaérea. Esta superficie debe también ser interpretada como un límite de secuencia o su conformidad correlativa.

GEOLOGÍA REGIONAL

Estratigrafía y Edad

La Formación Monserrate, aflorante en gran parte de la Subcuenca de Neiva (en adelante SCN), Valle Superior del Magdalena (en adelante VSM, FIGURA 1) suprayace concordantemente los depósitos marinos de la Fm. Villeta y es suprayacida paraconformemente por la Fm. San Francisco, del Grupo Guaduala (FIGURA 2), compuesta por lodolitas de llanuras costeras y de inundación y esporádicas intercalaciones de areniscas líticas. En el área de estudio la Fm. Monserrate consiste de intercalaciones de liditas, calizas, fosforitas y “shales” hacia la base, suprayacidas por espesas secuencias de areniscas de hasta 15m de espesor, con intercalaciones de liditas y limolitas hacia la base de cada secuencia. En la porción Sur de la SCN este intervalo

litoestratigráfico es correlacionado con la Fm. El Tobo, compuesta principalmente por potentes cuerpos de calizas de alta energía (Osorio & Rodríguez, 2000; Veloza et al, 2006).

La edad propuesta para el intervalo analizado es Campaniano-Maastrichtiano para las arenitas de la Fm. Monserrate y Santoniano para los niveles de liditas infrayacentes (Lidita Inferior, Duque Caro, 1998). Los mismos resultados fueron obtenidos en muestras del pozo Cebú-5 (Robertson Research, 1984) donde al intervalo analizado se le asigna una edad Campaniano – Maastrichtiano. Sin embargo, en estudios realizados posteriormente en el área de Altamira, Tepma (2001) identifica la ausencia de biozonas del Maastrichtiano Temprano. Esta última observación es similar a la hecha en el Norte de Ecuador, donde sedimentos marinos de la Fm. Napo (Campaniano Superior) son suprayacidos paraconformemente por los sedimentos continentales de la Fm. Tena (Balkwill et al, 1995; Vaca et al, 2005 y Barragán et al, 2005). Además, en el Putumayo también ha sido observada esta relación paraconforme entre las Formaciones Las Iglesias (Santoniano) y el Miembro El Neme, de la Formación Rumiyaco (Maastrichtiano Superior) donde limolitas y calizas de origen marino son suprayacidos por estratos continentales (Mora et al, 1998).

Historia Tectónica

El VSM hace parte de un sistema de cuenca “back-arc” Jurásico, que sufre inversión tectónica durante eventos compresionales ocurridos desde el Cretácico Superior hasta el presente produciendo el levantamiento diferencial de las Cordilleras Central y Oriental (Schamel, 1991; Cooper et al, 1995; Sarmiento, 2001; Gómez, 2003), dando como resultado un complejo sistema de compartimentos con variados estilos estructurales. La existencia de estructuras heredadas del Paleozoico y Mesozoico dio origen a los estilos de deformación que dominaron durante la inversión de la cuenca (Butler & Schamel, 1988; de Freitas, 2001).

A partir de huellas de fisión en circones y apatitos se ha determinado que la Cordillera Central, en la porción Norte de la cuenca, en límites con el Valle Medio del Magdalena, ha sufrido una exhumación de entre 7-13km desde el Campaniano, mientras que la Cordillera Oriental presenta una exhumación aproximada de 3-4km en un intervalo de tiempo entre 65-30 Ma (Paleoceno-Oligoceno) en el área del Anticlinal de Villeta (Gómez et al, 2003).

La acreción de la Cordillera Occidental durante el Campaniano – Eoceno produjo una propagación hacia el Norte del levantamiento de la Cordillera Central. Además ha sido determinado que la acreción se produjo en forma oblicua, hacia el NE, desde el Sur de Ecuador hasta el Norte de Antioquia, lo que apoya ese estilo de exhumación en sentido Sur-Norte (Barrero et al, 2006). Esto también está soportado

con datos de paleoesfuerzos obtenidos recientemente (Cortés et al, 2005) que indican que durante el Cretácico Tardío la dirección principal de esfuerzos se orientaba NE-SW.

Otros pulsos de deformación y levantamiento más antiguos (+/- 100Ma) han sido propuestos para el levantamiento y exhumación de los Andes del Norte (Van der Wiel, 1991), reflejados en la deformación de la secuencia Cretácica en el Valle del Magdalena (Jaimes & De Freitas, 2006) y en la deformación de unidades al W del Sistema de Fallas de Romeral.

Actualmente cuatro placas tectónicas interactúan en la esquina NW de Suramérica. Las placas de Nazca y Caribe se mueven hacia el E y SE respectivamente, la placa Suramericana se mueve hacia el oeste y la placa de Cocos se mueve hacia NE. Determinaciones de mecanismos focales indican que la dirección de los esfuerzos compresivos ha variado principalmente en dos fases que son: NE-SW durante el Maastrichtiano-Paleoceno tardío a NW-SE desde el Eoceno temprano- Pleistoceno (Cortés et al, 2005), generando la reactivación oblicua de sistemas de fallas antiguas y estructuras *en echelon*.

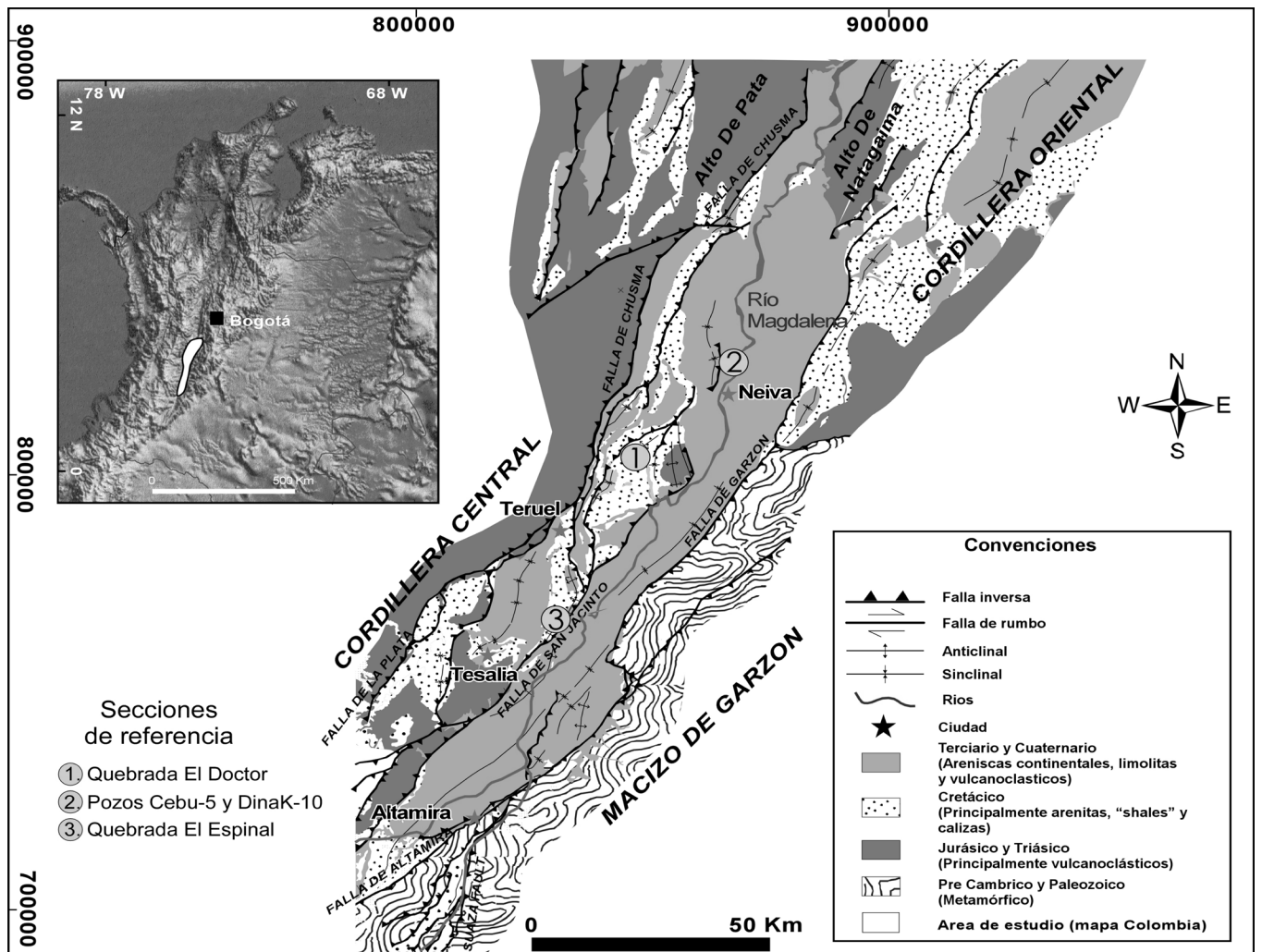


FIGURA 1. Mapa geológico simplificado de la subcuenca de Neiva (modificado de Cediel & Caceres, 1989)

Dislocación de facies en el tope de la secuencia Cretácica de la subcuenca de Neiva, Valle Superior del Magdalena y sus implicaciones en el modelo estratigráfico secuencial colombiano

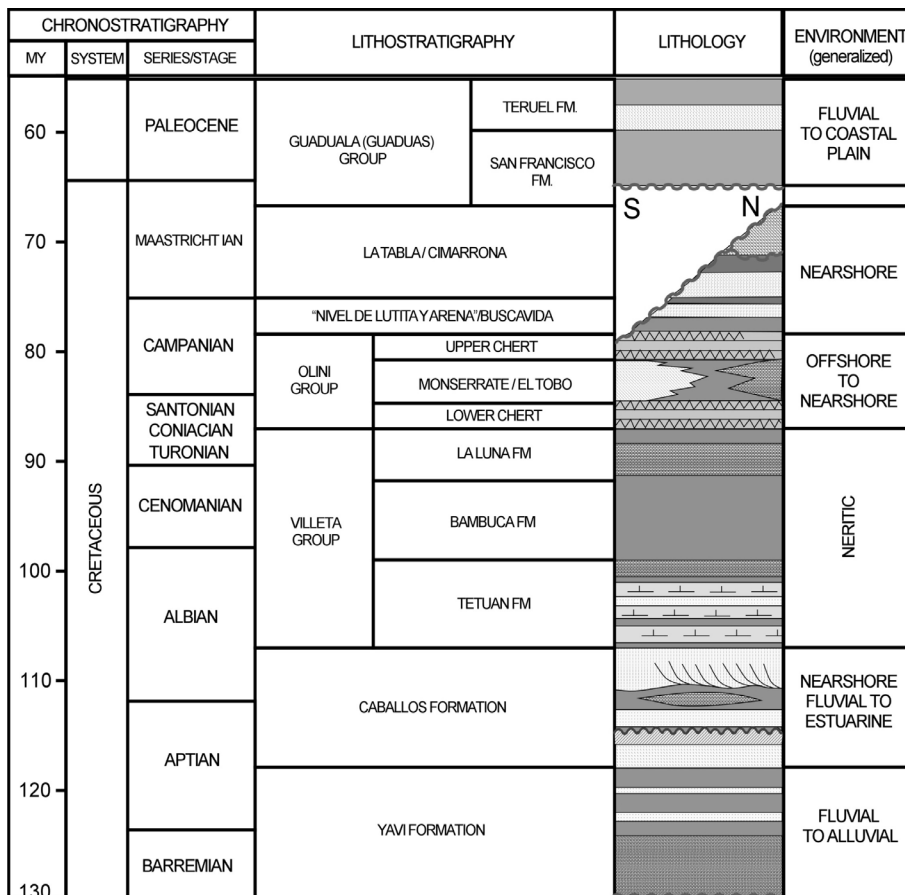


FIGURA 2. Columna estratigráfica generalizada del Cretácico- Paleoceno de del VSM (Beltran & Gallo, 1968; Guerrero et al, 2000; Kroonenberg & Diederix, 1982; Jaimes & De Freitas, 2006; Veloza et al, 2006)

TABLA 1. Litofacies de la secuencia del Cretácico Superior definidas para el presente estudio

Facies Arenosas	
Acb	Areniscas arcillosas, laminación ondulosa. Presenta bioturbación y algunas veces fosfatos. Ocasionalmente calcarea
Ap	Areniscas con laminación flaser. Ocasional presencia de restos fosfáticos y fósiles
Am	Areniscas macizas, localmente bioturbadas (Presenta ocasionalmente restos fosfáticos y es en algunos casos calcáreas y/o lodosas)
Ax	Arenisca con estratificación cruzada en artesa y relictos de estratificación cruzada, localmente bioturbada
Facies Finogranulares	
Fa	Lodolitas oscuras, laminación interna fina-arenosa, lenticular, ondulosa o planoparalela (restos de peces)
Fl	Lodolitas oscuras, fisiles y laminada ("shales"), localmente abundantes restos de peces
Ffd	Lodolitas oscuras fosilíferas con laminación planoparalela discontinua, localmente calcáreas
Li	Liditas, laminación planoparalela, silicificadas
Fag	Limolitas arenosas color gris y moteado pardo rojizo, restos de plantas y raíces
Facies Calcáreas	
Md	Biomicitras mudstone, laminación planoparalela a masivas, restos fósiles, ocasionales terrígenos
Wk	Biomicitras wackstone, masivas, restos fósiles >2mm (+10%), lodo soportadas generalmente baja bioturbación, ocasionales terrígenos
Pk	Biomicitras packstone, masivas, restos fósiles >2mm, grano soportada, baja bioturbación, ocasionales terrígenos
Gr	Bioespantas grainstone, masivas, restos fósiles >2 mm, grano soportada, presenta terrígenos y cemento calcáreo
Otras Facies	
Pls	Paleosuelos, restos de raíces
Fmb	Fosfoarenitas masivas con abundantes bioclastos de foraminíferos

SEDIMENTOLOGIA DE LA FORMACIÓN MONSERRATE

Litofacies

Las litofacies identificadas dentro de la Fm. Monserrate son típicamente de rocas carbonáticas y clásticas. Cada una de las litofacies identificadas está descrita en la TABLA 1. Los párrafos a continuación se centran principalmente en las asociaciones genéticas de las litofacies identificadas, que pueden ser mejor interpretadas en términos de los ambientes de depósito.

Asociación de Litofacies

Los ambientes de depósito de la Fm. Monserrate fueron interpretados a partir de la recopilación y análisis de 13 columnas estratigráficas levantadas en superficie (Osorio & Rodríguez, 2000; Dunia, 2003; Veloza, 2005) y su correlación con pozos cercanos, corazonados y descritos dentro de la misma área. Columnas estratigráficas representativas de las porciones Sur, centro y Norte de la SCN son presentadas en las FIGURAS 3 y 4. Las litofacies individuales son agrupadas dentro de cinco asociaciones de litofacies: (1) asociación de facies de costa afuera (su espesor varía entre 5-10 m); (2) asociación de facies de transición entre costa afuera y frente de costa inferior (su espesor varía entre 5-20 m); (3) asociación de facies de frente de costa inferior (su espesor varía entre 10-20 m); (4) asociación de facies de frente de costa medio-superior (su espesor varía entre 5-20 m); (5) asociación de facies de llanura fluvial – costera y paleosuelos. Estas asociaciones de litofacies son presentadas dentro de toda la columna estratigráfica en los sectores analizados, variando según las oscilaciones del nivel del mar y/o causas tectónicas.

Asociación De Facies De Costa Afuera – Descripción

Esta asociación facies está compuesta por las facies Fmb, Li, Md, Fl, Ffd, Wk, Fa, y Fmb. Comprende limolitas finamente laminadas o macizas que presentan colores que varían de negro a gris oscuro. Son comunes restos de peces (dientes, escamas, vértebras etc.) y moldes de bivalvos, amonitas y concreciones discoidales. Presenta en algunas ocasiones intercalaciones de niveles delgados y muy delgados de arenitas de grano muy fino lodosas que se disponen en algunos casos de forma lenticular. Se presenta ligeramente silicificada en algunos intervalos. Es común encontrar bioturbación, preferencialmente *Thalassinoides*.

Las liditas son principalmente estratos silicificados de color crema o gris claro. Presentan fosfatos tamaño arena fina a muy fina diseminados, escamas y otros restos de peces. La geometría de las capas es tabular preferentemente, aunque

hacia la base de los intervalos es común encontrarlas con geometrías lenticulares. Se disponen en capas muy delgadas a medias. Presentan laminación plana paralela y fractura en forma de pequeños bloques romboédricos (panelitas).

La facies Fmb (Fosfoarenitas macizas con abundantes bioclastos de foraminíferos) se presenta en capas tabulares, delgadas a gruesas de fosforitas, color pardo. Presenta tamaños de grano desde arena muy fina a gruesa, conformada por restos de peces (escamas, dientes, espinas, “pellets”, vértebras y otros restos) y abundantes foraminíferos; se observan además epiclastos principalmente de cuarzo. Presenta bioturbación moderada principalmente *Thalassinoides* y *Planolites*; se encuentra también asociada a este tipo de litología la icnofacies *Glossifungites*. En general los contactos son netos y planos. Se dispone en capas tabulares, delgadas a medias. Ocasionalmente presenta contenido calcáreo.

Asociación De Facies De Costa Afuera – Interpretación

El depósito de estos sedimentos tiene lugar principalmente en ambientes tranquilos, por debajo del nivel de acción de las olas en profundidades que varían de decenas a centenas de metros y en variedad de ambientes dentro del mar, desde una plataforma marina somera, en el borde de la plataforma continental o en costa afuera. Para el presente estudio estos estratos son interpretados como depósitos correspondientes a ambientes de costa afuera proximal, donde el sedimento es depositado por precipitación. La presencia de este tipo de estratos dentro del registro sedimentario ha sido interpretada como sedimentos provenientes de grandes masas de tierra que fueron meteorizadas y erodadas bajo condiciones generalmente húmedas y de alta pluviosidad (como las esperadas para latitudes bajas a intermedias). Delgados niveles de “shales” marinos dentro de secuencias de grano más grueso pueden ser marcadores regionales; en contraste depósitos de calizas o arenitas dentro de este tipo de litologías presentan una extensión regional limitada, reflejando condiciones de energía variables para diferentes puntos de la cuenca que dieron origen al sedimento. Es común en este tipo de ambientes la bioturbación horizontal correspondiente a la icnofacies *Cruziana*.

“Lidita” es un término muy general para designar rocas de composición silícea de grano muy fino, de origen inorgánico, bioquímico, biogénico, volcánico o hidrotermal. Son variados los mecanismos de formación asignados a depósitos de este tipo. Villamil (1999) sugiere que la presencia de estos niveles esta asociada a altas tasas de paleoproduktividad, originada por las corrientes de surgencia ricas en nutrientes. Otros autores sugieren que el origen de estos cherts es netamente diagenético (Guerrero et al, 2000; Terraza, 2003) originado por la disolución del carbonato y la casi simultánea precipitación de sílice.

Los depósitos de la facies Fmb están asociados a niveles

de rocas calcáreas, lodolitas y “cherts”. Es controversial el origen de este tipo de depósitos y existen varias hipótesis para explicar su origen. La hipótesis más aceptada sugiere que son las corrientes de surgencia de aguas profundas, ricas en materiales fosfóricos las que originan las fosforitas. Éstas dan lugar a altas tasas de productividad orgánica, además del crecimiento de phytoplankton en aguas superficiales, lo cual resulta en sedimentos ricos en materia orgánica, fosfatos y en aguas anóxicas en contacto con el lecho marino. Generalmente se presentan eventos de muertes masivas en áreas donde se presentan corrientes de surgencia, particularmente por envenenamiento. De esta forma, más materia orgánica enriquecida en restos fosfáticos (vértebras etc.) es depositada durante dichos eventos.

Las corrientes de surgencia son una característica de márgenes continentales de latitudes medias y son controladas por los sistemas de alta presión atmosférica predominantes en dichas zonas. El substrato marino donde las fosforitas son depositadas generalmente se encuentra a pocos cientos de metros de profundidad, y comúnmente se encuentra en la zona de mínimo oxígeno. Bajas tasas de sedimentación se asocian con este tipo de depósitos y se encuentran asociadas generalmente lodolitas con abundante materia orgánica, “cherts”, calizas pelágicas y suelos duros, en los que se desarrollan comúnmente icnofacies tipo *Glossifungites*.

Villamil (1999) sugiere que para el fin del Cretácico vigorosas condiciones de corrientes de surgencia permitieron la acumulación de este tipo de sedimentos, al igual que “cherts”, en zonas muy proximales a la línea de costa, es decir, el depósito no estuvo restringido a zonas distales de la cuenca.

Asociación De Facies De Transición Entre Costa Afuera Y Frente De Costa Inferior – Descripción

Compuesta por las facies Acb, Fmb, Ap, Ffd, y Wk. Suprayace conformemente la asociación de litofacies de costa afuera. Esta asociación de litofacies se compone de limolitas negras y grises, ocasionalmente calcáreas, intercaladas con capas finas y muy finas de fosforitas y finas a medias de areniscas de grano fino a muy fino, lodosas (presentan matriz), moderadamente seleccionadas, algunas veces calcáreas, de grano muy fino a fino. Las intercalaciones presentan contactos netos muy bioturbados hacia la base, mientras al tope en algunas ocasiones los contactos son transicionales. Las capas de areniscas presentan laminación planoparalela, ondulosa y “flaser” y abundante bioturbación, principalmente madrigueras subhorizontales y subverticales (*Ophiomorpha*, *Thalassinoides*). La secuencia presenta en general un granocrecimiento hacia el tope.

Las areniscas presentan en general variaciones de color desde amarillo pálido hasta gris amarillento. Los granos

son subredondados a redondeados. Se observa laminación principalmente horizontal, ondulosa, lenticular. Láminas de lodo color negro se interponen generalmente entre los bancos de arena. Es común la presencia de abundante bioturbación horizontal a subhorizontal (e.g. *Rhizocorallium*, *Thalassinoides*, *Planolites*).

En algunas ocasiones esta asociación de facies presenta cemento calcáreo (<30%), fósiles y restos de fósiles (principalmente foraminíferos y conchas de tamaños milimétricos hasta 3 cm). Se observan eventualmente concreciones y niveles calcáreos concrecionales.

Asociación De Facies De Transición Entre Costa Afuera Y Frente De Costa Inferior – Interpretación

Los sedimentos de la asociación de facies de transición entre frente de costa inferior y costa afuera fueron depositados en ambientes de baja energía, en profundidades entre 10-20m de profundidad, donde el sedimento es poco afectado por la acción de las olas. El granocrecimiento de la secuencia refleja una somerización de los ambientes de depósito.

El aspecto macizo de las capas de areniscas descritas en esta facies puede ser debido a la acción de organismos que removilizan el sedimento, destruyendo las estructuras sedimentarias. Sin embargo, en algunas secciones se observa que la bioturbación se concentra en niveles donde son preservadas láminas de lodo. Corresponde a este intervalo la icnofacies *Cruziana* donde predominan trazas dispuestas de forma subhorizontal a subvertical.

La laminación ondulosa lenticular es formada bajo condiciones deposicionales fluctuantes, marcadas por periodos de actividad durante los cuales niveles arenáceos de tamaño arena fina y muy fina son depositados; estos alternan con periodos de mayor quietud en el ambiente de depósito y permiten la acumulación de laminas de lodo. Este tipo de depósitos es común en ambientes de llanuras mareales y submareales donde las condiciones energéticas (debido al ascenso y descenso del nivel del mar o actividad de las olas) son fluctuantes. En este caso se utiliza el término de estratificación ondulosa lenticular en lugar de laminación tipo “flaser” para denotar el predominio de lodo sobre arena en el sistema, debido al ambiente de depósito.

La presencia de cemento calcáreo y restos fósiles en este intervalo refleja condiciones de depósito de energía moderada, donde los organismos podían conservarse en posición de vida y sin retrabajamiento.

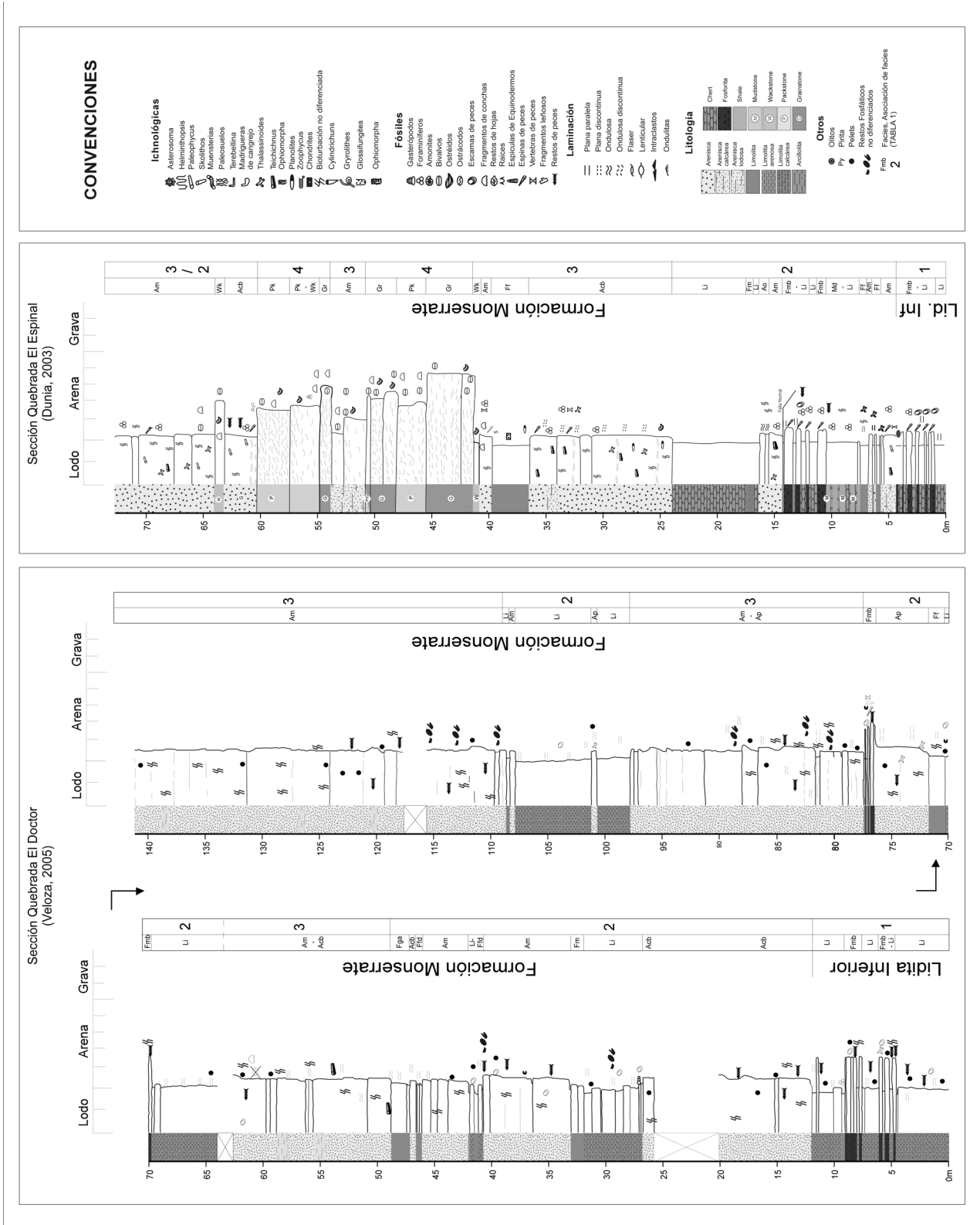


FIGURA 3. Columna estratigráfica de la Fm. Monserrate, Quebrada El Doctor y Quebrada El Espinal, porciones central y Sur de la subcuenca de Neiva. Convenciones utilizadas en las FIGURAS 3 y 4. Localización en la FIGURA 1.

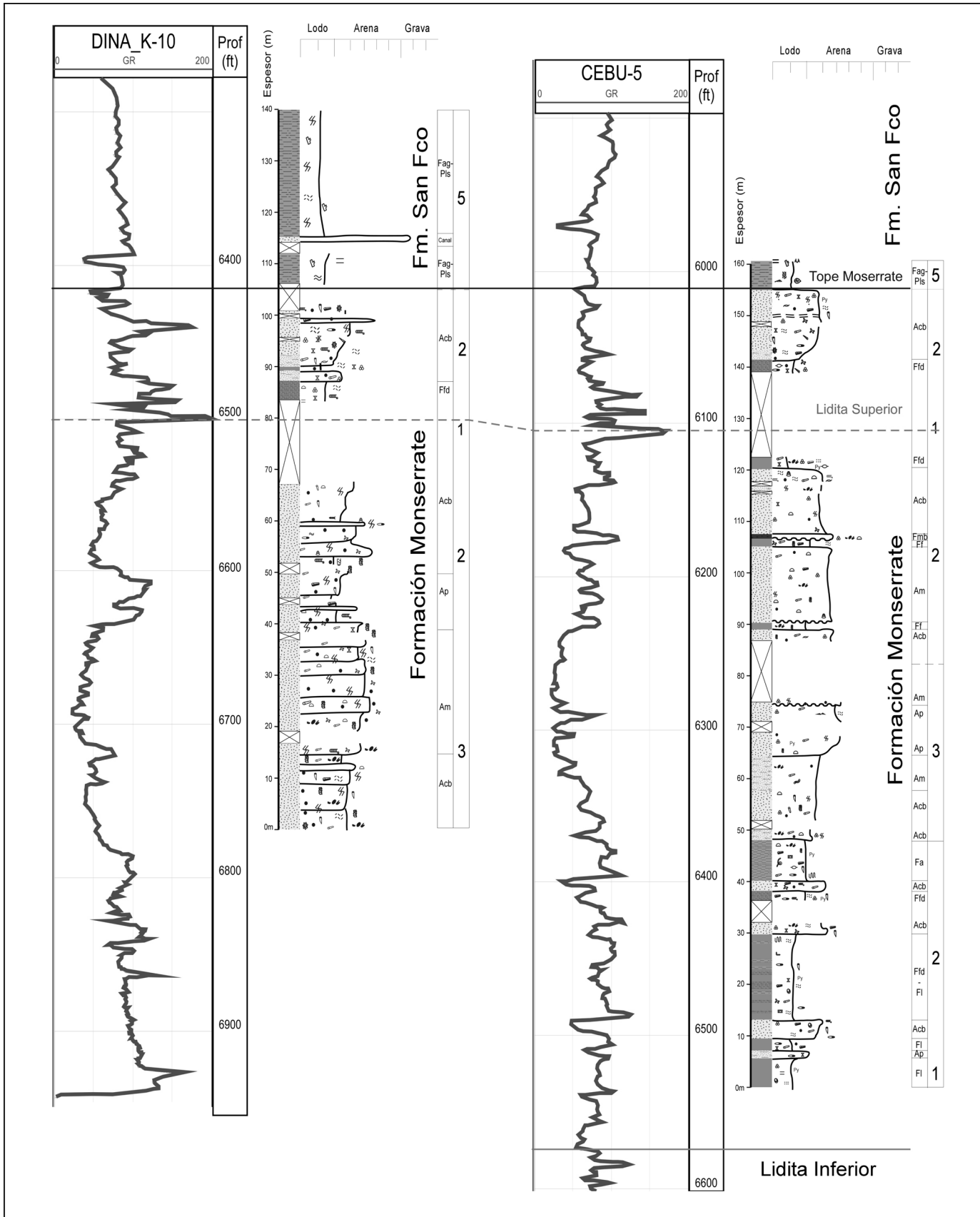


FIGURA 4. Columna estratigráfica de la Fm. Monserrate, pozos Dina K-10 y Cebú-5, porción Norte de la subcuenca de Neiva. Localización en la FIGURA 1. Registro Gamma Ray en escala 0-200. Los espesores no están corregidos a espesor estratigráfico.

Asociación De Facies De Frente De Costa Inferior – Descripción

Se compone principalmente de estratos arenosos de grano muy fino y fino, los cuales están contenidos dentro de las facies Ap, Acb y Am. En general estas facies presentan abundante matriz, laminación planoparalela y en algunos casos bioturbación subhorizontal a subvertical. Suprayace conformemente a la asociación de litofacies de costa afuera. Se dispone en capas macizas, desde 5 hasta 20m de espesor. Se presenta laminación ondulosa y “flaser”, hacia la base y tope del segmento, respectivamente. Láminas de lodo color negro se interponen generalmente entre los bancos de arena. Se observó además bioturbación abundante, principalmente *Thalassinoides* y en algunos casos fue difícil identificar las icnoespecies presentes debido al alto grado de bioturbación.

Las arenitas presentan selección moderada, algunas veces calcáreas, de grano muy fino a fino, sin embargo en algunos segmentos varían en tamaño de grano desde medio hasta muy fino en una sola capa. El color varía desde amarillo pálido hasta gris amarillento.

Asociación De Facies De Frente De Costa Inferior – Interpretación

La asociación de facies que típicamente se interpreta como frente de costa inferior corresponde principalmente a secuencias de arenitas de tamaños de grano desde limo grueso a arena fina. Es abundante en estos ambientes de depósito la alta bioturbación subvertical y subhorizontal, debido a la tranquilidad del medio en el que viven los organismos. Corresponde a este intervalo la icnofacies *Cruziana* donde predominan trazas dispuestas de forma horizontal a subhorizontal.

La laminación tipo “flaser” es formada bajo condiciones deposicionales fluctuantes, marcadas por periodos de actividad durante los cuales niveles arenáceos de tamaño arena fina y muy fina son depositados; estos alternan con periodos de mayor quietud en el ambiente de depósito y permiten la acumulación de laminas de lodo. Al igual que en las facies de costa afuera, la presencia de cemento calcáreo y restos fósiles en este intervalo refleja condiciones de depósito de energía moderada.

Asociación De Facies De Frente De Costa Medio-Superior – Descripción

En la porción Norte y Central de la cuenca esta asociación de facies es dominada por epiclastos, mientras que en el Sur es dominada por sedimentos principalmente biogénicos, con escasa contaminación de fragmentos epiclásticos. Los estratos arenosos presentan grano fino a medio. Están

presentes dentro de esta asociación las facies Ap, Am, Ax. Se presentan en capas tabulares, macizas, con estratificación planoparalela ondulosa y en algunos casos laminación cruzada y relictos de laminación cruzada. En algunos casos estos depósitos carecen de matriz debido a las condiciones energéticas bajo las que fueron acumulados.

La porción biogénica de esta secuencia, localizada principalmente al Sur de la SCN, se compone principalmente por las facies Pk y Gr. La facies Pk es generalmente de color gris. Los fragmentos de conchas se presentan en tamaños de 2-8cm, preferencialmente hacia la base de los estratos las conchas se presentan completas y dispuestas concordantemente mientras hacia el techo de los intervalos se presentan dispuestos de forma caótica. Estos estratos son clastosoportados, con presencia de lodo calcáreo (proporciones menores a 10%). La bioturbación es moderada observándose principalmente madrigueras subverticales (dominantemente *Thalassinoides* y bioturbación indiferenciada). Ocasionalmente presenta terrígenos (3-5%) y se dispone en capas medias a gruesas, macizas y tabulares.

La facies Gr es generalmente de color gris claro, las conchas y fragmentos de conchas se presentan en tamaños de 2-8 cm. Se dispone en capas tabulares con tendencia general grano creciente. La bioturbación es moderada observándose principalmente madrigueras subverticales a subhorizontales (dominantemente *Thalassinoides* y *Planolites*). Ocasionalmente presentan terrígenos (3-5%). Las capas son generalmente gruesas a muy gruesas.

Asociación De Facies De Frente De Costa Medio-Superior – Interpretación

Las rocas designadas dentro de las asociaciones de frente de costa medio corresponden principalmente a arenitas de grano fino a medio (epiclasticas). Es común encontrar en esta facies que las arenitas no presentan matriz y presentan además en algunos casos estratificación cruzada de bajo ángulo. Sin embargo, en algunos casos las estructuras sedimentarias creadas fueron destruidas por bioturbación, lo que refleja condiciones fluctuantes de los niveles energéticos. Está compuesto por las facies Ax y Am.

La facies Pk tiende a acumularse en aguas tibias. Representan ambientes energéticos transicionales entre niveles de baja y alta energía (ambientes propicios para la acumulación de “mudstone” y “grainstone” respectivamente). Es común la presencia de “pellets” y bioturbación. La facies Gr es formada en aguas cálidas y representa típicamente condiciones energéticas altas (e.g. regimenes mareales o ambientes dominados por olas) durante las cuales el lodo es removido y únicamente es dejada la fracción gruesa depositada (bioclastos). La facies calcárea Gr (grainstone) refleja las condiciones energéticas más altas del área en estudio y es

la representante de ambientes de frente de costa superior. Es común la presencia de bioturbación, la cual evidencia la presencia de organismos vivientes dentro del mismo hábitat y no solo la acumulación por procesos mecánicos.

Asociación De Facies De Llanura Fluvial - Costera y Paleosuelos - Descripción

Esta asociación de facies está compuesta por las facies Fag y Pls. Esta asociación es identificada únicamente en el pozo Cebú-5. Se compone por arcillolitas arenosas, color gris moteado pardo-rojizo, abundantes fragmentos leñosos, hojas y algunos restos de raíces. También es común la presencia de fragmentos líticos.

Asociación De Facies De Llanura Fluvial - Costera y Paleosuelos - Interpretación

Esta asociación de facies es interpretada como correspondiente a llanuras costeras y/o aluviales. Éstas hacen parte de los ambientes continentales (reflejando una caída en el nivel relativo del mar), donde procesos fluviales y aluviales juegan un papel importante. Sin embargo, la proximidad con ambientes marinos ejerce una fuerte influencia sobre estos ambientes durante tormentas. La exposición subaérea se hace evidente debido a la coloración rojiza y púrpura observada, la cual es producto de la presencia de óxidos de hierro (hematita). Estas coloraciones son también producto generalmente de la alteración pedogénica de aguas moviéndose dentro de los suelos, causando una distribución irregular de los óxidos de hierro y debido también al efecto de las raíces (Tucker, 2001).

La presencia de fragmentos leñosos y de hojas permite corroborar las observaciones hechas en cuanto a la pertenencia de estos depósitos a ambientes continentales. Adicionalmente la presencia de restos de raíces evidencia la suficiente exposición subaérea como para permitir el desarrollo de vegetación.

PETROGRAFIA

Descripción

Con el fin de caracterizar los intervalos arenosos de la mayoría de las secciones en estudio se analizaron microscópicamente veintiuna secciones delgadas seleccionadas del área de estudio, principalmente de intervalos arenosos de grano muy fino a medio y de intervalos calcáreos de grano grueso. Se realizaron conteos de 450 puntos. Las muestras fueron impregnadas con epóxico azul para poder identificar más fácilmente los espacios porosos. Fueron elaborados además diagramas de distribución de frecuencias para los tamaños de grano medidos (conteos de 50 – 100 puntos por placa) con el fin de determinar de forma estadística el tamaño de grano y

la selección presentes (clasificación textural).

En términos generales, las muestras estudiadas están compuestas principalmente por partículas detríticas de cuarzo (+/- 60%), fragmentos líticos ígneos y metamórficos (+/-2.5%) y feldespatos (+/- 4%) Qt:F:L = 90:6:4 (FIGURA 5A). Estos últimos aparecen en algunas ocasiones como clastos bien conservados donde sus características ópticas pueden ser claramente identificables, sin embargo, también se presentan alterados (generalmente a sericita). El cuarzo se presenta monocristalino (+/- 70%) y con extinción ondulosa (+/- 30%) en diferentes proporciones, reflejando estas condiciones paleogeográficas de cercanía al área fuente. Los tipos de contactos observados entre fragmentos constituyentes del armazón son muy variados, se observaron granos flotantes, contactos puntuales, longitudinales y cóncavo-convexos. Fotos de muestras representativas de las placas analizadas se observan en la FIGURA 6.

Aloquímicos como fosfatos (+/- 4.5%), restos fósiles (+/- 2%), pellets (+/- 0.5%), minerales accesorios (micas, glauconita y minerales opacos +/- 1%) y materia orgánica están también presentes en muy bajas proporciones. Sin embargo, los fosfatos pueden ser en algunas de las muestras estudiadas un componente de gran importancia. Dichos fragmentos fosfáticos (colofana) están representados principalmente por vértebras, restos de huesos y escamas de peces. Además es de gran importancia en algunas muestras la presencia de abundantes “pellets” fecales con epiclastos, producto de la alimentación de los organismos que vivieron en el sustrato. Fueron identificados además dentro del grupo de minerales accesorios cristales de mica (moscovita, flogopita, clorita y biotita), glauconita, piritita, hematita etc., los cuales pueden haber sido formados durante la diagénesis o depositados con la roca.

En casi la totalidad de las muestras analizadas se observaron altos contenidos de matriz (0-22%). Comúnmente, las cuarzoarenitas y las arcosas presentan bajos contenidos de matriz, aunque esta puede estar presente desde el momento de depósito de la roca. En los casos en que es muy abundante, ésta es ligada generalmente a condiciones específicas de depósito. La matriz se compone principalmente de fragmentos muy pequeños de cuarzo (<30µm), feldespatos, micas y minerales de arcilla y en algunos casos lodo calcáreo (micrita). En las placas analizadas se interpreta la presencia de matriz con características energéticas del área de depósito, en zonas de transición entre el frente de costa inferior y el costa afuera proximal.

Desde el punto de vista textural y composicional las rocas de origen epiclástico presentes son clasificadas como inmaduras a submaduras. La presencia de cuarzoarenitas con feldespatos potásicos, principalmente microclina, indica la presencia de un área fuente cercana, con un protolito de

composición ígnea, de basamento continental. Además de la poca madurez composicional encontrada, es claro que la madurez textural es baja, ya que la mayoría de las partículas son muy poco redondeadas en la totalidad de las placas.

Fueron clasificadas además dos placas constituidas principalmente de bioclastos, con escasas partículas terrígenas y una placa cuyo principal constituyente son los fosfatos (todas estas pertenecientes a la sección Quebrada El Espinal). Fue además incorporado al presente estudio la petrografía realizada para la Formación el Tobo (Osorio & Rodriguez, 2000) donde fueron descritas principalmente muestras clasificadas como “grainstone”, “packstone” y “wackestone” de bioclastos, además de algunas arenitas calcáreas.

Interpretación

La composición de las arenitas de la Formación Monserrate es muy similar a la de las arenitas pertenecientes a las de orógenos reciclados e interior de cratón (Dickinson & Suczek, 1979, FIGURA 5B). Rocas fuente probables para esta composición incluyen el Cratón de Guyana (de composición granítica y granodiorítica), la paleocordillera Central (composición andesítica) y la erosión del mismo sustrato Cretácico (debido a la presencia de abundantes intraclastos). La presencia de granos bien redondeados de cuarzo en arenitas composicionalmente inmaduras sugiere que estas arenas fueron recicladas de unidades cuarzosas infrayacentes o de la misma unidad.

Para la clasificación de los intervalos calcáreos se utilizó la combinación de las clasificaciones de Dunham (1962)

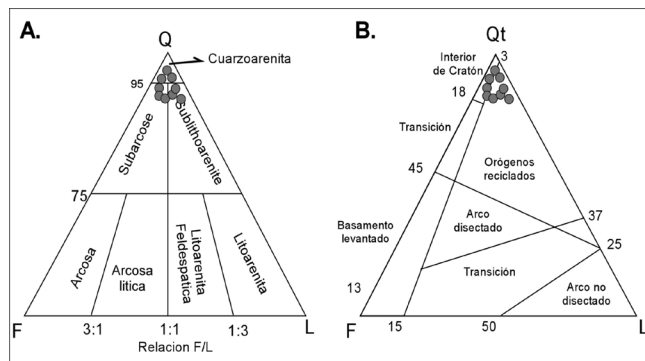


FIGURA 5. Diagramas ternarios QFL de clasificación (A) mostrando variaciones composicionales desde cuarzoarenitas a subarcosas y sublitoarenitas. Diagramas ternarios QFL de proveniencia donde se observan los ambientes tectónicos de interior de cratón y orógenos reciclados indicando al menos dos áreas de proveniencia para los sedimentos de la Fm. Monserrate

y Folk (1962), que destacan las características texturales y composicionales respectivamente. Las dos muestras clasificadas correspondieron a biosparita rudstone impuras. Los intervalos calcáreos presentes en el Sur del área de estudio, reflejan la ausencia o bajo aporte de epiclastos al sistema. Las condiciones energéticas interpretadas para estos intervalos (Osorio & Rodriguez, 2000; Veloza, 2005), son de frente de costa medio a superior. Las muestras clasificadas como “grainstone” de bioclastos reflejan condiciones altamente energéticas, debido a la presencia de cemento calcáreo y al estado de fracturamiento y dislocación de las conchas. Los ambientes de frente de costa medio están representados por las muestras clasificadas como packstone de bioclastos, donde es notoria la presencia de lodo calcáreo (micrita), preservado gracias a las condiciones de energía moderada donde éste no era lavado por oleaje o eventos similares.

PALEOGEOGRAFIA Y TECTONICA

La reconstrucción tectónica y paleogeográfica esquemática se presenta en la FIGURA 7. La evolución temporal es inferida a partir de la posición estratigráfica relativa de las asociaciones de litofacies. Los rangos de edades son limitados a partir de diversos estudios en el área de estudio, como lo son Tepma, 2001; Robertson Research, 1984; Duque-Caro, 1998, Guerrero et al, 2000 y Bayona et al, 2003 para el Norte de el VSM. La reconstrucción palinspástica fue tomada y modificada de Pindell & Tabbutt, 1995; Villamil, 1999 y Gómez et al, 2003.

La principal área de aporte de sedimento dentro de la cuenca para el Campaniano fue un delta localizado entre las actuales posiciones de Bogotá y Neiva. La paleogeografía del Maastrichtiano temprano refleja el levantamiento en dirección Norte-Sur de la Cordillera Central, con el subsecuente cambio en los ambientes sedimentarios y la notoria contribución de una fuente ubicada al Oeste (Villamil, 1999; Guerrero et al, 2000; Veloza et al, 2006).

DISCUSION

Ambientes sedimentarios

Los ambientes de depósito de la Fm. Monserrate varían entre costa afuera y frente de costa medio- superior. Los depósitos calcáreos se distribuyen en la porción Sur de la cuenca, en el área de Altamira y corresponden a depósitos cercanos a la línea de costa (alta energía). Suprayaciendo estos estratos de naturaleza marina se encuentra la Fm. San Francisco, que está constituida por depósitos de llanuras costeras y de inundación con desarrollo de paleosuelos, lo que indica un cambio abrupto en el régimen de sedimentación.

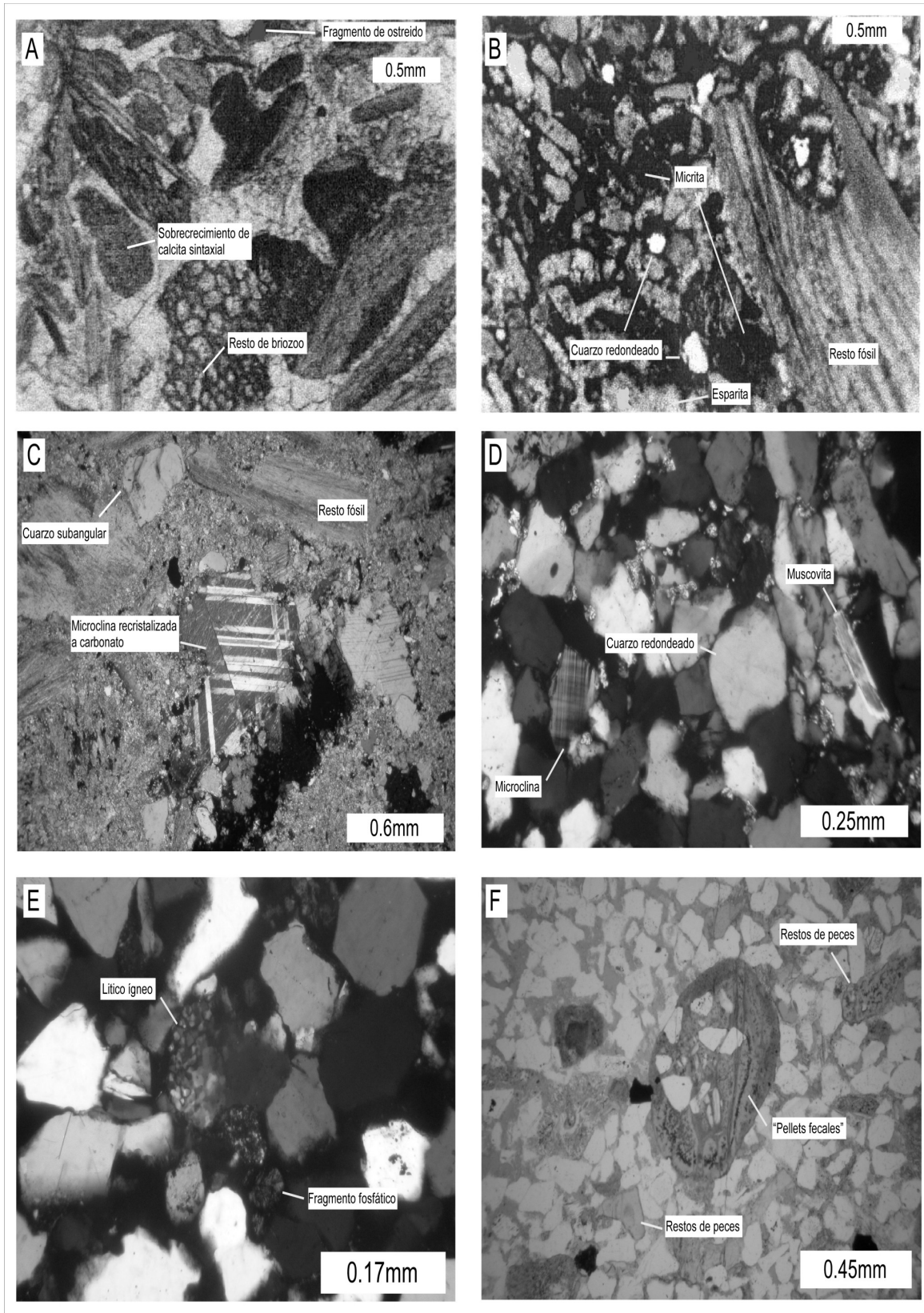


FIGURA 6. Petrografía: Fotos de secciones petrográficas de areniscas y calizas de la Fm. Monserrate. (A) “Grainstone” de bioclastos (tomada de Osorio & Rodríguez, 2000); (B) “Packstone” de bioclastos (tomada de Osorio & Rodríguez, 2000); (C) Bioesparita “rudstone” impura; (D) Sublitoarenita fosfática; (E) Subarcosa fosfática; (F) Cuarzoarenita fosfática.

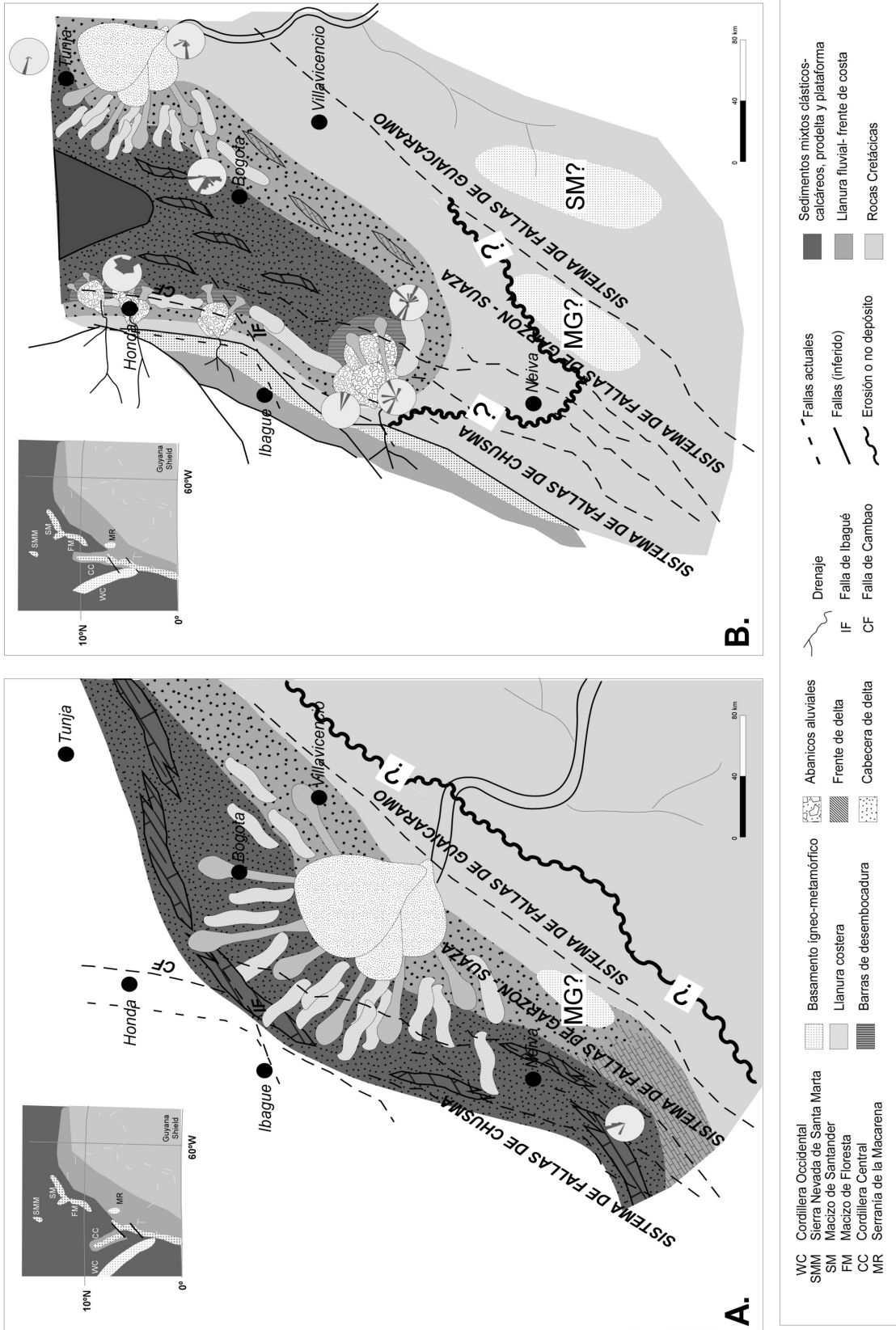


FIGURA 7. Mapa paleogeográfico con restauración palinspástica del Valle Superior del Magdalena (modificada de Veloza et al., 2006). (A) Campaniano Temprano (+/- 80Ma); (B) Maastrichtiano Temprano (+/- 70Ma). Datos de paleocorrientes tomados de Diaz, 1991. La posición actual de las ciudades y fallas es incluida para referencia

Las zonas con mejores rocas almacenadoras de hidrocarburos se distribuyen en la parte Norte y occidental de la SCN, donde los ambientes de depósito varían entre el frente de costa inferior a medio. Dentro de los campos productores de hidrocarburos de este intervalo estratigráfico se destacan Dina, Tello y más recientemente descubierto el campo La Hocha, donde crudos de gravedades API entre 15-20° se producen. En el área de Altamira el intervalo correlacionable, conocido como Fm. El Tobo no presenta características como productor de hidrocarburos al menos por porosidad primaria; estudios para determinar porosidades secundarias en esta unidad deben ser llevados a cabo.

Modelo estratigráfico secuencial

Las implicaciones de una dislocación de facies en el modelo estratigráfico secuencial colombiano son: 1) Aceptar una caída del nivel relativo del mar, bien sea producto de una caída en el nivel eustático (Haq et al, 1987, Villamil, 1999) o por una regresión forzada, debido al levantamiento progresivo de la Cordillera Central y Macizo de Quetame (Bayona et al, 2003). Esta exhumación progresiva tiene repercusiones en los modelos de subsidencia tectónica y curvas de enterramiento para calcular la madurez de la roca generadora, al menos en la SCN. 2) La utilización del tope de la llamada Fm. Monserrate y las superficies correlativas como el límite de la secuencia marina del Cretácico, debido a que no guardan una correlación genética con los suprayacentes depósitos de la Fm. San Francisco, al menos en la subcuenca de Neiva.

Esta paraconformidad implica una disminución en tiempo hacia el Norte, donde mayor espacio de acomodación permitió la preservación de un registro sedimentario más continuo (Veloza et al, 2006).

CONCLUSIONES

La Fm. Monserrate fue depositada en ambientes variantes desde costa afuera a frente de costa medio-superior. La distribución de facies obedece a depósitos epiclásticos en las porción Norte y Oeste, depositados en ambientes variantes desde costa afuera a frente de costa medio y sedimentos de origen biogénico depositados en ambientes variantes desde costa afuera a frente de costa medio-superior en el área de Altamira, al Sur de la SCN. El espesor de la unidad varía entre 40-150 metros. Los depósitos suprayacentes, correspondientes a la Fm. San Francisco, consisten de arcillolitas arenosas, de color gris moteado pardo rojizo, depositadas en ambientes de llanura costera – fluvial con formación de paleosuelos.

Se sugiere la presencia de una paraconformidad entre las unidades anteriormente nombradas debido a la dislocación, o cambio abrupto de ambientes de depósito y facies entre

éstas, donde se varía desde ambientes netamente marinos (depositados entre los 5-10m de profundidad) a ambientes continentales, con exposición subaérea.

La petrografía sugiere que las áreas de aporte de los sedimentos que dieron origen a esta unidad son principalmente el Cratón de la Guyana, la paleocordillera Central, sedimentos retrabajados de unidades infrayacentes y una nueva hipótesis sugiere la presencia de cuerpos de composición similar a la del cratón (Macizo de Garzón?).

Las áreas con mayor potencial exploratorio, en cuanto a roca reservorio, son las porciones Norte y occidental de la SCN, debido al pobre desarrollo de porosidades primarias observado en el área de Altamira, al Sur de SCN, en la unidad conocida como Fm. El Tobo.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a todas las personas que colaboraron durante este proyecto. A Andrés Fajardo, Orlando Forero por dirigir este trabajo de grado en su fase inicial, a HOCOL S.A. por permitir la publicación de estas ideas. GV quiere agradecer a Alejandro Mora, Javier Guerrero y Germán Bayona por la dirección final del trabajo de grado y discusiones durante la elaboración de este artículo.

REFERENCIAS

- Balkwill, H. R., G. Rodrigue, F. I. Paredes, and J. P. Almeida 1995. Northern part of Oriente basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures, *in* A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, pp. 559-571
- Barragán, R., Toro-Alava, J., Jaillard, E., White., H., Toulkeridis., T., Montenegro., J., Medina, G. 2005. Lower Maastrichtian syntectonic sedimentation along the Subandean Zone and its relationship with an accretionary event of an oceanic terrane registered in the Cordillera Occidental of Ecuador. VI ISAG memories. Barcelona.
- Barrero, D., La Verde, F., Ruiz, C., Alfonso, C. 2006. Oblique collision and basin formation in Western Colombia: The origin, evolution and petroleum potential of Cauca-Patia basin. IX Simposio Bolivariano de Exploración de Cuencas Subandinas Memoirs. Cartagena.
- Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Llinas, R. 2003. The Tertiary Fusagasuga Succession: a record of the complex Latest Cretaceous –pre-Miocene deformation in an area between the Magdalena Valley and Sabana de Bogotá. VIII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas Memoirs.

- Beltrán N.; Gallo J. 1968. The geology of the Neiva Sub-basin, Upper Magdalena Basin, southern portion. IX Annual Field Conference, Colomboan Society of Petroleum Geologist and Geophysicist. Reprinted in p. 253-275: CSPGG Geological Field Trips Colombia, 1959-1978; Geotec, 1979, 545 p. Bogotá.
- Butler, K., Schamel, S. 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 1, pp. 109-120.
- Cediel, F., & Cáceres, C. 1988. Geologic Map of Colombia, Escala 1:1200000. Geotec Ltda., Bogotá.
- 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 Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists*, 79(10): 1421-1443.
- Cortés, M., Angelier, J., Colleta, B. 2005. Paleostress evolution of the Northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24.
- DePorta J. 1965. Estratigrafía del Cretácico superior y Terciario en el extremo Sur del valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*; 19: 5-50.
- De Freitas, M.G. 2001. Exploring for Subthrust Traps in a Transpressional Setting – A Review of Unsuccessful Results and Strategies for Improvement in the Upper Magdalena Valley of Colombia. AAPG Hedberg Conf., Mendoza, Argentina, November 2001. Unpublished extended abstract (available upon request to Mario.defreitas@hocol.com.co).
- Díaz, L. 1991. Análisis comparativo de indicadores de paleocorrientes en algunas arenitas del Cretácico Superior cuspidal de Colombia. BSc Tesis. Universidad Nacional de Colombia.
- Dickinson, W., Suczek, C., (1979), Plate tectonics and sandstone composition. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, Vol. 63, No. 12, p. 2164-2182. Tulsa.
- Dunham, R. 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W., ed., *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologist Memoir 1, pp. 108-121. Tulsa.
- Dunia 2003. Estratigrafía Formaciones Caballos y La Tabla, Bloque Doima, VSM, Hocol internal report.
- Duque-Caro, H. 1998. Micropaleontology and biostratigraphy of the well Los Mangos 60. Yaguará Area: Braspetro internal report.
- Emery., D. Myers, K. 1996. *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science, p. 39. Oxford.
- Folk., R. 1962. Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W., ed., *Classification of carbonate rocks*, American Association of Petroleum Geologist Memoir 1, p. 62-84. Tulsa.
- Gómez, E., Jordan, T., Allmendiger, R., Hegarty, K., Kelley, S., Heizler, M. 2003. Controls on architecture of the Late Cretaceous to Cenozoic southern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *GSA Bulletin*, 115(2).
- Guerrero, J., Sarmiento, G., Navarrete, R. 2000. The Stratigraphy of the W side of the Cretaceous Colombian Basin in the Upper Magdalena Valley. Reevaluation of selected areas and type localities including Aipe, Guaduas, Ortega and Piedras: *Geología Colombiana*, (25).
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R. 1987. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change, in Wilgus, C.K., et al., eds., *Sea-level changes: An integrated approach*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, pp. 71-108.
- Jaimes, E., De Freitas, M. 2006. An Albian-Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, In press
- Kroonenberg, S. B., Diedrix, H. 1982. Geology of the Uppermost Magdalena Valley. In: *Geological Field Trips-Colombia, 1980-1989*. A.C.G.G.P., Bogota, pp. 73-89.
- Mora, A., Venegas, D., Vergara, L. 1998. Estratigrafía del Cretácico Superior y Terciario Inferior en el sector Norte de la Cuenca de Putumayo, Departamento de Caqueta, Colombia. *Geología Colombiana*, (23).
- Osorio, F., Rodríguez, A. 2000. Análisis facial para la interpretación paleoambiental de la Formación El Tobo (Carbonatos de la Formación Monserrate) del Cretácico Superior en el Valle Superior del Magdalena, Departamento del Huila, Colombia. B.Sc. Thesis. Manizales, Universidad de Caldas.
- Pindell, J. L., and Tabbutt, K. D. 1995. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*, p. 101-128.

Robertson Research. 1984. Biostratigraphy of a core samples from Cebu-5 well, Hocol Internal report.

Sarmiento, L.F. 2001. Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes – Inferences from tectonic models. PhD thesis, Vrije Universiteit Amsterdam, 295 p.

Schamel, S. 1991. Middle and Upper Magdalena Basins, Colombia. In: Biddle, K. T., (ed.) Active margin basins. AAPG Memoir, 52, pp. 283-301.

Tepma 2001. Biostratigraphical study of the Cretaceous Section- South Gaitanas Block (Upper Magdalena Valley Basin- Colombia), Internal report.

Terraza, R. 2003. Origen diagenético de Cherts y Porcelanitas en las formaciones Lidita Inferior y Lidita Superior (Grupo Olini), al Sur de San Luis (Tolima), Valle Superior del Magdalena, Colombia. Geología Colombiana, (28).

Tucker M. 2001. Sedimentary Petrology, An introduction to the origin of sedimentary rocks; Third Edition; 262p.; Blackwell Science, Oxford.

Vaca, S. Zambrano, E. 2005. A review of the nomenclature of the Cretaceous formations in the Ecuadorian Oriente Basin. VI ISAG memoires. Barcelona.

Van Der Wiel, A. M. 1991. Uplift and volcanism of the SE Colombian Andes in relation to Neogene sedimentation in the Upper Magdalena Valley, Thesis University of Wageningen, Amsterdam, 208 p.

Veloza, G. 2005. Relaciones Faciales de la Fm. Monserrate, municipios de Palermo, Teruel y Tesalia, Valle Superior del Magdalena, Colombia. BSc Thesis, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.

Veloza, G., De Freitas, M., Mantilla, M. 2006. Campanian-Maastrichtian paleogeography and reservoir distribution in the Upper Magdalena Valley of Colombia, VIII Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas Memoirs.

Villamil, T. 1999. Campanian-Miocene tectono-stratigraphy, depocenter evolution of Colombia and western Venezuela. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 153.

Trabajo recibido: Febrero 16 de 2007

Trabajo aceptado: Septiembre 28 de 2007