

ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA Y POSIBLE SISTEMA PETROLERO EN EL CARIBE SUR-CENTRAL DE VENEZUELA

SEISMIC STRATIGRAPHY AND POSSIBLE PETROLEUM SYSTEM IN THE SOUTH-CENTRAL CARIBBEAN OF VENEZUELA

José A. Margotta^a, Redescal Uzcátegui^{b}, Isbelia Durán^c*

RESUMEN

En el Caribe sur-central de Venezuela se establecieron 5 sismosecuencias que yacen sobre un basamento ígneo-metamórfico y están separadas por discordancias de extensión regional. Las sismosecuencias son: Eoceno medio-Eoceno superior, Eoceno superior-Mioceno inferior, Mioceno inferior-Mioceno medio, Mioceno medio-Plioceno y Pleistoceno.

Se propone un sistema petrolero especulativo en el área, en el cual: 1) las lutitas del Eoceno presentan buenas características como roca generadora; 2) las rocas reservorio se pueden localizar en rocas del Mioceno inferior y Plioceno; 3) los sellos regionales son lutitas del Mioceno superior y Plioceno, mientras que los sellos locales son arcillas que colman el relleno de canales; 4) las trampas estratigráficas son canales submarinos ubicados en las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste, y 5) las trampas estructurales son pliegues asociados a fallas normales, estructuras anticlinales formadas a partir de la reactivación inversa de fallas normales y estructuras asociadas a diapiros de lodo.

ABSTRACT

Five second order seismic sequences are established in the central Caribbean of Venezuela, these seismic sequences lie on an igneous-metamorphic basement and are separated by regional unconformities. They are: Middle Eocene-Upper Eocene, Upper Eocene-Lower Miocene, Lower Miocene-Middle Miocene, Middle Miocene-Pliocene, and Pleistocene.

A speculative petroleum system is proposed in the area, Eocene shales show good characteristics as source rocks, while the potential reservoir rocks can be located at various intervals from Lower Miocene to Pliocene. A regional seal is comprised by Upper Miocene and Pliocene shales, whereas local seals may exist as shales acting as cap rocks in submarine channels. Stratigraphic traps are submarine channels located in the center of the Bonaire and La Blanquilla west basins. Structural traps are folds associated with normal faults, anticline folds that were formed during northeast Falcon sub-basin and Bonaire basin partial inversion, and mud diapirs located to the south of the central Caribbean of Venezuela.

Palabras clave: Estratigrafía sísmica, Falcón noreste, Bonaire, La Blanquilla oeste, Tuy-Cariaco, sistema petrolero, hidrocarburos.

Keywords: Seismic stratigraphy, Northeast Falcon, Bonaire, West La Blanquilla, Tuy-Cariaco, petroleum system, hydrocarbons.

1. Introducción

Luego del descubrimiento de importantes yacimientos de gas natural y sus condensados en el golfo de Venezuela y en la plataforma Deltana, todas las áreas marítimas de Venezuela se identifican como áreas prospectivas para hidrocarburos [1]. En este sentido, el análisis sismoestratigráfico es un método

que permite establecer la arquitectura regional de una cuenca mediante la observación de los patrones de apilamiento vertical de los sedimentos a escalas por encima de la resolución sísmica. La estratigrafía sísmica es ampliamente utilizada en zonas de frontera exploratoria, donde la información geológica y geofísica es escasa. El presente trabajo busca establecer un marco sismoestratigráfico que explique la arquitectura y los

- a. GB Cinco Ambiental, La Reina, Santiago, Chile, jmargotta@gmail.com.
- b. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela, rutzategui@usb.ve. *Autor de correspondencia.
- c. PDVSA-INTEVEP, Los Teques, Venezuela, duraniv@pdvsa.com.

procesos regionales de sedimentación ocurridos durante el Cenozoico en el Caribe sur-central de Venezuela (Figura 1).

El área de estudio, que se denomina en este trabajo Caribe sur-central (CSC), se encuentra ubicada entre $68^{\circ}13'0''\text{O}$ y $65^{\circ}10'0''\text{O}$ de longitud y $10^{\circ}40'0''\text{N}$ y $11^{\circ}45'0''\text{N}$ de latitud y abarca aproximadamente 30.000 km^2 (Figura 1). Incluye la parte oriental de la subcuenca de Falcón noreste, la cuenca de Bonaire, el occidente de la cuenca de La Blanquilla oeste y la parte noroccidental de la cuenca Tuy-Cariaco que abarca la fosa de Cariaco y el alto de la Tortuga. Todas estas cuencas se encuentran dentro de la zona de interacción de las placas Caribe y suramericana que se extiende desde el borde norte del continente hasta el cinturón de islas al norte de Venezuela [3, 8, 9, 10, 11].

Para este trabajo se interpretaron aproximadamente 1.000 km de información sísmica 2D distribuida en 9 líneas obtenidas entre los años 1975 y 1980, con registros que van desde 0 a 8 segundos y calidad regular. De igual forma se utilizó la información disponible de núcleos, ripios de perforación y datos bioestratigráficos adquiridos en los pozos A, B, C y D (Figura 1) [12].

2. Marco geológico

La placa Caribe muestra en su configuración actual una serie de provincias geológicas, zonas de subducción, complejos de arcos de islas y terrenos tectónicos acrecionados que describen una compleja historia geológica. Algunos investigadores consideran que la placa Caribe tiene un origen interamericano de carácter autóctono o parautóctono [13, 14],

[15, 16, 17, 18]. Sin embargo, la mayoría de los autores proponen que la separación de las placas suramericana y norteamericana durante el Jurásico temprano dio lugar a la formación de la corteza oceánica conocida como Proto-Caribe, mientras que la placa Caribe se encontraba al oeste de su posición actual [9, 19, 20, 21, 22, 23].

A partir del Paleoceno, ambos modelos coinciden en que la deformación en el límite de placas es debido a convergencia oblicua y que en la placa suramericana es diacrónica en dirección hacia el este [13, 17]. La geometría del basamento, los patrones sedimentarios y las estructuras cenozoicas descritas en este trabajo se pueden explicar en ambos escenarios, por lo tanto, los datos utilizados no permiten escoger entre estos dos modelos.

La subcuenca de Falcón noreste y las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste (Figura 1) se desarrollaron a partir del Eoceno medio-tardío sobre un basamento ígneo-metamórfico deformado de edad Cretácico temprano [24] y su formación se intenta explicar mediante dos hipótesis. La primera propone un origen a partir de cuencas de transtensión, generadas en el Eoceno medio como consecuencia del choque de oeste a este de la placa Caribe con la placa suramericana. Este modelo transtensivo sugiere la presencia de sistemas de fallas transcurrentes de gran extensión, tales como Oca, Boconó-San Sebastián y El Pilar, mediante los cuales se intenta balancear cientos de kilómetros de desplazamiento destral de corteza y la generación de una fuerte subsidencia para depositar los rellenos cenozoicos al norte de Venezuela [25, 26, 27, 28].

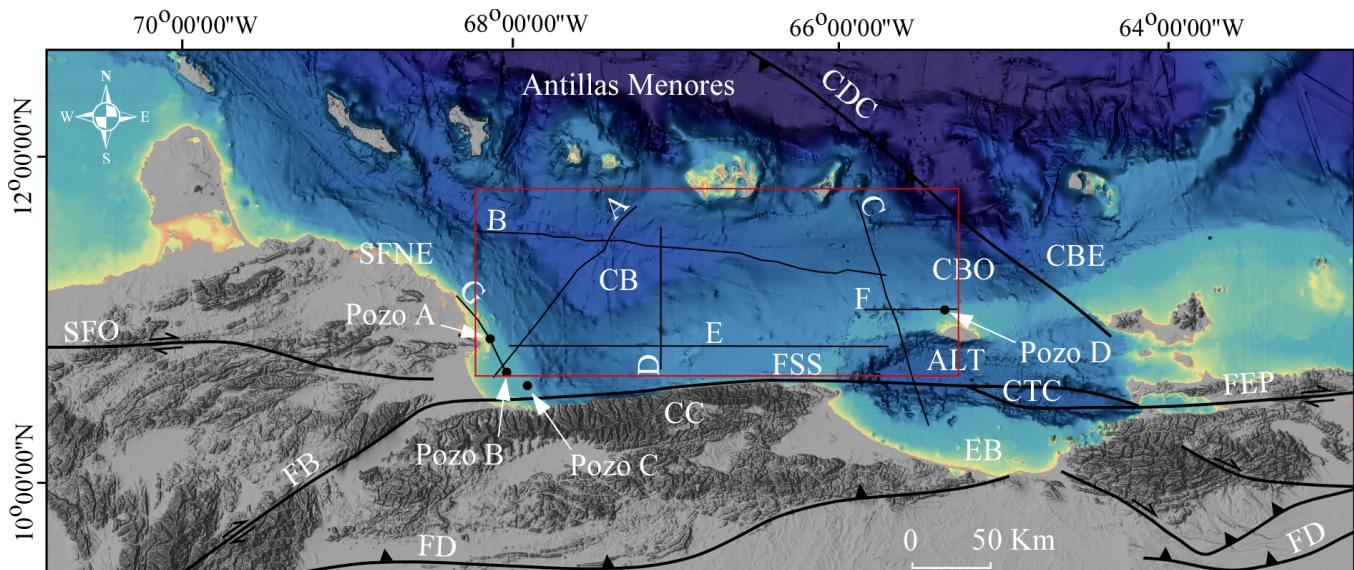


Figura 1. Caribe sur-central de Venezuela con las cuencas sedimentarias, estructuras principales y ubicación de líneas sísmicas y pozos. SFNE: subcuenca de Falcón noreste, CB: cuenca de Bonaire, CBO: cuenca de La Blanquilla oeste, CBE: cuenca de La Blanquilla este, CTC: cuenca Tuy-Cariaco, CC: cordillera de La Costa, EB: ensenada de Barcelona, ALT: alto de La Tortuga, SFO: sistema de fallas de Oca, FB: falla de Boconó, FSS: falla de San Sebastián, FEP: falla de El Pilar, CDC: cinturón deformado del Caribe, FD: frente de deformación. Rectángulo rojo: área de la figura 12. Modificado de [2, 3, 4, 5, 6], imagen base tomada de [7].

Una segunda hipótesis propone la formación a partir del Eoceno de cuencas detrás de arco con orientación este-oeste, en un escenario de subducción y colisión oblicua del frente de deformación, con emplazamiento al sur y diacrónico al este de bloques discretos sobre fallas con dirección noroeste-sureste. Este modelo propone que Falcón, Bonaire y todas las sucesiones sedimentarias hasta la cuenca de Granada (Figura 1) pertenecen al mismo sistema de cuencas detrás del arco asociadas al Gran Arco Caribe [10, 29, 30].

Para el Mioceno medio, el avance hacia el sureste del frente de deformación en el occidente de Venezuela causa la inversión total o parcial de las cuencas de Falcón y Bonaire [31]. A partir del Mioceno medio, los desplazamientos transcurrentes a lo largo de los sistemas de fallas rumbo deslizantes que dominan en la actualidad la tectónica del borde norte de Venezuela desarrollan estructuras transtensivas por colapso extensional como la cuenca Tuy-Cariaco [6, 31] (Figura 1).

3. Bioestratigrafía

Para este trabajo se utiliza como guía el pozo D ubicado al norte de la isla La Tortuga (Figura 1). La información bioestratigráfica se basó en una compilación de los estudios realizados en el área a principios de los años ochenta [32, 33, 34] y en trabajos más recientes con los que se estableció el marco cronoestratigráfico del área [35, 36, 37]. Las zonas de foraminíferos se establecieron según [38, 39, 40], las de nanofósiles según [41, 42] y las de palinomorfos según [43] (Figura 2). Los eventos asociados a foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo fueron útiles para la determinación de edades en el pozo, pero, dadas las características marinas del intervalo, el aporte del estudio de las muestras desde el punto de vista palinológico no fue de gran relevancia en cuanto a las dataciones. Sin embargo, las curvas de abundancia de las asociaciones de dinoflagelados presentadas conjuntamente con las curvas de abundancia y diversidad, tanto de foraminíferos

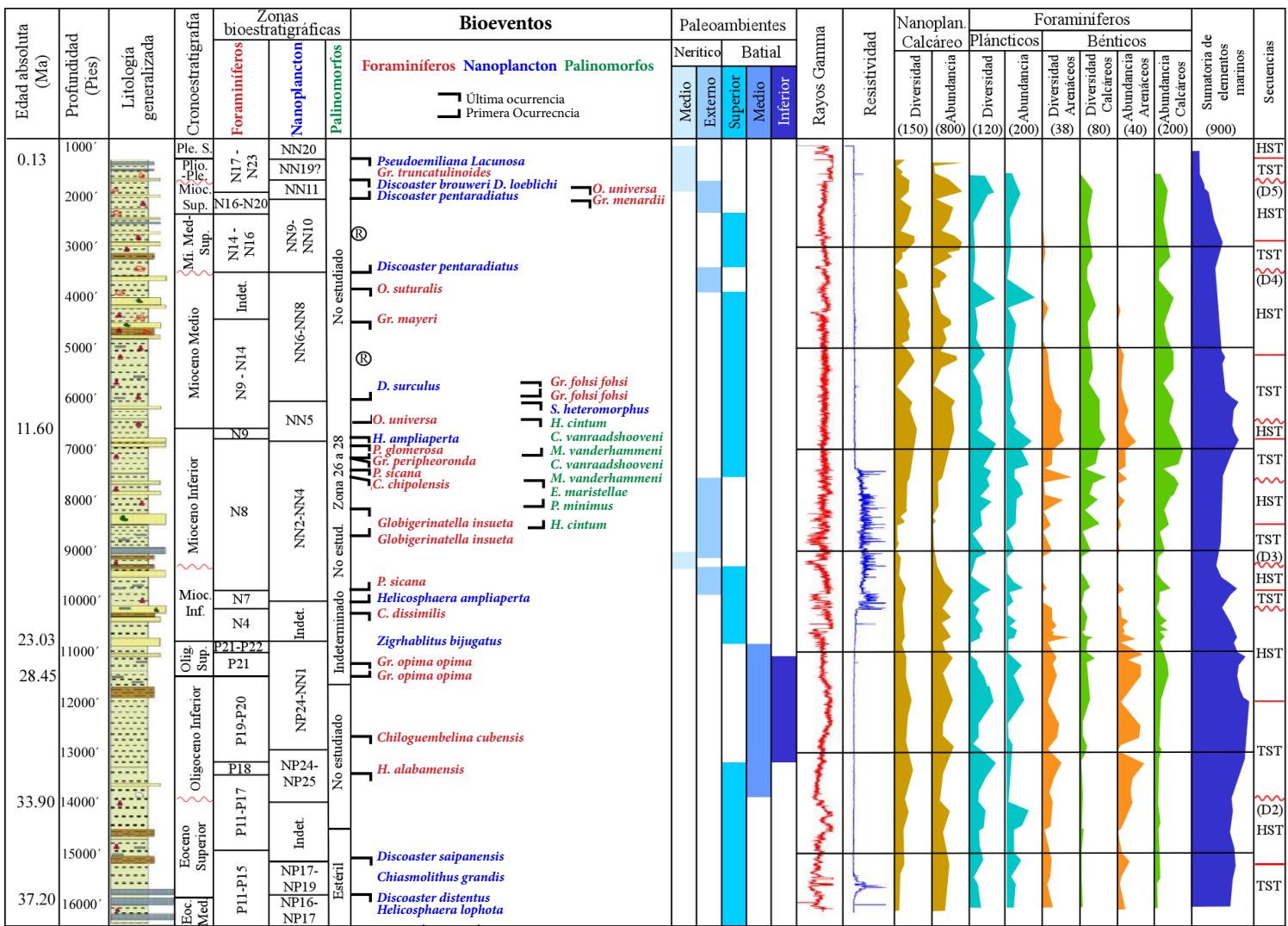


Figura 2. Cronoestratigrafía del pozo D. Las zonas de foraminíferos se establecieron según [38, 39, 40], las de nanofósiles según [41, 42] y las de palinomorfos según [43], tiempo geológico según [44]. Para cada grupo de organismos se muestra entre paréntesis los valores máximos de diversidad y abundancia. En la columna Secuencias se indica la ubicación de los límites de secuencia D2, D3, D4 y D5. *: Retrabajado, HST: Sistema de Nivel Alto, TST: Sistema Transgresivo.

como de nanoplanton calcáreo, permitieron identificar los posibles niveles de máxima inundación e inferir los posibles límites de secuencia ubicados en las líneas sísmicas.

4. Descripción de unidades

En el CSC se establecieron 5 sismosecuencias de segundo orden que conforman el relleno sedimentario del área, con base en la identificación de discordancias regionales, sus atributos físicos y relaciones geométricas y cronoestratigráficas. Las secuencias de segundo orden corresponden a cambios mayores en el balance entre el espacio de acomodación y la sedimentación que incluye a todos los rellenos sedimentarios de la cuenca, sin tomar en cuenta su origen y duración [45]. El registro estratigráfico abarca desde el Eoceno hasta el Reciente, los sedimentos más antiguos están datados a partir del Eoceno medio [5, 34, 46, 47] y descansan sobre un basamento continental de edad Cretácico, identificado en afloramientos ubicados en las islas y en el continente [34, 48, 49].

Los topes de estas secuencias están representados por discordancias y sus superficies correlativas correlacionadas en todas las líneas sísmicas e identificadas en los pozos del área (Figura 1). En zonas donde los depocentros están separados por bloques del basamento y no existe control de pozo, aumenta la incertidumbre de las superficies interpretadas (Figuras 3, 4). Localmente, dentro del Neógeno y hacia los altos estructurales, es posible reconocer discordancias de orden menor que indican la ocurrencia de varios períodos de erosión o no deposición. Sin embargo, con los datos disponibles es difícil establecer el origen de estas discontinuidades (Figura 5).

4.1 Basamento Cretácico

Sobre esta unidad reposan todos los sedimentos del Paleógeno y Neógeno, su tope es la discordancia basal (D1). Esta discontinuidad está representada por un conjunto de reflectores con un fuerte contraste de impedancias donde es común el fallamiento extensional y de rumbo (Figura 6);

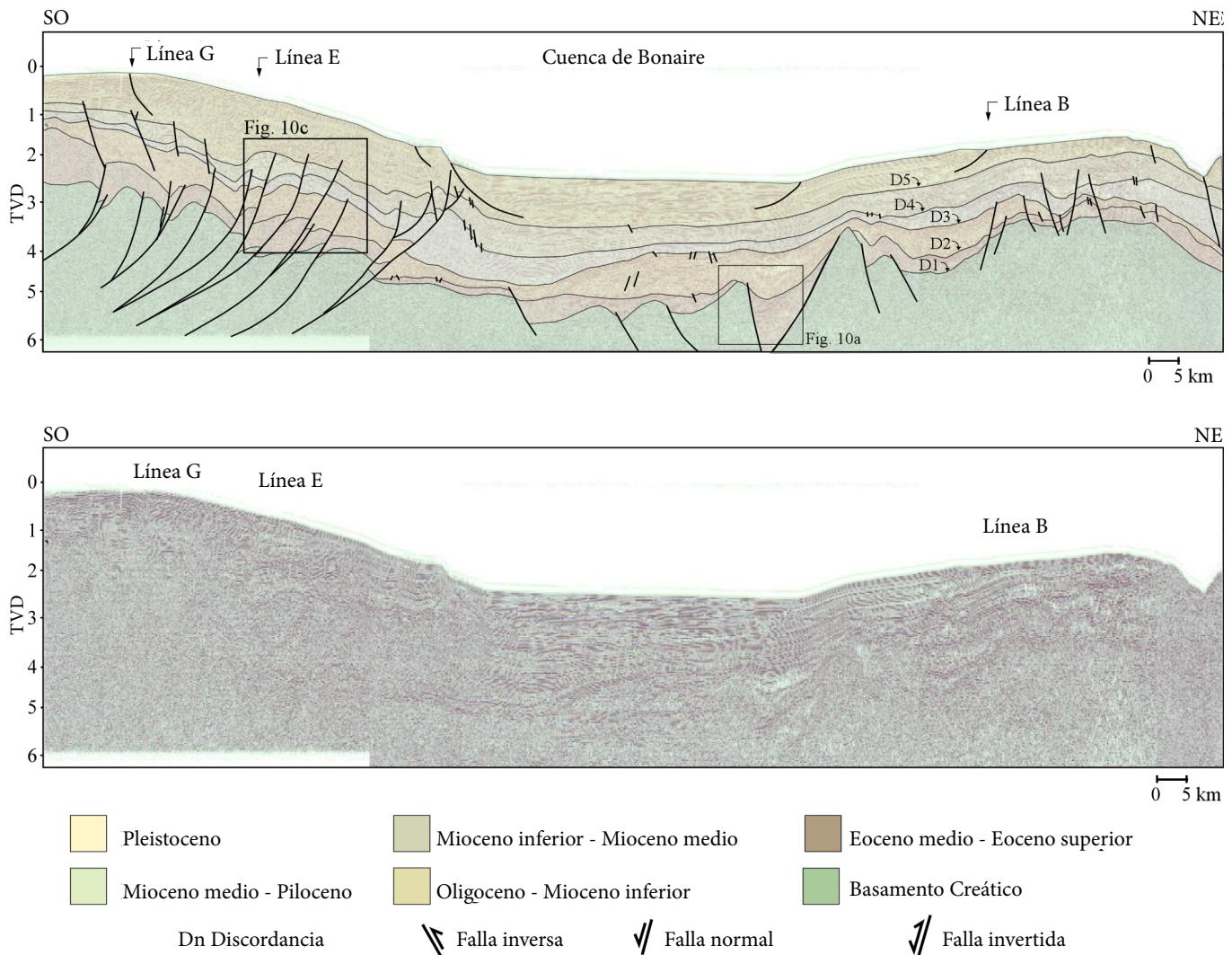


Figura 3. Línea sísmica A. Esta sección muestra que la inversión más intensa ocurre al suroeste del área, donde aún hay fallas activas. En esta parte del CSC la deformación es diacrónica en dos direcciones, al noroeste como lo muestra la formación de fallas inversas más jóvenes hacia la cuenca y hacia el este debido al movimiento destral de la placa Caribe (ver Figura 1 para la ubicación de las líneas sísmicas).

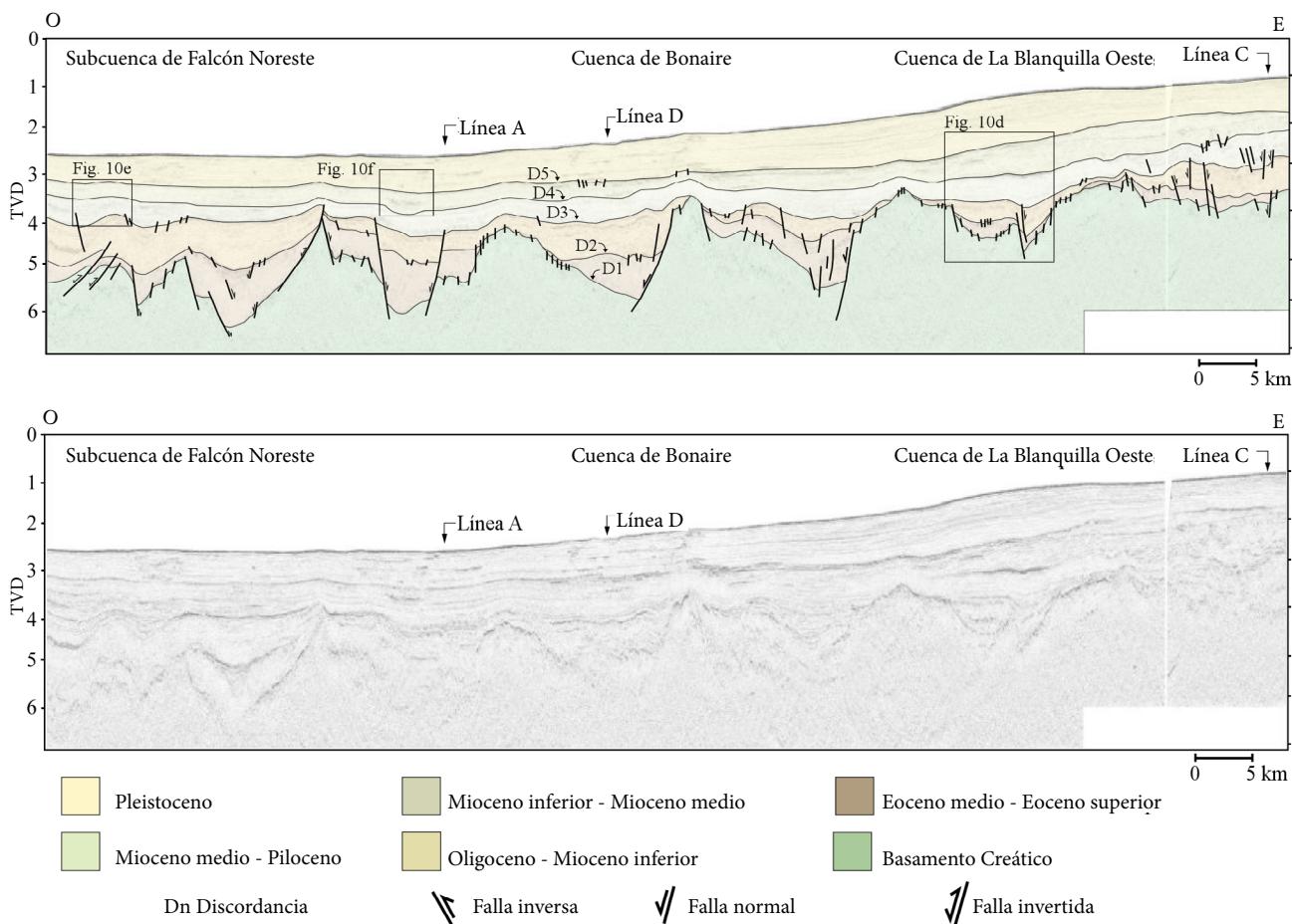


Figura 4. Línea sísmica B. Al oeste del área se observan pulsos de inversión leves de la subcuenca de Falcón noreste durante el Mioceno temprano. A partir del Mioceno medio existe continuidad entre las cuencas de Falcón noreste, Bonaire y La Blanquilla oeste.

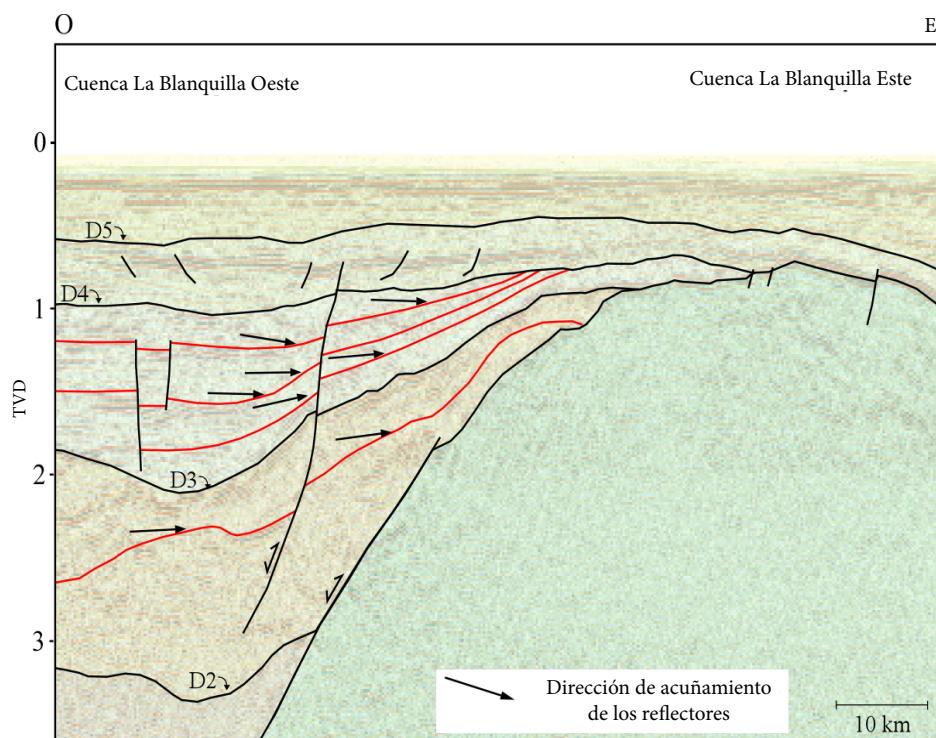


Figura 5. Discordancias locales reconocidas sobre la línea F. La presencia de discordancias menores en el Mioceno inferior-Mioceno medio indica la ocurrencia de varios períodos de erosión o no deposición, probablemente debido a la extensión regional del tectonismo.

sin embargo, hacia el suroeste del área estudiada, esta discordancia coincide con zonas dominadas por fallas inversas que sobreponen el basamento sobre estratos cenozoicos (Figura 3).

Las unidades geológicas equivalentes al basamento, presentes bajo las sucesiones sedimentarias cenozoicas en el CSC, se encuentran expuestas en la cordillera de La Costa, las penínsulas de Paraguaná y Araya-Paria y en casi todas las islas del norte de Venezuela [46, 48, 49, 50]. El origen de este basamento aún se investiga, algunos autores lo correlacionan con el Complejo de Villa de Cura, un sistema de subducción Cretácico con afinidad de arco de isla [51]; mientras que otros lo asocian con el Complejo de

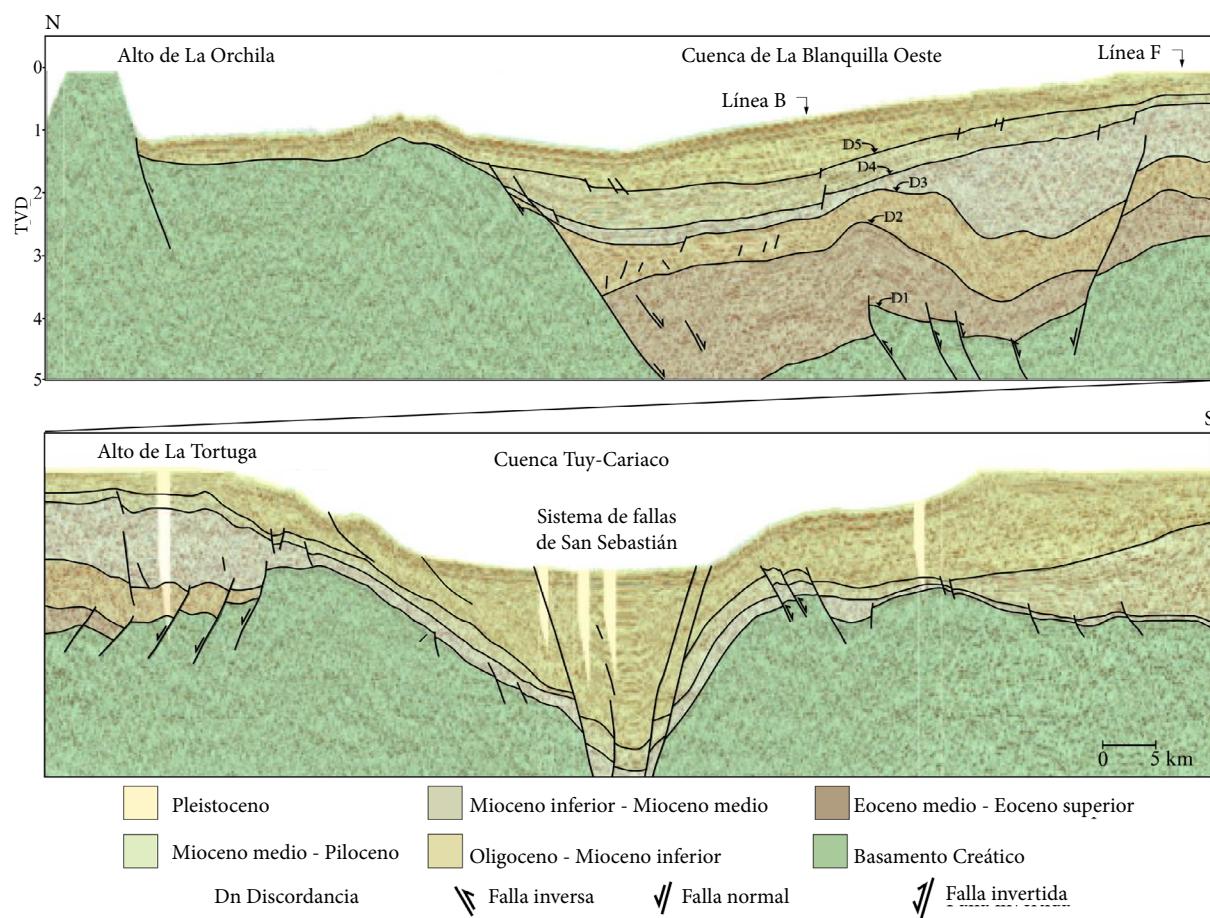


Figura 6. Línea sísmica C. Sobre esta línea las cuencas de La Blanquilla oeste y Tuy-Cariaco están separadas por la prolongación hacia el oeste del alto de La Tortuga. La sedimentación en la cuenca de La Blanquilla oeste ocurre a partir del Eoceno medio, mientras que en Tuy-Cariaco comienza durante el Miocene temprano.

Loma de Hierro, rocas con afinidad MORB (*mid-ocean ridge basalt*) de edad Jurásico tardío - Cretácico temprano [5] o lo consideran una unidad independiente de afinidad oceánica y edad Cretácico tardío [17].

En esta unidad el estilo estructural antes de la tectónica de inversión es de estratos con buzamientos leves y fallas planas rotadas durante la extensión, que disminuyen su buzamiento en profundidad. En algunos casos la reactivación de fallas normales del basamento forma sistemas de fallas inversas imbricadas [52], con vergencia general al noreste, que alcanzan niveles estratigráficos del Miocene medio al Plioceno e incluso del Pleistoceno, como se muestra en la línea sísmica E (Figuras 7 y 8).

4.2 Sismosecuencia Eoceno medio-Eoceno superior

Esta unidad yace directamente sobre el basamento acústico y está limitada en el tope por una superficie discordante regional datada dentro del Eoceno tardío (D2) (Figura 2). Esta discordancia se encuentra definida por solapamiento, truncamiento y acuñamiento de los reflectores y, aunque la forma del reflector es bastante simple, muestra en ocasiones fuertes variaciones laterales en el contraste de impedancias.

La secuencia del Eoceno medio-Eoceno superior está caracterizada por facies sísmicas caóticas, divergentes, imbricadas y transparentes. Las facies caóticas y divergentes son comunes en los altos estructurales, las facies imbricadas se encuentran asociadas a las partes de pendiente baja, generalmente hacia el centro de la cuenca de Bonaire, y las transparentes ocurren en zonas donde dominan litotipos arcillosos, principalmente al sur de la cuenca de Bonaire (Figura 8).

La descripción de núcleos tomados en los pozos B y C y ripios de perforación de los pozos A y D (Figura 1) indican un predominio de litotipos arcillosos en esta secuencia [12]. En la subcuenca Falcón noreste, la parte inferior está formada por lutita ligeramente metamorfizada y algunos niveles de materia orgánica biodegradada, mientras que el tope es levemente carbonático. Hacia la cuenca La Blanquilla oeste, la base de la secuencia es una intercalación de calizas de distintas texturas y lutitas, mientras que, hacia el tope, domina la presencia de lutita. Esta unidad se interpreta como un sistema transgresivo (TST). En estos sistemas se pueden desarrollar múltiples litofacies según la posición relativa del nivel del mar y la tasa de aporte sedimentario; sin embargo, predominan sedimentos

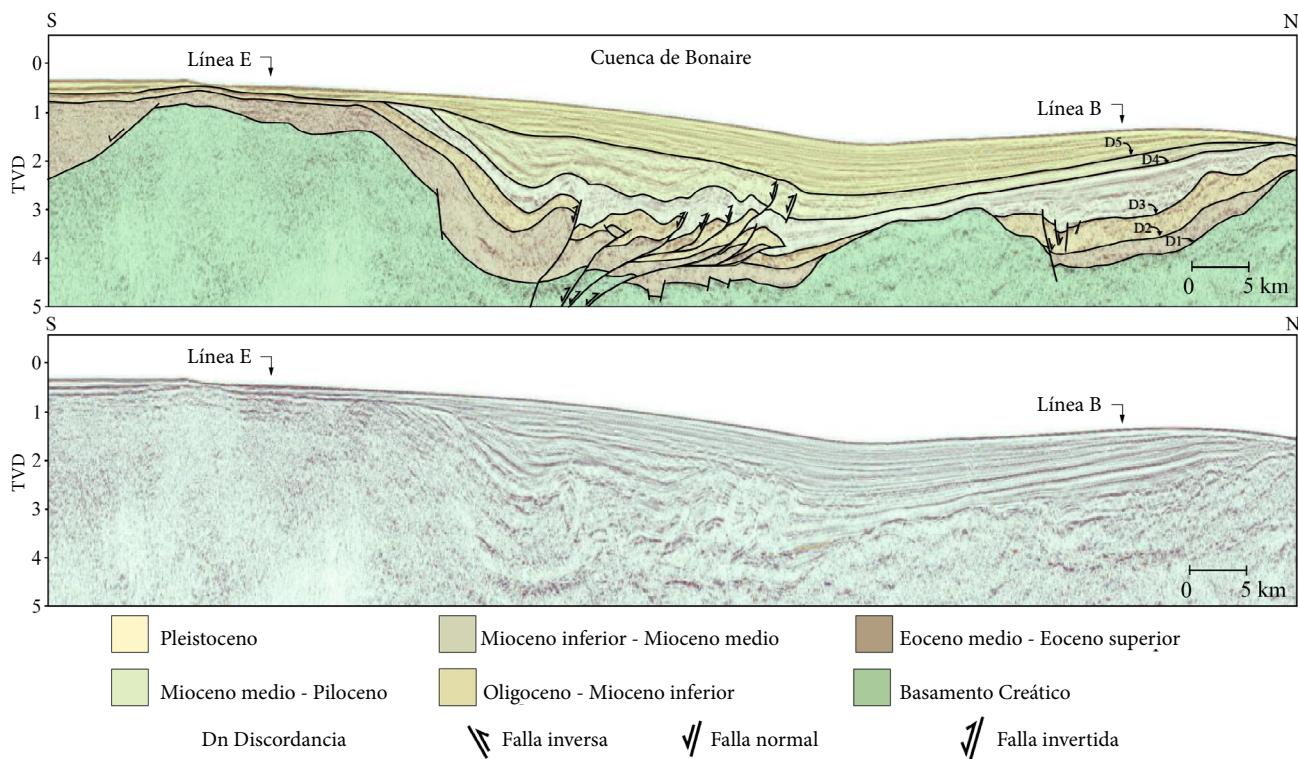


Figura 7. Línea sísmica D. Esta línea muestra estructuras tipo graben en el basamento invertidas durante el Mioceno medio-Plioceno.

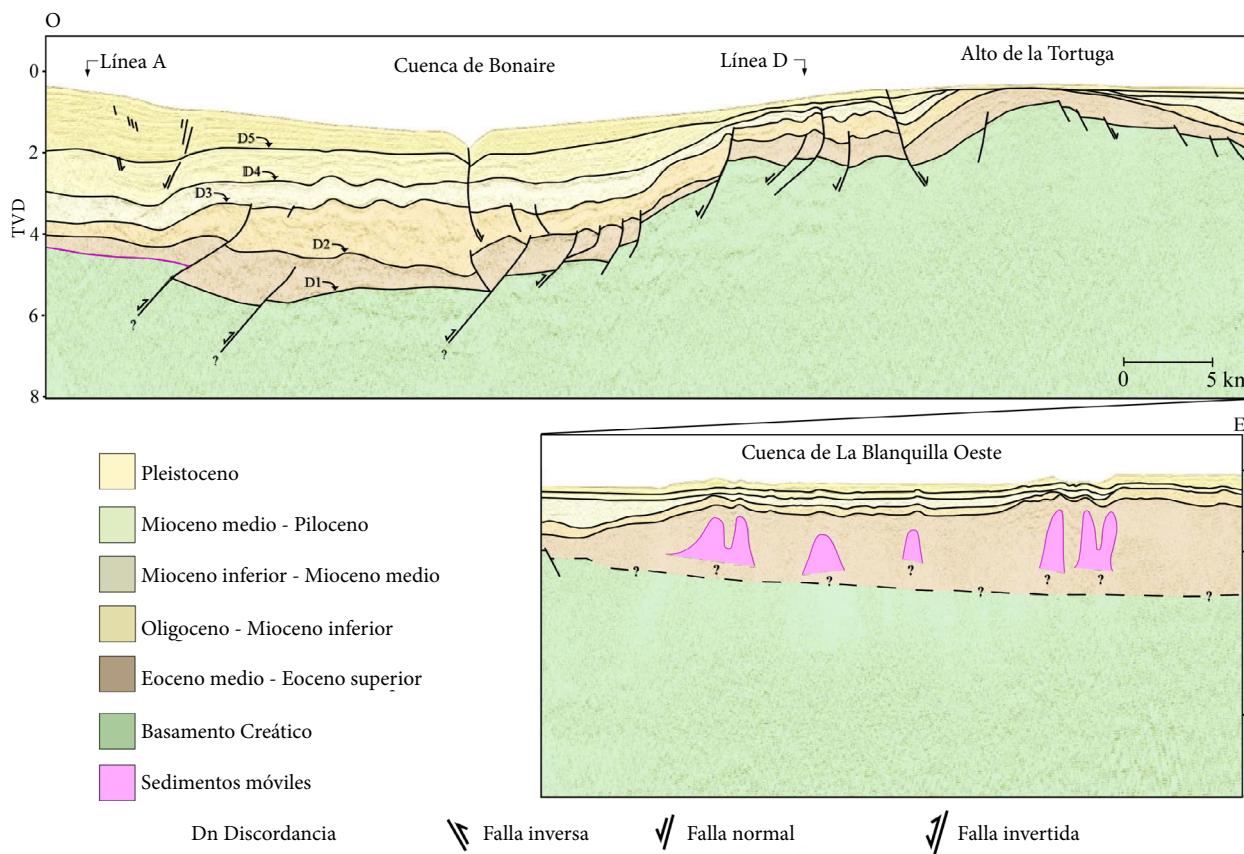


Figura 8. Línea sísmica E. Las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste están separadas por el alto de la Tortuga oeste erosionado durante el Plioceno-Pleistoceno. En la cuenca La Blanquilla oeste ocurre tectónica de lutitas con removilización de sedimentos arcillosos del Eocene. La deformación del fondo marino indica que esta tectónica es reciente, probablemente una reacción activa al desplazamiento destral del sistema de fallas de San Sebastián.

finos [53, 45]. Las características litológicas de la secuencia junto a la paleoecología de los microfósiles presentes indican ambientes de deposición batial superior que se mantienen en el tiempo debido a la subsidencia [34, 47] (Figura 2).

La sedimentación de esta secuencia es sintectónica y se observa en toda el área de estudio, salvo en la cuenca Tuy-Cariaco y en la ensenada de Barcelona, donde el Paleógeno no está presente. Este tipo de sedimentación presenta estratos de crecimiento marcados por reflectores que divergen hacia las fallas normales que limitan un lado de los medio-grábenes o ambos lados de los grábenes (Figura 9). Las estructuras extensionales son invertidas durante el Mioceno medio-Plioceno lo que produce fallas inversas con mayores espesores en el bloque techo (Figura 7).

El estilo estructural de esta secuencia se divide en dos dominios. El primero, ubicado en la parte central, presenta fallas tipo “dominó” con buzamiento aparente este-noreste, de gran actividad durante el Eoceno tardío, que favorecen la rotación de grandes bloques del basamento. En el segundo, ubicado al sur, predomina la tectónica dúctil, típica de zonas con presencia de sucesiones arcillosas espesas. Se observan diapiros de lodo cuya fuente son sedimentos del Paleógeno que afectan a toda la sucesión sedimentaria cenozoica, lo que causa el plegamiento de los estratos suprayacentes y la formación de volcanes de lodo con expresión en el fondo marino (Figura 8).

4.3 Sismosecuencia Eoceno superior – Mioceno inferior

Esta secuencia se encuentra limitada por la discordancia del Eoceno tardío (D2) en la base y por la discordancia del Mioceno temprano (D3) en el tope (Figura 2). Presenta facies sísmicas divergentes, caóticas y subparalelas, las dos primeras son comunes hacia los altos estructurales, mientras que las facies subparalelas predominan en el centro de las cuencas de Bonaire y de La Blanquilla oeste. La discordancia D3 es bastante continua y regular, constituye un reflector sobre el cual persisten relaciones de solapamiento con los estratos superiores y truncamiento con los inferiores (Figura 6). Esta discordancia podría estar asociada a la transición del régimen tectónico extensional que dominó durante el Paleógeno al régimen compresivo-transpresivo que prevaleció durante el Neógeno.

La parte inferior de esta secuencia es similar a la anterior, muestra estratos de crecimiento asociados a fallas normales planas de mayor espesor en la cuenca de Bonaire que en la cuenca de La Blanquilla oeste (Figura 4). Su parte superior corresponde a depósitos de fase post-rift temprano por subsidencia térmica que colmatan los graben y medio graben.

La sedimentación muestra un contraste de facies entre las diferentes cuencas durante el Eoceno tardío y el Oligoceno. Falcón noreste y Bonaire presentan en su parte inferior caliza intercalada con lutita y capas delgadas de arenisca que

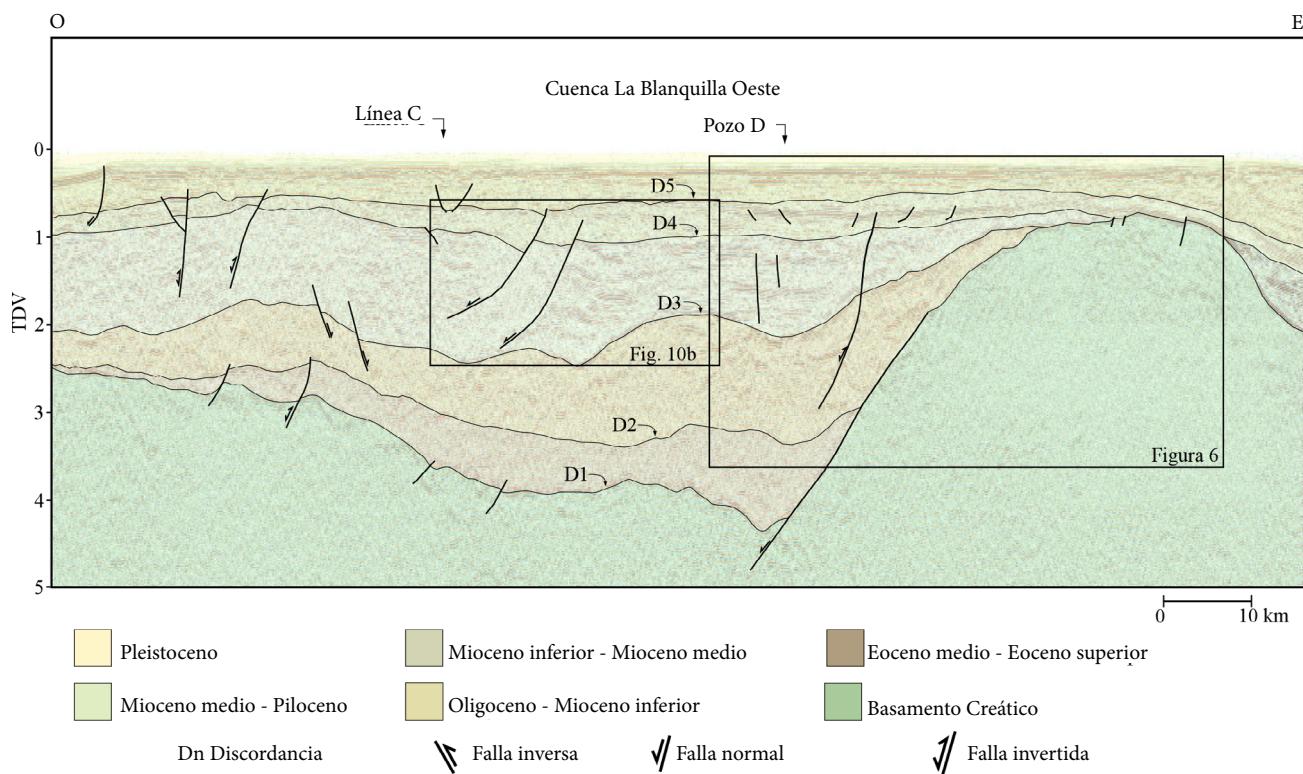


Figura 9. Línea sísmica F. Se muestra la ubicación del pozo guía en la parte norte del alto de La Tortuga.

gradan verticalmente a intervalos donde predominan arenisca arcillosa, arenisca carbonática e intercalaciones de lutita y arenisca grano-creciente. Hacia la cuenca de La Blanquilla oeste, las sucesiones sedimentarias son predominantemente lutita espesa y monótona, que ocasionalmente presenta intervalos arenosos que se hacen más comunes en el Oligoceno superior [12].

El Oligoceno registra el fin de un periodo transgresivo y el inicio de una somerización en toda el área de estudio, los procesos de subsidencia no son tan importantes y en el aporte sedimentario aumenta el influjo de material arenoso. Se identifican varios paquetes grano crecientes progradantes, característicos de sistemas de nivel alto (HST), representados por depósitos de borde de plataforma en ambientes marinos entre batial superior y nerítico medio (Figura 2). Estos depósitos son comunes durante eventos de regresión normal, donde la tasa de sedimentación es mayor que la generación de espacio de acomodación e implica un mayor aporte de sedimentos a la cuenca [54].

Durante el Mioceno temprano continúa la somerización del CSC, el ambiente predominante es marino somero, fluctuante entre distal y proximal. Hacia la subcuenca Falcón noreste y la cuenca de Bonaire se observa una serie de patrones grano crecientes representados por una sucesión de depósitos

de lutita, arenisca calcárea y caliza. Hacia la cuenca de La Blanquilla oeste, la sucesión sedimentaria presenta espesores considerables de arenisca de grano medio y grueso intercalados con intervalos de lutita y caliza cristalina.

4.4 Sismosecuencia Mioceno inferior-Mioceno medio

Esta unidad está limitada por la discordancia del Mioceno temprano en la base y la discordancia del Mioceno medio (D4) en el tope (Figura 2). La superficie que representa la discordancia D4 se reconoce como un reflector continuo de importancia regional vinculado a la tectónica compresiva que causa la inversión total de la cuenca de Falcón y la inversión parcial de las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste durante el Mioceno medio – tardío [29]. El flujo de sedimentos derivados de los levantamientos erosiona el lecho marino y genera canales submarinos en la parte central de las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste (Figuras 4 y 10).

Las terminaciones que permiten identificar esta discordancia son truncamiento erosivo y solapamiento (Figura 7). Se distinguen facies sísmicas caóticas, imbricadas y subparalelas, estas últimas son las más comunes tanto en los altos estructurales como hacia las partes más profundas donde el paralelismo de los reflectores es interrumpido por la presencia de canales submarinos. Al igual que la anterior, esta discontinuidad registra los efectos de procesos tectónicos compresivos en forma de pliegues asociados a fallas inversas (Figuras 3 y 7).

En esta secuencia predominan los sedimentos finos, especialmente arenisca arcillosa con gran cantidad de fragmentos fósiles. También son comunes las mineralizaciones de glauconita y fosfato. Los canales submarinos observados en la sísmica del CSC son característicos de zonas de talud donde los sedimentos turbidíticos son transportados hacia partes más profundas (Figura 10), su morfología es confinada, de ancho variable y pueden poseer características prospectivas [55]. Sin embargo, los patrones de reflexión dentro de ellos no son tan evidentes como para lograr asociarlos con algún tipo de facies litológica o fluidos.

Los procesos sedimentarios son

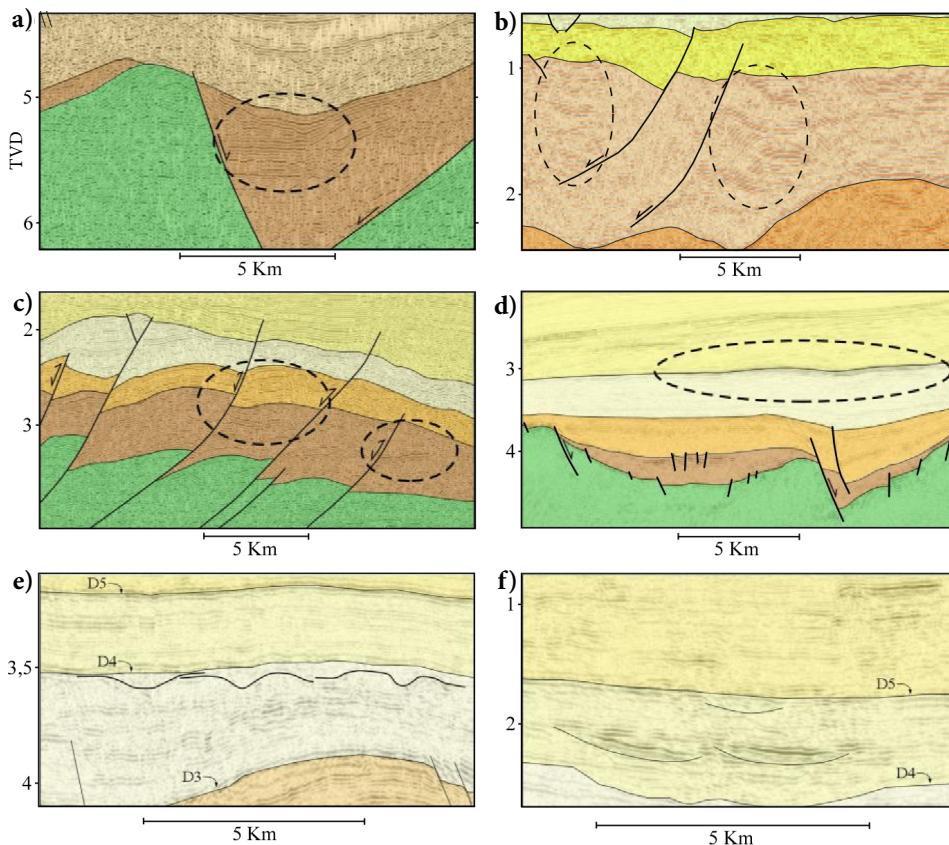


Figura 10. Trampas estratigráficas y estructurales: a) fallas normales de la fase rift (Figura 3), b) pliegues asociados a fallas normales (Figura 9), c) fallas imbricadas, línea sísmica (Figura 3), d, e y f) canales submarinos, línea sísmica (Figura 4).

característicos de ambientes de plataforma externa y parte superior del talud. La profundización de la cuenca causa sedimentación turbidítica de baja densidad hacia las zonas profundas y de predominio arcilloso en la plataforma. Los ciclos de sedimentación inician con patrones de deposición retrogradacionales de intervalos transgresivos (TST) y finalizan con la disminución de la fauna pelágica y el desarrollo de depósitos asociados a rellenos agradiacionales de nivel alto (HST) (Figura 2).

4.5 Sismosecuencia Mioceno medio-Plioceno

Esta secuencia se encuentra limitada por la discordancia del Mioceno medio (D4) en la base y por la discordancia del Plioceno (D5) en el tope. La geometría de esta última es bastante simple y continua en toda la región estudiada, la relación con los estratos inferiores es de truncamiento de bajo ángulo, mientras que con los estratos superiores es de solapamiento (Figura 8). En algunas zonas la relación del Plioceno con los estratos inferiores y superiores es concordante; sin embargo, en ocasiones está marcada por la presencia de canales, evidenciados por el acuñamiento lateral de los reflectores sísmicos (Figura 10 f).

En la subcuenca de Falcón noreste y la cuenca de Bonaire son comunes las facies sísmicas divergentes y subparalelas que responden a sistemas sedimentarios que van del talud a partes más profundas. En el área de La Blanquilla oeste se observan facies tipo sigmoides, imbricadas, divergentes y paralelas, que sugieren procesos relacionados con actividad sedimentaria desde la plataforma hasta las zonas batiales, mientras que las facies de ropaje, de mayor desarrollo en la fosa de Cariaco, indican una rápida deposición y subsidencia (Figura 3). Los patrones divergentes de reflectores ubicados sobre el limbo trasero de anticlinales indican sedimentación contemporánea con el plegamiento (Figura 4).

La sedimentación de esta unidad tiene un fuerte control tectónico, en la subcuenca de Falcón noreste y la cuenca de Bonaire debido al avance al norte del frente de deformación Andino [56] y en las cuencas de La Blanquilla oeste y Tuy-Cariaco por la convergencia oblicua entre las placas Caribe y suramericana [15, 50]. Esto produce inversión, plegamiento y erosión al sur de la cuenca de Bonaire y en el alto de La Tortuga, donde todas las secuencias están levantadas, erosionadas y cubiertas por la secuencia Pleistoceno (Figuras 7 y 8).

El registro sedimentario del Mioceno superior es de poco espesor, predominan depósitos grano-decrecientes típicos de sistemas transgresivos (TST) y son comunes los litotipos arcillosos con abundante fauna planctónica, intercalados con arenisca de grano fino. Sin embargo, también ocurren intervalos de material grueso en forma de flujos en masa heterogéneos que erosionan los depósitos transgresivos. Los ambientes de

depositación varían dentro de la zona de plataforma, distal a proximal.

Durante el Plioceno la configuración paleogeográfica fue muy similar a la configuración actual. En la sedimentación predominan los litotipos arcillosos con gran cantidad de fragmentos fósiles de moluscos, calcarenita y detritos terrígenos. El relleno sedimentario preservado durante este periodo ocurrió en ambientes plataformales con depósitos agradiacionales característicos de sistemas de nivel alto (HST) (Figura 9).

Dentro de esta secuencia, hacia las zonas profundas de la subcuenca de Falcón noreste y la cuenca de Bonaire se presenta una serie de canales (Figuras 4 y 10) que internamente exhiben facies sísmicas paralelas y caóticas. A partir de estas facies y la geometría del canal se infiere el tipo de sedimentación: las facies paralelas representarían sedimentación de material fino posiblemente arcilloso, mientras que las facies caóticas pueden significar sedimentos arenosos en la base y finos en el tope [57].

4.6 Sismosecuencia Pleistoceno

Esta unidad está limitada en la base por la discordancia del Plioceno (D5) y los sedimentos recientes en el tope (Figura 2). En esta secuencia predominan las facies sísmicas paralelas y divergentes, y en menor proporción las de ropaje, caóticas y de clinoformos.

Las facies paralelas, visibles en la parte norte, este y central, se asocian a un proceso de relleno agradiacional de las cuencas, las facies divergentes se forman en el bloque techo de las fallas normales (Figura 11), mientras que las facies caóticas, de ropaje y los clinoformos tipo sigmoide se encuentran en zonas de alta tasa de subsidencia asociadas a estructuras tipo graben en la fosa de Cariaco (Figura 6). Las facies caóticas también se encuentran en zonas de pendiente alta y donde el fondo marino muestra los efectos de diapiros de lodo (Figura 8).

Los estilos estructurales se caracterizan por la presencia de fallas normales asociadas a altos del basamento, los bordes de la plataforma somera y a estructuras tipo graben y medio graben (Figuras 8 y 11). También es común la deformación del fondo marino debido a la presencia de diapiros de lodo (Figura 8).

Esta secuencia se desarrolla en ambientes marinos someros de plataforma media. La sedimentación se caracteriza por una mezcla de sedimentos carbonáticos y terrígenos que provienen de partes emergidas en la periferia del CSC. La continuidad de los reflectores y su geometría externa indican un proceso de relleno uniforme sobre la plataforma somera; sin embargo, existen dos depocentros con un control estructural importante, uno al suroeste debido a la interacción entre las fallas de Boconó y San Sebastián y otro al sureste asociado a la fosa de Cariaco.

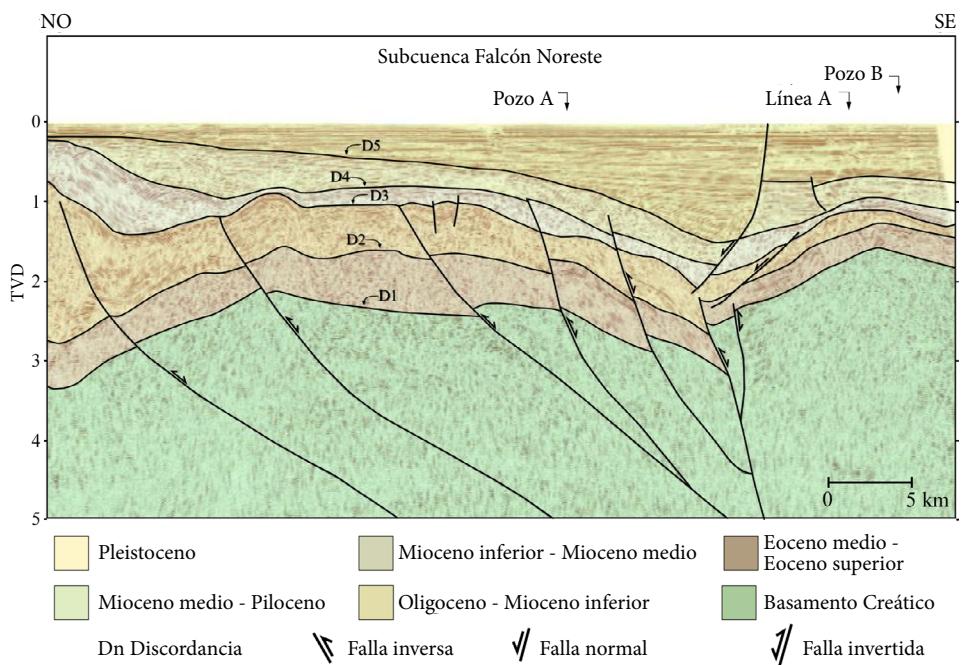


Figura 11. Línea sísmica G. Esta sección muestra una estructura en flor negativa invertida, interpretada como una terminación al oeste del sistema de fallas de San Sebastián invertida durante el Mioceno medio. La inversión y el cambio a un régimen compresivo durante el Pleistoceno se asocian al escape al norte del bloque de Maracaibo.

5. Sistema petrolero especulativo del Caribe sur-central

Las 5 sismosecuencias propuestas son correlacionadas en toda el área de estudio, lo que permite proponer una génesis común para todo el registro estratigráfico a pesar de la independencia que existe en los controles estratigráficos principales (tectónica, cambios del nivel del mar, subsidencia, aporte sedimentario, etc.) que afectan de manera distinta a cada cuenca.

Todas las secuencias evidencian la interacción entre la placa Caribe y la placa suramericana, existiendo así una relación estrecha entre la tectónica y el arreglo estratigráfico que presenta la sucesión sedimentaria del CSC, donde los períodos tectónicos extensionales y compresivos del Paleógeno y el Neógeno son los principales eventos modeladores de la arquitectura estratigráfica. Sin embargo, el relleno sedimentario del CSC no se vincula únicamente al control tectónico, los procesos costeros también son determinantes en la distribución de los sedimentos hacia las partes más profundas. Los patrones de depositación responden a cambios en la posición de la línea de costa causados por las fluctuaciones del nivel del mar y la dinámica costera [58]. En el CSC siempre ocurrió una gran descarga de sedimentos. Desde el Eoceno medio, grandes espesores de sedimentos finos llenaron las confinadas y profundas cuencas del Paleógeno, que posteriormente, durante el Neógeno, evolucionaron a cuencas más amplias, menos profundas y con varios depocentros. En esta fase el

relleno sedimentario es más variado y está controlado por la interacción entre el sistema depositacional y la posición de la línea de costa. Es así como algunos depocentros son dominados por sedimentación fina y otros muestran sistemas de canales submarinos con indicios de rellenos arenosos, propuestos como potenciales áreas de interés exploratorio para hidrocarburos.

La figura 12 muestra un mapa de facies sísmicas [59]. Por facies sísmica se entienden un grupo de reflectores sísmicos bien delimitados espacialmente, cuya apariencia y características son distinguibles de aquellos de los grupos adyacentes [60].

Desde el Eoceno medio la zona ha estado limitada por áreas levantadas al norte y al sur. Los cambios de facies sísmicas y las líneas interpretadas para este trabajo describen una serie de cuencas y subcuenca orientadas en una dirección este-oeste con altos topográficos al norte y al sur; también indican la posible presencia de zonas de plataforma y talud al norte del CSC y confirman el transito al este de los altos septentrionales, como ya se describió en el capítulo de introducción. En el uso de estos mapas hay que recordar que la calibración entre atributos sísmicos y litofacies es específica para cada cuenca y que deben considerarse con suficiente laxitud debido a su variabilidad inherente [61].

Con la finalidad de ampliar las posibilidades de encontrar áreas prospectivas para hidrocarburos, la zona es analizada desde la perspectiva del sistema petrolero. En este sentido encontramos que las litofacies arcillosas del Eoceno en el CSC poseen intervalos de materia orgánica con valores promedio de 0,92 % al oeste y 1,45 % al este, y adicionalmente la temperatura máxima de pirólisis es de aproximadamente 450 °C, lo que sugiere intervalos maduros para la generación y aptos para la expulsión de hidrocarburos [62, 63, 64]. Resultados de simulación termal en los pozos ubicados en el suroeste del CSC (Figura 1) indican que el tope del Eoceno se encuentra dentro de la ventana de generación de petróleo [5], mientras que su base está en ventana de madurez tardía, hecho importante para la generación de gas termogénico. Hacia el este la espesa secuencia de lutita también tiene condiciones de temperatura

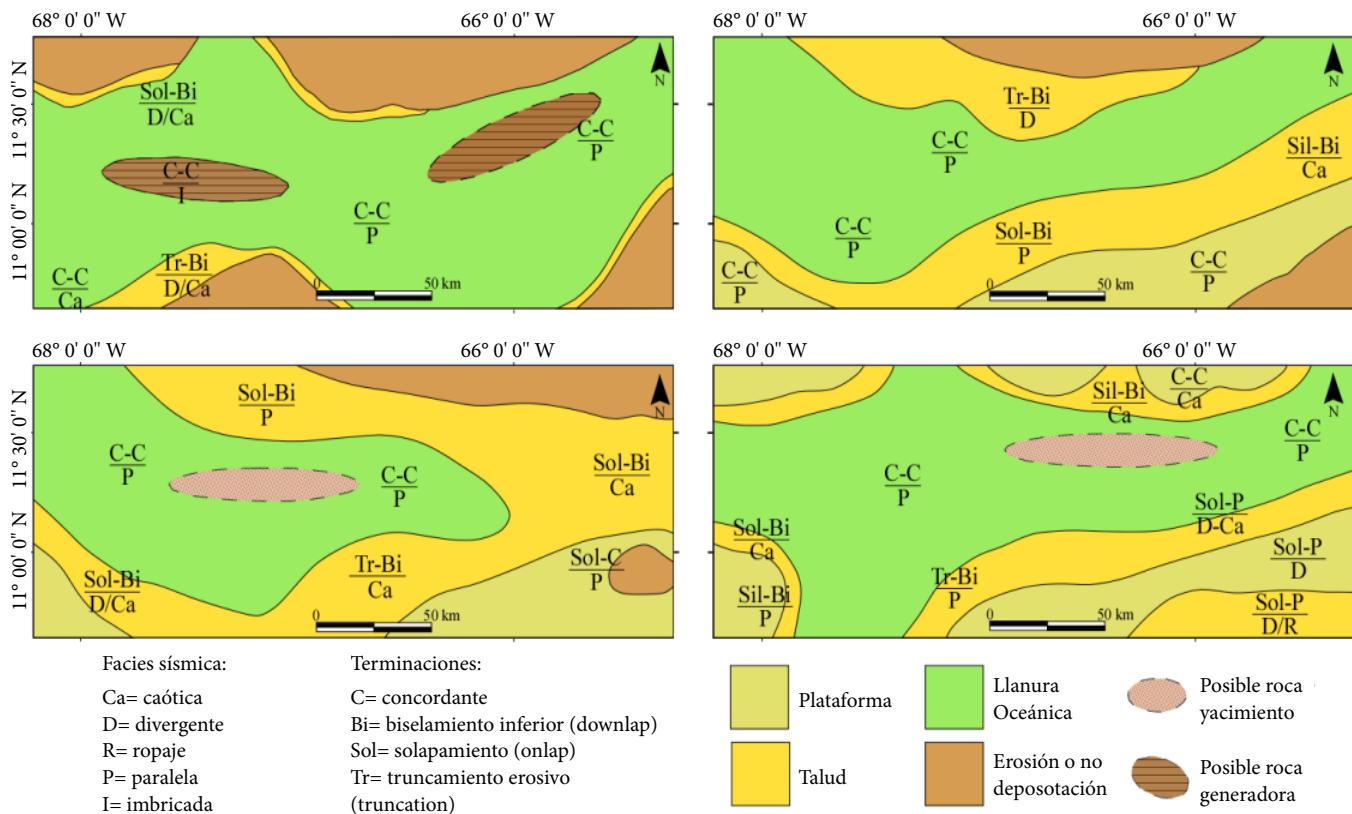


Figure 12. Mapas de facies sísmicas según [59]. a) Secuencia Eoceno medio-Eoceno superior, con presencia de posible roca generadora. b) Secuencia Eoceno superior-Mioceno inferior. c) Secuencia Mioceno inferior-Mioceno medio, con presencia de posible roca yacimiento en canales submarinos. d) Secuencia Mioceno medio-Plioceno, con presencia de posible roca yacimiento en canales submarinos.

y soterramiento aptas para la generación y expulsión de hidrocarburos [63].

Las consideraciones anteriores indican que la sismosecuencia del Eoceno medio-Eoceno superior posee características de roca generadora. Asimismo la distribución de facies descritas en este intervalo indican que las rocas con mayor potencial generador se ubican hacia el centro de las cuencas de Bonaire y La Blanquilla oeste (Figura 12 d).

En cuanto al posible almacén de hidrocarburos las rocas del Mioceno inferior poseen buenas características petrofísicas con porosidades promedio de un 22 % [5, 50] y propiedades sedimentológicas favorables para ser una posible roca yacimiento, pues exhiben buena madurez mineralógica y textural. Características similares a estas son observadas en rocas que afloran en Falcón oriental, correlacionables con las formaciones Agua Linda y San Lorenzo [65]. Hacia el este las rocas de este intervalo estudiadas en el pozo D se encuentran impregnadas con hidrocarburos de 43 °API [66] lo que permite considerar a este intervalo interesante como roca reservorio.

Desde el Mioceno medio hasta el Plioceno se mantienen las características marino someras en la deposición, son comunes intercalaciones de arenisca de grano fino, arenisca carbonática y carbonato de mezcla, los cuales pueden presentar condiciones texturales favorables para almacenar hidrocarburos [67]. Los

canales identificados en las partes profundas podrían constituir un importante hallazgo para el desarrollo de oportunidades en el área debido a que muestran características morfológicas y posiblemente, las facies adecuadas que los hacen interesantes para la prospección de hidrocarburos (Figura 12). Este tipo de reservorios han sido reconocidos con éxito en otras cuencas [55].

En el CSC de Venezuela existen sellos regionales y locales, los sellos regionales son los paquetes de lutita depositados durante el Mioceno tardío y el Plioceno, los cuales tienen un espesor uniforme y se extienden por toda el área, mientras que los sellos locales podrían ser los sedimentos arcillosos que colman el relleno de estos (Figura 10).

En el área pueden existir tanto trampas estructurales como trampas estratigráficas, según lo indican los cambios de facies sedimentarias, la presencia de discordancias y la deformación de los paquetes sedimentarios. La búsqueda de trampas estructurales debe enfocarse en: los pliegues ubicados en el bloque techo de las fallas normales de la cobertura sedimentaria, los anticlinales formados a partir de la reactivación inversa de las fallas normales durante la compresión neógena y los diapiros de lodo ubicados al sur del área. La inversión del Neógeno reactiva fallas normales en fallas inversas, lo que crea patrones de fallas imbricadas con

anticlinales asociados ya descritos en otras localidades [52, 68, 69, 70].

La ocurrencia de tectónica de lutita sugiere la presencia de pliegues y fallas asociadas a las estructuras diapíricas y de rocas de baja permeabilidad, pues estas son necesarias para la formación de estos rasgos, los cuales se originan por un mecanismo de sobrepresión por compactación no equilibrada, donde una tasa de sedimentación alta y una permeabilidad baja inhiben el escape de fluidos del sedimento y elevan la presión de poro por encima de la hidrostática, lo que facilita su desplazamiento [71, 72]. La deformación del fondo marino indica que son fenómenos activos en el presente, probablemente una reacción activa al desplazamiento destral de la falla de San Sebastián.

6. Conclusiones

1. El registro estratigráfico del CSC se divide en 5 sismosecuencias de segundo orden que yacen sobre un basamento ígneo-metamórfico, están separadas por discordancias regionales y registran variaciones en el régimen sedimentario y en el arreglo estratigráfico que marcan los eventos más importantes de deformación y modificación de las cuencas estudiadas. Las unidades son: Basamento Cretácico de fase pre-rift, secuencia Eoceno medio-Eoceno superior de fase rift y las secuencias Eoceno superior-Mioceno inferior, Mioceno inferior-Mioceno medio, Mioceno medio-Plioceno y Pleistoceno de fase post-rift.
2. En el área se observan los efectos de tres períodos de deformación: a) extensión predominante hasta el Mioceno temprano, b) compresión e inversión positiva de mayor acción durante el intervalo Mioceno temprano-Plioceno y c) tectónica rumbo-deslizante que comienza a partir del Plioceno y aún está activa.
3. En el CSC la deformación es principalmente extensiva, los efectos de la compresión y la transcurriencia son menores y se observan únicamente en la parte sur debido a la acción de las fallas de Boconó y San Sebastián. Al norte no se identificó una estructura que pueda funcionar como el límite meridional de una cuenca transtensiva; sin embargo, la evolución tectónica del CSC se explica mejor mediante el modelo de apertura detrás de arco.
4. Se reporta la ocurrencia de tectónica dúctil con el desarrollo de diapiros de lodo en la cuenca de Bonaire. Estos diapiros tienen su raíz a nivel del Eoceno medio-Eoceno superior, afectan todo el

registro sedimentario hasta el fondo marino y probablemente estén asociados a una reacción activa al desplazamiento destral de la falla de San Sebastián.

5. La geometría de los patrones estratigráficos, el ordenamiento y las características de las facies sedimentarias descritas indican procesos de sedimentación marina durante varios ciclos sedimentarios dominados por sistemas transgresivos (TST) y de nivel alto (HST).
6. Los elementos y procesos geológicos descritos indican la posibilidad de un sistema petrolero de importancia en el área. Estos elementos son los grandes espesores de lutita del Eoceno con buenas características de roca madre en ventana de generación de hidrocarburos. Las rocas reservorio se localizan en varios intervalos del Mioceno inferior-Plioceno depositados con un fuerte control tectónico y el sello lo constituye el relleno arcilloso que cubrió toda el área durante el Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, este sistema es hipotético, pues se deben estudiar los aspectos temporales de la generación, migración y preservación.
7. Los canales submarinos de morfología confinada y anchos variables, ubicados en las zonas de talud de la subcuenca de Falcón noreste y la cuenca de Bonaire y descritos en las secuencias Mioceno inferior-Mioceno medio y Mioceno medio-Plioceno, podrían constituir posibles trampas y potenciales reservorios, sellados arriba y lateralmente por sedimentos finos.

Referencias

- [1] Castillo, V., Benkovics, L., Cobos, C., Demuro, D. and Franco, A. Perla field: the largest discovery ever in Latin America. En: Merrill, R.K. y Sternbach, C. A. (Eds.) *Giant Fields of the Decade 2000–2010, AAPG Memoir 113*, 141–152 (2017).
- [2] Case, J. and Holcombe, T. *Geologic-Tectonic Map of the Caribbean I-1100*. Escala: 1:2.500.000, Virginia, Estados Unidos, United States Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map (1980).
- [3] Ghosh, S., Pestman, P., Meléndez, L., Truskowski, I. y Zambrano, E. Evaluación tectonoestratigráfica y sistemas petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela noroccidental. En: *VIII Congreso Geológico Venezolano, Porlamar, Sociedad Venezolana de Geólogos*, Caracas, 317–329 (1997).
- [4] Audemard, F. A., Machette, M., Cox, J., Dart, R. and Haller, K. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Venezuela and its Offshore Regions (En línea). *U.S. Geological Survey, Open-File Report 00-0018*, <<http://www.er.pubs.usgs.gov>> Consulta: [3/11/2022].
- [5] Carnevalli, J. Proyecto de exploración por hidrocarburos Costa

- Afura de Venezuela: Caracas, Venezuela, PDVSA, S.A., *Reporte Interno* (2000).
- [6] Escalona, A., Mann, P. and Jaimes, M. Miocene to recent Cariaco Basin, offshore Venezuela: structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms. *Marine and Petroleum Geology* **28**, 177-199 (2011).
- [7] NOAA National Centers for Environmental Information,ETOPO 2022 Hillshade (Bedrock) 15 Arc-Second Global Relief Model. *NOAA National Centers for Environmental Information*. DOI: 10.25921/fd45-gt74. Consulta [6/12/2022].
- [8] Mascle, A., Biju-Duval, B., Letouzey, J., Bellizzia, A., Auboin, J., Blanchet, R., Stephan, J. F. y Beck, C. Estructura y evolución de los márgenes este y sur del Caribe. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minieres IV* (3/4), 171-184 (1979).
- [9] Ostos, R. M. Evolución tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicos, *Geos* **30**, 1-294 (1990).
- [10] Audemard, F.A. Key issues on the post-Mesozoic Southern Caribbean plate boundary. En: James, K.H., Lorente, M.A. y Pindell, J.L. (Eds.) *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London Special Publication **328**, 569-586 (2011).
- [11] Paolini, M., Schmitz, M. y Orihuela, N. Interpretación geofísica integrada del sector occidental de la Plataforma Centro Norte Costera de Venezuela. En: Schmitz, M., Audemard, F. y Urbani, F. (Eds.) *El Límite Noreste de la Placa Suramericana - Estructuras Litosféricas de la Superficie al Manto*, EIT, UCV, FUNVISIS, 249-291 (2014).
- [12] Margotta, J.A. Análisis tectonoestratigráfico del área Caribe Central, Costa Afuera Venezuela. *Universidad Simón Bolívar*, Tesis de Maestría, pp. 210 (1010).
- [13] Meschede, M. and Frisch, W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate: *Tectonophysics* **296**, 269-291 (1998).
- [14] James, K. H. A discussion of arguments for and against the far-field origin of the Caribbean Plate, finding for an *in situ* origin. En: *Transactions of the XIV Caribbean Geological Conference Abstracts*, The Geological Society of Trinidad and Tobago, **89** (2002).
- [15] Giunta, G., Beccaluva, L. and Siena, F. Caribbean plate margin evolution-constraints and current problems. *Geologica Acta* **4**, 265-277 (2006).
- [16] James, K. H. Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta* **4**, 279-302 (2006).
- [17] Giunta, G. and Oliveri, E. Some remarks on the Caribbean plate kinematics: facts and remaining problems. En: James, K. H., Lorente, M. A. y Pindell, J. L. (Eds.) *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London Special Publication **328**, 57-75 (2011).
- [18] James, K. H. Evolution of Middle America and the *in situ* Caribbean Plate model. En: James, K. H., Lorente, M. A. y Pindell, J. L. (Eds.) *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London Special Publication **328**, 127-138 (2011).
- [19] Burke, K. Tectonic evolution of the Caribbean. *Annual Review of Earth and planetary Sciences* **16**, 201-230 (1988).
- [20] Pindell, J. L. and Barrett, S. F. Geological evolution of the Caribbean region; a plate tectonic perspective. En: Dengo, G. y Case, J. E. (Eds.) *The Geology of North America, The Caribbean Region (A Decade of North American Geology)*, Geological Society of America **H**, 405-432 (1990).
- [21] Pindell, J. L. Regional synopsis of Gulf of Mexico and Caribbean evolution. En: Pindell, J. L. y Perkins, R. F. (Eds.) *Transactions of the 13th Annual GCSSEPM Research Conference*, Gulf Coast Section SEPM, 251-274 (1993).
- [22] Pindell, J. and Kennan, L. Tectonic evolution of the Gulf of México, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: and update. En: James, K. H., Lorente, M. A. y Pindell, J. L. (Eds.) *The origin and evolution of the Caribbean plate*. Geological Society of London Special Publication **328**, 1-55 (2011).
- [23] Escalona, A. and Mann, P. Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology* **28**, 8-39 (2011).
- [24] Mendi, D., Camposano, L. y Baquero, M. Petrografía de rocas del basamento de la ensenada de La Vela, Falcón. *Geos* **38**, 32-34 (2005).
- [25] Muessig, K. W. Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón basin, Venezuela, and adjacent areas. En: Bonini, W.E., Hargraves, R. B. and Shagam, R. (Eds.) *The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America, Memoir **162**, 217-230 (1984).
- [26] Boesi, T. and Goddard, D. A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela. En: Biddle, K. T. (Ed.) *Active margin basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **52**, 303-319 (1991).
- [27] Macellari, C. Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. En: Tankard, A. J., Suárez, R. S. and Welsink, H. J. (Eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **62**, 757-780 (1995).
- [28] Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, M. B. and BOLIVAR Study Group. Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **91** (5), 653-684 (2007).
- [29] Audemard, F. A. Evolution géodynamique de la façade nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'histoire géologique du Bassin de Falcón, Venezuela. *Transactions of the XIV Caribbean Geological Conference*. The Geological Society of Trinidad and Tobago, 327-340 (1988).

- [30] Mann, P. Caribbean sedimentary basins: classification and tectonic setting from Jurassic to Present. En: Mann, P., (Ed.) *Sedimentary basins of the world*. Elsevier, 3-31 (1999).
- [31] Schubert, C. Origin of Cariaco basin, southern Caribbean Sea. *Marine Geology* **47**, 325–360 (1982).
- [32] Haak, R. Stratigraphy of the wells MTC-IX y MTC-2X (Tuy-Cariaco). *Maraven, informe interno EPC 6297*, Caracas, Venezuela (1980).
- [33] Evans, A. Palynological studies (Eocene-Pleistocene), GT-IX, GT-2AX, Cayosal-IX, Golfo Triste, Venezuela. *Intevep, S.A., nota informal 5*, Los Teques, Venezuela (1982).
- [34] Evans, A. The stratigraphy of cuenca Tuy-Cariaco and adjacent basins, east central Venezuela offshore. *Maraven, reporte interno EPC-7110*, Caracas, Venezuela (1983).
- [35] Durán, I. y Giffuni, G. Información Estratigráfica. Datos Previos de los pozos: MTC-1X, MTC-2X, PMN-1X y PMO-1X, Proyecto la Blanquilla. *Intevep, S.A.*, Los Teques, Venezuela, Informe Interno, (2001).
- [36] Giffuni, G., Durán, I., Furrer, M. and Blanco, B. High Resolution Biostratigraphy in the La Blanquilla Basin, Offshore Venezuela (Poster). En: *GSA Annual Meeting, Denver*, Geological Society of America, 61-1 (2002).
- [37] Durán, I. Cronoestratigrafía y paleoambientes, basado en bioestratigrafía de alta resolución, Cuenca de la Blanquilla, Costa Afuera, Venezuela (resumen). *I Simposio Venezolano de Paleontología y Bioestratigrafía*. Intevep, S.A., Los Teques, Venezuela (2007).
- [38] Blow, W. Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En: Brönnimann, P. y Renz, H. H. (Eds.) *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils*. Geneva, Leiden, E. J. Brill, 199-422 (1969).
- [39] Bolli, H. M. and Saunders, J. B. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. En: Bolli, H., M. Saunders, J. B. y Perch-Nielsen, K. (Eds.) *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, Earth Science Series, 155-262 (1985).
- [40] Berggren, W., Kent, D., Swisher III, C. and Aubry, M. A. Revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: Berggren, W., Kent, D., Aubry, M. y Hardenbol, J. (Eds.) *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **54**, 129-212 (1995).
- [41] Martini, E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nanoplankton zonation. En: Farinacci, A. (Ed.) *Proceedings of the second planktonic conference*. Rome, Edizioni Tecnoscienza **2**, 739-785 (1971).
- [42] Perch-Nielsen, K. Cenozoic calcareous nanofossils. En: Bolli, H., Saunders, J. y Perch-Nielsen, K., (Eds.) *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, 427-554 (1985).
- [43] Muller, J., De Di Giacomo, E. and Van Erve, A. A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series Num. 19*, 7-76 (1987).
- [44] Ogg, J., Ogg, G. and Gradstein, F. *The concise geologic time scale*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 177 (2008).
- [45] Catuneanu, O. *Principles of sequence stratigraphy*. Países Bajos, Elsevier, 2^a ed. pp. 375 (2006).
- [46] Biju-Duval, B., Mascole, A., Rosales, H. and Young, G. Episutural basins along the north Venezuelan margin. En: Watkins, J. S. and Drake, C. I. (Eds.) *Studies in continental margin geology*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **34**, 347-358 (1982).
- [47] Durán, I., Furrer, M. y Ramírez, K. Marco cronoestratigráfico de la cuenca de la Blanquilla, Costa-Afuera, Venezuela. *Intevep, S.A.*, Informe Técnico, Los Teques, Venezuela (2005).
- [48] Schubert, C. y Moticska, P. Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). *Acta Científica Venezolana* **24**, 19-31 (1973).
- [49] Urbani, F. Nomenclatura y síntesis de las unidades ígneometamórficas de la Cordillera de La Costa. *Geos* **38**, 41-43 (2005).
- [50] Ysaccis, R. Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore. Houston, E.U.A., *Rice University*, Tesis Doctoral, pp. 285 (1977).
- [51] Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M. and Siena, F. Ophiolitic units of the southern margin of Caribbean Plate. *Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano*, Porlamar, Caracas, Sociedad Venezolana de Geólogos, **1**, 331–337 (1977).
- [52] McClay, K. and Buchanan, P. Thrust faults in inverted extensional basins. En: McClay, K. (Ed.) *Thrust tectonics*. London, Chapman and Hall, 93-121 (1992).
- [53] Galloway, W. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **73** (2), 125-142 (1989).
- [54] Embry, A. and Johannessen, E. T-R. Sequence stratigraphy facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup basin, Arctic Canada. *Norwegian Petroleum Society Special Publication* **2**, 121-146 (1992).
- [55] Weimer, P. and Slatt, R. M., 2004, Petroleum systems of deepwater settings. *S.E.G. Distinguished Instructor Series* **7**, pp. 472 (2004).
- [56] Porras, L. R. Evolución tectónica y estilos estructurales de la región Costa Afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. En: *Memorias del VII Simposio Bolivariano, Exploración Petrolera de las Cuenca Subandinas*, Caracas, Venezuela, Sociedad Venezolana de Geólogos, 279-292 (2000).
- [57] Howell, D. G. and Normark, W. R. Sedimentology of submarine fans. En: Scholle, P. A. y Spearing, D. (Eds.) *Sandstone depositional environment*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **31**, 365-404 (1982).
- [58] Anderson, J., Rodriguez, A., Abdulah, K., Fillon, R. H., Banfield, L., MacKeown, H., and Wellner, J. Late Quaternary stratigraphic

- evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis. En: Anderson, J. B. and Fillon, R.H. (Eds.) *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Northern Gulf of Mexico Margin*. SEPM, Special Publication **79**, 1-24 (2004).
- [59] Ramsayer, G. R. *Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool*. 11th Annual Offshore Technology Conference Proceedings. p. 101-109.
- [60] Sangree, J. B. and Widmier, J. M. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 9: Seismic interpretation of clastic depositional facies. En: Payton, C. E. (Ed.) *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **26**, 165–184 (1977).
- [61] Miall, A. D. *Stratigraphy: a modern synthesis*. Suiza, Springer Nature, 2^a ed. pp. 518 (2022).
- [62] Cassani, F. Evolución Geoquímica orgánica de los pozos GT-IX, GT-2AX y EBC-IX. *Intevep, S.A.*, Los Teques, Venezuela, Informe Técnico (1980).
- [63] Cassani, F. y Vierma, L. Geoquímica orgánica del pozo MTC-2X. *Intevep, S.A.*, Los Teques, Venezuela, Informe Técnico (1981).
- [64] Pérez, A., Berrios, I. y Vargas, A. Interpretación geoquímica de la cuenca de Carúpano. *PDVSA, S. A.*, Caracas, Venezuela, Reporte Interno (2008).
- [65] González de Juana, C., Iturrealde, J. y Picard, X. *Geología en Venezuela y sus cuencas petrolíferas*. Foninves, Caracas, pp. 1031 (1980).
- [66] Monsalve, O., Ramírez, P. y Colina, G. Plataforma continental venezolana, síntesis geológico-económica, cuenca de Cariaco. *PDVSA, S.A.*, Caracas, Venezuela. Coordinación de Exploración, Grupo Interfilial, vol. III, pp. 47 (1984).
- [67] Atkinson, C., Reynolds, M. and Hutapea, O. Stratigraphic traps in the Tertiary rift basins of Indonesia: case studies and future potential. En: Allen, M. R., Goffey, G. P., Morgan, R. K. and Walker, I. M. (Eds.) *The Deliberate Search for the Stratigraphic Trap*. Geological Society of London Special Publication **254**, 27-41 (2006).
- [68] Martínez, A., Vergés, J., Clavell, E. and Kennedy, J. Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southeastern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta* **3** (3), 185-194 (1989).
- [69] Chambers, J., Carter, I., Cloke, I., Craig, J., Moss, S. and Paterson, D. Thin-skinned and thick-skinned inversion-related thrusting - A structural model for the Kutai Basin, Kalimantan, Indonesia. En: McClay, K. (Ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **82**, 614–634 (2004).
- [70] Hill, K., Keetley, J., Kendrick, R. and Sutriyono, E. Structure and hydrocarbon potential of the New Guinea Fold Belt. En: McClay, K. (Ed.) *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists Memoir **82**, 494– 514 (2004).
- [71] Osborne, M. and Swarbrick, R. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: a reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **81** (6), 1023-1041 (1997).
- [72] Van Rensbergen, P., Morley, C., Ang, D., Hoan, T. and Lam, N. Structural evolution of shale diapirs from reactive rise to mud volcanism: 3D seismic data from the Baram delta, offshore Brunei Darussalam. *Journal of the Geological Society of London* **156**, 633-650 (1999).