



Western Venezuela
Petroleum Section

SPE-WVPS-478

Estudio de los procesos geodinámicos y geoquímicos de los crudos del Campo Ceuta, Cuenca del Lago de Maracaibo

Faraco, Ana; Lobo, Carlos.

Sección: Geología y Geofísica I

This paper was prepared for presentation at the 2015 SPE WVPS 3er South American Oil and Gas Congress held in Maracaibo, Zulia State, Venezuela, 27–30 October 2015.

This paper was selected for presentation by the SPE Western Venezuelan Petroleum Section Program Committee, following review of information contained in an abstract submitted by the author(s). Contents of the paper have not been reviewed by the SPE Western Venezuelan Petroleum Section Program Committee and are subject to correction by the author(s). The material does not necessarily reflect any position of SPE Western Venezuelan Petroleum Section, its officers, or members. Electronic reproduction, distribution, or storage of any part of this paper without written consent of the SPE Western Venezuelan Petroleum Section is prohibited. Permission to reproduce in print is restricted to an abstract of not more than 350 words; illustrations may not be copied.

Resumen

De acuerdo a estudios regionales de la Cuenca de Maracaibo, se han identificado al menos dos pulsos de generación y migración por parte de la roca madre principal, la Formación La Luna; así mismo, análisis de biomarcadores realizados previamente en el Campo Ceuta, indican la existencia de una mezcla de crudos en vista del levantamiento de la línea base de los cromatogramas, lo cual se asocia a procesos de biodegradación, además de la presencia de *n*-alcanos, isoprenoides acíclicos (pristano y fitano) y de los compuestos 25-norhopanos (*m/z*: 177). Con la finalidad de evaluar las condiciones mínimas para la generación de diversos pulsos en el Campo Ceuta, se estimaron las tasas de subsidencia y a su vez, se elaboraron los gráficos de soterramiento en función del tiempo y la temperatura, tomando como base la teoría de Lopatín (Waples, 1980), para dos pozos que llegaron hasta el Paleoceno (Formación Guasare): P-3720, P-3807 y dos pozos que llegaron al Cretácico Temprano (Grupo Cogollo): P-3753 y P-3020. De igual manera, se consideraron los espesores máximos para el B-SUP y la Formación Paují en la región norte (Alto de Ceuta y San Lorenzo) y en la región sur (Área 8 Sur), se estimaron los espesores erosionados empleando los registros sínicos (Gómez, 1997) y se corrigieron los espesores por efecto de compactación mecánica. A partir de los resultados obtenidos, se evidenciaron dos etapas donde se produjeron altos incrementos en las tasas de subsidencia y soterramiento en la zona norte: la primera durante el Eoceno (primer pulso) asociado con la tectónica Caribe y el emplazamiento de las Napas de Lara, mientras que la segunda ocurrió durante el Mioceno - Pleistoceno (segundo pulso), relacionada con el levantamiento de La Sierra de Perijá y los Andes Venezolanos, mientras que en la zona sur (S), solo se alcanzaron las temperaturas óptimas para la generación de hidrocarburos durante el Mioceno.

Abstract

According to regional studies of Maracaibo Basin, has been identified at least two generation and migration pulses from the main source rock, the La Luna Formation; likewise, biomarker analysis previously made in the Ceuta Field, indicated the existence of a mixture of crude oils considering a baseline rise of chromatograms, which associated with biodegradation processes, besides the presence of the complete distribution of *n*-alkanes, acyclic isoprenoids (pristane and phytane) and 25-norhopanes compounds (*m/z*: 177). In order to assess the minimum conditions for generation of several pulses in the Ceuta Field, have been estimated subsidence rates and burial plots versus time and temperature were generated using the theory of Lopatín (Waples, 1980), at two wells that to reach the Paleocene (Guasare Formation): P-3720 and P-3807 and two wells that to reach the Early Cretaceous (Guasare Formation). Similarly, were considered maximum thickness from both B-SUP and the Paují Formation in the north (Alto de Ceuta and San Lorenzo) and south (Area 8 Sur); eroded thicknesses was estimated using sonic logs (Gómez, 1997) and thickness was corrected for mechanical compactation. From the results, we obtained two stages of rapid tectonic subsidence and burial increase for the north area: the first stage during the Eocene (first pulse) associated with the Caribbean tectonic and emplacement of the Napas de Lara, while the second stage occurred during Miocene - Pleistocene (second pulse) associated with the Sierra de Perijá and Mérida uplift; while at the south area, the optimum temperature for hydrocarbons generation was reached at Miocene.

Introducción

El área de estudio está conformada por los campos Bloque VII: Ceuta y Bloque XI Ceuta Este–Lagotreco, al sureste (SE) del Lago de Maracaibo, a 12 Km del Puerto de La Ceiba, Estado Trujillo, dentro del área operacional del Distrito Lago Sur, División Lago (Figura 1), extendiéndose 21 Km de norte a sur (N-S) y 12 Km de este a oeste (E-O). La columna estratigráfica del Campo Bloque VII: Ceuta está conformada por rocas de edad Cretácico, Paleoceno, Eoceno, Mioceno y Post-Mioceno (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997), las cuales se encuentran suprayacentes al basamento igneometamórfico y metasedimentario de edad Paleozoico (Pinto *et al.*, 2008).

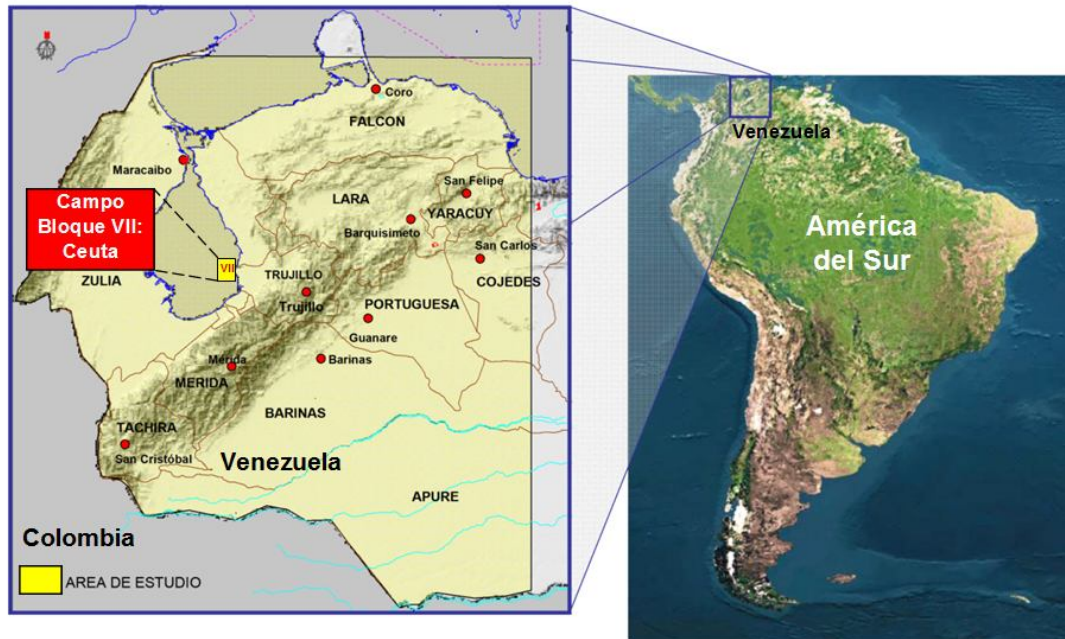


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

Por su parte, las principales rocas generadoras de hidrocarburos en la Cuenca de Maracaibo corresponden a lutitas calcáreas y calizas marinas de la Formación La Luna de edad Cretácico Tardío (Cenomaniense – Campaniense). Estudios geoquímicos previos indican que la Formación La Luna es la fuente del 98% de las reservas totales de petróleo que se encuentran en la cuenca de Maracaibo (Talukdar y Marciano, 1994; Zambrano *et al.*, 1997).

Investigaciones previas (Alberdi *et al.*, 1994; Cassani *et al.*, 1996; Zambrano *et al.*, 1997; Gallango *et al.*, 2000; Martínez *et al.*, 2006) han permitido determinar que en la región sureste (SE) de la cuenca, donde se localizan las áreas productoras de Ceuta, Tomoporo, Franquera, La Ceiba, Barúa y Motatán, aledañas a la zona de interés de este trabajo, los crudos acumulados presentan variaciones en su composición, las cuales han sido generadas por procesos postacumulación en los yacimientos, relacionados a la evolución de la cuenca en el tiempo geológico. Los estudios realizados por Escalona y Mann (2006) sobre la Cuenca de Maracaibo, presentan gráficos de soterramiento que comprueban un incremento en las tasas de subsidencia y soterramiento durante el Eoceno; posteriormente, el desplazamiento de la carga tectónica (Napas de Lara) hacia el este (E), conllevó a una respuesta de rebote isostático por parte de la litosfera, generando tasas de levantamiento alrededor de ~200 pies/Ma en la zona central y este (E) de la cuenca, erosionando gran parte de secuencia del Eoceno.

Configuración geológica

La estructura del área de estudio está constituida por dos bloques principales, separados por el sistema de fallas Pueblo Viejo – Ceuta F-3686. El Bloque Oeste denominado Área 2 Sur y Norte corresponde a un homoclinal fallado con buzamiento suave de 3° a 5° hacia el sur (S), con profundidades entre los -12500' y -19000' TVDSS a nivel de la Discordancia del Eoceno. Por otra parte, el Bloque Este se caracteriza por 2 estructuras: una en la parte central y sur que corresponde a un homoclinal fallado con buzamiento suave de 3° a 5° hacia el sur (S) y con profundidades entre -14000' y -19000' TVDSS a nivel de la Discordancia del Eoceno, denominada Área 8 Sur y Norte, y otra en la parte norte, que corresponde a una estructura positiva formada por transpresión, que presenta numerosas fallas y buzamientos entre 5° y 40°, con profundidades entre los -8000' y -13000' TVDSS a nivel de la Discordancia del Eoceno, conocida como Alto de Ceuta. El modelo estructural del área de estudio se observa en la figura 2.

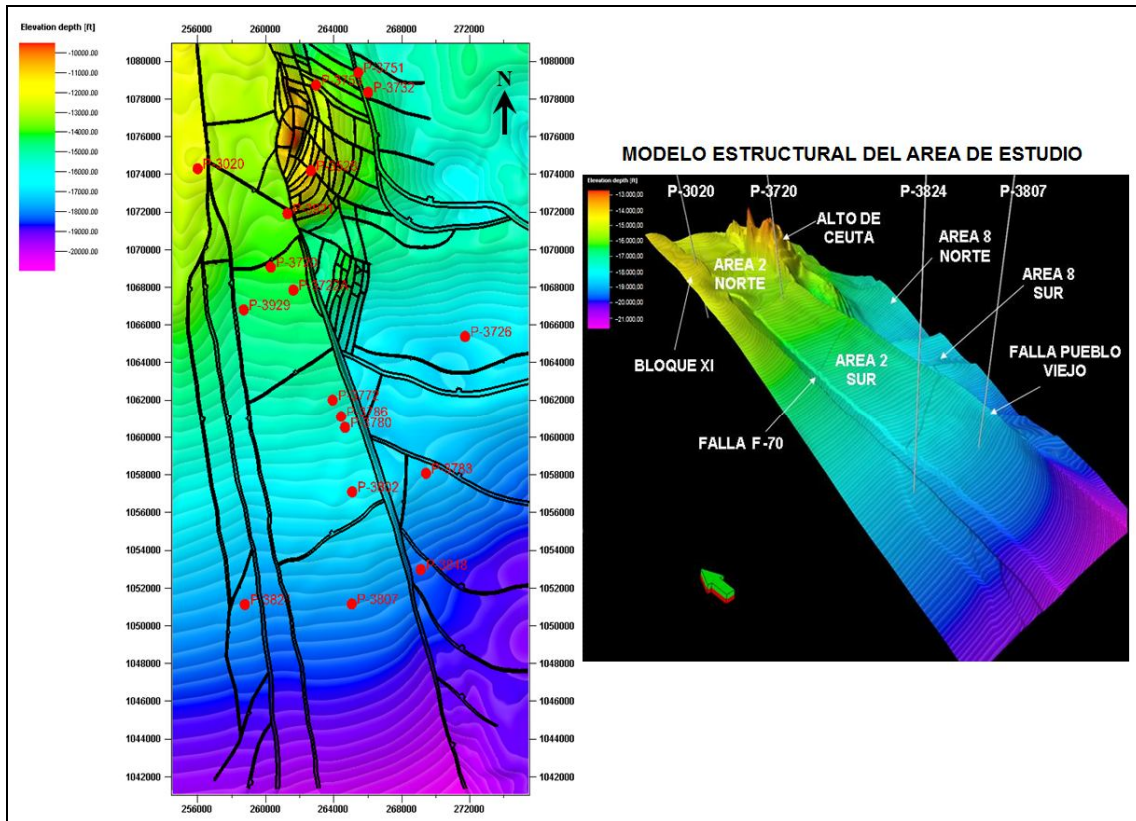


Figura 2. Modelo estructural del área de estudio.

Las unidades estratigráficas que han sido identificadas en el área de estudio desde la base hacia el tope corresponden a un basamento conformado por rocas metasedimentarias de edad Paleozoico Tardío (Pinto *et al.*, 2008). De forma suprayacente se encuentran las formaciones del Cretácico Temprano: Formación Río Negro de edad Barremiense, Grupo Cogollo de edad Aptiense-Albiense, conformado por las formaciones Apón, Lisure y Maraca y las unidades del Cretácico tardío: Formación La Luna de edad Cenomaniense a Santiense, Formación Colón de edad Santiense (Miembro Socuy) a Maestrichtiense (Lutitas de Colón). Posteriormente, de manera concordante se ubica la Formación Guasare del Paleoceno.

Suprayacente y de manera discordante se encuentra la Formación Misoa de edad Eoceno Inferior a Medio, donde se reconocen dos Miembros informales Arenas “C” (C-INF y C-SUP) y Arenas “B” (B-INF y B-SUP). En el Bloque Oeste no se presenta la Formación Paují (completamente erosionada), ya que la Discordancia del Eoceno (EREO) trunca el B-SUP de la Formación Misoa. Sin embargo, en el Bloque Este se encuentra el Miembro B-SUP completo y la Formación Paují parcialmente erosionada.

Suprayaciendo y de forma discordante se encuentran: la Formación La Rosa de edad Mioceno Temprano, la Formación Lagunillas de edad Mioceno Medio, la Formación La Puerta de edad Mioceno Tardío, conformada por depósitos de ambiente continental – fluvial, la Formación Onia de edad Plioceno y los sedimentos del Cuaternario (Pleistoceno).

La columna estratigráfica generalizada del área de estudio se muestra en la figura 3, la cual fue elaborada basada en el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997), los estudios de González de Juana *et al.*, (1980), Audemard F.E. (1991), Lugo y Mann (1995), Parnaud *et al.*, (1995), De Toni *et al.*, (1994) y Pinto *et al.*, (2008). En la columna estratigráfica se indican los límites de secuencia principales que han sido identificados en el área de estudio. Las edades de las unidades estratigráficas fueron asignadas por la curva eustática de Haq y Shutter (2008).

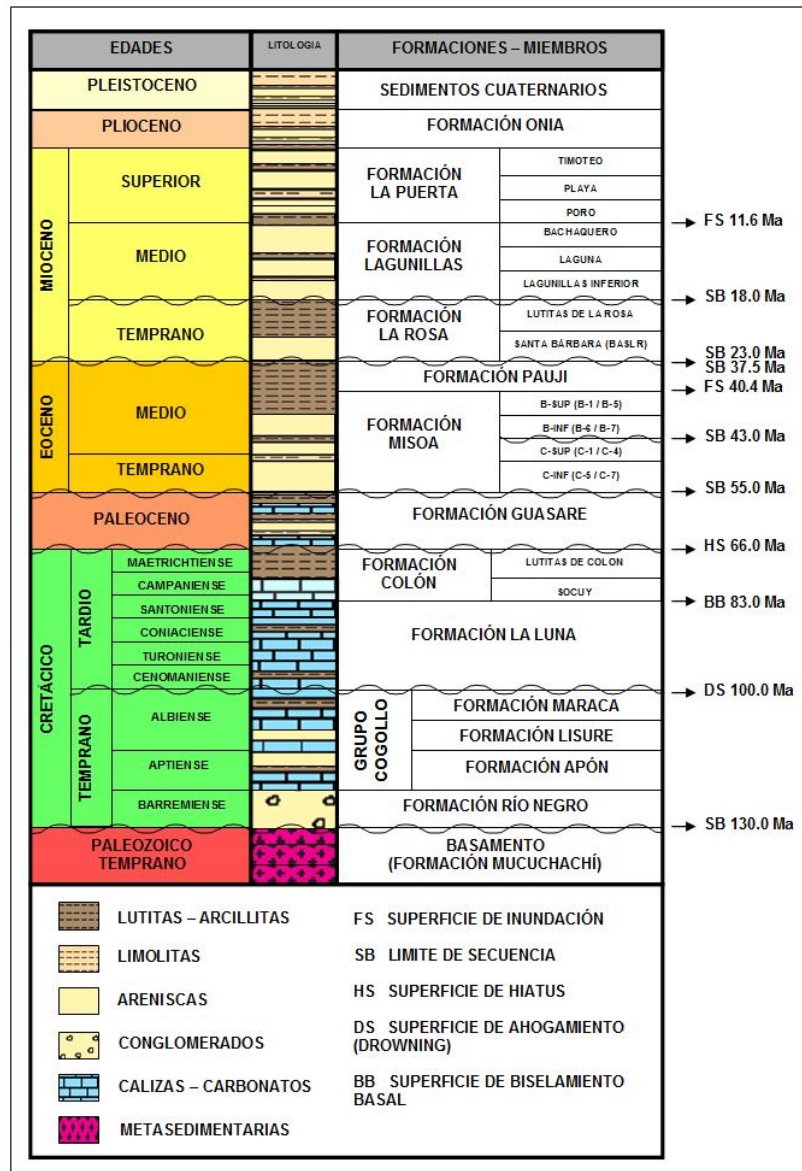


Figura 3. Columna estratigráfica del área de estudio, Campo Bloque VII: Ceuta.

Desde el punto de vista geodinámico, estudios regionales en la Cuenca de Maracaibo permiten afirmar que el área de estudio ha estado sometida a varios periodos de deformación tectónica. Estos periodos fueron resumidos y esquematizados en los estudios de De Toni *et al.* (1994) y Poppelreiter *et al.* (2005), los cuales mencionan 4 periodos principales de deformación (figura 4):

- Paleozoico Temprano: Tectónica de Emplazamiento, de dominio transpresivo–compresivo, donde se produjo el emplazamiento de los terrenos que conforman el Basamento. Corresponde al periodo Pre-Cuenca (Bellizia y Pimentel, 1980).
- Jurásico: Tectónica de *Rift*, de dominio transtensivo – extensivo, donde se desarrolla una cuenca tipo retroarco (*back-arc basin*) o cuenca extensional.
- Cretácico a Paleoceno: Tectónica de *Drift* o Margen Pasivo, de dominio transtensivo–extensivo. Durante este periodo, se produjo un frente de deformación y el desarrollo de una antefosa (*foredeep*) hacia el suroeste (SO), en la región de los actuales Andes Colombianos, producto de inicio de la subducción en la Costa del Pacífico, mientras que en la región del actual Lago de Maracaibo dominaron las condiciones de margen pasivo, que favoreció la formación de una plataforma carbonática – clástica.
- Eoceno Inferior a Medio: Tectónica Caribe, de dominio transtensivo – extensivo. Para De Toni *et al.* (1994), durante este periodo se inicia la fase de cuenca antepaís (*foreland basin*), mientras que para Poppelreiter *et al.* (2005), durante este periodo la Cuenca de Maracaibo pasó por una fase de margen activo, en el cual se produjo un frente de deformación y el desarrollo de una antefosa hacia el noreste (NE), en la región de Zulia Oriental, producto del emplazamiento de las Napas de Lara. A su vez, se desarrolló un arco periférico (*peripheral bulge*)

hacia la región sur (S) de los campos Centro Lago, Ceuta y La Ceiba, que origina el acuífero de las capas del Paleoceno y Eoceno.

- e) Eoceno Tardío a Oligoceno: Periodo de levantamiento y erosión por rebote isostático, en el cual se produjo erosión en la mayor parte de la cuenca, excepto hacia sus márgenes al oeste (O) sureste (SO) y sureste (SE).
- f) Mioceno a Pleistoceno: Tectónica Andina, de dominio transpresivo – compresivo, donde se desarrolla por completo la cuenca antepaís. Durante este periodo, el frente de deformación migra hacia el sureste (SE) y se desarrolla un antifosa frente al Flanco Norandino (Andes Venezolanos), hacia la región sur (S) de los campos Ceuta y La Ceiba. La colisión de las placas del Caribe, Suramérica y el Bloque de Maracaibo originan a partir del Mioceno Temprano una compresión regional en dirección suroeste-noreste (SO-NE) que domina actualmente la Cuenca de Maracaibo.

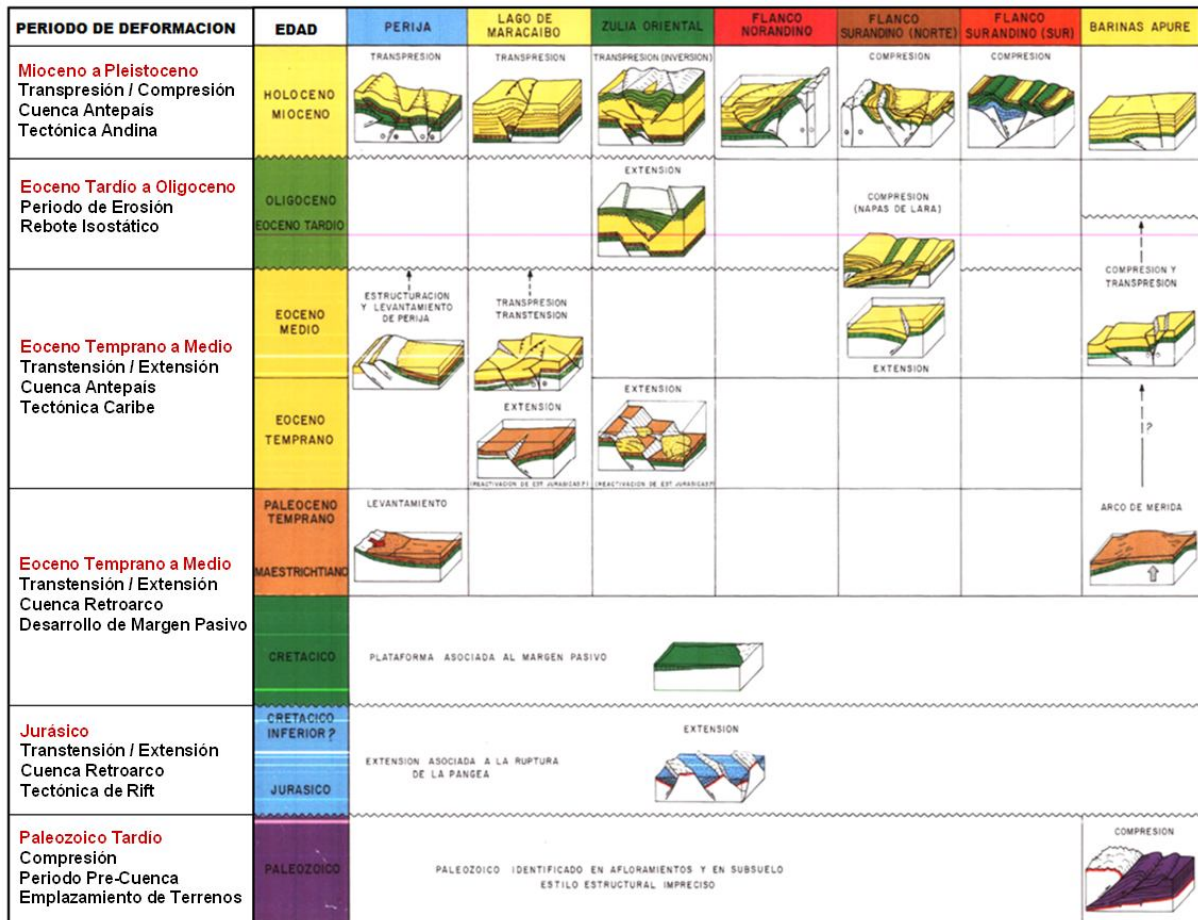


Figura 4. Periodos de deformación tectónica identificados en el área de estudio. Modificado de: De Toni *et al.* (1994).

Metodología

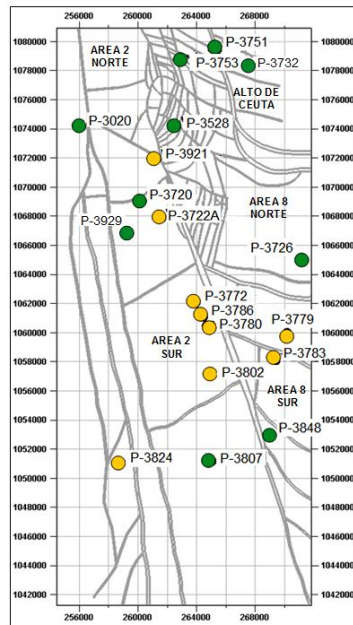
En primera instancia, se analizaron las distribuciones y relaciones de compuestos saturados en los fragmentogramas *m/z*: 99, 113, 191 y 177 (*n*-alcanos, terpanos y 25-norhopanos), obtenidos mediante cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (CG-EM) provenientes de estudios previos realizados en el área de Ceuta (Martínez, 2012; Duno *et al.*, 2013). A partir de este análisis, se determinó la existencia de una mezcla de crudos procedentes de al menos dos pulsos de generación.

Se emplearon los datos de registros eléctricos de seis pozos del área de estudio, y los datos de estratigrafía (topes geológicos interpretados) de 8 pozos, con la finalidad de poder determinar los espesores de las unidades estratigráficas analizadas. En las zonas donde los pozos no llegan hasta la Formación La Luna del Cretácico, se utilizaron los datos sísmicos para estimar las distancias en tiempo doble (TWT) y posteriormente determinar los espesores en pies (TVDSS).

Para la estimación de los espesores erosionados del Eoceno, se estableció la tendencia de compactación normal (NCT) según el modelo de Bowers (1995) y se analizaron los registros de tiempo de tránsito de la onda compresional (Δt) siguiendo las metodologías propuestas por Heasler y Karithonova (1996) y Gómez (1997). Adicionalmente, se consideró el efecto de compactación mecánica, con la finalidad de corregir los espesores al momento de la depositación de las unidades (Mouchet y Mitchell, 1989).

Posteriormente, se efectuó una estimación de las tasas de subsidencia y gráficos de soterramiento de la Formación La Luna, para dos pozos que llegaron hasta el Paleoceno (Formación Guasare): P-3720, P-3807 y dos pozos que llegaron al Cretácico Temprano (Grupo Cogollo): P-3753 y P-3020, en base a la teoría de reacción química del querógeno en función de la temperatura según Lopatin (Waples, 1980). De la misma manera, se consideraron los gradientes geotérmicos del área para generar gráficos las temperaturas alcanzadas por la Formación La Luna en los diferentes periodos geológicos.

En la figura 5 se observan los pozos con análisis geoquímicos de CG-EM, los cuales exhiben indicios de biodegradación y mezclas de crudos, al igual que aquellos pozos empelados para la estimación de espesores de horizontes estratigráficos.



- Pozos para estimación de espesor de horizontes estratigráficos y análisis de registros sísmicos (DTC)
- Pozos con análisis geoquímicos de CG-EM que exhiben indicios de biodegradación y mezcla de crudos

Figura 5. Mapa de ubicación de pozos con muestras de análisis geoquímicos de CG-EM y pozos seleccionados para estimación de espesores y análisis de registros sísmicos (DTC).

Resultados y discusiones

Un conjunto de muestras de crudo de diversos pozos del área de Ceuta (P-3722 A, P-3772, P-3780, P-3802 y P-3921) fueron previamente analizadas mediante CG-EM (Bernardo y Alberdi, 1997; Martínez, 2012). Los fragmentogramas de relación m/z : 99 exhiben un levantamiento de la línea de base como consecuencia de la presencia de la mezcla de compuestos no resueltos o UCM por sus siglas en inglés (*Unresolved Complex Mixture*), asociado en la literatura a aquellos compuestos generados a partir del proceso de biodegradación (Peters *et al.*, 2005); sin embargo, en el mismo cromatograma se observa una distribución completa de n -alcanos e isoprenoides acíclicos (Pristano y Fitano), sugiriendo la existencia de una mezcla de crudos, de las cuales, al menos una de ella se encuentra biodegradada (figura 6).

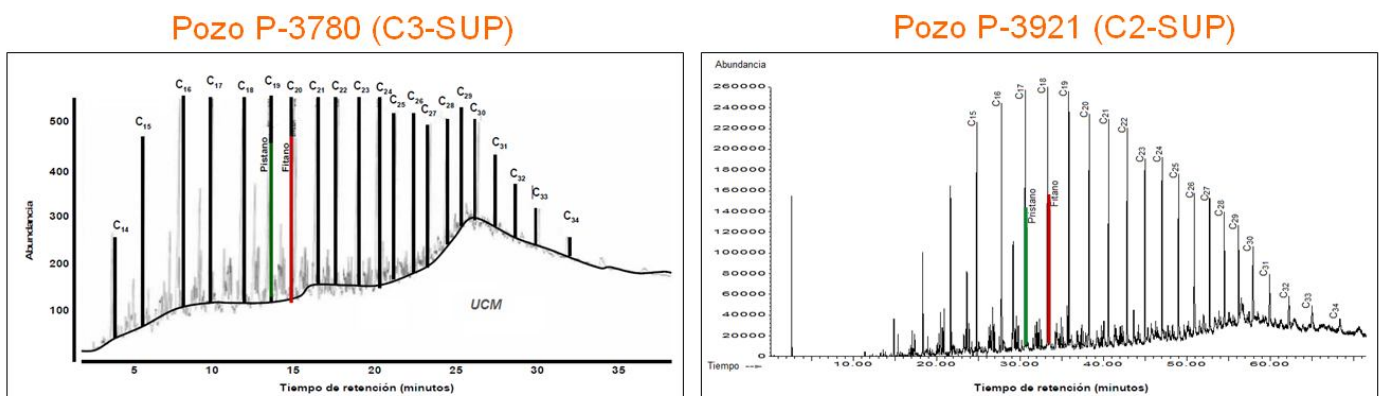


Figura 6. Fragmentogramas m/z : 99 de los pozos P-3921 (Martínez, 2012) y P-3780 (Bernardo y Alberdi, 1997).

Volkman *et al.* (1983) proponen una relación entre los hopanos y hopanos desmetilados, la cual permite predecir de manera semicuantitativa, la magnitud de los eventos de generación y expulsión de hidrocarburos. Esta predicción se realiza en base a la relación entre el C_{29} 25-norhopano y el C_{29} norhopano medidos en el cromatograma de masas

m/z 191 (C_{29} 25-norhopano/ C_{29} norhopano). Cuando la relación es mayor a 1, puede sugerirse que la cantidad del crudo acumulado en el yacimiento durante la primera fase de generación y expulsión, debió haber sido mayor que la segunda fase. Los resultados obtenidos de esta relación en las muestras de crudos analizadas, se encuentran entre 0,14 y 0,47 (tabla 1), lo que pudiese estar indicando que los yacimientos del área han sido influenciados principalmente por la segunda fase de generación, la cual se mezcló con crudos previamente biodegradados, tal como ocurre en el área de FRAMOLAC, zona oste (O) de la falla de Pueblo Viejo (Molina, 2015). Se debe tomar en cuenta, que esta relación tiende a subestimar la magnitud de la primera fase de acumulación del crudo, ya que se está asumiendo que la totalidad del compuesto hopano está siendo convertida al hopano desmetilado.

Tabla 1. Cálculos de la relación C_{29} 25-norhopano/ C_{29} norhopano (Volkman *et al.*, 1983) para crudos del área de Ceuta.

POZO	TIPO DE MUESTRA	FORMACIÓN	EDAD	C_{29} -25 NH/ C_{29} NH
P-3781	Extracto	Misoa	Eoceno	0,17
P-3781	Extracto			0,16
P-3779	Crudo			0,15
P-3783	Crudo			0,14
P-3921	Crudo			0,37
P-3772	Crudo			0,32
P-3780	Crudo			0,47
P-3802	Crudo			0,42
P-3722A	Crudo			0,45

* C_{29} -25 NH: C_{29} 25-nor- 17 α -hopano; C_{29} NH: C_{29} 17 α , 21 β -30- Norhopano

El análisis de los resultados geoquímicos se realizó de manera concomitante con la generación del modelo geológico que permitiría obtener como producto los gráficos de soterramiento. En primera instancia, se determinó la tendencia de compactación normal (NCT) para ser empleada en la estimación de los espesores erosionados del Eoceno. La construcción de la curva de tendencia de compactación normal permite cuantificar la cantidad de erosión, así como la determinación de zonas presurizadas o descompactadas. Según estudios geomecánicos previos efectuados en el Campo Ceuta y áreas vecinas (Vásquez *et al.*, 2013), la tendencia de compactación normal (NCT) que mejor calibra en el área de estudio es la del modelo de Bowers (1995), con parámetros calibrados de A = 15,0 y B = 0,726. Los resultados se muestran a continuación en la figura 7:

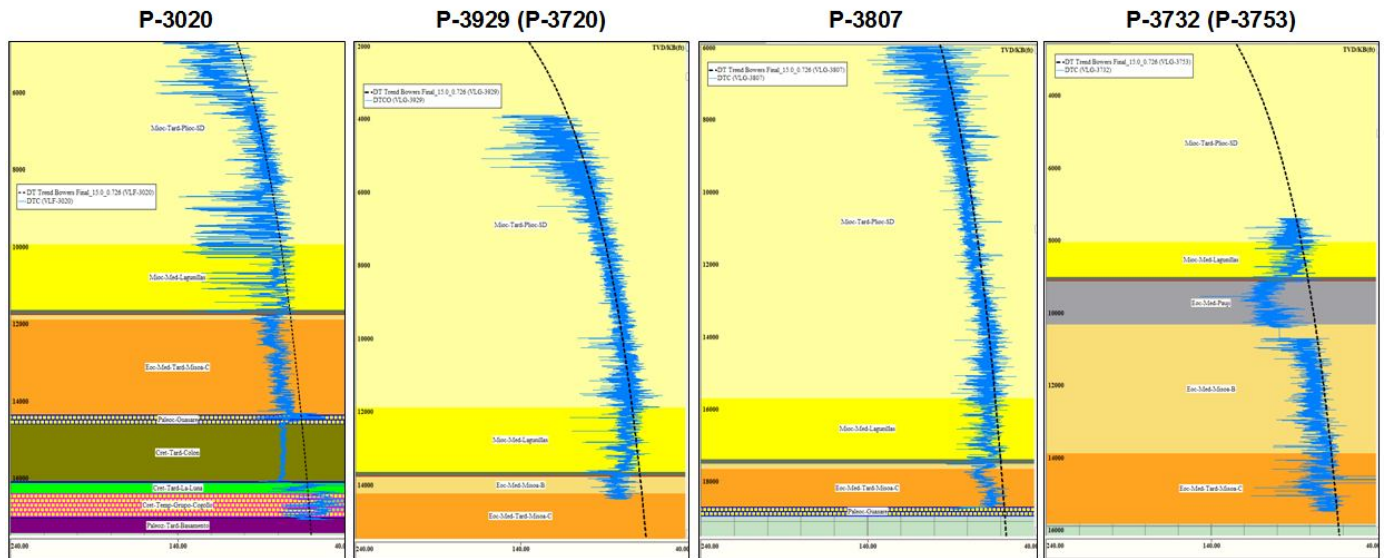


Figura 7. Estimación de la tendencia de compactación normal por el modelo de Bowers (1995) para el área de estudio.

Para estimar los espesores erosionados, se consideraron los fundamentos teóricos de Heasler y Kharitonova (1996), los cuales proponen un modelo exponencial de tendencia de variación del tiempo de tránsito de los registros sísmicos (Δt) en función de la profundidad (z), tomando en cuenta el rango físico de velocidades de las rocas, es decir, todos los tipos litológicos. En la figura 8 se muestra un diagrama esquemático de una sección erosionada y una tendencia de compactación normal determinada por medio de la metodología propuesta por estos autores. Cabe destacar que esta metodología se basa en la suposición que la compactación mecánica de la roca es el factor más importante que controla la porosidad de la misma en profundidades someras a intermedias. La tendencia de variación del tiempo de tránsito de las capas superiores corresponde con la tendencia de compactación normal (figura 9, curva 1). Los intervalos que presenten otra tendencia diferente a esta, no corresponden entonces a la tendencia de compactación normal (figura 9, curva 2). En zonas donde se presentan discordancias, los espesores erosionados pueden estimarse por la diferencia en las pendientes de diferentes curvas de tendencia de compactación.

De manera similar, Gómez (1997) desarrolló una metodología para la determinación de espesores erosionados en intervalos presurizados o sobrepresionados, a partir del registro sónico. La metodología se basa en los diferentes grados de compactación que presentan las formaciones, dependiendo de su litología y soterramiento, así como en el modelo exponencial de los tiempos de tránsito (Δt) como una función de profundidad (Z). En esta metodología, se establece la pendiente de la tendencia de compactación normal (NCT) en la sección suprayacente o post-discordancia (no presurizada). Luego se determina la pendiente de la sección infrayacente o pre-discordancia (presurizada), extrapolandola hasta la superficie de erosión (Z_1). Posteriormente se grafica una línea vertical desde los tiempos de tránsito de la sección infrayacente prediscordancia (Z_1) hasta los tiempos de tránsito de las sección suprayacente o postdiscordancia. El espesor erosionado corresponde a la diferencia de profundidades de Z_1 y Z_2 , siendo Z_1 la profundidad correspondiente a la superficie de erosión y Z_2 la profundidad a la que se encuentra la pendiente de la secuencia prediscordancia cuando alcanza el tiempo de tránsito inicial de la sección post discordancia (Figura 7). La aplicación de la metodología de Gómez (1997) en el pozo P-3020 se muestra en la Figura 9. Los resultados de la estimación de los espesores del Eoceno erosionados se muestran en la tabla 2:

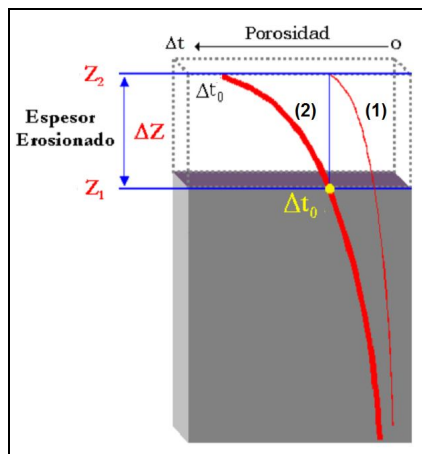


Figura 9. Metodología de Heasler y Kharotonova (1996).

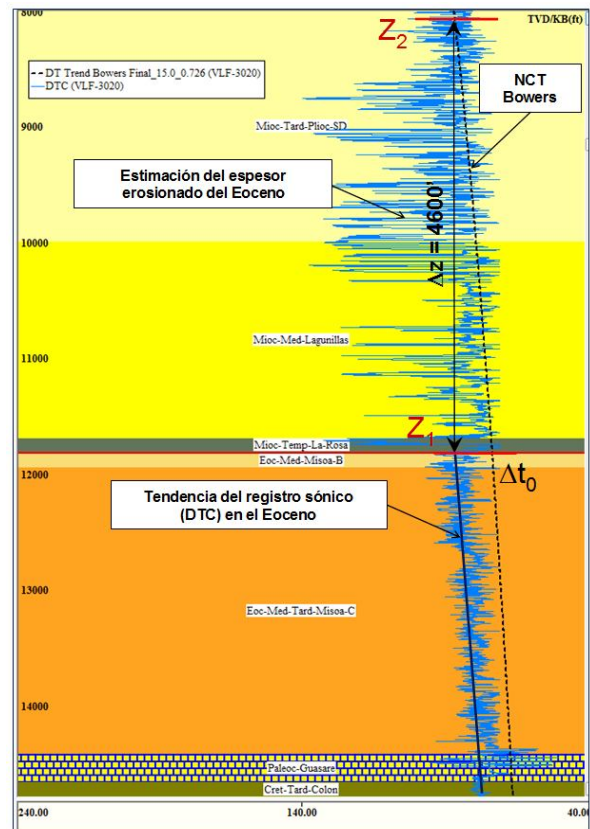


Figura 8. Aplicación de la metodología de Gómez (1997) en el pozo P-3020.

Tabla 2. Resultados de la estimación de los espesores del Eoceno erosionados.

POZO	UNIDAD ESTRATIGRAFICA	ESTIMACIÓN DEL ESPESOR DEL EOCENO EROSIONADO [Ma]
P-3020	Eoc-Med (Misoa-B + Pauji)	4600' = 2500' + 2100'
P-3929 (P-3720)	Eoc-Medio (Misoa-B + Pauji)	4500' = 2400' + 2100'
P-3807	Eoc-Med (Misoa-B + Pauji)	4300' = 2200' + 1900'
P-3732 (P-3753)	Eoc-Medio-Pauji	1850'

Los espesores medidos de las unidades estratigráficas se estimaron a partir de la interpretación estratigráfica de las secuencias del Mioceno, Eoceno, Paleoceno y Cretácico en el área de estudio (figura 10). Los mapas de espesores totales o brutos permitieron identificar la variación de las unidades estratigráficas de interés (figura 11).

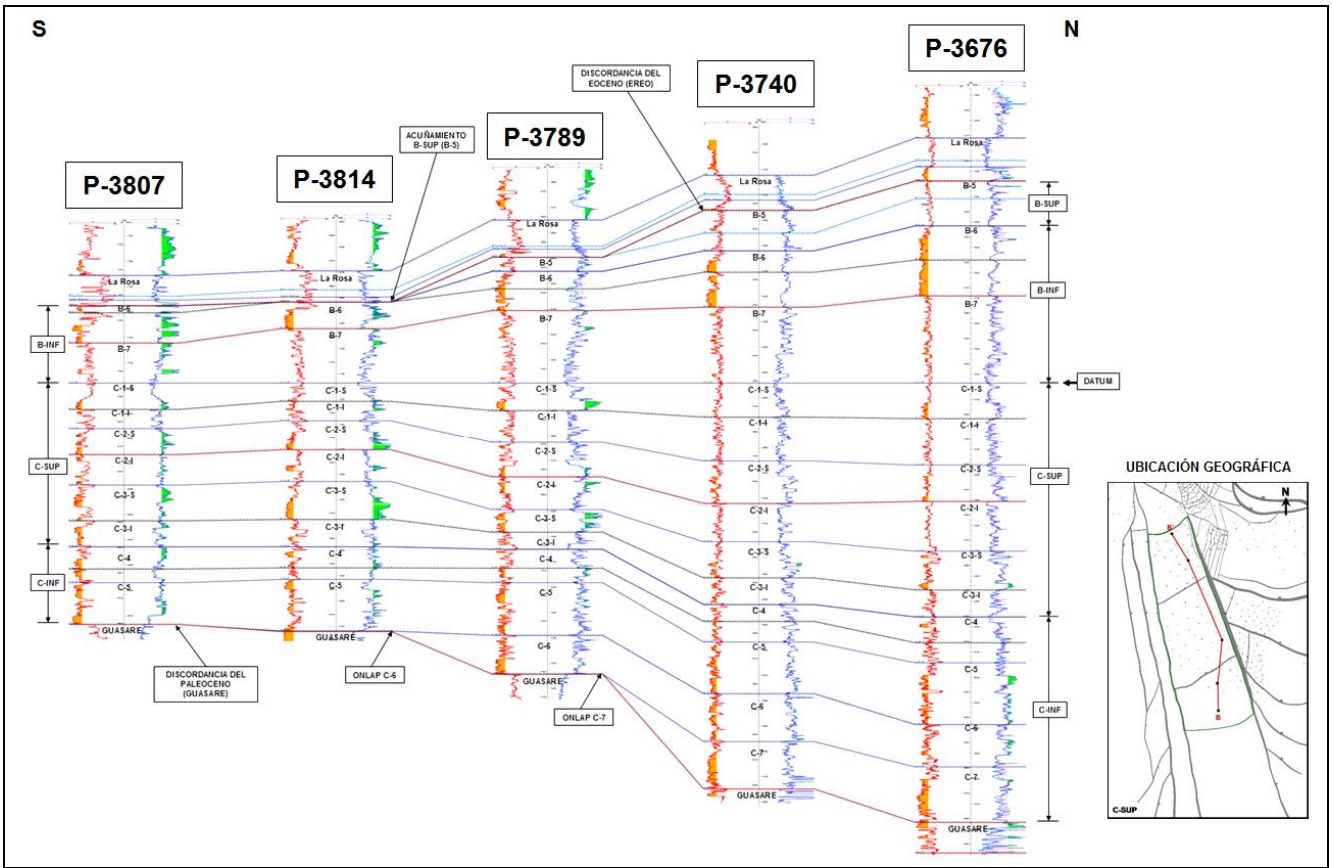


Figura 10. Sección estratigráfica A-A' en dirección sur-norte (S-N).

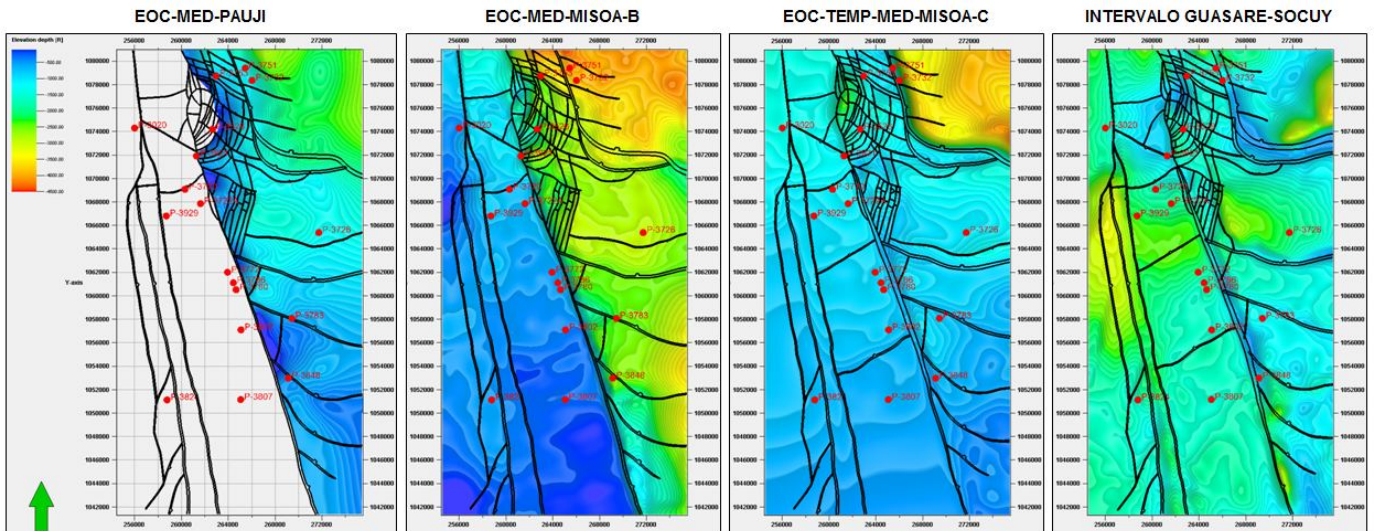


Figura 11. Mapas de espesores de las unidades estratigráficas analizadas del Eoceno y Paleoceno.

Donde no se disponía de pozos que llegaran hasta la Formación La Luna del Cretácico (pozos P-3720 y P-3807), se generaron secciones sísmicas-estructurales que permitieron estimar las distancias en tiempo doble (TWT) y los espesores en pies (TVDSS), como se muestra en la figura 12.

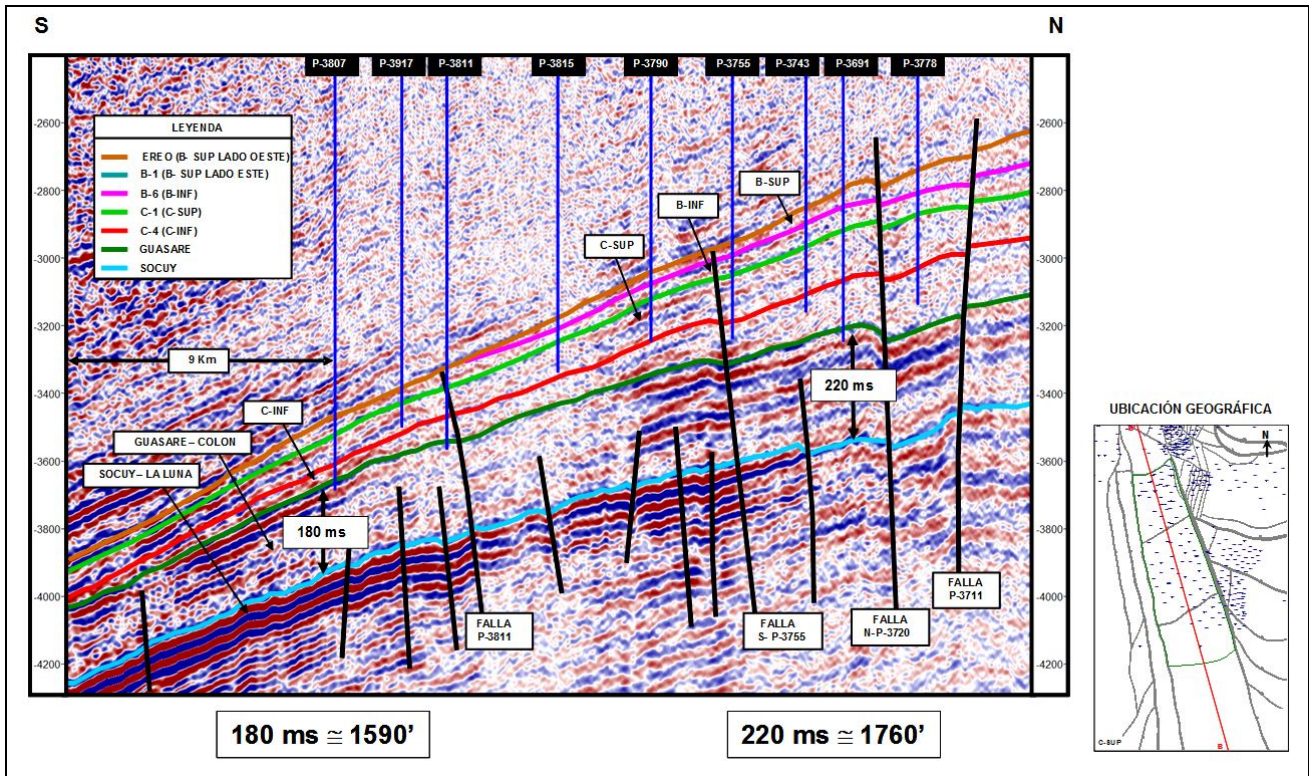


Figura 12. Sección sísmica-estructural B-B' en dirección sur-norte (S-N).

Con la finalidad de corregir los espesores al momento de la depositación de las unidades, se consideró el efecto de compactación mecánica en las rocas que componen las formaciones geológicas del área de estudio. Para estimar la pérdida de volumen de la roca por compactación mecánica, se deben conocer cuáles son los valores de compresibilidad de la roca. De los análisis de núcleos disponibles en el Campo Ceuta y las áreas vecinas, se determinó que los valores de compresibilidad de las rocas son las siguientes:

Tabla 3. Resultados de la estimación de los espesores del Eoceno erosionados.

UNIDAD ESTRATIGRAFICA	LITOLOGÍA	COMPRESIBILIDAD (Cb) [10^{-6} lpc^{-1}]
Mio-Med-Lagunillas	Areniscas	3,40 – 5,40
Eoc-Med-Misoa-B	Areniscas	3,20 – 3,40
Eoc-Temp-Med-Misoa-C	Areniscas	3,00 – 3,20
Cret-Tard-La-Luna	Calizas	2,70 – 3,00
Cret-Temp-Cogollo	Calizas	2,70 – 3,00

En las lutitas no se dispone de ensayos de compresibilidad de núcleos, sin embargo, mediante modelos empíricos se ha estimado entre $6 \text{ a } 27 \cdot 10^{-6} \text{ lpc}^{-1}$ para el Cretácico, $8 \text{ a } 30 \cdot 10^{-6} \text{ lpc}^{-1}$ para el Eoceno y $10 \text{ a } 45 \cdot 10^{-6} \text{ lpc}^{-1}$ para el Mioceno. La estimación de la compactación mecánica de las lutitas fue analizada en los trabajos de Mouchet y Mitchell (1989), de cuyo trabajo se obtuvo la siguiente gráfica (figura 13):

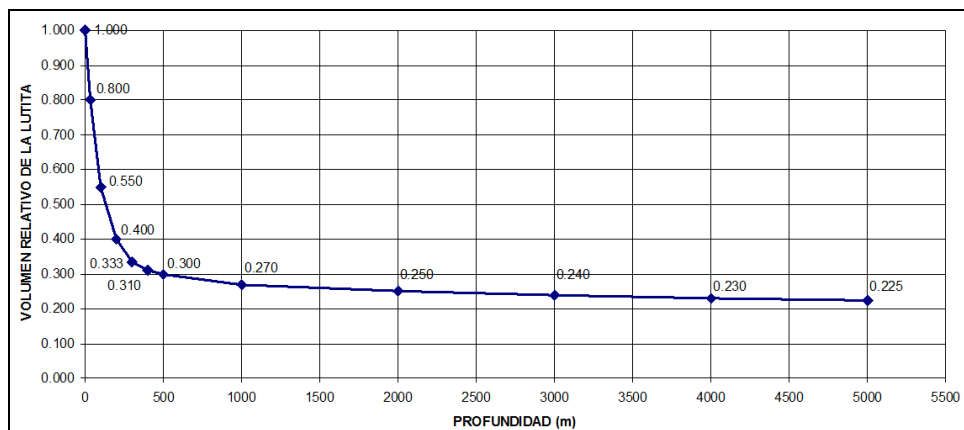


Figura 13. Gráfico de estimación de pérdida de volumen en las lutitas por compactación en relación a la profundidad (Mouchet y Mitchell, 1989).

En la Figura 13, se observa que la pérdida de volumen relativo de las lutitas por compactación mecánica luego de alcanzar los 3000 m de profundidad (10000') puede considerarse despreciable (desde 0,240 a 0,225), ya que los mayores cambios de volumen relativo de las lutitas se producen en los primeros 1000 m (3300') de soterramiento. Cabe destacar que la pérdida de volumen por compactación en las areniscas y calizas es mucho menor si se compara con el de las lutitas, y muchos autores desprecian este efecto para sus cálculos.

Para efectuar las correcciones por efecto de compactación mecánica en los principales intervalos lutíticos (formaciones La Luna, Colón, Paují y La Rosa), se estimaron las paleo-profundidades que presentaban las formaciones al momento de su depositación:

- Para la Formación La Luna del Cretácico Tardío, Boesi *et al.*, (1988) indica profundidades que van de 100 m (330') en el Turoniense hasta aproximadamente 700 m (2300') en el Campaniense, y mencionan condiciones euxínicas (poco oxígeno, reductor) del Turoniense hasta el Santoniense. El reconocimiento de los foraminíferos *Hebetoglobo truncana helvética*, *Hedbergella planispira*, *Heterohelix reussi* y *Whiteinella baltica*, en las muestras de canal de los pozos perforados hasta la Formación la Luna en el Campo Ceuta, sugieren un ambiente marino costafuera, pero sin llegar a ultraprofundo, con una paleo-profundidad de aguas de aproximadamente 400 m (1310'), lo que indica que para el momento de culminar su depositación presentaba un volumen relativo de 0,31.
- Para la Formación Colón del Cretácico Tardío, Martínez (1989) determinó dos intervalos que definen ambientes de aguas profundas en la parte inferior y media de la unidad y condiciones de aguas poco profundas para la parte superior de la unidad, indicando una marcada regresión, el reconocimiento de los foraminíferos *Bulimina* y *Bolivina* en los pozos del Campo Ceuta perforados hasta la Formación Colón sugieren un ambiente batial superior, con una paleo-profundidad de aguas de aproximadamente 300 m (980'), lo que indica que para el momento de culminar su depositación presentaba un volumen relativo de 0,33.
- Para la Formación Paují del Eoceno Tardío, Graves (1985) reporta que la unidad fue depositada en aguas limpias y profundas, de talud superior y medio. En esta unidad se ha reconocido el foraminífero *Uvigerina*, que sugiere un ambiente batial superior, con una paleo-profundidad de aguas de aproximadamente 300 m (980'), lo que indica que para el momento de culminar su depositación presentaba un volumen relativo de 0,33.
- Para la Formación La Rosa del Mioceno Temprano, el Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) indica que la escasa fauna de moluscos, son indicativos de aguas poco profundas, correspondiendo la Lutita de La Rosa con la transgresión de un mar poco profundo, que cubrió la mayor parte de la cuenca de Maracaibo. En esta unidad se ha reconocido el foraminífero *Textularia falconensis* (*Textularia-19*), que sugiere un ambiente marino somero, con una paleo-profundidad de aguas de aproximadamente 200 m (660'), lo que indica que para el momento de culminar su depositación presentaba un volumen relativo de 0,40.

La estimación de la pérdida de volumen por compactación mecánica en las cuatro unidades estratigráficas conformadas principalmente por lutitas se detalla a continuación:

Tabla 4. Corrección de los espesores de las formaciones lutíticas a partir de la pérdida de volumen por compactación (Mouchet y Mitchell, 1989)

INTERVALO	CARACTERÍSTICAS	EDAD	ESPESOR [pies]	ESPESOR NORMALIZADO	ESPESOR RELATIVO	CORRECCIÓN POR COMPACTACIÓN MECÁNICA
Lutitas de La Luna	Original - Cretácico	83,00	415,00	1,00	0,31	0%
	Eoceno	37,50	320,00	0,77	0,24	23%
	Actual	0,50	299,00	0,72	0,22	28%
Lutitas de Colón	Original - Cretácico	66,00	1909,00	1,00	0,33	0%
	Eoceno	37,50	1532,00	0,80	0,26	20%
	Actual	0,50	1355,99	0,71	0,23	29%
Lutitas de Paují	Original - Eoceno	37,50	3170,00	1,00	0,33	0%
	Mioceno - Erosionado	23,00	1320,00	---	---	---
	Actual	0,50	1003,88	0,76	0,25	24%
Lutitas de La Rosa	Original - Mioceno	18,00	166,00	1,00	0,40	0%
	Actual	0,50	110,90	0,67	0,27	33%

El resumen de la pérdida de volumen por compactación mecánica para todas las unidades estratigráficas del pozo P-3020 se muestra en la tabla siguiente:

Tabla 5. Compactación estimada para todas las litologías en el pozo VLF-3020.

UNIDAD ESTRATIGRAFICA	COMPACTACIÓN HASTA EL FINAL DEL EOCENO	COMPACTACIÓN DESDE EL MIOCENO HASTA LA EPOCA ACTUAL	COMPACTACIÓN TOTAL
Mio-Tard-Plio-SD	---	2,0%	2,0%
Mio-Med-Lagunillas	---	2,4%	2,4%
Mio-Temp-La-Rosa	---	33,0%	33,0%
Eoc-Med-Pauji	4,8%	19,2%	24,0%
Eoc-Med-Misoa-B	1,0%	2,4%	3,4%
Eoc-Temp-Med-Misoa-C	2,2%	2,9%	5,2%
Paleoc-Guasare	2,0%	2,9%	4,8%
Cret-Tard-Colon	20,0%	9,0%	29,0%
Cret-Tard-Socuy	2,5%	2,9%	5,3%
Cret-Tard-La Luna	23,0%	10,4%	28,0%

Los espesores estratigráficos corregidos permitieron obtener las tasas de subsidencia para cada uno de los pozos analizados, cuyos resultados se muestran a continuación:

Tabla 6. Tasas de subsidencia calculadas para los pozos P-3020, P-3720, P-3807 y P-3753.

UNIDAD ESTRATIGRAFICA	P-3020 [pie/Ma]	P-3720 [pie/Ma]	P-3807 [pie/Ma]	P-3753 [pie/Ma]
Mio-Tard-Plio-SD	889,19	889,19	1403,16	730,92
Mio-Med-Lagunillas	271,26	271,26	267,94	158,42
Mio-Temp-La-Rosa	33,00	33,02	35,59	33,27
Eoc-Med-Pauji	827,59	862,07	750,00	1091,41
Eoc-Med-Misoa-B	861,95	861,95	870,15	932,24
Eoc-Temp-Med-Misoa-C	215,83	215,83	98,14	191,31
Paleoc-Guasare	25,11	25,11	24,63	20,46
Cret-Tard-Colon	148,10	148,10	151,89	135,50
Cret-Tard-Socuy	8,31	8,31	8,37	8,36
Cret-Tard-La Luna	17,72	17,72	17,37	19,97

En el periodo Eoceno, las mayores tasas de subsidencia se observan en el pozo P-3753, ubicado en el Alto de Ceuta, mientras que en el periodo Mioceno, las mayores tasas de subsidencia se observan en el pozo P-3807, ubicado al sur (S) del área de estudio.

Al disponer de los espesores estratigráficos corregidos y las tasas de subsidencia se pueden generar los cálculos de la profundidad de la Formación La Luna y los gráficos de soterramiento para cada uno de los periodos geológicos que comprenden la columna estratigráfica que se está analizando, cuyos resultados se muestran a continuación:

Tabla 7. Cálculos de profundidad de soterramiento y temperaturas alcanzadas por la Formación La Luna en el pozo P-3020.

POZO	TOPE DE UNIDAD ESTRATIGRAFICA	EDAD [Ma]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [pies]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [m]	TEMP. FM. LA LUNA [°F]	TEMP. FM. LA LUNA [°C]
P-3020	Tope Mio-Tard-Plio-SD	0.50	-16410	-5080	297	147
	Tope Mio-Med-Lagunillas	11.60	-7702	-2385	180	82
	Tope Mio-Temp-La-Rosa	18.00	-6058	-1876	158	70
	Base Mio-Temp-La-Rosa	23.00	-5917	-1832	156	69
	Tope Eoc-Med-Pauji	37.50	-10505	-3252	218	103
	Tope Eoc-Med-Misoa-B	40.40	-8070	-2498	185	85
	Tope Eoc-Temp-Med-Misoa-C	43.00	-5903	-1828	156	69
	Tope Paleoc-Guasare	55.00	-3375	-1045	122	50
	Tope Cret-Tard-Colon	66.00	-3099	-959	119	48
	Tope Cret-Tard-Socuy	78.00	-1322	-410	95	35
	Tope Cret-Tard-La Luna	83.00	-1280	-400	94	35
	Base Cret-Tard-La Luna	100.00	0	0	77	25

Rebote Isostático del Final del Eoceno = 4600 pies / 14.5 Ma = 317 pies/Ma

Tabla 8. Cálculos de profundidad de soterramiento y temperaturas alcanzadas por la Formación La Luna en el pozo P-3753.

POZO	TOPE DE UNIDAD ESTRATIGRAFICA	EDAD [Ma]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [pies]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [m]	TEMP. FM. LA LUNA [°F]	TEMP. FM. LA LUNA [°C]
P-3753	Tope Mio-Tard-Plio-SD	0.50	-16741	-5183	301	150
	Tope Mio-Med-Lagunillas	11.60	-9920	-3071	210	99
	Tope Mio-Temp-La-Rosa	18.00	-9064	-2806	198	92
	Base Mio-Temp-La-Rosa	23.00	-9034	-2797	198	92
	Tope Eoc-Med-Pauji	37.50	-10870	-3365	223	106
	Tope Eoc-Med-Misoa-B	40.40	-7767	-2405	181	83
	Tope Eoc-Temp-Med-Misoa-C	43.00	-5413	-1676	150	65
	Tope Paleoc-Guasare	55.00	-3177	-984	120	49
	Tope Cret-Tard-Colon	66.00	-2952	-914	117	47
	Tope Cret-Tard-Socuy	78.00	-1326	-410	95	35
Tope Cret-Tard-La Luna	83.00	-1280	-400	94	35	
Base Cret-Tard-La Luna	100.00	0	0	77	25	
Rebote Isostático del final del Eoceno = 1850 pies / 14.5 Ma = 127 pies/Ma						

Tabla 9. Cálculos de profundidad de soterramiento y temperaturas alcanzadas por la Formación La Luna en el pozo P-3807.

POZO	TOPE DE UNIDAD ESTRATIGRAFICA	EDAD [Ma]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [pies]	PROF. TVDSS FM. LA LUNA [m]	TEMP. FM. LA LUNA [°F]	TEMP. FM. LA LUNA [°C]
P-3807	Tope Mio-Tard-Plio-SD	0.50	-20794	-6438	356	180
	Tope Mio-Med-Lagunillas	11.60	-6364	-1970	162	72
	Tope Mio-Temp-La-Rosa	18.00	-4738	-1467	140	60
	Base Mio-Temp-La-Rosa	23.00	-4578	-1417	138	59
	Tope Eoc-Med-Pauji	37.50	-9066	-2807	198	90
	Tope Eoc-Med-Misoa-B	40.40	-6725	-2082	167	75
	Tope Eoc-Temp-Med-Misoa-C	43.00	-4530	-1403	138	59
	Tope Paleoc-Guasare	55.00	-3416	-1057	123	50
	Tope Cret-Tard-Colon	66.00	-3145	-974	119	48
	Tope Cret-Tard-Socuy	78.00	-1322	-410	95	35
Tope Cret-Tard-La Luna	83.00	-1280	-400	94	35	
Base Cret-Tard-La Luna	100.00	0	0	77	25	
Rebote Isostático del final del Eoceno = 4500 pies / 14.5 Ma = 310 pies/Ma						

Con los datos de las tablas anteriores, se generaron los gráficos de soterramiento y de temperatura alcanzada por la formación La Luna, los cuales se observan en la figura 14.

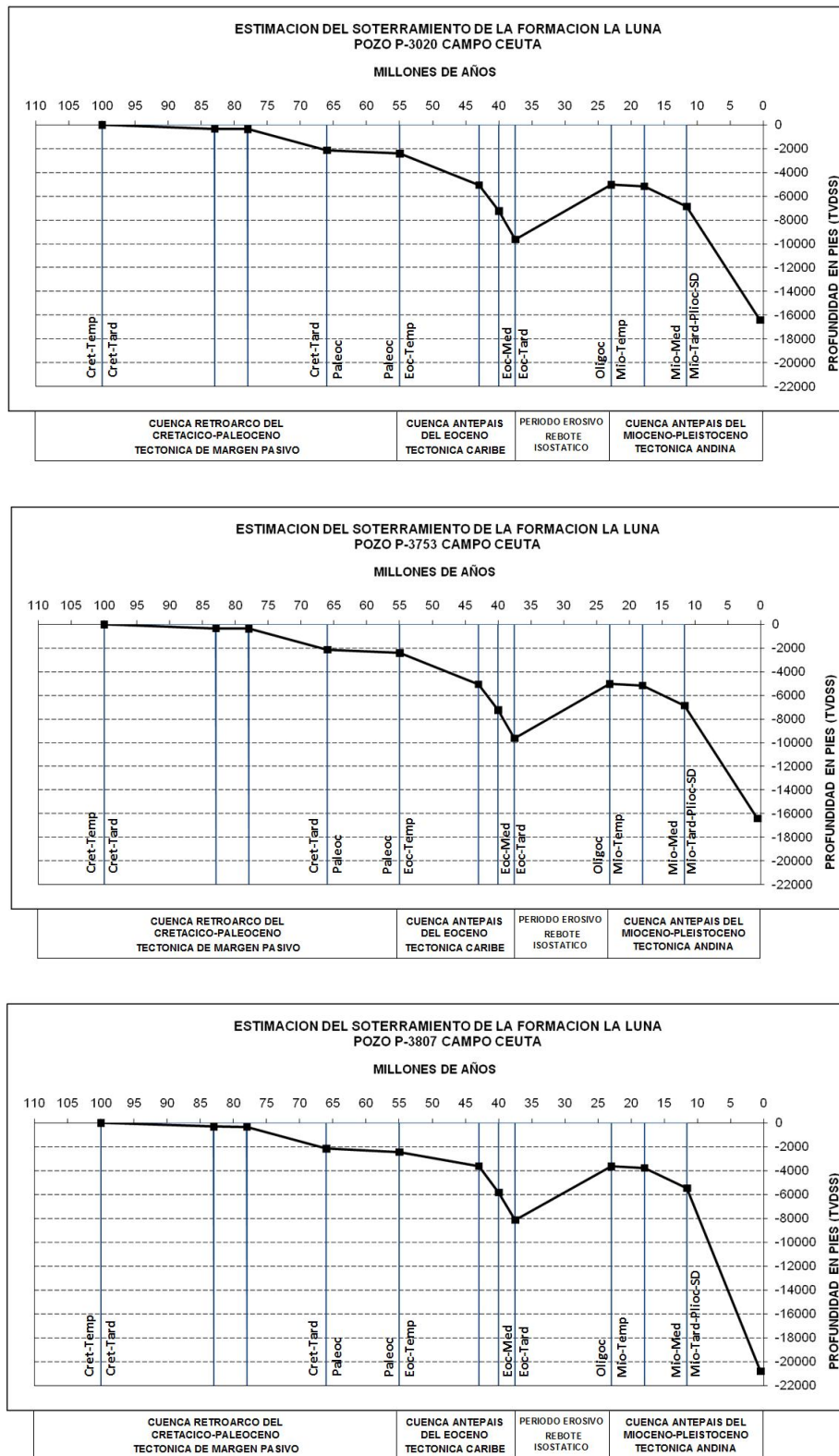


Figura 14. Gráficos de soterramiento de la formación La Luna en los pozos P-3020, P-3753 y P-3807.

Los gráficos de soterramiento de la Formación La Luna evidencian dos etapas donde se produjeron altos incrementos en la subsidencia y soterramiento: el primero fue durante la etapa de cuenca antepaís del Eoceno (primer pulso) asociado con la Tectónica Caribe y el emplazamiento de las Napas de Lara, mientras que el segundo fue durante la etapa de cuenca antepaís del Mioceno - Pleistoceno, asociado con la Tectónica Andina y el levantamiento de los Andes Venezolanos. Cada uno de estos periodos puede relacionarse con una etapa de generación o pulso: uno al final del Eoceno (Pulso Paleógeno) y otro al final del Mioceno (Pulso Neógeno). Durante el periodo de cuenca antepaís del Eoceno, la antifosa o zona más profunda (*foredeep*) se encontraba hacia el noreste (NE), mientras que durante el periodo de cuenca de antepaís del Mioceno, la antifosa migró hacia el sureste (SE).

Para estimar las temperaturas alcanzadas por la Formación La Luna en los diferentes periodos geológicos, se consideraron los gradientes geotérmicos del área, los cuales se encuentran entre 1,03 y 1,57 °F/100', con una tendencia de aumento progresivo hacia el noreste (NE). Las tendencias observadas se encuentran controladas por los valores de BHT medidos en los pozos durante la perforación, los cuales pudiesen tener un error asociado, mas sin embargo este rango coincide con las tendencias reportadas por Ghosh *et al.* (1995). En el caso específico de Ceuta, se estimó un gradiente de 1,3 °F/100' (figura 15).

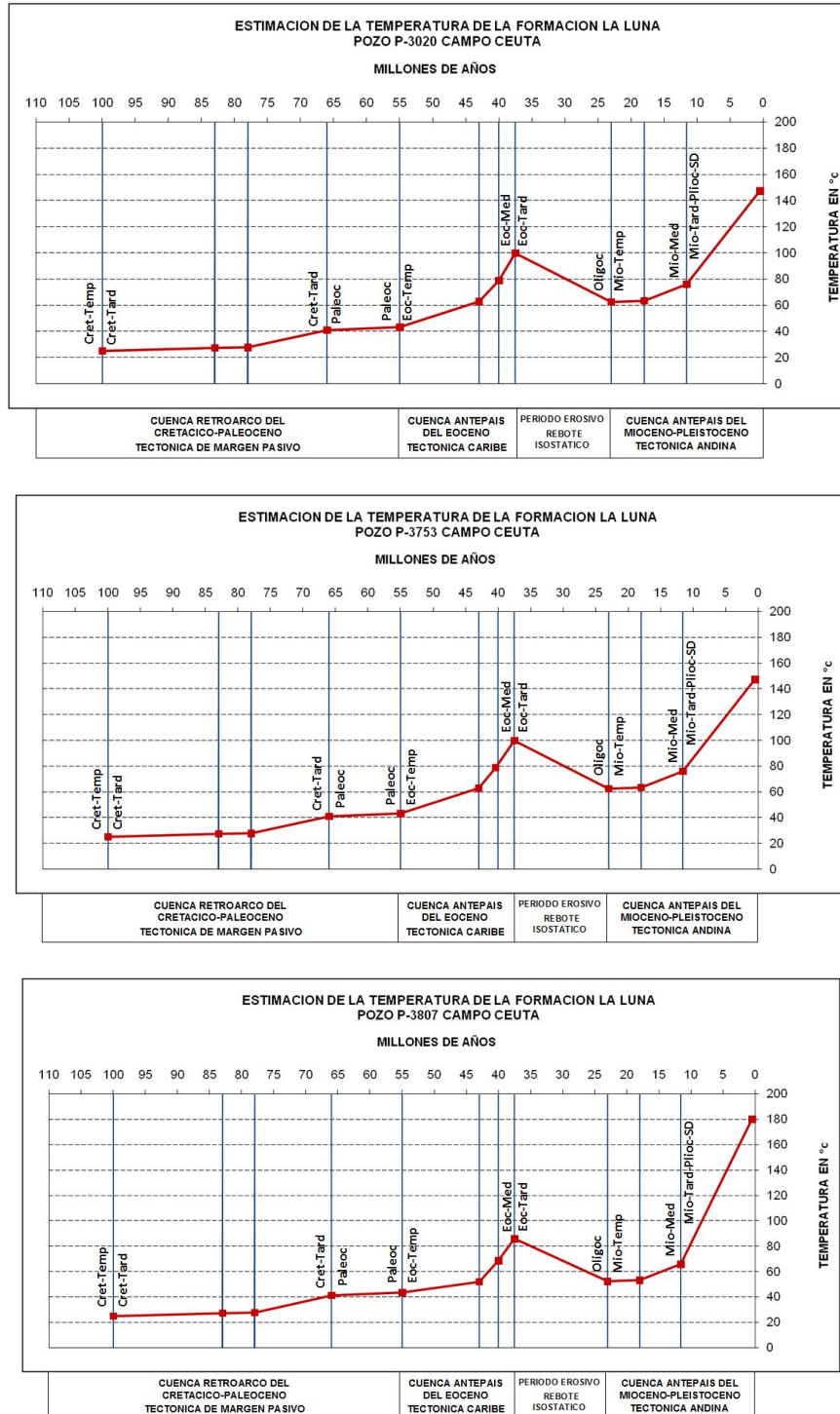


Figura 15. Gráficos de temperatura alcanzada por la Formación La Luna calculados en los pozos P-3020, P-3753 y P-3807.

Los gráficos de temperatura de la Formación La Luna evidencian dos etapas donde se produjeron incrementos termales: el primero fue durante la etapa de cuenca antepaís del Eoceno (Pulso Paleógeno), mientras que el segundo fue durante la etapa de cuenca antepaís del Mioceno - Pleistoceno (Pulso Neógeno).

Durante el primer pulso del final del Eoceno, en los pozos P-3020 y P-3753 ubicados en la zona norte (N) del área de estudio alcanzaron temperaturas cercanas a los 100° C, lo cual en base a la teoría química de Lopatín (Waples, 1980) llevaría a la roca madre ubicada en esta región a alcanzar la madurez térmica óptima para la generación de

hidrocarburos. Sin embargo, en el pozo P-3807 ubicado en la zona sur (S) del área de estudio se alcanzaron 86° C, lo que permitiría indicar que es menos probable que la roca madre en esta zona haya alcanzado la madurez termal adecuada y generado hidrocarburos durante dicho periodo.

Durante el segundo pulso del final del Mioceno, en todos los pozos se alcanzaron temperaturas mayores a los 100° C, siendo esta profundización mucho más acentuada en el pozo P-3807, producto del basculamiento de la Cuenca de Maracaibo y la migración de la antefosa hacia el sureste (SE). Esto permite afirmar que en este periodo, toda la roca madre ubicada en el área de estudio alcanzó la madurez termal óptima por lo cual es altamente probable que en la actualidad se encuentre generando hidrocarburos

Conclusiones

El análisis de procesos de alteración postdeposicional en el área de Ceuta indicó que los pozos P-3772, P-3786, VLG3802, P-3780, P-3722A, P-3802, además de los pozos vecinos del Área 8 Sur P-3783, P-3779, el pozo P-3824 (ubicado al suroeste del yacimiento) y el pozo P-3921 ubicado al norte, exhiben evidencias de biodegradación; adicionalmente la presencia en el mismo cromatograma de una distribución definida de n-alcenos e isoprenoides acíclicos (Pristano y Fitano) sugiere la procedencia de estos compuestos de otro pulso no biodegradado, implicando una mezcla de crudos.

Los gráficos de soterramiento de la Formación La Luna evidencian dos etapas donde se produjeron altos incrementos en la subsidencia y soterramiento: el primero fue durante la etapa de cuenca antepaís del Eoceno (primer pulso) asociado con la Tectónica Caribe y el emplazamiento de las Napas de Lara, mientras que el segundo fue durante la etapa de cuenca antepaís del Mioceno - Pleistoceno, asociado con la Tectónica Andina y el levantamiento de los Andes Venezolanos. Cada uno de estos periodos puede relacionarse con una etapa de generación o pulso: uno al final del Eoceno (Pulso Paleógeno) y otro al final del Mioceno (Pulso Neógeno). Durante el periodo de cuenca antepaís del Eoceno, la antefosa se encontraba hacia el noreste (NE), mientras que durante el periodo de cuenca de antepaís del Mioceno, la antefosa migró hacia el sureste (SE).

Los gráficos de temperatura de la Formación La Luna evidencian dos etapas donde se produjeron incrementos termicos importantes: el primero fue durante la etapa de cuenca antepaís del Eoceno (Pulso Paleógeno), mientras que el segundo fue durante la etapa de cuenca antepaís del Mioceno - Pleistoceno (Pulso Neógeno).

Durante el primer pulso del final del Eoceno, en los pozos P-3020 y P-3753 ubicados en la zona norte (N) del área de estudio se alcanzaron temperaturas cercanas a los 100° C, que ayudaría a la roca madre ubicada en esta región a alcanzar la madurez térmica adecuada para la generación de hidrocarburos. Sin embargo, en el pozo P-3807 ubicado en la zona sur (S) del área de estudio sólo se alcanzaron 86° C, por lo cual es menos probable que la roca madre en esta zona haya alcanzado la madurez termal adecuada y generado hidrocarburos durante dicho periodo.

Durante el segundo pulso del final del Mioceno, en todos los pozos se alcanzaron temperaturas mayores a los 100° C, siendo esta profundización mucho más acentuada en el pozo P-3807, producto del basculamiento de la Cuenca de Maracaibo y la migración de la antefosa hacia el sureste (SE). Esto permite afirmar que en este periodo, toda la roca madre ubicada en el área de estudio ha alcanzado la madurez termal y es altamente probable que en la actualidad se encuentre generando hidrocarburos

Referencias

- Alberdi, M., Tocco, R., Parnaud, F., 1994. Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo: Síntesis geoquímica de rocas. Informe técnico: PDVSA INTEVEP – Ciencias de la Tierra, p. 300.
- Audemard, F.E., 1991. "Tectonics of Western Venezuelan", PhD. Thesis, Rice University, Texas.
- Bowers, G. L., 1995. Pore Pressure Estimation from Velocity Data, accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction, SPE Drilling and Completions.
- Bernardo, L. y Alberdi, M., 1997. Análisis geoquímico de dos muestras de núcleo del pozo VLG-3781 y los crudos: VLG-3779, VLG-3783, VLG-3776, VLG-3772 y VLG-3780 del Campo Ceuta. Informe técnico PDVSA: INT-STE-00973.
- Boesi, T.; Galea, F.A.; Rojas, G.; Lorente, M.L.; Durán, I.; y Velásquez, M., 1988, Estudio estratigráfico del Flanco Norandino en el sector Lobatera-El Vigía. III Simposio Bolivariano Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Soc. Ven. Geólogos, Caracas, Mem. I: 1-41.

Cassani, F., Marcano, F., Pestman, P., Gómez, M., Álvarez, M., 1996. Modelado 1D de generación de hidrocarburos en 58 pozos reales y virtuales de las áreas de drenaje de Tomoporo, Barúa y Motatán: Aplicación del programa multipozo de BasinMod. Informe técnico: MARAVEN, p. 27.

De Toni, B., Loureiro, D., Colletta, B., Roure, F., Gou, Y. y Márquez, C., 1994. Análisis Geológico Integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo, Informe interno de PDVSA INTEVEP, Caracas, Venezuela.

Duno, L., Márquez, M., Faraco, A., Androne, D., Pascual, J., 2013. Modelo Geoquímico para análisis de zonas de Tar en el yacimiento Eoceno C P-3676, Área 2 Sur, Campo Ceuta, Lago de Maracaibo. PDVSA. Código del documento: IT-OC-2012-1643,DLS.

Escalona, A. y Mann, P., 2006. An overview of the petroleum system of Maracaibo Basin. AAPG Bulletin 90, 657–678.

Gallango, O., Zambrano, C., Benkovics, L., 2000. Evolución de la madurez de la Formación La Luna en el área de Zulia Oriental, Cuenca de Maracaibo. Informe técnico: PDVSA INTEVEP – Ciencias de la Tierra, p. 25.

Gómez, M. C., 1997. Estimación de espesores erosionados del Eoceno mediante registros sísmicos en el área de Zulia Oriental Nota Técnica MAR-EP 30763 NT

González De Juana, C., Iturralde, J., y Picard, X., 1980. Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninves. Torno 1. 407 p.

Ghosh, S., Pestman, P., Melendez, L., Bartok, M., Lorente, I., Durán, I., Pittelli, R., Rull, V., 1995. Síntesis geológica, marco secuencial y perspectivas exploratorias del Eoceno Cuenca de Maracaibo (Estudio ESTEX), Informe interno de MARAVEN, Caracas, Venezuela.

Graves, G., 1985. Ambientes sedimentarios y entrapamiento de hidrocarburos en las arenas "B" superiores de la Formación Misoa en el área LL-370 lago de Maracaibo. VI Cong. Geol. Venez. Caracas. 5: 3085.3102.

Haq, B.U. y S.R. Shutter, 2008. A chronology of Paleozoic sea-level changes: Science, v. 322, October 2008, p. 64-68.

Heasler, H. y Kharitonova, N., 1996. Analysis of sonic well logs applied to erosion estimates in the Bighorn Basin, Wyoming. AAPG Bulletin, V. 80, No. 5, p 630 – 646

Lugo, J., y P. Mann, 1995, Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p. 699-725.

Martínez, J. I., 1989. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Maastrichtian Colon mudstones of northern South América. Micropaleontology, 35(2): 97-113.

Martínez, A., Grobas, J., Murillo, W., Kassabji, E., González, M., González, A., Suárez, H., 2006. Evaluación del contenido, calidad y madurez de la materia orgánica en posibles rocas provenientes de pozos claves ubicados en el área de Zulia Oriental: Informe de avance del Proyecto Tigre – Pueblo Viejo. Informe técnico: PDVSA INTEVEP, p. 53.

Martínez, M., 2012. Caracterización Geoquímica del yacimiento Eoceno "C" VLG-3676, Campo Ceuta, Bloque VII, Lago de Maracaibo.

Ministerio de Energía y Minas, 1997. Léxico Estratigráfico de Venezuela. MEM - SERVIGEOMIN, Dirección de Geología, M.J. Editores C.A., Caracas, Venezuela.

Molina, A., 2015. Estudio de los principales procesos que controlan la distribución de los crudos en el área sureste de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Trabajo de Maestría. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela.

Mouchet J. P., & Mitchell, A., 1989. Abnormal pressure while drilling. Manuals techniques 2. Boussens, France, Elf Aquitaine Editions.

Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J.C., Capello, M.A., Truskowski, I., y Passalacqua, H., 1995. Stratigraphic synthesis of Western Venezuela, Informe interno de PDVSA E&P, Caracas, Venezuela.

Pinto J., Ortega S., González S., Rangel, M., Margotta, J., Oropeza, P., 2008. Estudio Sedimentológico de la Sucesión Cretácica Cogollo-La Luna, Bloques VIII y Centro Lago, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. Intevep, S.A, documento INT-11860.2008, Los Teques, Venezuela.

Poppelreiter, M., Balzarini, M., De Sousa, P., Stephan Engel, Galarraga, M., Hansen, B., Márquez, X., Morell, J., Nelson, R. y Rodríguez, F., 2005. Structural control on sweet-spot distribution in a carbonate reservoir: Concepts and 3D models (Cogollo Group, Lower Cretaceous, Venezuela). AAPG Bulletin, v. 89, no. 12, pp. 1651–1676

Talukdar, S., Marcano, F., 1994. Petroleum System of the Maracaibo Basin, Venezuela. The Petroleum System from source to trap. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 60, 463 - 481.

Vásquez, V.A., Lobo, C.L., Bois, A.P., y Boutin, H., 2013. Modelo Geomecánico 1D con el uso de los coeficientes de deformación tectónica en el Área 2 Sur P-3676, Campo Ceuta, Cuenca de Maracaibo, Venezuela. SPE WVPS Second South American Oil and Gas Congress en Porlamar, Venezuela, 21-25 Octubre 2013.

Volkman, J.K., Alexander, R., Ian Kagi, R., Wayne W.G., 1983. Demethylated hopanes in crude oils and their applications in petroleum geochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 785-794.

Waples, D. W., 1980. Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's method to petroleum exploration: AAPG Bulletin 64, 916-926.

Zambrano, C., Cassani, F., Álvarez, M., 1997. Banco de datos geoquímicos del área de Zulia Oriental. Informe técnico: PDVSA INTEVEP – Ciencias de la Tierra, p. 29.