

Caracterización tectono-estratigráfica del Mioceno temprano en el límite Occidental de la Subcuenca de Maturín

Yoasmali Barrios⁽¹⁾ barriosyf@pdvsa.com, Giancarlo Tovar⁽¹⁾, José F. Castillo⁽¹⁾, Marien Salomón⁽¹⁾, Meylin Herrera⁽¹⁾, Nubia Santiago⁽¹⁾, Rafael Ramírez⁽¹⁾ y Jorge Acosta⁽²⁾.

⁽¹⁾ Petróleos de Venezuela PDVSA Exploración Oriente. ⁽²⁾ EXGEO-CGG Veritas.

Resumen

Durante el Oligoceno superior- Mioceno temprano, se depositó en la sub-cuenca de Maturín, una secuencia de segundo orden (SM1), formada por seis secuencias de tercer orden (S1-S6). Estos sedimentos ilustran cambios laterales de facies y apilamientos de los "Systems tracts", generando una cuña sedimentaria de geometría convergente hacia el Sur, en una cuenca de tipo antepaís. Las secuencias sedimentarias están afectadas por dos estilos estructurales principales caracterizados por un sistema de fallas de cabalgamiento que forma una zona triangular y un sistema de fallas normales planares de vergencias opuestas, desarrolladas a partir de estructuras pre-existentes en el basamento.

Dos pulsos mayores de fallamiento inverso parecen marcar la evolución de la cuenca en el Mioceno temprano, uno que ocurriría durante el desarrollo de la secuencia sedimentaria ubicada entre los límites SB1 y SB2, donde se desarrollan Prodeltas hacia el Norte. En el intervalo de sedimentos suprayacentes al límite de secuencia SB2, se observa el inicio de una transgresión regional con desarrollo de deltas dominados por olas hacia las bases de las secuencias S3 y S4. Un segundo pulso entre los límites SB3 y SB4, sugiere una segunda fuente de aportes de sedimentos, para llenar la cuenca desde el Norte, donde ya había terrenos levantados. Esto es evidenciado por la serie de *onlaps* observados en la parte central de la región, entre los límites de secuencias SB3 y SB5.

Introducción

La Cuenca Oriental es una de las más prolíficas de Venezuela desde el punto de vista petrolífero, aquí ocurren trampas combinadas en depósitos de edad Mioceno temprano, producto de una alta complejidad estructural y estratigráfica. Por sus características, la cuenca ha sido subdividida en dos subcuencas, denominadas Guárico al Oeste y la Maturín al Este. Este trabajo se centra en el límite occidental de la subcuenca de Maturín (Fig. 1), abarcando un área aproximada de 2340 Km², que comprende los Campos de Pato-Tácata- Tonoro y Onado.

Debido a la importancia de los sedimentos de edad Mioceno temprano, en este trabajo nos proponemos presentar un modelo tectono-sedimentario consistente para su depósito, basado en la restauración de una sección regional y en datos sedimentológicos y bioestratigráficos altamente confiables tomados en 88 pozos disponibles.

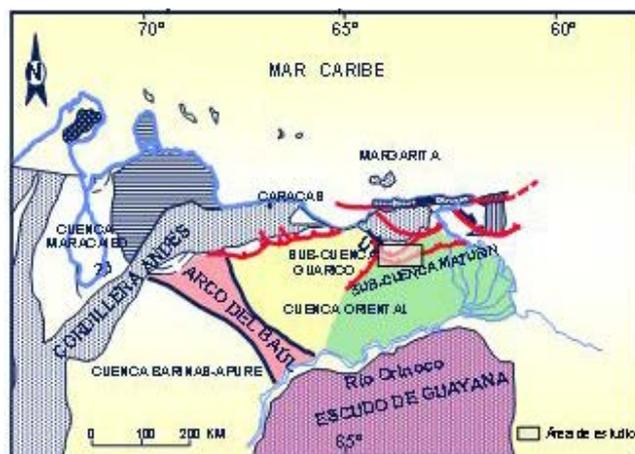


Figura 1. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela. Modificado de Di Croce, 1995.

Marco Regional

La Cuenca Oriental de Venezuela es una estructura de tipo antepaís, que se formó en el Cenozoico como resultado del choque oblicuo de las placas Caribe y Suramericana. La Subcuenca de Maturín es alargada en dirección N 50° E, asimétrica y paralela a la Serranía del Interior. Gravimétricamente (Fig. 2), la cuenca está definida por mínimos gravimétricos y está limitada por la curva de 70 miligales de la anomalía de Bouguer, que se extiende desde Pedernales hasta Anaco, en su eje central, con su límite Sur desde Temblador hasta El Tigre, y su límite Norte desde Cumanacoa hasta Güiría.

El flanco Sur de la subcuenca de Maturín está apoyado sobre el basamento ígneo-metamórfico del Escudo de Guayana, y se caracteriza por fallamiento normal. El flanco Norte se encuentra asociado a frentes de corrimientos de grandes bloques corticales desplazados hacia el Sur, y se caracteriza por la presencia de estructuras compresivas asociadas a la colisión entre la Placa Caribe y la Suramericana (Passalacqua, Fernández y Roure 1991).

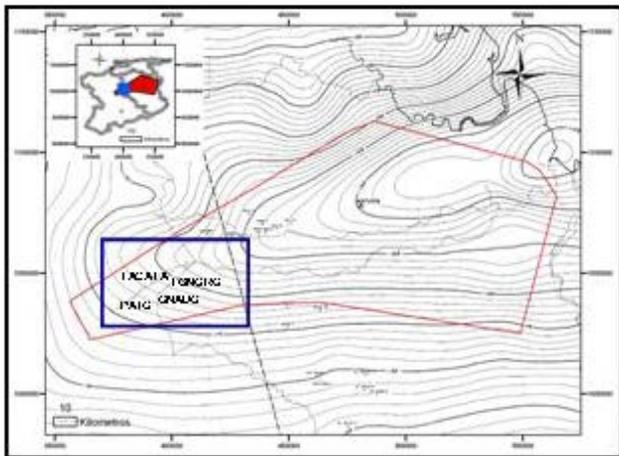


Figura 2. Mapa de Anomalías de Bouguer, donde se muestra la Subcuenca de Maturín. Modificado de Passalacqua, Fernández y Roure 1991.

Cuatro eventos tectónicos mayores dieron origen a la cuenca actual (Parnaud et al., 1995).

1. Pre-apertura (Pre-rift) durante el Paleozoico.
2. Apertura (rift y drifting) durante el Jurásico e inicios del Cretácico.
3. Margen pasivo entre el Cretácico y Paleógeno.
4. Margen activo desde el Cenozoico al reciente (desarrollo de un cinturón de corrimientos y de la cuenca antepaís).

En este trabajo solo se hará una breve reseña de la fase de margen activo, dado que durante ese periodo es donde se forman gran parte de las estructuras presentes dentro del área y que revisten mayor interés desde el punto de vista petrolero.

En la región, el límite Oligoceno – Mioceno temprano está asociado a una serie de depósitos transgresivos que indican un aumento progresivo en la subsidencia flexural de la cuenca, que alcanza su máximo desarrollo entre el Mioceno temprano y medio como lo indica el espesor total promedio de la secuencia que alcanza 6 kilómetros (Parnaud et al., 1995), y aumenta en sentido Oeste Este (Jácome et al., 2003). Durante este período se pueden distinguir tres direcciones de transporte de sedimentos. Una dirección principal Este - Oeste, paralela al eje de la cuenca. Una

proveniente del Sur, con sedimentos derivados del Escudo de Guayana, y un posible aporte del Norte, con sedimentos provenientes del cinturón de corrimientos emergido, (Ramírez et al., 2005).

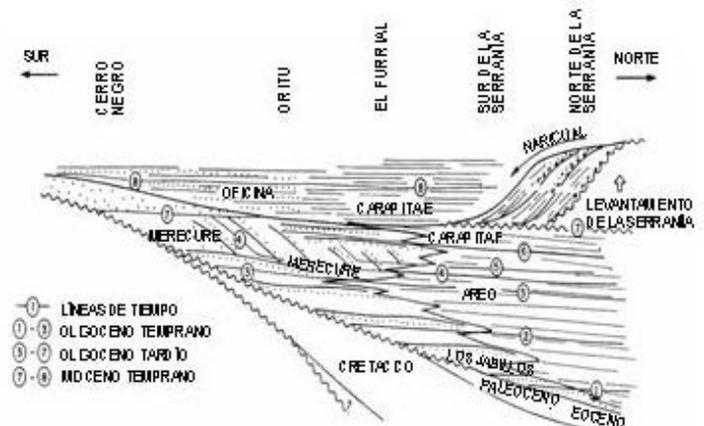


Figura 3. Modelo conceptual del Oligoceno y Mioceno temprano en la subcuenca de Maturín. Modificado de Parnaud et al. (1995) en Parra M. (2006).

Este depósito inicia con la sedimentación de la secuencia SM1, que extiende desde los 23.8 hasta los 16.9 Ma (Ramírez et al., 2005). La base de la secuencia está limitada por una discordancia de aproximadamente 25.5 m.a, que corresponde al inicio del “foredeep” Anzoátegui-Monagas. El Mapa de facies (Fig. 4) muestra la distribución de las tres mayores unidades deposicionales.

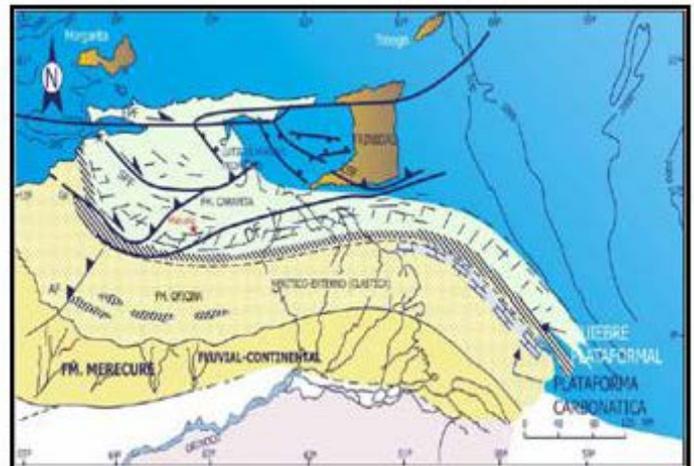


Figura 4. Mapa de facies para el Mioceno temprano 25 Ma. Tomado de Di Croce, (1999). Donde AF: Falla de Anaco; UF: Falla Urica; SFF: Falla San Francisco; EPF: Falla El Pilar; LBF: Falla Los Bajos; DF: Frente de deformación; BAP: Prisma de Acreción de Barbados

1. Hacia el Este y Sur de la cuenca predominaron facies continental a transicional (parte superior Formación Merecure) unidas con facies marino somero de barras litorales (parte inferior Formación Oficina).
2. Hacia el Norte, en la Serranía del Interior está representado por el Grupo Merecure (Los Jabillos, Areo y Naricual).
3. Hacia el centro de la cuenca predominaron facies de aguas profundas a turbidíticas (Formación Carapita inferior), estas facies marcan el comienzo de la fase de profundización de la cuenca producto del avance del cinturón plegado o frente de deformación. Así mismo cabe destacar que esta unidad deposicional representa el sello principal para los reservorios Oligo-Mioceno y es también considerada como una roca madre potencial, cuya materia orgánica es tipo mixto continental y marina, Parnaud et al. (1995).

Estratigrafía y Sedimentología

El modelo estratigráfico secuencial del área de Pato-Tácata-Tonoro y Onado están enmarcadas en seis (6) secuencias de tercer orden (S1, S2, S3, S4, S5 y S6) dentro de la secuencia de segundo orden SM1 de edad Mioceno temprano (16.9 – 23.8 ma). Las secuencias de tercer orden se encuentran formadas por sistemas encadenados de alto nivel, transgresivos y en algunos casos de bajo nivel.

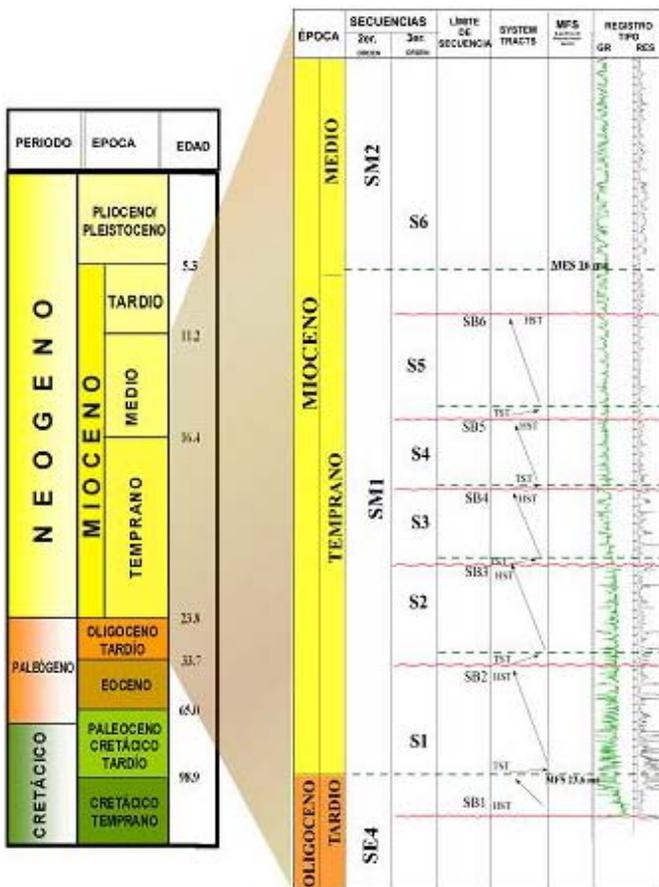


Figura 5. Análisis estratigráfico secuencial de tercer orden.

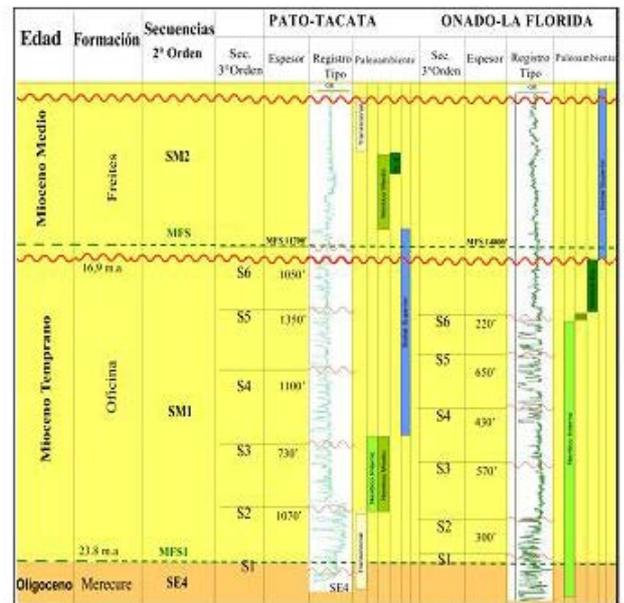


Figura 6. Cuadro de correlación estratigráfica de los campos ubicados al Sur del frente de deformación.

Campo Pato- Tácata-Tonoro: estos campos se encuentran ubicados al Norte y Suroeste de la región, donde se identificaron las seis (6) secuencias de tercer orden definidas (Fig. 7). Las secuencias (S1, S2, S3) representan etapas de progradación de la cuenca, caracterizadas por depósitos deltáicos, con espesores entre 10' - 50', y canales distributarios de 10'-60' de espesor y paleobatimetrías de transicional a nerítico medio.

Las secuencias (S4, S5, S6) se caracterizan por un cambio lateral de facies arenosas, con intercalaciones lutíticas, y desarrollo de barras de frente deltáico de 10' - 40' de espesor y canales de 10' - 50' de espesor, con paleobatimetrías de nerítico interno a nerítico externo. Hacia el Este se diferencia un desarrollo de intercalaciones lutíticas de mayor espesor (200' - 800'), presentando paleobatimetrías de nerítico externo a batial superior y desarrollo de depósitos turbidíticos con espesores de 20' - 50'.

Campo Onado: En este campo que se ubica al Sureste de la región, sólo se identificaron cinco (5) secuencias de tercer orden (Fig. 8). Las secuencias S1 y S2 son predominantemente arenosas grano crecientes, que se caracterizan por alternancia de canales fluviales de 10' - 40' de espesor y barras de frente deltáico de 10' - 30' de espesor.

La secuencia S3 en algunos pozos se caracteriza por una intercalación de lutitas de plataforma, de espesor entre 500' - 800', con desarrollo de cuerpos arenosos hacia el tope en algunos pozos, los cuales varían entre 10' - 20' de espesor.

4 CARACTERIZACIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL MIOCENO TEMPRANO EN EL LÍMITE OCCIDENTAL DE LA SUBCUENCA DE MATURÍN. YOASMALI BARRIOS ⁽¹⁾ Y JORGE ACOSTA ⁽²⁾.

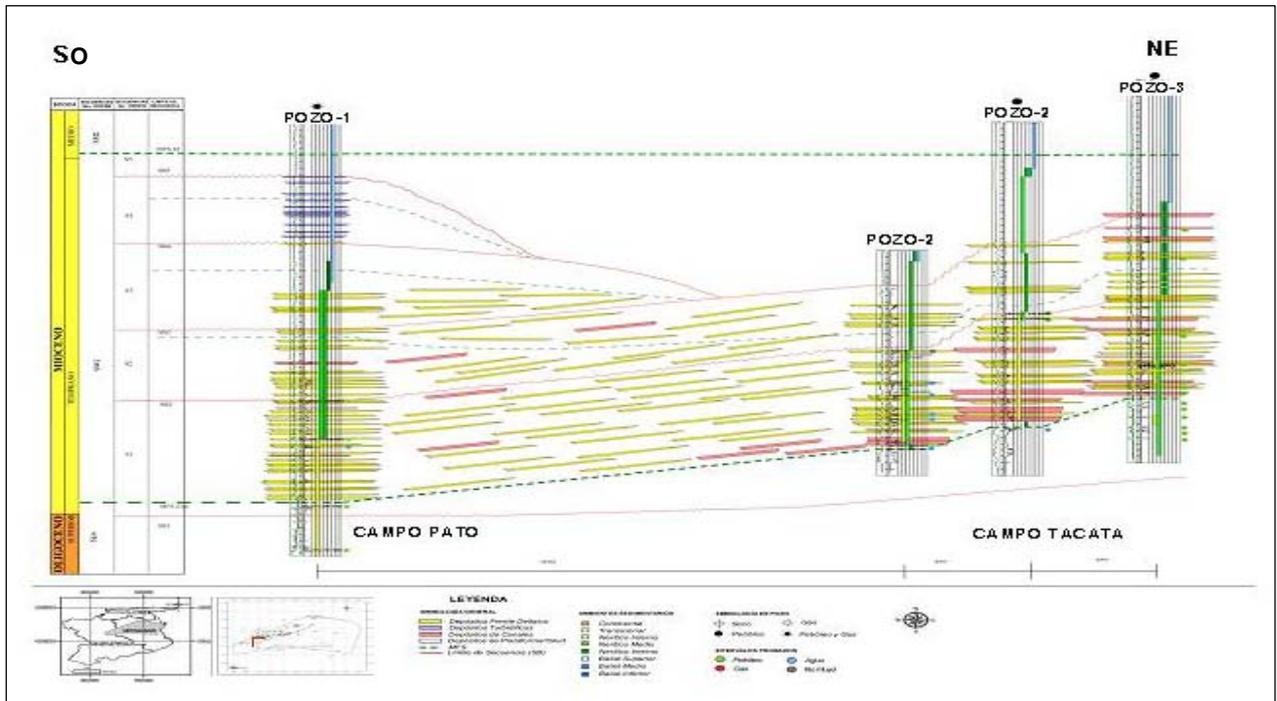


Figura 7. Sección Estratigráfica Sur-Norte (Campo Pato-Tácata) mostrando los cambios laterales y verticales de facies y correlación de las secuencias de tercer orden del intervalo Mioceno temprano y su relación con la superficie de máxima inundación de edad Mioceno medio. El pozo 2 aparece dos veces, en el primero corresponde al regional o indeformado y el segundo a la escama intermedia.

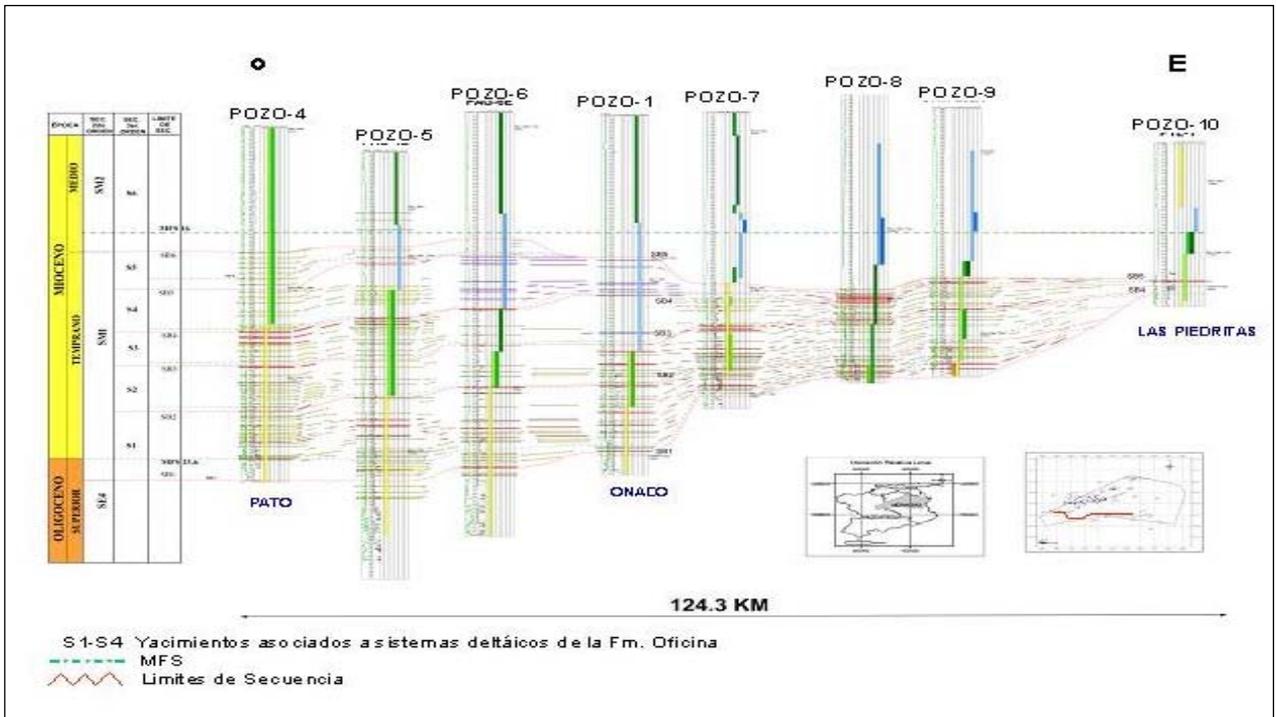


Figura 8. Sección Estratigráfica Oeste-Este, mostrando la arquitectura de facies y las variaciones laterales y verticales.

Las secuencias S4 y S5 presentan facies más arenosas, con desarrollos de canales fluviales de 30'-70' de espesor y barras de frente deltáico de 10'-30' de espesor..

Las secciones estratigráficas que se muestran en las Fig. 7 y 8 permiten visualizar para el intervalo de tiempo estudiado la dirección de aporte sedimentario en el área y los patrones de apilamiento de sistemas deposicionales típicos de un complejo deltáico. Se destaca además las considerables variaciones laterales en cada sistema encadenado en sentido Norte-Sur y Oeste-Este, como respuesta a la geometría típica de una cuenca tipo *Foreland*. El Mioceno Inferior se adelgaza considerablemente hacia el Este y se mantiene homogéneo hacia el Norte del área.

Modelo Depositional

El modelo deposicional definido para el área, permite diferenciar claramente los sistemas deltáicos presentes a lo largo de la línea de costa durante el Mioceno temprano. Adicionalmente, se observa que los sistemas deltáicos identificados hacia el área de Tápata, corresponden a deltas dominados por oleaje (Fig. 9). Por otra parte, los análisis de proveniencia realizados en el intervalo, indican que los sistemas deltáicos se originaban mayormente del Sur, aunque se encontró un aporte de sedimentos menor desde el Norte del área, que indica que el cinturón plegado ya estaba siendo levantado.

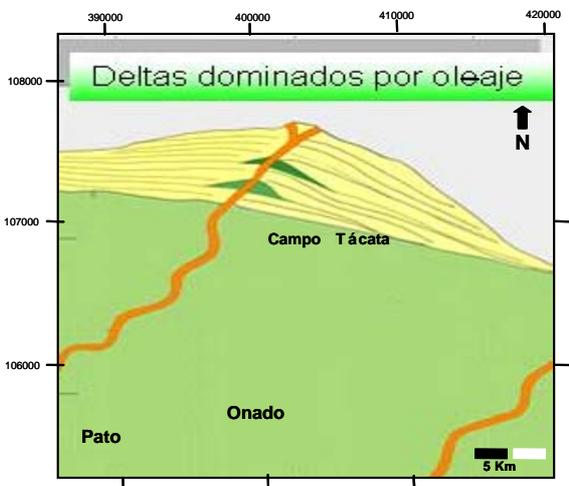


Figura 9. Modelo deposicional integrado del área de estudio en el intervalo Mioceno temprano.

Este estudio permitió además definir tres áreas principales de aporte sedimentario para este intervalo; la primera desde el Suroeste pasando a través de los pozos 4 y 5 en el área de Pato, la segunda con orientación S-N pasando por el área de Onado y la última al Este, avanzando hacia el Norte a través del Campo Las Piedritas. (Fig. 10)

Es importante señalar que la cuenca se ve afectada regionalmente por una gran transgresión con sucesivos depósitos más distales acumulados en las secuencias S3, S4 y S5, sin embargo, no existe una clara evidencia de la transgresión a nivel de secuencias individuales de orden menor, por el contrario, estas secuencias parecen estar dominadas por una regresión caracterizada con la presencia de ciertos paquetes agradacionales, que sugieren el desarrollo de depósitos arenosos influenciados por el oleaje.

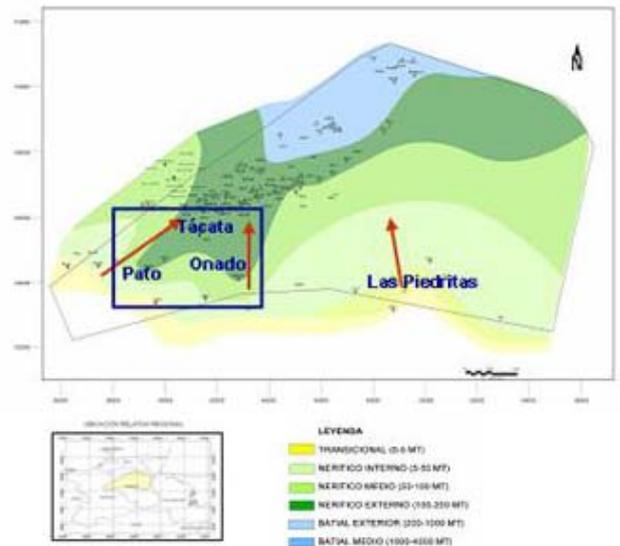


Figura 10. Mapa Paleobatimétrico en la secuencia S2, mostrando las áreas de aporte sedimentario.

Modelo Tectono-Estratigráfico

La interpretación de transectos sísmicos en el área de estudio, permitió identificar dos estilos estructurales bien definidos, uno al Norte formado por el apilamiento de escamas, en el área de Tápata y otro al Sur-Sureste constituido por fallas normales en las áreas Pato - Onado. (Fig. 11)

El primer estilo está ubicado hacia el Norte de la región y consta de un apilamiento de tres escamas, donde se encuentra involucrados depósitos de edad Mioceno, limitadas por fallas de cabalgamiento con vergencia Sur y terminan contra un retro-cabalgamiento pasivo de vergencia Norte, dando origen a una zona triangular. Se asigna la formación de estas estructuras como resultado del emplazamiento de la Placa Caribe durante la etapa más tardía del Mioceno temprano.

El espesor de los niveles afectados por las fallas inversas es menor respecto al interpretado hacia el "*Foreland*", indicando que las escamas intermedia y superior se

encontraban cerca al límite Norte de la cuenca, donde la región ya estaba levantada durante el tiempo del depósito.

El segundo estilo esta representado por fallas normales y puede dividirse en dos subestilos, uno formado por fallas normales planares de alto ángulo, ubicado al Sur dentro del Campo de Pato. El salto promedio de estas fallas oscila entre 200 y 300 pies, la vergencia predominantes es hacia el Noroeste, y el rumbo local de las estructuras es Sureste. Se cree que el desarrollo de este estilo estructural está influenciado por fallas preexistentes que aunado a la carga emplazada al Norte produjo una flexura o “foredeep” en la cuenca, dando condiciones propicias para el desarrollo del estilo descrito. La hipótesis del estilo de fallas preexistentes en el área de Pato se basa en las imágenes sísmicas, donde se observa que el basamento de esta región está afectado por fallas normales sigmoidales, de vergencia Norte, sobre las que se desarrollan los sistemas de fallas normales de igual vergencia y pocas fallas antitéticas, afectando la secuencia de edad Mioceno temprano. En general pequeñas variaciones en los espesores de estos sedimentos de “cobertera” se observan en algunos niveles a través de estas fallas, sugiriendo que las fallas de basamento eran pre-existentes y que actuaron como zonas de debilidad durante la generación de la cuenca, creando el espacio necesario para desarrollar fallas en la cobertera.

El segundo subestilo consta de fallas con planos lítricos y pliegues forzados (Fig. 12), y se observa al Sureste de la región en la zona de Onado-La Florida. La ubicación de las estructuras sugiere que para el momento de su desarrollo se encontraban muy próxima al “Forebulge” de la cuenca.

En la interpretación sísmica se definieron como horizontes los límites de las secuencias de tercer orden, que muestran que los sedimentos presentes hacia el *foreland* entre los horizontes SM1 y SB3, se caracterizan por alta continuidad y buena definición sísmica. Sin embargo, la geometría de la secuencia inferior (entre SB1 y SB2) es convergente hacia el sur, mientras que la geometría de la secuencia superior (entre SB2 y SB3) presenta un espesor relativamente constante y termina en una zona de baja definición sísmica. Esta configuración sugiere el desarrollo inicial de la cuenca entre SB1 y SB2, con depocentro bajo el actual frente de deformación, rellenado por depósitos deltáicos, seguida por un tiempo de subsidencia relativamente constante de la zona.

La secuencia observada entre los límites SB3 y SB4 se caracteriza por moderada continuidad y definición sísmicas, y una geometría convergente hacia el Sur. Estos sedimentos reposan en *onlap* (Fig. 12) sobre el horizonte S3, siendo estos rasgos muy evidentes desde la parte central del transecto hasta el Sur, sugiriendo una progradación de sedimentos desde el Norte. La secuencia ubicada entre los límites SB4 y SB5 tiene pobre a moderada continuidad y

definición sísmica y un espesor relativamente constante, que indica un cambio en la litología. Esta secuencia también presenta *onlaps* sobre el horizonte SB4, siendo claramente visibles en el centro del transecto. Esto sugiere que los ambientes de depósito cambiaron, pasando a zonas más profundas.

Un considerable adelgazamiento de la secuencia SB2 hacia el Este, mostrando una configuración de cuña estratigráfica apreciable en la sísmica, como en los cortes estratigráficos (Fig. 7 y 8), sugiere la ubicación de las estructuras cercanas a la zona del “Forebulge”, donde además ocurren condiciones adecuadas para el desarrollo de fallas normales con planos lítricos y pliegues forzados.

Este modelo tectono-estratigráfico, se validó mediante el balanceo y reconstrucción de las estructuras principales en el área (Fig. 13), para el intervalo de interés Mioceno temprano. En esta restauración se utilizó el algoritmo de deformación flexural y se tomó el tope del Mioceno temprano (SB6) como referencia. La Fig. 14, muestra el estado final de la sección restaurada que pasa por los Pozos 1, 3 y 11. La restauración permitió estimar el acortamiento que se encuentra aproximadamente en 20.33 % (12 Km). Dos pulsos mayores marcan la evolución de la cuenca en este tiempo, uno marcado por el desarrollo de la secuencia sedimentaria ubicada entre SB1 y SB2 y otro marcado por *onlaps* en el límite de secuencias S3 y S4. El segundo pulso sugiere que ya habían terrenos levantado al Norte, de donde se aportan sedimentos para rellenar la cuenca.

Conclusiones

Durante el desarrollo estructural de la cuenca de Maturín, en el Mioceno temprano, ocurrió una sedimentación con patrones típicos de una cuenca de Antepaís, caracterizados por apilamiento de un complejo deltáico donde se observan considerables variaciones laterales en cada sistema encadenado dentro del área en sentido Norte-Sur y Oeste-Este. Dicha cuenca se desarrollaba en el pie de monte de un cinturón plegado y fallado que se desarrollaba en ese momento, como lo demuestra el aporte de sedimentos provenientes del Norte, los cuales aunque eran en menor cantidad que los aportes provenientes del Sur, tienen un importante significado desde el punto de vista tectono-estratigráfico.

El presente estudio es de gran importancia porque ayuda a entender el desarrollo espacial y temporal de trampas estratigráficas, estructurales y combinadas para la Cuenca Oriental de Venezuela y permite predecir con gran certeza zonas prospectivas. Por otra parte presenta un nuevo enfoque para el desarrollo de los campos descubiertos, sirviendo para su re-exploración y permitiendo definir nuevas áreas.

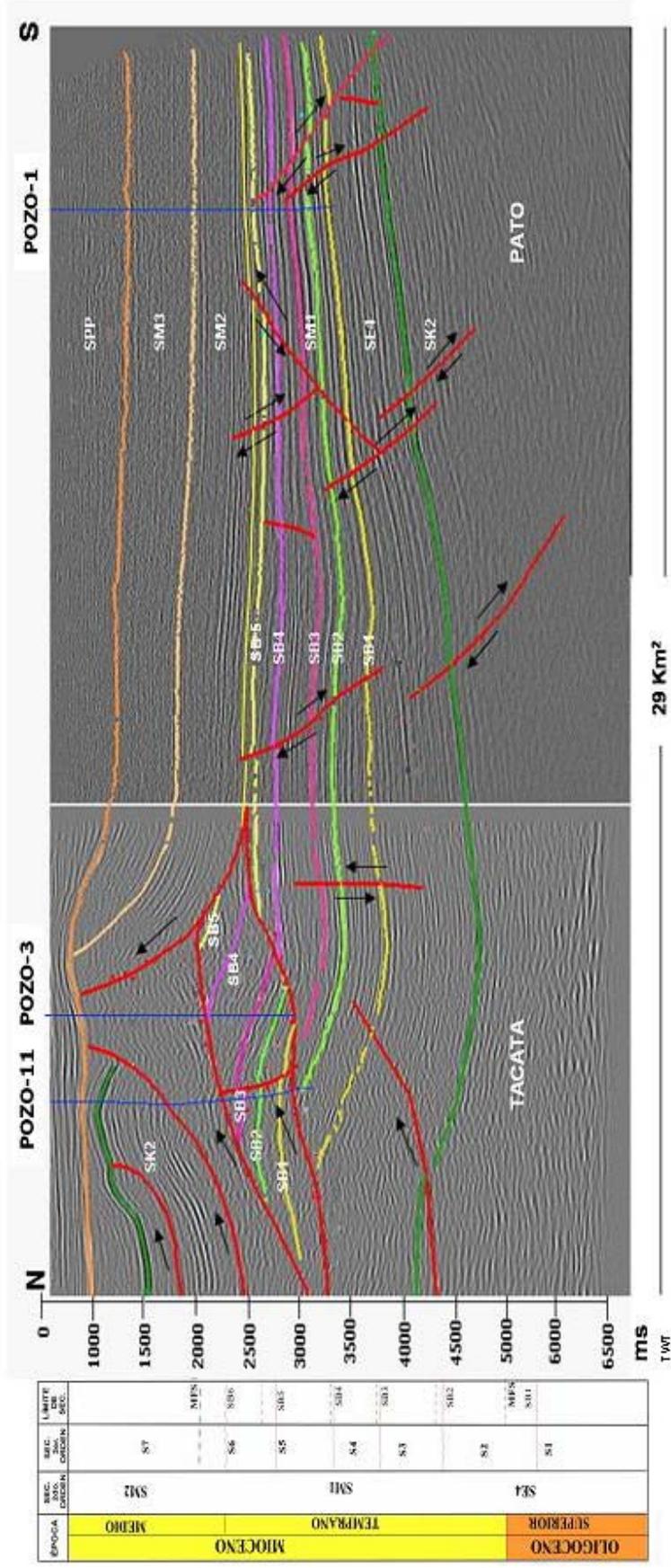


Figura 11. Transecto Sísmico Norte-Sur, mostrando los dos estilos estructurales más sobresalientes del área.

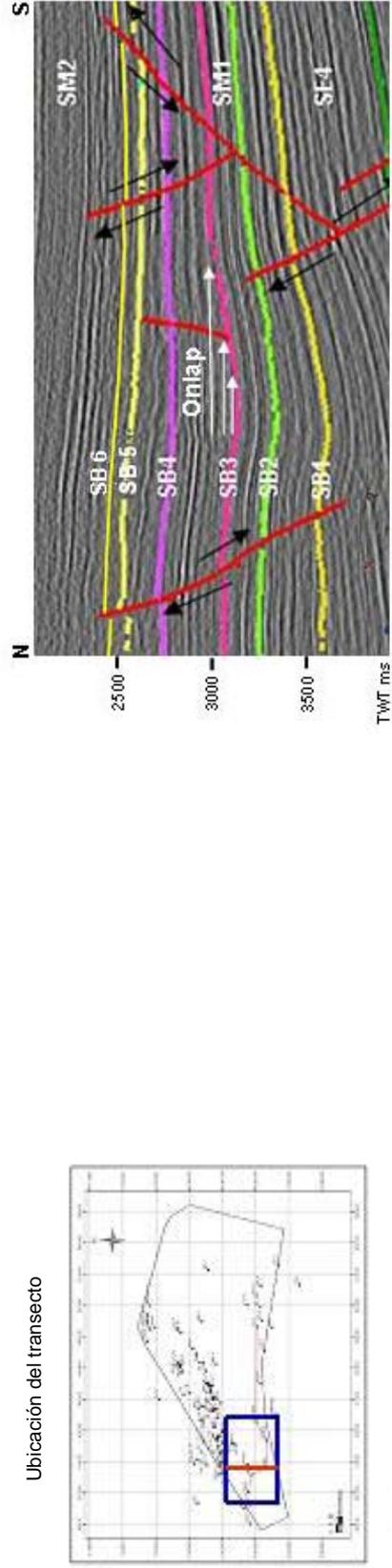


Figura 12. Onlaps observados entre las secuencias SB3 y SB4 en el extremo Sur del área de estudio.

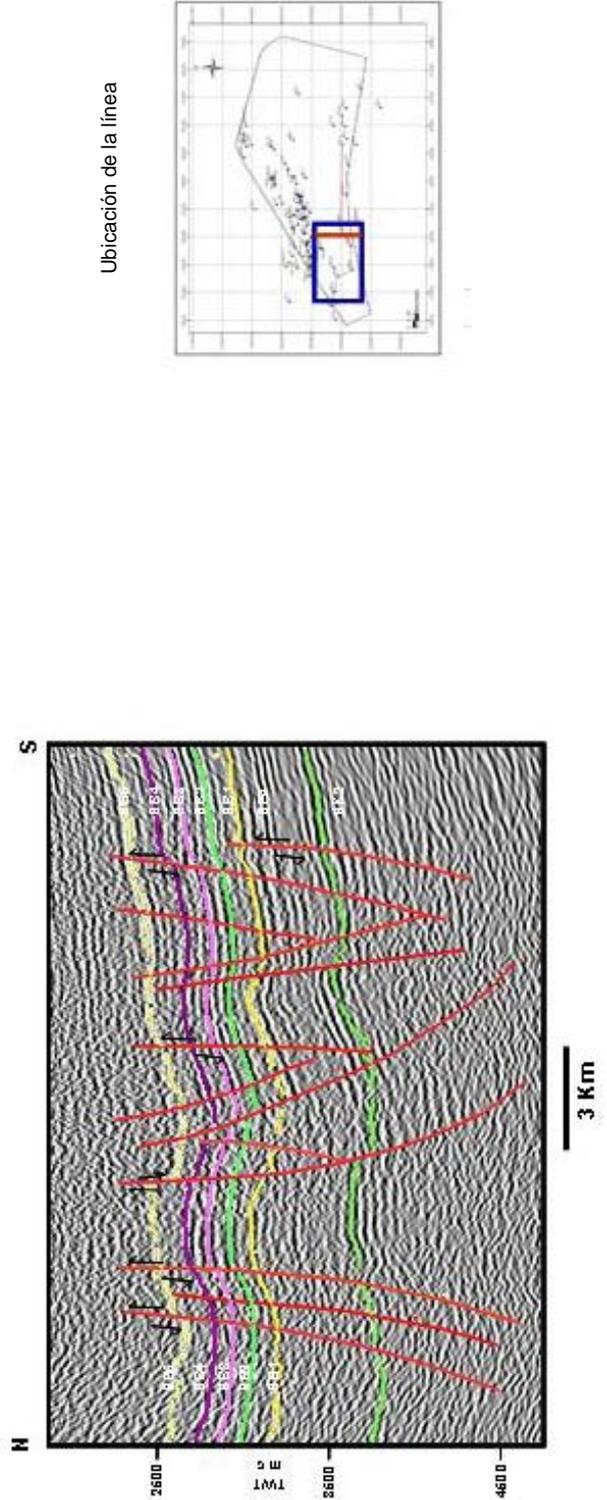


Figura 13. Estilo estructural característicos del área de Onado.

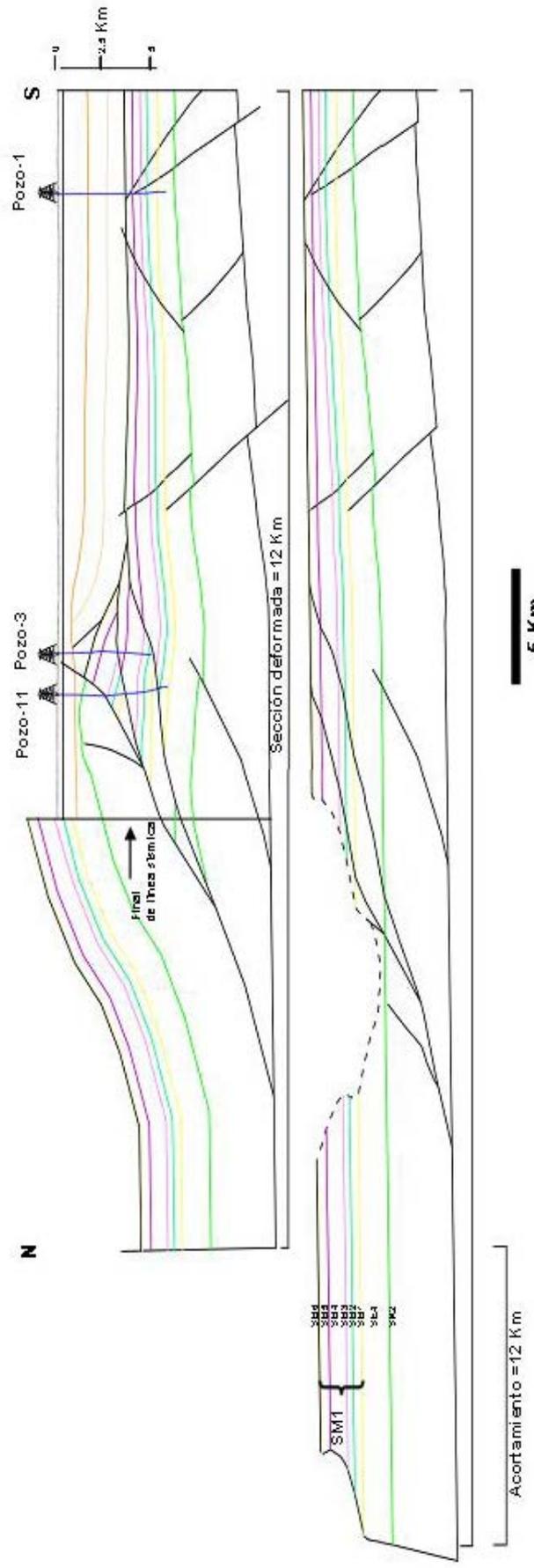


Figura 14. Modelo estructural y su restauración en el Mioceno temprano.

Referencias

Yoris F. y Ostos M., 1997, Geología de Venezuela. En Schlumberger (Ed.), Venezuela WEC 1997, evaluación de pozos (3-44).Caracas:Editores

- Barrios Y., 2001, Interpretación sísmica y modelaje gravimétrico del área La Vieja- Cerro Corazón al Norte del Estado Anzoátegui. Tesis para optar al título de Ingeniero Geofísico, Escuela de Geología Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- Chaplet M., 2005, La Serranía del Interior y su relación estructural con la fosa de Espino. Estratigrafía comparativa y tectónica. M Petróleos de Venezuela y Aguasuelos Ingeniería, informe interno, Puerto La Cruz.
- Di Croce J., Bally A. y Vail P. ,1999. Sequence stratigraphy of the eastern venezuelan basin. En P. Mann (Ed), Caribbean basins. Sedimentary basins of the world (pp. 419 – 476). Amsterdam: Elsevier Science.
- González de Juana, C., J. Azorena y X. C. Picard., 1980, Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas, Foninves, Caracas, 1031 pp.
- Jácome M., Kusznir N., Audemard F. y Flint S., 2003, Formation of the Maturin *foreland* basin, Eastern Venezuela: Thrust sheet loading of subduction dynamic topography. *Tectonics*, 22:5, 1046.
- Parnaud F., Truskowski I., Gou Y., Gallango O., Pascual J., Roure F., Di Croce J. Y Passalacqua H, 1991, *Modelo geológico integrado del transecto Chacopata – Uverito (cuenca oriental de Venezuela)*. Petróleos de Venezuela, informe interno, Caracas.
- Para M., 2006, Modelado estructural y restauración de la región Noroccidental de la Subcuenca de Maturín. Tesis para optar al título Magíster en Ciencias de la Tierra, Escuela de Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.
- Passalacqua H., Fernández F., Gou Y. y Roure F, 1995, Crustal architectur and strain partitioning in the eastern venezuelan ranges. En A. Tankaed, R. Suárez y H. Welsink (Eds.), *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62* (pp. 667 – 679).
- Ramírez R., 2005, Revisión de las tectonosecuencias de la subcuenca de Maturín. Petróleos de Venezuela, informe interno. Puerto La Cruz.
- Santiago N., Cordova J., Maoya C., Maita T., Morales M., Parra K., Peña Y., reyes M., Rodríguez D., Rojas H, 2007, Proyecto Tácata. Petróleos de Venezuela, informe interno, Puerto La Cruz.
- Santiago N., Sánchez H., Olivares C., Issa N. y Barrios Y, 2003, Definición de facies sedimentológicas y geoquímicas del área de Tácata, Norte de Monagas. Petróleos de Venezuela, informe interno, Puerto La Cruz.