



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

ISSN: 2145-8553

Universidad Industrial de Santander

Albariño, Luis María; Rodríguez, Jan Michel  
Entrampamiento estratigráfico en el borde de Cuenca Antepaís - Cuenca Llanos Orientales de Colombia  
Boletín de Geología, vol. 44, núm. 2, 2022, Mayo-Agosto, pp. 73-93  
Universidad Industrial de Santander

DOI: <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022003>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349672084003>

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

UAEH redalyc.org

Sistema de Información Científica Redalyc  
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal  
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso  
abierto

# Entrampamiento estratigráfico en el borde de Cuenca Antepaís – Cuenca Llanos Orientales de Colombia

Luis María Albariño<sup>1</sup> ; Jan Michel Rodríguez<sup>2\*</sup> 

<sup>1</sup> YPF Argentina, Buenos Aires, Argentina. [luismaria.albarino@ypf.com](mailto:luismaria.albarino@ypf.com)

<sup>2</sup> ONGC Videsh, Bogotá, Colombia. (\*) [jan\\_rodriguez@ongcvidesh.in](mailto:jan_rodriguez@ongcvidesh.in)

## Resumen

El presente estudio se centra sobre la región del abultamiento periférico (*forebulge*), en el cual se intenta explicar cuáles fueron los eventos que permitieron la posibilidad de recibir y preservar sedimentos, como así también la generación de trampas estratigráficas durante el lapso transcurrido entre el Eoceno y el Oligoceno en la cuenca de los Llanos Orientales de Colombia. Se destacan los aspectos vinculados con los niveles productivos en la región suroriental de la Cuenca de Llanos, postulando una subdivisión del reservorio principal (Areniscas Basales) en dos unidades, depositadas bajo disímiles estadios tectónicos en el transcurso de la evolución de la cuenca de antepaís. Para ellos se empleó 13.930 kilómetros de líneas sísmicas 2D y 71 pozos exploratorios. Se describen y analizan los elementos y mecanismos que coexistirían como factores esenciales de las acumulaciones de petróleo pesado, definiendo diferentes estilos de entrampamiento combinados y vislumbrando la presencia de un gran potencial remanente para estos *plays* someros.

**Palabras clave:** Cuenca de antepaís; Abultamiento periférico; Trampas estratigráficas; Reservorio.

## Stratigraphic traps at the distal border of the Foreland Basin - Eastern Llanos Basin, Colombia

## Abstract

The present study focuses on the region of peripheral bulging (*forebulge*), which will try to explain which were the geological events that allowed the possibility of receiving and preserving sediments, as well as the generation of stratigraphic traps during the period between the Eocene and the Oligocene in the Eastern Llanos Basin of Colombia. Were highlighted the aspects related to the productive layers in the southeastern region of the Llanos Basin, postulating a subdivision of the lower reservoir (Areniscas Basales) into two units deposited under dissimilar stages during the evolution of the foreland basin. Subsequently, 13,930 kilometers of 2D seismic lines and 71 exploratory wells were interpreted to describe and analyze the elements and mechanisms that coexist as essential factors of heavy oil accumulations, defining different styles of combined traps and emphasizing the presence of great remaining potential for these shallow plays.

**Keywords:** Foreland basin; Forebulge; Stratigraphic traps; Reservoir.

---

**Forma de citar:** Albariño, L.M.; Rodríguez, J.M. (2022). Entrampamiento estratigráfico en el borde de Cuenca Antepaís – Cuenca Llanos Orientales de Colombia. *Boletín de Geología*, 44(2), 73-93. <https://doi.org/10.18273/revbol.v44n2-2022003>

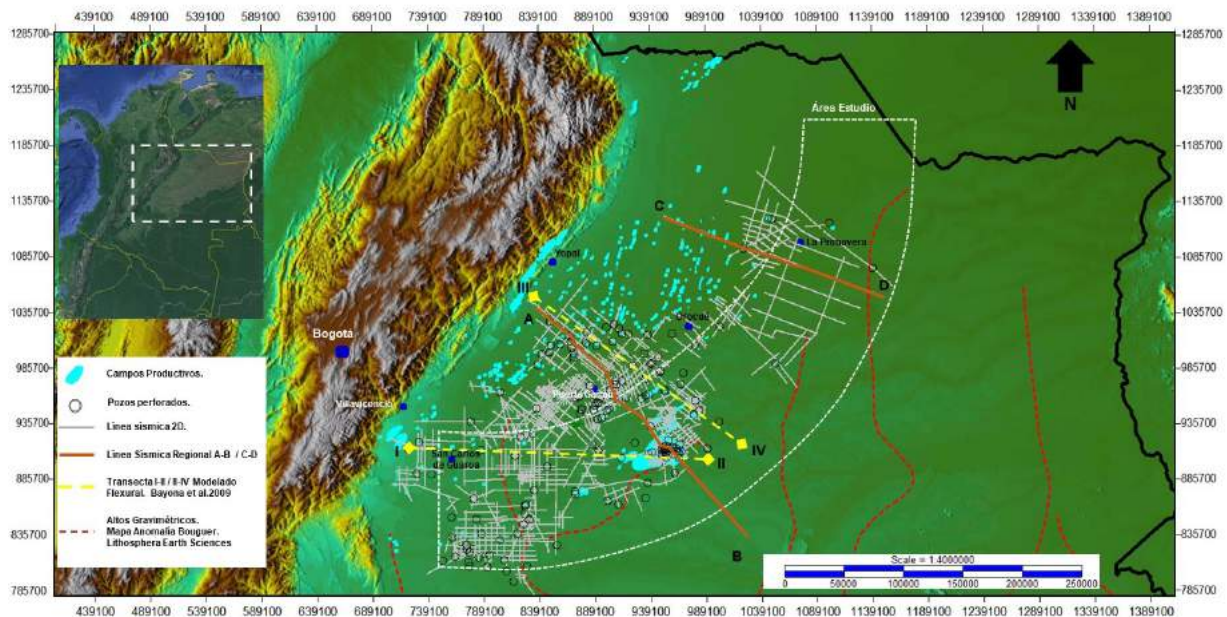
## Introducción

Una profusa bibliografía existe sobre las cuencas de antepaís, tanto para la región de la cuña orogénica como en su depocentro, ya sea desde el punto de vista de la tectónica, de los ambientes sedimentarios y/o su patrón de acumulación (Bande *et al.*, 2012; Bayona *et al.*, 2007, 2008a, 2008b, 2009, 2013; Campos y Mann, 2015; Cooper *et al.*, 1995; Delgado *et al.*, 2012; Horton *et al.*, 2010a, 2010b; Moreno-López y Escalona, 2015; Parra *et al.*, 2005, 2009; Reyes-Harker *et al.*, 2015). En comparación con la región opuesta del borde y el abultamiento periférico de la cuenca donde existen menores divulgaciones o son escasas las referencias.

La Cuenca de Llanos está enmarcada en la evolución de un sistema de antepaís producto de la deflexión de la litosfera en respuesta a un conjunto de cargas. Para forjar esta deflexión, las fuerzas que actúan sobre la litosfera son la carga tectónica estática de la cuña orogénica, los sedimentos y el agua, y usualmente, la carga dinámica sublitosférica de la placa subductada. A través del tiempo, estas cargas migran o se redistribuyen conforme el sistema progresa. El abultamiento periférico vinculado con este proceso dinámico puede ser reconocido por el desarrollo erosivo de la discordancia basal (Beaumont, 1981; Waschbusch y Royden, 1992; Dolson y Piombino, 1994; Crampton y Allen, 1995; DeCelles y Giles, 1996; Currie, 1997; Catuneanu, 2004).

El presente estudio, se centra sobre la región que ocupó el abultamiento periférico de la cuenca de Llanos Oriental desde el Eoceno hasta el Oligoceno. Por tal motivo, se describirán los patrones de acomodación, como así también, aquellos eventos que permitieron la posibilidad de recibir y preservar sedimentos en esta provincia flexural, antes y después de ser incorporada al prisma sedimentario de la cuenca (Figura 1). Por otra parte, proponemos interpretaciones alternativas para las acumulaciones de crudo pesado en el borde de cuenca.

En el sector suroriental de la cuenca Llanos se han descubierto más de 3.000 MMBbls de petróleo pesado in situ, en los campos Merlin – Dorcas, Caracará, Atarraya, Ocelote, Caño Sur, La Pluma, Pendare, Guairuro – Hamaca, Quifa – Rubiales, Jaspe, Ámbar, Ópalo, Sabanero y Cabiona, entre otros, con petróleos que varían entre 12 a 21° API de densidad, de los cuales se han producido durante los últimos 10 años un volumen cercano a los 1.400 MMBbls de crudo (Campos y Mann, 2015). Estos petróleos están vinculados genéticamente con niveles generadores de la Formación Gachetá y han actuado sobre ellos procesos de biodegradación. Adicionalmente, se han mencionado potenciales niveles generadores dentro del Cenozoico relacionados con la Formación Cuervos y/o miembros de la Formación Carbonera (Moretti *et al.*, 2009).



**Figura 1.** Mapa de ubicación del área de estudio. Modelo de elevación digital de la Cordillera Oriental y Cuenca de los Llanos Orientales de Colombia. Se indican base sísmica 2D, pozos perforados y trazas regionales A-B y C-D.

Los actuales modelos geoquímicos coinciden en postular dos zonas importantes afectadas durante los procesos de deformación de la cuenca (Sánchez *et al.*, 2015). La primera región se encuentra emplazada en la actual Cordillera Oriental, la cual alcanzó la máxima generación de hidrocarburos durante el Eoceno Superior – Oligoceno Inferior. La segunda región se encuentra ubicada en el *foredeep* de la cuenca durante los últimos 23 Ma.

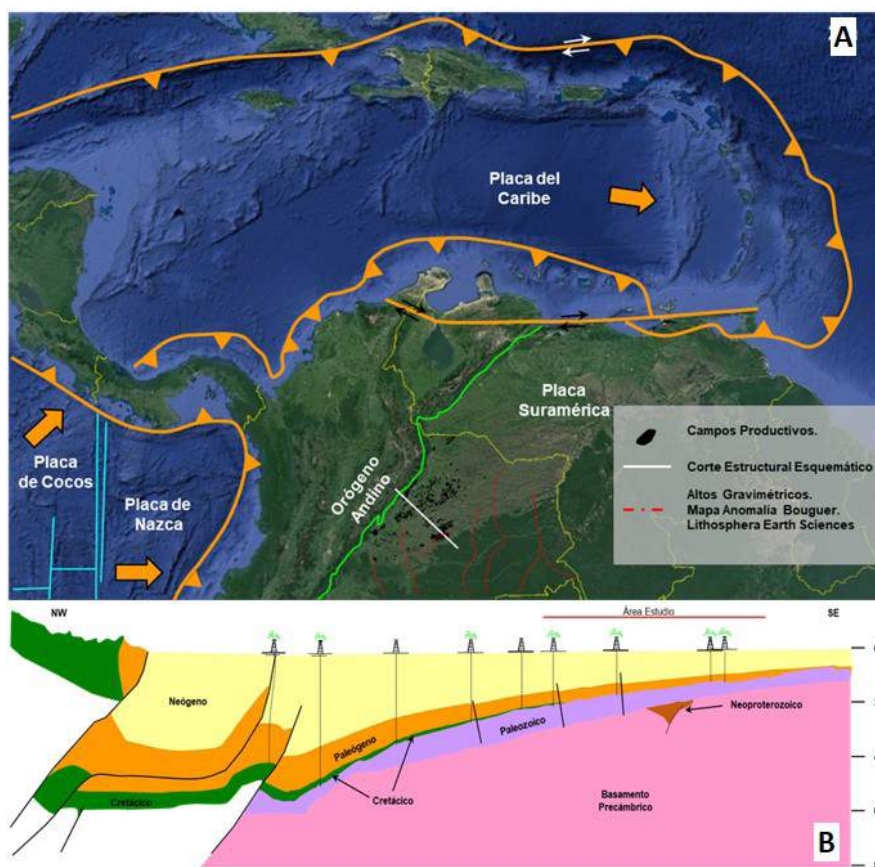
La totalidad del petróleo descubierto migró desde las dos zonas de generación (cocina o pod de generación), situadas en sectores occidentales de la cuenca, evidenciando migraciones laterales mayores a los 120 kilómetros, los cuales alimentan los reservorios localizados en el antepaís.

### Geología regional

La cuenca de los Llanos Orientales está comprendida entre el frente de deformación de la Cordillera Oriental y el afloramiento del escudo de Guayana. De fuerte

configuración morfoestructural asimétrica, presenta en su región occidental el borde plegado y fallado del frente de deformación, y hacia su región oriental el prisma sedimentario del antepaís que apoya sobre el basamento, conformando un homoclinal de suave pendiente, interrumpido por sistemas de fallas de basamento con vergencia predominante hacia el orógeno. La arquitectura actual se debe a la convergencia e interacción de la placa continental Sudamericana, en continua colisión con las placas oceánicas de Nazca y del Caribe (Ramos, 2009) (Figura 2).

Las unidades formacionales reconocidas en la región abarcan un amplio periodo geológico, desde el Neoproterozoico hasta el reciente, constituyendo secuencias tectono-sedimentarias relacionadas a diferentes ambientes geodinámicos. Dichas secuencias están separadas entre sí por discontinuidades, reconocidas en subsuelo como superficies discordantes o de no depositación (Cooper *et al.*, 1995; Moreno-López y Escalona, 2015; Reyes-Harker *et al.*, 2015; Campos y Mann, 2015).



**Figura 2.** A. Mapa tectónico simplificado de las placas de Suramérica, Caribe y Nazca (modificado de Ramos, 2009). B. Corte estructural esquemático de la cuenca de los Llanos Orientales.

De acuerdo con diferentes estudios, las rocas que integran el basamento (Precámbrico) están compuestas por un complejo de migmatitas, gneises, anfibolitas, granitos y rocas metamórficas formando el Escudo de Guayanas (Dueñas y Césari, 2006). Dataciones radiométricas indican que este basamento ígneo-metamórfico posee una edad entre 1.700-1.205 Ma (Priem *et al.*, 1982). Dentro de este masivo bloque ígneo metamórfico, se han identificado mediante información sísmica 2D, la presencia de estructuras distensivas (grabens y hemigrabens) de edad Proterozoica Tardía (Figura 3).

Mediante discordancia regional apoyan las secuencias del Paleozoico Inferior, las cuales fueron reconocidas por estudios bioestratigráficos empleando asociaciones de taxas palinológicas (Kroeck *et al.*, 2020). Las unidades más antiguas que se registran en la cuenca corresponden al Grupo Quetame – Güejar de edad Cámbrico Tardío - Ordovícico, conformadas por depósitos marinos de mar epicontinental. A fines del Ordovícico, la actividad tectónica queda registrada por el metamorfismo de bajo

grado y las intrusiones ígneas localizadas (Orogénesis Caledónica) (Ramos y Alemán, 2000; Ramos, 2009).

Prosiguió un periodo de intensa erosión con denudación, resultando en una extensa discontinuidad. Entre el tope de las unidades paleozoicas y el comienzo del registro sedimentario, en el cual se desarrolló un gran hiatus de tiempo geológico, reiniciándose con depósitos del Triásico. Sin embargo, el lapso de este hiatus es debatible debido al reconocimiento de elementos bioestratigráficos vinculados al Devónico y Carbonífero (Dueñas y Césari, 2005).

La región ingresa en un episodio extensional desde el Triásico al Jurásico-Cretácico Temprano con un proceso de *rifting*. A continuación, se desarrolla una cuenca de retro-arco (*back-arc*) y finalmente, evoluciona en un estadio de contracción generando una cuenca de antepaís (*foreland basin*), la cual es cubierta por sedimentos continentales a marino marginales del Cretácico Superior y del Cenozoico (Cooper *et al.*, 1995).

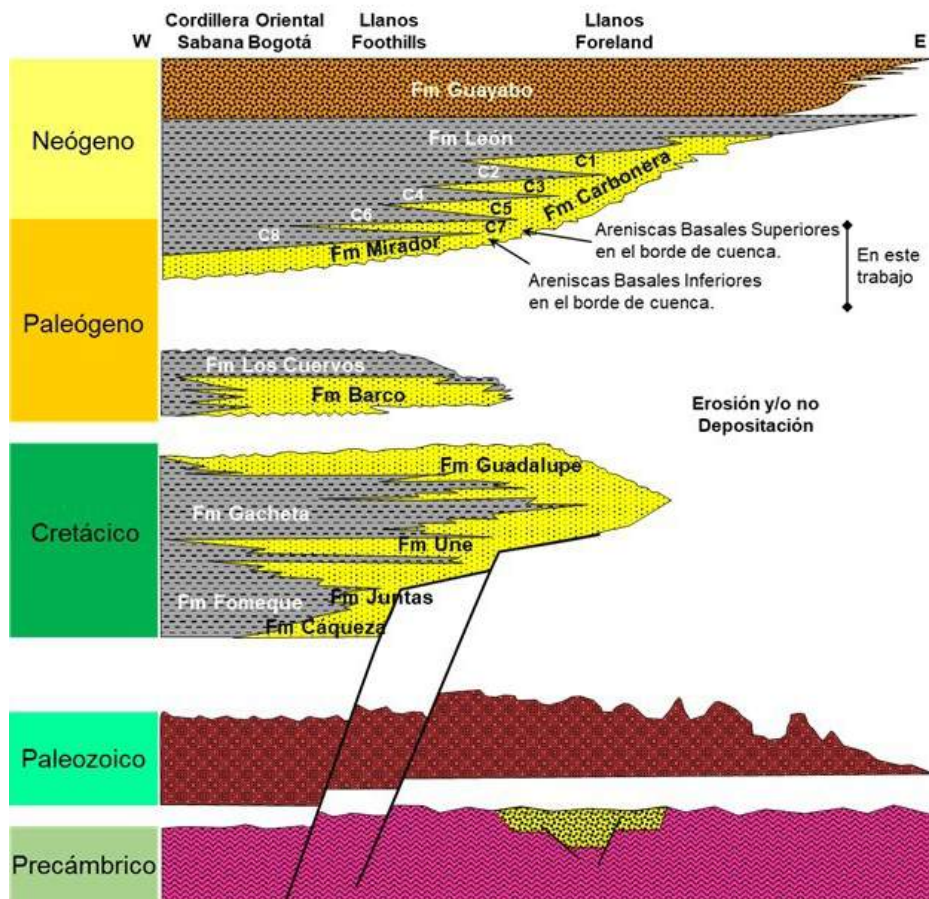


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de los Llanos Orientales de Colombia.

## Área de estudio y datos empleados

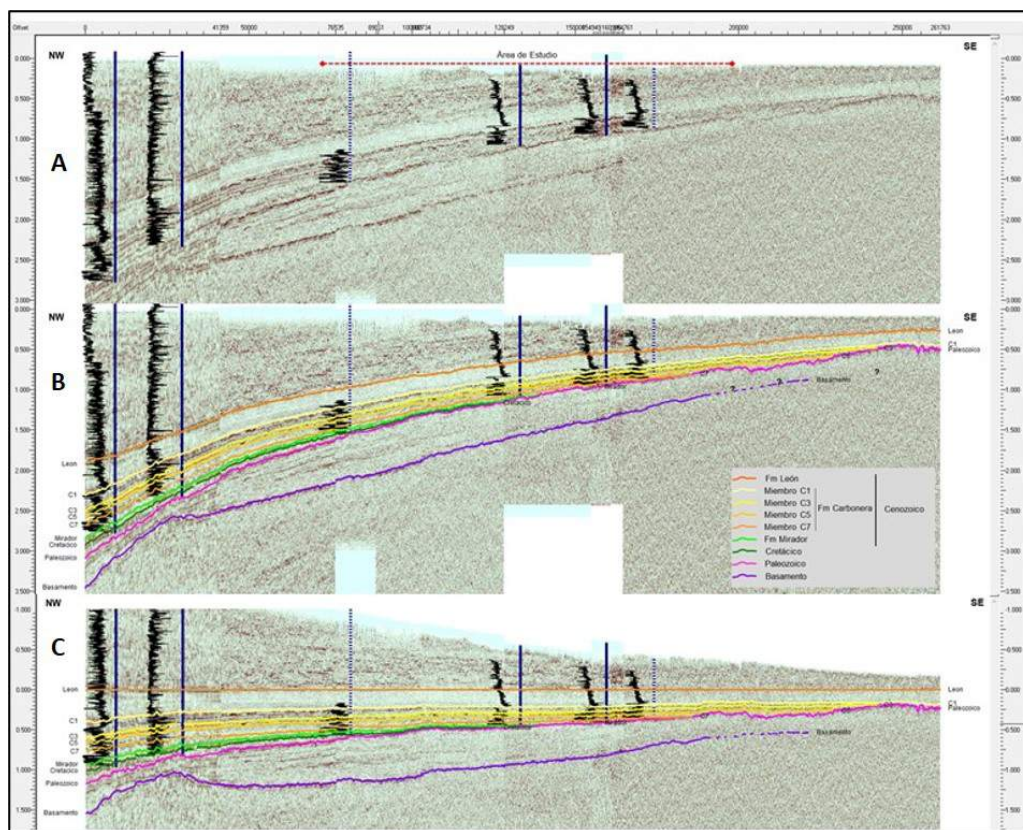
El área de trabajo abarca una superficie aproximada de 60.000 km<sup>2</sup> del sector sur y oriental de la cuenca, región cubierta con buena información sísmica 2D y múltiples pozos, producto de la intensa actividad petrolera (Figura 1).

Para llevar adelante el análisis de esta región, se empleó información sísmica (13.930 km) y de pozos (71 sondeos) adquirida por la ANH durante los procesos licitatorios de áreas exploratorias, además de contar con información existente en la compañía. Con la información de los pozos exploratorios se graficó la información litológica disponible y datos bioestratigráficos existentes. A su vez, permitió la elaboración de sismogramas sintéticos, observándose una muy buena correspondencia entre los tiempos de arribo de las principales reflexiones observadas en la línea sísmica y los límites o topes formacionales.

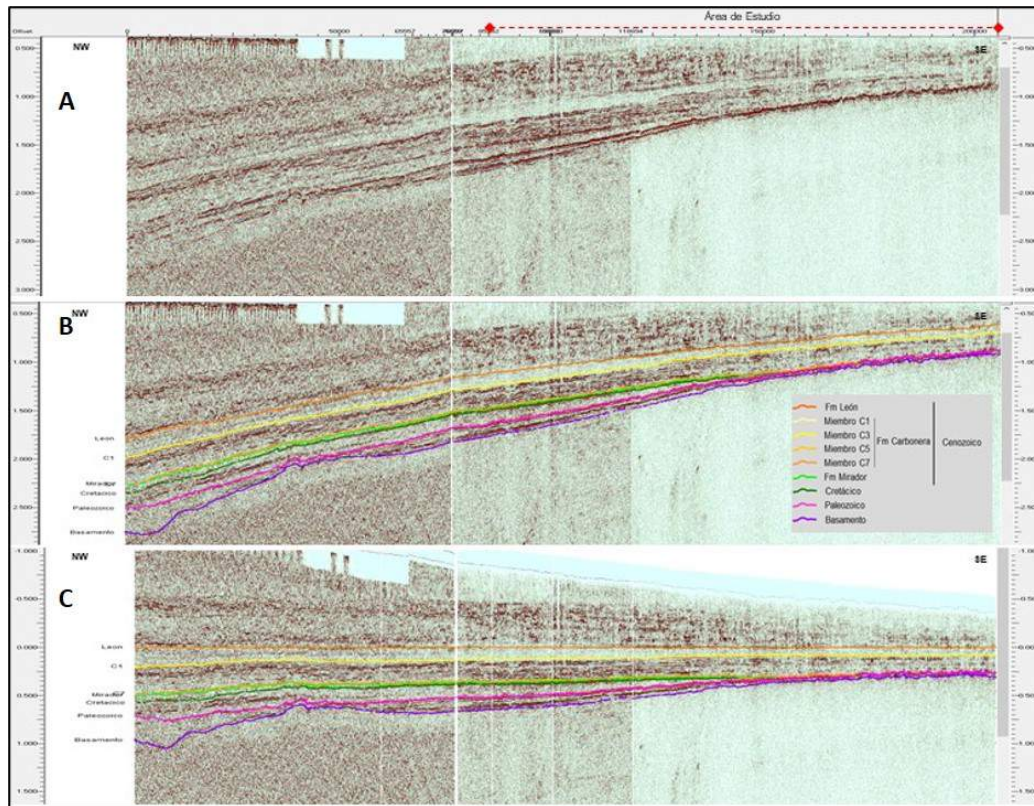
En general, la información sísmica es de buena calidad, los horizontes sísmicos interpretados, se caracterizan por poseer en la mayoría de los casos, una alta

continuidad de reflexión, facilitando su propagación lateral al conjunto de líneas. La interpretación de los horizontes considerados claves; permitió la elaboración de mapas regionales estructurales en tiempo (isócronos) y planos isopáquicos (isocóricos), que en su conjunto nos permitieron caracterizar la región bajo estudio.

Para comprender como evolucionó la región, fue necesaria una extensa interpretación sísmica 2D, análisis de información de pozos junto con un conjunto de datos de variadas fuentes. Modelos geodinámicos previamente confeccionados (Bayona *et al.*, 2007), junto con modelos e ideas expandidas posteriormente, permitieron analizar y evaluar el patrón de levantamiento, erosión y de no deposición desde la Cordillera Oriental hacia el cratón (Bayona *et al.*, 2009). Por otro lado, numerosos estudios realizados sobre apatitas y zircones detríticos han permitido definir en forma clara la proveniencia de sedimentos hacia la cuenca de Llanos desde las regiones de exhumación localizadas tanto al occidente como del oriente (Flemings y Jordan, 1990; Parra *et al.*, 2009; Horton *et al.*, 2010a, 2010b; Bande *et al.*, 2012; Bayona *et al.*, 2013; Reyes-Harker *et al.*, 2015).



**Figura 4.** Línea sísmica regional compuesta NW-SE (A-B). **A.** Imagen sin interpretación. **B.** Imagen con principales eventos interpretados. **C.** La imagen está interpretada y horizontalizada al techo de la Formación León. Nótase el arreglo en *onlap*. Los planos de falla interpretados se han removido.



**Figura 5.** Línea sísmica regional compuesta NW-SE (C-D). **A.** Imagen sin interpretación. **B.** Imagen con principales eventos interpretados. **C.** La imagen está interpretada y horizontalizada al techo de la Formación León. Nótese el arreglo en *onlap*. Los planos de falla interpretados se han removido.

A partir de la información disponible (Figuras 4 y 5), es posible reconocer el Basamento, el Paleozoico Inferior, las cuñas sedimentarias del Mesozoico en relación de *onlap* hacia el Este sobre las unidades precedentes, así como los depósitos del Cenozoico, correspondientes a las unidades litoestratigráficas de la Formación Mirador (areniscas) y Formación Carbonera (alternancia de arenas - miembros C7-C5-C3-C1 y de pelitas - miembros C8-C6-C4-C2) provenientes del cratón (Bayona *et al.*, 2008a; Bande *et al.*, 2012), seguido por los depósitos pelíticos relacionados con la inundación del Mioceno Medio de la Formación León (Bayona *et al.*, 2008b; Reyes-Harker *et al.*, 2015; Duarte *et al.*, 2017), y finalmente la Formación Guayabo constituidas por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas con proveniencia desde la Cordillera Oriental.

Existe incertidumbre para reconocer y separar de manera indudable a la Formación Mirador respecto del miembro arenoso basal de la Formación Carbonera en posiciones distales de la cuenca; intervalo de interés en esta región. Una de las principales dificultades está dada por la escasa presencia de elementos

bioestratigráficos diagnósticos en los sondeos que permitan su individualización. Otra dificultad, es la limitación para distinguir límites de secuencias ya que las mismas, tienden a mostrar pobre contraste textural en zonas proximales, exhibiendo un fuerte predominio de facies gruesas que se apilan y se amalgaman en relación de yuxtaposición.

La mencionada situación ha llevado a englobar a estas facies arenosas en una única unidad denominada informalmente como Areniscas Basales, localizadas entre la base de la Formación Carbonera y por encima del Paleozoico en ausencia de secuencias Cretácicas. La interpretación de líneas sísmicas 2D y las correlaciones estratigráficas entre pozos, han permitido propagar una serie de horizontes en la unidad de interés, admitiendo ser dividida en 2 subunidades (Figura 6).

La información de pozos utilizada fueron registros de rayos gama y resistivo, empleando el criterio basado en la relación de facies, su apilamiento vertical y ajustado con el control de edades bioestratigráficas. De esta forma, se definieron las secuencias transgresivas

que conforman los miembros C8 y C6, los cuales constituyen sendos marcadores regionales permitiendo la correlación de eventos, de igual forma que los miembros C4, C2 y la Formación León.

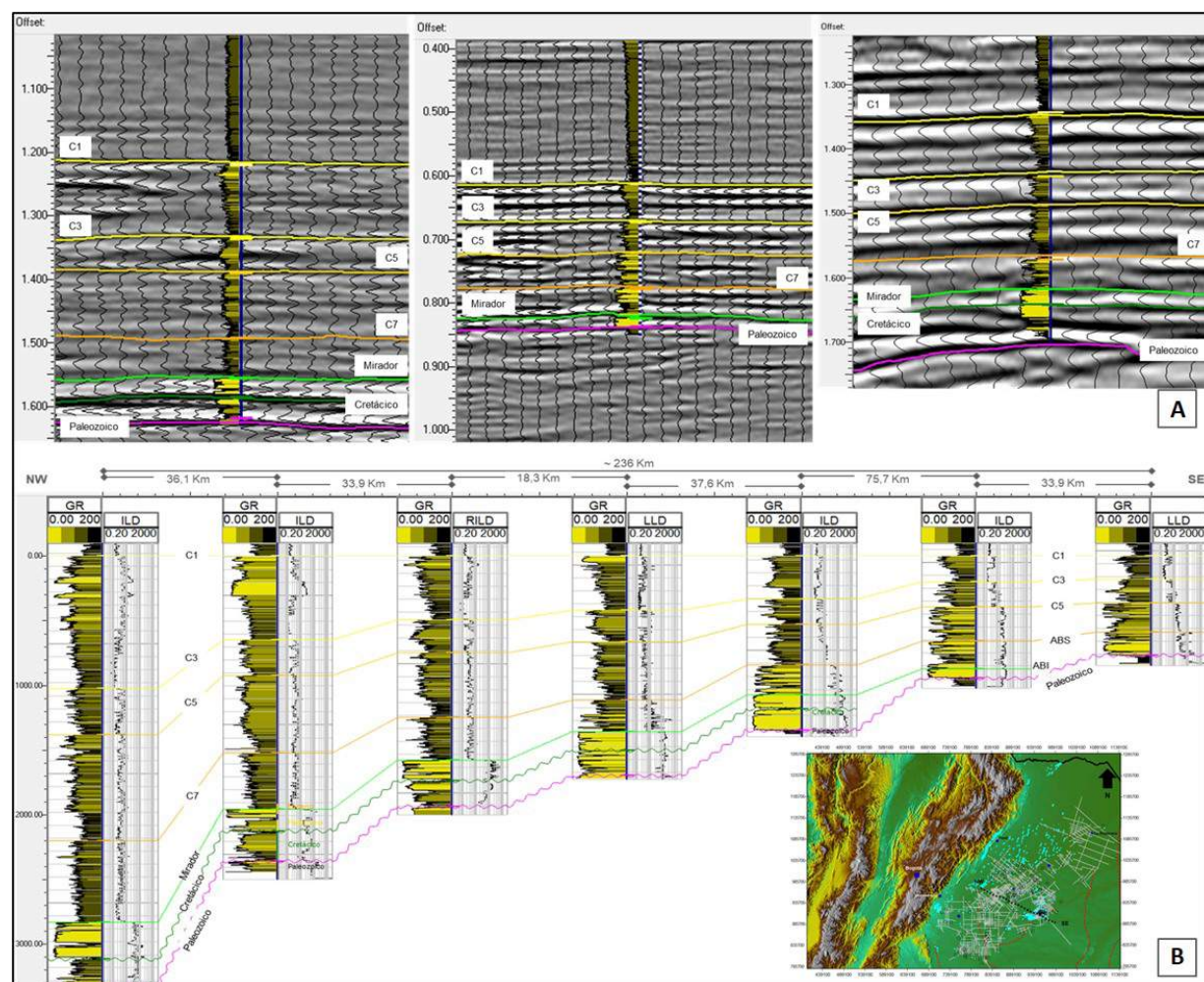
En la información sísmica, estas secuencias se distinguen o diferencian como superficies de amplia distribución espacial que se caracterizan por poseer alta continuidad lateral de reflexión respecto otros eventos sísmicos.

### Consideraciones tectónicas y relleno sedimentario regional. Observaciones e interpretación propuesta

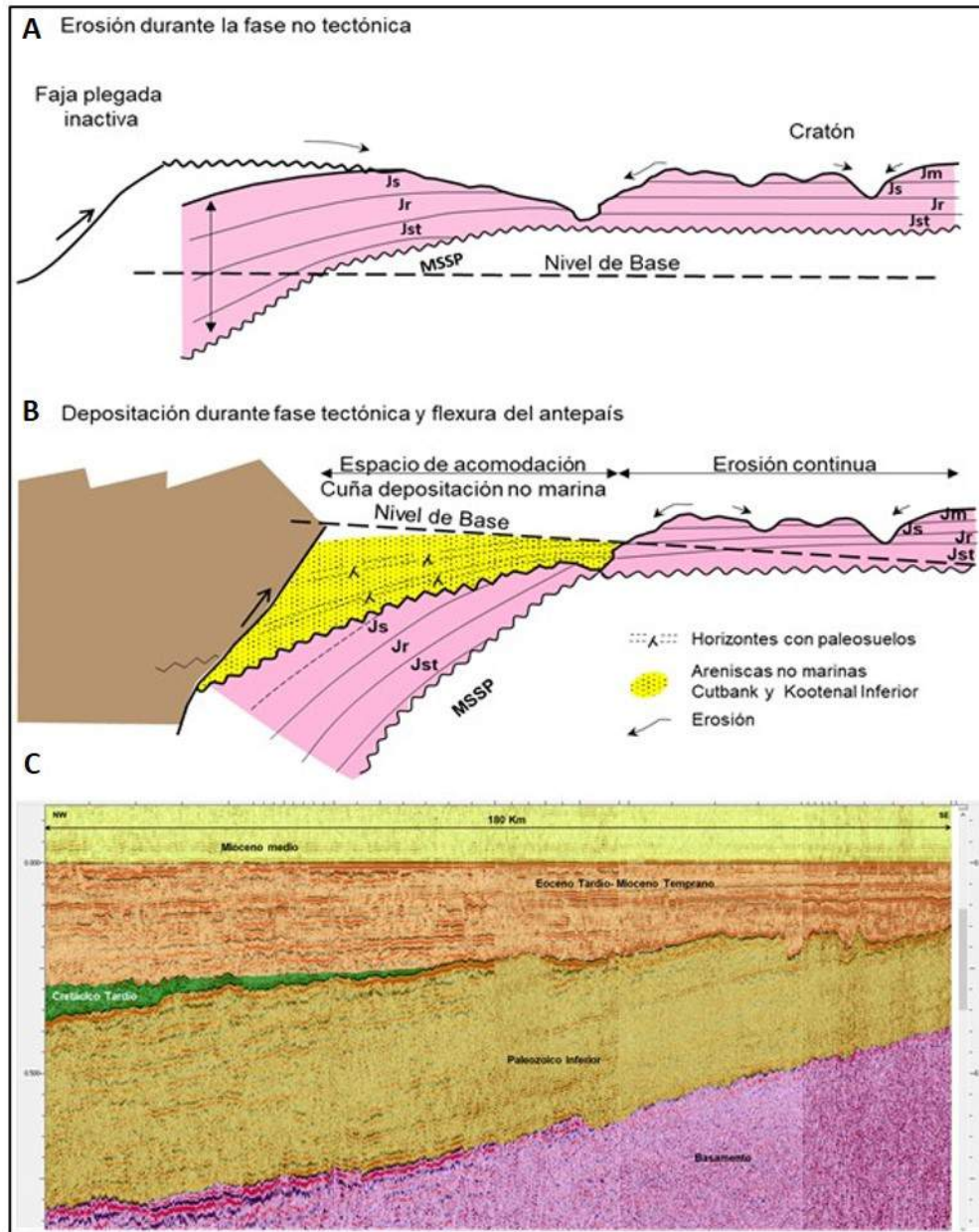
Las secuencias Meso-Cenozoicas se depositaron bajo diferentes regímenes tectónicos, desde un inicio de margen extensional durante el Cretácico Temprano, hacia la transformación de régimen compresivo, en

tres etapas de deformación, desde el Cretácico Tardío al reciente (Horton *et al.*, 2010a, 2010b; Bayona *et al.*, 2007, 2008a, 2008b, 2009, 2013; Bande *et al.*, 2012; Delgado *et al.*, 2012; Moreno-López y Escalona, 2015; Reyes-Harker *et al.*, 2015).

Uno de los rasgos reconocidos durante la fase temprana de la cuenca de antepaís es el desarrollo de la discordancia basal del *forebulge*, superficie genéticamente asociada con la evolución de la cuenca, localizada en la base del relleno sedimentario (Dolson y Piombino, 1994; Crampton y Allen, 1995). En la cuenca de Llanos, este proceso labró y moldeó una superficie irregular o rugosa sobre las secuencias sedimentarias del Paleozoico inferior, permitiendo que el plano resultante convergiera con las superficies erosivas precedentes (Figura 6).



**Figura 6.** A. Amarre de pozos exploratorios sobre líneas sísmicas 2D (líneas de diferentes Vintage) B. Corte estratigráfico con pozos exploratorios proyectados sobre transecta regional de orientación NW-SE, nivelados al techo del Miembro C1. Escala vertical gráfica extremo izquierdo, escala horizontal equidistante entre sí (distancia real entre sondeos en cabezal de cada pozo). Edades en letras de color representan datos bioestratigráficos.



**Figura 7.** A. La discordancia basal está por encima del nivel base, donde se conforma el área de bypass sedimentario (modificado de Dolson y Piombino, 1994). B. Durante la fase tectónica la discordancia es plegada e incorporada al foredeep. La región del cratón se mantiene por encima del nivel base (modificado de Dolson y Piombino, 1994). C. Línea sísmica 2D compuesta hacia el borde de la cuenca de los Llanos Orientales, horizontalizada al techo de la Formación Carbonera.

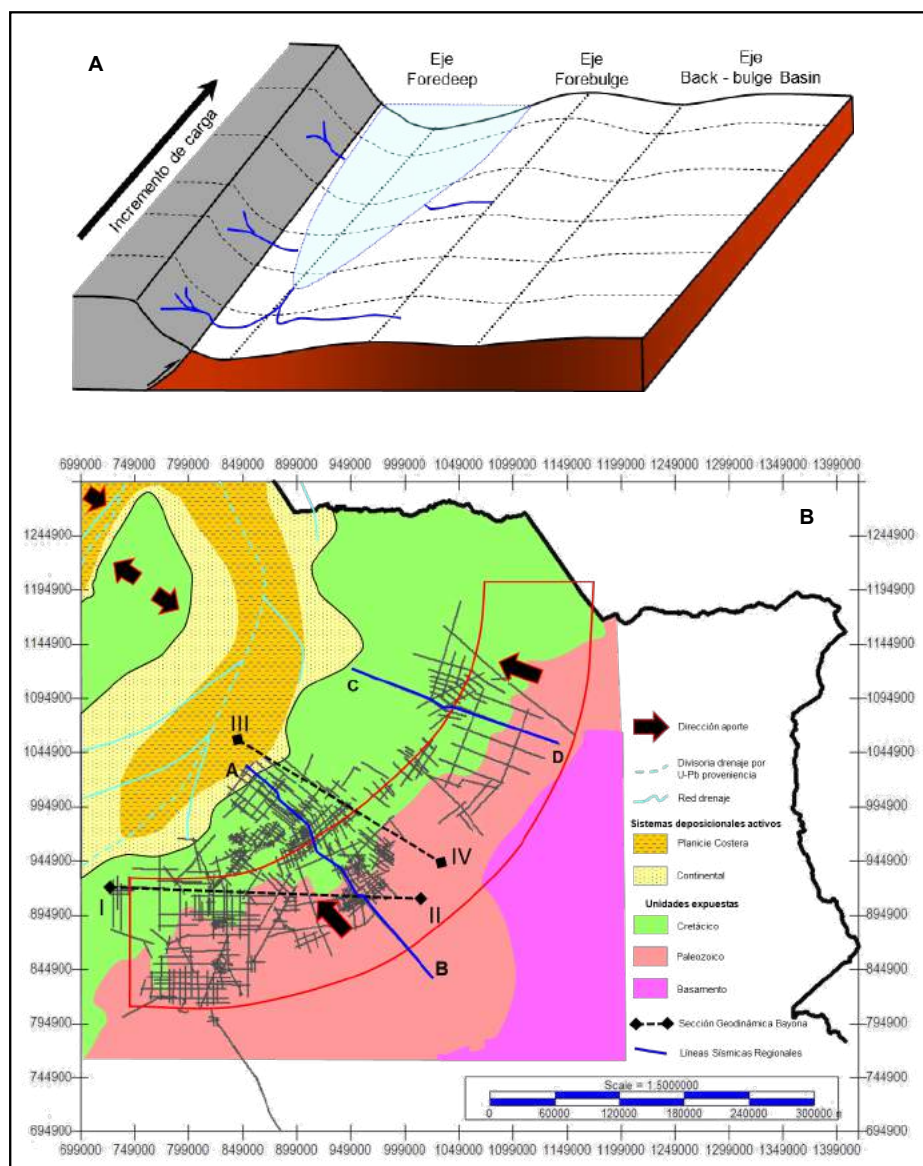
En el estadio inicial de la cuenca, el abultamiento periférico puede encontrarse por encima del nivel base, lo que constituye una zona de erosión y de *bypass* sedimentario, desarrollándose consecuentemente la superficie de discontinuidad mencionada. Este desenvolvimiento ocurre en la mayoría de los casos, cuando no se depositan sedimentos en el *backbulge*. Si están presentes, la discordancia basal del *forebulge* puede erosionar y traslapar sobre sedimentos

depositados en el *backbulge* (Currie, 1997). Conforme evoluciona la cuenca, debido a nuevas fases tectónicas y carga sedimentaria, el abultamiento migra y la discordancia basal es progresivamente incorporada e inclinada hacia el oeste por debajo del *foredeep* (Dolson y Piombino, 1994; Crampton y Allen, 1995; DeCelles y Giles, 1996; Currie, 1997; Catuneanu, 2004; DeCelles, 2012) (Figura 7).

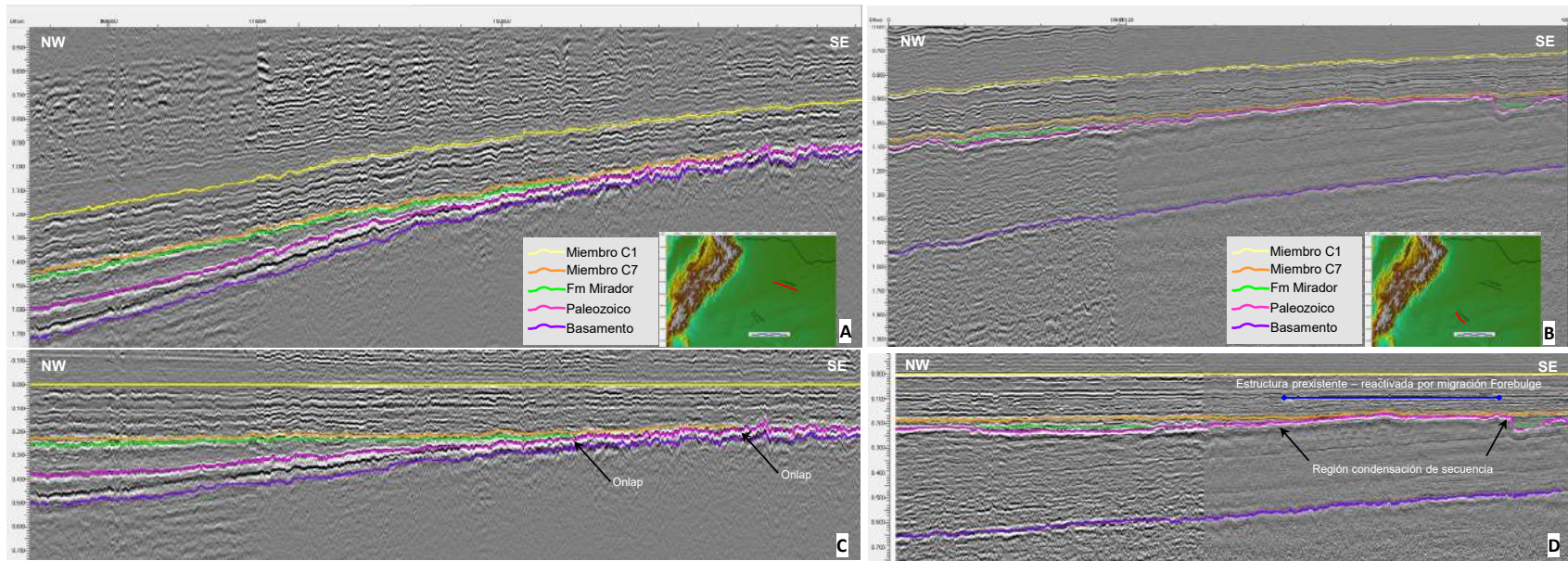
Durante el movimiento de migración flexural, la ondulación del *forebulge* puede alcanzar estructuras preexistentes y/o reactivar fallas heredadas del basamento. Estas fábricas estructurales son susceptibles a moverse, creando altos relativos, estableciéndose como parte de la región del *forebulge* (Waschbusch y Royden, 1992; Bayona *et al.*, 2009; Fuentes *et al.*, 2009; Campos y Mann, 2015; Duarte *et al.*, 2017).

En el Paleoceno, la región de estudio tuvo una tasa de subsidencia muy baja respecto al depocentro (nulo espacio), tal como exponen los modelos de subsidencia

flexural (Bayona *et al.*, 2009), como también se advierte en los mapas paleogeográficos presentados por (Reyes-Harker *et al.*, 2015). En concordancia con los razonamientos expuestos, mediante la interpretación sísmica no se reconocen depósitos asignables a este periodo de tiempo, como tampoco sedimentos vinculados a la región del *backbulge*. En consecuencia, la región se configuró como zona de *bypass* sedimentario, exponiendo las secuencias previamente depositadas a procesos erosivos (Figura 8), situación que se mantendría hasta el Eoceno Inferior con ligeros cambios.



**Figura 8.** Configuración de la cuenca durante el Paleoceno Superior. A. Modelo de variación de carga tectónica a lo largo de la dirección de rumbo (Catuneanu, 2004). B. Reconstrucción paleogeográfica, ambientes predominantes y unidades expuestas (Reyes-Harker *et al.*, 2015).



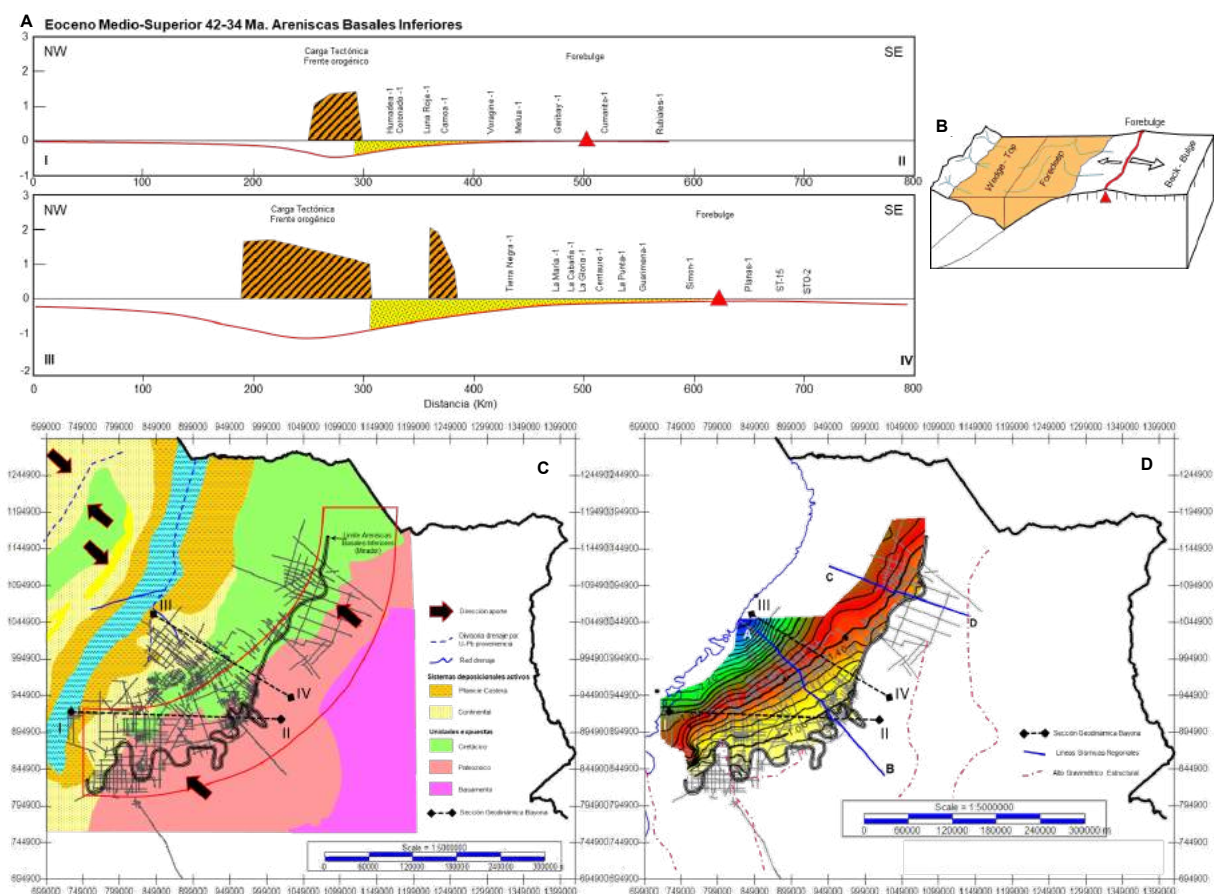
**Figura 9.** Líneas sísmicas arbitrarias 2D. Imágenes Superiores (A-B) con principales eventos geológicos interpretados. Imágenes inferiores horizontalizadas (C-D) al techo de la Formación Carbonera. Línea Sector Nororiental se observa clara relación de *onlap*. Línea Sector Suroriental donde se observa la tendencia general de *onlap* sobre estructuras reactivadas indicando condensación de secuencia.

Durante el Eoceno Medio (?) - Superior, el eje flexural del modelo propuesto por Bayona continúa su migración hacia el oriente y se encontraría ubicado sobre el actual Alto El Viento y en estructuras reactivadas en la región suroriental. No se han reconocido dichos ejes o sus efectos en el ámbito nororiental del área de estudio (Figura 9A y 9C).

En este contexto, se inicia el primer relleno sedimentario en esta depozona de la cuenca, suprayaciendo a la discordancia basal. Según los mapas paleoambientales (Reyes-Harker *et al.*, 2015), el área fuente de estos depósitos indican una proveniencia desde el cratón (Figura 10). Estos depósitos, denominados informalmente como Areniscas Basales Inferiores (equivalente a la Formación Mirador en posiciones proximales), conformaron uno de los niveles reservorio productivos del borde de cuenca (Disalvo *et al.*, 2013). Estos reservorios se caracterizan por

consolidar rellenos de valles/canales incisos de baja sinuosidad, caracterizados por una base neta y perfil grano decreciente. El estadio inicial es seguido por un ajuste gradual del nivel base, caracterizado por canales de carga mixta donde la migración lateral podría estar limitada por el confinamiento de las laderas del valle resultantes. También han sido descritas e interpretadas variaciones de facies desde ambientes fluviales en la base, posteriores depósitos estuarinos y hacia el techo ambientes sedimentarios de origen marino marginal (Disalvo *et al.*, 2013).

Hacia el Oligoceno, el alto flexural se localizaría próximo al campo petrolífero de Rubiales (Bayona *et al.*, 2009) y áreas cercanas a este, reactivando estructuras preexistentes y fallas del basamento. No se han reconocido mediante la interpretación sísmica estos rasgos producidos por la migración de la flexura en el sector nororiental (Figura 9).



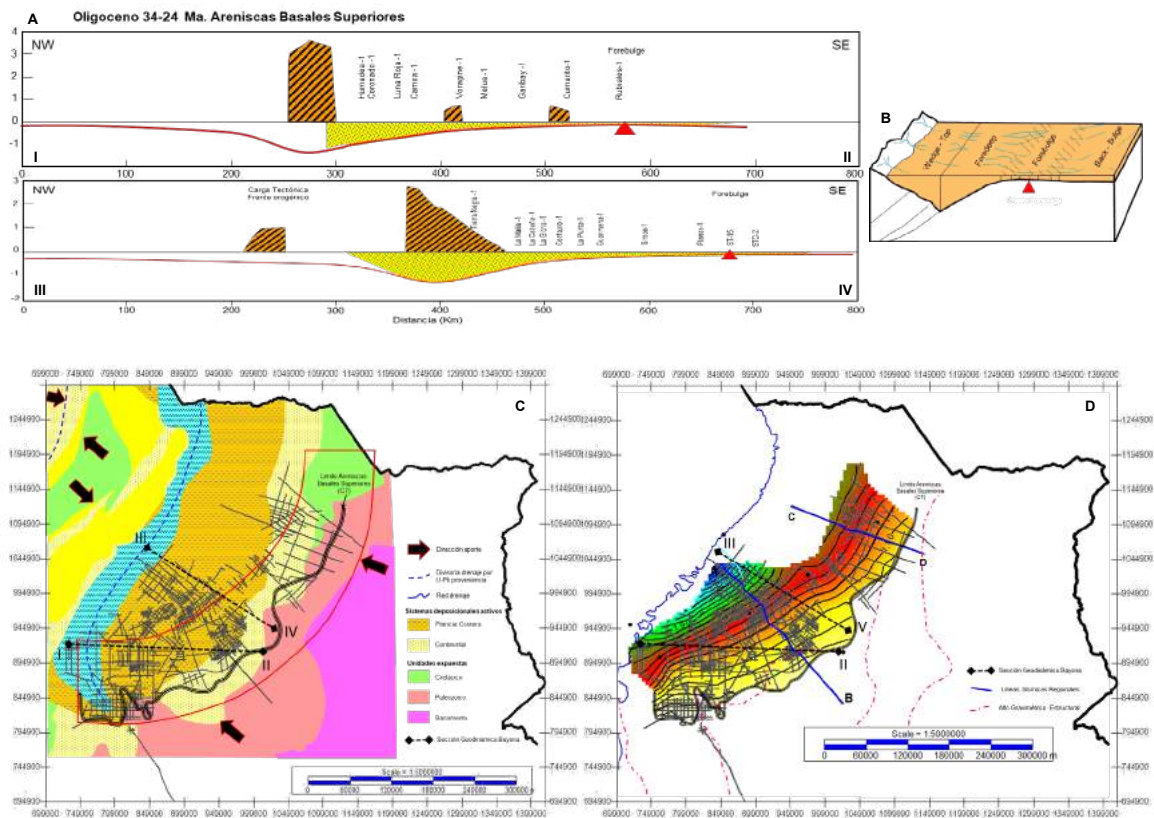
**Figura 10.** Configuración de la cuenca durante el Eoceno Medio-Superior. **A.** Modelados de subsidencia flexural. Imagen superior: Sección I-II e imagen inferior: Sección III-IV (Bayona *et al.*, 2009). **B.** Modelo esquemático del Foreland durante el estadio de insuficiencia de relleno en el foredeep, forebulge y backbulge (DeCelles, 2012). **C.** Reconstrucción paleogeográfica, ambientes predominantes y unidades expuestas (Reyes-Harker *et al.*, 2015). Se agregó el límite de depositación/erosión, interpretado sobre la grilla sísmica 2D. **D.** Mapa Isócrono correspondiente al tope de la Formación Mirador o Areniscas Basales Inferiores.

El depósito que conforma este relleno es el miembro C7, también conocido como Areniscas Basales Superiores (Figura 11). Estos niveles constituyen los intervalos productivos en los campos petrolíferos Rubiales, Quifa, Ámbar, Ópalo, Pendare, entre otros. El arreglo sísmico reconocido de estos depósitos es en relación de *onlap* basal migrando hacia el este. El miembro C7 está integrado por una variada sucesión de facies fluviales genéticamente relacionadas, las cuales están conformadas por canales fluviales de variada jerarquía, apilamiento de facies de barras de canal y depósitos de planicie de inundación. Estos ambientes se encuentran acompañados también por sistemas fluviales entrelazados que migran a canales meandriformes (Gómez *et al.*, 2013; Dasilva *et al.*, 2013; Villamizar y Castillo, 2016; Sabino *et al.*, 2016; Torrado *et al.*, 2020). La reconstrucción efectuada en el modelo Reyes-Harker *et al.* (2015) evidencia el continuo aporte de sedimentos de la región cratónica.

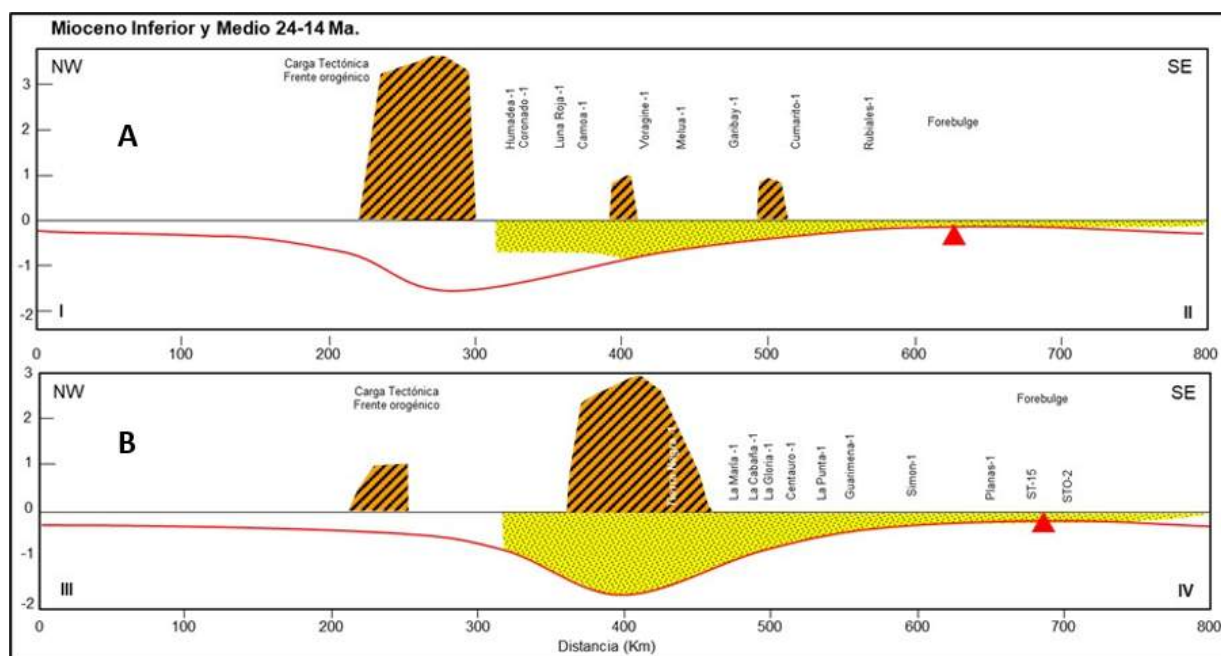
Las estructuras preexistentes reactivadas por la ondulación de *forebulge*, lentamente son soterradas y

posteriormente serán incorporadas al *foredeep*. Sobre las amplias culminaciones se desarrollan secuencias condensadas, pudiendo estar marcadas por fuertes procesos de pedogénesis (DeCelles, 2012).

La transformación del área como la conocemos se completa con la colmatación de depósitos de edad Oligoceno tardío a Mioceno Inferior de la Formación Carbonera (miembros C6 a C1). Estas secuencias están constituidas predominantemente por facies continentales, acompañados por eventos de inundación marina. Durante el Mioceno Medio se depositaron facies finas de la Formación León asociadas a una incursión marina en la cuenca, vinculado con el ascenso eustático regional reconocido en gran parte de Suramérica (Figura 12). Finalmente, se encuentran litofacies gruesas de ambientes fluviales de la Formación Guayabo suprayaciendo a toda la columna sedimentaria en la región.



**Figura 11.** Configuración de la cuenca durante el Oligoceno. **A.** Modelados de subsidencia flexural. Imagen superior: Sección I-II e imagen inferior: Sección III-IV (Bayona *et al.*, 2009). **B.** Modelo esquemático del *foreland* durante el estadio colmatado de relleno en el *foredeep*, *forebulge* y *backbulge* (DeCelles, 2012). **C.** Reconstrucción paleogeográfica, ambientes predominantes y unidades expuestas (Reyes-Harker *et al.*, 2015). Se agregó el límite de depositación/erosión, interpretado sobre la grilla sísmica 2D. **D.** Mapa Isócrono al tope del Miembro C7 o Areniscas Basales Superiores.



**Figura 12.** Modelado de subsidencia flexural durante el Mioceno Inferior y Medio. **A.** Sección I-II. **B.** Sección III-IV (modificado de Bayona *et al.*, 2009).

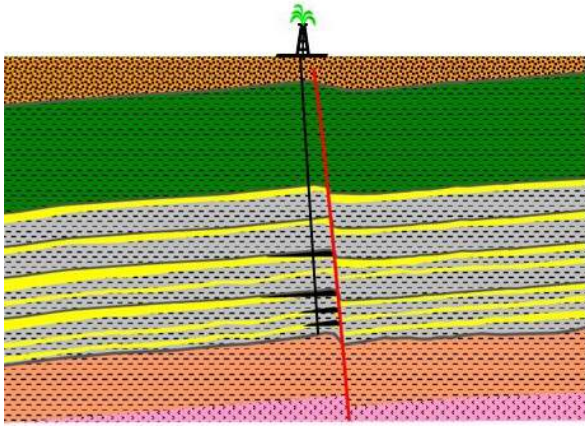
### Mecanismos de entrapamiento

La totalidad de las arenas y areniscas del Cretácico (formaciones Une-Guadalupe) y las poco consolidadas del Cenozoico (formaciones Barco, Mirador, y miembros impares de la Formación Carbonera C7, C5, C3 y C1), conservan buenas a excelentes propiedades petrofísicas constituyéndose como rocas reservorios y, además, algunas ofician como efectivas vías de migración en la cuenca. Sin embargo, la posición geográfica del estudio obliga a enfocarse en los niveles productivos de la Formación Mirador y miembros C7 y C5 de la Formación Carbonera. En términos generales, el contenido y distribución de arena disminuye en dirección este-oeste (área de aporte del cratón), del mismo modo que el carácter continental disminuye en dirección este-oeste. Estos reservorios son portadores de petróleos pesados biodegradados que varían en un rango de 12 a 21° API.

Dos tipos de entrapamiento prevalecen en la región, los de predominio neto en componente estructural y los combinados, con múltiples elementos que hacen posibles la existencia de las acumulaciones. Desde el punto de vista estructural, la región conforma una extensa rampa de bajo ángulo que inclina hacia el

occidente, la cual se encuentra interrumpida por fallas de moderado rechazo vertical. Estos sistemas de fallas producen el principal tipo de trampa estructural, el deslizamiento de los bloques sobre la superficie de ruptura pone en contacto niveles arenosos con arcillosos a ambos lados de los bloques (Figura 13) (campos Caracara, Ocelote, Puerto Gaitán, Cabiona). El sello vertical está provisto por los miembros pelíticos de la Formación Carbonera (C8, C6, C4 y C2). Sin embargo, este efectivo y sencillo sistema de entrapamiento por sí solo no alcanzaría para explicar la presencia de los demás campos de la región e inclusive particularidades locales en estos mismos campos.

En los campos descubiertos, elementos adicionales ejercen un control sobre la distribución de fluidos y el funcionamiento de las diferentes acumulaciones de petróleo. Para ellos son necesarios sellos laterales que conformen mecanismos efectivos, tales como acuífamiento de reservorio, condensación de secuencias sobre pre-relieves, cambios de litofacies, variaciones granulométricas, diferencial de presión capilar y/o efectos hidrodinámicos, este último aspecto no evaluado en nuestro trabajo.



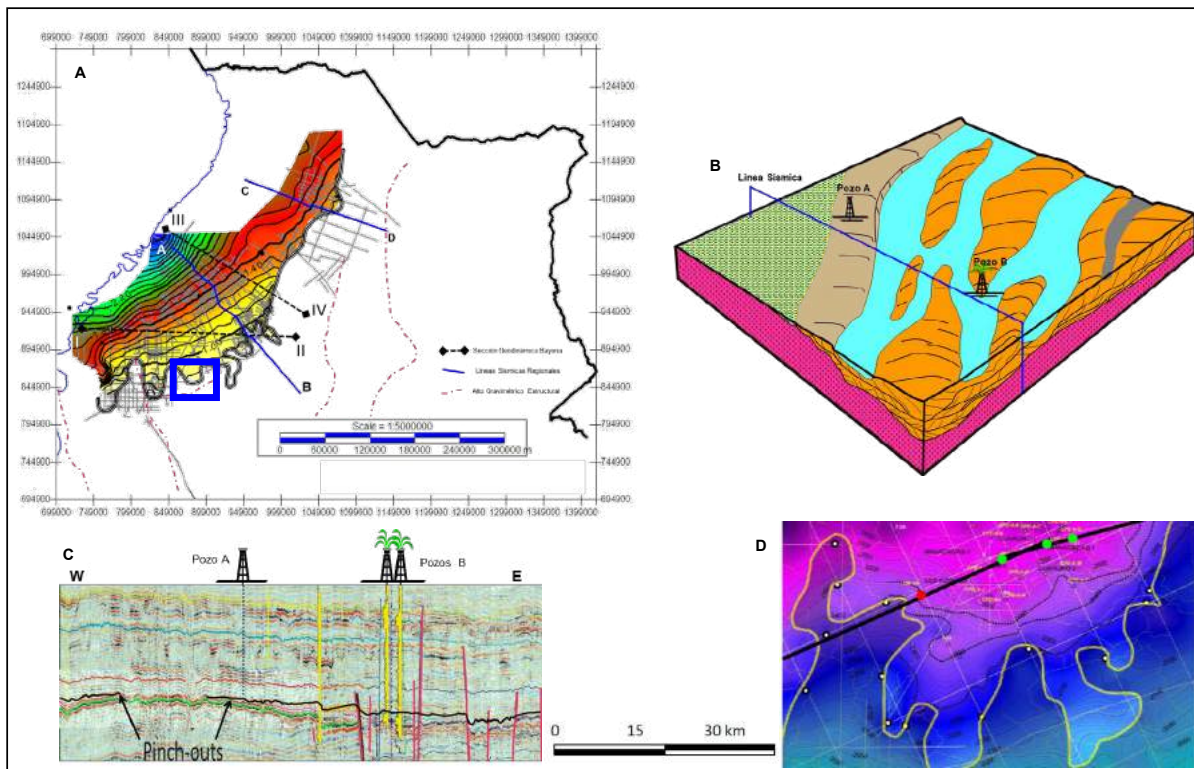
**Figura 13.** Esquema trampa estructural clásica.

Los elementos que constituirían a estos entrapamientos combinados serían disímiles para los niveles productivos de las Areniscas Basales Inferiores y Areniscas Basales Superiores. De esta forma para las Areniscas Basales Inferiores, el acuífamiento del reservorio contra el prerelieve (*pinch out*),

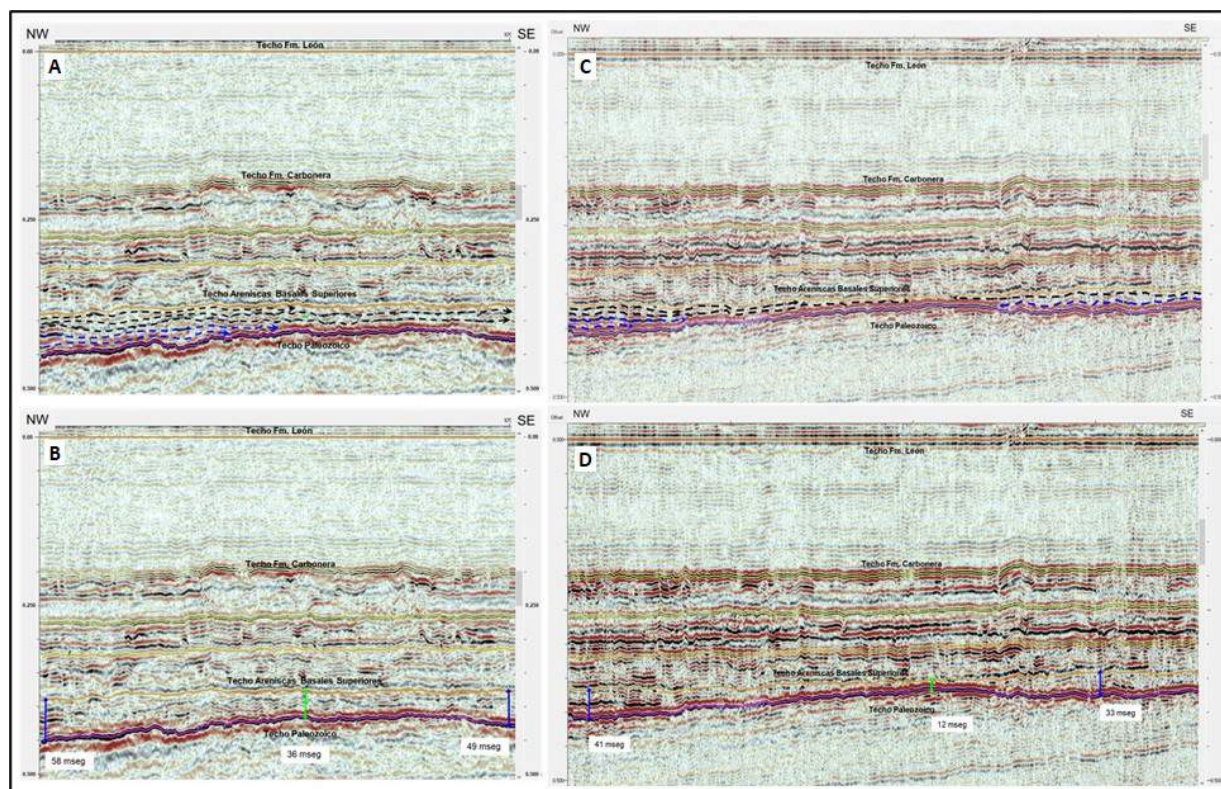
las variaciones laterales de litofacies en los subambientes mencionados y el substrato impermeable, confieren el mecanismo estratigráfico de la trampa (Disalvo *et al.*, 2013). A su vez, la componente estructural es provista por la pendiente regional del antepaís y por sutiles fallas reactivadas durante las fases de deformación en la cuenca (Figura 14).

Por su parte en las Areniscas Basales Superiores, depositadas en un entorno geológico distinto al precedente, los elementos de entrapamiento de estos niveles habrían sido controlados por otra conjunción de factores. A nuestro entender, comenzaremos a mencionarlos por orden de importancia.

La interpretación sísmica 2D permite reconocer un arreglo sísmico inicial en relación de *onlap* (terminación estratal) y finaliza con un arreglo de *toplap* u *offlap*, indicando condensación de secuencia al tope de las estructuras preexistentes, preservando niveles más jóvenes hacia los flancos (Figura 15). Tal como lo expresamos en las consideraciones tectónicas durante el estadio de colmatación del *foredeep* y migración del *forebulge* (Figura 11).



**Figura 14.** Mapa estructural al techo de las Areniscas Basales Inferiores. **B.** Modelo sedimentario fluvial, canales de baja sinuosidad. **C.** y **D.** Línea sísmica 2D y mapa estructural de las Arenas Basales (tomado de la página oficial de Pacific Rubiales).



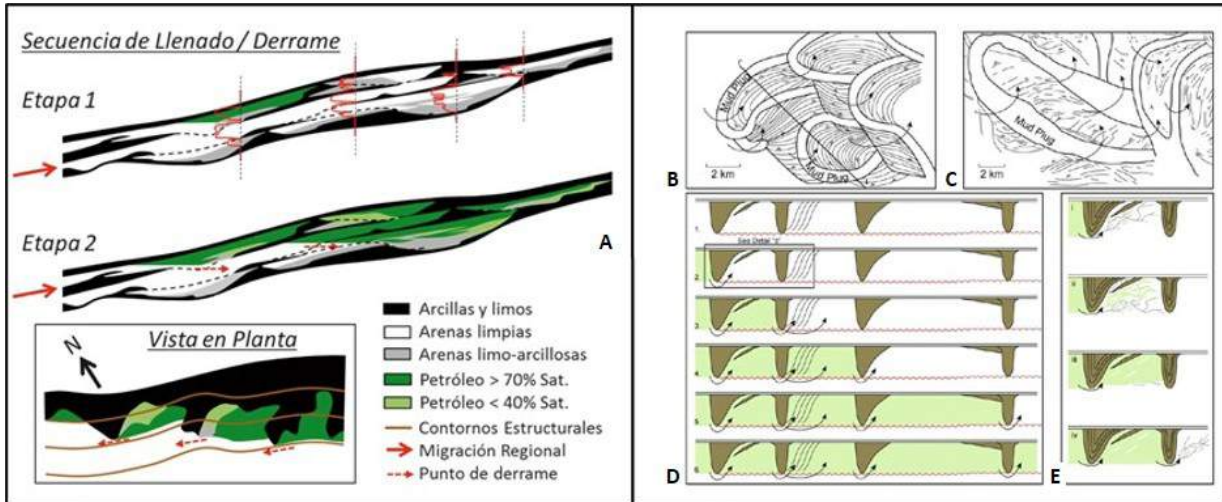
**Figura 15.** Líneas sísmicas horizontalizadas al tope de la Formación León. **A.** Línea sísmica 2D con arreglo de *onlap* en la base (traza línea azul) y *toplap* u *offlap* hacia el techo (traza línea negra). **B.** Línea sísmica 2D mostrando condensación de secuencia sobre el alto estructural y disminución de espesor de las Areniscas Basales Superiores. **C.** Línea sísmica 2D con arreglo de *onlap* en la base (línea azul) y *toplap* u *offlap* hacia el techo (línea negra). **D.** Línea sísmica 2D mostrando condensación de secuencia sobre el alto estructural y disminución de espesor de las Areniscas Basales Superiores.

El arreglo de las litofacies, como componentes reservorio-sello, confinarán compartimientos contiguos y laterales limitados por sellos locales, rigiendo el llenado de la trampa y la distribución de fluidos, indudablemente en cada campo productivo se requerirá un análisis e interpretación sedimentológica de alta resolución, tareas no abordadas en el presente trabajo. Esta compleja arquitectura ha sido documentada en otros bordes de cuencas como en el margen nororiental de la Cuenca Neuquina en Argentina (Cevallos *et al.*, 2011) o el borde oriental en Western Canada Basin (Fustic *et al.*, 2012), entre otros ejemplos mundiales. En ambos modelos, el proceso de migración de petróleo hacia la trampa fue mediante el llenado y derrame (*fill* y *spill*). Cada compartimento se colmató hasta alcanzar un punto de fuga, ya sea por la base, o de manera lateral al perder su efectividad la litofacies que ofició como sello (Figura 16).

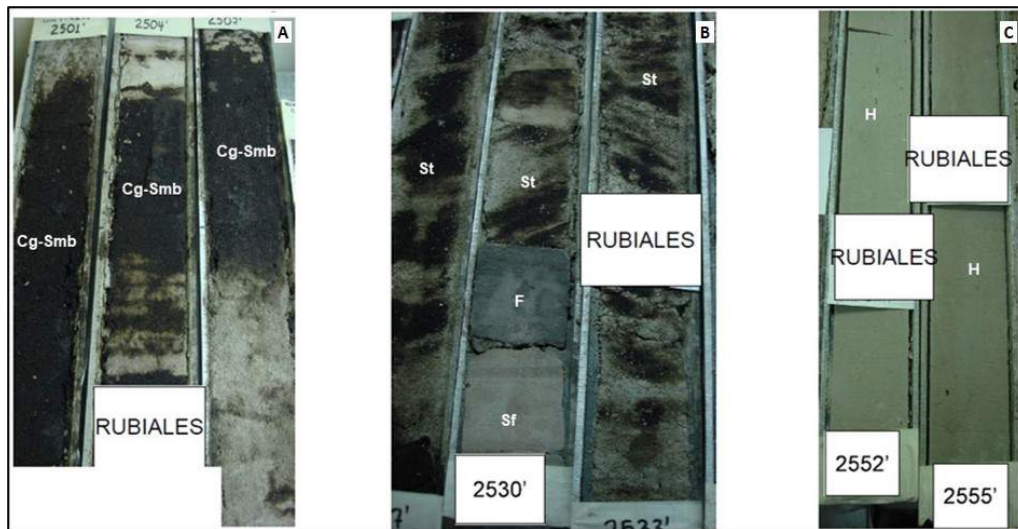
A los mencionados efectos que producen los cambios de litofacies, también es importante mencionar la

disminución de la granulometría dentro de la roca reservorio. Esta disminución generada por factores geológicos induce a la conversión de facies permeables a impermeables para el petróleo. Durante la etapa de carga del petróleo en la roca reservorio, dentro de la trampa se produce el desplazamiento del agua intersticial. La diferencia de presión en la interfase agua-petróleo es la presión capilar, la cual se incrementa a medida que el diámetro poral disminuye, como se observa en el campo Rubiales (Gómez *et al.*, 2013) (Figura 17).

En consecuencia, dicha fuerza condiciona el desplazamiento de la fase humectante (agua) por la fase no humectante (petróleo), constituyéndose en una barrera del movimiento vertical y horizontal. Por otro lado, cambios en el tamaño poral de la roca reservorio pueden relacionarse con cambios en la permeabilidad y conmutación de la presión capilar, estableciéndose variación en el espesor de la zona de transición y la instauración de un contacto agua-petróleo inclinado (Cole, 1961) (Figura 18).



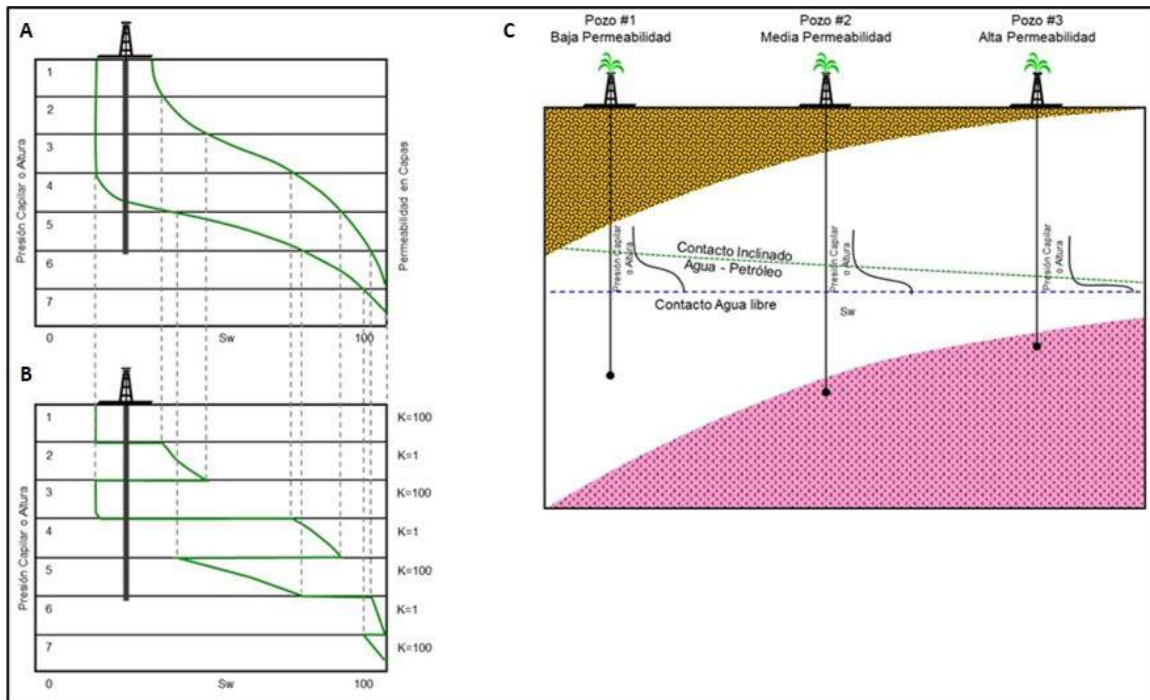
**Figura 16.** A. Esquema de llenado-derrame en el reservorio. Modelo esquemático para el miembro inferior de la Formación Centenario – Cuenca Neuquina (Argentina). Bosquejo plano, vista en planta (Cevallos *et al.*, 2011). Hipótesis de atrapamiento de petróleo en la Formación McMurray (Canadá). B.-C. Mapas de vista en planta. D.-E. Secciones transversales esquemáticas con llenado a través de varios compartimentos. El exceso de crudo encuentra su camino debajo del punto de derrame hacia el siguiente compartimento (flecha negra) (Fustic *et al.*, 2012).



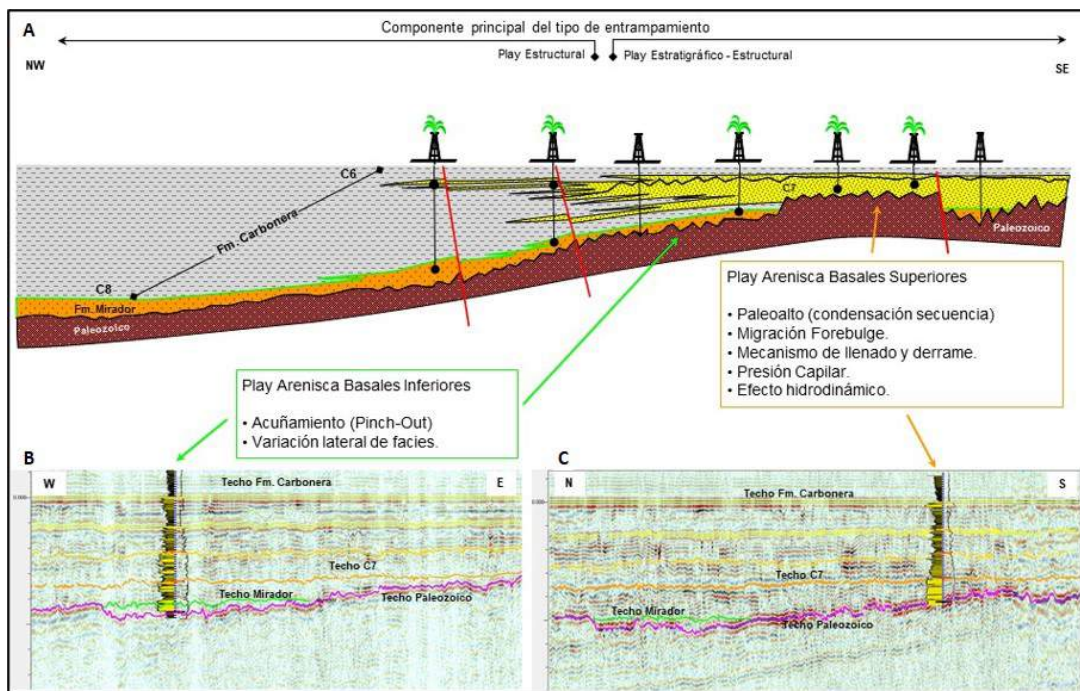
**Figura 17.** La diferencia de presión en la interfase agua-petróleo es la presión capilar, la cual se incrementa a medida que el diámetro poral disminuye, efecto opuesto de manifestado por Gómez *et al.* (2013) para el campo Rubiales. Hacia el tope de la unidad se reconocen granulometrías medias a gruesas impregnadas de crudo (A. 2501-2508 pies). Las facies de areniscas finas a muy finas no evidencian la presencia de petróleo en sus poros (B. Intervalo 2529-2530 pies. C. 2549-2555 pies imagen izquierda).

En síntesis, consideramos los elementos descritos como las partes o medios principales del entrapamiento en conjunción con la pendiente regional y la reactivación de fallas durante la migración de la ondulex flexural. Adicionalmente, estos reservorios se caracterizan por poseer fuertes acuíferos activos que los recargan y como ha sido postulado por varios autores no podemos descartar sus efectos hidrodinámicos en las trampas como otro mecanismo de entrapamiento (Gómez *et al.*, 2013; Person *et al.*, 2012; Mora *et al.*, 2019; Macellari, 2021).

En función de los aspectos remarcados, las acumulaciones de petróleos pesados en la región suroriental se alojan en trampas estructurales con cierre contra falla, o en trampas combinadas estratigráficas-estructurales. El corte esquemático estructural-estratigráfico destaca los mecanismos dominantes de estos prolíficos reservorios (Figura 19).



**Figura 18.** A. Hipotética roca reservorio compuesta por siete capas. Cada una de ellas se caracterizan por dos tamaños de poros diferentes, permeabilidades y las correspondientes curvas de presión capilar (líneas verdes). B. Se observa la curva de presión capilar resultante. En caso de perforar un pozo en el lugar indicado, las capas 1 y 3 no producirían agua, mientras que en la capa 2; aun estando por encima de la capa 3, produciría agua ya que está ubicada en la zona de transición (Cole, 1961) C. Corte estructural esquemático mostrando el contacto agua-petróleo inclinado, curvas de presión capilar (curvas J), indicando el perfil de saturación de agua en el reservorio. Es visible como cambia el contacto petróleo-agua y el incremento de la zona de transición en función de la presión capilar (Cole, 1961).



**Figura 19.** A. Corte estratigráfico-estructural esquemático. Indicando elementos de entrapamiento con énfasis sobre el play estratigráfico. B. Línea sísmica nivelada al techo de la Formación Carbonera, donde se observa la distribución del reservorio inferior. C. Línea sísmica nivelada al techo de la Formación Carbonera, donde se observa la distribución del reservorio superior.

## Conclusiones

Se destacaron los aspectos sedimentarios y tectónicos vinculados a los niveles productivos (Formación Mirador y Miembro C7 englobados dentro de las Areniscas Basales) en la región suroriental y nororiental de la Cuenca de Llanos, en el marco de la evolución de un sistema de cuenca de antepaís. Desde el punto de vista tectono-sedimentario, a partir de la interpretación sísmica 2D y pozos exploratorios, se identificaron diferencias entre el sector suroriental y el sector nororiental del área de estudio. En el sector suroriental son claramente reconocibles rasgos vinculados con la migración del *forebulge*, tales como la reactivación de estructuras preexistentes y condensación de secuencia hacia altos estructurales. No es claro distinguir dichas peculiaridades hacia el sector nororiental de la cuenca.

Se ha postulado una división del reservorio Areniscas Basales en dos subunidades mediante la interpretación sísmica de líneas 2D y la correlación de pozos exploratorios, los cuales se denominan informalmente como Areniscas Basales Inferiores y Superiores.

Se describieron y analizaron los elementos que coexistirían como factores esenciales para las vastas acumulaciones de petróleo pesado, definiendo diferentes estilos de entrapamiento combinados, para cada uno de los dos (2) reservorios considerados. Las Areniscas Basales Inferiores estarían entrapando hidrocarburos por la presencia de un sustrato impermeable, el desarrollo del acuífamiento del reservorio contra el prerelieve y las variaciones laterales de litofacies. Por su parte, las Areniscas Basales Superiores acumularían hidrocarburos por una mayor gama de variables, tales como condensación de secuencias sobre prerelieves, cambios de litofacies, variaciones granulométricas y/o diferencial de presión capilar. Es probable que, en cada campo petrolífero, algunos de estos factores posean mayor preponderancia sobre el otro, sumado al componente hidrodinámico.

## Agradecimientos

El presente trabajo se basó en ideas inicialmente propuestas en Tecpetrol entre 2008-2012, ideas y conceptos que se han continuado trabajando en las compañías actualmente. Especiales agradecimientos a Facundo Fuentes por los aportes positivos y constructivos al manuscrito, como así también las colaboraciones de los evaluadores.

## Referencias

- Bande, A.; Horton, B.; Ramírez, J.; Mora, A.; Parra, M.; Stockli, D.F. (2012). Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos foreland basin of Colombia. *GSA Bulletin*, 124(1-2), 59-76. <https://doi.org/10.1130/B30412.1>
- Bayona, G.; Jaramillo, C.; Rueda, M.; Reyes-Harker, A.; Torres, V. (2007). Paleocene-middle Miocene flexural-margin migration of the nonmarine Llanos foreland basin of Colombia. *CT&F - Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3(3), 51-70.
- Bayona, G.; Cortés, M.; Jaramillo, C.; Ojeda, J.; Aristizabal, J.; Reyes-Harker, A. (2008a). An integrated analysis of an orogenic-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *GSA Bulletin*, 120(9-10), 1171-1197. <https://doi.org/10.1130/B26187.1>
- Bayona, G.; Valencia, A.; Mora, A.; Rueda, M.; Ortiz, J.; Montenegro, O. (2008b). Estratigrafía y procedencia de las rocas del Mioceno en la parte distal de la cuenca antepaís de los Llanos de Colombia. *Geología Colombiana*, 33, 23-46.
- Bayona, G.; Villamarín, P.; Mora, A.; Ojeda, G.; Cortés, M.; Valencia, A.; Mahecha, H.; Torres, V. (2009). Exploratory implications of forebulge geometry and migration in the Llanos Basin. *X Simposio Bolivariano - Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas*, Cartagena, Colombia.
- Bayona, G.; Cardona, A.; Jaramillo, C.; Mora, A.; Montes, C.; Caballero, V.; Mahecha, H.; Lamus, F.; Montenegro, O.; Jiménez, G.; Mesa, A.; Valencia, V. (2013). Onset of fault reactivation in the Eastern Cordillera of Colombia and proximal Llanos Basin; response to Caribbean - South American convergence in early Paleogene time. *Geological Society, London, Special Publications*, 377, 285-314. <https://doi.org/10.1144/SP377.5>
- Beaumont, C. (1981). Foreland basins. *Geophysical Journal International*, 65(2), 291-329. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02715.x>

- Campos, H.; Mann, P. (2015). Tectonostratigraphic evolution of the northern Llanos foreland basin of Colombia and implications for its hydrocarbon potential. In: C. Bartolini, P. Mann (eds.). *Petroleum Geology and Potential of the Colombian Caribbean Margin* (pp. 517-546). AAPG Memoir. vol. 108. <https://doi.org/10.1306/13531948M1083651>
- Catuneanu, O. (2004). Retroarc foreland systems - evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3), 225-242. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004>
- Cevallos, M.; Vaamonde, D.; Rivero, M.; Rojas, C.; Kim, H.; Galarza, T.; Legarreta, P. (2011). Exploración y desarrollo del tren de petróleo pesado del Río Colorado, margen Nororiental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, Mar del Plata, Argentina.
- Crampton, S.L.; Allen, P.A. (1995). Recognition of forebulge unconformities associated with early-stage foreland basin development: Example from the North Alpine Foreland Basin. *AAPG Bulletin*, 79(10), 1495-1514. <https://doi.org/10.1306/7834DA1C-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Cole, F.W. (1961). *Reservoir Engineering Manual*. Gulf Publishing.
- Cooper, M.A.; Addison, F.T.; Alvarez, R.; Coral, M.; Graham, R.H.; Hayward, A.B.; Howe, S.; Martinez, J.; Naar, J.; Penas, 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), 1421-1442. <https://doi.org/10.1306/7834D9F4-1721-11D7-8645000102C1865D>
- Currie, B. (1997). Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordillera foreland basin system. *GSA Bulletin*, 109(9), 1206-1222. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109<1206:SSONJC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<1206:SSONJC>2.3.CO;2)
- Dasilva, A.; Gómez, Y.; Villa, M.A.; Yoris, F.; Morales, D. (2013). Oil Distribution in the Carbonera Formation, Arenas Basales Unit: A Case Study in the Quifa and Rubiales Fields, Eastern Llanos Basin, Colombia. *AAPG International Conference & Exhibition*, Cartagena, Colombia.
- DeCelles, P.G.; Giles, K.A. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8(2), 105-123. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x>
- DeCelles, P.G. (2012). Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. In: C. Busby, A. Azor (eds.). *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances* (pp. 405-426). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781444347166.ch20>
- Delgado, A.; Mora, A.; Reyes-Harker, A. (2012). Deformation partitioning in the Llanos foreland basin during the Cenozoic and its correlation with mountain building in the hinterland. *Journal of South American Earth Sciences*, 39, 228-244. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.04.011>
- Disalvo, A.; Ragazzi, M.; Piethé, R. (2013). Incised Valleys: An emergent play in the Llanos Orientales Basin Southernmost Border. *AAPG International Conference & Exhibition*, Cartagena, Colombia.
- Dolson, J.; Piombino, J. (1994). Giant proximal foreland basin non-marine wedge trap: Lower Cretaceous Cutbank Sandstone, Montana. *Unconformity Control Symposium*. Rocky Mountain.
- Duarte, E.; Bayona, G.; Jaramillo, C.; Parra, M.; Romero, I.; Mora, J.A. (2017). Identificación de los máximos eventos de inundación marina Miocenos y su uso en la correlación y análisis de la cuenca de antepaís de los Llanos Orientales, Colombia. *Boletín de Geología*, 39(1), 19-40. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017001>
- Dueñas, H.; Césari, S. (2005). Systematic study of Early Carboniferous palynological assemblages from the Llanos Orientales Basin, Colombia. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 7(2), 139-152. <https://doi.org/10.22179/REVMACN.7.331>
- Dueñas, H.; Césari, S. (2006). Palynological evidence of Early Carboniferous sedimentation in the Llanos Orientales Basin, Colombia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 138(1), 31-42. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2005.10.002>

- Flemings, P.; Jordan, T. (1990). Stratigraphic modeling of foreland basins: Interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *GSA Bulletin Geology*, 18(5), 430-434. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0430:SMOFBI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0430:SMOFBI>2.3.CO;2)
- Fuentes, F.; DeCelles, P.; Geherls, G. (2009). Jurassic onset of foreland basin deposition in northwestern Montana, USA: Implications for along-strike synchronicity of Cordillera orogenic activity. *Geology*, 37(4), 379-382. <https://doi.org/10.1130/G25557A.1>
- Fustic, M.; Bennett, B.; Huang, H.; Larter, S. (2012). Differential entrapment of charged oil - new insight on McMurray Formation oil trapping mechanisms. *Marine and Petroleum Geology*, 36(1), 50-69. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.05.004>
- Gómez, Y.; Morales, D.; Kazmierczak, T.; Yoris, F.; Alvarez, G.; Reina, C.; Landaeta, L.; Castellanos, D. (2013). Three-Dimensional Geological Modeling using Seismic Inversion in a Reservoir Integrated Study for a Giant Heavy Oil Field: Rubiales Field, Eastern Llanos Basin, Colombia, South America. *AAPG International Conference & Exhibition*, Cartagena, Colombia.
- Horton, B.; Parra, M.; Saylor, J.; Nie, J.; Mora, A.; Torres, V.; Stockli, D.; Strecker, M. (2010a). Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. *GSA Today*, 20(7), 4-10. <https://doi.org/10.1130/GSATG76A.1>
- Horton, B.; Saylor, J.; Nie, J.; Mora, A.; Parra, M.; Reyes-Harker, A.; Stockli, D. (2010b). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*, 122(9-10), 1423-1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>
- Kroeck, D.M.; Pardo-Trujillo, A.; Plata-Torres, A.; Romero-Baéz, M.; Servais, T. (2020). Peri-Gondwanan acritarchs from the Ordovician of the Llanos Orientales Basin, Colombia. *Palynology*, 44(3), 419-432. <https://doi.org/10.1080/01916122.2019.1624279>
- Macellari, C. (2021). Recent uplift and the origin of hydrodynamic traps in the Llanos Basin of Colombia. *Marine and Petroleum Geology*, 132, 105198. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105198>
- Mora, A.; Gómez, R.A.; Díaz, C.; Caballero, V.; Parra, M.; Villamizar, C.; Lasso, A.; Ketcham, R.A.; Gonzales-Penagos, F.; Rico, J.; Arias-Martínez, J.P. (2019). Water flow, oil biodegradation, and hydrodynamic traps in the Llanos Basin, Colombia. *AAPG Bulletin*, 103(5), 1225-1264. <https://doi.org/10.1306/1003181611317237>
- Moreno-López, M.C.; Escalona, A. (2015). Precambrian-Pleistocene tectono-stratigraphic evolution of the southern Llanos basin, Colombia. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1473-1501. <https://doi.org/10.1306/11111413138>
- Moretti, I.; Mora, C.; Zamora, W.; Valencia, M.; Rodríguez, G.; Mayorga, M. (2009). Llanos N-S petroleum system variation (Columbia). *AAPG Annual Convention and Exhibition*, Denver, USA.
- Parra, M.; Mora, A.; Jaramillo, C.; Strecker, M.R.; Veloza, G. (2005). New stratigraphic data on the initiation of mountain building at the eastern front of the Colombian Eastern Cordillera. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, Barcelona, España.
- Parra, M.; Mora, A.; Jaramillo, C.; Strecker, M.R.; Sobel, E.; Quiroz, L.; Rueda, M.; Torres, V. (2009). Orogenic wedge advance in the northern Andes: Evidence from the Oligocene-Miocene sedimentary record of the Medina Basin, Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*, 121(5-6), 780-800. <https://doi.org/10.1130/B26257.1>
- Person, M.; Butler, D.; Gable, C.; Villamil, T.; Wavrek, D.; Schelling, D. (2012). Hydrodynamic stagnation zones: A new play concept for the Llanos Basin, Colombia. *AAPG Bulletin*, 96(1), 23-41. <https://doi.org/10.1306/08101111019>
- Priem, H.N.A.; Andriessen, P.A.M.; Boelrijk, N.A.I.M.; Hebeda, E.H.; Verdurmen, E.A.Th.; Verschure, R.H.; Boorder, H. de; Huguett, A. (1982). Geochronology of the Precambrian in

- the Amazonas region of southeastern Colombia (western Guiana Shield). *Geologie en Mijnbouw*, 61(3), 229-242.
- Ramos, V.A.; Alemán, A. (2000). Tectonic Evolution of the Andes. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds.). Tectonic Evolution of South America. *Revista Geológica de Chile*, 27(2), 635-685. <https://doi.org/10.4067/S0716-02082000000200006>
- Ramos, V.A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: S.M. Kay, V.A. Ramos, W.R. Dickinson (eds.). *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (pp. 31-65). GSA Memoirs, vol. 204. [https://doi.org/10.1130/2009.1204\(02\)](https://doi.org/10.1130/2009.1204(02))
- Reyes-Harker, A.; Ruiz-Valdivieso, C.F.; Mora, A.; Ramírez-Arias, J.C.; Rodríguez, G.; de la Parra, F.; Caballero, V.; Parra, M.; Moreno, N.; Horton, B.K.; Saylor, J.E.; Silva, A.; Valencia, V.; Stockli, D.; Blanco, V. (2015). Cenozoic paleogeography of the Andean foreland and retroarc hinterland of Colombia. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1407-1453. <https://doi.org/10.1306/06181411110>
- Sabino, I.; Acevedo, H.; Macellari, C. (2016). Basement Control in the Deposition of the Basal Sands (Mirador-Carbonera Fms) of the Southeastern Llanos Basin of Colombia and its Implication in the Distribution of Stratigraphic Traps. *AAPG/SEG International Conference & Exhibition*, Cancún, México.
- Sánchez, N.; Mora, A.; Parra, M.; García, D.; Cortes, M.; Shanahan, T.; Ramírez, R.; Llamasa, O.; Guzmán, M. (2015). Petroleum system modeling in the Eastern Cordillera of Colombia using geochemistry and timing of thrusting and deformation. *AAPG Bulletin*, 99(8), 1537-1556. <https://doi.org/10.1306/04161511107>
- Torrado, L.; Carvajal-Arenas, L.C.; Mann, P.; Bhattacharya, J. (2020). Integrated seismic and well-log analysis for the exploration of stratigraphic traps in the Carbonera Formation, Llanos foreland basin of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102607. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102607>
- Villamizar, F.J.; Castillo, L.A. (2016). Análisis sismoestratigráfico y secuencial del sector sur oeste de la cuenca de los Llanos Orientales (Colombia). *Boletín de Geología*, 38(3), 55-69. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n3-2016004>
- Waschbusch, P.; Royden, L. (1992). Spatial and temporal evolution of foredeep basins: lateral strength variations and inelastic yielding in continental lithosphere. *Basin Research*, 4(3-4), 179-196. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1992.tb00044.x>

---

---

Fecha de recibido: 28 de julio de 2021

Fecha de aprobado: 09 de mayo de 2022

---

---