Boletín de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat. ISSN 1317-6781
Caracas, Nº 67 Abril-Junio 2025: 11 – 30

Recibido: octubre 2024
Aprobado: junio 2025

INTEGRACIÓN ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DEL MIEMBRO GUARDULIO (FORMACIÓN GUAFITA), MIOCENO INFERIOR CAMPO GUAFITA, ESTADO APURE, VENEZUELA

Esdras RODRÍGUEZ [1] y Jhonny Edgar CASAS [2]

RESUMEN

Dentro de la Formación Guafita, el miembro superior denominado Guardulio, consiste de algunos cuerpos arenosos con extensión lateral limitada, presentes dentro de una sucesión principalmente lutítica. Esta distribución de facies produce una complejidad estratigráfica tanto vertical como horizontal. Se realizó una caracterización integrando datos de núcleos, perfiles de pozos y sísmica 3D fue realizada para generar un modelo sedimentológico y estratigráfico secuencial. Guardulio de edad Mioceno inferior, se interpretó como una secuencia limitada por las discordancias SB-30/SB-21. La descripción de núcleos sugiere un sistema de sedimentación fluvial meandriforme, compuesto por elementos tales como: canales, barras de meandro, abanicos de rotura y llanuras de inundación. Los yacimientos de hidrocarburos dentro de Guardulio en el campo Guafita, están limitados por marcadores que cotejan con horizontes alterados pedogenéticamente. Utilizando sísmica 3D, se identificaron tres unidades de facies sísmicas coincidentes con conjuntos de parasecuencias de tercer orden, subdivididas a su vez en parasecuencias de cuarto orden. Para identificar los sistemas encadenados se usó el grado de amalgamación de los canales, como elemento descriptivo para definir la arquitectura fluvial. Los rasgos morfológicos de dicha arquitectura, fueron revelados por cortes sísmicos proporcionales efectuados en el cubo 3D, confirmando el carácter fluvial meandriforme. El entendimiento de las dimensiones, geometría y orientación de los cuerpos de arenisca, fundamentado en los datos de núcleos, perfiles y sísmica 3D, permitirá realizar correlaciones confiables. Todo ello se traducirá en la mejor definición de un plan de explotación de los yacimientos de hidrocarburos en el campo, así como también en la futura elaboración de esquemas de desarrollo con métodos de recuperación secundaria.

ABSTRACT

Sequence stratigraphic integration for Guardulio Member (Guafita Formation), Upper Miocene, Guafita field, Apure State, Venezuela

Within the Guafita Formation, the upper member identified as Guardulio, consists of several sand bodies with limited lateral extension, embedded within a mainly shaly succession. This facies distribution causes a vertical and horizontal stratigraphic complexity vertically and horizontally. A characterization integrating core, well logs and 3D seismic data was performed to generate a sedimentological and also a sequence stratigraphic model. Guardulio, of early Miocene age was interpreted as a sequence limited by the SB-30/SB-21 unconformities. The core descriptions suggest a meandering fluvial system, composed of channels, point bars, crevasse splays and floodplains. The reservoirs containing hydrocarbons within the Guardulio Member, located in the Guafita field, are limited by markers that compare with pedogenetically altered horizons. Using 3D seismic, it was possible to recognize three seismic facies units coincident with sets of third-order, further subdivided into fourth-order parasequences. To define the system tracts, the degree of channel amalgamation was used as descriptive element to set the fluvial architecture. The morphological features of the sedimentary system were identified using proportional seismic slices, on the 3D cube, confirming the meandering fluvial character. The understanding of dimensions, geometry and orientation of the sandstone bodies, based on core, log and 3D seismic, will allow more reliable correlations, which will result in better definition for a hydrocarbon development plan of the field, as well as future development schemes using enhanced oil recovery methods.

Palabras clave: Guafita, Venezuela, Guardulio, estratigrafía, sísmica, geología.
Keywords: Guafita, Venezuela, Guardulio, stratigraphy, seismic, geology.

[1] MSc. Geología, Universidad Central de Venezuela (UCV). Correo-e: geoesdras@gmail.com
[2] MSc. Geología, McMaster Univ, Canadá. Escuela de Petróleo (UCV). Correo-e: jcasas@geologist.com

INTRODUCCIÓN

El Campo Guafita se ubica en la parte suroeste de la cuenca Barinas-Apure, estado Apure, en el occidente de Venezuela, adyacente al límite con la República de Colombia (Figura 1A). El campo fue descubierto en 1984, con la perforación del pozo GF-1X. Este pozo se inició con una producción de 2.000 barriles diarios de crudo 29,8° API, y su ubicación surge a raíz de los descubrimientos de crudo liviano efectuados por la empresa Occidental de Colombia en el complejo La Yuca-Caño Limón, del vecino país. Geológicamente se ubica sobre el Arco de Arauca, una estructura probablemente reactivada a partir de un graben Paleozoico, el cual separa la cuenca de Barinas-Apure y la cuenca de los Llanos. El río Arauca constituye el límite sur del campo Guafita, así como el límite entre Colombia y Venezuela en esa área.

La mayor parte de las acumulaciones petrolíferas del campo Guafita se ubican entre 7200 y 8500 pies de profundidad, en depósitos clásticos denominados Formación Guafita, donde los yacimientos forman acumulaciones de crudo mediano con gravedad API promedio de 29°, con un mecanismo de empuje hidráulico asociado a un acuífero activo de extensión regional. Algunos yacimientos pequeños han sido explotados también en el Cretácico, correspondientes a la Formación Escandalosa y al Miembro Quevedo de la Formación Navay.

Las rocas sedimentarias de la Formación Guafita abarcan el período Oligoceno-Mioceno inferior y han producido hidrocarburos desde el descubrimiento del campo Guafita. La formación es discordante sobre estratos cretácicos, y ha sido dividida en dos miembros denominados de base a tope: Arauca y Guardulio.

El presente trabajo tiene como objetivo determinar los ciclos y patrones de apilamiento vertical dentro del Miembro Guardulio correspondiente al Mioceno inferior, a fin de establecer su marco estratigráfico secuencial, integrando la descripción e interpretación sedimentológica de los tres núcleos existentes en el área, la correlación de perfiles de 118 pozos y los atributos de un cubo sísmico 3D de 87 km², que permitan develar la arquitectura tridimensional de los cuerpos sedimentarios de este intervalo estratigráfico. Esto para ser usado como marco de referencia en el modelo estático y definir futuros planes de desarrollo del Miembro Guardulio en el campo Guafita.

ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE BARINAS-APURE

Las cuencas subandinas pertenecen a una serie de cuencas antepaís alineadas a lo largo del lado este de la Cordillera Andina (Figura 1B). Estas cuencas están separadas por altos tectónicos o arcos cuyos ejes tienden a ser subperpendiculares a la cordillera. Desde este punto de vista, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), postula que la cuenca Barinas-Apure limita al noreste con el arco de El Baúl y al suroeste con el Arco de Arauca (Figura 1A).

Aunque el arco de El Baúl separa la cuenca Barinas-Apure de la cuenca Oriental de Venezuela, y la Cordillera Andina la separa de la cuenca de Maracaibo (Figura 1A), esta separación es solo un límite fisiográfico actual, pues ambas formaban una unidad de sedimentación continua entre el Cretácico y el Eoceno, desarrollado en la parte interna del margen pasivo del proto-continente sudamericano. Desde el Oligoceno, la sedimentación se da en un ambiente tectónico de *foredeep* a consecuencia del levantamiento de la Cordillera Andina (GONZÁLEZ DE JUANA et al. 1980). La cuenca en su estado actual es pronunciadamente asimétrica (Figura 1B) con un flanco meridional suavemente inclinado hacia el sureste y un flanco septentrional marcado por afloramientos de rocas pre-cretácicas, cretácicas y cenozoicas muy deformadas (OSTOS y YORIS 1997).

Desde el punto de vista de generación y migración de hidrocarburos, la cuenca Barinas-Apure (Figura 1A) se ha divido en dos subcuencas independientes: la subcuenca de Barinas y la de Apure, esta última representaría prácticamente el límite septentrional de la cuenca de los Llanos de Colombia. Es de resaltar que, dentro del esquema sedimentario, la región de Barinas y Apure se comportaron como una sola cuenca durante el Cretácico, mientras que, durante el Paleógeno, se separaron en dos. Estas subcuencas pueden ser clasificadas durante su evolución como cuencas con diferentes historias tectono-sedimentarias, donde la depositación del Cretácico y del Paleoceno-Eoceno se desarrolló en la parte interna del margen pasivo del proto-continente suramericano, mientras que la sedimentación del Neógeno se relaciona como se mencionó, con un *foredeep*, consecuencia del levantamiento de la Cordillera Andina (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* 1980).

El área parece haber sufrido deformaciones muy suaves, a lo largo de su historia a partir del cretácico y no muestra grandes efectos compresivos (OSTOS y YORIS 1997). Las estructuras más reconocidas son principalmente fallas normales del Paleozoico inferior reactivadas, con rumbos noreste-suroeste, que ocasionan levantamientos menores y bloques ligeramente arqueados entre esas fallas.

Algunos autores como CHIGNE y HERNÁNDEZ (1993) y KISER (1997), proponen al denominado Arco de Arauca (Figura 2), como límite entre las subcuencas de Barinas y Apure. Estos últimos autores postulan que las areniscas basales del Paleógeno (Oligoceno), se adelgazan de noreste a suroeste dentro del Campo Guafita, lo que sugiere que el arco estuvo activo durante ese tiempo. UJUETA (1993) señala que a raíz de la adquisición sísmica y perforación de pozos exploratorios en el área de Guafita, se ha podido precisar la orientación general del eje del Arco de Arauca como N40°O, y establece que dicho arco representa una estructura que separa las depresiones de Capitanejo y Arauca respectivamente (Figura 2), sin embargo, acota que su posición y extensión hacia el escudo de Guayana no está claramente definida. PORTILLA (2000) menciona que la extensión del Arco de Arauca hacia la cuenca de Los Llanos en Colombia, nunca ha sido confirmada.

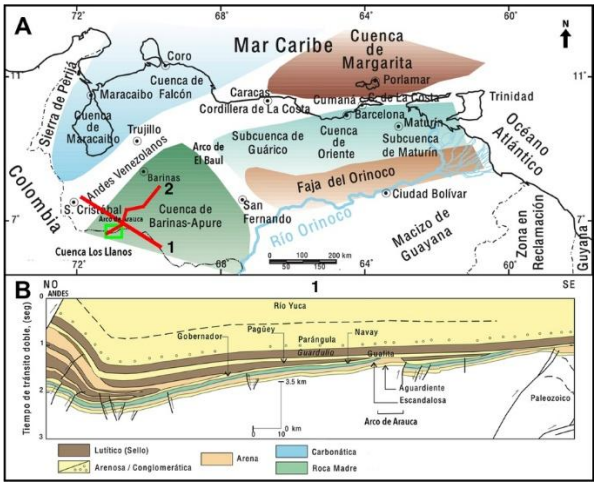

Figura 1*. (A) Mapa general de las cuencas y subcuencas venezolanas, destacándose el área de estudio con un rectángulo de color verde dentro de la cuenca Barinas-Apure, y la ubicación de la línea estratigráfico/estructural NO-SE mostrada. (B) Sección esquemática NO-SE mostrando la estructura y estratigrafía en la zona suroeste de la cuenca Barinas-Apure.* Fuente: modificado de OSTOS y YORIS (1997).

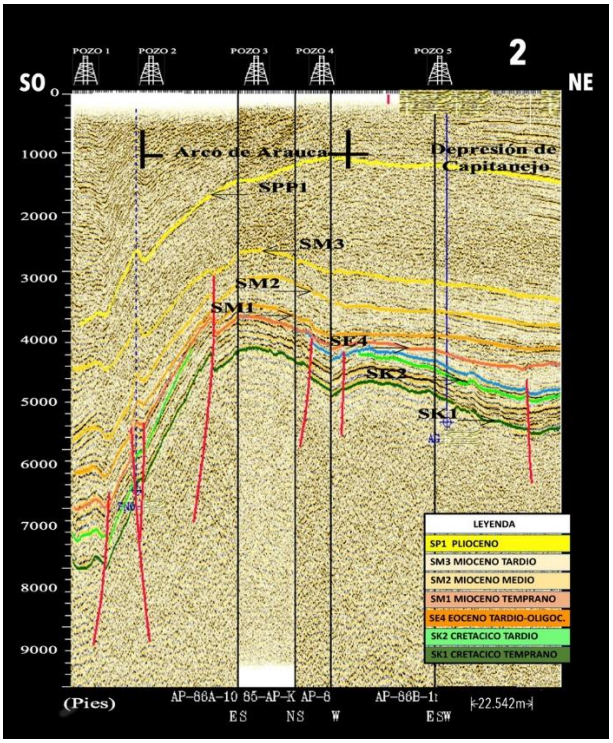

Figura 2*. Línea sísmica SO-NE (ubicación en Figura 1A), donde se observa la estratigrafía interpretada y el alto estructural correspondiente al Arco de Arauca.*
Fuente: modificado de JASPE (2004).

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El campo Guafita esta sobreimpuesto a un anticlinal con tendencia noreste, separado en dos bloques por una zona de falla de rumbo deslizante dextral denominada Guafita-Caño Limón, con un rumbo promedio N55E (Figura 3) y con desplazamiento vertical variable. La estructura del bloque sur es un monoclinal con buzamiento aproximado de 8-10° hacia el sureste. La falla inversa La Yuca (Figura 2), divide el bloque y termina contra la falla Guafita-Caño Limón (CHIGNE y HERNÁNDEZ 1993).

Esta cuenca tipo *foreland* está limitada por cuatro fallas regionales; La Yuca, Matanegra, Caño Limón y Arauca. La mayoría de las acumulaciones de hidrocarburos se deben a cierres estructurales contra los planos sellantes de falla (MOYA *et al.* 1989). Esta naturaleza de sello fue confirmada por contactos petróleo-agua diferentes en ambos lados de las fallas, y por pruebas de interferencia entre pozos (FERNÁNDEZ 2017).

La falla de Guafita-Caño Limón presenta un movimiento lateral dextral y desplazamientos verticales de hasta 150 m (McCOLLOUGH 1990). Además, esta falla divide el campo en dos grandes bloques; el Bloque Matanegra al norte y el Bloque Caño Limón–La Yuca al sur, del lado colombiano; y en Guafita norte y Guafita sur, en el lado venezolano (Figura 3). El bloque sur de la acumulación es el más grande, y se extiende principalmente en territorio colombiano (departamento de Arauca) donde fue denominado campo Caño Limón, descubierto en 1983.

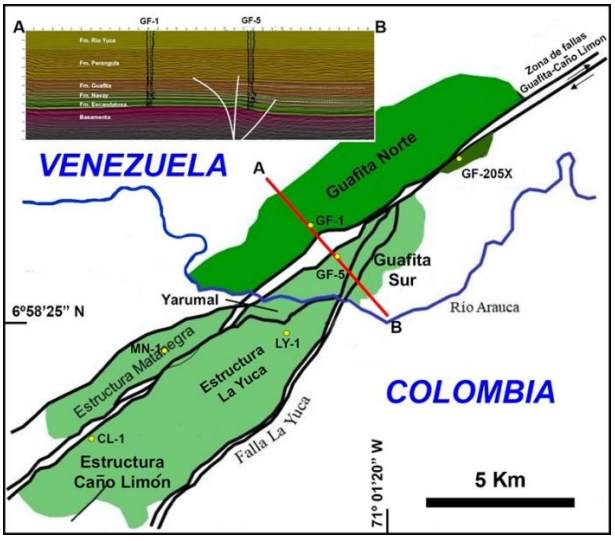

Figura 3*. Mapa base mostrando las principales fallas que controlan las acumulaciones de hidrocarburos (áreas sombreadas en color verde) en los campos Guafita y Caño Limón. En la parte superior izquierda se muestra una línea sísmica NO-SE, ubicada con respecto a la principal estructura del campo Guafita y las fallas Guafita-Caño Limón.*
Fuente: Modificado de CHACÍN *et al.* (2008).

Regionalmente, la cuenca se encuentra superpuesta sobre el basamento, constituido por granitos del Escudo de Guayana. La historia depositacional de esta región comienza con el relleno de sedimentos cámbricos o incluso precámbricos (ARMINIO *et al.* 2013), seguidos en algunos lugares por remanentes de capas rojas continentales de la Formación La Quinta del Jurásico. Sobre los anteriores, se desarrolla la

llamada discordancia pre-cretácica, y sobre ella se depositan arenas marinas de la Formación Aguardiente (unidad K3) del Albiense-Cenomaniense. Luego se depositaron sucesiones deltaicas transicionales y arenas glauconíticas con clara influencia marina del Cenomaniense-Turoniense, correspondientes a la Formación Escandalosa (K2), seguidas por arenas deltaicas que hacia la base se vuelven de ambientes marinos someros, con depositación de carbonatos, correspondientes a la Formación Navay (K1) de edad Coniaciense-Maestrichtiense (KISER 1997).

Tras estas formaciones cretácicas, vino un período de erosión regional, sobre el cual comienza de nuevo la sedimentación, pero ahora de las arenas fluviales a deltaicas de la Formación Guafita, representada por su Miembro Arauca de edad Oligoceno. Durante el Mioceno inferior ocurre la sedimentación del miembro superior de Guafita (Guardulio), constituido por lutitas, algunas areniscas y carbones (los miembros Arauca y Guardulio son denominados generalmente como formaciones Mirador y Carbonera respectivamente en Colombia). Diversos autores han interpretado una discordancia entre el Miembro Arauca y el Miembro Guardulio, denominada SB-30, la cual probablemente separa el Oligoceno del Mioceno Inferior (PARNAUD *et al.* 1995, KISER 1997). Algunos autores como BAYONA *et al.* (2007), sin embargo, postulan que las sucesiones de areniscas basales del Oligoceno en la cuenca Los Llanos corresponden a la sección basal de la Formación Carbonera que se encuentra en contacto conformable pero diacrónico con la sección superior más arcillosa de la misma Formación Carbonera. Este contacto diacrónico es muy probable que sea el observado entre Arauca y Guardulio del lado venezolano.

También se ha identificado una discordancia denominada SB-21 en el tope del miembro Guardulio PARNAUD *et al.* (1995), porque la separa de la Formación Parángula suprayacente. Sobre Guardulio se depositaron en forma discordante, formaciones más recientes del Mioceno superior y Plioceno denominadas formalmente como Parángula y Río Yuca respectivamente (denominadas a su vez como formaciones León y Guayabo en Colombia).

Estratigrafía del campo Guafita

El campo Guafita se encuentra ubicado aproximadamente a 43 km al suroeste de la población de Guasdualito en el municipio El Amparo, distrito Páez, estado Apure. Está limitado al norte y al sur por los ríos Sanare y Arauca. El campo se encuentra dividido en Guafita Norte y Guafita Sur.

Se considera que la columna sedimentaria del campo Guafita descansa sobre lo que se ha denominado basamento pre-cretácico, en parte posiblemente constituido por una faja plegada de sedimentos del Paleozoico Inferior (AUDEMARD 1991, ARMINIO *et al.* 2013); sin embargo, BERNAEZ (2010) señala la presencia en algunas zonas de un graben Jurásico estratificado, interpretado en la sísmica 3D del campo Guafita. Recientemente CASAS (2022), reportó rocas jurásicas rojizas (Formación La Quinta) en un pozo perforado al este de Guafita/Caño Limón. Infrayacente a esta secuencia jurásica, este pozo atravesó rocas sedimentarias verdosas de grano fino, probablemente paleozoicas y muy similares a la denominada Formación Carrizal de edad Cámbrico Inferior (DI GIACOMO 1985). Los pozos perforados tanto en Caño Limón como en Guafita, normalmente se refieren a esta sección sedimentaria más antigua con el nombre genérico de "pre-cretácico".

La secuencia sedimentaria post-jurásica (Figura 4), comienza con areniscas y lutitas intercaladas de la Formación Aguardiente del Albiense. La parte superior de la unidad está compuesta de areniscas glauconíticas y calizas arenosas que indican el inicio de la fase regresiva. La Formación Escandalosa suprayace concordantemente a la Formación Aguardiente, y es predominantemente arenosa, con intercalaciones de lutitas y un límite superior de calizas. La Formación Navay de edad Coniaciense-Maestrichtiense, está compuesta de areniscas calcáreas con delgadas capas lutíticas carbonáceas y fosfáticas, así como calizas silíceas. MOYA *et al.* (1989), describe la Formación Navay en el subsuelo del campo Guafita, donde la divide en los miembros La Morita y Quevedo. Estas rocas del cretácico se encuentran erosionadas en su tope debido a una discordancia regional de posible edad Eoceno.

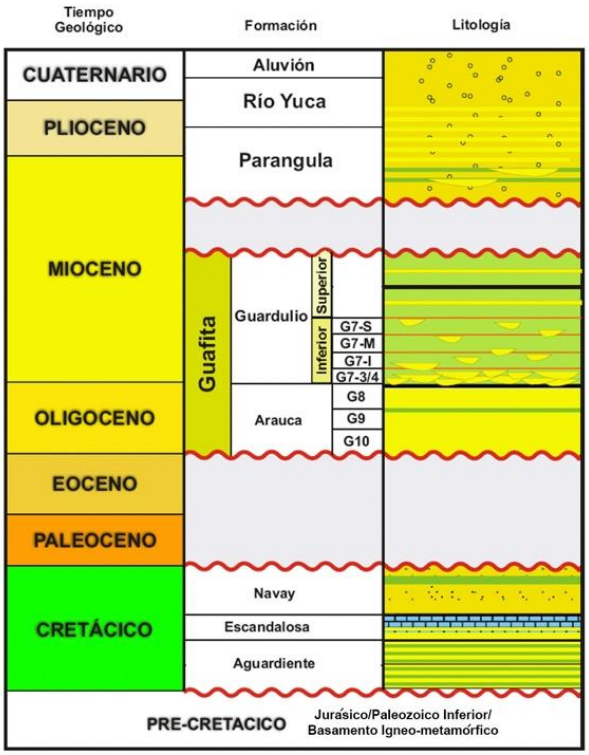

***Figura 4**. Columna estratigráfica generalizada del Campo Guafita*

El Oligoceno marca un nuevo ciclo de sedimentación con las arenas basales de la Formación Guafita (Miembro Arauca), haciéndose más lutítica hacia el tope (Miembro Guardulio), considerado este último de edad Mioceno inferior. Finalmente, se depositan las formaciones del Mioceno superior a Plioceno, Parángula y Río Yuca (Grupo Guayabo), las cuales representan

la primera, un periodo de transgresión marina, y la segunda la sedimentación de molasas asociadas al levantamiento de los Andes de Mérida (CHIGNE y HERNÁNDEZ 1993, KIESER 1997).

Una comparación cronoestratigráfica entre el campo Guafita y el campo Caño Limón se presenta en la Figura 5, donde también se muestran perfiles de pozos de ambos campos y se establece la equivalencia entre ellos a fin de poder manejar y comprender las diferentes nomenclaturas estratigráficas empleadas a ambos lados de la frontera entre Venezuela y Colombia.

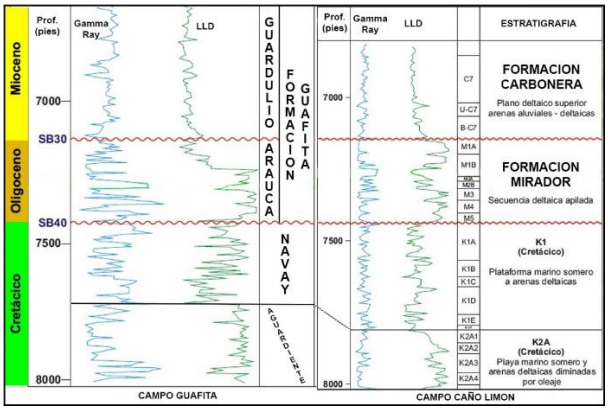

Figura 5*. Comparación cronoestratigráfica entre perfiles de los campos Guafita y Caño Limón*

Formación Guafita

ORTEGA *et al.* (1987) proponen el nombre Formación Guafita para una sucesión estratigráfica compuesta de areniscas basales deltaicas (Miembro Arauca) del Oligoceno y una secuencia lutítico-arenosa (Miembro Guardulio) del Mioceno Inferior. La Formación Guafita es discordante sobre estratos del Cretácico, e infrayacente a una sección interpretada como la inundación de la cuenca (Formación Parángula) sobre la que suprayacen depósitos tipo molasas de la Formación Río Yuca.

La denominación de Formación Guafita proviene del pozo Guafita-2X o GF-2X (Figura 6), ubicado en el mencionado campo, y se refiere al intervalo entre 6020 pies y 7735 pies, seleccionado por ORTEGA *et al.* (1987), como sección tipo de la nueva formación. La sección basal denominada como Arauca, corresponde al miembro inferior de la formación y está referido al río Arauca, que constituye la línea divisoria natural entre Venezuela y Colombia, precisamente en el área donde está ubicado el campo Guafita. El miembro superior denominado Guardulio, ha sido nombrado por la cercanía del caño Guardulio, tributario del río Sarare, situado 1.600 m al sureste del pozo GF-2X (ORTEGA *et al.* 1987).

En sentido general y regional, se asume que el Miembro Arauca podría corresponder a la sección basal de la Formación Carbonera (SAEID *et al.* 2022), o probablemente a lo que, en el lado norte de la cuenca de Los Llanos, se denomina Formación Mirador. El Miembro Guardulio, correspondería así a la parte media-superior de la Formación Carbonera. Se ha interpretado una discordancia entre el Miembro Guardulio y el Miembro Arauca, la cual probablemente separa el Oligoceno del Mioceno Inferior (BRISTOW 1986, PARNAUD *et al.* 1995, KISER 1997).

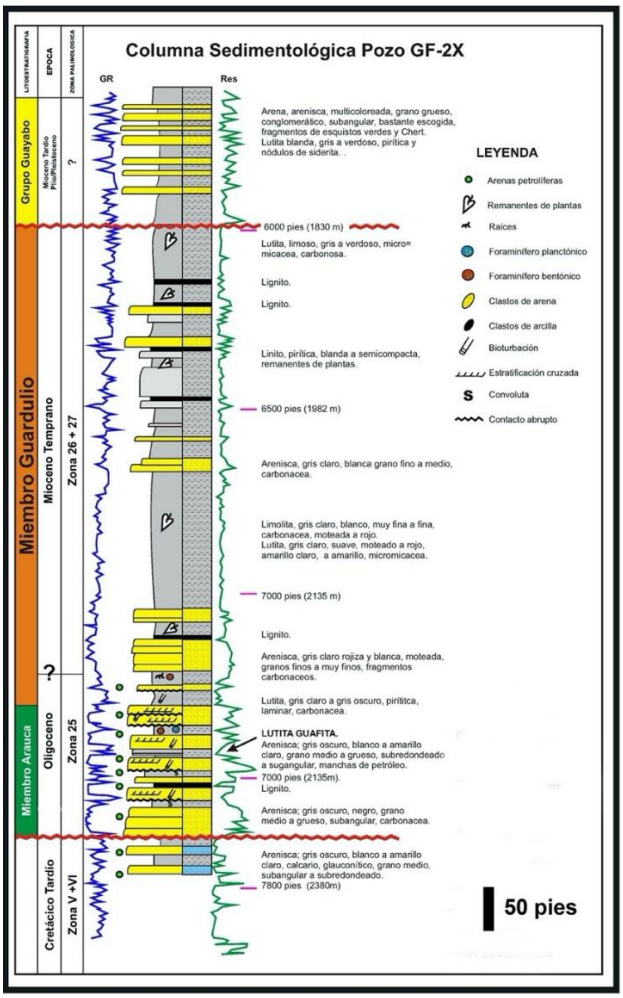

Figura 6*. Columna sedimentológica y registro del pozo GF-2X (Holoestratotipo de la Formación Guafita).* Fuente: Modificado de ORTEGA *et al.* (1987).

La Formación Guafita no aflora en superficie, y tiene su sección tipo (Holoestratotipo), como ya se mencionó, en el pozo GF-2X (Figura 5), con secciones de referencias (Hipoestratotipos) en los pozos GF-1X y GF-5X, todos del campo Guafita, perforados por la empresa Corpoven, S.A., filial de Petróleos de Venezuela S.A., durante los años 1984 y 1985 (ORTEGA *et al.* 1987). GF-5X (Figura 7) posee el honor de ser el pozo perforado en el campo, con la mayor tasa de producción durante sus pruebas iniciales, proveniente de la

Formación Guafita, con un total de 4.250 barriles diarios de petróleo liviano de 30° API (CORPOVEN 1985).

Los crudos producidos en el campo Guafita fueron originados a partir de materia orgánica sedimentada en un ambiente marino, con aportes importantes de materia orgánica terrestre y en condiciones relativamente más oxigenadas o relativamente menos reductoras, lo cual lo diferencia de los crudos producidos más al norte dentro de la sub-cuenca de Barinas (LÓPEZ y LO MONACO 2011).

Figura 7. *Perforación del pozo Guafita-5X en el año 1985.* Fuente: Corpoven (1985).

Miembro Arauca

Este miembro está compuesto principalmente de areniscas (arenitas cuarzosas, arcósicas, líticas, wacas cuarcíticas y arcósicas) de color gris claro, pardo lechoso a translucido, grano fino a grueso, subangulares a subredondeados (Figura 6), moderadamente a muy bien escogidas, con matriz arcillosa caolinítica. El cuarzo es generalmente del tipo monocristalino, con relativa abundancia del tipo policristalino (ORTEGA *et al.* 1987). Como minerales autigénicos, es común encontrar pirita, óxido de hierro y cierta cantidad de esferulitas de siderita. Otros constituyentes que se presentan en menor proporción son feldespatos, y accesorios como turmalina, circón y rutilo. Los granos de cuarzo en las wacas, generalmente se encuentran flotando en una matriz arcillosa (RODRÍGUEZ 2012). Se observan numerosas estructuras sedimentarias tales como estratificación paralela, cruzada, ondulada lenticular, rizaduras, estructuras de carga y frecuentes restos de plantas.

Se ha establecido una nomenclatura informal u operacional para la explotación de yacimientos de hidrocarburos en el Miembro Arauca, subdividiéndolo de base a tope en las arenas o unidades G-10, G-9 y G-8 (Figura 4), las cuales son productoras de petróleo liviano en el Campo Guafita, y en su equivalente estratigráfico (formaciones Mirador y Carbonera Inferior), en el Campo Caño Limón del lado de Colombia (CLEVELAND y MOLINA 1990).

Miembro Guardulio

Este miembro consiste de una alternancia monótona de lutitas y arcilitas, con una menor proporción de areniscas gris claro cuarzosas. Las lutitas son de color gris oscuro a gris verdoso, carbonosas y localmente moteadas por óxidos de hierro, con tonalidades de rojo, ocre amarillento, púrpura y marrón (Figura 5), conteniendo palinoflora del Mioceno inferior.

Las arcilitas están generalmente manchadas por óxidos ferrosos que les imparten tonalidades rojizas, púrpura, ocre, marrón, pero también se pueden observar con colores blanquecinos (caoliníticas) y hasta verdosas (Figura 6). Frecuentemente estas rocas se presentan meteorizadas en algunos niveles, con costras de óxidos ferrosos, posiblemente indicativo del desarrollo de paleosuelos. En el análisis de difracción de rayos X, las arcillas están compuestas fundamentalmente por caolinita (68-89%), illita/smectita (10-25%), así como trazas de clorita. En algunos niveles estratigráficos es común observar capas de lignitos o carbones (Figura 6), así como restos de plantas, en forma de tallos y raíces. En el miembro se han descrito algunas bioturbaciones entre las que destaca *Naktodemasis bowni*, una madriguera meniscada típica de paleosuelos en depósitos aluviales (SMITH *et al.* 2008).

Las areniscas son de tipo grauwacas, wacas cuarzosas y arenitas arcósicas, exhibiendo colores grisáceos, gris claro a blanquecinas o cremosas, son de grano fino a grueso, subangular a subredondeado, moderadamente a bien escogidas, con moderada consolidación y matriz arcillosa caolinítica (ORTEGA *et al.* 1987). En sección delgada, los granos de cuarzo son fundamentalmente monocristalinos y ocasionalmente policristalinos (RODRÍGUEZ 2012).

ORTEGA *et al.* (1987) interpretan para el Miembro Guardulio, un ambiente de sedimentación dominantemente terrestre a fluvio-deltaico, prevaleciendo hacia la base condiciones de pantanos de agua dulce, con canales fluviales probablemente con poca pendiente y baja energía hidrodinámica. Hacia el tope del miembro, los mismos autores mencionan que parecieran existir condiciones más marinas, donde se puede observar una mayor proporción de lutitas fuertemente radioactivas, además de abundante cantidad de exinita en los macerales.

El Miembro Guardulio ha sido dividido en cuatro unidades operacionales (G7-3/4, G7-2I, G7-2M y G7-2S) para los yacimientos del Campo Guafita Sur, donde ha producido petróleo liviano. Este miembro es equivalente a la Formación Carbonera (probablemente a las unidades C1-C7) en el campo Caño Limón del lado de Colombia (Figura 5).

Bioestratigrafía y Edad de la Formación Guafita

Análisis bioestratigráficos han sido llevados a cabo en muestras de núcleos tomados en el campo Guafita. Los resultados más importantes de señalar, se resumen a continuación:

Micropaleontología

DE LIMA *et al.* (2007), realizaron el estudio de foraminíferos para los núcleos del pozo GF-205X, en diversas muestras dentro de los miembros Arauca y Guardulio, identificando a la

profundidad de 7912,3 pies muy pocos especímenes de *Ammobaculites*, y a 7916 pies, foraminíferos aglutinados uniseriales, y fragmentos de formas aglutinadas más complejas con las cámaras rellenas de materia orgánica, posiblemente *Textularia* sp. y *Ammobaculites* sp. En la muestra correspondiente a 7919,5 pies, el autor ya indicado, identificó *Miliammina* sp. La presencia de esta escasa microfauna aglutinada y mal preservada, encontrada únicamente en el Miembro Arauca del referido núcleo, no permitió asignación de especies, ni permitió definir edad.

Palinología

ORTEGA *et al.* (1987) reportan para el Miembro Guardulio, la presencia de palinomorfos entre los que destacan Laevigatosporites sp., Magnastriatites grandiosus, Mauritiidites franciscoi, Polypodiisporites usmensis, Retitricolporites guianensis y Retitricolporites irregularis en los pozos GF-1, GF-2 y GF-5, asignándolos al Mioceno temprano.

DE LIMA *et al.* (2007) realizaron un estudio palinológico en diversos intervalos correspondientes tanto a muestras de núcleo, como a muestras de canal, en el pozo GF-205X (Guafita: 6200-8500 pies), siguiendo la zonación palinológica de MULLER et al. (1987), para polen y esporas, con los siguientes resultados:

-Intervalo 6120-6710 pies (muestras de canal), indicativas de una edad Mioceno. En este intervalo, el rango de edad se basó en la presencia de palinomorfos terrestres Retitricolporites guianensis y Jandufouria seamrogiformis en el nivel 6120 a 6150 pies.

-Intervalo 6710–7890 pies (núcleo y canal), correspondientes al Miembro Guardulio. Se determinó la presencia de varios palinomorfos terrestres, y específicamente Echitricolporites maristellae en el nivel 6710-6740 pies, todos ellos pertenecientes a la zona 26 y 27 (Mioceno inferior) según la zonación de MULLER et al. (1987). No se observaron evidencias de influencia marina.

-Intervalo 7890–8140 pies (núcleos), correspondientes al Miembro Arauca. La edad se determinó en base a la presencia de palinomorfos terrestres como: Cicatricosisporites dorogensis y Jandufouria seamrogiformis en los niveles de 7890 a 8138 pies, así como también Crassiectopertites colombianus en el nivel 8138 pies, donde los autores sugieren ambientes continentales a próximo costero. Según la zonación de MULLER *et al.* (1987) la asociación corresponde a la zona 25 de edad Oligoceno. En resumen, todos los palinomorfos identificados indican un ambiente con dominancia terrestre que pudiese llegar a próximo-costero, probablemente relacionados a la presencia de marismas o estuarios. Las muestras de la sección basal (8150-8500 pies) del Miembro Arauca no mostraron palinomorfos diagnósticos de edad.

DE LIMA et al. (2007) concluyen, en base a la integración de evidencias sedimentológicas y bioestratigráficas de las muestras del pozo GF-205X, que la sedimentación del Miembro Guardulio ocurrió en un ambiente de planicie deltaica alta.

Edad de Mirador/Arauca en la cuenca Los Llanos (Colombia)

Numerosos estudios bioestratigráficos han sido llevados a cabo en la cuenca Los Llanos de Colombia, a fin de establecer el marco cronoestratigráfico de la llamada Formación Mirador (JARAMILLO *et al.* 2009), algunas veces denominada "Falso Mirador", depositada sobre la discordancia del Eoceno. Esta formación corresponde al Miembro Arauca en el lado venezolano (Figura 5).

La práctica común entre los geólogos petroleros colombianos ha sido la de usar el termino Mirador indiscriminadamente en la cuenca Los Llanos, pero el problema radica en su alto grado de variabilidad en cuanto a la edad de sedimentación, que puede oscilar desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno superior, y contempla todas aquellas areniscas basales depositadas sobre la discordancia del Eoceno. Esto hace que la llamada Formación Mirador sea altamente diacrónica a todo lo largo de la mencionada cuenca, aunque no invalida su uso como nombre formacional (AZPIRITXAGA y CASAS 1989).

JARAMILLO *et al.* (2009) dató bioestratigráficamente, 44 secciones en la cuenca Los Llanos, estableciendo mapas de edades por región. En la Figura 8 puede observarse como la Formación Mirador o Miembro Arauca de la Formación Guafita, cae dentro de la zona palinológica T10-11 (correspondiente al tope del Oligoceno y base del Mioceno) en la región de Caño Limón-Guafita. Esta datación de Mirador/Arauca, coincide con la datación palinológica en núcleos del campo Guafita (Oligoceno), y donde el Miembro Guardulio suprayacente (equivalente a la Formación Carbonera) comenzó a ser depositado a partir del Mioceno Inferior (Aquitaniense). Este rango de edades se encuentra dentro del lapso de tiempo estimado para la tectonosecuencia regional postulada por PARNAUD *et al.* (1995) para el Miembro Guardulio, cuyos límites discordantes fueron ubicados por estos autores entre SB-30 y SB-21.

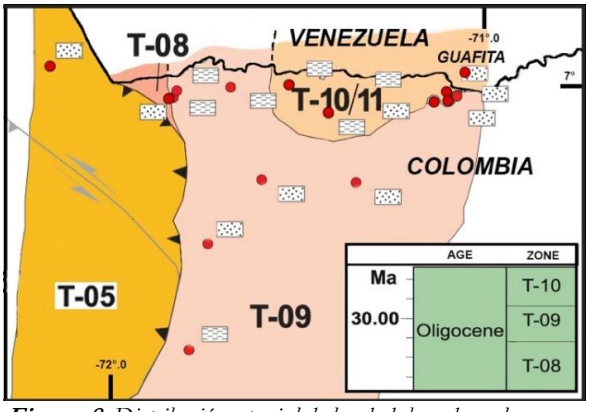

Figura 8*. Distribución espacial de la edad, basada en las zonas palinológicas de los sedimentos inmediatamente sobre la discordancia del Eoceno. Estos sedimentos son denominados Formación Mirador o "Falso Mirador", este último considerado como la zona basal de la Formación Carbonera (en Colombia), y siendo denominado Miembro Arauca de la Formación Guafita en Venezuela. Puntos de control con círculos rojos.* Fuente: Modificado de JARAMILLO *et al.* (2009).

AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN DEL MIEMBRO GUARDULIO

La descripción e interpretación detallada de los núcleos de los pozos GF-26, GF-180 y GF-205X efectuada por RODRÍGUEZ (2012), refleja sucesiones arenosas granodecrecientes, con bases erosivas asociadas a clastos basales tipo "lag". Las areniscas exhiben estructuras sedimentarias formadas por migración de dunas en flujo de tracción y laminación cruzada por migración de rizaduras. Por otra parte, las lutitas se caracterizan por su coloración gris verdoso, con esporádicas laminaciones delgadas de arenisca de grano fino a limolítico, algunas trazas fósiles de naturaleza continental y horizontes alterados pedogenéticamente.

Basado en el análisis y asociación de facies descritas, se interpreta que las areniscas dentro del Miembro Guardulio, se depositaron en un ambiente de canales fluviales meandriformes dentro de una llanura aluvial. La migración lateral de los canales y su subsecuente estrangulamiento, formaron barras de meandros, que evolucionaron en el tiempo, generando cinturones de canales (MIALL 1996). La presencia de horizontes alterados pedogenéticamente, sugiere períodos de exposición subaérea con estabilidad geomorfológica, generando de esta manera, unidades genéticas limitadas por paleosuelos (BEHRENSMEYER y TAUXE 1982, RETALLACK 1988, MARRIOTT y WRIGHT 1993). HIGGS (1997), describe en general a las formaciones Mirador y Carbonera (equivalente de Guardulio), en la cuenca de Los Llanos, como depósitos de llanura aluvial (sin influencia de mareas), donde sus facies incluyen canales fluviales, depósitos lacustres y paleosuelos.

La asociación de facies sedimentarias descritas en el núcleo del pozo GF-180, presenta notables similitudes con el modelo de facies de ALLEN (1970) para canales meandriformes. Estos rasgos sedimentológicos soportan la interpretación de un ambiente fluvial para la unidad, a diferencia de trabajos previos que señalan un ambiente más marino (ORTEGA *et al.* 1987, CHIGNE y HERNÁNDEZ 1993, HENAO y HERNÁNDEZ 2006). Aunque el perfil vertical de los perfiles de pozos o de los núcleos, no es un indicador preciso del estilo sedimentario del canal (MIALL 1992), rasgos morfológicos observados en la sísmica 3D, como se describirá en capítulos posteriores, soportan una interpretación de ambiente fluvial de tipo meandriforme.

Debe resaltarse que, aunque no existen núcleos en las unidades superiores del Miembro Guardulio, la presencia de carbones y lutitas más radiactivas interpretadas a partir de los perfiles de pozos, sugiere un ambiente un poco más transicional. ORTEGA *et al.* (1987) menciona macerales del tipo exinita en la parte más alta del Miembro Guardulio, posiblemente indicando un medio lacustre o incluso marino somero, aunque esto último no ha sido comprobado.

SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS CLAVES

Discordancia*s*

El Miembro Guardulio se define como una secuencia estratigráfica limitada por las discordancias SB-30 en la base, y que la separa del infrayacente Miembro Arauca; así como de una discordancia denominada SB-21 en el tope del miembro (PARNAUD *et al.* 1995), que la separa de la Formación Parángula suprayacente. Tradicionalmente la posición de la discordancia SB-21 se reconoce fácilmente en los perfiles de pozos por un cambio abrupto en la respuesta del perfil de conductividad. Por otra parte, la discordancia hacia la base del miembro, conocida como SB-30 se ha reconocido ampliamente mediante análisis palinológicos (KISER 1997), y mediante relaciones de truncamiento erosional de las capas infrayacentes, usando correlaciones de perfiles de pozos.

El análisis de los perfiles de pozos, proporcionan algunos criterios adicionales para ubicar la discordancia SB-30. Dicha discordancia se ubica suprayacente a la última aparición de capas de carbón y en la base de la primera ocurrencia de areniscas petrolíferas (RODRÍGUEZ 2012) en el campo Guafita. Dos rasgos relevantes son notables:

a) existe un cambio en los valores de radioactividad entre las lutitas suprayacentes e infrayacentes a la SB-30.

b) los carbones al tope del Miembro Arauca, se truncan con la SB-30 expresando un límite erosional que efectivamente define a dicha discordancia.

Inicialmente se pensaba en un carácter local para la discordancia SB-30, probablemente restringida a la cresta y flancos del Arco de Arauca (BRISTOW 1986, KISER 1997), pero el análisis efectuado por PARNAUD *et al.* (1995), enmarcado en un enfoque de estratigrafía sísmica, correlaciona la discordancia SB-30 como un límite de secuencia de carácter regional, posiblemente relacionado al levantamiento inicial de los Andes en Venezuela (BERMÚDEZ *et al.* 2011)

La discordancia SB-30 se reconoce claramente en los pozos de Guafita a través del perfil espectral de rayos gamma. La Figura 9 muestra un ejemplo en un pozo genérico del campo Guafita, donde se observa claramente un cambio abrupto en la relación torio/potasio. Este cambio ocurre normalmente como se mencionó, suprayacente a la última aparición de capas de carbón y en la base de las primeras areniscas. Asociado al cambio de la relación torio/potasio, también en muchos pozos se observa un aumento notable en la radioactividad total de las lutitas dentro del Miembro Arauca (Figura 9).

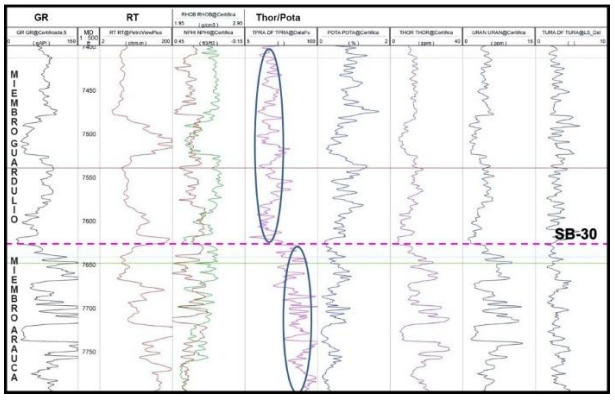

***Figura 9**. Ubicación de la discordancia SB-30 entre los miembros Arauca y Guardulio, basado en cambios del perfil espectral de rayos gamma. La relación torio/potasio muestra un cambio abrupto en su tendencia, según se resalta con los óvalos.*

Carbones

En la descripción de los núcleos de los pozos GF-26 y GF-205X efectuada por RODRÍGUEZ (2012), se reconocieron algunas capas de carbón por debajo de la SB-30. A través de la calibración con los perfiles de porosidad y densidad/neutrón, se interpretó que altos valores de porosidad neutrón y bajos valores del perfil densidad/neutrón, corresponden a estas capas de carbón. Por medio de este criterio, se identificaron algunas capas de carbón adicionales en zonas sin núcleos, correspondientes a los niveles superiores de Guardulio.

La presencia en el núcleo del pozo GF-205X, de un horizonte con mayor proporción de capas de carbón, coteja con un evento sísmico importante en el Campo Guafita que permitió delimitar grupos de facies sísmicas, como se explicará más adelante. Estas anomalías sísmicas presentan gran continuidad lateral, sobre todo en la denominada Formación Carbonera del lado colombiano, donde cotejan favorablemente con niveles estratigráficos superiores en dicha formación, y donde la presencia de capas de carbón es más abundante (CASAS 2022).

Paleosuelos

Dentro de la sucesión del Miembro Guardulio se identificaron diversas superficies claves a través de los núcleos y perfiles de pozos, que corresponden a paleosuelos. En la unidad operacional G7, correspondiente a la sección inferior de Guardulio, se determinó que dichos paleosuelos juegan un rol importante para la subdivisión de unidades estratigráficas genéticas, y fueron utilizados como capas marcadoras de tiempo estratigráfico, según los criterios expuestos por BEHRENSMEYER y TAUXE (1982), y RETALLACK (1988), donde la aplicación o su usó como herramienta de correlación, calibrada con sísmica, ha sido probada con éxito (CHALCO *et al.* 1997, CASAS *et al.* 2007, RODRÍGUEZ *et al.* 2013).

Cuatro de los marcadores lutíticos mostrando tanto altos valores en el registro de rayos gamma, como baja resistividad, fueron identificados en la unidad operacional G7, y que además cotejan con horizontes alterados pedogenéticamente en los núcleos. Estos a su vez dividen a la unidad operacional G7 en cuatro sucesiones limitadas por los mencionados paleosuelos (Figura 10). Estas cuatro sucesiones sedimentarias fueron denominadas de base a tope G7-3/4, G7-2I (inferior), G7-2M (medio) y G7-2S (superior).

Se han descrito paleosuelos en diversos niveles estratigráficos de las formaciones Mirador y Carbonera (equivalentes a los Miembros Arauca y Guardulio), en la cuenca de Los Llanos (Colombia), embebidos dentro de depósitos de grano fino, interpretados como llanura aluvial (HIGGS 1997) o en depósitos fluvio-deltaicos (SAEID *et al.* 2022).

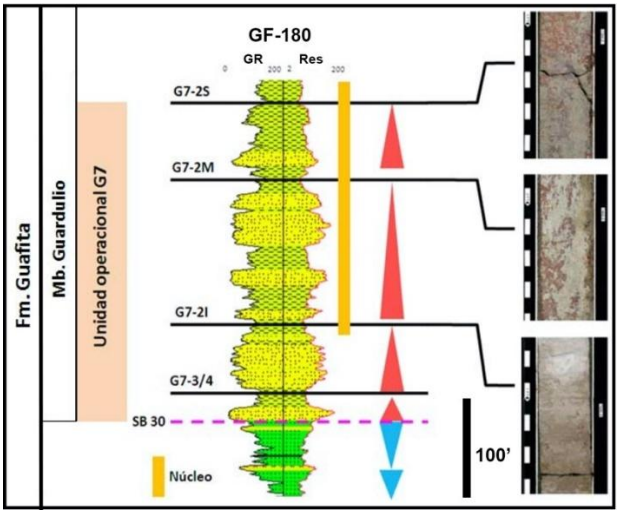

***Figura 10**. Marcadores lutíticos identificados con altos valores en el registro de rayos gamma y bajos valores de resistividad, coincidentes con paleosuelos, y que dividen a la unidad operacional G7 en cuatro unidades sedimentarias (G7-2S, G7-2M, G7-2I y G7-3/4).*

JERARQUÍA DE LAS SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

Los procesos formadores de secuencias tienen periodicidades naturales. Esto llevó a la definición de jerarquías de secuencias basadas en la duración de los ciclos, como lo han hecho autores como VAIL *et al.* (1977a, 1977b), VAN WAGONER *et al.* (1988, 1990), MITCHUM y VAN WAGONER (1991). Queda implícito que las superficies limitantes de estas secuencias también son jerárquicas. No obstante, cuando existe la ausencia de un control geocronológico muy preciso, CATUNEANU (2006, 2017) recomienda referirse a las secuencias en un sentido relativo, tales como frecuencia inferior versus frecuencia superior, e interpretar su importancia estratigráfica relativa basada en criterios que pueden ser observados en el registro sedimentario.

Basado en el estudio sísmico de PARNAUD *et al.* (1995), donde se subdivide la columna sedimentaria en tectonosecuencias, la Figura 11 muestra gráficamente la importancia estratigráfica relativa de las superficies identificadas en el Miembro Guardulio, a distintas escalas de observación. Dos discordancias regionales identificadas como SB-30 y SB-21, forman las superficies limitantes de la tectonosecuencia T5 de PARNAUD *et al.* (1995), equivalente al Miembro Guardulio. La nomenclatura de PARNAUD *et al.* (1995) usa abreviaturas como T4, T5, ya que provienen de la palabra Terciario (T), mientras que el número cinco (5) significa que correspondería la quinta tectonosecuencia del Terciario definida por este autor en la región.

Según la geocronología expuesta por PARNAUD *et al.* (1995) para el área de estudio, las tectonosecuencias pueden ser ordenadas según el enfoque de VAIL *et al.* (1977a, 1977b), restando el tiempo de la SB-30 menos la SB-21, por lo que el lapso de tiempo para la tectonosecuencia T5 sería de 9 Ma y es jerarquizada como una secuencia de segundo orden según los esquemas tradicionales de estratigrafía secuencial (AAPG 2025). En este trabajo, dicha tectonosecuencia T5 fue dividida (en el área de estudio), en tres unidades, limitadas por superficies claves correlacionables tales como discordancias, paleosuelos y carbones (Figura 11). Dividiendo ese lapso de tiempo de 9 Ma entre las tres unidades constituyentes de orden superior, su lapso de tiempo geológico seria de aproximadamente 3 Ma cada una y serían jerarquizadas como secuencias de tercer orden. Manteniendo consistencia con la terminología usada por PARNAUD *et al.* (1995), estas unidades de tercer orden fueron denominadas T5-I (inferior), T5-M (medio) y T5-S (superior) de base a tope (Figura 11). Asimismo, la unidad de tercer orden T5-I fue a su vez subdividida en cuatro unidades, que fueron jerarquizadas como unidades de cuarto orden (Figs. 10 y 11) con lapsos de tiempo de sedimentación cercanos a 1 Ma.

Las superficies estratigráficas de frecuencias superior limitadas por paleosuelos e identificadas por RODRÍGUEZ *et al.* (2013), dividirían entonces internamente a la unidad de tercer orden T5-I (operacionalmente denominada G7) en cuatro unidades sedimentarias de alta frecuencia (cuarto orden), que en orden ascendente fueron denominadas G7-3/4, G7-2I, G7-2M y G7-2S (Figura 10), como ya se explicó anteriormente. El trabajo detallado aquí expuesto, se centrará principalmente en la unidad T5-I, ya que es el intervalo que contiene las areniscas productoras de hidrocarburos en el campo Guafita.

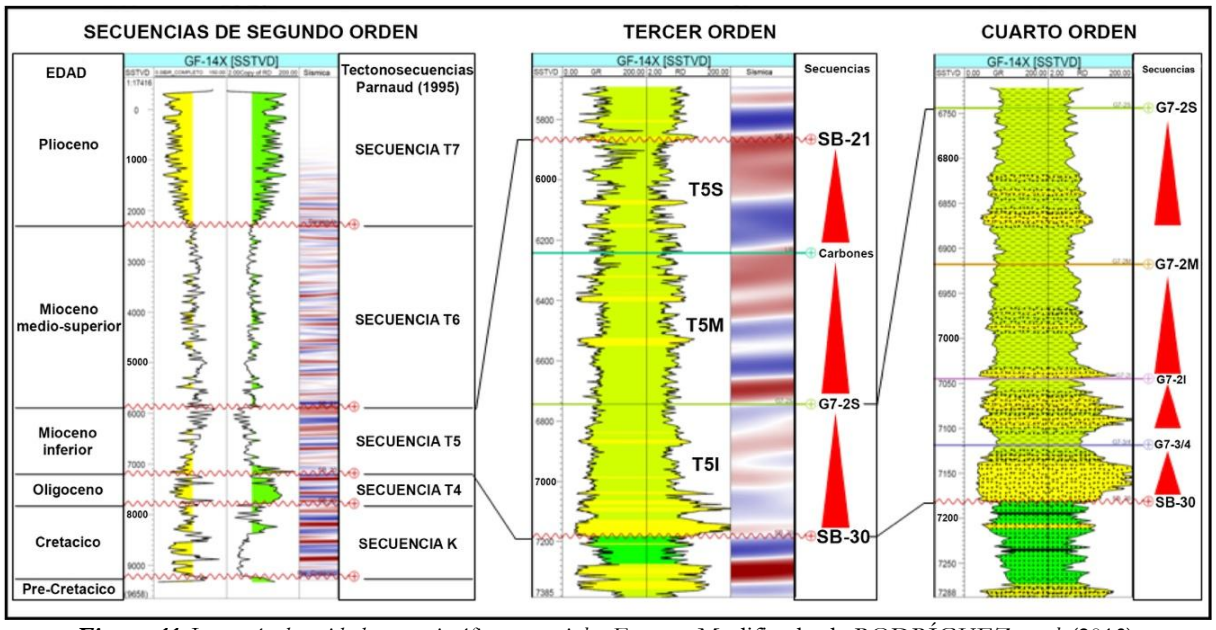

Figura 11*. Jerarquía de unidades estratigráfico secuenciales.* Fuente: Modificado de RODRÍGUEZ *et al.* (2013).

FACIES SÍSMICAS

En el año 2000 se adquirió en el campo Guafita un levantamiento sísmico 3D de 70 Km² que cubrió casi todo el campo. La calibración de la sísmica con los pozos reveló que los límites de las unidades de facies sísmicas corresponden a marcadores tales como paleosuelos, carbón y discordancias, que a su vez son los límites de las unidades sedimentarias de tercer orden definidas en el capítulo anterior (Figura 11). Utilizando la sísmica 3D, fue posible reconocer estas tres unidades de facies sísmicas dentro de la tectonosecuencia T5 de PARNAUD *et al.* (1995), denominadas como se explicó, en orden ascendente T5-I, T5-M y T5-S. Estas unidades están limitadas por las superficies estratigráficas claves identificadas en núcleos y perfiles de pozos detalladas en los capítulos anteriores. La Figura 12 muestra un ejemplo de los patrones internos de las unidades de facies sísmicas reconocidas dentro del área de estudio.

La facies sísmica T5-I (Figura 12), se caracteriza por tener patrones sísmicos internos con reflectores discontinuos y subparalelos. Para ambientes de carácter fluvial continental, CANT (1992), propone que la discontinuidad de reflectores con numerosas amplitudes variables, indica muy probablemente la presencia de lutitas de llanura de inundación, cortadas por areniscas de relleno asociadas a canales en depósitos fluviales.

La facies sísmica T5-M (Figura 12), está compuesta por reflectores continuos, paralelos y de mayor frecuencia con respecto a la facies sísmica T5-I. Esta sección estratigráfica no cuenta con información de núcleos, sin embargo, se asume un ambiente de sedimentación con condiciones subaéreas, dada la presencia de capas de carbones interpretadas en los perfiles de pozos (ORTEGA *et al.* 1987). Muy probablemente la continuidad de los reflectores sea generada por cuerpos estratigráficos continuos lateralmente, asociados a la preponderancia de la llanura aluvial.

La facies sísmica T5-S (Figura 12), se caracteriza por un patrón de reflectores continuos, paralelos y de baja frecuencia relativo a la facies sísmica T5-M. Este intervalo es principalmente lutítico e interestratificado, con algunas capas de carbón, basado ello en la interpretación de los perfiles de pozos, lo cual probablemente le imparte dicho carácter a la respuesta sísmica.

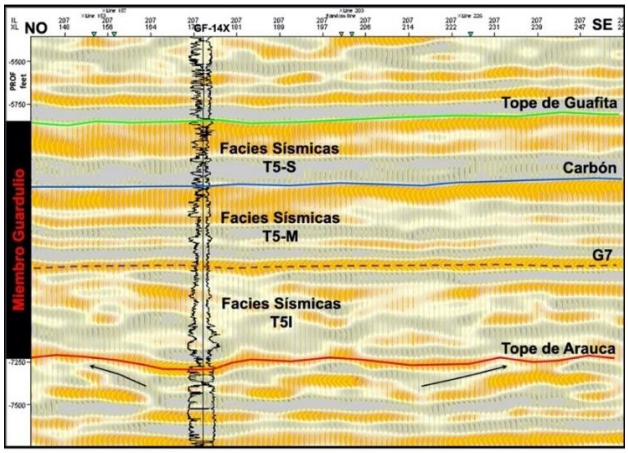

***Figura 12**. Patrones internos de las unidades de facies sísmicas reconocidas dentro del Miembro Guardulio en el área de estudio.*

CONJUNTOS DE PARASECUENCIAS

Cada una de las unidades sísmicas definidas anteriormente está compuesta de varias parasecuencias apiladas verticalmente, fácilmente identificadas en los perfiles de pozos y en los núcleos existentes; por lo tanto, en este trabajo se interpreta que cada unidad de facies sísmica, constituye un conjunto apilado de parasecuencias.

Conjunto de parasecuencias T5-I

Este conjunto está limitado en su base por la discordancia SB-30 y en su tope por el paleosuelo G72S (Figs. 9 y 11). En general, la parte suroeste de la falla Guafita-Caño Limón y la Yuca parecen tener mayor levantamiento, probablemente asociado al efecto del Arco de Arauca (KISER 1997); por lo tanto, los cambios de espesores (disminución), observados a lo largo del cubo sísmico en esta unidad, probablemente estén asociados a las principales fallas del Campo Guafita, lo cual podría sugerir un control estructural sobre la sedimentación de este conjunto. Para esta unidad, se dispone de la información de varios núcleos, y la misma comienza con varios ciclos de areniscas fluviales apiladas, exhibiendo patrones de afinamiento hacia el tope, finalizando con una lutita con fuerte alteración pedogenética.

Conjunto de parasecuencias T5-M

Este conjunto está limitado en su base por el paleosuelo G7-2S y en su tope por capas de carbón (Figuras 9, 11 y 12). Los espesores son más constantes comparados con el conjunto infrayacente; sin embargo, RODRÍGUEZ (2012) observa un cambio de espesor al cruzar la falla La Yuca, enfatizando nuevamente la posibilidad de un control estructural sobre la sedimentación. Esta unidad o conjunto de parasecuencias, no posee información de núcleos; sin embargo, se interpreta un sistema de sedimentación continental ya que al tope de la secuencia aparecen capas de carbón identificadas por los perfiles de densidad y porosidad neutrón y muestras de canal de los pozos perforados en el campo. Los escasos cuerpos de areniscas de este conjunto, también muestran alta discontinuidad lateral, a juzgar por las correlaciones hechas por RODRÍGUEZ (2012).

Conjunto de parasecuencias T5-S

Este conjunto está limitado en su base por el carbón usado como *datum* de correlación en la sección de la Figura 13, y en su tope por la discordancia SB-21. Los espesores se muestran bastante constantes en toda el área de estudio; sin embargo, existe cierto grado de variación, ocasionado por la erosión asociada al evento SB-21 en el tope. La respuesta de los perfiles de pozos es significativamente diferente a los conjuntos infrayacentes, ya que las lutitas son notablemente más radiactivas y más conductivas, pudiendo interpretarse como la respuesta a un mayor contenido de materia orgánica en la unidad. Se interpreta también un sistema de sedimentación continental dado la presencia de carbones. La tendencia general del conjunto de parasecuencias es granodecreciente (Figura 13).

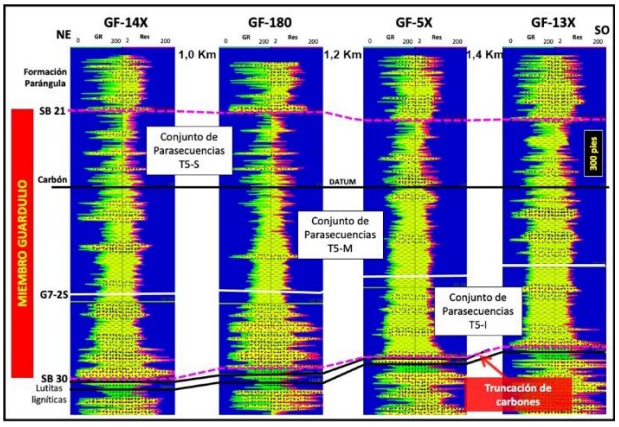

***Figura 13**. Subdivisión del conjunto apilado de parasecuencias. Se observa además el truncamiento de las lutitas lignìticas o carbonosas, por efecto de la discordancia SB-30.*

CORTES SÍSMICOS PROPORCIONALES

VAIL *et al.* (1977a, 1977b) propuso que las reflexiones sísmicas primarias son generadas por superficies físicas en las rocas, consistiendo principalmente de superficies de estratificación con contrastes de velocidad-densidad. Por consiguiente, las reflexiones sísmicas siguen patrones de correlación cronoestratigráficos que, en condiciones normales, no pueden transgredir las líneas de tiempo. Mas tarde, TIPPER (1993), realizando análisis de sísmica sintética, demostró que en muchos casos se espera que las reflexiones sísmicas sigan los límites de las unidades litoestratigráficas, por lo que concluye que, en la mayoría de los casos, la premisa de que las reflexiones sísmicas siguen a estas superficies cronoestratigráficas, debe ser aplicado como primer principio de la interpretación sísmica. Por otra parte, HE y ZENG (2013) concluyeron que las reflexiones sísmicas no necesariamente siguen superficies cronoestratigráficas, pudiendo ser afectadas por la complejidad de las variaciones litológicas, aunque el concepto, en líneas generales, de que las reflexiones sísmicas siguen a las superficies cronoestratigráficas es correcto.

Asumiendo las premisas de VAIL *et al.* (1977a, 1977b), MIALL (2002), HE y ZENG (2013), el cartografiado de un evento sísmico debería entonces mostrar los rasgos morfológicos asociados a esa línea de tiempo geológico. Sin embargo, debido a que la facies sísmica T5-I (la unidad con mayor contenido arenoso dentro del Miembro Guardulio), presenta un carácter discontinuo, pareciera muy difícil realizar correlaciones de eventos sísmicos dentro de ella, por lo que, en lugar del método convencional, se tomaron dos reflectores primarios continuos como horizontes de referencia (si se quiere, líneas de tiempo), y se asume que todos los cortes proporcionales a estos dos horizontes deberían ser paralelos y por lo tanto representar líneas de tiempo. Esta metodología de cortes proporcionales y su aplicación, es explicada en detalle por ZENG (2010). Una vez obtenidos los cortes sísmicos proporcionales, en el cubo 3D de Guafita, se procedió a analizarlos en detalle, a fin de integrarlos en la descripción e interpretación de los modelos de facies de cada una de las parasecuencias.

PARASECUENCIAS DENTRO DE T5-I

El conjunto de parasecuencias T5-I contiene las unidades productoras del Miembro Guardulio en el campo Guafita, por lo cual cuenta con un buen número de perfiles de pozos y núcleos para su descripción, interpretación y correlación. Tradicionalmente los ciclos de cuarto orden han sido denominados parasecuencias (VAN WAGONER *et al.* 1988, 1990, POSAMENTIER y ALLEN 1999); sin embargo, en el área de estudio no se observaron evidencias de inundación marina en ninguno de los núcleos descritos; a pesar de ello en este trabajo, los ciclos sedimentarios aquí definidos internamente dentro de T5-I son tratados como parasecuencias, por ser la unidad estratigráfica secuencial inmediatamente menor. Mediante la descripción detallada de los núcleos, su calibración y correlación con los perfiles de pozos existentes, se utilizaron los paleosuelos para delimitar estas unidades de cuarto orden o parasecuencias.

La Figura 14 muestra la correlación de los paleosuelos usando tres pozos con núcleos y sus perfiles. Los criterios utilizados para identificar estos paleosuelos (RETALLACK 1988), y realizar las correlaciones fueron los siguientes:

(a) Madurez de los paleosuelos: se observó en los núcleos GF-26, GF-180 y GF-205X, que los niveles más maduros se ubican en los paleosuelos G7-3/4 y G7-2S, los cuales se caracterizaron por su intensa coloración roja y purpura, mientras paleosuelos menos maduros como el G7-2I, mostraron colores grises verdosos con algunas leves coloraciones rojizas.

(b) Marcadores de baja resistividad: se calibraron los horizontes alterados pedogenéticamente con los perfiles de pozos, coincidiendo con marcadores lutíticos de muy baja resistividad.

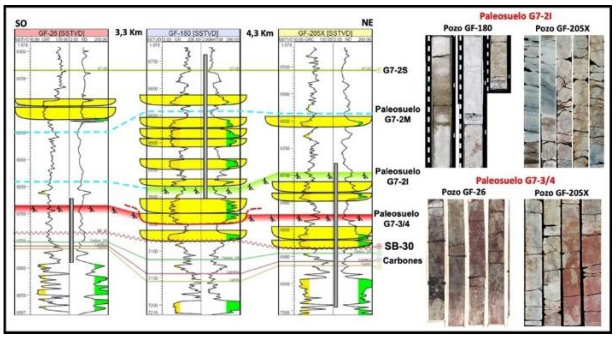

***Figura 14**. Parasecuencias de cuarto orden limitadas por paleosuelos y su correlación utilizando perfiles de pozos. Imágenes de núcleos a la derecha que muestran la diferencia en el grado de madurez entre los paleosuelos G7-3/4 y G7-2I.*

Parasecuencia G7-3/4

Esta parasecuencia se caracteriza por tener la mayor relación arena-lutita, en la mayoría de los pozos, por lo que se define

como una parasecuencia de alto grado de amalgamación vertical. La parasecuencia está limitada en su base por la superficie SB-30, y en su tope por el paleosuelo de G7-3/4. La madurez de este paleosuelo de G7-3/4 es claramente identificable en los núcleos de los pozos GF-26 y GF-205X como un horizonte de coloración rojo y purpura intenso (Figura 14).

De las correlaciones efectuadas y de los mapas de arena elaborados por RODRÍGUEZ (2012) se deduce que la geometría de estos cuerpos es de tipo mantos no confinados (*sheet-bodies*) con moderada a buena conectividad lateral y una tendencia vertical a la disminución del contenido arenoso. Estos cuerpos de areniscas pueden alcanzar hasta 50 pies de espesor con formas cilíndricas en el perfil de rayos gamma, y son interpretados como barras apiladas formando depósitos de canales complejos. La disminución de espesores a corta distancia entre pozos (menores a 200 m), dentro de los principales cinturones de canales, es otra característica notable derivada de la interpretación sedimentológica para estos canales meandriformes. En las imágenes de las amplitudes sísmicas (cortes sísmicos proporcionales), no fue posible definir tendencias o geoformas sedimentarias, posiblemente por el alto grado de amalgamación de las areniscas en esta unidad.

Parasecuencia G7-2I

Se encuentra limitada en su base por el paleosuelo G7-3/4 y en su tope por el paleosuelo G7-2I (Figura 14). Este último fue reconocido y correlacionado en los núcleos de los pozos GF-180 y GF-205X, tomando en cuenta sus características de madurez y relación estratigráfica. Este paleosuelo se caracteriza por una coloración moteada de gris verdoso, amarillo-marrón y rojo (Figura 14), lo cual corresponde a un nivel de madurez menor al observado en el paleosuelo de G7-3/4.

En la parasecuencia G7-2I, RODRÍGUEZ (2012) identifica en mapas, dos tendencias areales de cuerpos de areniscas en dirección NNO-SSE, sin embargo, el ancho de los canales parece disminuir en las imágenes de las amplitudes sísmicas (cortes sísmicos proporcionales), produciendo una geometría confinada tipo cintas alargadas (*ribbon-bodies*).

Parasecuencia G7-2M

Esta parasecuencia está limitada en su base por el paleosuelo de G7-2I y en su tope por el paleosuelo de G7-2M (Figura 14). El espesor de esta parasecuencia es mayor al de las parasecuencias infrayacentes hacia el sureste del campo Guafita, probablemente producto de una estabilidad del sistema fluvial. También la relación arena/lutita disminuye en relación a las secuencias infrayacentes, lo cual implica una parasecuencia con un bajo grado de amalgamación en las areniscas.

RODRÍGUEZ (2012) menciona que el mapa de arena neta de la parasecuencia G7-2M muestra un cambio en la dirección de los cuerpos de areniscas en relación a las secuencias infrayacentes. La dirección de estos cuerpos es ahora N-S, manteniendo las geometrías alargadas y confinadas tipo cintas (*ribbon-bodies*). Este cambio en la dirección de sedimentación podría estar relacionado a algún leve basculamiento de la cuenca. Sin embargo, los cortes sísmicos proporcionales, obtenidos del cubo 3D, continúan mostrando una alta sinuosidad en los canales. SAEID *et al.* (2022), en un estudio de la Formación Carbonera en el piedemonte de la cuenca Los Llanos, usan análisis de descomposición espectral en el cubo sísmico 3D, e interpretan canales fluviales meandriformes de media a alta sinuosidad en los niveles C4 y C7, los cuales pudieran ser parcialmente equivalentes a la parasecuencia G7-2M.

Parasecuencia G7-2S

Esta parasecuencia está limitada por los paleosuelos G7-2M y G7-2S (Figura 14). El paleosuelo G7-2S es más desarrollado y maduro que los paleosuelos de los niveles estratigráficos inferiores. La relación arena/lutita es inferior con respecto a las secuencias infrayacentes, enfatizando el tipo de parasecuencia de muy bajo grado de amalgamación de las areniscas. RODRÍGUEZ (2012), indica que los principales cuerpos de arenosos de esta parasecuencia se encuentran desarrollados hacia el sureste del campo. Para el mismo autor, el mapa de arena neta de la parasecuencia G7-2S le permite observar una geometría alargada de los cinturones de canales confinados, también con dirección N-S. Los cortes sísmicos proporcionales de las anomalías de amplitud, continúan mostrando una alta sinuosidad de los canales. TORRADO *et al.* (2020) en un estudio sísmico efectuado en la Formación Carbonera, al norte de la cuenca Los Llanos (Colombia), observa (usando la técnica de *time-slices* en el cubo de amplitudes/coherencia), numerosos canales meandriformes de alta sinuosidad en el nivel denominado C3, el cual probablemente sea equivalente a la parasecuencia G7-2S de Guardulio.

MODELO ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

La aplicación exitosa de la estratigrafía secuencial al registro de depósitos fluviales, es una tarea que ha evolucionado en las últimas décadas, y que comenzó en los años noventa con los trabajos de SHANLEY *et al.* (1992) y de MARRIOTT y WRIGHT (1993). Estos trabajos fueron refinados con mayor detalle en años subsiguientes por SHANLEY y McCABE (1994, 1998). Los modelos secuenciales todavía están vinculados al registro marino contemporáneo, describiendo cambios en las facies fluviales y arquitectura dentro del contexto de cambios del nivel de base marino, usando la nomenclatura de sistemas encadenados convencionales (POSAMENTIER y VAIL 1988, POSAMENTIER y ALLEN 1999). Sin embargo, DAHLE *et al.* (1997) y MARTINSEN *et al.* (1999) presentaron una ruptura conceptual al definir un modelo estratigráfico secuencial "no convencional" donde los sistemas encadenados de baja y alta acomodación, están basados en la arquitectura aluvial, en el sentido de que estas unidades estratigráficas no marinas, son independientes de los

cambios del nivel de base marino y no siempre están asociados a la migración de la línea de costa.

Por su parte, CATUNEANU (2017) definió que los patrones de apilamiento en entornos río arriba, se desarrollan más allá de la influencia de los cambios relativos en el nivel del mar/lago, como respuesta a la interacción de factores que modifican el equilibrio entre el suministro de sedimentos y el flujo de energía, es decir, espacio de acomodación, clima, tectonismo del área fuente y controles autocíclicos sobre los patrones de dispersión de sedimentos en varias escalas de tiempo. Por lo tanto, aguas arriba en la cuenca, los controles de los sistemas fluviales no coinciden con lo esperado de los modelos estratigráficos secuenciales convencionales (CATUNEANU 2006).

El grado de amalgamación de los canales es un elemento clave que siempre ha sido mencionado en la definición de patrones de apilamiento controlados aguas arriba en sistemas fluviales (SHANLEY y McCABE 1994, 1998). Se sabe que la relación entre los elementos sedimentarios del canal y de la llanura de inundación, es el resultado de la interacción de tres procesos principales en los sistemas fluviales, como son: las tasas de agradación de la llanura aluvial, el grado de confinamiento del canal y la frecuencia de avulsión (CATUNEANU 2017).

Usando la nomenclatura de CATUNEANU (2017), este autor introduce formalmente dos términos basados en la descripción, pero a su vez, libres de los factores que podrían inducir o controlar los patrones de apilamiento. Estos patrones son denominados: Patrón de Apilamiento de Alta Amalgamación (*High-Amalgamation Stacking Pattern - Channel-Dominated*) y Patrón de Apilamiento de Baja Amalgamación (*Low-Amalgamation Stacking Pattern - Floodplain-Dominated*). Este patrón de apilamiento fue definido y denominado anteriormente como de Alta Acomodación y Baja Acomodación respectivamente (SHANLEY y McCABE 1998, MARTINSEN *et al.* 1999), al suponer equivocadamente, que el predominio de los depósitos de las llanuras aluviales es producto únicamente de condiciones de acomodación. En realidad, la acomodación es sólo uno de los diversos controles de la sedimentación fluvial, y es por ello que CATUNEANU (2017), postula usar la nomenclatura no convencional de Alta Amalgamación y Baja Amalgamación como una descripción más precisa de los patrones de apilamiento en sucesiones continentales (Figura 15), ya que además está desprovista del componente interpretativo, que en ocasiones puede ser erróneo.

A fin de establecer los sistemas encadenados, se prefirió utilizar la nomenclatura propuesta por CATUNEANU (2017), donde se define a cada sistema según su patrón de apilamiento característico en ambientes continentales (Figura 15). Como se mencionó, este mismo autor propone dos tipos de sistemas encadenados basados en los patrones de apilamiento: uno denominado Patrón de Apilamiento de Alta Amalgamación o HAST (en inglés), dominado por sedimentación y amalgamación de arenas de canales; y otro denominado Patrón de Apilamiento de Baja Amalgamación o LAST (en inglés), dominado por la sedimentación de las arcillas de la llanura de inundación. En este trabajo, se interpretó que, en líneas generales, el Miembro Guardulio en el área de estudio, se depositó lejos de la línea de costa, lo cual implica que la acomodación y amalgamación de las unidades sedimentarias, fue controlada en mayor medida por clima, tectonismo y controles autocíclicos. Es por ello que el uso de los conceptos explicados en los modelos secuenciales no convencionales de DAHLE *et al.* (1997) y CATUNEANU (2017), serán los aplicados para este estudio.

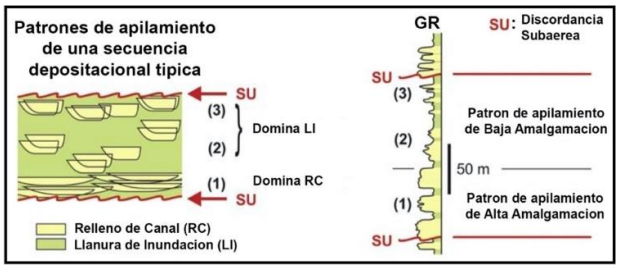

Figura 15*. Arquitectura estratigráfica de una secuencia fluvial. El modelo ilustra una sucesión común de sistemas fluviales: (1) canales no confinados de alta energía, acumulados en condiciones de bajas tasas de agradación de las llanuras aluviales; (2) canales confinados y llanuras de inundación de baja energía, acumulados en condiciones de altas tasas de agradación de las llanuras de inundación; y (3) canales confinados y llanuras de inundación de baja energía, acumulados en condiciones de bajas tasas de agradación de las llanuras de inundación. La sección (3) incluye los sistemas fluviales de menor energía y tiene el potencial de preservación más bajo debido al desarrollo de la discordancia subaérea en la parte superior. Abreviaturas: SU Discordancia subaérea; GR Perfil de Rayos Gamma.* Fuente: Modificado de CATUNEANU (2022).

Sistemas Encadenados

El modelo de sistemas encadenados se aplicó basado en la nomenclatura propuesta por CATUNEANU (2017). Esto implica usar básicamente el grado de amalgamación de los canales fluviales como elemento totalmente descriptivo para definir la arquitectura fluvial. En los distintos tipos de patrones de apilamiento fluvial controlados aguas arriba, se pueden observar, a diferentes escalas, ordenes o frecuencias relacionadas con ciclos estratigráficos de diferentes magnitudes.

La relación entre los patrones de apilamiento de alta y baja amalgamación dentro de secuencias de orden inferior (cuarto orden) define a su vez el tipo de sistemas encadenado del orden superior (tercer orden). Por ejemplo, un conjunto con alternancia de unidades de cuarto orden donde se observen algunas unidades de baja amalgamación (**Last**), pero dominadas en su conjunto por unidades con un alto grado de apilamiento o amalgamación de canales (**Hast**), define como producto total un sistema encadenado de alta amalgamación de tercer orden (**HAST**). Por el contrario, un conjunto de unidades de cuarto orden dominadas por depósitos de llanuras

aluviales con canales aislados, lo cual representa principalmente unidades de baja amalgamación (**Last**), define un sistema encadenado de baja amalgamación de tercer orden (**LAST**).

El Miembro Guardulio contiene al menos dos frecuencias superimpuestas, bien definidas en este estudio (Figs. 11 y 16). En primer lugar, las unidades de frecuencia inferior de tercer orden o conjunto de parasecuencias T5-I, T5-M y T5-S, que muestran una tendencia retrogradacional, es decir una disminución neta de la amalgamación hacia el tope. Un segundo grado de frecuencia sobreimpuesto, se observa por ejemplo en la unidad T5-I, la cual contiene a su vez e internamente, cuatro unidades de frecuencia superior de cuarto orden (G7-3/4, G7-2I, G7-2M y G7-2S) y que también son interpretadas en términos de sistemas encadenados de cuarto orden (Figura 16). Finalmente, podría establecerse también un tercer grado de frecuencia sobreimpuesta en el Miembro Guardulio, lo que podría estar constituido por un conjunto de unidades mucho más pequeñas, definidas también por su grado de amalgamación, y que constituirían unidades de muy alta frecuencia interpretadas posiblemente como de quinto orden, pero cuya definición escapa del alcance de este estudio.

La base de T5-I (base del Miembro Guardulio) está definida por la SB-30 (Figs. 10, 11 y 13). Esta superficie marca claramente una disminución abrupta en la relación entre el espacio de acomodación y el aporte de sedimentos (A/S), generando como resultado un sistema encadenado de alta amalgamación (Hast). La distribución de los cinturones de canales sobre la superficie SB-30, sugiere que el espacio disponible de acomodación siempre fue relleno por arenas, ocasionando el amalgamiento de los canales (sistema encadenado de alta amalgamación), y generando a su vez, una geometría tabular no confinada tipo mantos (*sheet-bodies*). Por lo tanto, en función de la distribución de los cinturones de meandros interpretados a partir de las imágenes de la sísmica 3D, y del grado de amalgamación observado en los núcleos de la unidad G7-3/4, contenida dentro del conjunto de parasecuencias T5-I, la misma constituiría por definición un sistema encadenado de alta amalgamación (Hast) de cuarto orden (Figura 16). Con respecto a la unidad G7-2I, la misma está compuesta en gran parte de los pozos del campo por un alto grado de amalgamamiento, por lo que se clasifica como un sistema encadenado de alta amalgamación (Hast). Sin embargo, la proporción de areniscas es menor a la unidad infrayacente, marcando una tendencia a la disminución del tamaño de grano promedio a medida que las sucesiones se hacen más jóvenes.

Por otra parte, las unidades estratigráficamente superiores G7-2M y G72S, dentro del ciclo basal HAST (T5-I), representan unidades donde la relación fue positiva y mayor que en las unidades infrayacentes, generando cinturones de meandros separados verticalmente entre sí, y con geometrías confinadas tipo cinta (*ribbon bodies*). En conjunto, estas últimas unidades, constituirían sistemas encadenados de baja amalgamación (Last) y de alta frecuencia, interpretadas como de cuarto orden (Figura 16).

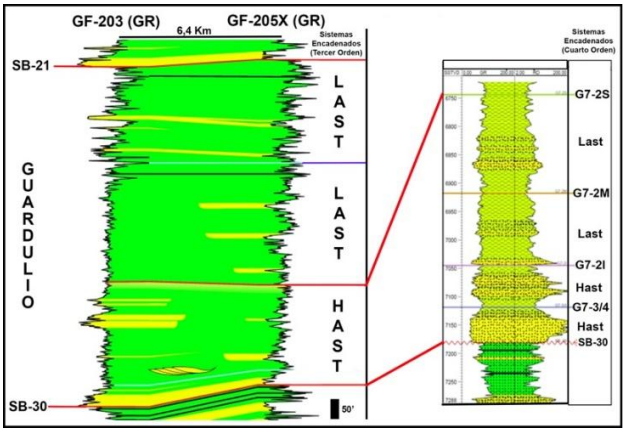

Figura 16*. Límites de secuencia del Miembro Guardulio (SB-21 y SB-30). Definición de los sistemas encadenados: sistema encadenado de alta amalgamación (HAST) y sistema encadenado de baja amalgamación (LAST). Distribución vertical de sistemas encadenados de tercer orden, en las tres unidades del Miembro Guardulio, usando como ejemplo los pozos GF-203 y GF205X. También se muestran las unidades de 4to orden interpretadas, a la derecha de la figura. Leyenda:* ***HAST*** *(mayúsculas) representa el sistema encadenado de alta amalgamación de 3er orden (baja frecuencia), mientras que* ***Hast*** *(minúsculas) representa subdivisiones de 4to orden (alta frecuencia).*

EJEMPLO DEL MODELO DE FACIES INTEGRADO PARA LA PARASECUENCIA G7-2S

La integración de la información sedimentológica, perfiles de pozos y el cubo sísmico, permitieron elaborar un modelo refinado 3D de facies, para la unidad G7-2S. De la información de núcleos, se determinaron sucesiones de barras de meandros y abanicos de roturas embebidos en la llanura de inundación aluvial, con intervalos alterados pedogenéticamente. La calibración de los perfiles de pozos con los núcleos, permitió definir facies de perfiles, identificando y correlacionando los depósitos sedimentarios antes mencionados, dentro de un sistema encadenado de baja amalgamación de rango bajo (Last), que ha sido interpretado para esta parasecuencia.

Los rasgos morfológicos del sistema de sedimentación fueron revelados en los cortes sísmicos proporcionales efectuados en el cubo sísmico 3D. En la interpretación sedimentológica, el sistema sedimentario fluvial meandriforme se ratifica con dichos cortes sísmicos proporcionales. La Figura 17 muestra los rasgos morfológicos de los canales meandriformes, cuya dirección aparente del cinturón de canales es N-S. Los canales son cortados hacia el norte por la Falla Guafita/Caño-Limón, y desaparecen hacia el sur en los límites de la adquisición sísmica. El ancho de los canales es de aproximadamente 100 m (curiosamente el promedio del ancho del río Arauca en el área de estudio). Otro rasgo característico de los sistemas fluviales meandriformes, observado en los cortes sísmicos, fue el estrangulamiento de canales (*oxbow*) como postula MIALL (1996), y que puede ser observado claramente en la parte superior derecha (interpretación sedimentológica) de la Figura 17.

Superponiendo las facies de perfiles sobre el mapa de amplitud sísmica en cortes proporcionales (*stratal slices*), se logró efectuar una interpretación de la posible distribución areal de los cuerpos que conforman la sedimentación de la parasecuencia G7-2S. Observando el modelo refinado de dicha parasecuencia, es evidente la complejidad del sistema sedimentario de canales meandriformes altamente sinuosos, depósitos de barras de meandros y abanicos de rotura, desarrollados dentro de la mencionada parasecuencia (Figura 17).

TORRADO *et al.* (2020) en un estudio sismo/estratigráfico, al norte de la cuenca Los Llanos de Colombia, interpreta usando la técnica de *time-slices* aplicada al cubo de amplitudes/coherencia, numerosos canales meandriformes de alta sinuosidad, en los niveles denominados C1 a C3 de la Formación Carbonera, los cuales muy probablemente correspondan a la parte superior de Guardulio. Asimismo, SAEID *et al.* (2022), publican un estudio del modelo sedimentario de la Formación Carbonera en el piedemonte de la cuenca Los Llanos, donde usan análisis de descomposición espectral en el cubo sísmico 3D, para interpretar características sedimentológicas. Los mencionados autores, para los niveles C3, C4 y C7 de dicha formación, interpretan canales fluviales meandriformes de media a alta sinuosidad, similares a los observados en el presente estudio, aunque no es posible establecer una correlación precisa entre dichos niveles de la Formación Carbonera y las unidades definidas en el Miembro Guardulio.

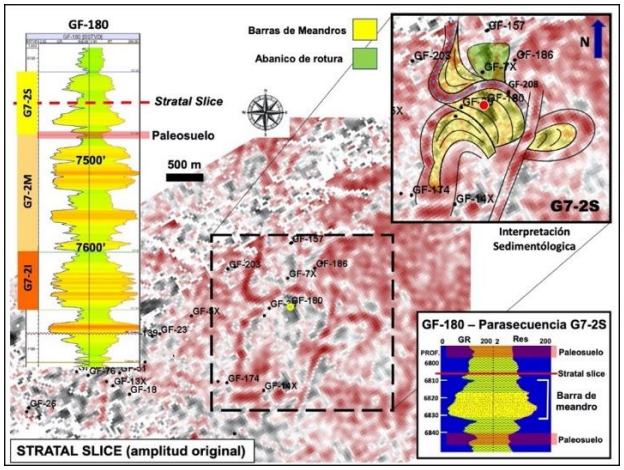

Figura 17*. Integrando la interpretación de núcleos, perfiles de pozos y cortes proporcionales obtenidos de la sísmica 3D, se pueden deducir las relaciones laterales de los elementos del sistema sedimentario. Ejemplo de la identificación de barras de meandro, abanicos de rotura y canales abandonados, en un area alrededor del pozo GF-180 y en un nivel (stratal slice) dentro de la parasecuencia G7-2S*. Fuente: Modificado de RODRÍGUEZ (2012).

La integración del modelado de asociación de facies y el cubo de amplitud sísmica permitió analizar de manera más integral la complejidad de algunos de los yacimientos de la unidad basal de Guardulio (G-7). Con toda esta información RODRÍGUEZ (2012), construyó un geomodelo, cuyo mallado de 10.704.344 celdas, incluyó como piloto únicamente la unidad o conjunto de parasecuencias T5-I debido a que esta era la unidad estratigráfica que poseía mayor cantidad de información. El modelo de facies dentro de este geomodelo utilizó la interpretación sedimentológica previamente mencionada de canales, barras de meandro, abanicos de rotura, llanura de inundación y carbones.

Como ejemplo de esta integración, la Figura 18 muestra una vista en perspectiva del área alrededor de los pozos GF-180 y GF-208, donde se puede comparar el modelado de facies generado dentro del geomodelo, y las amplitudes sísmicas negativas (aplicando un filtro de opacidad) para la parasecuencia G7-2S. Queda en evidencia que la geometría de los cuerpos observados en la sísmica, confirman la interpretación de sistemas meandriformes para la unidad, que corresponden a un sistema de barras de meandros, limitados lateralmente por el último curso de canal, el cual probablemente al ser abandonado, fue relleno con facies arcillosas (amplitudes negativas de la sísmica).

El entendimiento de las dimensiones de los cuerpos sedimentarios, fundamentadas en los datos de núcleos, perfiles y sísmica 3D, permite realizar correlaciones más asertivas y confiables entre dichos cuerpos, así como de la estratigrafía en general, lo cual se traduce en una mejor comprensión del modelo estático y dinámico de los yacimientos de hidrocarburos en el Miembro Guardulio. La aplicación de esta metodología de integración, ayudará a una mejor definición o adecuación de futuras actualizaciones en los planes de explotación. El uso del modelo integrado, también podría contribuir en la elaboración de esquemas de desarrollo utilizando métodos de recuperación secundaria que puedan ser implementados en etapas posteriores de la vida productiva del campo Guafita.

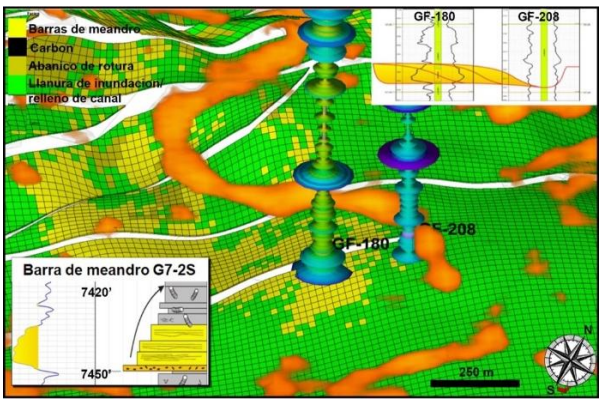

Figura 18*. Vista en perspectiva de los pozos GF-180 y GF-208 integrando el modelado de facies (geomodelo) y el cubo de amplitud sísmica con opacidad de amplitudes positivas para la unidad G7-2S. La imagen en la esquina inferior izquierda muestra la descripción del núcleo y su correspondiente registro (GR), con el desarrollo de una barra de meandro. La imagen en la esquina superior derecha muestra la correlación interpretada entre los pozos GF-180 y GF-208, donde el primero atraviesa un cuerpo arenoso (celdas en amarillo en el geomodelo) interpretado como barras de meandro y el segundo pozo atraviesa depósitos lutíticos correspondientes al posible relleno y abandono del canal.* Fuente: Modificado de RODRÍGUEZ *et al.* (2013).

CONCLUSIONES

Las características sedimentológicas observadas en las secciones de los núcleos de los pozos GF-26, GF-180 y GF-205X, correspondientes al Miembro Guardulio de la Formación Guafita, permitieron reconocer tres asociaciones de facies genéticamente relacionadas: relleno de canal/barra de meandro, abanico de rotura y llanura de inundación. Estas asociaciones de facies sugieren un sistema de sedimentación fluvial de tipo meandriforme para la unidad operacional G7.

Las principales superficies estratigráficas identificadas en núcleos y perfiles son: discordancias, paleosuelos y carbones. Las discordancias limitan el Miembro Guardulio en su tope y base, mientras que los paleosuelos y carbones definen la subdivisión interna.

Los paleosuelos identificados en núcleos pueden ser reconocidos como marcadores lutíticos de baja resistividad, los cuales constituyen superficies claves que pudieron ser correlacionadas para toda el área de estudio usando perfiles de pozos.

El Miembro Guardulio es una secuencia a escala sísmica de segundo orden con solapamiento expansivo en la base y truncamiento en el tope. Se reconocieron tres facies sísmicas o conjuntos de parasecuencias de tercer orden muy características, fueron reconocidas dentro de esta secuencia sísmica, y fueron denominadas de base a tope T5-I, T5M y T5-S.

La unidad T5-I, única analizada en detalle, se compone de cuatro parasecuencias de cuarto orden, denominadas de base a tope como G7-3/4, G7-2I, G7-2M y G7-2S, separadas por intervalos lutíticos alterados pedogenéticamente (paleosuelos), que marcan superficies no depositacionales.

La aplicación de un modelo estratigráfico secuencial no convencional y totalmente descriptivo al Miembro Guardulio, posee grandes ventajas, ya que el análisis del grado de amalgamación por medio del nivel de base estratigráfico, indica ser la metodología más acertada, fácil de aplicar, y que, por su carácter puramente descriptivo, puede ser replicada por otros autores.

Análisis de cortes proporcionales a posibles eventos sísmicos isócronos, permitieron identificar rasgos morfológicos asociados al ambiente de sedimentación fluvial meandriforme para la facies sísmica T5-I. Los canales meandriformes observados en dicha facies sísmica, muestran sinuosidades medias a altas.

La integración de información sedimentológica, perfiles de pozos, interpretación sísmica 3D, modelado de facies y el cubo de amplitud sísmica, permitieron elaborar un modelo de facies 3D refinado para la unidad operacional G7 del Miembro Guardulio en la Formación Guafita.

Resultados detallados como el descrito en este trabajo, permitirán ser aplicados a la comprensión del comportamiento estático y dinámico del Miembro Guardulio en el campo Guafita, con un impacto directo en la adecuación o mejora de los planes de explotación de hidrocarburos, incluyendo etapas futuras de recuperación secundaria.

REFERENCIAS

AAPG 2025. American Association of Petroleum Geologists Wiki. Disponible en: <https://wiki.aapg.org/Sequence_stratigraphy:_hierarchy_of_sequences> (Consulta: 2025, junio 5).

ALLEN, J.R.L. 1970. Studies in fluviatile sedimentation: a comparison of fining upward cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(1): 298–323. <https://pubs.geoscienceworld.org/sepm/jsedres/article-abstract/40/1/298/96325/Studies-in-fluviatile-sedimentation-a-comparison?redirectedFrom=fulltext>

ARMINIO, J.F., YORIS, F., QUIJADA, C., LUGO, J.M., SHAW, D., KEEGAN, J.B. Y MARSHALL, J. 2013. Evidence for Precambrian stratigraphy in graben basins below the Eastern Llanos Foreland, Colombia. *AAPG International Conference and Exhibition*. Abstracts, 35 p. Cartagena. <https://www.researchgate.net/publication/352007167_Evidence_for_Precambrian_Stratigraphy_in_Graben_Basins_below_the_Eastern_Llanos_Foreland_Colombia>

AUDEMARD M., F. E. 1991. *Tectonics of Western Venezuela*., Texas: Rice University. PhD Thesis. 245 pp.

AZPIRITXAGA, I. y CASAS, J. E. 1989. Estudio Sedimentológico de las Formaciones Mirador y Carbonera en el río Lobaterita, Estado Táchira, Venezuela. *Geos, Revista Venezolana de Ciencias de la Tierra,* 29: 1-17.

BAYONA, G., JARAMILLO, C., RUEDA, M., REYES-HARKER, A. & TORRES, V. 2007. Paleocene-middle Miocene flexural margin migration of de nonmarine Llanos Foreland basin of Colombia. *CT&F Ciencia, Tecnología y Futuro*, 3(3): 51-70. <http://scielo.org.co/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0122-53832007000100003>

BEHRENSMEYER, A. K. y TAUXE, L. 1982. Isochronous fluvial systems in Miocene deposits of Northern Pakistan. *Sedimentology*, 29:331-352. <https://www.academia.edu/13001120/Isochronous_fluvial_systems_in_Miocene_deposits_of_Northern_Pakistan>

BERMÚDEZ, M. A., VAN DER BEEK, P. y BERNET, M. 2011. Asynchronous Miocene-Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes. *Geology*, 39(2):139-142. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-abstract/39/2/139/130493/Asynchronous-Miocene-Pliocene-exhumation-of-the?redirectedFrom=fulltext>

BERNAEZ, A. 2010. *Interpretación sísmica 3D estructural en el Campo Guafita, Edo. Apure, Venezuela*. Informe de pasantía no publicado. Universidad Simón Bolívar

BRISTOW, J. D. 1986. *The geology of Guafita field Apure state, Venezuela. Informe Técnico Corpoven. 30 pp.* Informe Técnico Corpoven. 30 pp.

CANT, D. J. 1992. Subsurface facies analysis, in *Facies Models, Response to Sea Level Changes*, eds R. G. Walker and N. P. James, Geological Association of Canada, 27–45.

CASAS, J., GONZÁLEZ M., y MARFISI, N. 2007. Interpretación de facies genéticas en pozos verticales/inclinados/horizontales y su integración en el modelo geológico. Formación Oficina, Campo Sincor, Bloque Junín, Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. *IX Congreso Geológico Venezolano*. Caracas. Octubre 21-25. <https://www.researchgate.net/publication/249657392_Interpretacion_de_facies_geneticas_en_pozos_verticalesinclinadoshorizontales_y_su_integracion_en_el_modelo_geologico_Formacion_Oficina_Campo_Sincor_Bloque_Junin_Faja_Petrolifera_del_Orinoco_Venezuela>

CASAS, J. 2022. *Reporte geológico final del pozo Ripit-1, Arauca, Colombia*. Telpico Colombia, Reporte interno, 42 pp.

CATUNEANU, O. 2006. *Principles of sequence stratigraphy*., Elsevier. 375 pp.

CATUNEANU, O. 2017. Sequence stratigraphy: Guidelines for a standard methodology. *Stratigraphy and Timescales*, 2: 1-57. <https://doi.org/10.1016/bs.sats.2017.07.003>

CATUNEANU, O. 2022. *Principles of Sequence Stratigraphy*. 2º ed. Elsevier, 486 pp.

CHACÍN, E., ESTEVES, A. y ÁNGEL, F. 2008. Búsqueda de hidrocarburos en la Formación Escandalosa del período Cretácico en el Campo Guafita, Cuenca de Barinas-Apure, Venezuela. *GeoTemas*, 10: 1505-1508. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=9029152>

CHALCO, A., GUEVARA, J. y CHUNG, J. 1997. Paleosoils as a correlation tool in the Marañón Basin. *Memorias del VI Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Cartagena de Indias. Septiembre 14-17, Vol. 1, 187-192.

CHIGNE, N. Y HERNÁNDEZ, L. 1993. Guafita Field-Venezuela, Barinas-Apure Basin, Apure State. *AAPG Special Volumes*, Volume TR: Structural Traps VIII: 231-253

CLEVELAND, M. N. y MOLINA, J. 1990. Deltaic reservoirs of the Caño Limón field, Colombia, South America in. *Sandstone Petroleum Reservoirs* (pp. 281-315) Springer-Verlag.

CORPOVEN 1985. Guafita 5X: El pozo más productivo descubierto en Apure. *Revista Corpovoz, Corpoven*, 3-5.

DAHLE, K., FLESJA, K., TALBOT, M.R. y DREYER, T. 1997. Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa Basin, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). Resumen, *Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology,* Cape Town, South Africa, 46 pp.

DE LIMA, I., VÁSQUEZ, J., JOUVAL, J., PÉREZ, A. y RESA, J. 2007. *Informe sedimentológico y bioestratigráfico del pozo GF-205X, Estado Apure, Venezuela*. Pdvsa Reporte Interno, 37 pp.

DI GIACOMO, E. 1985. Acritarcos de la Formación Carrizal, área de Zuata – Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela Oriental. *V Congreso Geológico Venezolano*, 503-529.

FERNÁNDEZ, J. 2017. *Detailed study and evaluation of the oil potential from the Guadalupe formation: An oil field In Arauca, Colombia*. Universidad de Los Andes, Tesis no publicada, 40 pp.

GONZÁLEZ DE JUANA, C. ITURRALDE, J. y PICARD, X. 1980. *Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas*. Ed. Foninves, Caracas, Tomo II: 415-420.

HAMILTON, D. S. y TADROS, N. Z. 1994. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in nonmarine basins: an example from the Gunnedah Basin, Australia. *AAPG Bulletin*, 78(2): 267-28.

HE, Y. y ZENG, H. 2013. Chronostratigraphy at the seismic scale: Rethinking Vail *et al*.'s basic assumption. Paper presented at the 2013 *SEG Annual Meeting*, Houston, Texas, September. Paper Number: SEG-2013-0777.

HENAO, N. y HERNÁNDEZ, M. 2006. *Modelo sedimentológico de los yacimientos G7-2 superior, medio e inferior Campo Guafita Sur, área Apure*. Mérida: Universidad de los Andes. Trabajo de grado no publicado, 128 pp.

HIGGS, R. 1997. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia: Discussion. *AAPG Bull*etin. 81(8): 1330-1331. <https://www.researchgate.net/publication/249896522_Basin_Development_and_Tectonic_History_of_the_Llanos_Basin_Eastern_Cordillera_and_Middle_Magdalena_Valley_Colombia_Discussion>

JARAMILLO, C., RUEDA, M., BAYONA, G., SANTOS, C., FLOREZ, P. y PARRA, F. 2009. Biostratigraphy breaking paradigms: Dating the Mirador formation in the Llanos basin of Colombia. *SEPM Special Publication* 93: 29-40. <https://www.researchgate.net/publication/267637831_Biostratigraphy_Breaking_Paradigms_Dating_the_Mirador_Formation_in_the_Llanos_Basin_of_Colombia>

JASPE, J. 2004. *Generación de Modelos de Basamento de los Arcos de Arauca y Mérida en la Cuenca Barinas-Apure a través de integración de datos Geofísicos*. Caracas: Universidad Central de Venezuela. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Tesis de Grado no publicada, 127 pp.

KISER, G. D. 1997. Notas geológicas sobre datos inéditos de Barinas, Apure y el frente de montañas. *Servigeomin*, 18(31): 135-147.

LÓPEZ, L. y LO MONACO, S. 2011. Geoquímica de crudos de la sub-cuenca de Barinas, Venezuela. *Boletín de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales,*. LXXI, 2: 9-27. <https://acfiman.org/wp-content/uploads/2023/03/bacfiman71.2.9.pdf>

LUGO, J. y MANN, P. 1995. Jurassic–Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela. *AAPG Memoir 62*. 699-725 p.

McCOLLOUGH, C.N. 1990. Caño Limón field, Llanos Basin, Colombia. *In Structural traps II: Traps associated with tectonic faulting* (treatise of Petroleum Geology Atlas of Oil and Gas fields. Beaumont) *AAPG Special Volume* 65-93.

MARRIOTT, S. B., y WRIGHT, V. P. 1993. Paleosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstones alluvial suites, South Wales. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 1109–1120. <https://www.lyellcollection.org/doi/abs/10.1144/gsjgs.150.6.1109>

MARTINSEN, O., RYSETH, A., HELLAND-HANSEN, W., FLESCHE, H., TORKILSEND, G y IDIL, S. 1999. Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW, Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46: 235-259.

MIALL, A. D. 2002. Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *AAPG Bulletin*, 86(7): 1201–1216. <https://pubs.geoscienceworld.org/aapg/aapgbull/article/86/7/1201/40000/Architecture-and-Sequence-Stratigraphy-of>

MIALL, A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. 4ta ed. Berlin: Springer. 582 pp.

MIALL, A. D. 1992. Alluvial Deposits, In: Walker, R. G. y James, N. (eds.) *Facies Models*. GeoText1. 119 pp.

MITCHUM, R. M. y VAN WAGONER, J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131–160. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/1991SedG...70..131M/abstract>

MITCHUM, R. M. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. *AAPG Memoir 26*. 205–212.

MOYA, E., ABUD, J. y HERNÁNDEZ, J. 1989. Geological study of Guafita Field Reservoirs, Apure Basin, Southwestern Venezuela. *AAPG Annual Convention*, Abril 23-26 <http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/1989/annual/abstracts/0394b.htm>

MULLER, J., DI GIACOMO, E. y VAN ERVE, A. 1987. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of *Northern* South America. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, Contribution Series 19: 7-76.

ORTEGA, J. F., VAN ERVE, A. y DE MONROY, Z. 1987. Formación Guafita: Nueva unidad litoestratigráfica del Terciario en el subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure, Venezuela Suroccidental. *Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos*, 31: 9-35.

OSTOS, M. y YORIS, F. 1997. *WEC Evaluación de Pozos, Capítulo 1: Geología de Venezuela*. Caracas: Schlumberger, 44 pp.

PARNAUD, F., GOU, Y., PASCUAL, J. C., CAPELLO, M. A., TRUSKOWSKI, I. y PASSALACQUA, H. 1995. Stratigraphic synthesis of Western Venezuela: Petroleum basins of South America. *AAPG Memoir 62*. 681-698 pp.

PORTILLA, A. 2000. The Arauca, Mérida and El Baúl Arches in the Barinas-Apure Basin, Western Venezuela: New evidences related to their existence and importance in hydrocarbon exploration. *AAPG Annual Convention*, New Orleans, Louisiana. Abstract. <https://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2000/annual/abstracts/0534.htm>

POSAMENTIER, H.W.y ALLEN, G. P. 1999. *Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 7, 210 pp.

POSAMENTIER, H.W.y VAIL, P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea-level Changes: An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, 42: 125-154.

RETALLACK, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. *GSA Special Papers* 216: 1-19. <https://www.researchgate.net/publication/230891340_Field_recognition_of_paleosols>

RODRÍGUEZ, E. 2012. *Estratigrafía secuencial del Miembro Guardulio, campo Guafita, Cuenca Barinas-Apure*. Caracas: Universidad Central de Venezuela. Tesis de Maestría no publicada. 122 pp.

RODRÍGUEZ, E., ANGEL, F. y CASAS, J. 2013. Modelado de Facies Fluviales en la Unidad Operacional G7, Campo Guafita Sur, Venezuela Surocciodental. *I Congreso Petrolero SPE-UNELLEZ* (Abstracts), 1-7.

SAEID, E., KENDALL, C., KELLOG, J., DE KEYSER, T., HAFIZ, I., ALBESHER, Z. y MARTÍNEZ, J. 2022. A depositional model for the Carbonera Formation, Llanos Foothills, Colombia, from workflow of a sequence stratigraphic framework and interpretation from well-log stacking patterns, well cuttings, and three-dimensional seismic spectral decomposition. *AAPG Bulletin*. 106(2): 321-353. <https://www.researchgate.net/publication/357579163_A_depositional_model_for_the_Carbonera_Formation_Llanos_Foothills_Colombia_from_workflow_of_a_sequence_stratigraphic_framework_and_interpretation_from_well_log_stacking_patterns_well_cuttings_and_thre>

SHANLEY, K. W. y McCABE, P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, 78:544–568. <https://archives.datapages.com/data/bulletns/1994-96/data/pg/0078/0004/0500/0544.htm?doi=10.1306%2FBDFF9258-1718-11D7-8645000102C1865D>

SHANLEY, K. W. y McCABE, P. J. 1998. Relative role of eustasy, climate and tectonism in continental rocks: an introduction. In: Shanley, K.W. and McCabe, P.J. (Eds), Relative Role of Eustasy, Climate and Tectonism in Continental Rocks. *SEPM Special Publication*, iii.

SHANLEY, K. W., MCCABE, P. J. y HETTINGER, R. D. 1992. Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequence stratigraphy. *Sedimentology*, 39(9): 905-930.

SMITH, J., HASIOTIS, S., KRAUS, M. y WOODY, D. 2008. Naktodemasis bowni: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Paleontology*, 82(2): 267-278. <https://www.cambridge.org/core/journals/journal-of-paleontology/article/abs/naktodemasis-bowni-new-ichnogenus-and-ichnospecies-for-adhesive-meniscate-burrows-amb-and-paleoenvironmental-implications-paleogene-willwood-formation-bighorn-basin-wyoming/276033A113EA49435482BFF1564E0A21>

TIPPER, J. C. 1993. Do seismic reflections necessarily have chronostratigraphic significance? *Geological Magazine*, 130(1): 47-55. <https://www.cambridge.org/core/journals/geological-

magazine/article/abs/do-seismic-reflections-necessarily-have-chronostratigraphic-significance/7D6639A6A52171B6046438096BFE7A6C>

TORRADO, L., CARVAJAL, L., 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: 1-27 <https://www.researchgate.net/publication/340803317_Integrated_seismic_and_well-log_analysis_for_the_exploration_of_stratigraphic_traps_in_the_Carbonera_Formation_Llanos_foreland_basin_of_Colombia>

UJUETA, G. 1993. Arcos y lineamientos de dirección noroeste-sureste en las cuencas subandinas de Venezuela y Colombia. *Geología Colombiana*, 18: 95-106.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., JR., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMPSON, S., III., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. y HATLEILID, W.G., 1977a. Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E. Payton (Editor), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration. *AAPG Memoir* 26: 49-212.

VAIL, P. R., MITCHUM R.M. JR., y THOMPSON III, S. 1977b. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 3. Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. *AAPG Memoir* 26, 63-81

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTIT, T. S., y HARDENBOL, J. 1988. An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A., and Van Wagoner, J. C. (Eds.), Sea Level Changes – An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*. 42: 39-45.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. y RAHMANIAN, V. D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *AAPG Methods in Exploration Series 7*. 55 pp.

ZENG, H. 2010. Stratal slicing: Benefits and challenges. *The Leading Edge*, 29(9): 1040-1047. <https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.3485764>