

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA FORMACIÓN OFICINA UBICADA EN LA DIVISIÓN CARABOBO DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Albertini R. Zully. D.,
Cadena C. Edison A.
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA FORMACIÓN OFICINA UBICADA EN LA DIVISIÓN CARABOBO DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL ORINOCO

TUTOR ACADÉMICO: Machillanda Carolina

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por los Brs. Albertini R. Zully. D.,
Cadena C. Edison A.
Para optar al Título de Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio 2014

Caracas, (Junio, 2014)

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los Bachilleres Albertini Zully y Cadena Edison, titulado:

**“ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA FORMACIÓN
OFICINA UBICADA EN LA DIVISIÓN CARABOBO DE LA FAJA
PETROLÍFERA DEL ORINOCO”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Angela Rojas
Jurado

Prof. Alí Gómez
Jurado

Prof. Carolina Machillanda
Tutor Académico

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, por estos años de educación y experiencias invaluable. A nuestra tutora Carolina Machillanda, por haber creído en nosotros y en nuestro potencial y por haber sido más que un tutor una excelente amiga.

Al Ingeniero Arturo Calvo que nos proporcionó los datos necesarios para llevar a cabo este trabajo.

A nuestras madres por ser ejemplos de trabajo, dedicación y constancia, que nunca nos dejaron solos en el camino; gracias por sus palabras, por su paciencia, por tu comprensión y por todas las veces que metieron mano.

A la Licenciada Morella de Mikati, Bibliotecóloga de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica y buena amiga. Sencillamente no hay palabras, gracias por dejarnos ser parte de tus diablos. Ocupas un lugar bonito y especial en nuestra memoria y nuestros corazones

A nuestros amigos, aquellos que fueron parte de nuestra vida universitaria y de los hermosos recuerdos que atesoramos. ¡A todos, millones de gracias!.

**Albertini R., Zully D.
Cadena C. Edison A.**

**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DE LA FORMACIÓN OFICINA
UBICADA EN LA DIVISIÓN CARABOBO DE LA FAJA PETROLÍFERA DEL
ORINOCO**

Tutor Académico: Carolina Machillanda

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería Escuela de Geología, Minas y
Geofísica, Año 2014, 118 p.**

Palabras Claves: Estratigrafía secuencial, Faja Petrolífera del Orinoco, Bloque

Carabobo, Formación Oficina, Mapas paleoambientales.

Resumen. Este trabajo permitió elaborar un análisis estratigráfico secuencial y cronoestratigráfico para las diferentes composiciones litológicas pertenecientes a la Formación Oficina del Bloque Carabobo de la Faja del Orinoco. El modelo se construyó a partir de secciones estratigráficas, interpretación de líneas sísmicas y mapas paleoambientales que determinaron la arquitectura de las unidades sedimentarias en el subsuelo.

Mediante el estudio de las secciones estratigráficas se reconocieron superficies de correlación que limitan la zona de interés. Éstas son lutitas y discordancias observadas en la totalidad de los pozos utilizados para el estudio. Su continuidad se evaluó mediante el reconocimiento de características distintivas en el comportamiento de las curvas de los registros de pozos.

A través del análisis de las secciones estratigráficas y posterior construcción de mapas paleoambientales pertenecientes al modelo propuesto se reconocieron las facies de la sección basal de la Formación Oficina, las cuales son, principalmente, de características fluviales, mientras que la secuencia superior corresponde con facies características de sistemas fluvio-deltaicos.

El modelo estratigráfico secuencial para la Formación Oficina constó de dos secuencias principales limitadas por discordancias visibles a lo largo de todo el Bloque Carabobo y a su vez, 8 parasecuencias que coincidieron con ciclos de tercer orden definidos por Haq (1987). El análisis secuencial propuesto comprende ocho sistemas depositacionales de tercer orden y debido a que los sistemas deltaicos constituyen el mejor ejemplo de sistemas transgresivos-regresivos, se definieron sistemas transgresivos, de bajo nivel y de alto nivel para las diferentes parasecuencias.

ÍNDICE GENERAL

	Página
AGRADECIMIENTOS.....	i
RESUMEN.....	ii
ÍNDICE GENERAL.....	iii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vi
ÍNDICE DE TABLAS.....	ix
LISTADO DE ANEXOS.....	x
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Generalidades	1
1.2 Ubicación y extensión del área de estudio.....	2
1.3 Planteamiento del problema.....	4
1.4 Justificación del problema.....	4
1.5 Objetivo general.....	5
1.6 Objetivos específicos.....	6
1.7 Alcance.....	6
1.8 Antecedentes.....	7
2. MARCO METODODOLÓGICO.....	10
3. MARCO TEÓRICO.....	22
3.1. Correlación estratigráfica.....	22
3.2. Registros de pozos.....	22
3.2.1. Registro rayos gamma o gamma ray.....	24
3.2.2. Registro de potencial espontáneo.....	25
3.2.3. Registro de resistividad.....	25
3.2.4. Registro de densidad.....	26
3.2.5. Registro sísmico.....	26
3.3. Correlación a partir de registros.....	27
3.4. Ambientes depositacionales.....	28
3.4.1. Sistema fluvial.....	29
3.4.1.1. Geometría de facies.....	30

3.4.1.2. Depósitos de ríos entrelazados.....	31
3.4.1.3. Depósitos de ríos meandriformes.....	32
3.4.1.4. Depósitos de ríos anastomosados.....	34
3.4.2. Sistemas deltaicos.....	36
3.4.2.1. Deltas dominados por aporte fluvial.....	37
3.4.2.2. Deltas dominados por oleaje.....	42
3.4.2.3. Deltas dominados por mareas.....	44
3.5. Conceptos generales de estratigrafía por secuencias.....	48
3.5.1. Cambios en el nivel del mar.....	49
3.5.2. Jerarquía de las unidades estratigráficas.....	52
3.5.3. Superficies estratigráficas.....	55
3.5.4. Sistemas encadenados.....	57
3.5.4.1. Sistema encadenado de nivel bajo (<i>Lowstand system tract</i>).....	60
3.5.4.2. Sistema encadenado de margen de plataforma.....	60
3.5.4.3. Sistema transgresivo (<i>Transgressive system tract</i>).....	61
3.5.4.4. Sistema encadenado de nivel alto (<i>Highstand system tract</i>).....	62
3.5.5. Modelo estratigráfico del Grupo Exxon.....	62
4. GEOLOGÍA REGIONAL.....	64
4.1. Generalidades.....	64
4.2. Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	65
4.3. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	69
4.4. Marco estructural regional.....	71
4.5. Faja petrolífera del Orinoco.....	72
5. RESULTADOS Y ANÁLISIS.....	76
5.1. Geología estructural local.....	76
5.2. Estratigrafía local.....	81
5.2.1. Generalidades.....	81
5.2.2. Núcleo.....	81
5.2.3. Bioestratigrafía.....	85
5.2.4. Paleoambiente.....	90

5.3. Análisis Secuencial y Cronoestratigráfico.....	97
5.3.1. Secuencias y parasecuencias.....	97
5.3.1.1. Generalidades.....	97
5.3.1.2. Superficies estratigráficas.....	97
5.3.1.3. Secuencias estratigráficas.....	98
5.3.2. Secciones estratigráficas.....	102
5.3.3. Sistemas encadenados y análisis cronoestratigráfico.....	103
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	111
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	114
8. ANEXOS.....	124

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1.1. Ubicación del área Carabobo dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado de WEC Venezuela, 1997).....	2
Figura 1.2. Ubicación del área Carabobo dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado de WEC Venezuela, 1997).....	3
Figura 2.1. Datos de sísmica y pozos utilizados en este estudio.....	15
Figura 2.2. Mapa base del área de estudio con las secciones estratigráficas elaboradas.....	18
Figura 2.3. Flujograma de la metodología.....	21
Figura 3.1. Modelo depositacional generalizado de una secuencia vertical, producido por un sistema fluvial de canales entrelazados poco sinuosos (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).....	32
Figura 3.2. Modelo depositacional generalizado de los depósitos generados por un sistema fluvial meandriforme (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).....	34
Figura 3.3. Modelo depositacional generalizado producido por un sistema fluvial anastomosado. (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).....	35
Figura 3.4. Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los deltas (Tomado de Jaillard, 1993).....	36
Figura 3.5. Delta de Mahakam (Indonesia). (Tomado y modificado de Darman, 1999).....	38
Figura 3.6. Perfil vertical generalizado de una barra arenosa de desembocadura (Tomado de Galloway y Hobday, 1983).....	40
Figura 3.7. Delta Nilo (Egipto), de dominio por oleaje (Tomado y modificado de Iowa University of civil and enviromental engineering, 2005).....	42
Figura 3.8. Perfil vertical generalizado de una isla de barrera (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).....	43
Figura 3.9. Geometría de cuerpos arenosos en deltas modernos dominados por oleaje (Modificado de Coleman y Wright, 1975, en Serra, s.f.e).....	44

Figura 3.10. Delta dominado por mareas (Tomado y modificado de University Texas, Department of Geology, 2005).....	45
Figura 3.11. Delta Betsiboka (Madagascar) (Tomado y modificado de http://www.buddycom.com/space/earth/enviro/).....	46
Figura 3.12. Perfil vertical generalizado de un cuerpo de arena de rellenos de canal estuarino (Tomado y modificado de Galloway y Hobday, 1983).....	48
Figura 3.13. Eustacia, nivel relativo del mar y profundidad de agua, como una función de la superficie del mar, fondo del mar y posición del datum del substrato. Tomado de Strata Terminology (2014).....	50
Figura 3.14. Sección de cronoestratigrafía secuencial y curvas eustáticas de la carta de cambios del nivel del mar de Haq <i>et al.</i> (1987). Tomado de Haq <i>et al.</i> (1987).....	51
Figura 3.15. Acomodación es el espacio disponible para una potencial acumulación de sedimentos, influenciada por el nivel relativo del mar (Tomado de SEPM Stratigraphy Web).....	55
Figura 3.16. Secuencia depositacional y los sistemas encadenados que la comprenden. Obsérvese los límites de secuencia tipo I y II.....	57
Figura 4.1. Perfil de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Yoiris <i>et al.</i> , 1997.....	64
Figura 4.2. Tabla de correlación de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado del L.E.V (1997).....	68
Figura 4.3. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando los eventos tectónicos generales desde el mesozoico hasta el presente. Tomado y modificado de Summa <i>et al.</i> (2003).....	71
Figura 4.4. Mapa tectónico de Venezuela Oriental, mostrando la interacción de la placa Caribe con la placa Suramericana. Original de Ysaccis y Audemard (2000) y modificado por Jácome <i>et al.</i> (2003).....	72
Figura 4.5. Columna de correlación de la Faja Petrolífera del Orinoco. Tomado de Fiorillo (1983).....	74

Figura 4.6. Configuración esquemática de las estructuras de la Faja Petrolífera del Orinoco. Tomado de www.ingenieriadepetroleo.com (2014).....	75
Figura 5.1. Línea sísmica mostrando el suave tectonismo de la zona.....	77
Figura 5.2. Sismograma sintético del pozo CN_0186.....	78
Figura 5.3. Sismograma sintético del pozo CRM0001E.....	79
Figura 5.4. Línea sísmica mostrando la estructura del bloque Carabobo 2.....	80
Figura 5.5. Carta sedimentológica del núcleo CNX-1.....	82
Figura 5.6. Zona de intersección que define el tiempo de depositación para la Formación Oficina de acuerdo a la información palinológica.....	89
Figura 5.7. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 1.....	92
Figura 5.8. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 2.....	93
Figura 5.9. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 3.....	94
Figura 5.10. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 6.....	95
Figura 5.11. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 7.....	96
Figura 5.12. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 8.....	97
Figura 5.13. Sección Estratigráfica que muestra el truncamiento de sedimentos contra el Basamento.....	100
Figura 5.14. Carta que resumen el análisis secuencial y la cronoestratigrafía.....	103
Figura 5.15. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 1.....	104
Figura 5.16. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 2.....	105
Figura 5.17. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 3.....	105
Figura 5.18. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 4.....	106
Figura 5.19. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 5.....	107
Figura 5.20. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 6, 7 y 8.....	108

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 2.1. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 1.....	11
Tabla 2.2. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 2.....	12
Tabla 2.3. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 3.....	13
Tabla 2.4. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 4.....	14
Tabla 2.5. Versiones y funciones de las aplicaciones especializadas Petrel, Corel Draw y Surfer.....	16
Tabla 3.1. Tipos de registro, propiedad calculada y usos geológicos (Tomado y modificado de Walker, 1992).....	27
Tabla 3.2. Identificación de facies por patrones de curvas de potencial espontáneo (SP) y de rayos gamma (GR) (Tomado y modificado de Walker y James, 1992).....	30
Tabla 3.3. Características estratigráficas de los sistemas de deposición deltaicos (Tomado de Galloway, 1975).....	37
Tabla 3.4. Características de las unidades estratigráfico-secuenciales.....	54
Tabla 3.5. Características de las cuencas con quiebre plataforma y las cuencas tipo rampa. Tomado y modificado de Van Wagoneer et al (1990).....	59
Tabla 5.1. Descripción litológica para el núcleo CNX-1.....	83

LISTADO DE ANEXOS

- Anexo 1: Sección estratigráfica noroeste-sureste (1) Bloque Carabobo
- Anexo 2: Sección estratigráfica noroeste-sureste (2) Bloque Carabobo
- Anexo 3: Sección estratigráfica noroeste-sureste (3) Bloque Carabobo
- Anexo 4: Sección estratigráfica noroeste-sureste (4) Bloque Carabobo
- Anexo 5: Sección estratigráfica noroeste-sureste (5) Bloque Carabobo
- Anexo 6: Sección estratigráfica noroeste-sureste (6) Bloque Carabobo
- Anexo 7: Sección estratigráfica noroeste-sureste (7) Bloque Carabobo
- Anexo 8: Sección estratigráfica noroeste-sureste (8) Bloque Carabobo
- Anexo 9: Sección estratigráfica noroeste-sureste (9) Bloque Carabobo
- Anexo 10: Sección estratigráfica suroeste-noreste (1) Bloque Carabobo
- Anexo 11: Sección estratigráfica suroeste-noreste (2) Bloque Carabobo
- Anexo 12: Sección estratigráfica suroeste-noreste (3) Bloque Carabobo
- Anexo 13: Sección estratigráfica suroeste-noreste (4) Bloque Carabobo
- Anexo 14: Sección estratigráfica suroeste-noreste (5) Bloque Carabobo
- Anexo 15: Sección estratigráfica suroeste-noreste (6) Bloque Carabobo
- Anexo 16: Sección estratigráfica suroeste-noreste (7) Bloque Carabobo
- Anexo 17: Sección estratigráfica suroeste-noreste (8) Bloque Carabobo
- Anexo 18: Sección estratigráfica suroeste-noreste (9) Bloque Carabobo
- Anexo 19: Mapa paleoambiental parasecuencia 1
- Anexo 20: Mapa paleoambiental parasecuencia 2
- Anexo 21: Mapa paleoambiental parasecuencia 3
- Anexo 22: Mapa paleoambiental parasecuencia 6
- Anexo 23: Mapa paleoambiental parasecuencia 7
- Anexo 24: Mapa paleoambiental parasecuencia 8
- Anexo 25: Carta estratigráfica secuencial
- Anexo 26: Carta sedimentológica del pozo CNX-1

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

La Faja Petrolífera del Orinoco (F.P.O) forma parte de la Cuenca Oriental de Venezuela y está constituida por una secuencia sedimentaria depositada en ambientes deltaicos con estratos que abarcan edades que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico y actualmente es considerada la acumulación más grande de petróleo pesado y extrapesado que existe en el mundo.

La Faja se localiza directamente al norte del río Orinoco y abarca parte de los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas y Delta Amacuro, contando con un área aproximada de 55.314 km² y 600 kilómetros de extensión. Es una depresión topográfica y estructural cuya secuencia sedimentaria se encuentra acuñada al sur y fue depositada en los diferentes estadios de un margen divergente, evidenciado esto por fallamientos normales de carácter regional.

Desde que ocurrió el descubrimiento de la Faja en el año 1938 los trabajos exploratorios no han cesado en esfuerzos a fin de ofrecer un modelado de la cuenca que reconstruya la evolución geológica de las áreas prospectivas y debido al gran interés económico que representa esta zona, Petróleos de Venezuela (PDVSA) a través del proyecto Magna Reserva cuantificó y certificó las reservas de hidrocarburos presentes a lo largo de sus cuatro grandes áreas: Boyacá, Junín, Ayacucho y Carabobo.

En el área Carabobo, la Gerencia de Exploración de PDVSA División Oriente se encuentra desarrollando proyectos que forman parte de la evaluación integral de la zona y permitan construir modelos sedimentológicos y estratigráficos a escala regional y a detalle que establezcan una relación entre los tipos de depósitos y el sistema petrolero presente.

1.2 UBICACIÓN Y EXTENSIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área Carabobo es un bloque irregular que comprende un área de 2311 km² y se encuentra localizada en el extremo oriental de la Faja Petrolífera del Orinoco (ver figura 1.1); el presente estudio está limitado a los bloques Carabobo 1, Carabobo 2, Carabobo 3 y Carabobo 4, con un área aproximada de 500 km² cada uno y ubicados al sur de los estados Anzoátegui y Monagas.

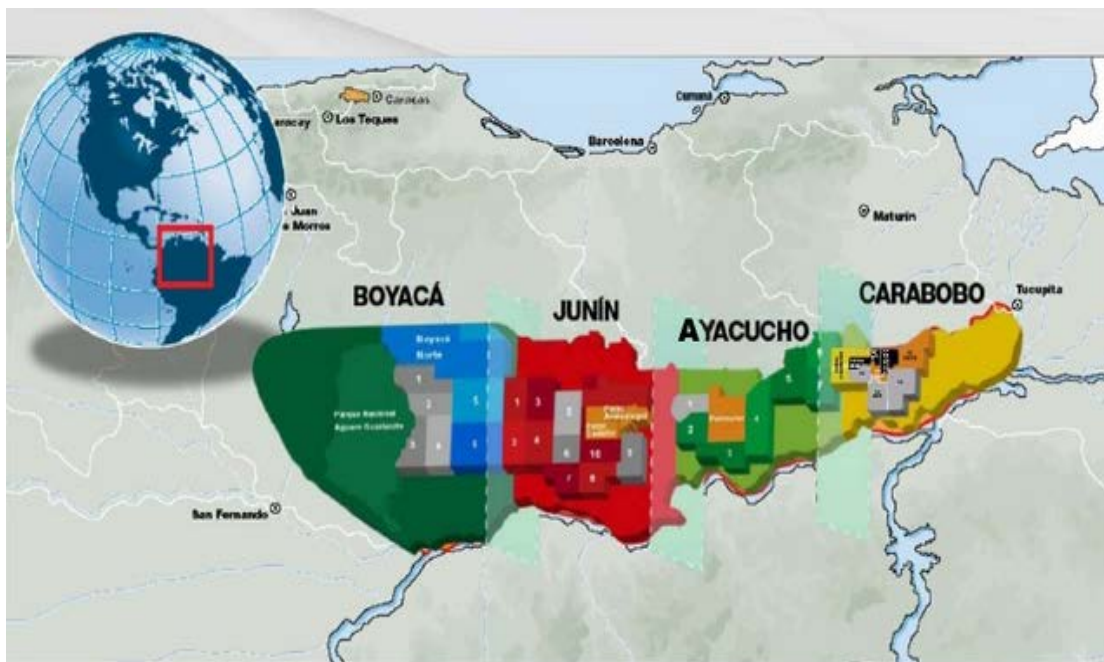


Figura 1.1. Ubicación del área Carabobo dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado de www.slideshare.net/plumacandente/bloque-carabobo-fpo, 2014).

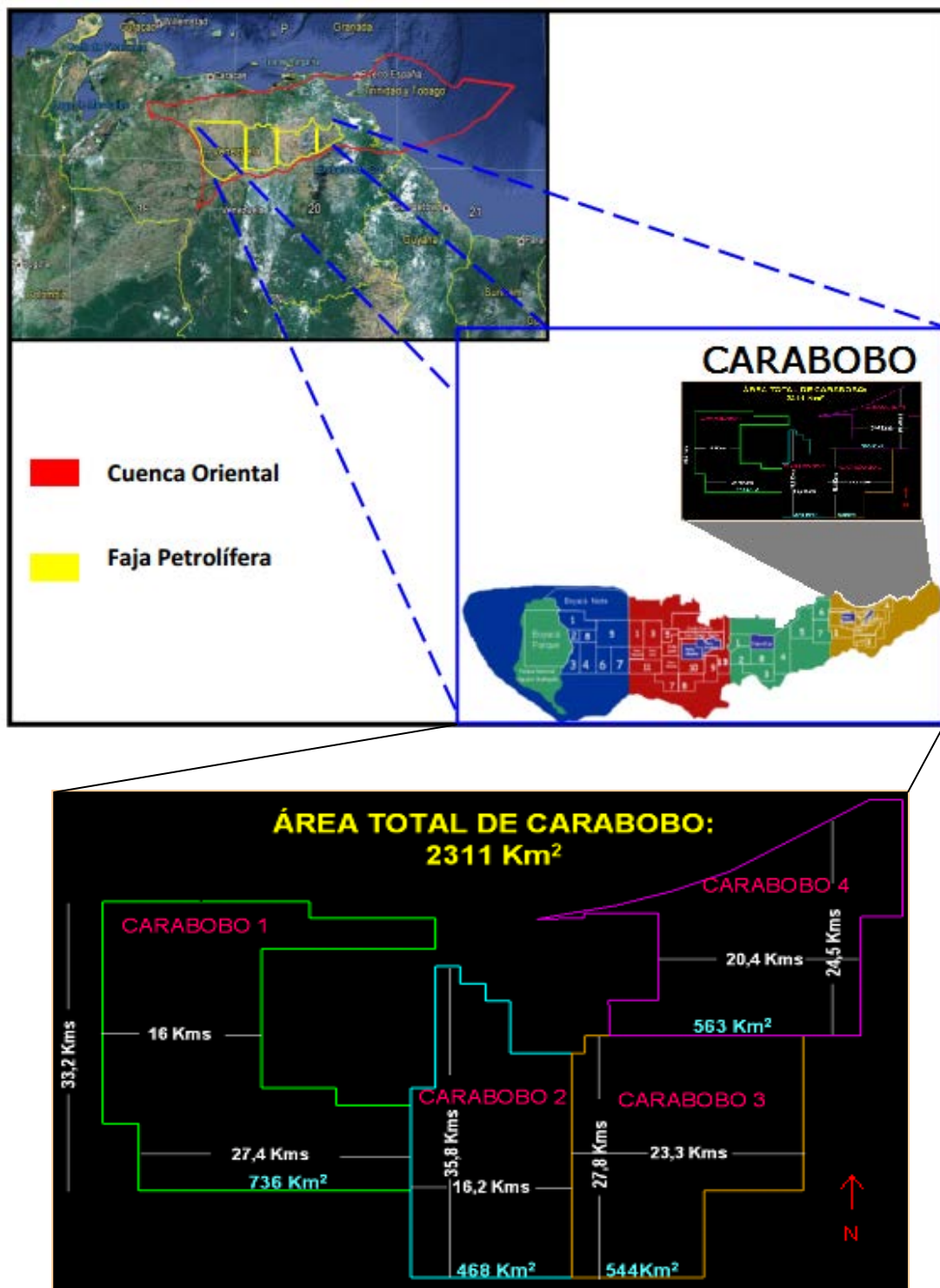


Figura 1.2. Ubicación del área Carabobo dentro de la Faja Petrolífera del Orinoco (Tomado y modificado de González, 2013).

1.3 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La zona de interés para la realización del presente proyecto corresponde a la División Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco, en el cual sólo se han elaborado hasta la fecha modelos geológico-estructurales a partir de la interpretación de datos sísmicos 2D y registros de pozo, que han servido para obtener una primera visión de la configuración del subsuelo en el área de estudio. No obstante, por ser un área consistente de trampas que combinan aspectos estructurales y estratigráficos, la interpretación geológica hecha hasta el momento puede considerarse de alta incertidumbre, por lo tanto, sería de gran interés la elaboración de un modelo estratigráfico por secuencias mediante la interpretación integrada de núcleos, datos de sísmica 2D y registro de pozos, que en conjunto con los datos estratigráficos permitan definir la arquitectura de los cuerpos sedimentarios y darle un nuevo enfoque a la configuración geológica de la zona de estudio; adicionalmente, esto servirá de base para establecer una relación entre los tipos de depósitos y el sistema petrolero ya establecido para la Faja Petrolífera del Orinoco, simplificando así el diseño de zonas prospectivas y modelos de explotación a futuro para la reserva de crudo pesado más grande del mundo.

1.4 JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

En el proceso de búsqueda de hidrocarburos en la Faja Petrolífera del Orinoco, es necesario reconstruir la evolución geológica de esta área prospectiva a través de la aplicación de la estratigrafía por secuencias conjuntamente con datos sedimentológicos, bioestratigráficos, cronoestratigráficos, estructurales y petrofísicos; esta se ha convertido en una herramienta exitosa en la interpretación de los sistemas depositacionales de esta gran faja cuya finalidad es generar modelos geológicos que sirvan como base para proponer nuevas áreas de exploración, evaluar

las zonas prospectivas y diseñar modelos eficientes de explotación que contribuyan con el diseño de nuevas oportunidades a la empresa Petróleos de Venezuela (PDVSA).

Durante casi 100 años de exploración y producción petrolera en la Cuenca Oriental de Venezuela se han descubierto 35 grandes campos y 260 campos menores, con un total de 120.000 pozos perforados, que convierten a esta provincia en la más rica en hidrocarburos de Sudamérica.

De acuerdo con el oficio número 1.036 de junio de 2005 el Ministerio del Poder Popular para la Energía y Petróleo inició el proyecto Magna Reserva, cuyo lineamiento estratégico establecido persiguió el propósito de convertir a la Faja Petrolífera del Orinoco en un eje impulsor del desarrollo económico, social, industrial, tecnológico y sustentable del país, mediante la valorización y desarrollo óptimo de sus recursos de hidrocarburos, tomando así este trabajo vital importancia ya que el conocimiento de la arquitectura y la distribución de los depósitos prospectivos representan una oportunidad de desarrollo y crecimiento de las reservas en Venezuela.

1.5 OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis estratigráfico secuencial detallado de la sección geológica comprendida por la Formación Oficina, ubicada en la División Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco.

1.6 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir las superficies de correlación presentes en los 87 pozos pertenecientes al área de estudio.
- Elaborar secciones estratigráficas a partir de las correlaciones hechas con los registros de pozos.
- Determinar secuencias, parasecuencias y ambientes depositacionales para la Formación Oficina.
- Definir los sistemas encadenados que conforman cada secuencia o parasecuencia.
- Elaborar mapas paleoambientales del área de estudio.

1.7 ALCANCE

Mediante el presente trabajo se pretende generar un modelo estratigráfico secuencial a nivel regional que establezca las unidades depositacionales, a partir de la integración de datos sedimentológicos, sísmicos, estructurales y bioestratigráficos para así obtener una visión que sirva de base a futuros planes de exploración y posterior explotación de la zona.

1.8 ANTECEDENTES

Moreno (1982) realizó un trabajo de estratigrafía sísmica en el área de Cerro Negro en el que elaboró dos modelos del subsuelo mediante una correlación estructural de los pozos CNX-15, CNX-17, CNX-2 y CNX-3, demostrándose que en el área no es aplicable obtener registros pseudosónicos a partir de registros de resistividad ya que dicho método se basa en la medición de resistividades aparentes y los pozos se encuentran en una zona invadida muy delgada y por otra parte, los mejores resultados los obtuvo con gráficos que relacionaron el tiempo de tránsito con la profundidad.

Fiorillo (1983) realizó una evaluación exploratoria general de la Faja del Orinoco con la finalidad de definir el volumen, distribución y calidad de los recursos, selección de las áreas más prospectivas, ejecución de proyectos piloto de producción y un estudio de planificación de desarrollo. Interpretó el ambiente sedimentario en el área Carabobo, generalmente fluvial correspondiente a los depósitos de corrientes entrelazadas. La continuidad de las arenas no es consistente porque en algunos casos desaparecen por acúñamiento. El agua presente se trata de agua connata, que quedó depositada en fosas o depresiones del basamento. El bloque Carabobo es una cuenca alargada en sentido este-oeste, angosta y con características estructurales de cuenca intracratónica, en la cual los períodos de mayor subsidencia y que contribuyeron definitivamente a su configuración actual, se desarrollaron durante el Terciario.

Duerto y Escalona (1995) reprocesó e interpretó 350 km de líneas sísmicas 2D en el área de Cerro Negro a través de la elaboración de tres transectos regionales de dirección noreste-suroeste y dos este-oeste, logrando una interpretación estructural que permitió verificar la existencia de dos estilos estructurales. En la franja septentrional, durante el Mioceno medio (Pre-Tope Formación Freites) estructuras

compresivas asociadas a un régimen de deformación en transpresión-transtensión y al sur, las trampas resultan del desplazamiento vertical de fallas normales, por lo que definió una provincia extensiva, con un estilo estructural típico del hinterland de una cuenca antepaís.

Gutiérrez, R. (2005) a través de un estudio de estratigrafía secuencial del cretácico tardío-oligoceno en los campos Orocual y Chaguaramal propone un sistema depositacional en el cual los intervalos productores de mayor importancia corresponden en su mayoría con niveles arenosos identificados en los sistemas encadenados de alto y bajo nivel que por sus propiedades constituyen excelentes roca reservorio para hidrocarburos.

Lugo (1999) estableció el marco estructural en el sector Cerro Negro de la Faja del Orinoco mediante la interpretación de datos sísmicos 3D producto del levantamiento realizado en el área y haciendo uso de atributos sísmicos estructurales. Su trabajo consistió en la elaboración de mapas estructurales en tiempo y en profundidad de los topes de las Formaciones Las Piedras, Freites, Oficina y Basamento, identificando cuatro familias de fallas y describió el área como un monoclinal de suave buzamiento constituido por tres anticlinales antiformalmente similares entre sí. Estructuralmente propuso tres áreas que muestran un posible interés prospectivo además de una descripción geológica de los campos productores.

Crespo, J (2008), realizó un modelo sedimentológico-estratigráfico del Bloque Carabobo 2, en el cual representó los eventos estratigráficos y patrones sedimentarios regionales y locales que controlaron la distribución de los yacimientos de arenas, logrando visualizar la potencialidad productiva del campo Carabobo.

Duarte, A. (2011) trabajó en el campo Aguasay Central, en el área Mayor de Oficina, donde realizó un modelo sedimentológico y estratigráfico. Con el estudio de núcleos definió litofacies y asociaciones de litofacies y examinando los registros de pozos realizó el análisis secuencial, delimitando así las unidades estratigráficas, concluyendo en 5 unidades que forman una serie de sistemas encadenados. El ambiente definido fue próximo costero de llanuras mareales y la dirección de sedimentación es suroeste-noreste. A nivel general observó que en las secciones estratigráficas es poca la variación en el espesor.

Arévalo, A (2012) realizó un modelo sedimentológico-estratigráfico en el campo Bare, perteneciente a la Faja Petrolífera del Orinoco, a partir de la integración de datos de núcleo, datos sísmicos, registros petrofísicos y bioestratigráficos para un intervalo que va desde el tope de la arena U2 de la Formación Merecure hasta el tope de la arena R3 de la Formación Oficina. Determinó el sentido de sedimentación a partir de la correlación de 154 pozos y propuso un ambiente de depositación correspondiente a un sistema deltaico.

CAPÍTULO 2: MARCO METODOLOGICO

La siguiente sección tiene como objetivo describir la metodología utilizada para la elaboración del presente trabajo, la cual constó de tres grandes etapas:

Etapas 1:

- Recopilación e inventariado de la información.
- Diagnóstico/validación de la información.
- Carga e impresión de los datos.

Etapas 2:

- Interpretación preliminar
- Definición del marco estructural local.
- Correlación de unidades sedimentarias a partir de los registros de pozos.
- Incorporación de datos bioestratigráficos a las secciones estratigráficas.

Etapas 3:

- Elaboración de mapas paleoambientales.
- Interpretación de secuencias, parasecuencias y sistemas encadenados.
- Correlación cronoestratigráfica.

Recopilación e inventariado de la información: En esta etapa se realizó la búsqueda de información bibliográfica, comprendida por los antecedentes, geología regional, tesis e informes técnicos realizados en la zona de interés; además de ello se adquirió la información correspondiente a los datos necesarios para desarrollar la investigación: hojas sedimentológicas de núcleos existentes, datos sísmicos en 2D y registros de pozos.

La base de datos está conformada por 123 pozos pertenecientes al área de Carabobo, además de algunos pozos pertenecientes a Petromonagas (con sus respectivos registros radiactivos, sínicos y de densidad) (tabla 2.1, 2.2, 2.3 y 2.4). La información de pozos fue a su vez complementada con aproximadamente 1300 Km de información sísmica bidimensional correspondiente a levantamientos sísmicos adquiridos por la ex compañía Lagoven (figura 2.1).

Tabla 2.1. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 1

POZO	X (m)	Y (m)	KB (pies)	NÚCLEO
CN_0034	471939.996540	963769.986980	284.0000	
CN_0037	474795.046110	966922.483860	204.0000	
CN_0040	470329.046110	960599.980260	220.0000	
CN_0043	466969.997810	954449.982210	398.0000	
CN_0093	489140.000280	948829.980690	333.0000	
CN_0095	487286.729780	945135.819750	346.0000	
CN_0104	482930.001520	946299.981980	272.0000	
CN_0105	482200.929270	949038.212910	281.0000	
CN_0141	467300.003930	960349.984620	384.0000	
CN_0143	467899.998070	964099.985420	419.0000	
CN_0145	465299.995960	968999.979760	446.0000	
CN_0147	460000.004870	971849.981390	470.0000	
CN_0151	468749.998670	972199.978350	345.0000	
CN_0155	475599.999810	972199.985920	335.0000	
CN_0181	481931.375320	970073.717200	308.0000	
CN_0183	466399.999260	949999.983950	390.0000	
CN_0185	472799.998010	955099.980420	375.0000	
CN_0186	475350.003500	948699.979630	309.0000	
CN_0187	480700.004270	950799.984430	289.0000	
CN_0196	471475.999060	968720.985370	324.0000	
CN_0199	487737.000090	969647.984860	298.0000	
CNX1	485994.013000	952000.803000	7.0000	X
CNX0018	469196.002600	952298.496820	387.0000	
CNX17	483430.319000	966900.398000	5.0000	X
CNX0019	464069.997090	952029.979850	374.0000	
CNX0020	474600.011850	961499.997610	351.0000	
CNX0026	463499.995060	965109.977660	453.0000	
CNX0029	506100.005260	947039.984437	279.0000	

CQC0001E	469728.000000	946653.000000	353.0000	
CRM0001E	487240.790000	943084.880000	357.0000	
MA_0097	489759.997240	943009.988100	340.0000	
MA_0101	478760.004550	942199.979270	295.0000	
MA_0114	471179.999800	942259.982530	297.0000	
MA_0177	485099.987480	943550.072850	343.0000	
MA_0178	468649.998220	939899.985550	313.0000	
MA_0182	463600.004410	943499.980800	298.0000	

Tabla 2.2. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 2

POZO	X (m)	Y (m)	KB (pies)	NÚCLEO
CI_0153	499649.354790	499649.354790	273.0000	
CN_0065	498149.998110	498149.998110	328.0000	
CN_0067	496849.997880	496849.997880	294.0000	
CN_0086	505874.995200	505874.995200	299.0000	
CN_0087	493679.998690	493679.998690	272.0000	
CN_0089	505799.998340	505799.998690	309.0000	
CN_0090	492999.996690	492999.996690	327.0000	
CN_0092	498450.001820	498450.001820	309.0000	
CN_0094	493299.999770	493299.999770	325.0000	
CN_0112	500649.998730	500649.998730	293.0000	
CN_0113	503519.997130	503519.997130	321.0000	
CN_0124	496114.996740	496114.996740	283.0000	
CN_0126	496650.003750	496650.003750	280.0000	
CN_0154	503101.754210	503101.754210	321.0000	
CN_0161	496900.004850	496900.004850	314.0000	
CN_0163	495300.004140	495300.004140	314.0000	
CN_0165	496599.001170	496599.001170	321.0000	
CN_0168	497101.003490	497101.003490	328.0000	
CN_0170	501801.002520	501801.002520	302.0000	
CN_0191	499899.980190	499899.980190	268.0000	
CN_0200	495206.775300	495206.775300	271.0000	
CNX0007	499000.002980	499000.002980	270.0000	
CNX0008	497482.105350	963498.696720	293.0000	
CNX0010	494500.000130	957499.003890	302.0000	
CNX0027	501400.002090	953029.997560	316.0000	
CNX0028	499769.998690	950059.981460	309.0000	
CNX0029	506100.005260	947039.984437	279.0000	

CNX0031	505999.995750	944239.985517	288.0000	
MA_0098	500505.974460	941008.682970	289.0000	
MA_0100	497200.001440	941193.979480	304.0000	
MA_0103	493539.998620	936139.980110	298.0000	
MA_0107	491260.004460	940029.986200	333.0000	
MA_0176	503199.005150	941112.987770	303.0000	
MA_0191E	497496.850000	935792.829997	324.0000	
MA_0192E	494050.000000	938043.999997	322.0000	
MA_0193E	498937.900000	938859.499997	319.0000	
PCN0001	500001.001190	956799.980620	293.0000	
PCN0002	499836.774510	956963.062840	296.0000	
PCN0003	499750.299910	957133.032840	301.0000	
PCN0004	499836.929790	957282.924940	295.0000	
PCN0005	499923.426480	957132.954780	281.0000	
PCN0007	499793.593040	957232.953590	298.0000	
PCN0008	499836.907590	957232.953400	295.0000	
PCN0011	500125.004730	957914.981680	298.0000	X
PCN0012	500038.396840	957064.984580	297.0000	
PCN0013	500211.600710	957064.985100	280.0000	

Tabla 2.3. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 3

POZO	X (m)	Y (m)	KB (pies)	NÚCLEO
CN_0036	508604.002470	956507.999900	293.0000	
CN_0038	511399.999030	954949.995860	285.0000	
CN_0091	508053.071090	955192.466590	305.0000	
CN_0150	510951.997790	952247.986310	286.0000	
CN_0171	510500.004930	947700.911810	292.0000	
CPC001E	508800.000000	950600.000000	298.0000	
CPS0001E	520400.000000	955000.000000	246.0000	
CTS0001E	511700.000000	944150.000000	302.0000	
MA_0194E	519050.000000	939500.000000	284.0000	
MA_0195E	509000.000000	937725.000000	293.0000	
SE-59				
SF_0032	514300.003060	949999.984260	277.0000	
SF_0033	514780.003390	955849.986860	248.0000	
SF_0174	517650.004820	951099.986380	280.0000	
SF_0175	515650.002410	946749.983630	288.0000	
UV_0078	523240.001010	957759.984400	223.0000	
UV_0148	518699.868890	957149.789220	214.0000	
UV_0206E	526909.940000	957695.060000	251.0000	X

Tabla 2.4. Coordenadas y elevaciones de los pozos del Bloque Carabobo 4

POZO	X (m)	Y (m)	KB (pies)	NÚCLEO
CN_0050	510639.997190	965099.996310	253.0000	
CN_0053	510500.994710	967001.001980	239.0000	
CN_0084	513199.996120	960899.892830	273.0000	
CN_0120	511849.999280	962799.996230	279.0000	
CN_0129	511000.002450	971299.997960	251.0000	
CN_0144	512350.000560	958499.997300	277.0000	
UV_0055	513979.999060	972799.893580	226.0000	
UV_0057	516780.001060	967929.982610	226.0000	
UV_0058	518449.958950	971739.990590	208.0000	
UV_0060	523210.001570	970949.981750	199.0000	
UV_0062	524299.995350	974769.984990	192.0000	
UV_0064	534649.985780	978929.979030	168.0000	
UV_0066	527757.918800	969838.263200	192.0000	
UV_0071	529947.832080	962946.385680	241.0000	
UV_0073	523389.962260	972840.051280	247.0000	
UV_0080	523199.997150	962669.983500	264.0000	
UV_0082	514790.011430	963749.981760	293.0000	
UV_0132	514850.000040	969999.986270	238.0000	
UV_0140	520199.464660	966200.177730	231.0000	
UV_0200	539999.923190	982900.027050	134.0000	
UV_0204E	525051.000000	966675.000000	251.0000	
UV_0205E	520671.000000	960070.000000	251.0000	
UV_0207E	535750.000000	962100.000000	279.0000	

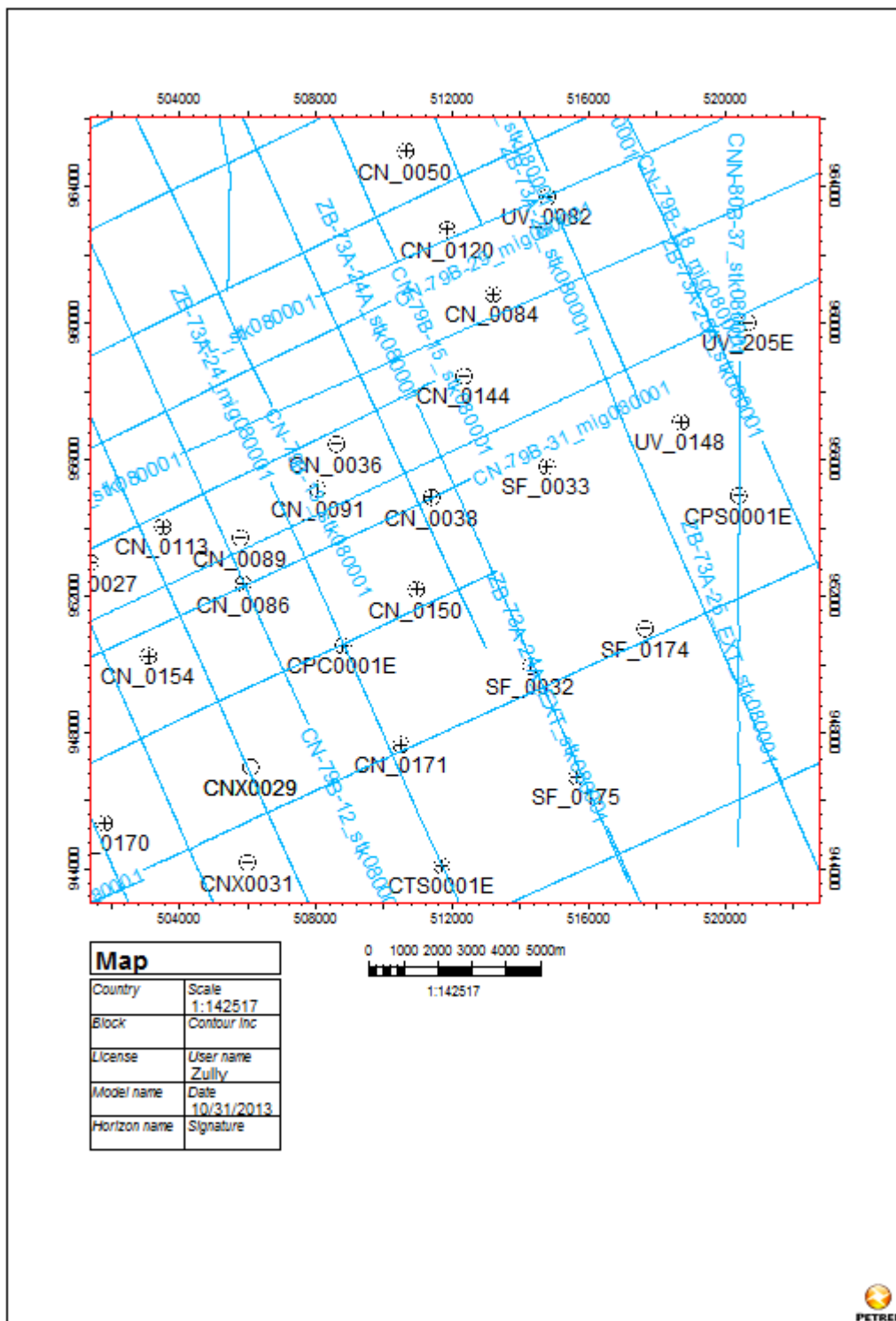


Figura 2.1. Datos de sísmica y pozos utilizados en este estudio.

Diagnóstico/validación de la información: Posterior a la recopilación de información se procedió a exhaustiva fase de revisión de los datos, seleccionando solo aquellos pertenecientes al área de estudio y depurando aquellos pozos que no contaran con los diversos registros necesarios para llevar a cabo el estudio y su calidad no resultaba óptima. Es así como de 123 pozos, sólo 77 pasaron a formar parte del inventario.

Carga e impresión de los datos: Los registros de pozos y la sísmica 2D fueron cargados digitalmente en la aplicación especializada Petrel 2009 e impresos en papel con el fin de realizar las correlaciones preliminares.

Las aplicaciones especializadas utilizadas para la elaboración de este trabajo, así como las funciones respectivas de las mismas son especificadas en la tabla 2.5.

Tabla 2.5. Versiones y funciones de las aplicaciones especializadas Petrel, Corel Draw y Surfer

APLICACIÓN	VERSIÓN	FUNCIÓN
Petrel	2009	Cargar registros de pozos e información sísmica para la interpretación precisa de fallas y horizontes, así como la correlación estratigráfica de pozos. Elaboración de sismogramas sintéticos.
Corel Draw X6	6.0	Para el trabajo relacionado con el montaje de las secciones estratigráficas, mapas paleoambientales y carta resumen con datos de cronoestratigrafía y estratigrafía secuencial.

Interpretación preliminar: Se realizó un primer acercamiento identificando las superficies estratigráficas clave dentro de los registros de pozos impresos y las potenciales superficies de máxima inundación. Estas superficies se postularon tras el análisis de patrones de curvas progradantes o retrogradantes. En sísmica, se buscó la presencia de terminaciones de reflectores tales como solapamientos, truncamientos, etc. Este acercamiento permitió establecer un primer punto de referencia para el inicio de las correlaciones.

Definición del marco estructural local: Se elaboraron sismogramas sintéticos para comparar con los datos sísmicos reales y la identificación del reflector del basamento con la finalidad de interpretar los rasgos estructurales mayores del área, para así establecer un marco estructural de referencia que permitió comprender la configuración espacial actual de los cuerpos litológicos y como fue afectado por eventos tectónicos diversos.

Correlación de unidades sedimentarias a partir de los registros de pozos: Durante esta etapa se realizó la correlación del intervalo estratigráfico de interés (Formación Oficina), con el fin de definir la extensión lateral y geometrías de las diferentes unidades sedimentarias. Se construyeron 18 líneas de correlación de orientación aproximada NE-SO y NO-SE, cuya mayoría presentan al menos un pozo con núcleo y a partir de ello se integró la información obtenida de la interpretación de los registros para así definir las litofacies de la zona en una sección estratigráfica (Ver figura 2.2).

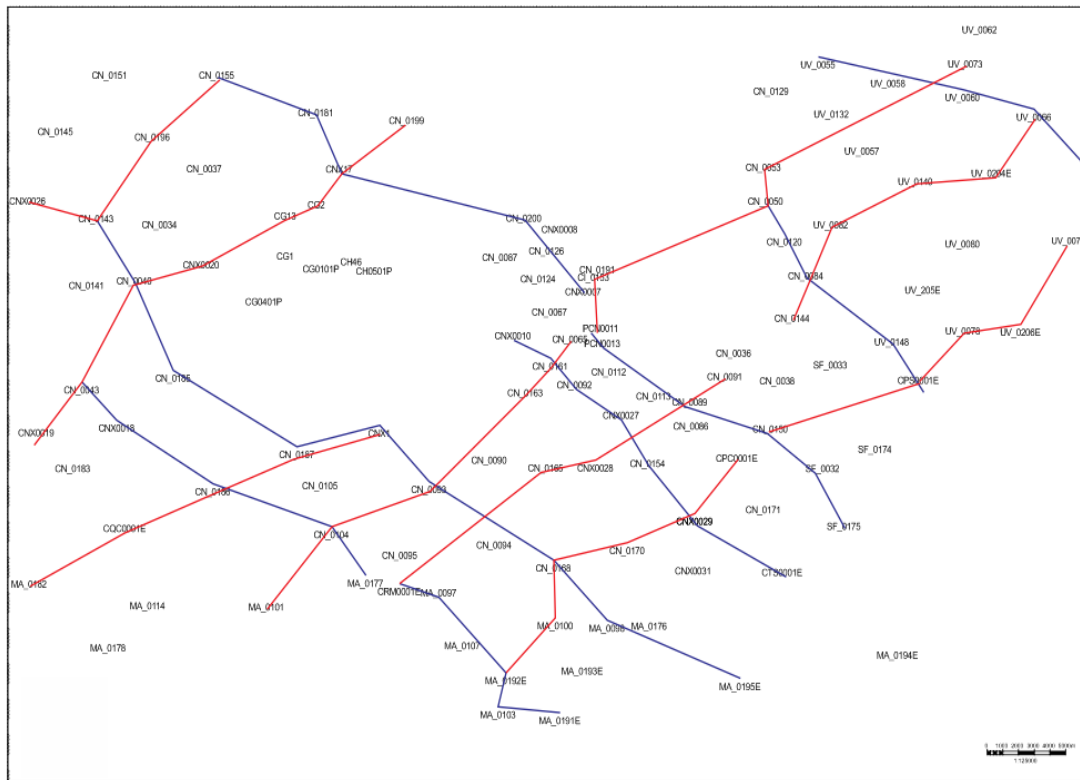


Figura 2.2. Mapa base del área de estudio con las secciones estratigráficas elaboradas.

Incorporación de datos bioestratigráficos a las secciones estratigráficas

Los datos palinológicos obtenidos en trabajos previos llevados a cabo por PDVSA se integraron a esta investigación con el objetivo de validar la edad relativa del intervalo estratigráfico estudiado. Al contar con las diferentes especies de palinomorfos identificadas en cada muestra de núcleo y su edad se procedió a ubicarlas en una tabla contentiva con los diferentes periodos geológicos del Terciario para efectuar una intersección y así obtener específicamente el intervalo de tiempo en el cual se depositó la Formación Oficina.

Esta información será fundamental al realizar la correlación cronoestratigráfica, pues la bioestratigrafía sirve de información base al momento de

calibrar un registro con la curva de Haq y de esta manera se tendrá definido el intervalo de tiempo correspondiente.

Interpretación de secuencias, parasecuencias y sistemas encadenados: La interpretación de secuencias y sistemas encadenados se realizó con base en la correlación de detalle utilizando registros de pozos y soportada por las hojas sedimentológicas de los núcleos, partiendo del marco previamente establecido en la interpretación preliminar.

Para la interpretación de las secuencias y sistemas encadenados en primer lugar se seleccionó un datum estratigráfico que a su vez correspondía a una superficie de máxima inundación, es decir, una superficie lutítica continua para la totalidad de los pozos. Se identificaron las superficies de inundación y los límites de secuencia (discordancias), tomando como base el comportamiento de los registros de pozos, siendo el más importante y con mayor influencia el registro Gamma Ray.

En la interpretación de las curvas de los registros de pozos se buscaron los puntos máximos y mínimos que correspondían con superficies de máxima inundación y límites de secuencia respectivamente; se interpretaron 2 secuencias, cada una con cuatro parasecuencias y finalmente, mediante la integración de toda la información constituida por los patrones de apilamiento característicos observados en las curvas de los registros de pozos y la interpretación de los paleoambientes se determinaron los sistemas encadenados que conforman cada una de las parasecuencias identificadas para el pozo CNX-1.

Correlación cronoestratigráfica

Se intentó hacer una correlación cronoestratigráfica tomando la edad arrojada por la bioestratigrafía. Esto se hizo mediante la calibración del registro del pozo

CNX-1 con la curva de Haq, tomando en cuenta para ello la correspondencia o no entre las parasecuencias definidas en esta investigación y los ciclos de tercer orden definidos en el trabajo de Haq.

Habiendo definido los sistemas encadenados y la correlación cronoestratigráfica, se elaboró una tabla que resume el modelo planteado, la cual contiene las superficies estratigráficas, parasecuencias definidas, los sistemas encadenados, la curva de Haq calibrada con el registro gamma ray del pozo CNX-1 y la edad relativa definida por bioestratigrafía, los ciclos de tercer orden y sus edades establecidas.

La figura 2.3 muestra un flujograma metodológico que esquematiza la secuencia de actividades realizadas para la consecución de los objetivos de este trabajo y así obtener el análisis por secuencias de la Formación Oficina en el área de estudio.



Figura 2.3. Flujograma de la metodología

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1 CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA

Vera (1994) define la palabra correlación desde varios puntos de vista, en el lenguaje no científico la define como principal acepción: “correspondencia o relación recíproca entre dos o más cosas”. En el conjunto de las ciencias geológicas el término “correlación” se usa de manera preferente en el campo de la estratigrafía, y casi siempre con una connotación temporal. En el glosario de geología (Bates y Jackson, 1987) se define “correlación” como la demostración de la equivalencia de dos o más fenómenos geológicos en diferentes áreas. Correlacionar, en el sentido estratigráfico es establecer la correspondencia en carácter y en posición estratigráfica.

La correlación estratigráfica es una de las técnicas de mayor interés en la estratigrafía y consiste en comparar dos o más secciones estratigráficas, de un intervalo de tiempo semejante, estableciendo la equivalencia entre los niveles o superficies de estratificación reconocibles en cada una de ellas (Modificado de Vera, 1994)

3.2 REGISTROS DE POZOS

Los registros de pozo (en inglés *well logs* o *wireline well-logs*) son métodos geofísicos aplicados a las paredes de una perforación, generalmente antes de su entubación, que complementan de manera muy importante las muestras de núcleo extraídas del mismo (cuando se extraen). En la prospección petrolera, en pozos cercanos a veces se prescinde de la toma de muestras, ya que se confía totalmente en poder comprar con el máximo detalle, los materiales cortados con el pozo nuevo con los del antiguo, mediante los registros de pozo. Entre dos pozos cercanos los registros

de pozo constituyen, normalmente la técnica de correlación con mayor precisión y fiable (Modificado de Vera, 1994).

Según Galloway y Hobday (1983), los patrones de registros pueden ser usados a tres niveles de interpretación:

1. Determinación de una secuencia vertical y arquitectura de las capas.
2. Reconocimiento y cartografía de facies.
3. Interpretación de ambientes depositacionales.

Serra (s.f.e) menciona que la interpretación de los datos geofísicos de superficie con la interpretación geológica se verá considerablemente simplificada y será más confiable, si se apoya en los datos de perfilajes de pozos. Por lo tanto los datos de perfilajes proveen el vínculo entre la geofísica de superficie y la geología: Los perfilajes de pozo constituyen el único medio para lograr una conversión precisa de los datos de tiempo a los datos de profundidad. Además permiten transferir los datos de frecuencia y amplitud de la señal a datos sedimentológicos o económicos (facies, porosidad, contenido de fluidos, etc.).

Los perfiles de pozo son de especial interés ya que:

- Proveen la única fuente de datos que brinda, con precisión, información sobre la profundidad y sobre el espesor aparente, e incluso real, de las capas si se han registrado un perfil de buzamiento.
- Dan un análisis casi continuo de las formaciones.
- Generalmente analizan un volumen de roca que es mucho más importante que el representado por los testigos de corona y consecuentemente que el de los recortes de perforación. Por lo tanto, los perfiles son más representativos de las principales propiedades de las rocas, especialmente en rocas heterogéneas.
- Miden las propiedades de las rocas en las condiciones de la profundidad a la que se encuentran.

Es fácil de comprender que dicha información será más clara cuando el número y variedad de perfiles sea mayor. Se puede decir que las herramientas de perfilaje son a la descripción de las rocas del subsuelo lo que los ojos y los instrumentos geológicos son a los afloramientos de superficie. De esta manera pueden considerarse como una “expresión característica” de las rocas ya que ellos dependen de sus propiedades físicas. Las herramientas de perfilaje miden las características físicas de las formaciones perforadas. Estas características resultan, por un lado, de las condiciones físicas, químicas y biológicas que existían en el momento de la sedimentación y que caracterizan el ambiente y determinan las facies originales; y por el otro de la evolución a las que estuvieron sujetas estas formaciones durante la historia geológica (Serra, s.f.e).

3.2.1 Registro Rayos gamma o Gamma Ray (GR)

Walker y James (1992) lo define como un registro que mide la emisión de rayos gamma de los diferentes estratos penetrados en el pozo, que es una propiedad relacionada a su contenido de isótopos radiogénicos de potasio, uranio y torio. Estos elementos (en particular el potasio) son comunes en minerales arcillosos y algunas evaporitas. En sucesiones de clásticos terrígenos, el registro refleja la “limpieza” o ausencia de arcilla (alta radioactividad en la escala API de la roca, promediado sobre un intervalo de alrededor de dos metros). Se debe hacer énfasis en que la lectura del registro de rayos gamma no es en función del tamaño de grano o del contenido carbonático, sólo de la proporción de elementos radioactivos, lo cual puede estar relacionado debido a la proporción de lutita. Por ejemplo, areniscas y conglomerados libres de arcilla con cualquier mezcla de clastos tamaño arena y cantos o guijarros, generalmente dan respuestas similares. Existen 3 problemas principales de interpretación con los registros de rayos gamma:

- La respuesta del registro puede ser afectada por la diagénesis, arcillas radioactivas en los poros.

- Lutitas ricas en illita (potasio alto) son más radioactivas que aquellas ricas en montmorillonita o clorita.
- Areniscas arcosas (feldespato potásico alto) son más radioactivas que aquellas carentes de feldespatos.

3.2.2 Registros de Potencial Espontáneo (SP)

Este registro graba el potencial eléctrico entre un electrodo inducido dentro del hoyo producto de la perforación y un electrodo de referencia en la superficie. Este potencial existe debido a una diferencia electroquímica entre el agua dentro de la formación y el lodo de perforación. En esta técnica, las corrientes se originan a partir de las corrientes naturales que se forman a partir del movimiento de los iones presentes en las sales de las aguas que se encuentran en los espacios vacíos de las rocas porosas, y que es detectada en la sonda especializada que se coloca en el pozo. Estos registros son buenos indicadores de litologías en áreas donde las areniscas son permeables y saturadas de agua; sin embargo en áreas donde la roca es poco permeable y presenta cementación el registro no distingue con confiabilidad la litología. La mejor prueba para la confiabilidad del registro en la determinación de litología es calibrar el registro con núcleos y ripios. (Tomado de Walker y James, 1992).

3.2.3 Registros de resistividad:

Walker y James (1992) lo define como un registro que mide la resistencia del fluido intersticial a una corriente eléctrica, ya sea transmitida directamente a la roca por un electrodo o inducida magnéticamente en lo más profundo de la formación desde el hoyo; aquí el término profundo se refiere a distancia horizontal desde las paredes del pozo. Estos registros son utilizados para evaluación de fluidos dentro de las formaciones. También pueden ser usados para identificación de carbón (alta

resistencia), delgadas capas de calizas en lutitas (alta resistencia) y bentonita (baja resistencia).

3.2.4 Registro de Densidad (RHOB)

La herramienta de densidad emite radiación gamma que es dispersada detrás del detector en cantidades proporcionales a la densidad de electrón de la roca. La densidad de electrón, en la mayoría de los casos, es relacionada a la densidad de los materiales sólidos y a la cantidad y densidad de los fluidos de poro. Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Otros usos incluyen identificación de minerales en depósitos de evaporitas, detección de gas, determinación de la densidad de los hidrocarburos, evaluación de arenas con arcillas y de litologías completas, determinación de producción de lutitas con contenido de aceite, cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánicas de las rocas.

3.2.5 Registro Sónico

El perfil sónico no es más que el registro continuo del tiempo que emplea una onda sonora compresional, para viajar a través de un pie lineal de formación. El tiempo requerido para este viaje se denomina tiempo de tránsito. El objetivo fundamental de este es medir la porosidad de la formación, lo cual dependerá de la litología de la formación y de la naturaleza de los fluidos que llenen los espacios porosos.

Tabla 3.1. Tipos de registro, propiedad calculada y usos geológicos (Tomado y modificado de Walker, 1992).

Registro	Propiedad calculada	Unidad	Uso geológico
Potencial espontáneo	Potencial eléctrico natural (comparado con el lodo de perforación)	Milivoltios	Litología (en algunos casos), correlación análisis de la forma de la curva, identificación de zonas porosas
Resistividad	Resistencia al paso de corriente eléctrica	Ohm-m	Identificación de carbón, bentonitas y evaluación de fluidos
Gamma Ray	Radioactividad natural relacionado a Th, K y U	Unidades API	Litologías limpias, correlación y análisis de la forma de la curva
Sónico	Velocidad compresional de la onda acústica	Microsegundos/m	Identificación de zonas porosas, carbón, zonas cementadas apretadas
Densidad	Densidad de Bulk (densidad del electrón) incluidos los fluidos de poro en el calculo	Gramo/cm ³	Identificación de algunas litologías como la anhidrita, halita y carbonatos no porosos

3.3 CORRELACIÓN A PARTIR DE REGISTROS

La correcta correlación de unidades estratigráficas es absolutamente necesaria para construir secciones y mapas confiables, y para obtener análisis de facies regionales. La mayoría de los geólogos cotejan los patrones de registros de manera aproximada, tomando en consideración las variaciones de litología, los espesores y

que las secciones se encuentren completas. Walker y James (1992), hacen referencia a dos métodos de correlación de registros:

1. Capas marcadoras: La respuesta del registro de una capa o serie de capas distintivas, puede ser usada como un marcador, incluso cuando la litología o el origen de la capa no es conocido. Grupos de capas lateralmente extensivas comúnmente resultan de transgresiones, regresiones o de episodios erosionales que redistribuyen los sedimentos proximales a lo largo de la cuenca. Los marcadores que pueden ser cartografiados regionalmente pueden, por lo tanto, ser relacionados o incluir superficies alloestratigráficas importantes.
2. Cotejo de patrones: Esta técnica involucra el reconocimiento y correlación de distintivos patrones de registro de cualquier origen. Los patrones correlacionados pueden representar sucesiones verticales de facies, sucesiones de facies superimpuestas o unidades limitadas por discordancias. Al cotejar patrones, las correlaciones son hechas basándose en las formas de los registros de intervalos de metros o decenas de metros en lugar de basarse en picos individuales, puntos más bajos o marcadores dentro de la sucesión. El cotejo de patrones puede permitir la correlación incluso cuando hay variación en la litología, en las facies y espesor de las unidades. Los registros pueden ser movidos hacia arriba o hacia abajo hasta que la mejor correlación sea obtenida. El constante cambio en la posición del arreglo, puede indicar cambios de espesor o cambios de facies laterales, y puede indicar tectonismo sin-sedimentario

3.4 AMBIENTES DEPOSITACIONALES

Los ambientes depositacionales han sido definidos de varias formas (Krumbein & Sloss, 1963; en Boggs, 1995); sin embargo, todas las definiciones de

ambientes tienen en común un énfasis en las condiciones físicas, químicas y biológicas del mismo. Un ambiente depositacional es así caracterizado por un escenario geomórfico particular en el cual un grupo particular de procesos físicos, químicos y biológicos operan para generar a ciertos tipos de depósitos sedimentarios (Boggs, 1995).

3.4.1 Sistema fluvial

Según Galloway y Hobday (1983) los sistemas fluviales sirven inicialmente para recolectar y transportar sedimentos a cuencas marinas o lacustres. Sin embargo, en ciertos escenarios como planicies costeras, cuencas intermontanas y cuencas tectónicas antepaís, los sistemas fluviales depositacionales, favorecen la acumulación subareal de sedimentos y pueden convertirse en un componente mayor o inclusive dominante del relleno de la cuenca.

Los sedimentos fluviales son altamente variables en muchos aspectos, generando que no puedan ser caracterizados por un solo modelo de facies. Aun cuando existe un amplio espectro de tipos de ríos, pueden ser descritos en un número discreto: rectilíneos, anastomosados, meandriformes y entrelazados (Cant, 1982).

Por ejemplo, las variaciones de energía en el flujo del canal pueden generar distintos tipos de ríos; como es el caso de los ríos entrelazados, los cuales son evidencia de un régimen de flujo bajo, quedando barras de canal emergidas. El sistema fluvial es esencialmente agradacional, sin embargo, en ambientes específicos puede ocurrir progradación localizada o acreción lateral (Galloway y Hobday, 1983).

Tabla 3.2. Identificación de facies por patrones de curvas de potencial espontáneo (SP) y de rayos gamma (GR). (Tomado y modificado de Walker y James, 1992).

Cilíndrico	En forma de Embudo	En forma de Campana	Simétrico	Irregular
Limpio, Sin tendencia	Tope Abrupto, Grano-creciente	Base Abrupta, Grano-decreciente	Base y topes transicionales	Intercalación entre arena y lutita. Sin tendencia
				
Ambientes Eólicos, Canales Fluviales Entrelazados, Plataformas Carbonáticas, Arrecifes o relleno de Cañones Submarinos	Abanicos de Rotura, Barras de Desembocadura, Islas de Barrera, plataforma clástica, areniscas marino someras, secuencias carbonáticas o Abanicos Submarinos.	Barras de Meandros, Barras de Marea, Canales Submarinos o algunas arenas transgresivas de plataforma.	Barras Arenosas Costa Afuera, algunas arenas transgresivas de plataforma o amalgamamiento entre otras secuencias grano-crecientes y grano-decrecientes.	Llanura de Inundación, Taludes Carbonáticos, Taludes Clásticos o Relleno de Cañones.

3.4.1.1. Geometría de facies

Los sistemas de depositación fluvial consisten en un mosaico de facies genéticas en las que se incluyen los *rellenos de canal*, bordes del mismo y depósitos de *llanura de inundación*. Las facies de *relleno de canal* incluyen tanto depósitos agradacionales, como de acresión lateral, cuya estructura interna está determinada principalmente por la geometría del canal. Las facies de *borde de canal* se originan cuando parte de la carga de fondo y del material en suspensión se depositan en las zonas marginales del canal, originando principalmente diques naturales y *abanicos de rotura*. Por último, las facies de *llanura de inundación* se originan durante los eventos de desborde en el área entre canales, y se caracterizan por la depositación de sedimentos finos de suspensión. Son depósitos de muy baja energía y, bajo condiciones favorables, se encuentran asociados a la presencia de capas de carbón

(Galloway y Hobday, 1983). Según el tipo de río, puede variar la relación espacial entre las facies:

3.4.1.2. Depósitos de ríos entrelazados.

Estos ríos son lateralmente inestables porque transitan por la *llanura de inundación*, la cual es fácil de erosionar, al ser más delgados y menos cohesivos. Los canales entrelazados migran lateralmente dejando depósitos delgados de canales y complejos de barras que pueden acuñarse, preservándose sólo cantidades menores del material de la *llanura de inundación* (Ver la figura 3.1) (Cant, 1982). La figura 3.1 muestra el modelo depositacional de un sistema de canales entrelazados poco sinuosos, donde se observan los cuerpos que se generan en estos sistemas, la columna sedimentaria, las estructuras que se forman en estos ambientes y la respuesta que arroja la curva de potencial espontáneo.

Los depósitos de canales entrelazados, se caracterizan por presentar canales amplios los cuales tienden a cambiar de posición debido al transporte rápido y continuo de los sedimentos. Por lo tanto, una unidad individual puede tener entre 0,5 y 8 km de ancho. Su longitud puede variar entre decenas y centenas de kilómetros. El espesor varía de decímetros a poco más de 30 metros, presentando una relación ancho-profundidad alta. La coalescencia de barras y planicies de arena origina mantos arenosos extensos y lateralmente continuos, no confinados por lutitas. (Walker 1979, en: Serra, s/a).

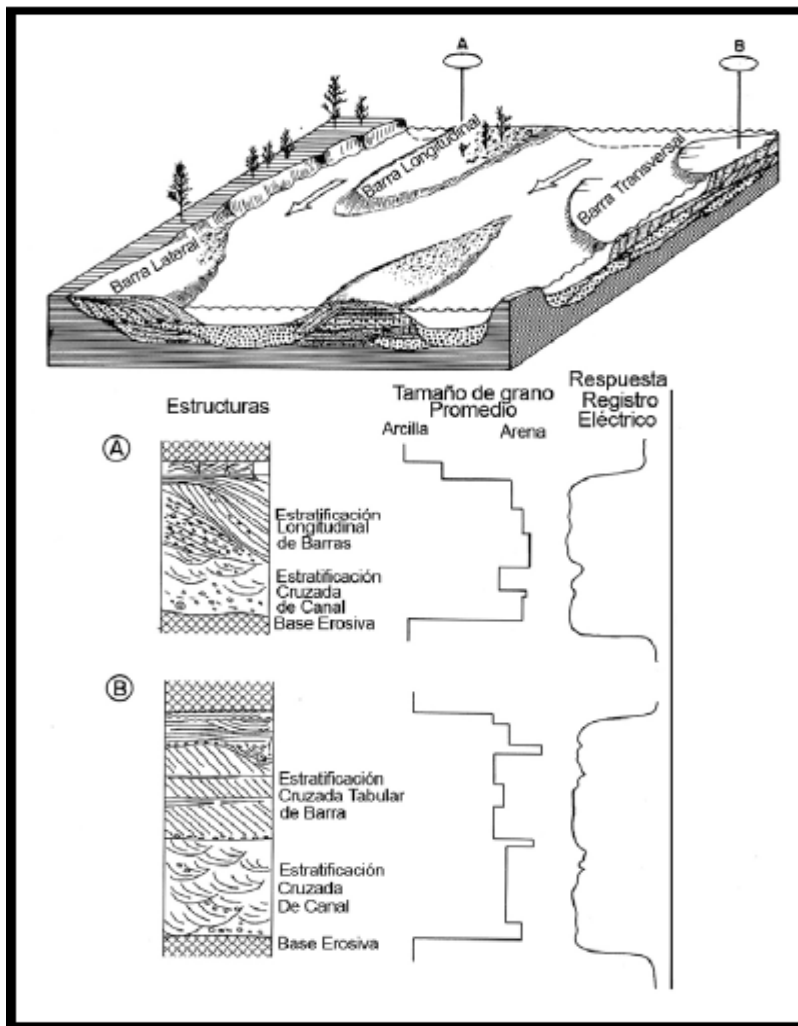


Figura 3.1. Modelo depositacional generalizado de una secuencia vertical, producido por un sistema fluvial de canales entrelazados poco sinuosos. (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).

3.4.1.3. Depósitos de ríos meandriformes

Se presentan principalmente en zonas de bajas pendientes, y son favorecidos por la abundancia de sedimentos de grano fino tanto en el dique natural como en la carga total de sedimento. Muestran en general un patrón de procesos fluviales, y una separación más marcada entre las facies de canal, y las externas.

Son bastante estables lateralmente, ya que poseen una llanura de inundación gruesa, más cohesiva, y con una capa vegetal importante. Estos ríos se encuentran

confinados lateralmente por canales de meandros abandonados (denominados “Oxbow lakes”), comunes en las llanuras de inundación de muchos ríos meandriiformes. La presencia de muchos de estos tapones de arcilla en la llanura de inundación restringe la tendencia que tiene el cinturón de meandros a migrar lateralmente. Los canales migran libremente dentro del cinturón, pero no pueden expandirlo fácilmente.

Los depósitos que se generan en los sistemas fluviales meandriiformes pueden estar representados por secuencias típicas de canal y las variaciones que se reflejan al borde del mismo. La figura 3.2 es un modelo depositacional generalizado, donde se puede observar la secuencia vertical de tamaños de grano, estructuras sedimentarias y registros eléctricos (potencial espontáneo), producido por un sistema fluvial meandriiforme. En ella (A) puede observarse la secuencia típica del canal al borde del mismo, detallando como cambia el registro SP de un comportamiento cilíndrico (relleno de canal) hasta una tendencia irregular (bordes del canal). También se describe la columna (B) del dique natural, que es parte del borde del canal; en él se detalla el comportamiento cilíndrico del lecho del canal hasta el tapón de lutita que representa el abandono del mismo

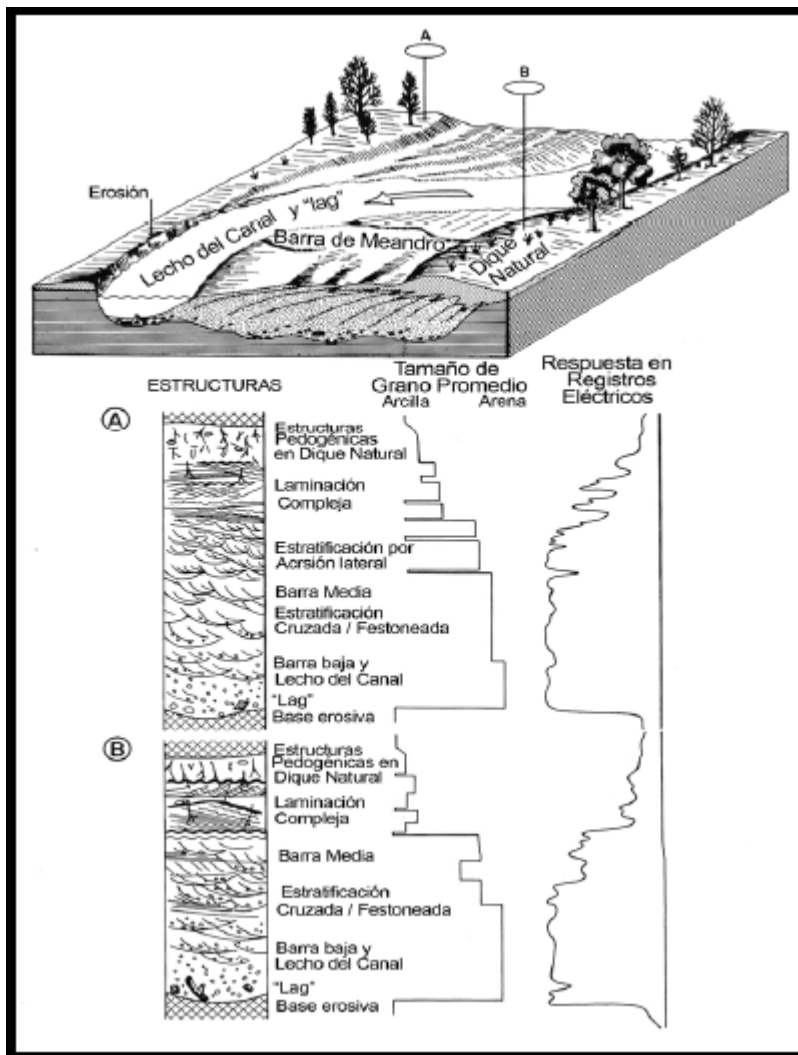


Figura 3.2. Modelo depositacional generalizado de los depósitos generados por un sistema fluvial meandriforme. (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).

3.4.1.4. Depósitos de ríos anastomosados

Estos ríos presentan islas semi-permanentes que dividen el flujo, *llanuras de inundación* bien desarrolladas y áreas pantanosas que se extienden lejos del río. Debido a la naturaleza cohesiva de los sedimentos y a la alta cantidad de raíces presentes, estas islas y *llanuras de inundación* son muy estables, cambiando lentamente de posición y tamaño, por lo que se presentan facies individuales que se apilan verticalmente en secciones muy gruesas (Cant, 1982; Galloway y Hobday,

1983).

La figura 3.3 representa un modelo deposicional generalizado, en donde se muestra la secuencia vertical de tamaños de grano y estructuras sedimentarias, y el comportamiento de las curvas de potencial espontáneo, producido por un sistema fluvial anastomosado. Se muestra la acresión lateral (A) y el relleno simétrico de canal (B). Es importante observar la diferencia de la lectura del SP para cada uno de los sub-ambientes descritos en los ríos anastomosados.

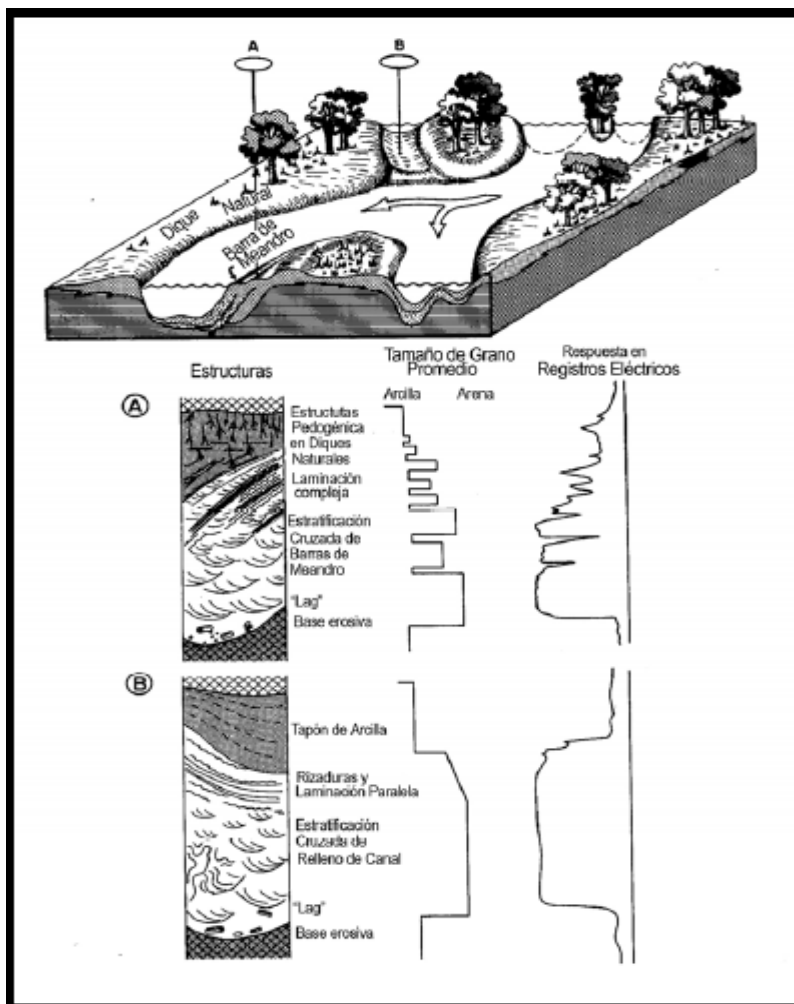


Figura 3.3. Modelo deposicional generalizado producido por un sistema fluvial anastomosado. (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).

3.4.2 Sistemas deltaicos

Según Walker y James (1992) un delta es una protuberancia discreta en la orilla formada en el punto donde un río entra a un océano o en cualquier gran cuerpo de agua. Muchos deltas cubren un área grande, y han sido influenciados por una variedad de procesos fluviales y marinos.

Los deltas ocurren en una gran variedad de formas, dependiendo del tipo y energía de los procesos costeros y el volumen y tamaño de grano de la corriente de sedimentos fluviales (Walker Y James, 1992). Las cuencas deltaicas forman gruesas acumulaciones de areniscas y lutitas costeras, las cuales pueden desarrollarse en todos los escenarios tectónicos (US Gulf Coast), cuencas extensionales y rift (North Sea Jurassic), cuencas antepaís (Venezuela; US and Canadian Western Interior basins), etc. Además los deltas exhiben un amplio rango de tamaños y morfologías, todos constan de tres ambientes depositacionales principales: el plano deltaico, el frente deltaico y el prodelta (ver fig. 3.4). Cada ambiente forma un sistema depositacional con diferentes juegos de litología, facies y potencial como reservorio (Allen y Chambers, 1998).

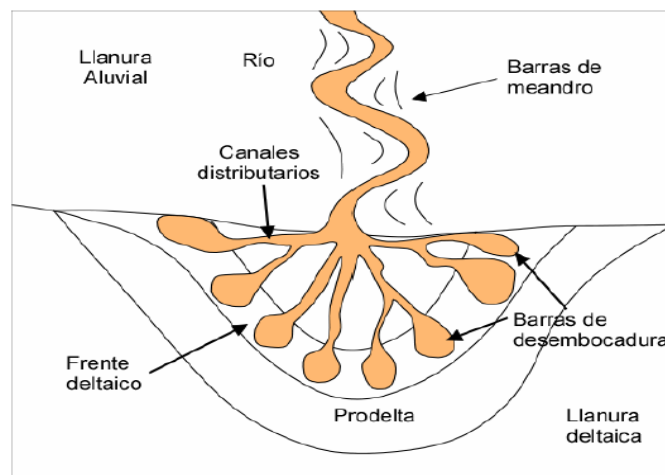


Figura 3.4. Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes a los deltas (Tomado de Jaillard, 1993).

Los deltas antiguos son económicamente importantes porque se encuentran comúnmente asociados con grandes reservas de carbón, petróleo y gas. Esto dio como resultado el intenso estudio de los deltas, y se han establecido buenos modelos de facies deltaicas.

Los tipos de delta pueden ser diferenciados inicialmente por el reconocimiento del origen específico de las facies arenosas de margen deltaico. Los factores fundamentales incluyen la geometría y orientación de los cuerpos de arena progradantes, su relación espacial con el sistema de canales distributarios y, en menor medida, con la geometría del relleno de estos canales (Galloway y Hobday, 1983). Estos factores se resumen en la tabla 3.3:

Tabla 3.3. Características estratigráficas de los sistemas de depositación deltaicos.
(Tomado de Galloway, 1983).

Factores	Dominio Fluvial	Dominio de Oleaje	Dominio de Mareas
Geometría de los lóbulos	Elongado a lobulado	Arqueado	Estuarino a irregular
Composición Predominante	De lodoso a mixto	Principalmente arenoso	De lodoso a arenoso
Facies Arenosas	Barras de desembocadura de distributarios y arenas de frente deltaico; relleno de canales distributarios	Islas de barreras; arenas de canales distributarios	Barras de marea; relleno de canales estuarinos
Orientación de las Facies	Muy variable, pero tiende a ser paralela al buzamiento de la sedimentación	La dirección dominante es paralela al rumbo de la sedimentación. Presenta algunas tendencias subsidiarias	Paralela al buzamiento de la sedimentación, con cambios locales debidos a la geometría de la cuenca
Tipo Común de Canales	De carga en suspensión, a carga mixta, principalmente fina	De carga mixta a carga de fondo.	Variable, con geometría modificada por las mareas

3.4.2.1. Deltas dominados por aporte fluvial

Según Galloway y Hobday (1983) este tipo de delta se origina cuando la tasa y volumen de aporte de sedimentos excede el flujo de energía disponible en la cuenca

para retrabajar y modificar sustancialmente el margen activo de un delta. En éste predominan los procesos constructivos, por lo que los lóbulos del delta adquieren geometrías elongadas o digitadas, a redondeadas y lobuladas (Ver la figura 3.5) (Reading, 1986).

Ambientes constructivos y facies genéticas

En los sistemas deltaicos dominados por aporte fluvial, las principales facies arenosas reconocidas son los depósitos de canales distributarios y las barras de desembocadura y, junto a ellas, algunas facies subsidiarias de arenas deltaicas retrabajadas y abanicos de rotura. Adicionalmente se reconocen como facies no arenosas los depósitos interdistributarios de prodelta y de margen deltaico, pantanos de planicie deltaica, llanuras de inundación, diques naturales y cuencas lacustrinas (Ver la figura 3.5) (Galloway y Hobday, 1983; Reading, H., 1986).



Figura 3.5. Delta de Mahakam (Indonesia). (Tomado y modificado de Darman, 1999).

Las altas tasas de depositación en este tipo de ambientes originan un enterramiento rápido, que permite la preservación de estructuras sedimentarias de origen fluvial. Las variaciones en la descarga en el sistema fluvial pueden producir

una secuencia grano-creciente, con intercalaciones de intervalos de grano fino dentro de la secuencia (Walker y James, 1992).

La carga de sedimentos es, principalmente, de origen fluvial, éstos se depositan en barras de desembocadura, en las que el tamaño de grano se hace más fino hacia la cuenca; a medida que la progradación continúa, la pendiente del río se suaviza y el flujo se hace menos competente. En este estado pueden colapsar los diques naturales y ceder como consecuencia de una gran descarga sedimentaria del canal, éste fenómeno ocurre aguas arriba en el río. El recorrido más corto hacia el mar, vía una bahía interdistributaria, es generalmente la causa de una importante desviación del flujo, generándose el desarrollo rápido de depósitos de *abanicos de rotura*. Eventualmente, los canales que resultan de esta rotura pueden convertirse en distributarios principales, y el proceso repetirse, propiciando la migración del delta (Serra, s.f.e).

Las secuencias de barras de desembocadura son grano-crecientes, por la superimposición de los depósitos de cresta de barra de desembocadura, de frente de barra, de la barra distal y de la parte superior del prodelta. Este engrosamiento se puede reflejar en el tamaño de grano promedio, pero es más aparente en el aumento de la proporción de arena y limo/lodo, en el espesor de las capas de arena, y por la escala de las estructuras sedimentarias contenidas dando como resultado una columna sedimentaria característica de éste tipo de secuencias (como se muestra en la figura 3.6). Estas unidades arenosas de barras de desembocadura se forman como parte integral de la progradación general de la secuencia de facies (Galloway y Hobday, 1983).

Los lodos del prodelta forman una de las unidades más homogéneas y continuas lateralmente de los sistemas deltáicos dominados por aporte fluvial, pudiendo servir como sellos regionales para el entrapamiento de hidrocarburos.

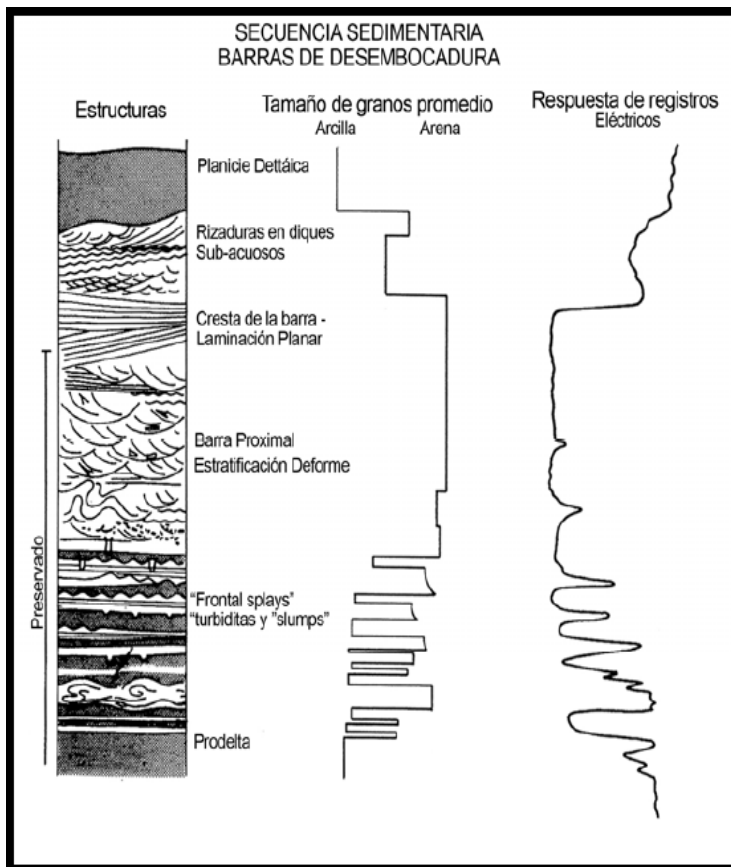


Figura 3.6. Perfil vertical generalizado de una barra arenosa de desembocadura (Tomado de Galloway y Hobday, 1983).

Ambientes destructivos y facies.

Los principales procesos destructivos en los deltas dominados por aporte fluvial son el abandono de lóbulos de delta, su hundimiento, procesos transgresivos y retrabajo marino. Estos originan facies volumétricamente menores, pero distintivas (Coleman y Wright, 1975).

Reading (1986) reconoce depósitos de grano grueso originados por el retrabajo marino y depósitos originados por la inundación (bahías someras y pantanos salados), como consecuencia del abandono del delta. Según Galloway y Hobday (1983) la importancia estratigráfica de estas unidades radica en su continuidad

espacial y lo predecible de sus relaciones laterales de facies, lo que favorece su uso en la correlación y mapeo de las facies.

Arquitectura de facies

Los cuerpos arenosos principales en deltas dominados por acción fluvial, presentan geometría lobulada, con un mecanismo importante de acreción lateral que da lugar a unidades lenticulares. En las barras de desembocadura se reconocen cuerpos tabulares a lenticulares, que tienden a poseer la geometría de arenas meandriformes. En la cercanía de las facies fluviales predominan formas digitadas o cuerpos filiformes. La geometría de este tipo de deltas puede cartografiarse fácilmente en el subsuelo, midiendo el contenido total de arena, o la relación entre arena y lutita en la unidad estratigráfica dada. Las zonas de alto contenido de arena pueden indicar el contorno de las áreas lobuladas perpendiculares al margen de la cuenca, lo que corresponde a la dirección principal de la progradación del delta (Serra, s/a).

Adicionalmente Galloway y Hobday (1983), plantean las siguientes generalidades para este tipo de deltas:

1. La mayoría de las secuencias verticales en la planicie deltaica, revelan un carácter progradacional, por secuencias que texturalmente se engrosan hacia el tope.
2. La sección superior, o incluso toda la sección progradacional, es cortada y reemplazada localmente por una red compleja de *rellenos de canales* distributarios.
3. Las barras de desembocadura y las arenas de canales distributarios originan cuerpos arenosos permeables, éstos tienden a estar orientados según el buzamiento de la sedimentación.
4. La acumulación de sedimentos es cíclica, mostrando la alternancia entre períodos constructivos y períodos de destrucción transgresiva.
5. La continuidad lateral de las facies arenosas es limitada.

3.4.2.2. Deltas dominados por oleaje

En este tipo de deltas el grueso de la carga de fondo inicialmente depositada en el sistema, es re TRABAJADA por el oleaje y redistribuida a lo largo del frente deltáico por la deriva litoral, se caracterizan generalmente por la presencia de una sucesión de facies grano-crecientes, indicativas de costas dominadas por oleaje (Ver la figura 3.7) (Walker y James, 1992).

Ambientes de depositación y facies

Las principales facies arenosas encontradas en este sistema son cadenas de playas e *islas de barreras*, depositadas en el frente y a los márgenes de lóbulos activos del delta, el desarrollo de estas facies se ve reflejada en la figura 3.7 (Reading, 1986). Igualmente se pueden reconocer facies no arenosas de depósitos de prodelta, de cuencas costeras entre barreras, diques naturales, lagos y pantanos interdistributarios. El aporte clástico principal en estos sistemas proviene de un episodio fluvial cercano (Walker y James, 1992; Reading, 1986).



Figura 3.7. Delta Nilo (Egipto), de dominio por oleaje (Tomado y modificado de Iowa University, Department of civil and environmental engineering, 2013).

Los depósitos de *islas de barrera* tienen un comportamiento grano-creciente, como es típico de cuerpos arenosos producidos por la progradación de la línea de costa. Adicionalmente se observa la transición de estos depósitos, hacia la cuenca y estratigráficamente hacia abajo, a depósitos de prodelta y depósitos normales de plataforma (Galloway y Hobday, 1983).

La figura. 3.8 muestra el perfil vertical generalizado de una *isla de barrera*, en el margen de un delta de influencia de oleaje. En la secuencia se observa la evolución de la *isla de barrera* desde el prodelta hasta la planicie deltaica. Al igual que las barras de desembocadura, el registro SP posee una tendencia grano-creciente (forma de embudo), mostrando la distribución de los sedimentos dentro del cuerpo.

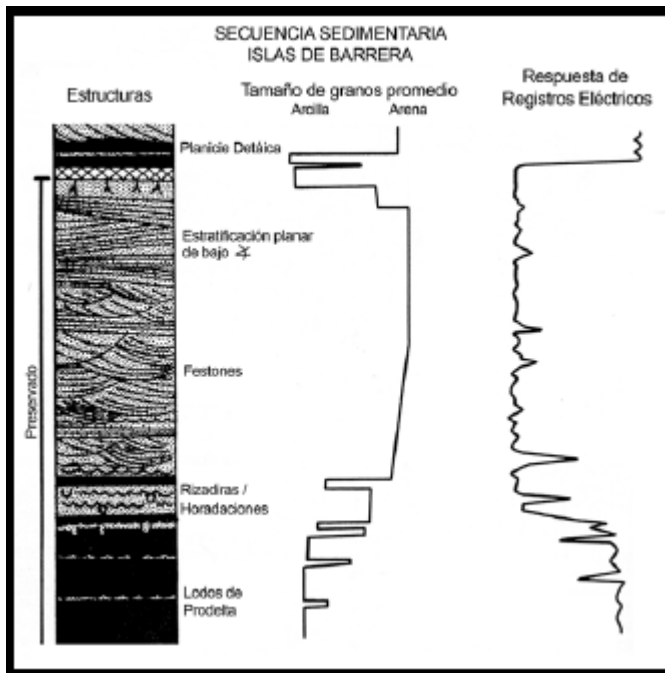


Figura 3.8. Perfil vertical generalizado de una isla de barrera (Modificado de Galloway y Hobday, 1983).

Serra (s.f.e) indica que la geometría de este tipo de deltas es bastante distintiva. Los cordones de playas constituyen masas lineales subparalelas al margen de la cuenca, dando lugar, idealmente, a cuerpos convexos hacia ésta; estos cuerpos desarrollan geometrías distintivas según las condiciones del medio, tal y como se

observa en la figura 3.9. Las arenas fluviales asociadas se orientarán en una dirección subperpendicular al margen de la cuenca.

	Delta Tipo 1: Condiciones: Energía intermedia de las olas, mareas altas, baja deriva litoral, cuenca somera estable. Características: Arenas de canales normales a la línea de costa, conectadas lateralmente por arenas de barrera-playa Ejemplos: Deltas de Burdekin, Irrawedy y Mekong
	Delta Tipo 2: Condiciones: Energía intermedia de las olas, baja pendiente costa afuera, bajo aporte de sedimentos. Características: Coalescencia de canales y arenas de barra de boca con un frente de islas-barrera (costa afuera) Ejemplos: Deltas de Apalachicola y Brazos
	Delta Tipo 3: Condiciones: Energía de las olas alta y persistente, baja deriva litoral, alta pendiente costa afuera. Características: arenas de playa-barrera en manto, las cuales pasan a arenas de canal pendiente arriba. Ejemplos: Deltas de San Francisco y Grijalva
	Delta Tipo 4: Condiciones: Energía de las olas bajas, alta deriva litoral, baja pendiente costa afuera. Características: arenas de barreras de mareas, las cuales tienen formas elongadas. Ejemplos: Delta Rhone

Figura 3.9. Geometría de cuerpos arenosos en deltas modernos dominados por oleaje. Modificado de Coleman y Wright, 1975, en Serra s.f.e).

3.4.2.3. Deltas dominados por mareas

Este tipo de deltas se origina al aumentar el rango de las mareas, incrementándose las corrientes mareales que se encargan de modificar la geometría de las barras de desembocadura y redistribuir la carga de fondo, formando una serie de barras elongadas que se extienden desde la desembocadura, hasta la plataforma subacuosa del frente deltáico (Ver la figura 3.10). Esta zona es progradante con una

tendencia general grano-creciente de la secuencia sedimentaria, sin embargo, las facies reflejan la influencia de mareas (Walker y James, 1992).



Figura 3.10. Delta dominado por mareas (Tomado y modificado de University Texas, Department of geology, 2013).

Ambientes constructivos y facies genéticas

Las investigaciones realizadas por Coleman y Wright (1975) indican que la mayoría de los cuerpos de arena de deltas dominados por mareas son el producto de la depositación en canales distributarios estuarinos y en zonas de barras mareales. Galloway y Hobday (1983) muestran que las facies arenosas subsidiarias incluyen *abanicos de roturas* y canales de marea subsidiarios, que no se encuentran conectados directamente al canal fluvial. Según Reading (1986) los canales distributarios estuarinos que muestran este tipo de deltas se caracterizan por desembocaduras anchas en forma de embudo, y partes superiores delgadas y sinuosas (ver la figura 3.11).

La figura 3.11 muestra el Delta Betsiboka (Madagascar), el cual está dominado por mareas, en ella se observa la formación de estuarios con desembocadura ancha (en forma de embudo) y el desarrollo de canales estuarinos.

Nótese la distribución de los cuerpos generados por los canales de mareas, la tendencia de generar zonas de pantanos salobres por el abandono constante de los canales estuarinos.



Figura 3.11. Delta Betsiboka (Madagascar). (Tomado y modificado de <http://www.buddycom.com/space/earth/enviro/>)

En este tipo de deltas, el frente deltaico y los distributarios son definidos por la ocurrencia del aporte fluvial y su distribución por acción de las mareas, generando *islas de barrera*, que se extienden a considerables distancias costa afuera, frente a la plataforma deltáica (Reading, 1986).

Los depósitos de *relleno de canal* se encuentran compuestos de múltiples unidades sedimentarias grano-decrecientes, superimpuestas, y con distintos grados de preservación. Estas unidades se interpretan como el producto de la migración lateral de las líneas de “talweg” y de las barras presentes en la parte baja de los distributarios. Las arenas bien escogidas constituyen el grueso del *relleno de canal*, pero se presentan intervalos discontinuos de mantos, láminas y clastos de lodo y limo, generando tendencias poco regulares en los registros eléctricos, como se observa en la figura 3.12. El sedimento en suspensión queda atrapado preferentemente en los

márgenes del delta, originando facies lodosas de prodelta, al contrario de los deltas dominados por aporte fluvial, u oleaje (Galloway y Hobday, 1983).

Arquitectura de facies

La estratigrafía de deltas de dominio de mareas, consiste esencialmente en secuencias transgresivas grano-crecientes de prodelta, subyacentes a secuencias agradacionales de planicie deltáica mareal, canales de marea y depósitos de pantanos salobres. Las facies progradacionales y los dominios superiores de las agradacionales son cortadas por *rellenos de canales* distributarios estuarinos, orientados según el buzamiento de la sedimentación. (Galloway y Hobday, 1983; Coleman y Wright, 1975).

En cuanto a los principales rasgos geométricos de este tipo de deltas, Serra (s.f.e), reconoce cuerpos de relativo espesor y adquieren formas elongadas en la dirección de las mareas; constituidos por arenas y diques de los cordones de corrientes de mareas. Igualmente señala que los canales de marea juegan un doble papel: las corrientes de bajamar y pleamar originan una distribución bimodal, pero la influencia de los ríos, que refuerza la acción de las mareas, tiende a generar corrientes de bajante más fuertes que las de creciente, permitiendo al sistema progradar hacia el mar.

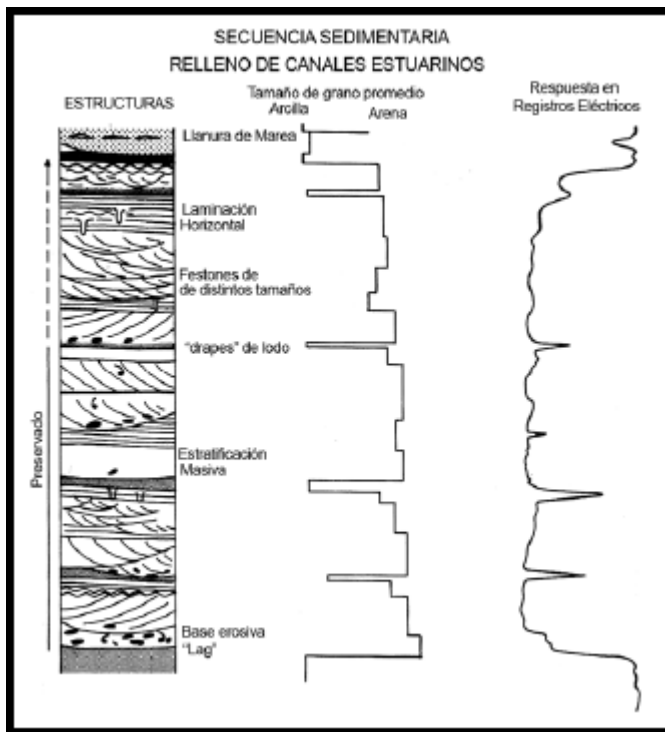


Figura 3.12. Perfil vertical generalizado de un cuerpo de arena de rellenos de canal estuarino (Tomado de Galloway y Hobday, 1983).

3.5. CONCEPTOS GENERALES DE ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIAS

La estratigrafía secuencial, una metodología de análisis estratigráfico desarrollada con mayor énfasis desde hace unos 30 años ha venido a ser una de las herramientas más útiles en la definición de unidades que se encuentran genéticamente relacionadas, y que por ende se encuentran, tanto definidas por un rango específico de tiempo, como limitadas por superficies físicas, lo que permite entender la geometría interna y la arquitectura depositacional de cuencas. Esta diferenciación ha permitido una comprensión más detallada del comportamiento de las unidades sedimentarias como unidades diferenciables de flujo y entrapamiento de los hidrocarburos, optimizando así su hallazgo y producción.

Antes de adentrarnos en el modelo de estratigrafía secuencial conviene entender los factores que influyen en el relleno de las cuencas sedimentarias. Según Vail (1987), las variaciones en los patrones estratigráficos, así como la distribución de litofacies dentro de las rocas sedimentarias, están controladas por cuatro variables principales, las cuales son la subsidencia tectónica, el cambio eustático del nivel del mar, el volumen de sedimentos y por último, el clima. La subsidencia tectónica es esa componente de la subsidencia, en un punto determinado de una cuenca sedimentaria, causada por un mecanismo de deriva tectónica. La eustacia es medida entre la superficie del mar y un datum previamente fijado, usualmente el centro de la tierra. La tasa de aporte sedimentario controla qué tanto y dónde el espacio de acomodación es rellenado. El balance entre el aporte sedimentario y el nivel relativo del mar controla si los cinturones de facies progradarán cuenca adentro o retrogradarán hacia el continente, y el tipo de sedimentos aportados tiene una fuerte influencia sobre las facies sedimentarias. El clima controla el tipo de sedimentos depositados; por ejemplo, el régimen pluvial y la temperatura son importantes para la distribución de los carbonatos y las evaporitas, así como para el tipo y cantidad de siliciclásticos depositados (Vail, 1987).

3.5.1. Cambios en el nivel del mar

Los cambios eustáticos son los cambios en el nivel del mar relacionados a un punto fijo como el centro de la tierra (Ver Fig. 3.13). Se deben a variaciones en el volumen de agua en las cuencas oceánicas o a cambios producidos por la formación y tasas de desarrollo en las dorsales oceánicas y deriva continental (Méndez, 2006).

Un cambio en el volumen de agua puede ser debido principalmente a glaciaciones y desglaciaciones o por suministro de agua desde fuentes magmáticas. Un cambio en la forma de las cuencas oceánicas puede ser producido por mecanismos geotectónicos o por el relleno sedimentario de las cuencas.

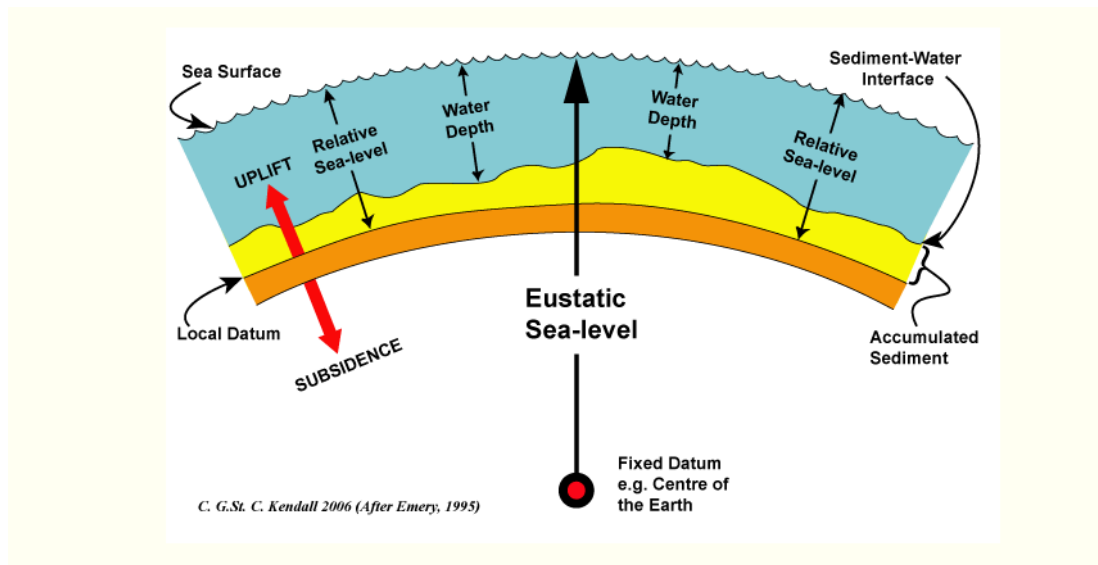


Figura 3.13. Eustacia, nivel relativo del mar y profundidad de agua, como una función de la superficie del mar, fondo del mar y posición del datum del sustrato. Tomado de Strata Terminology (2014).

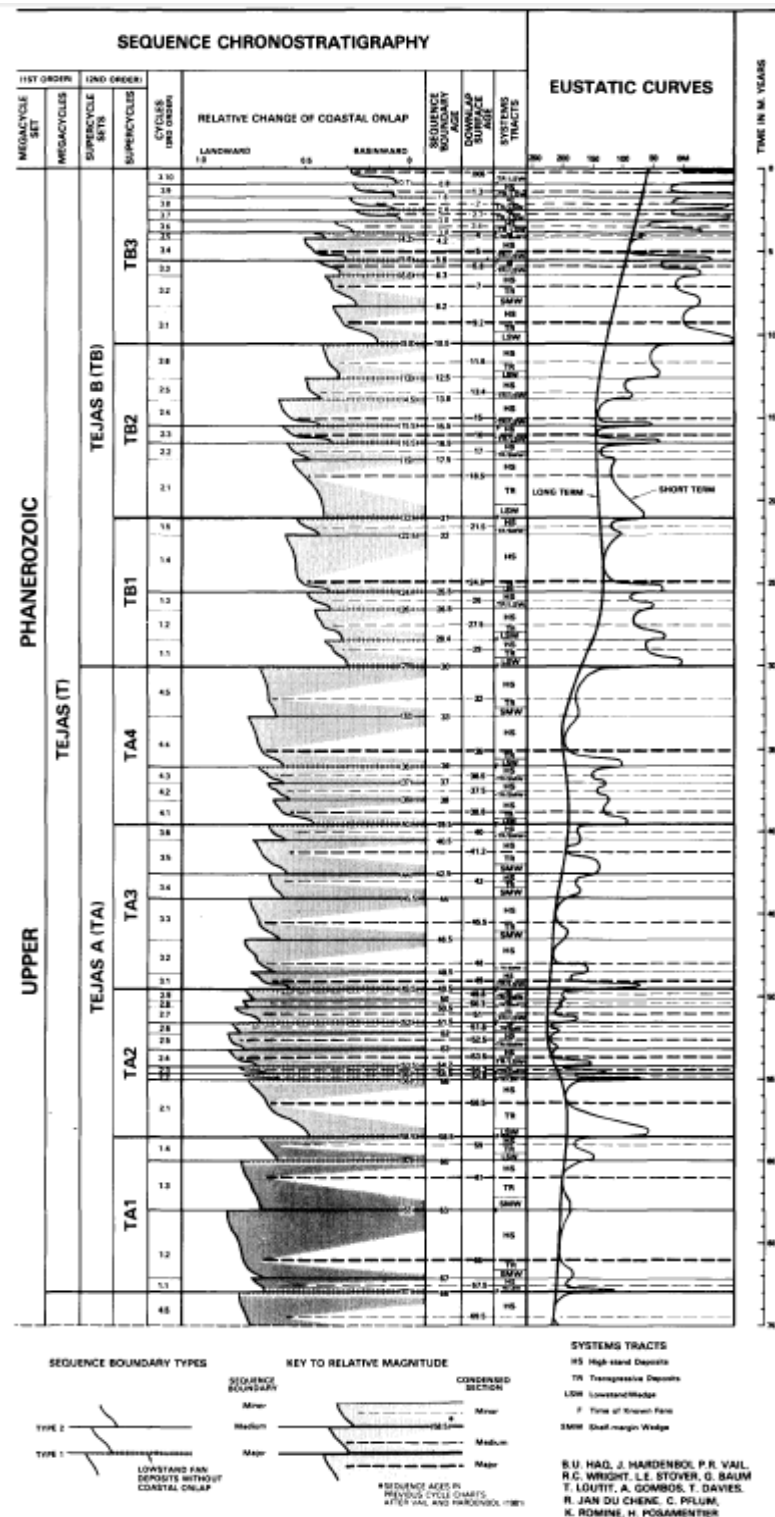


Figura 3.14. Sección de cronoestratigrafía secuencial y curvas eustáticas de la carta de cambios del nivel del mar de Haq *et al.* (1987). Tomado de Haq *et al.* (1987).

3.5.2. Jerarquía de las unidades estratigráficas

Las unidades estratigráficas desde la lámina hasta la secuencia pueden ser agrupadas dentro de una jerarquía. El reconocimiento de estas unidades estratigráficas y su uso en la correlación de tiempo y de facies es la esencia de la estratigrafía secuencial. A continuación se discuten estas unidades en orden de menor a mayor jerarquía:

- Lámina: Comprende la unidad megascópica más pequeña. Se diferencia de las otras láminas en color, composición o tamaño de grano y se generan a partir de procesos depositacionales episódicos, los cuales pueden tener una duración en tiempo de minutos a horas. Su extensión areal es limitada, generalmente no mayor de 1 Km², y su rango de espesor es menor a 1 cm.
- Juego de láminas: Es una sucesión relativamente conforme de láminas genéticamente relacionadas limitadas por superficies de erosión o de no deposición. Los juegos de láminas son igualmente debidos a procesos depositacionales episódicos, constituyendo las distintas estructuras en una capa. Su tiempo de formación puede variar de minutos a días; su rango de extensión lateral puede variar de 1 a 10 Km², y su rango de espesor puede variar de 1 a 10 m.
- Capa: Se define como una sucesión relativamente conforme de láminas o juego de láminas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de erosión o de no deposición o sus conformidades relativas. Pueden formarse por eventos depositacionales episódicos o periódicos. El rango de formación de las capas en tiempo es de aproximadamente 1 a 1000 años, pudiendo alcanzar extensiones de 1 a 100 Km². El rango de espesores puede variar de varios centímetros a 1 m aproximadamente.
- Juego de capas: Es una sucesión relativamente conforme de capas genéticamente relacionadas, limitadas a su vez por superficies de erosión, no deposición, o sus conformidades correlativas. Su rango de formación se ubica entre 1 y 10000 años.

- Parasecuencia: Es una sucesión de capas o grupo de capas genéticamente relacionadas las cuales se encuentran limitadas por superficies de inundación marinas o sus concordancias correlativas. En posiciones especiales dentro de la secuencia, las parasecuencias pueden estar limitadas por arriba y por debajo por límites de secuencias (Van Wagoner, 1985; Van Wagoner et al., 1987, 1988, 1990). La mayoría de las parasecuencias siliciclásticas son progradacionales con geometría de engrosamiento hacia el tope, sin embargo, pueden presentarse geometrías verticales de afinamiento de granos hacia el tope, asociadas a ambientes mareales. El rango de tiempo empleado en la formación de una parasecuencia puede comprender de 100 a 10000 años. Pueden abarcar extensiones que varían de 1 a 1000 Km², y espesores que pueden alcanzar varias decenas de metros.
- Juego de parasecuencias: Es un conjunto de parasecuencias genéticamente relacionadas, las cuales forman un patrón distintivo de apilamiento y se encuentra a su vez limitado por superficies de inundación mayores o sus superficies correlativas. Los juegos de parasecuencias pueden ser progradacionales, agradacionales o retrogradacionales (Van Wagoner, 1985). Por lo general los juegos de parasecuencias pueden tomar de 1000 a más de 100000 años, con extensiones que pueden variar decenas a miles de km² y espesores que pueden alcanzar el centenar de metros.
- Secuencia estratigráfica: Una secuencia estratigráfica es una sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados que se encuentran limitados por discordancias o sus concordancias correlativas (Mitchum, 1977). Las secuencias pueden ser divididas en sistemas encadenados (Van Wagoner, 1988; Posamentier et al., 1988) sobre la base de criterios objetivos, incluyendo tipos de superficies límite, distribución de los grupos de parasecuencias y posición dentro de la secuencia. También pueden ser definidos por su geometría y por las asociaciones de facies.

Tabla 3.4. Características de las unidades estratigráfico-secuenciales (Tomado de Arevalo, 2012).

UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	DEFINICIONES	RANGO DE ESPESOR (PIES)				RANGO DE EXTENSION LATERAL (Km²)				RANGO DE TIEMPO DE FORMACION (AÑOS)				HERRAMIENTA DE RESOLUCION			
		1000	100	10	1	10³	10²	10	1	10⁴	10³	10²	10¹				
Secuencia	Sucesión relativamente conforme de estratos genéticamente relacionados, limitados por discordancias o sus conformidades correlativas																
Juego de parasecuencias	Sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas que forman un patrón distintivo de apilamiento y se encuentran comúnmente limitadas por superficies de inundación mayores y sus conformidades correlativas																
Parasecuencia	Sucesión relativamente conforme de capas o juegos de capas, limitada por superficies de inundación marina y sus conformidades correlativas																
Juego de capas	Sucesión relativamente conforme de capas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies (superficies de juego de capas) de erosión, no deposición, o sus conformidades correlativas. Las capas por encima y por debajo difieren siempre en composición, textura o estructuras sedimentarias																
Capa	Sucesión relativamente conforme de láminas o juegos de láminas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies (superficies de capa) de erosión, no deposición, o sus conformidades correlativas. No todas las capas contienen juegos de láminas																
Juego de láminas	Sucesión relativamente conforme de láminas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies (superficies de juego de lámina) de erosión, no deposición, o sus conformidades correlativas. Los juegos de láminas comprenden estructuras distintivas en una capa																
Lámina	Es la unidad megascópica más pequeña. Es uniforme en composición y textura. Nunca internamente laminada																

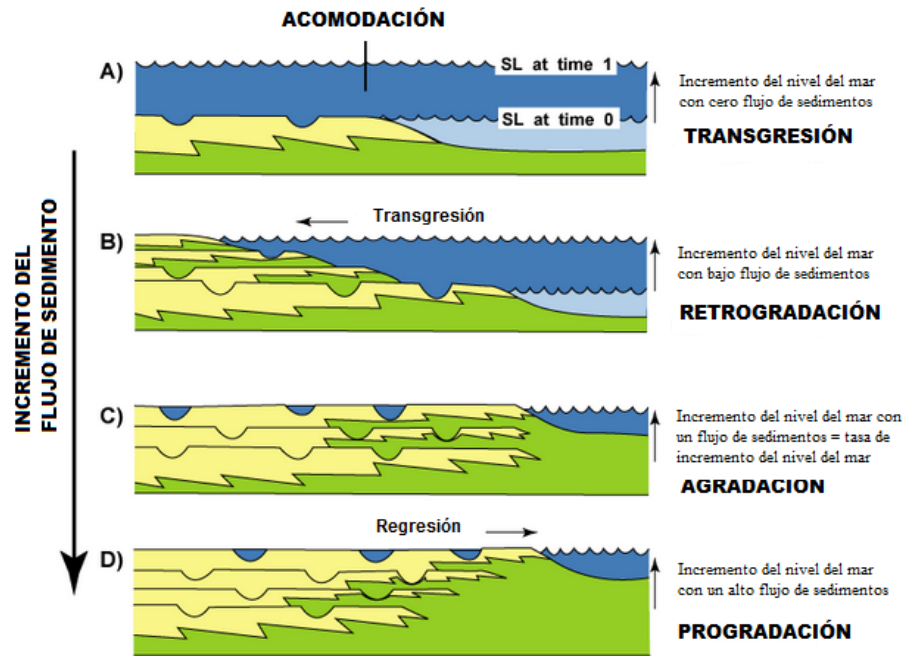


Figura 3.15. Acomodación es el espacio disponible para una potencial acumulación de sedimentos, influenciada por el nivel relativo del mar (Tomado de SEPM Stratigraphy Web).

3.5.3. Superficies estratigráficas

- Conformidad (*Conformity*): Son superficies que separan estratos más jóvenes de los más viejos pero que no muestran evidencias de erosión (subaérea o submarina) o no depositación, y a lo largo de la cual no existe hiatus significativo.
- Discordancia (*Unconformity*): Se definen como superficies que separan estratos más viejos de los más jóvenes, a lo largo de las cuales existe evidencia de truncamiento subaéreo, y en algunos lugares, erosión submarina correlativa o exposición subaérea con un hiatus significativo (Van Wagoner *et al.*, 1988).
- Límites de secuencia (*Sequence Boundary*): Un límite de secuencia (LS) es una discordancia y su conformidad correlativa (Van Wagoner *et al.*, 1990). Van Wagoner *et al.* (1987), postulan dos tipos de límite de secuencia,

diferenciados sobre la base del área de erosión subaérea y la cantidad de cambio de los cinturones de facies en dirección del mar. Un límite de secuencia tipo I se desarrolla cuando la caída del nivel del mar es más rápida que la subsidencia tectónica. El límite de secuencia tipo II se desarrolla cuando el nivel relativo del mar cae lentamente, dando lugar al cambio gradual de cinturones de facies en dirección al mar, pero con poca exposición subaérea y erosión.

- Superficies de inundación y de máxima inundación (*Flooding surfaces, maximum flooding surfaces*). Una superficie de inundación marina es una superficie que separa estratos más jóvenes de los más antiguos, a través de la cual existe evidencia de un incremento abrupto en la profundidad del agua. Esta profundización comúnmente está acompañada por erosión submarina menor (pero no erosión subaérea o cambio de facies hacia la cuenca) y no deposición, y puede existir un pequeño hiatus) (Van Wagoner *et al.*, 1988). Las superficies de inundación marina son planares y comúnmente sólo exhiben relieve topográfico menor (Van Wagoner *et al.*, 1988). La superficie de máxima inundación registra el alcance máximo de la inundación marina. Las superficies de máxima inundación y su sección condensada asociada representan el miembro más útil de la familia de los marcadores estratigráficos. Estas pueden distinguirse por su característica de registro, su continuidad lateral y por sus atributos sísmicos.
- Superficie de enravinamiento (*Ravinement Surface*): Es una superficie de erosión transgresiva (Emery y Myers, 1996). Esta representa la superficie de equilibrio sobre la plataforma formada en respuesta al régimen de oleaje y corrientes locales (Miall, 1997).
- Superficie de máxima progradación (*Maximum progradation surface*): Es el tope de la parasecuencia que más progresa hacia la cuenca, y marca el momento del cambio entre la progradación y la regresión. Puede ser reconocida en localizaciones proximales como la superficie entre una unidad

progradante y una retrogradante (Emery y Myers, 1996). También es conocida como superficie transgresiva (*Transgressive surface*).

- Superficie de solapamiento basal (*Downlap surface*): Se reconoce como la base de los juegos de parasecuencias progradantes.

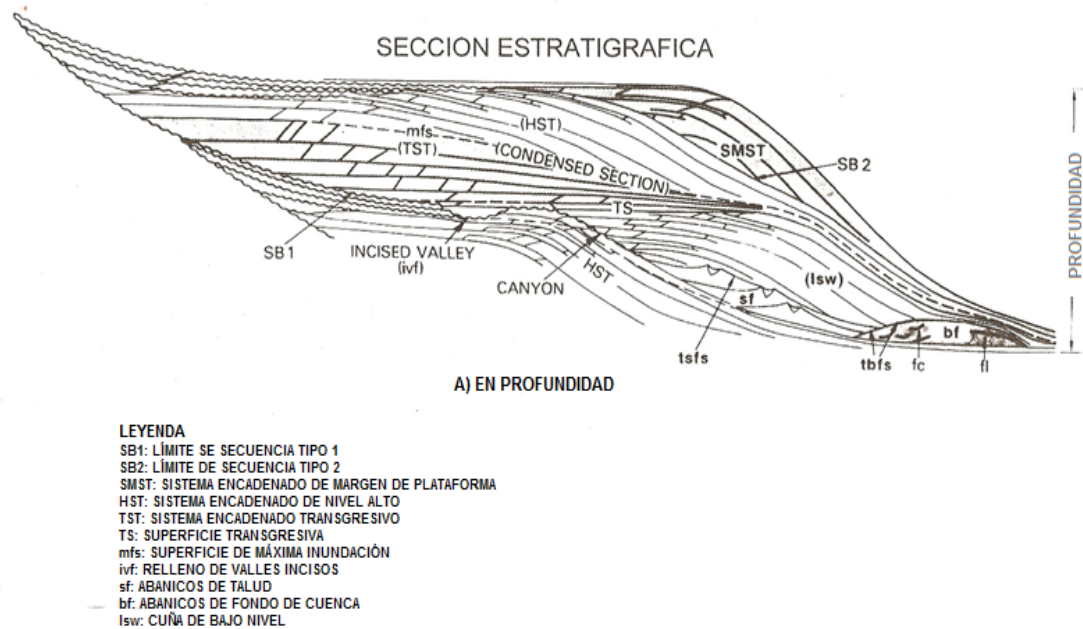


Figura 3.16. Secuencia deposicional y los sistemas encadenados que la comprenden. Obsérvese los límites de secuencia tipo I y II. Tomado y modificado de Vail (1977)

3.5.4. Sistemas encadenados

Un sistema encadenado es una conexión de sistemas deposicionales contemporáneos, compuestos por parasecuencias y uno a más grupos de parasecuencias, las cuales forman las subdivisiones de una secuencia. Se reconocen los siguientes sistemas encadenados:

- Sistema encadenado de bajo nivel (Lowstand system tract) cuyos elementos son: abanicos de fondo de cuenca, abanicos de talud y cuña progradante de bajo nivel.
- Sistema encadenado de margen de plataforma (Shelf margin system tract).
- Sistema transgresivo (Transgressive system tract).
- Sistema encadenado de nivel alto (Highstand system tract).

Los sistemas encadenados son interpretados sobre la base de patrones de apilamiento de parasecuencias, las posiciones dentro de la secuencia, la geometría de los estratos y los tipos de superficies límites. Cada uno de los sistemas encadenados se le interpreta como asociado a un segmento específico de la curva eustática, aunque no se encuentra definida sobre la base de esta asociación (Posamentier *et al.*, 1988).

El desarrollo de los sistemas encadenados anteriormente mencionados se encuentra relacionado a la geometría de la cuenca. Existen dos geometrías a considerar: cuencas con quiebre plataformal y cuencas tipo rampa. Las características de ambos tipos de cuenca son puntualizadas por Van Wagoner *et al.* (1990) y son representadas en la tabla 3.5.

Tabla 3.5. Características de las cuencas con quiebre plataforma y las cuencas tipo rampa. Tomado y modificado de Van Wagoneer *et al.* (1990).

CUENCAS CON QUIEBRE PLATAFORMAL	CUENCAS TIPO RAMPA
Plataforma, talud y topografía de fondo de cuenca bien definidas	Pendientes uniformes
La plataforma tiene pendientes menores de 0,5°, el talud tiene pendientes de 3 a 6° con pendiente de 10° a lo largo de las paredes de los cañones submarinos	Plataforma de ángulo bajo: menos de 1°, siendo la mayoría menores de 0,5°
Quiebre de plataforma relativamente abrupto separando los depósitos de ángulo bajo de la plataforma de depósitos de pendiente mucho más inclinada	Sin cambios abruptos en la profundidad del agua desde marino somera a aguas mucho más profundas
Transición relativamente abrupta de aguas someras a aguas mucho más profundas	Deposición de deltas de bajo nivel y otras areniscas de línea de costa en respuesta a la caída del nivel del mar
Patrones de clinoformas oblicuos	Cli-no-formas en tejas a sigmoidales
Incisión, en respuesta a la caída del nivel mar, por debajo del quiebre depositacional de línea de costa si se forman cañones submarinos	Incisión hacia, pero no por debajo de la línea de costa del sistema de nivel bajo en respuesta a la caída del nivel del mar.
Probable depositación de abanicos submarinos de fondo de cuenca y de talud	Poca probabilidad de depositación de abanicos submarinos y abanicos de talud
Condiciones adicionales: 1. Sistemas fluviales suficientemente grandes para cortar cañones y transportar sedimentos hacia la cuenca. 2. Suficiente espacio de acomodación para que sean preservados los juegos de parasecuencias, y 3. Un cambio relativo en el nivel del mar de suficiente rapidez y magnitud para depositar el sistema encadenado de nivel	

bajo en, o justo por debajo del quiebre plataformal	
--	--

3.5.4.1 Sistema encadenado de nivel bajo (*Lowstand system tract*)

El sistema de nivel bajo se encuentra asociado a la existencia de un límite de secuencia tipo I. Este sistema es depositado durante un intervalo de bajada del nivel relativo del mar en la ruptura de pendiente, y su posterior subida gradual (Emery y Myers, 1996).

En el caso de rápidos descensos del nivel del mar en cuencas con quiebre de plataforma, estos consisten de tres unidades depositacionales: a) abanicos de fondo de cuenca (afc), b) complejos de abanicos de talud (at) y c) la cuña progradante de nivel bajo (cp) (Vail, 1987). Los valles incisos representan otra unidad depositacional activa durante todo el desarrollo del sistema encadenado de nivel bajo, e inclusive durante parte del tiempo de la deposición del sistema transgresivo.

3.5.4.2 Sistema encadenado de margen de plataforma

El sistema encadenado de margen de plataforma es el sistema encadenado más inferior asociado a un límite de secuencia tipo II (Van Wagoner *et al.*, 1988). El sistema encadenado de margen de plataforma (*shelf margin system tract*) puede ser depositado en momentos de caída suave en el nivel relativo del mar, cuando el nivel del mar no cae por debajo del borde de la plataforma continental. El sistema encadenado de margen de plataforma consiste de clásticos de plataforma y talud o carbonatos (Miall, 1997) arreglados en geometrías agradacionales o progradacionales, descansando sobre el límite de secuencia y limitado en su tope por una superficie transgresiva (Vail, 1987; Miall, 1997). Existe una discordancia tierra adentro desde donde este se termina (Vail, 1987).

El sistema encadenado de margen de plataforma puede ser reconocido como una unidad progradante de margen de cuenca que sucede inmediatamente a un límite de secuencia tipo II, la cual se encuentra limitada en su tope por una superficie de máxima progradación. Tanto los límites de secuencia tipo II, como los sistemas encadenados de margen de plataforma, son difíciles de reconocer sólo a partir de datos de pozos exclusivamente.

3.5.4.3 Sistema transgresivo (*Transgressive system tract*)

El sistema transgresivo es el sistema encadenado intermedio tanto de las secuencias tipo I como las secuencias tipo II (Van Wagoner *et al.*, 1988), y se desarrolla en instantes en que la tasa de subida del nivel relativo del mar es máxima. En este instante, el espacio de acomodación creado, debido al aumento relativo del nivel del mar, es mayor que la tasa de aporte sedimentario.

La base del sistema transgresivo es la superficie transgresiva (Van Wagoner *et al.*, 1988). El tope del sistema transgresivo corresponde a la superficie de máxima inundación (maximum flooding surface), y representa una superficie basal de progradación (*downlap surface*) sobre la cual se encuentra el sistema encadenado de nivel alto (*highstand system tract*) (Miall, 1997). La superficie basal de progradación es una superficie marina de inundación sobre la cual las terminaciones de base de los clinoformas progradantes del sistema encadenado de nivel alto se solapan en la base (Van Wagoner *et al.*, 1988). Tierra adentro desde donde el sistema transgresivo termina, el límite inferior de este coincide con la parte discordante del límite de secuencia anterior (Vail, 1987).

El sistema transgresivo, se reconoce, cuando está bien desarrollado, como un grupo de parasecuencias retrogradacionales. Se encuentra limitado en su base por una superficie de máxima progradación (frecuentemente coincidente con el límite de

secuencia), y en su tope por una superficie de máxima inundación o su intervalo condensado correlativo.

3.5.4.4 Sistema encadenado de nivel alto

El sistema encadenado de nivel alto es el sistema encadenado superior tanto en las secuencias de tipo I como las de tipo II (Van Wagoner *et al.*, 1988). Este sistema encadenado forma el tope de la secuencia estratigráfica, aunque en algunos casos puede ser reducido en espesor como resultado de la erosión que acompaña al próximo ciclo de caída en el nivel base. El sistema encadenado de nivel alto es típicamente agradacional a progradacional, y consiste en depósitos de plataforma a no-marinos arreglados en sucesiones de facies o parasecuencias. Las arquitecturas de clinoformas son características (Miall, 1997).

El sistema encadenado de nivel alto es reconocido como una unidad progradante de margen de cuenca, limitada por debajo por una superficie de máxima inundación, y por encima, por un límite de secuencia. El reconocimiento del límite de secuencia superior es necesario antes de que pueda ser demostrada la naturaleza de nivel alto de la unidad, y esto puede ser difícil sólo a partir de registros de pozos. En una cuña de nivel alto, las terminaciones de tope de las parasecuencias se esperaría que mostraran una tendencia de adelgazamiento hacia arriba, indicando desaceleración del aumento del nivel del mar.

3.5.5. Modelo estratigráfico del Grupo Exxon

Se basa principalmente en los trabajos de Mitchum *et al.* (1977), Vail *et al.* (1987), Vail (1987), Van Wagoner *et al.* (1987), Posamentier y Vail (1988), Mitchum y Van Wagoner (1991) y Haq (1991).

Las unidades principales son las secuencias depositacionales, que son de dos tipos principales. Estas fueron definidas como “sucesiones relativamente conformes de estratos ligados genéticamente, limitados por discordancias o sus correlativas conformidades” (Mitchum *et al.*, 1977).

La ciclicidad mostrada por una secuencia depositacional está relacionada con cambios relativos del nivel del mar. Se pueden reconocer dos tipos de secuencias en base a las superficies que las puedan limitar, estos límites pueden ser de tipo 1 y de tipo 2, los cuales se forman en períodos diferentes dentro de una caída relativa del nivel base.

Los límites tipo I se generan en períodos de exposición del borde de la plataforma (Posamentier, 1988), cuando el nivel del mar cae por debajo de la ruptura de la línea de costa depositacional (Vail *et al.*, 1991).

Los límites tipo II se producen cuando el nivel del mar no cae por debajo de la línea de costa y se generan al principio de la subida del nivel base (Jervy, 1988 y Posamentier *et al.*, 1988).

Las secuencias depositacionales están constituidas por parasecuencias, las cuales son sucesiones de capas genéticamente relacionadas que dan lugar a secuencias somerizantes, limitadas por superficies de inundación marina o sus superficies correlativas (Van Wagoner *et al.*, 1987).

CAPITULO 4: GEOLOGÍA REGIONAL

4.1 Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural ubicada en la región centro-este del país. Comprende los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, así como la extensión meridional de los estados Sucre y Delta Amacuro, prolongándose mar adentro hacia la plataforma Deltana y el sur de Trinidad (González de Juana *et al.*, 1980).

Parnaud *et al.* (1999) plantean que la Cuenca Oriental venezolana es una cuenca antepaís flexurada (“*foreland*”) que se desarrolló durante el Neógeno sobre un antiguo margen pasivo mesozoico del cratón suramericano. El área total, tanto costa afuera como costa adentro, se aproxima a los 200.000 km². Esta cuenca es elongada y asimétrica, contiene alrededor de 8 km de espesor de sedimentos terciarios, por encima del basamento ígneo-metamórfico del cratón guayanés localizado al sur del río Orinoco (Di Croce *et al.*, 1999). Se encuentra limitada estructuralmente al norte por la Falla El Pilar, al sur por el lineamiento del Baúl, que la separa de la Cuenca Barinas-Apure (figura 4.1)

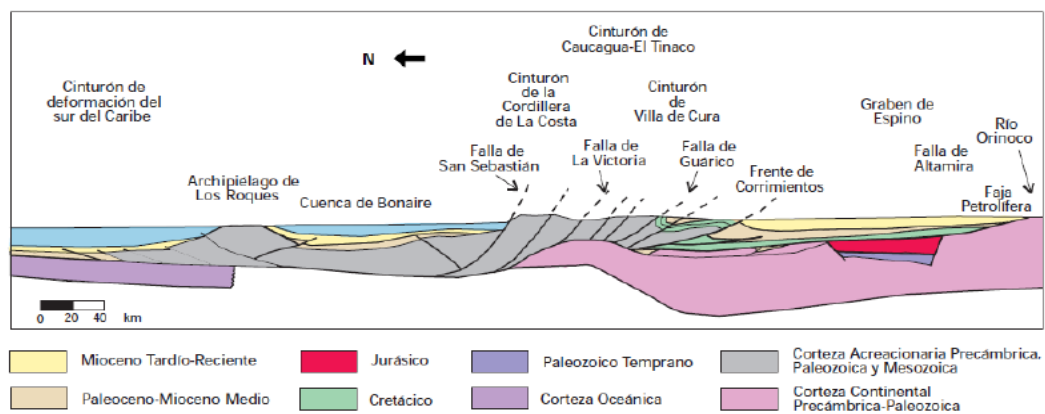


Figura 4.1. Perfil de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado de Yoiris *et al.*, 1997.

La Cuenca Oriental de Venezuela costa dentro está subdividida en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico al oeste y la Subcuenca de Maturín al este. Estas cuencas están separadas por estructuras complejas asociadas al sistema de fallas de Anaco y sus estructuras de inversión asociadas (Di Croce *et al.*, 1999).

La estratigrafía de la Serranía del Interior Oriental representa una buena parte de la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín caracterizado por una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Temprano en su parte inferior, hasta el Pleistoceno. En cambio, el flanco sur presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la Subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador en su parte inferior, como el representante del Cretácico, y una sección terciaria suprayacente de edad Oligoceno-Pleistoceno en la que se alterna ambiente fluvio-deltaicos y marino someros hasta su relleno final por ambientes continentales (Ostos y Yoris, 1997).

4.2 Estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela

La columna estratigráfica de la cuenca oriental venezolana se extiende desde el basamento ígneo-metamórfico del complejo basal de Guayana hasta los depósitos del pleistoceno correspondientes a la Formación Mesa.

Haciendo una breve descripción de la columna estratigráfica de la Cuenca Oriental Venezolana, tenemos:

- **Basamento (Precámbrico):** Constituido por rocas ígneas y metamórficas (granito gnéisico, diorita cuarcífera gnéisica, etc.) intensamente plegadas y erosionadas. (Hedberg, 1942).
- **Formación Hato Viejo (Paleozoico Devónico):** consiste esencialmente de areniscas de grano fino a gruesos, redondeados y muy bien cementados, en parte micácea, pirítica y ligeramente calcárea. Los clásticos son de origen

continental y descansa discordante del basamento y yace en forma concordante de la Formación Carrizal (Hedberg, 1942).

- **Formación Carrizal (Paleozoico – Devónico Superior a Carbonífero Inferior):** litológicamente consta de una arcilita gris verdosa, marrón o roja, maciza, parcialmente glauconítica y no calcárea; ocasionalmente contiene limolitas, areniscas y conglomerados hacia la base. El contacto con las unidades Cretáceas suprayacentes es discordante (Hedberg, 1942).
- **Grupo Temblador (Cretácico):**
 - **Formación Canoa (Aptiense – Albiense):** consiste de areniscas de grano grueso, arcósicas, de color blanco y limolitas y arcilitas moteadas de verde y rojo que contienen restos de plantas. El contacto 20 suprayacente con la Formación Tigre es transicional e infrayacente es discordante. (Dusenbury, 1960).
 - **Formación Tigre (Cenomaniense – Campaniense):** consiste de areniscas masivas, glauconíticas, de grano fino, friables, de color verde a gris; limolitas, lutitas carbonáceas y fosfáticas y capas delgadas de calizas dolomíticas de color gris. (Dusenbury, 1960).
 - **Formación Merecure (Oligoceno - Mioceno Temprano):** esta unidad fue descrita en el campo Santa Ana en la región de Anaco y se encuentra conformada por más del 50% de areniscas gris claro a oscuras, masivas, lenticulares, duras, presentan una mala estratificación, algunas veces del tipo cruzada, poseen granos finos. Las arenas están separadas por láminas o intervalos delgados de lutitas gris oscuro a negro, carbonáceas, algunas arcilitas ferruginosas y lignitos. (Funkhouser et al, 1948).
 - **Formación Oficina (Mioceno Temprano-Mioceno Medio):** La sección tipo se encuentra en el pozo Oficina N° 1 (OG-1), ubicado en el poblado de Anaco, en el estado Anzoátegui. En esta sección el espesor de la Formación Oficina varía de 2000 a 4000'. En los campos de Anaco el espesor de la Formación Oficina es de 2000 m (6550'), el cual disminuye

hacia Cerro Pelado, por efectos de la erosión ocurrida antes de la sedimentación de la Formación Las Piedras. La Formación Oficina se describe como una alternancia de lutitas grises, gris oscuro y gris marrón, intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de color claro y grano fino a grueso. Componentes menores, pero importantes de la unidad, son las capas delgadas de lignitos y lutitas ligníticas, arcilitas verde y gris claro, con esférulas de siderita, areniscas siderítico-glaucioníticas y calizas delgadas con estructuras cono en cono. El material carbonoso es común, y en algunos pozos pueden encontrarse hasta 40 ó 50 capas de lignito, que varían desde pocos centímetros hasta 60 cm de espesor y que son de considerable valor en las correlaciones. En general, las areniscas se hacen más abundantes, de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. (Hedberg et al, 1947).

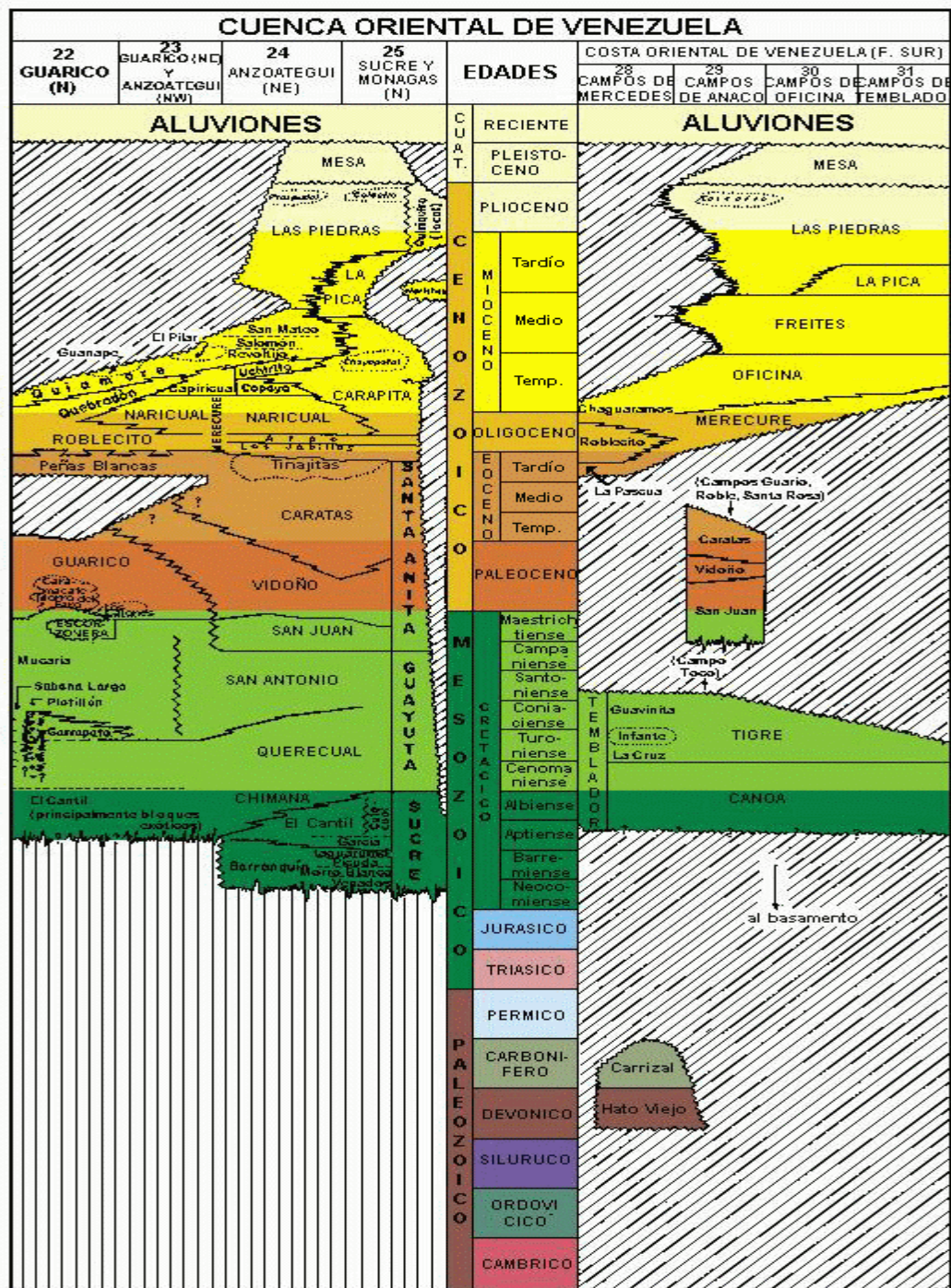


Figura 4.2. Tabla de correlación de la Cuenca Oriental de Venezuela. Tomado del L.E.V (1997)

4.3. Evolución tectono-estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela

Según Parnaud et al. (1999) en la Cuenca Oriental de Venezuela se reconocen cuatro etapas geodinámicas mayores que se describen a continuación (figura 4.2)

- a. Etapa de Pre-Rift: Mediante la utilización de líneas sísmicas se identificó esta secuencia de pre-rift de edad Paleozoica, caracterizada por las Formaciones Carrizal y Hato Viejo de la subcuenca de Guárico, depositadas en ambientes marino costero a nerítico. Esta secuencia tiene un espesor que varía entre 3000-5000 metros.
- b. Etapa de Rift: La Formación La Quinta (redefinida como la Formación Ipire) y el basamento de Altamira representan la secuencia rift desarrollada durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, al oeste del graben de Espino, asociada con la separación de Pangea. Esta secuencia fue depositada en un ambiente continental y se encuentra conformada por capas rojas y mantos de basalto con un espesor de 3600 metros.
- c. Etapa de Margen Pasivo: Esta etapa se desarrolla entre el Jurásico Tardío al Oligoceno. Posterior a la fase de extensión se produjo una fase de subsidencia del margen pasivo. Durante el Campaniense finalizó la separación entre Norteamérica y Suramérica, donde ocurre la colisión del Arco de isla de las Antillas Mayores con el margen de Norteamérica y Suramérica (Venezuela). La deformación transpresional consecuencia de la colisión ocurre desde el Paleoceno Tardío hasta el Reciente, avanzando diacrónicamente. Este episodio se encuentra representado por tres fases transgresivas que se desarrollaron de norte a sur y culminan durante el Turoniense, Paleoceno Temprano y el Oligoceno respectivamente. La primera fase se inicia con la depositación de las areniscas basales de la Formación Barranquín. En la parte sur de la cuenca, la Formación Tigre indica el máximo avance de la transgresión durante el Turoniense. Durante el Paleoceno-Eoceno se

desarrolló la próxima transgresión posterior a la regresión del Maastrichtense y representada por la Formación San Juan. La última transgresión se desarrolla durante el Oligoceno, está representada por la depositación de las arenas basales de la Formación Merecure, características de un ambiente continental hacia la parte sur de la cuenca (área de Carabobo) y ambientes plataformales internos hacia la parte norte (afloramiento de la Serranía del Interior).

- d. Etapa de colisión oblicua: Posterior a la etapa de margen pasivo que finaliza en el Oligoceno, comienza la etapa de colisión que se desarrolla durante el Mioceno Temprano hasta el Reciente. El margen pasivo se transforma en un frente de corrimientos y en una cuenca antepaís; esto se debe al choque oblicuo de la placa Caribe con la placa Suramericana. Esta colisión oblicua migró progresivamente hacia el este dividiendo la cuenca antepaís en tres áreas: un área al sur (desde Cerro Negro hasta Oritupano) que corresponde a zona de plataforma, un área central (desde Acema-Casta a Pirital) correspondiente al “*foredeep*”, y un área al norte (norte de la falla de Pirital) correspondiente al área de cabalgamientos.

Di Croce et al. (1999), define esta última etapa como margen activo constituido por un desplazamiento hacia el este de una cuenca “*foredeep*” flexural, la cual se inicia en el Paleoceno Temprano en el oeste de Venezuela, avanzando diacrónicamente hacia el este continuando hasta hoy día.

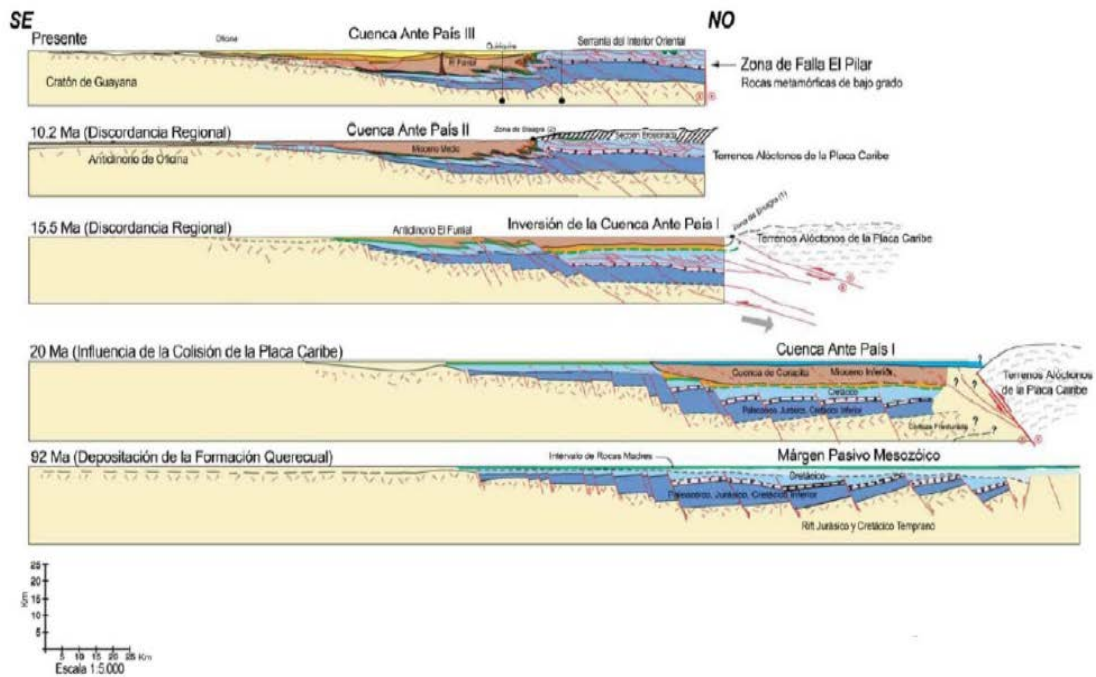


Figura 4.3. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando los eventos tectónicos generales desde el mesozoico hasta el presente. Tomado y modificado de Summa et al. (2003).

4.4. Marco Estructural Regional

Se han reconocido fundamentalmente dos provincias tectónicas diferentes. La provincia autóctona se extiende desde el eje de la cuenca al río Orinoco. Esta es extensional y caracterizada por fallas normales de tendencia N60°-70° E y fallas transcurrentes que son más jóvenes en la parte sur que en el norte. Las fallas de rumbo tienden N70°W y también están presentes en la parte norte de la provincia, afectando los depósitos Cretácicos y Paleógenos. Las fallas de colapso gravitacional inclinadas hacia el norte afectan las rocas sedimentarias Mioceno-Plioceno.

Por su parte, la provincia alóctona se extiende desde la falla de El Pilar al eje de la cuenca que corresponde al sistema de vergencia del sur.

El marco tectónico generalizado de la Cuenca Oriental de Venezuela se encuentra descrito y simplificado en la siguiente imagen (figura 4.3).

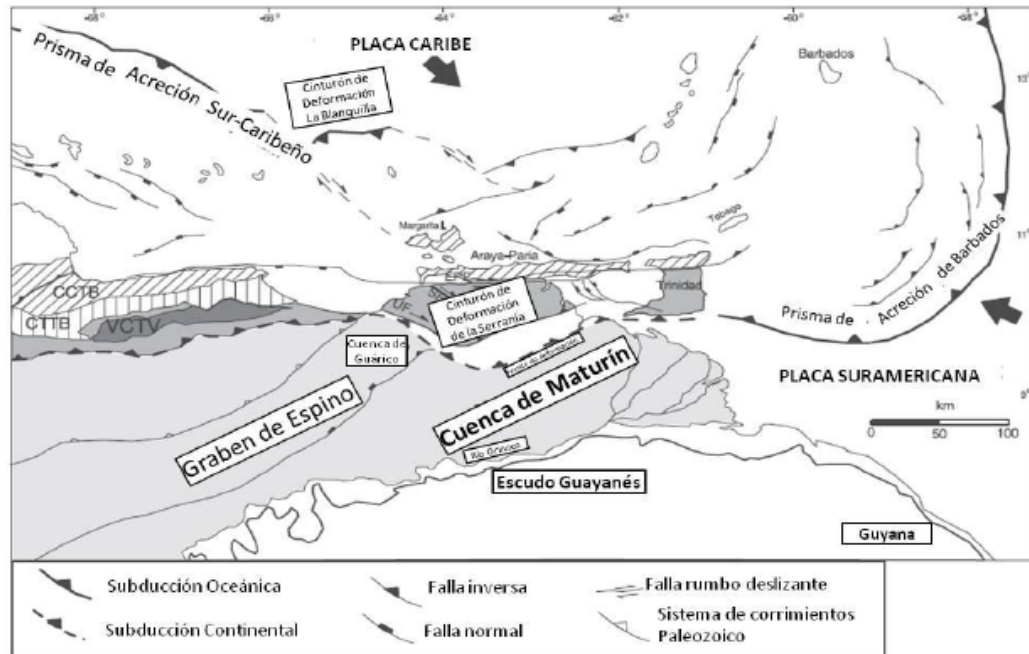


Figura 4.4. Mapa tectónico de Venezuela Oriental, mostrando la interacción de la placa Caribe con la placa Suramericana. Original de Ysaccis y Audemard (2000) y modificado por Jácome et al. (2003).

4.5. Faja Petrolífera del Orinoco

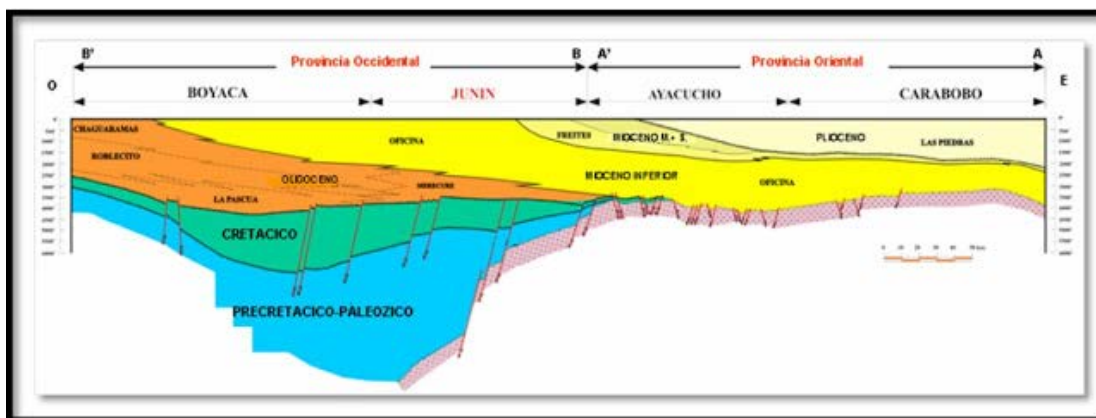
La Faja Petrolífera de Orinoco representa el borde meridional de la Cuenca Oriental de Venezuela. Las rocas en el subsuelo abarcan edades desde el Precámbrico al Reciente y están afectadas por varios períodos de tectonismo que dieron lugar a eventos regionales combinados entre sí y favorecen la acumulación estratigráfica de petróleo en gran magnitud. Los intervalos de mayor interés son el Terciario y localmente el Cretácico, ya que en ellos se encuentran las principales acumulaciones.

- Pre-Cámbrico: La secuencia sedimentaria se depositó sobre un basamento ígneo-metamórfico perteneciente al Escudo de Guayana y representado por

diversidad de tipos litológicos entre los cuales existe un alto porcentaje de rocas de composición granítica.

- Paleozoico: Sobre el basamento comienza la acumulación de sedimentos en el Paleozoico y se produce el desarrollo de las formaciones Hato Viejo (areniscas) y Carrizal (lutitas). Esta última contiene fósiles de edad Cámbrico inferior. Hacia el noreste de la Faja Petrolífera del Orinoco (partes de Junín y Boyacá) se ubica una fosa tectónica denominada “Graben de Espino”, en la cual se preservaron sedimentos paleozoicos de edad carbonífero y que se desconocen en otras partes de la cuenca.
- Mesozoico: Después de un extenso periodo de erosión, la sedimentación mesozoica se inicia en el Jurásico con una secuencia de capas rojas, asociadas a eventos tectónicos de gran magnitud que produjeron coladas basálticas y fallamiento profundo hacia el noreste de la Faja, hoy en día representado por la zona de fallas de Altamira. Posteriormente a este período, durante el Cretácico, se depositan los clásticos del Grupo Temblador, constituido por las formaciones Canoa y Tigre, de ambiente continental la primera y fluvio-marino, la segunda.
- Cenozoico (Terciario): La columna sedimentaria del Terciario en la Faja Petrolífera del Orinoco está constituido por tres ciclos sedimentarios de transgresión-regresión. El ciclo más antiguo corresponde al Oligoceno y los otros dos al Mioceno. Localmente existen depósitos pliocenos de carácter continental cubriendo discordantemente el Mioceno. El Ciclo 1 (Oligoceno) solo está presente en el subsuelo de la parte occidental de la Faja (áreas Junín y parte occidental de Boyacá) e incluye tres unidades litoestratigráficas: areniscas basales de la Formación Roblecito (punto máximo de la transgresión) y areniscas regresivas de la Formación Chaguaramas. Este último término formacional se restringe en esta síntesis al intervalo arenoso presente sólo en el área de Boyacá. Los ciclos 2 y 3 del Mioceno se han subdividido en 5 unidades litoestratigráficas, las cuales, de manera informal se extendieron regionalmente con el fin de simplificar la diversidad de

Regionalmente, la dinámica del área corresponde a fallas tectónicas, caracterizadas por bloques rígidos, sin evidencia de plegamientos. El desplazamiento vertical promedio no excede los 61 m y las fallas son principalmente del tipo normal. Similarmente, algunos desplazamientos horizontales entre bloques, explican las fallas “*strike-slip*”. Algunos efectos compresionales secundarios también han sido identificados y son resultantes de la dinámica.



75

CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y ANÁLISIS

5.1. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL LOCAL

El área se ubica en el extremo oriental de la Faja Petrolífera del Orinoco, donde el basamento acústico o ígneo-metamórfico se halla entre 4000' y 5000' al norte, y hasta 0' al sur a lo largo del Río Orinoco. Únicamente en el extremo noreste del área existen profundidades que sobrepasan los 5500' lo que indica el inicio de un gran declive hacia el norte en la dirección de la cuenca Atlántica (Delta Amacuro y Costa afuera).

La configuración estructural del Área en estos bloques, indica la presencia de un monoclinal ligeramente fallado con un buzamiento general que tiende al noroeste y un fallamiento de orientación principal noreste-suroeste, con buzamientos variables al sur y al norte.

En general se muestra un tectonismo suave como se muestra en la figura 1.5, cuyo resultado actual ha sido un fallamiento de tipo normal. Algunas de esas fallas han tenido reactivación a través del tiempo y no afectan significativamente la estructura.

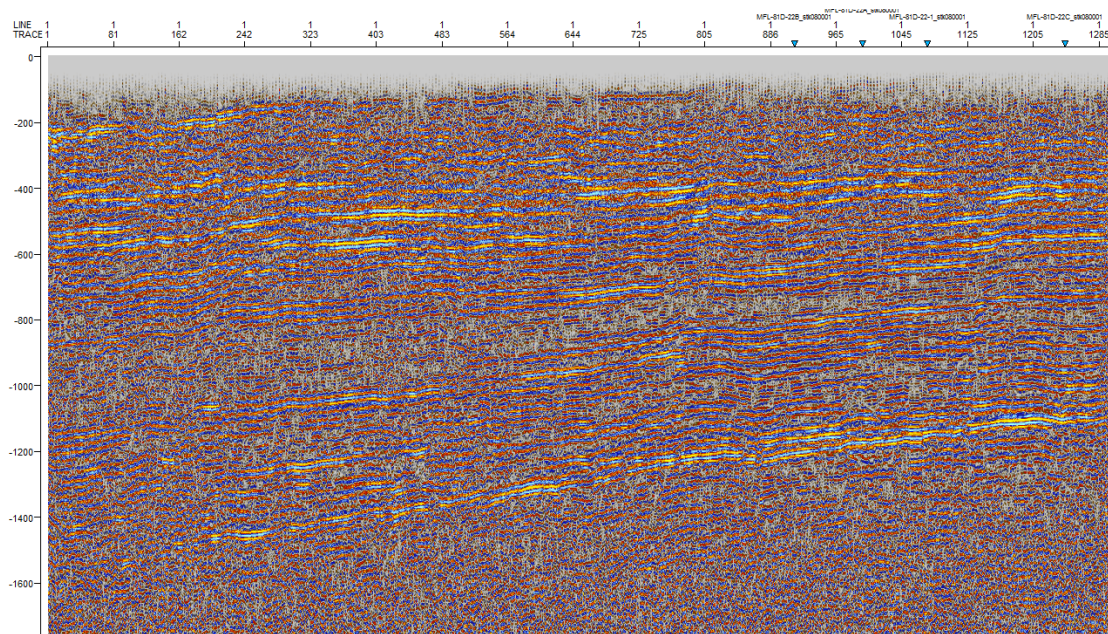


Figura 5.1. Línea sísmica mostrando el suave tectonismo de la zona

Al calibrar los reflectores seleccionados con los topes geológicos, fueron generados los sismogramas sintéticos de aquellos pozos que disponen de la información de registro sísmico. Esto se logró mediante la plataforma Petrel y en la figura 5.2 y 5.3 se nota la correspondencia lateral entre el sismograma sintético y la sísmica. En dichos sismogramas se observan los marcadores del basamento que constituye en sí la base de la formación interpretada en esta zona.

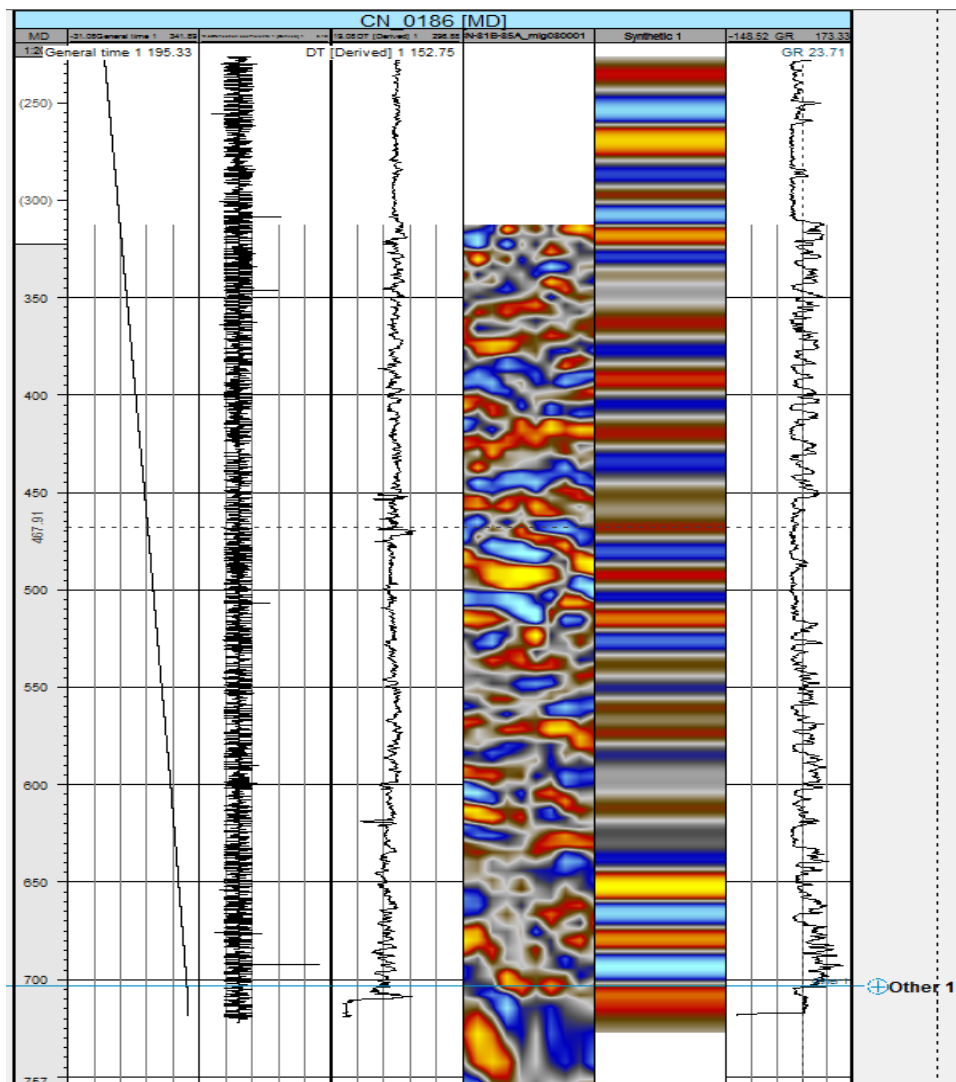


Figura 5.2. Sismograma sintético del pozo CN_0186

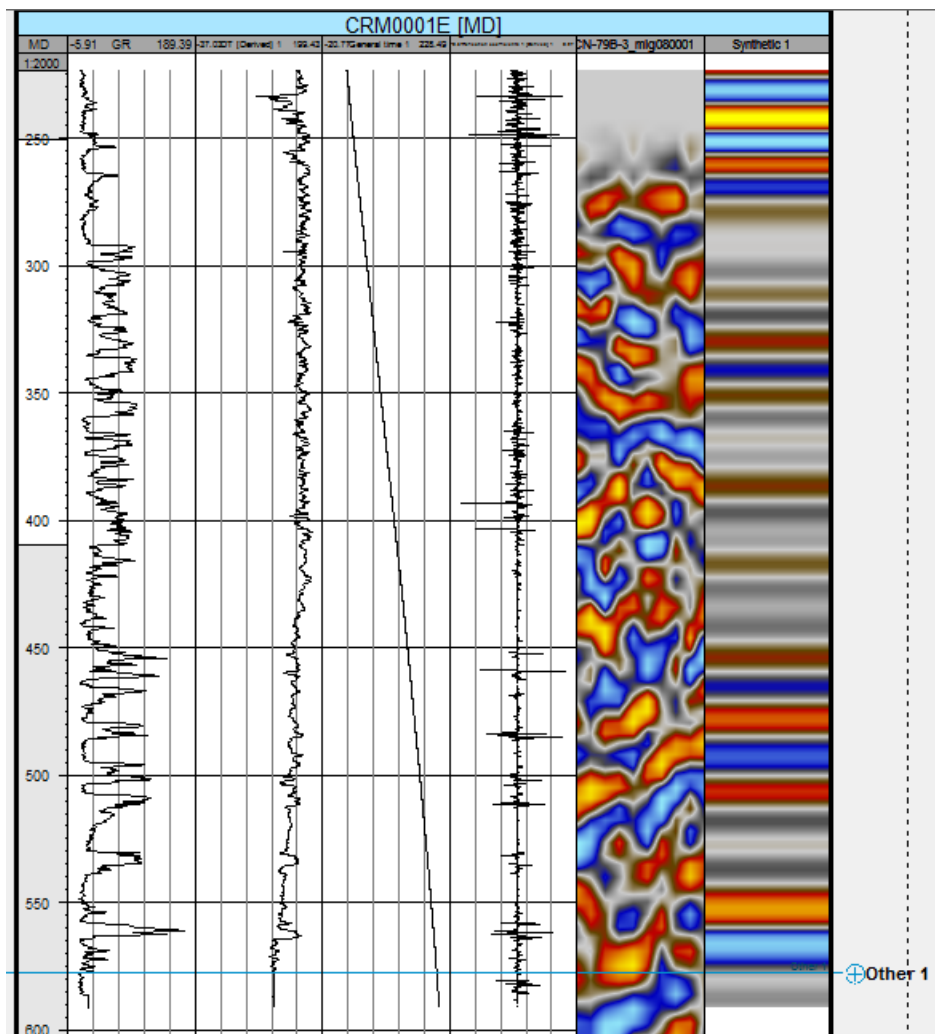


Figura 5.3. Sismograma sintético del pozo CRM0001E

El marcador sísmico del tope de la Formación Oficina se ubica a una profundidad promedio de 3500' al norte de la Faja Petrolífera del Orinoco con sus máximos localizados en el extremo Noreste. En la figura 5.4, se muestra una línea de sección sísmica CN-79B-07, donde se observa la interpretación sísmica en el Bloque Carabobo 2, la inconformidad con el basamento en rojo, el tope de la Formación Oficina en azul y algunas deformaciones estructurales.

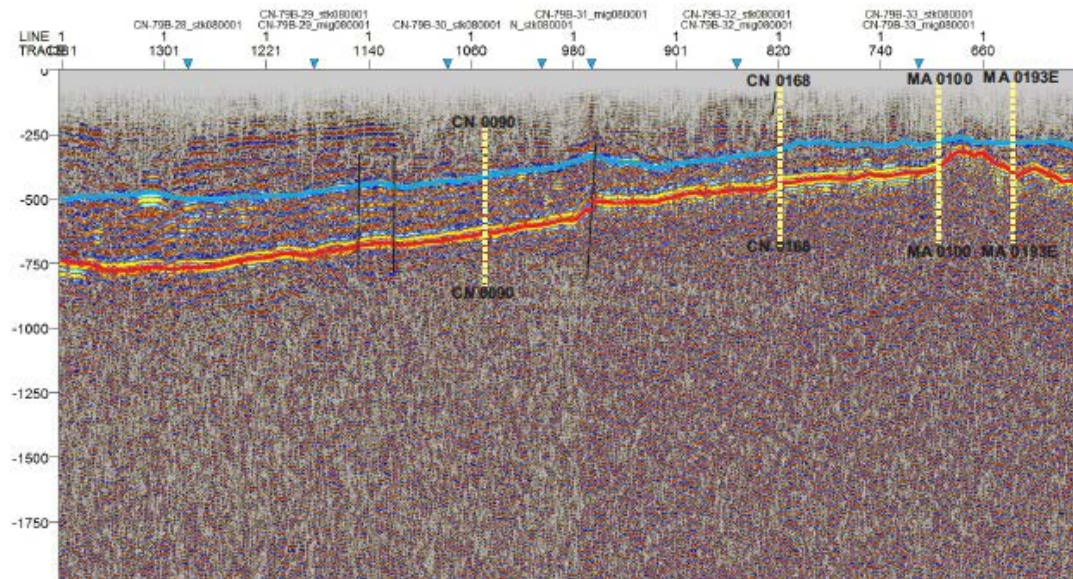


Figura 5.4. Línea sísmica mostrando la estructura del bloque Carabobo 2.

Todas las fallas son normales, de ángulo alto, sub-verticales y algunas de estas alcanzan una longitud de 150 kilómetros, mostrándose ramificadas o dispuestas “en echelon”, donde no se detectan desplazamientos verticales superiores a los 250’. Estas fallas de poco salto vertical se interpretan como expresiones de la paleotopografía previa a la sedimentación terciaria.

No se identificaron fallas de crecimiento, ya que tal tipo de dinámica no afectó a los sedimentos relativamente poco espesos y desprovistos de potentes paquetes lutíticos subcompactados.

Cabe señalar que para esta área, donde se reconoce un sistema tectónico desprovisto de esfuerzos compresivos, no se espera encontrar trampas estructurales de hidrocarburos del tipo anticlinal, ya que no ocurren verdaderos plegamientos sino bloques limitados por fallas.

5.2. ESTRATIGRAFÍA LOCAL

5.2.1. Generalidades

El área de estudio forma parte del flanco sur de la Cuenca Sedimentaria Oriental de Venezuela y más específicamente al extremo este de la Faja Petrolífera del Orinoco. La columna estratigráfica del bloque Carabobo comienza con un Complejo ígneo-metamórfico que constituye el basamento y le sigue en contacto discordante la Formación Oficina, la cual nos atañe en esta investigación.

La Formación Oficina mantiene la condición de ser la más importante desde el punto de vista de producción petrolera y aunque en este estudio nos limitamos en el uso de la nomenclatura de sus miembros, prevalece la subdivisión estratigráfica establecida en los campos tradicionales al norte: para las arenas basales equiparables al miembro informal Morichal, un intervalo lutítico conocido como miembro informal Yabo, unas arenas superiores descritas para el miembro informal Jobo y un intervalo fundamentalmente lutítico hasta el tope de la Formación Oficina denominado miembro informal Pilón.

5.2.2. Núcleo

PDVSA llevó a cabo análisis a los diversos núcleos presentes en el área de estudio; con ello se determinará en secciones posteriores los ambientes de sedimentación. A continuación se presenta en una tabla la descripción litológica del pozo CNX-1, el cual representa un pozo tipo del área y en base a él se elaboran una parte sustanciosa del contenido de este trabajo.

Core Facies Analysis: CNX-1

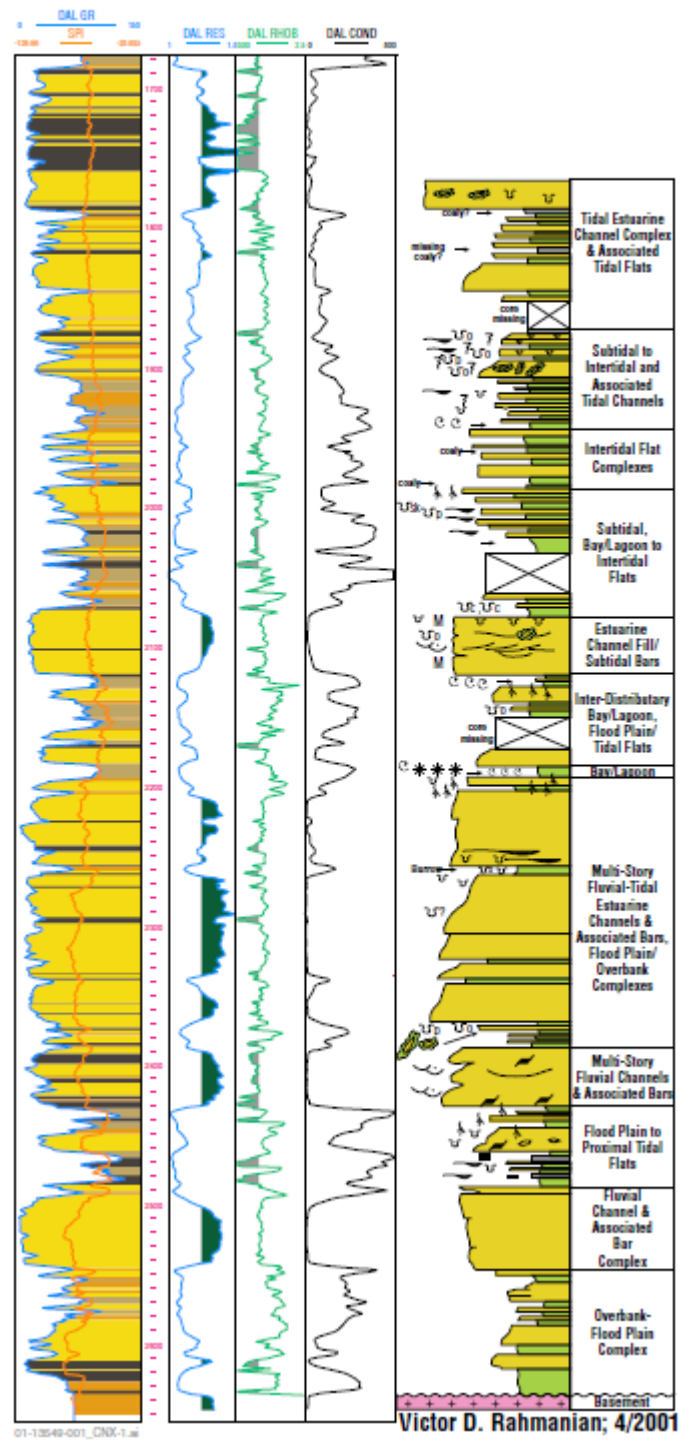
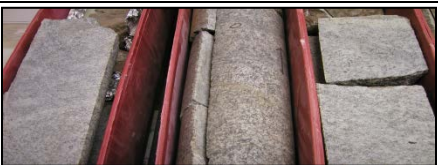
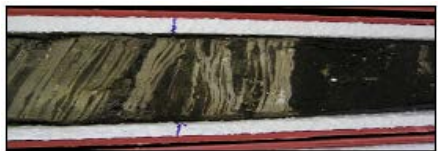
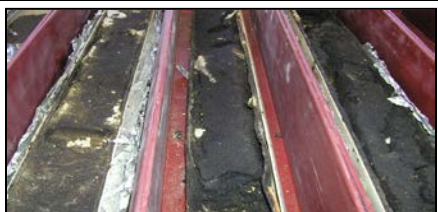


Figura 5.5. Carta sedimentológica del núcleo CNX-1

Tabla 5.1. Descripción litológica para el núcleo CNX-1.

Prof. (pies)	Litología	Anexos
2657-2649	Basamento ígneo-metamórfico de composición granítica. Roca dura poco meteorizada	
2649-2602	Basamento ígneo-metamórfico de composición granítica, muy meteorizado con textura areno-arcillosa, de color pardo claro. Fracturas rellenas de petróleo	
2602-2598	Limolita de color pardo oscuro. Ambiente de sedimentación de baja energía	
2532-2535	Secuencia sedimentaria heterolítica. Se presentan pequeños lentes de arenas de grano fino	
2535-2498	Arena de grano medio a fino masivas saturadas de petróleo. En contacto abrupto con la secuencia sedimentaria infrayacente.	
2498-2432	Lutita carbonácea con lentes de arenas. En contacto abrupto con la arena infrayacente. Lentes de arena que se espesan hacia el tope. En el tope de la secuencia se presenta un horizonte de lignito.	
2432-2395	Arenas masivas de grano medio a grueso saturadas de petróleo. Arenas de buena porosidad.	

2395-2372	Lutita gris clara a pardo amarillenta, con pequeñas laminaciones de arena, fracturas, horadaciones verticales.	
2372-2265	Arenas saturadas de petróleo con lentes arcillosos que presentan evidencias de horadaciones rellenas de petróleo, hacia la base las arenas son más arcillosas.	
2265-2132	Secuencia sedimentaria heterolítica. Se presentan lentes de arenas, evidencias de horadaciones y paleosuelos.	
2132-2120	Lutita color gris claro con horizontes de siderita (carbonato de hierro).	
2120-2053	Arenas saturadas de petróleo con clastos de arcilita.	
2053-1950	Secuencia sedimentaria heterolítica carbonácea. Se presentan lentes de arena fina. Hacia el tope un horizonte de lignito. Evidencia de actividad orgánica	
1950-1910	Limolita fosilífera color gris pardusco con fragmentos de moluscos.	

1910-1826	Secuencia sedimentaria heterolítica carbonácea. Se presentan lentes de arena fina y horadaciones rellenas por petróleo.	
1820-1819	Caliza fosilífera de color gris claro, con fragmentos de moluscos.	
1819-1764	Secuencia heterolítica, con espesores mayores de arena.	

5.2.3. Bioestratigrafía

Para el proyecto Magna Reserva se procesaron 24 muestras de tapón de pared y 29 muestras de núcleo en el Laboratorio de Bioestratigrafía de PDVSA-Intevep; se realizaron análisis palinológicos y micropaleontológicos en los pozos CPC-01E, CPS-01E, CQC-01E, CRM-1E, UV-206E y UV-207E, siendo comunes las formas palinológicas y no los foraminíferos plantónicos. Toda la información arrojada fue integrada a este trabajo para interpretar los eventos sedimentarios ocurridos durante la depositación de las secuencias y en la determinación de marcadores de correlación. A continuación, la información bioestratigráfica de los 6 pozos enmarcados en el área de trabajo:

POZO CPC-01E

- **Intervalo 1786' -2030' Edad: Mioceno temprano-Mioceno medio**

Por la presencia conjunta de las especies de polen *Psilatricolporites devriesi* (Mioceno-Pleistoceno; Lorente 1986) y *Spirosyncolpites spiralis* (Eoceno medio - Mioceno medio) en la muestra 1786' y la especie de polen *Psilatricolporites pachydermatus* (Mioceno; Lorente 1986) en la muestra 2030' se le asigna una edad de Mioceno Temprano – Mioceno medio al intervalo 1786'-2030'.

POZO CPS-01E

- **Muestra 1970' Edad: Oligoceno - Reciente**

Los escasos palinomorfos observados en la muestra 1970' presentan un rango de edad muy extenso dentro de la columna estratigráfica, que incluye del Oligoceno al Reciente, como es *Magnastriatites grandiosus* (Oligoceno Reciente; Muller et al.1987).

- **Muestra 2037' Edad: Indeterminado**

Muestra con fósiles no diagnósticos de edad.

POZO CQC-1E

- **Intervalo: 1870' – 2260' Edad: Eoceno - Mioceno**

La edad del intervalo está determinada por la presencia de los esporomorfos de amplio rango estratigráfico tales como: *Malvacipollis spinulosa* (Eoceno – Mioceno; Helenes, 2008), *Jandufouria seamrogiformis* (Eoceno – Mioceno; TAXON, 1995), *Perisyncolpites pokorny* (Eoceno – Pleistoceno; Lorente, 1986), *Laevigastoporites catanejensis* (Paleoceno – Mioceno; Helenes 2008), *Retistephanoporites crassiannulatus* (Eoceno – Plioceno; Lorente, 1986) y *Zonocostites ramonae* (Eoceno – Pleistoceno; Lorente, 1986).

POZO CRM-1E

- **Intervalo: 1588'5'' - 1534'2'' Edad: Mioceno- Plioceno**

La edad del intervalo está determinada por la ocurrencia de los esporomorfos *Crototricolpites annemariae* (Mioceno – Reciente; Muller et al. 1985) y *Lanagiopollis crassa* (Eoceno – Plioceno; Lorente 1986) restringiendo la edad del intervalo a Mioceno - Plioceno.

- **Intervalo: 1845'8'' - 1752'2'' Edad: Eoceno – Mioceno**

La edad del intervalo está determinada por la ocurrencia de los esporomorfos *Perisyncolporites pokorny* (Eoceno - Reciente; Lorente 1986) y *Spirosyncolpites spiralis* (Eoceno – Mioceno) restringiendo la edad del intervalo a Eoceno - Mioceno.

POZO UV-206E

- **Intervalo 1068'6'' -1254' Edad: Mioceno tardío – Pleistoceno**

La edad asignada se basa en la presencia de la especie de polen *Pachydermites diderixi* (Mioceno tardío – Pleistoceno; Lorente. 1986) y la especies de polen de amplio rango estratigráfico *Crototricolpites annemariae* (Mioceno temprano – Reciente; Muller et al.1985).

- **Intervalo 1322' -1890' Edad: Mioceno medio - Mioceno tardío**

La edad de la base del intervalo está determinada por la presencia de la especie de espora *Crassoretitriletes vanraashooveni* (Mioceno medio; Muller et al; 1987) y el tope está definido por posición estratigráfica de la muestra y la presencia del esporomorfos de amplio rango estratigráfico *Bombacacidites brevis* (Oligoceno - Mioceno; Muller et al.1987).

POZO UV-207E

- **Muestra 1000' Edad: Indeterminado**

Muestra sin contenido fósil, estéril.

- **Muestra 1298' Edad: Mioceno tardío-Reciente**

Los palinomorfos observados en la muestra 1298' presentan un rango de edad muy extenso dentro de la columna estratigráfica, que incluye del Eoceno al Reciente, como lo es la presencia de la especie de polen *Retitricolporites guianensis* (Eoceno medio-Reciente; Muller et al.1987). Por su posición estratigráfica se asigna un rango de edad de Mioceno tardío a Reciente.

- **Muestra 1530' Edad: Mioceno tardío-Plioceno**

La edad asignada se basa en la presencia de la especie de polen *Grimsdalea magnaclavata* (Mioceno tardío-Plioceno; Muller et al.1987).

- **Muestra 1690' Edad: Indeterminado**

Muestra con fósiles no diagnósticos de edad.

Toda la información bioestratigráfica encontrada para el Bloque Carabobo es confiable pues se demostró su correlación palinológica con los criterios expuestos en la zonación palinológica para Venezuela Oriental de Tschudy (1959). De acuerdo a ello, la edad de la secuencia depositada perteneciente a la Formación Oficina se obtuvo de la intersección de los diferentes intervalos de tiempo definidos para cada muestra, llegando a la conclusión de que estamos en presencia del intervalo de tiempo Mioceno medio-Mioceno tardío como se observa en la figura 5.6:

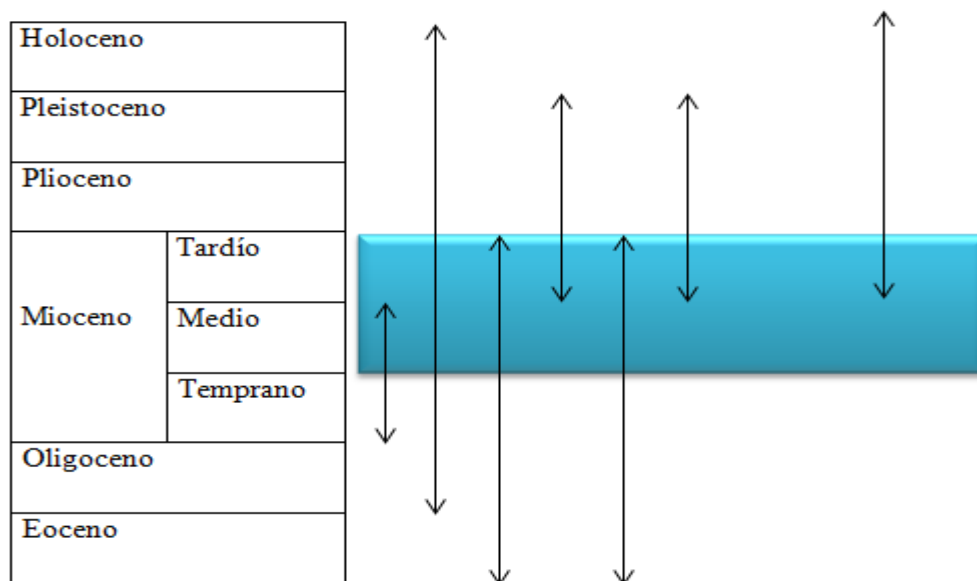


Figura 5.6. Zona de intersección que define el tiempo de depositación para la Formación Oficina de acuerdo a la información palinológica.

La integración entre la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía será fundamental en este trabajo pues permitirá dar con mayor precisión y en base a datos tangibles (fósiles) una edad específica que sirva de base para trabajos posteriores, bien sea de geoquímica o afines.

Es importante mencionar que resultaría ideal contar con datos bioestratigráficos tanto de palinomorfos como de foraminíferos, nanoplancton clacáreo y diatomeas, ya que los palinomorfos no se ven afectados por los cambios climáticos y ambientales y las otras especies si, siendo posible extraer de ellas si hubo una alta mortandad en ese periodo de tiempo y de esa manera ser más específicos en cuanto al período durante el cual vivieron; sin embargo, en vista de que se está trabajando con una formación completa (Oficina), la edad relativa arrojada, aunque de amplio rango, se considera aceptable y coincide con la información planteada para la Formación Oficina en el léxico estratigráfico. Toda esta información fue validada

en una conversación personal con el Profesor Alfredo Mederos, amplio conocedor del tema de la palinología durante sus años de servicio en LAGOVEN.

5.2.4. Paleoambiente

Aún después de haber comenzado la transgresión del Mioceno, el área del Bloque Carabobo de la Faja Petrolífera del Orinoco se mantiene como una zona positiva, sometida a procesos de denudación y degradación, donde las rocas pre-existentes constituyen la fuente de sedimentos.

Dentro de la secuencia sedimentaria de la Formación Oficina se reconocen los siguientes tipos de depósitos:

- Relleno de valle aluvial: presente en la parte inferior de la Formación Oficina y geográficamente se localizan hacia la parte suroeste del área de estudio. Mayormente consisten de areniscas de grano grueso, depositadas en los valles por corrientes de ríos entrelazados.
- Fluviales en general: consisten de areniscas depositadas en barras de meandros y canales distributarios del plano deltaico.
- De barra de desembocadura: consiste de areniscas depositadas por distributarios dentro de la parte media o superior de la planicie deltaica o dentro del área de las bahías interdistributarias.
- De pareja deltaica distal: comprenden areniscas depositadas en el frente deltaico como barras de desembocadura o como mantos de arena que constituyen la parte inferior de una secuencia deltaica.
- De prodelta: compuesto de limolitas y lutitas depositadas por suspensión.
- De pareja deltaica proximal: consisten de areniscas fluviales del plano deltaico y las cuales son la parte superior de una secuencia deltaica.
- De llanura de inundación: sedimentos de grano fino como arcilitas y limolitas laminadas depositadas en marismas, pantanos o zonas inundadas.

- De frente deltaico sin diferenciar: formados por arcilitas y limolitas, con capas delgadas de areniscas de grano fino intercaladas; estos sedimentos pueden estar laminados o bioturbados y usualmente representan depósitos de bahías o de áreas interdistributarias.

En el área estudiada las asociaciones de los depósitos descritos pertenecen a facies depositadas en un ambiente fluvio-deltaico. Las relaciones generalizadas de facies en el Bloque Carabobo son ciertamente complejas ya que sus contactos se desplazan constantemente, tanto en dirección norte-sur como este-oeste.

En áreas de sedimentos deltaicos como la estudiada, donde el foco de sedimentación fluctúa lateralmente a procesos deltaicos normales, es común la asociación de eventos transgresivos y regresivos.

Para cumplir con uno de los objetivos se elaboraron seis (6) mapas paleoambientales para las diferentes parasecuencias (de base a tope) que representan una facies a una profundidad y línea de tiempo para un horizonte en específico de la Formación Oficina. En la figura 5.7 se observan canales distributarios evidentemente fluviales que serpentean el basamento emergido que se muestra aún dominante en la zona.

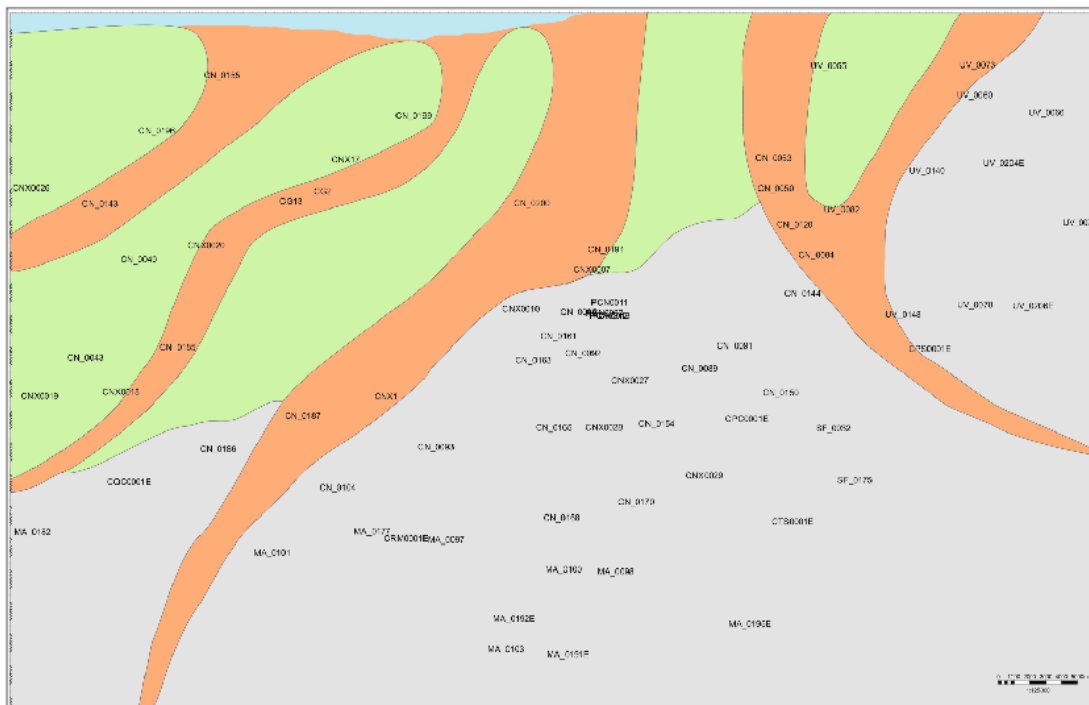


Figura 5.8. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 2

Un mapa paleoambiental hecho en la parasecuencia 3 (fig. 5.9) muestra un basamento que se va recogiendo de oeste a este y ya existe la presencia de complejos lóbulos deltaicos en dirección norte-noreste, separados por bahías o depresiones interdistributarias.

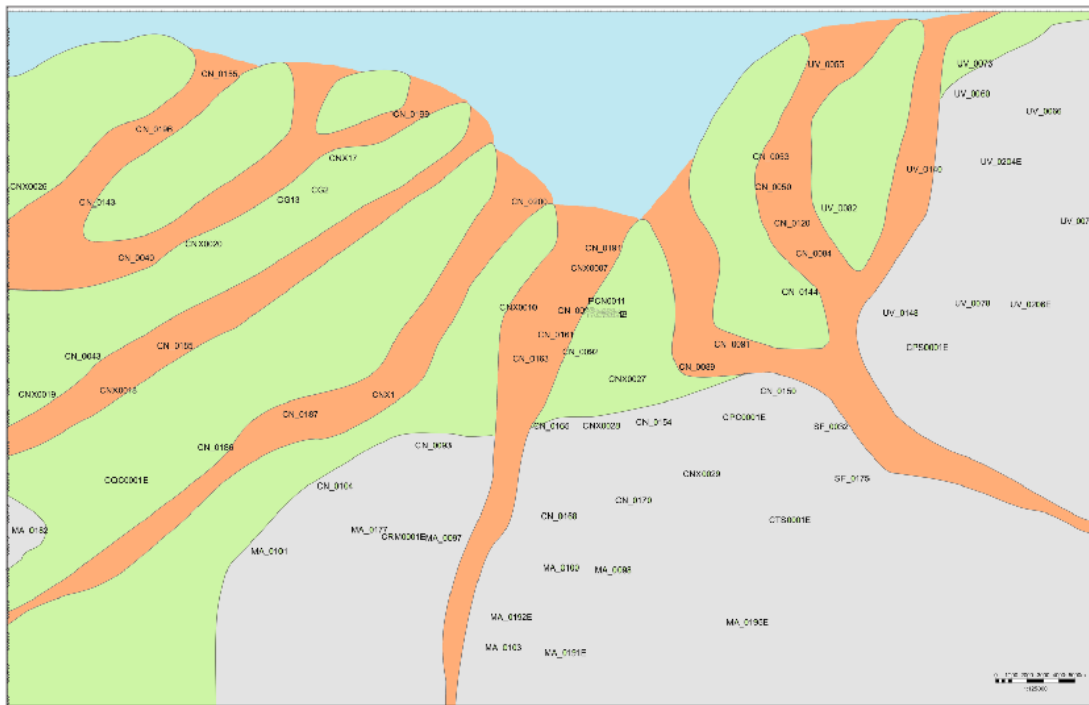


Figura 5.9. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 3

La figura 5.10 muestra el cubrimiento progresivo de los sedimentos sobre el Complejo ígneo-metamórfico en una dirección suroeste-noreste. La tasa de recubrimiento, debido a subsidencias diferenciales y/o causas climáticas y geomorfológicas fue considerablemente menor hacia el este. La sucesión de facies ya comienza a variar en el norte, de fluvial a barra de desembocadura, posiblemente con abanicos de rotura y sedimentos de grano fino del frente deltaico a arcillas de prodelta

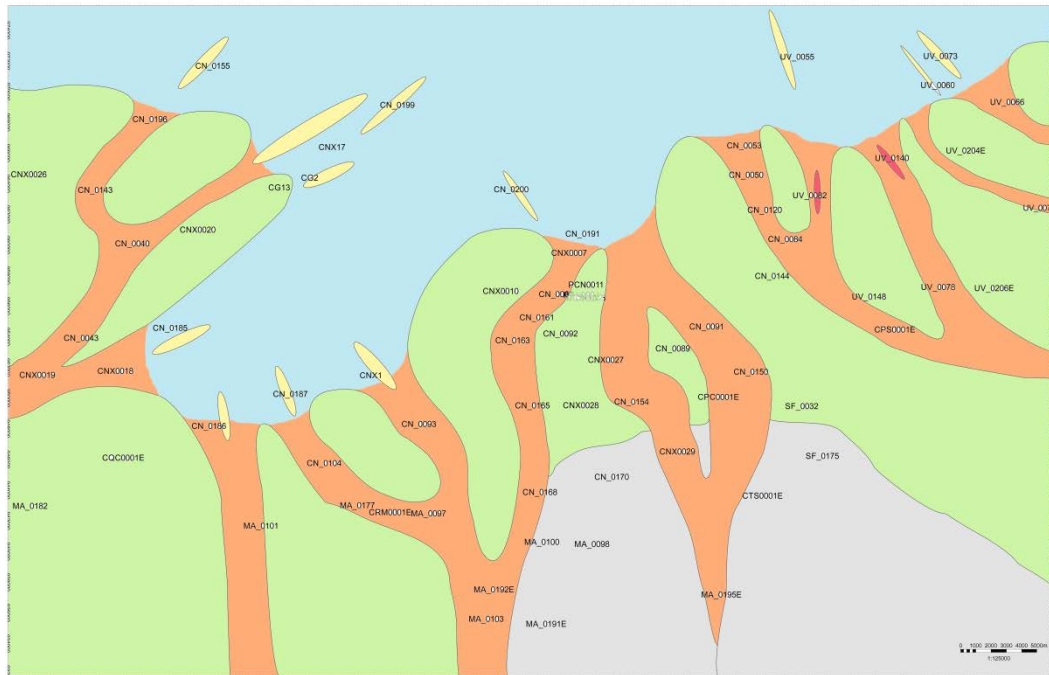


Figura 5.10. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 6

Ya en la figura 5.11 el basamento pierde expresión. Las características de la mayoría de los depósitos deltaicos observados en los núcleos que penetraron la Formación Oficina, permiten intuir que la profundidad del agua en la cual fueron depositados era llana, sin embargo, otras unidades alargadas, rectas y delgadas están presentes en menor porcentaje e indican ser depósitos de barreras, las cuales se desarrollan en aguas más profundas.

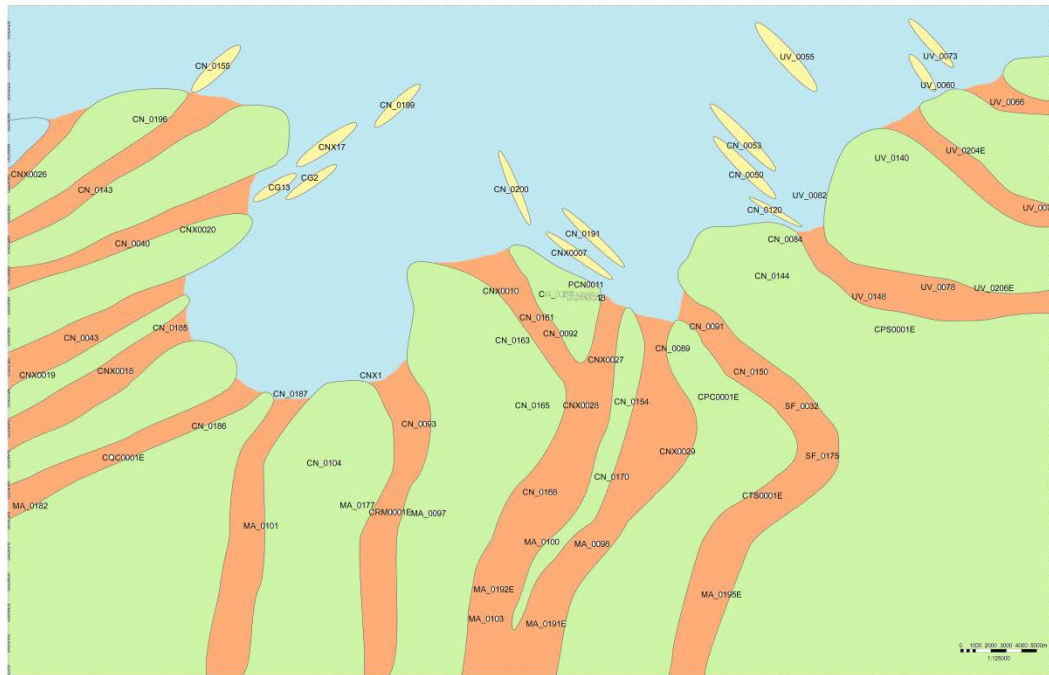


Figura 5.11. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 7

La parasecuencia 8 corresponde con el final del tiempo de la sedimentación de la Formación Oficina, notándose ya un cambio de la secuencia depositacional de facies deltaicas a facies de carácter transgresivo (figura 5.12), además de que la configuración espacial representa un completo delta.



Figura 5.12. Mapa paleoambiental de la parasecuencia 8

5.3. ANÁLISIS SECUENCIAL Y CRONOESTRATIGRÁFICO

5.3.1. Secuencias y parasecuencias

5.3.1.1. Generalidades

Possamentier *et al.* (1988); Possamentier y Vail (1988) y Van Wagoner *et al.* (1990), en Liro (1994), utilizan el término de parasecuencia para acotar unidades mediante superficies de inundación marina; este es equivalente al término de sucesión o secuencia genética estratigráfica definido por Galloway (1983).

En el intervalo estratigráfico definido para la Formación Oficina dentro del área de estudio se identificaron dos secuencias estratigráficas de base a tope, denominadas Secuencia 1 y Secuencia 2 respectivamente, cada una de ellas definida sobre la base de la conjugación de patrones de apilamiento distintivos. A su vez fueron consideradas siete (7) superficies de inundación marina, una de ellas con características de probable superficie de máxima inundación, de tal manera que en base a ellas se generaron ocho parasecuencias, cuatro para la secuencia 1 y cuatro para la secuencia 2.

Las superficies estratigráficas identificadas en este estudio comprenden superficies de inundación (FS), de máxima inundación (MFS) y límites de secuencia (SB). Como anexo a este informe se encuentran dieciocho (18) secciones estratigráficas, nueve (9) de estas con dirección NW-SE y nueve (9) con dirección SW-NE, en las cuales se pueden observar las diferentes superficies estratigráficas.

5.3.1.2. Superficies Estratigráficas

Superficie de Máxima Inundación

El reconocimiento de la superficie de máxima inundación fue la piedra angular en el inicio de la interpretación. Para el intervalo de rocas estudiado, se pudo

reconocer una superficie de máxima inundación con características distintivas en toda el área de estudio y de acuerdo al léxico estratigráfico de Venezuela marca el evento más transgresivo registrado en los sedimentos y litológicamente se expresa como un cuello lutítico continuo, fácilmente correlacionable en toda el área y marca la base de la Formación Freites.

Límites de secuencia

Los límites de secuencia en el área de estudio se encuentran definidos por dos discordancias; la discordancia Basamento-Oficina en sísmica se distingue por la marcada presencia de reflectores truncados los cuales terminan, en algunos casos, en forma angular por debajo de esta superficie y la siguiente discordancia (de base a tope) está representada por un contacto erosivo y fue interpretada en base a la descripción litológica del pozo CNX-1.

Superficies de inundación

Las superficies de inundación se identificaron en los núcleos y en los registros tomando en cuenta aquellas sucesiones verticales de facies que pasaran hacia el tope a sedimentos arcillosos y que presentaran un aumento relativo en el contenido de bioturbación. Al calibrarse con el registro, estas superficies coincidieron con las máximas lecturas de los registros gamma ray. Con las secciones estratigráficas, las superficies de inundación fueron correlacionadas a lo largo y ancho del área de estudio. Es importante mencionar que posiblemente existan más superficies de inundación, pero debido a la poca continuidad lateral que presentaban no se tomaron como superficies marcadoras.

5.3.1.3. Secuencias Estratigráficas

Sobre la base de la conjugación de elementos tales como las parasecuencias y su distribución vertical, así como las superficies estratigráficas antes mencionadas, pudieron ser reconocidas en el área de estudio tres (3) secuencias estratigráficas, las cuales son discutidas a continuación:

Secuencia 1

Se encuentra limitada en su base por la discordancia Basamento-Oficina y en el tope por el contacto erosivo que constituye el límite de secuencia 2. Presenta sus mayores espesores hacia el noroeste y disminuye considerablemente hacia el este debido al solapamiento de los sedimentos sobre la superficie expuesta del Basamento ígneo-metamórfico como se observa en la figura 5.13:

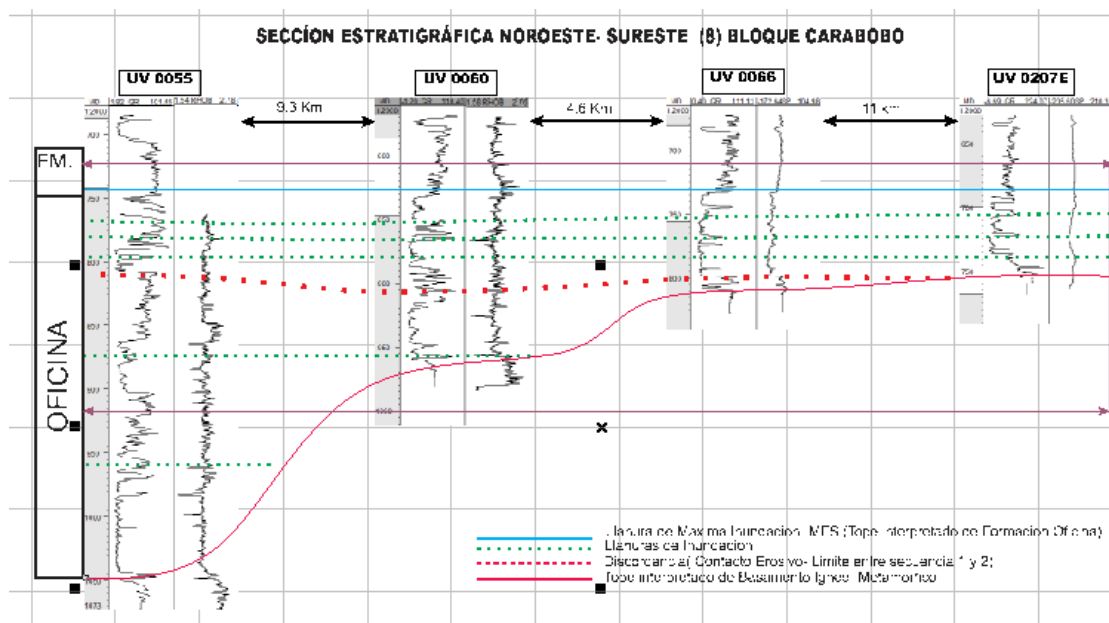


Figura 5.13. Sección Estratigráfica que muestra el truncamiento de sedimentos contra el Basamento.

Representa el primer evento depositacional registrado en el área. En su sección tipo se encuentran las arenas basales de la formación. Estos desarrollos varían

de acuerdo al ambiente donde se depositaron. De acuerdo a las secciones estratigráficas elaboradas, en el sector oeste donde se profundiza la cuenca, el espesor total de la secuencia es mayor, pero los desarrollos de arena son escasos, generalmente lenticulares llegándose a contar varios paquetes o capas de arenas con aumento progresivo en la proporción de lutita.

En el centro del área se hace más evidente la sedimentación fluvial depositándose paquetes de arenas masivas.

Hacia el este, el espesor se va reduciendo hasta casi desaparecer, al acuñarse con el Alto de Uverito (zona de pozos UV). Lo mismo sucede hacia el sur donde las arenas se acuñan contra el Basamento.

Dentro de la secuencia 1 se establecieron cuatro parasecuencias (P1, P2, P3 y P4).

Secuencia 2

La secuencia 2 se encuentra limitada en su base por el límite de secuencia 2 y en su tope por la superficie de máxima inundación. En registros, el límite de secuencia 2 marca el cambio entre el punto más continental de un grupo de parasecuencias y otro grupo de parasecuencias.

En general, la secuencia 2 mantiene un espesor constante, pudiendo engrosarse en ciertas zonas y esto debido al control que ejerce la discordancia que suprayace los sedimentos. Dentro de la secuencia 2 se establecieron 4 parasecuencias (P5, P6, P7 y P8) y está conformada por una sección lutítica con intercalaciones de areniscas de grano fino, donde ya prevalece la influencia deltaica. Se encuentra definida por el límite de secuencia 2 y la superficie de máxima inundación (MFS) que marca el inicio de la Formación Freitas.

5.3.2. Secciones estratigráficas

La información completa constó de 127 pozos con su respectivo registro gamma ray. De ellos se generó un mallado con las posibles secciones a utilizar en este estudio pero al realizar una revisión exhaustiva de cada pozo, se concluyó que no todos los registros estaban o presentaban problemas; de ahí se deriva que a la final se contaron con 87 pozos. Con ellos se plantearon seriamente las secciones estratigráficas a realizar, generándose a partir de estas una idea de cómo se depositaron las capas pertenecientes a la Formación y como se pudieron correlacionar. Al contar con un solo núcleo en un terreno que abarca aproximadamente 2000 km² resultó ideal elaborar secciones estratigráficas que permitieran el amarre que proporcionaba la información de un pozo con otro ubicado a kilómetros de distancia (de haber correspondencia), comenzando a partir del pozo CNX-1, perteneciente a Petromonagas pero usado frecuentemente para estudios previos pues su núcleo se encuentra muy bien preservado. Entonces, ya habiendo definido base y tope de la Formación Oficina, las llanuras de inundación, los contactos erosivos, con las secciones estratigráficas se observó el comportamiento global, así como las zonas en las cuales los sedimentos se engrosan o adelgazan y su disposición lateral en el terreno.

En cuatro secciones estratigráficas de las 18 elaboradas se llevó a cabo un estudio de facies, que si bien es cierto no correspondió a uno de los objetivos, sirvió para tener una visión general de los cambios verticales y laterales en la Formación Oficina para la zona de estudio.

5.3.3. Sistemas encadenados y análisis cronoestratigráfico

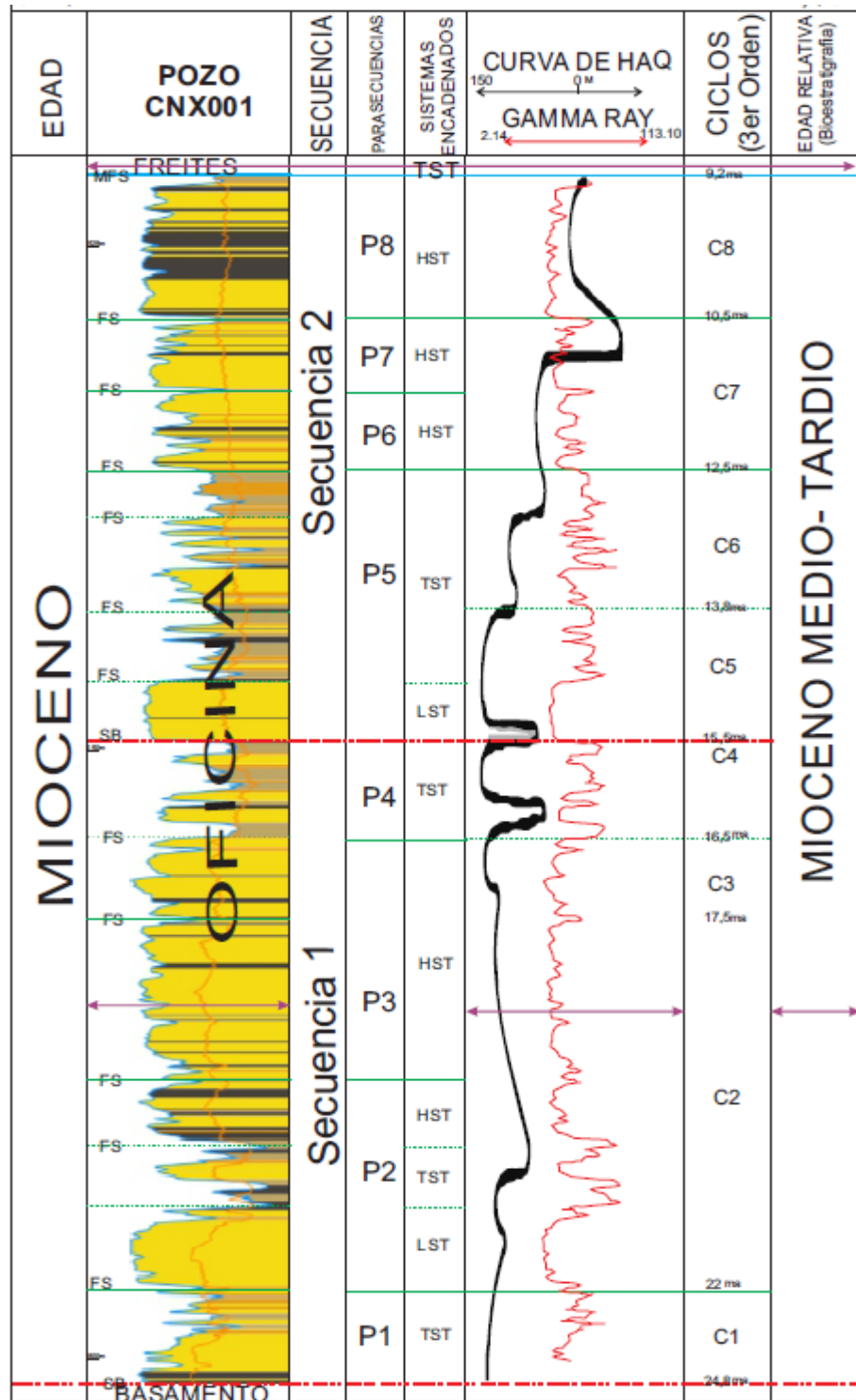


Figura 5.14. Carta que resumen el análisis secuencial y la cronoestratigrafía.

El análisis secuencial se efectuó para cada una de las parasecuencias definidas (Figura 5.14). La parasecuencia 1 está caracterizada por limolitas de color pardo, secuencias sedimentarias heterolíticas y lentes de arena de grano fino. Se asocia a un sistema transgresivo (TST) y un ambiente fluvial de baja energía, con llanuras de inundación y bancos de arena debido a un incremento del nivel del mar con un bajo flujo de sedimentos (retrogradación).

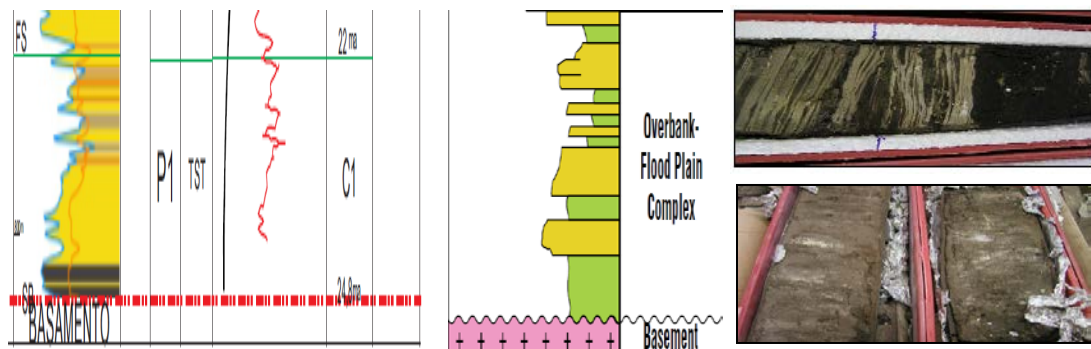


Figura 5.15. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 1.

La parasecuencia 2 comprende arenas de grano medio a fino y masivas (canales fluviales), lutitas carbonáceas con lentes de arena (superficies de inundación) que se espesan hacia el tope y finalmente arenas masivas de grano medio a grueso (conjunto de canales fluviales). En esta parasecuencia se definen 3 sistemas encadenados: LST, TST y HST; comienza a caer el nivel del mar y se genera un sistema de bajo nivel posiblemente tardío. El río siguió aportando sedimentos pero en presencia de una regresión normal, es decir, los sedimentos vienen propiamente del río y no de una erosión. No necesariamente se tuvo que haber expuesto la plataforma y es por ello que se plantea un LST en fase tardía. Debido a las fluctuaciones del nivel del mar, este empieza a subir y se pasa a un sistema transgresivo, evidenciado por la capa de lignitos, lutitas y las horadaciones presentes según la carta sedimentológica. Ocurrió una desaceleración en el incremento del nivel del mar y se generó un sistema de alto nivel. De acuerdo a la carta sedimentológica hay

estratificación cruzada lo que indica un ambiente fluvial y es por ello que se observan todos los canales apilados.

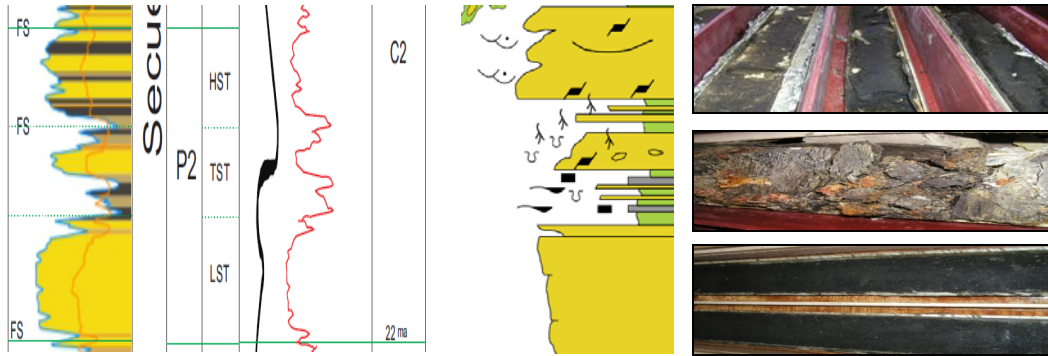


Figura 5.16. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 2.

En la base de la parasecuencia 3 hay lutitas claras con laminaciones de arena y horadaciones verticales, arenas saturadas de petróleo con lentes arcillosos que presentan evidencias de horadaciones rellenas de petróleo y hacia el tope una secuencia heterolítica donde se observan lentes de arena y paleosuelos. Ambientalmente, viene representada por canales con influencia fluvial y se le asocia un sistema de alto nivel, evidenciado por un descenso paulatino del nivel del mar, regresándose nuevamente la línea de costa.

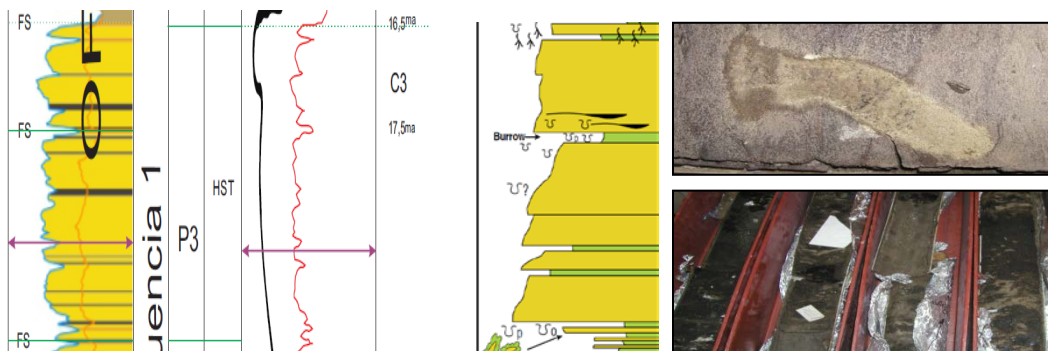


Figura 5.17. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 3.

La parasecuencia 4 de acuerdo a la descripción del núcleo se observan secuencias sedimentarias heterolíticas con lentes de arena, evidencias de horadaciones y paleosuelos. Hacia el tope lutitas de color claro con horizontes de siderita que permiten relacionarla con un ambiente anóxico rico en materia orgánica, posiblemente asociado a depósitos de lagunas o bahías interdistributarias típicas de un sistema transgresivo, donde la alevación del nivel del mar fue mucho más rápida que el aporte de sedimentos y por ende la línea de costa tuvo que retroceder, permitiendo así que se depositaran estos sedimentos.

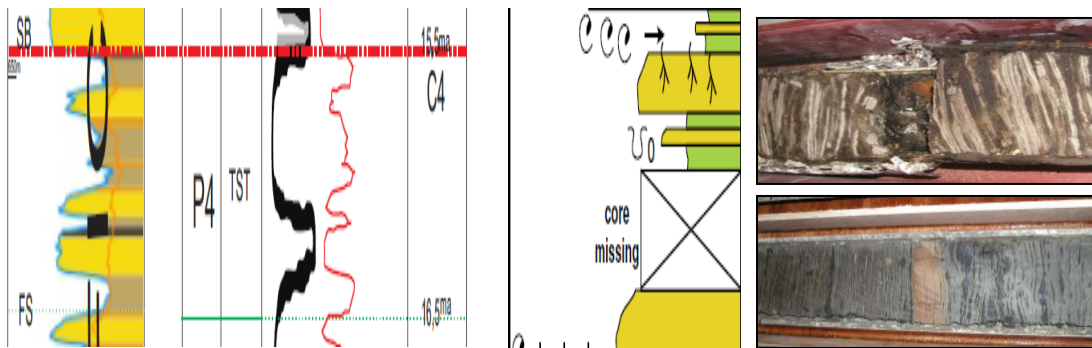


Figura 5.18. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 4.

Al intentar calibrar la curva de Haq con el registro gamma ray del pozo CNX-1, se permite apreciar un cambio brusco en el nivel del mar (a nivel global), el cual pasa de aumentar a un fuerte descenso y ello coincide en la zona de estudio con una exposición de la plataforma, evidenciándose así el contacto erosivo entre las lutitas con horizontes de siderita y un gran bloque de arena. Es aquí donde se encuentra el límite de secuencia 2, siendo este de tipo I.

La parasecuencia 5 consta de arenas saturadas de petróleo continuando con una secuencia sedimentaria heterolítica carbonácea. Hay lentes de arena con evidencia de actividad orgánica, un horizonte de lignito y hacia el tope una limolita fosilífera de color gris pardusco. La arena que se encuentra más hacia la base

posiblemente sea una arena de canal debido al descenso brusco que tuvo el nivel del mar, planteándose por ello un sistema de bajo nivel en su fase temprana, donde la línea de costa migra hacia el continente y queda expuesta una erosión subaérea. Al aumentar el nivel del mar se inicia un sistema transgresivo, en un ambiente que se encuentra altamente influenciado por las mareas; es por ello que se observa una alternancia entre capas blandas y otras más duras. Los ambientes asociados son de canales mareales, intramareales y submareales.

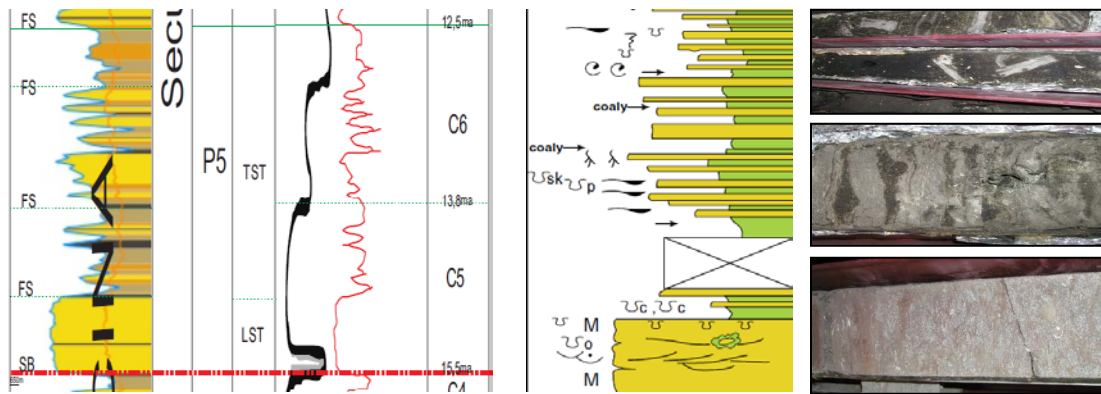


Figura 5.19. Cotejo de imágenes para la parasecuencia 5.

La parasecuencia 6, la parasecuencia 7 y la parasecuencia 8 se caracterizan por ser secuencia sedimentarias heterolíticas carbonáceas con lentes de arena y horadaciones rellenas de petróleo, un delgado nivel de caliza fosilífera (1 pie) y otra secuencia heterolítica con espesores mayores de arenas posiblemente con ambientes asociados a canales mareales a submareales debido a la influencia que ya ejercía el delta. Todas estas parasecuencias se conforman como un sistema de alto nivel que da paso a un sistema transgresivo debido a la presencia de una MFS (superficie de máxima inundación).

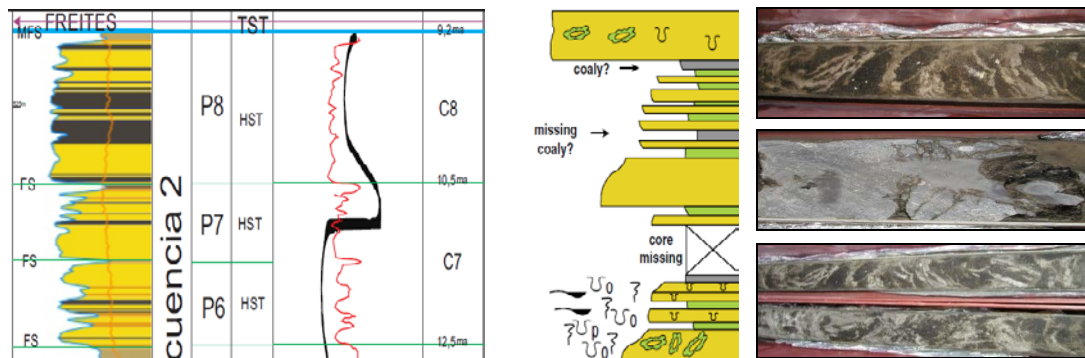


Figura 5.20. Cotejo de imágenes para las parasecuencias 6, 7 y 8.

El análisis cronoestratigráfico que se lleva a cabo en este trabajo constituye un valor agregado y se intenta buscar una correspondencia con un trabajo previo (Modelo de Haq) que valide nuestro modelo secuencial.

Haciendo uso de la información obtenida a partir de la bioestratigrafía es posible calibrar para un tiempo en específico el registro con la curva de Haq (Mioceno medio-Mioceno tardío) y es de notar que las caídas y ascensos del nivel mar para ese período de tiempo coinciden y se comportan de manera similares en el registro CNX-1.

Después de encontrar la correlación para la curva de Haq se intentaron correlacionar los ciclos de tercer orden que definen en esta carta con nuestras parasecuencias definidas.

Lo interesante que se observa es que muchos de esos ciclos que el autor Haq utiliza tienen coincidencia con llanuras de inundación visibles en el núcleo CNX-1.

Hay que recordar que en este trabajo no se están utilizando los mismos parámetros para definir los límites de parasecuencias que se utilizan en la curva de Haq. Lo que se intentó fue que existiese una mayor correlación a nivel lateral y dar edades a las parasecuencias; a lo mejor en la curva de Haq utilizan otro parámetro que no coincide con el llevado a cabo en esta investigación pero si llama poderosamente

la atención que los límites de cada ciclo tienen coincidencia con las llanuras de inundación definidas, sean o no límites de parasecuencias.

La figura 5.12 muestra de forma resumida en una tabla la información concerniente a los sistemas encadenados y cronoestratigrafía. Revisando, entonces se puede observar que el ciclo 1 definido como de tercer orden por Haq es completamente coincidente con la parasecuencia 1, dando una edad a 24,8 a 22 millones de años, estableciéndose una edad promedio de depositación de 2 a 2,8 millones de años.

Para el ciclo 2 se observa que abarca la parasecuencia 2 y la parasecuencia 3 definida en este trabajo, dando una edad promedio que va desde los 22 millones de años a 17,5 millones de años, es decir, un ciclo de depositación que duró 4,5 millones de años.

El ciclo 3 coincide con parte de la parasecuencia 3, la cual coincide también con el límite de nuestra primera secuencia. Se enmarca entre los 17,5 y 16,5 millones de años.

Entre la parasecuencia 4 y 5 se encuentra el contacto erosivo que representa el límite entre la secuencia 1 y 2.

La parasecuencia 5, de acuerdo a la curva de Haq se ubica entre 15,5 y 12,5 millones de años, estableciendo allí este autor el ciclo 5 y 6 de su estudio, y el límite entre un ciclo y otro se encuentra a los 13,8 millones de años..

La parasecuencia 6 y la parasecuencia 7 corresponden a un solo ciclo de la curva de Haq (ciclo 7) el cual va desde los 12,5 a 10, 5 millones de años, quedando establecido un tiempo de sedimentación de estas parasecuencias en 2 millones de años.

La parasecuencia 8 va de los 10,5 millones de años hasta los 9,2 millones de años, lo que le asigna un tiempo de sedimentación de 1,3 millones de años.

Si bien es cierto y también dependiendo del autor, la Cuenca Oriental de Venezuela para el Mioceno deja de ser un margen pasivo y se convierte en un margen activo, es importante mencionar que la zona más hacia el este no reporta evidencias de índole tectónico que deformen las capas e indiquen la presencia de un margen activo, más bien se observa una zona de depositación fluvio-deltaica con influencia marina somera ya para el tope de la formación, con deformaciones que indican tectonismos locales. Es por ello que la curva de Haq es utilizada en este trabajo, debido a que se está en presencia de sedimentos siliciclásticos y un margen pasivo. De la comparación entre la curva de Haq y el registro del pozo CNX-1 se generaron edades promedios a las parasecuencias definidas, demostrando así también que la tendencia del nivel del mar a lo largo de todo el Mioceno es a experimentar una gran caída, pero que en la zona de estudio no es posible corroborar pues a lo largo de toda la Formación Oficina existen ciertos episodios de aumento evidenciados por los diversos cuellos lutíticos presentes en los registros y núcleos y prácticamente una gran transgresión visible en los mapas paleoambientales elaborados.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Como resultado del presente trabajo, se logró elaborar un modelo estratigráfico secuencial y cronoestratigráfico para las diferentes composiciones litológicas pertenecientes a la Formación Oficina del Bloque Carabobo de la Faja del Orinoco. El modelo se construyó a partir de secciones estratigráficas, interpretación de líneas sísmicas y mapas paleoambientales que determinaron la arquitectura de las unidades sedimentarias en el subsuelo.

Mediante el estudio de los registros de pozos se reconocieron superficies de correlación que limitan la zona de interés. Éstas son lutitas y discordancias observadas en la totalidad de los pozos utilizados para el estudio. Su continuidad se evaluó mediante el reconocimiento de características distintivas en el comportamiento de las curvas de los registros de pozos.

A través del análisis de las secciones estratigráficas y posterior construcción de mapas paleoambientales pertenecientes al modelo propuesto, se pudo concluir:

- Las facies reconocidas en la sección basal de la Formación Oficina son, principalmente, de características fluviales (Secuencia 1), donde las facies de canal son las más importantes, representando cuerpos muy espesos. Asociadas a los canales se encontraron las facies de llanuras de inundación, reconocidas por la tendencia irregular de las curvas GR, características de la alternancia de lutitas con delgadas capas de arena.
- Análogamente en el intervalo siguiente, el cual corresponde con la Secuencia 2, se encontraron facies características de sistemas fluvio-deltáicos: Las facies de llanuras de inundación son las más importantes dentro de estas unidades, reconocidas igualmente por presentar una tendencia irregular en las curvas de potencial espontáneo y de rayos gamma. Las facies de canal son las segundas en importancia en este intervalo, y se reconocieron por el comportamiento cilíndrico y en forma de campana observados en los registros. Por último, las

facies de barras se reconocieron también por presentar una tendencia granocreciente,

Por otra parte, el estudio de los mapas paleoambientales permitió establecer las relaciones espaciales entre las facies observadas en las secciones, y determinar:

- a) La zona basal de la Formación Oficina se desarrolla en un ambiente de sedimentación fluvial, donde se aprecia la exposición de un basamento con grandes canales que lo cruzan. Se observa también la transición de un sistema de canales entrelazados hacia la base, a un posible sistema de canales meandriformes en las unidades superiores.
- b) En la zona superior de la Formación Oficina se evidenció un ambiente de sedimentación principalmente deltaico. Se observó la intercalación de ambientes asociados a la planicie deltaica caracterizada por los canales distributarios. En este intervalo se reconocieron importantes espesores de cuerpos lutíticos, asociados a eventos de inundaciones y abandono de canales.

La integración de datos bioestratigráficos con la información del pozo CNX-1 y los diferentes mapas paleoambientales elaborados para la zona, permitieron construir un modelo estratigráfico secuencial para la Formación Oficina, el cual constó de dos secuencias principales limitadas por discordancias visibles a lo largo de todo el Bloque Carabobo y a su vez, 8 parasecuencias que coincidieron con ciclos de tercer orden definidos por Haq (1987), el cual fue utilizado debido a que las secuencias estudiadas se desarrollaron en un margen pasivo, donde los factores principales que controlaron la sedimentación fueron las variaciones del nivel relativo del mar y el aporte de sedimentos. La Curva de Haq (1987) fue de gran utilidad para corroborar la información de las edades de las formaciones estudiadas.

El análisis secuencial propuesto comprende ocho sistemas depositacionales de tercer orden y debido a que los sistemas deltaicos constituyen el mejor ejemplo de sistemas transgresivos-regresivos, se definieron sistemas transgresivos, de bajo nivel y de alto nivel para las diferentes parasecuencias.

Recomendaciones

Se recomienda hacer un estudio bioestratigráfico de alta resolución tomando muestras de lutitas cada 5' y así llevar un pozo de control estratigráfico del área de estudio y no realizar muestras aisladas, ya que la información que muestra es poca.

Realizar un estudio más detallado en la Formación Oficina que permita el reconocimiento de parasecuencias de menor orden, para así corroborar la sección condensada propuesta dentro de la misma.

Resultaría ideal contar con datos de resistividad para elaborar mapas isópacos que permitan representar los sistemas depositacionales encadenados, así como las secuencias definidas.

Se recomienda una nueva adquisición de sísmicas en 3D que permita corroborar el modelo planteado en este trabajo, ya que la existente no da la utilidad necesaria ni permite afirmar el análisis propuesto para la zona de estudio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Allen y Chambers. (1998). Sedimentología de los depositos clásticos. Total Exploración Laboratory, pp: 44-77.

Arévalo, J (2012). Modelo sedimentológico-estratigráfico integrado de un sector al sur este del campo Bare, área de Ayacucho norte, de la Faja del Orinoco, Venezuela. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

Audemard, F., Azpirixaga, I., Baumann, P., Isea, A. y M. Latreille (1985). Marco Geológico del Terciario de la Faja Petrolífera del Orinoco, Venezuela. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1985, 1:70-108.

Bates R. y Jackson J. (2005). Glossary of Geology. Fifth Edition. American Geological Institute. Alexandria Virginia.

Bhattacharya, J. (2003). Deltas and estuaries. En: Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.

Boggs, S. (1995). Principles of sedimentology and stratigraphy. Second Edition Prentice Hall, New York, pp 774.

Cant, D. (1982). Fluvial Facies Model and Their Application, En: Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 31. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 115-137 p.

Coleman, J. y Prior, D. (1982). Deltaic Environments of Deposition. En: Sandstone Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 31. Tulsa, Oklahoma, U.S.A. 139-178 p.

Coleman, J. y Wright, L. (1975). Modern River Deltas: Variability of Processes and Sand Bodies. En: Deltas, Models for Exploration. Broussard, M et al., Houston Geological Society. 99 – 149 p.

Columna Estratigráfica de la Faja del Orinoco. Disponible en <http://www.ingenieriadepetroleo.com> . Consultado en Enero, 2014.

Crespo, J. (2008). Modelo sedimentológico-estratigráfico, bloque Carabobo 2, Faja Petrolífera del Orinoco. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

Darman, H. (1999). Modern Mahakam Delta, East Kalimantan (Borneo), Indonesia. Commission of IAGI (1995): Indonesian sedimentologists forum. <http://fosi.iagi.or.id/mahakam/mah-morphology.htm>, (10/07/2013)

Di Croce, J. (1995). Eastern Venezuela Basin: Sequence stratigraphy and structural evolution. Tesis. Rice University: Houston, Texas. P.p. 225.

Duarte, A. (2011). Modelado estratigráfico y sedimentológico de las unidades "R" y "F" pertenecientes a la Formación Oficina en el campo Aguasay Central, Cuenca Oriental de Venezuela. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

Dueto, L. (1995), Reprocesamiento e interpretación estructural de 350 km de las líneas sísmicas en el área de Cerro Negro, F.P.O. Tesis Especial de Grado, UCV, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica.

Emery D. y Myers K. (1996). Sequence Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., Oxford. 297 p.

Fiorillo G. (1983), Evaluación exploratoria de la faja petrolífera del Orinoco, PDVSA. Caracas.

Galloway W. y Hobday D. (1996). Terrigenous clastic depositional systems: 2ª Edición. Nueva York, Springer-Verlag, 489 p.

González, A. y Vásquez, D. (2005). Modelado sedimentológico y estratigráfico de las arenas de petróleo y gas pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el campo Socororo Oeste, Anzoátegui. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

González De Juana, C. et al. (1980) Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Ediciones Foninves, Caracas.1031 p.

Gutierrez, R. (2005). Estratigrafía secuencial del cretácico tardío-oligoceno en los campos Orocual y Chaguarama, ubicados en el área noreste del estado Monagas. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

Haq, B. U. (1991). Sequence stratigraphy, sea level change, and significance for the deep sea. En: Macdonald, D. I. M. (Ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy; sea level changes at active margins. Internatinal Association of Sedimentologists, Publicación Especial 12: p. 3 – 39.

Haq, B. U., Handerbol, J. y Vail, P. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156- 1167.

Hedberg, H. et al. (1947). Oil fields of the greater Oficina area, central Anzoátegui, Venezuela. Bulletin American Association of Petroleum Geologist, V. 31, No. 12: 1089- 2169 p.

Isea, A. (1987). Geological Synthesis of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela. Journal of Petroleum Geology, 10 (2), pp. 135 – 148.

Iowa University, Department of civil and environmental engineering 2005. Delta Nilo. www.engineering.uiowa.edu/.../images/free9.jpg, (10/07/2013).

Jácome, M., Audemard, F., Kuszniir, N., y Flint, S. (2003). Modelado geodinámico de la Serranía del Interior Oriental y la Cuenca de Maturín. XI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas: SOVG

Jaillard, E (1993). L'Evolution Tecto-Sédimentaire de la Marge Péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses Relation avec la Géodynamique. Bull. Soc. Géol. France, 164 p. 819-830.

Jervey, M. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. En: C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S .C. Kendall, H. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner (Eds.): Sea level changes – An integrated approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42: 47 -69.

Krumbein, W. y Sloss, L. (1966). Stratigraphy and Sedimentation. Primera edición. Unión Tipográfica Hispanoamericana. México. 497 p.

Lorente, M. A. 1986. Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. Dissertationes Botanicae Band 99. J Cramer. Stuttgart, Germany. 222 p.

Lugo, J. (1999). Análisis secuencial estratigráfico de las formaciones Icotea, La Rosa y Lagunillas, área de Urdaneta, Cuenca de Maracaibo. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.

Méndez, J. (2006). Petrología y Ambientes Sedimentarios. PDVSA Intevep. Caracas. 2006. pp 147-154.

Miall A. (1997). The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag, Nueva York, 433 p.

Mitchum M., Vail P., Sangree J. (1977). Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 117-134.

Mitchum, Jr., R. y Van Wagoner, J. (1991). High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high frequency eustatic cycles. Sediment Geol., 70, pp. 135-144.

Moreno L. (1982), Estratigrafía sísmica en Cerro Negro con el objeto de determinar la capacidad en la sísmica convencional en la delineación de cuerpos de arena, PDVSA.

Muller, J., Di Giacomo, E. de, Van Erve, A. W (1987). A Palynological Zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of Northern South América. AASP. Contr. Ser. No. 19, 7-76.

Ostos M. y Yoris F. (1997). Geología de Venezuela. WEC. SLB 1997., Capitulo 1, pp 32-37.

Parnaud F., Gou Y., Pascual J., Truskowski I., Gallango O., Passalacqua H. (1999). Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin” En: Petroleum Basins of South America Memoir 62 AAPG; pp. 741-755.

PDVSA – INTEVEP. Formación Oficina, Léxico Estratigráfico Venezolano versión digital, <http://www.pdv.com/lexico/o2w.htm> consultada el 20 de Agosto de 2013.

PDVSA – INTEVEP. Índice alfabético de términos sobre estratigrafía secuencial, Léxico Estratigráfico Venezolano versión digital, <http://www.pdvsa.com/lexico/utilid/secuencial/sec-esp.htm> consultada el 25 de Agosto de 2013.

Posamentier H., Weimer P., Vail P. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. En: C. K. Wilms, B. S. Hastings, C. G. St C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea level changes: an integrated approach. Society of economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 125-154.

Posamentier H. y Vail P. (1988). Eustatic control on clastic deposition II – Sequence and systems track models. En: C. K. Wilms, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J.C. Van Wagoner, eds., Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 125-154.

Reading, H. (1986). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, United Kingdom, 688 pp.

Schlumberger (s.f.e). Principios y Aplicaciones de la interpretación de registros de pozos.

Serra, O (s.f.e). Análisis de ambientes sedimentarios mediante Perfiles de Pozos. Schlumberger. 131-178 p.

Strata Terminology. Disponible en <http://www.sepmstrata.org>. Consultado en marzo, 2014.

University Texas, Department of geology 2005. Delta dominado por mareas. http://www.utdallas.edu/~jbt015000/gallery/MSS-rocks/delta_floodtidaldelta, (10/07/2013).

Vail P., Todd R. y Sangree J. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5: chronostratigraphic significance of seismic reflections. En: C. E. Payton, ed., Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 99-116.

Vail P. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part I: Seismic stratigraphy interpretation procedure. En A. W. Vail, ed., Atlas of Seismic Stratigraphy. American Association of Petroleum Geologists Studies on Geology. 27 (I): 1-10.

Van Wagoner J. (1985). Reservoir facies distribution as controlled by sea level change. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Mid-Year Meeting, Golden, C.O, August 11-14, p. 91-92.

Van Wagoner J., Mitchum M., Posamentier H., Vail P. (1987). Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. En: Vail, A., eds., Atlas of Seismic Stratigraphy American Association of Petroleum Geologists Studies on Geology. 27(I): 11-14.

Van Wagoner J., Posamentier H., Mitchum M., Vail P., Sarg J., Loutit T y Handerbol J. (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: C. K. Wilwus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner, eds., Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 39-46.

Van Wagoner J., Mitchum M., Campion K., Rahmanian V. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop: concepts for high resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists. Methods in Exploration Series, no. 7, 55 p.

Vera T. (1994). "Estratigrafía Principios y Métodos" Editorial Rueda, S.L., Madrid España.

Walker, R. (1984). Facies Models. Second Edition, Geoscience Canada, Ontario, 17 pp.

Walker, R. y James, N. (1992). Facies Model. Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, Canada; 409 p.

Yssacis, R. (2000). Tertiary of the Northeastern Venezuela Offshore. PhD Thesis. Rice University. Houston.

ANEXOS