

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA SECCIÓN CRETÁCICO – PALEÓGENO EN EL ESTE DEL ÁREA TRADICIONAL DE BARINAS, CUENCA BARINAS – APURE.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Ingeniero Hernández, Zorifrank.
Para optar al Título
De MSc. En Ciencias Geológicas

Caracas, 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA SECCIÓN CRETÁCICO – PALEÓGENO EN EL ESTE DEL ÁREA TRADICIONAL DE BARINAS, CUENCA BARINAS – APURE.

TUTOR ACADÉMICO: MSc. Nubia Santiago.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Ingeniero Hernández, Zorifrank
Para optar al Título
De MSc. En Ciencias Geológicas

Caracas, 2015.

Caracas, Mayo de 2015.

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por Ingeniero Zorifrank Hernández, Titulado:

“Interpretación de sistemas depositacionales en la sección Cretácico – Paleógeno en el este del Área Tradicional de Barinas”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Magister en Ciencias Geológicas, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. _____
José Baena
Jurado

Prof. _____
Rafael Falcón
Jurado

MSc. _____
Nubia Santiago.
Tutor

DEDICATORIA

A **DIOS** por darme la vida y fortaleza para lograr mis objetivos, por su infinita misericordia, bondad y amor.

A mi **Esposo**, por su apoyo constante y comprensión incondicional.

A mi **hija**, por tí ningún sacrificio es suficiente ya que con tu presencia has iluminado mi vida y haces el camino mas fácil.

A mis **padres**, que con su amor y enseñanzas sembraron las virtudes necesarias para vivir con anhelo y felicidad.

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por haberme dado la oportunidad de cursar mis estudios de post grado y ayudarme crecer profesionalmente.

A mi tutora académica Nubia Santiago, por su valiosa colaboración, apoyo, confianza y asesoría durante la realización de este trabajo.

A PDVSA, Gerencia de Evaluación del Sistema petrolífero por brindarme la oportunidad de desarrollar un trabajo de maestría rodeada de personas con excelente calidad humana y profesional.

A todas aquellas personas que alguna u otra manera aportaron un granito de arena para que este trabajo llegara a feliz término.

Gracias a todos por su apoyo.

Zorifrank Hernández Montilla.

Hernández M, Zorifrank

“INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA SECCIÓN CRETÁCICO – PALEÓGENO EN EL ESTE DEL ÁREA TRADICIONAL DE BARINAS”

Tutor Académico: MSc. Nubia Santiago.

Tesis Maestría. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología,

Minas y Geofísica. Año 2015, 168 p.

Palabras Claves: Tectonosecuencia, Unidad depositacional, Sistema petrolífero,

Sismoestratigrafía.

Resumen. En la cuenca de Barinas - Apure, específicamente en el área de Barinas y Portuguesa son pocos los trabajos que se han realizado utilizando la estratigrafía sísmica como una herramienta fundamental en conjunto con otras disciplinas, para la definir y delimitar sistemas depositacionales que puedan ser posibles reservorios para futuras exploraciones petrolíferas, y a su vez, disminuir la incertidumbre exploratoria del área. El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de Barinas – Apure, subcuenca de Barinas, cubriendo la zona este y sureste del estado Barinas y oeste del estado Portuguesa abarcando un área aproximada de 17.748 Km², y 54 pozos (28 pozos exploratorios y 25 pozos de producción). La columna estratigráfica en el área de Barinas – Portuguesa, esta formada por sedimentos que van desde el período Cretácico hasta el Plio Pleistoceno.

Para la generación del marco biocronoestratigráfico se le realizó una reinterpretación bioestratigráfica a 15 pozos exploratorios, definiéndose en base a la presencia de conjuntos de especímenes característicos cuatro rangos de edades en el área de estudio, hacia el Sur: Cretácico, Eoceno Medio, Oligoceno y Mioceno Medio y hacia el norte y noreste: Cretácico, Eoceno Medio y Mioceno Medio.

En el análisis tectonoestratigráfico fundamentado en el estudio sismoestratigráfico y de estratigrafía secuencial se generaron cuatro (4) transectos sísmicos y de pozos: dos (2) con orientación SO-NE, paralelos al eje de la cuenca, dos (2) en sentido NO-SE, perpendiculares al eje de la misma. La estratigrafía del área se estableció tomando en cuenta los factores que controlaron la sedimentación, como son: tectónico, eustático y climático, estableciéndose un orden jerárquico dependiendo del factor dominante.

La historia tectonoestratigráfica fue identificada, de mayor a menor orden, una tectonosecuencia, definida de acuerdo al criterio del “Ciclo de Wilson”, los cuales fueron generados como resultado de la unión de los supercontinentes debido a la expansión del fondo oceánico y su subsecuente apertura y dispersión. Este ciclo esta

constituido por dos (2) fases tectónicas: margen pasivo de edad Aptiano a Maastrichtiano y margen activo de edad Eoceno Medio – Plio Pleistoceno, donde cada fase tectónica caracterizó un tipo de cuenca en particular. La fase de margen pasivo comprende una fase de subsidencia termal caracterizada por ausencia de eventos tectónicos que afectaron la cuenca. Los principales factores que controlaron la sedimentación fueron de tipo eustático, con espesores uniformes sin actividad tectónica. El flujo de calor es de 30 – 65 mW/m² y el gradiente de soterramiento es uniforme en toda el área con 57 – 141 pie/Ma (Santiago y otros., 2014). La fase de margen activo esta asociada a una fase de subsidencia flexural, caracterizada por la aparición de rasgos geomorfológicos que evidencian convergencia de placas (erógenos y cuencas flexurales), con geometrías de cuña, terminaciones de tipo solapamiento (hacia el este), asociadas a eventos transgresivos – regresivos de orden mayor limitadas en el tope y base por discordancias. El flujo de calor es de 50 – 60 mW/m² y el gradiente de soterramiento de 282 – 447 m/Ma (Santiago.,op.cit). Los primeros indicios de deformación en el área de estudio de estudio se reconocen a partir del Eoceno.

Con la integración tectonoestratigráfica y biocronoestratigráfica se identificaron cuatro (4) límites de secuencia asociados a ciclos de eventos tectónicos mayores. Estos límites de secuencia proporcionaron un marco cronoestratigráfico que permitió subdividir los sedimentos en cuatro (4) unidades depositacionales, los cuales corresponden a la unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico), depositada durante la fase de margen pasivo. Posteriormente, con la identificación de diferentes episodios compresivos y sus efectos en la geometría de la cuenca, se reconocieron tres (3) unidades depositacionales para esta fase tectónica (UD_Eoceno Medio, UD_oligoceno y UD_Mioceno Medio – Plio Pleistoceno) que fueron evidenciadas por el desarrollo de superficies de truncación de alto relieve que reflejó los principales cambios en el balance entre la acomodación y la sedimentación.

De acuerdo al análisis del sistema petrolífero realizado en los sistemas transgresivos de las unidades depositacionales UD_Cretácico y UD_Eoceno Medio se obtuvo que: el reservorio se encuentra presente y con una buena calidad, en términos de porosidad, en ambas unidades depositacionales, el sello se presenta como un factor crítico puesto que su presencia se ve limitada en las unidades estudiadas. Todas las unidades presentan sistemas de entrampamientos. En lo referente a la roca madre existen diferentes áreas de generación que tuvieron diferentes períodos de expulsión asociados a la geodinámica de la Cuenca Barinas – Apure. Al realizar la yuxtaposición de los mapas temáticos asociados a los elementos del sistema petrolífero se determinó que las zonas de interés para generar futuros proyectos exploratorios a detalle se localizan en la UD_Cretácico, hacia el sur (cercano a los campos Conso, Zamoá), mientras que en la UD_Eoceno Medio la zona de interés se localiza al norte (cercano a los campos La yuca, Sipororo). Madurar estas áreas permitirá generar nuevas oportunidades que entrarán dentro de la cartera de proyectos exploratorios, que a futuro serán de gran interés para la nación.

ÍNDICE

DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
ÍNDICE	viii
LISTA DE TABLAS	xii
LISTA DE FIGURAS	xiv
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 OBJETIVOS.....	2
1.1.1 Objetivo general.....	2
1.1.2 Objetivos específicos.....	2
1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	3
CAPÍTULO II	7
FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN	7
2.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	7
2.2 ANTECEDENTES	8
CAPÍTULO III.....	15
MARCO TEÓRICO.....	15
3.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.....	15
3.2 JERARQUIA DE LAS SECUENCIA Y LÍMITES DE SECUENCIA.....	16
3.3 MODELOS DE SECUENCIA.....	20
3.3.1 Secuencia depositacional.....	22
3.3.2 Secuencias Genética – Estratigráficas.....	23
3.3.3 Secuencias Transgresivas – Regresivas (T-R).....	25
3.4 SUPERFICIES ESTRATIGRAFICAS.....	26
3.4.1 Terminaciones de reflexión.....	27
3.4.2 Superficies estratigráficas secuenciales.....	30
3.5 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA.....	36
3.6 FACIES SISMICAS.....	37

3.6.1 Forma externa y la configuración de la reflexión.	37
3.6.2 Tipos de patrones de configuración de la reflexión.	38
3.7 SISTEMAS DEPOSITACIONALES.....	39
3.7.1 Sistemas depositacionales continentales.....	41
3.7.2 Sistemas depositacionales costeros y transicionales.....	41
3.7.3 Sistemas depositacionales Marinos.	42
3.8 SISTEMA PETROLÍFERO.	44
3.8.1 Nivel de certeza de un Sistema Petrolífero.....	48
3.8.2 Elementos de un Sistema Petrolífero.....	48
3.8.2.1 Roca Madre.....	48
3.8.2.2 Roca reservorio.....	49
3.8.2.3 Roca Sello.....	51
3.8.2.4 Trampa.....	52
3.8.2.5 Rocas de sobrecarga.....	52
CAPÍTULO IV.....	54
MARCO TECTONOESTRATIGRÁFICO REGIONAL.....	54
CAPÍTULO V.....	76
BASE DE DATOS.....	76
5.1 DE BASE DE DATOS DISPONIBLE.....	76
5.2 CALIDAD DEL DATO BIOESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO.	85
CAPÍTULO VI.....	91
MARCO METODOLÓGICO.....	91
6.1 GENERACIÓN DE UNA BASE DE DATOS.....	92
6.2 ANÁLISIS TECTONOESTRATIGRÁFICO.....	92
6.2.1 Análisis Biocronoestratigráfico.....	92
6.2.1.1 Recopilación de los datos bioestratigráficos.....	93
6.2.1.2 Interpretación de los datos bioestratigráficos disponibles.....	93
6.2.1.3 Síntesis biocronoestratigráfica.....	96
6.2.2 Análisis Estratigráfico Secuencial y Sismoestratigráfico.....	96

6.2.2.1 Selección y elaboración de transectos de pozo y transectos sísmicos.	97
6.2.2.2 Identificación de superficies estratigráficas.	98
6.2.2.2.1 Análisis de las terminaciones de reflexión.	98
6.2.2.2.2 Análisis de patrones de apilamiento en registros de pozos.	99
6.2.2.3 Interpretación de transectos sísmicos.	100
6. 2.3 Interpretación de modelos secuenciales.	100
6.2.4 Identificación de facies sísmicas.	100
6.2.5 Descripción de las Unidades depositacionales.	101
6.2.5.1 Mapa de espesor total.	101
6.2.5.2 Mapa paleobatimétrico.	102
6.2.5.3 Mapa estructural.	103
6.3 EVALUACIÓN DEL SISTEMA PETROLÍFERO.	103
CAPITULO VII	104
ANÁLISIS DE RESULTADOS	104
7.1 MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO.	104
7.1.1 Cretácico.	119
7.1.2 Eoceno Medio	120
7.1.3 Oligoceno.	121
7.1.4 Mioceno Medio	122
7.1.5 Plioceno - Pleistoceno	122
7.2 ANÁLISIS TECTONOESTRATOGRÁFICO - SEDIMENTARIO	123
7.2.1 Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).	127
7.2.2 Unidad Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio)	134
7.2.3 Unidad depositacional Oligoceno (UD_Oligoceno)	144
7.2.4 Unidad depositacional Mioceno Medio-Pleistoceno (UD_Mioceno Medio-Plio Pleistoceno).	150
7.3 EVALUACIÓN DEL SISTEMA PETROLÍFERO.	153
7.3.1 Roca reservorio.	153
7.3.1.1 Reservorio Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).	153
7.3.1.2 Reservorio Unidad depositacional UD_Eoceno Medio.	155

7.3.2 Roca Sello.....	156
7.3.2.1 Roca Sello de la Unidad depositacional UD_Cretácico.....	156
7.3.2.2 Roca Sello de la Unidad depositacional UD_Eoceno Medio.....	156
7.3.3 Trampa.....	161
7.3.3.1 Unidad Depositacional Cretácico (UD_Cretácico).....	161
7.3.3.2 Unidad Depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio).....	163
7.3.4 Roca madre.....	165
7.3.4.1 Definición de los sistemas petrolíferos.....	173
7.3.5 Análisis de la distribución de los Elementos del Sistema Petrolífero.....	174
CAPÍTULO VIII.....	176
CONCLUSIONES.....	176
RECOMENDACIONES.....	179
BIBLIOGRAFÍA.....	180
GLOSARIO.....	190

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Valores representativos de porosidades efectivas en la roca.	49
Tabla 2. Valores representativos de permeabilidades en la roca.....	50
Tabla 3. Parámetros tomados en consideración para la determinación de la calidad del dato bioestratigráfico en el intervalo Cretácico.....	86
Tabla 4. Parámetros tomados en consideración para la determinación de la calidad del dato bioestratigráfico en el intervalo Paleógeno.	87
Tabla 5. Fuente de los rangos bioestratigráficos para los fósiles considerados en la recopilación.	96
Tabla 6. Resumen bioestratigráfico del pozo BOR-1X	105
Tabla 7. Resumen bioestratigráfico del pozo BOR-4E	106
Tabla 8. Resumen bioestratigráfico del pozo CAI-1X	107
Tabla 9. Resumen bioestratigráfico del pozo CON-4X	108
Tabla 10. Resumen bioestratigráfico del pozo GSM-1X	109
Tabla 11. Resumen bioestratigráfico del pozo GSM-1X (continuación).	110
Tabla 12. Resumen bioestratigráfico del pozo GU-507	111
Tabla 13. Resumen bioestratigráfico del pozo LY-1X	112
Tabla 14. Resumen bioestratigráfico del pozo OBI-1X	113
Tabla 15. Resumen bioestratigráfico del pozo GU-501	113
Tabla 16. Resumen bioestratigráfico del pozo OBI-3X	114
Tabla 17. Resumen bioestratigráfico del pozo OBI-4X	115
Tabla 18. Resumen bioestratigráfico del pozo SIP-1X	115
Tabla 19. Resumen bioestratigráfico del pozo SAB-1X	116
Tabla 20. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-1X	117
Tabla 21. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-3E	118
Tabla 22. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-3E (continuación).	119
Tabla 23. Pozos con dataciones bioestratigráficas que definen el periodo del Cretácico en el área de estudio.....	120

Tabla 24. Pozos con dataciones bioestratigráficas que el Eoceno Medio en el área de estudio. Nótese la franja de ocurrencia en color azul claro.....	121
Tabla 25. Pozos con dataciones bioestratigráficas en el Oligoceno en el área de estudio. Nótese la franja de ocurrencia en color azul claro.....	122

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación del área de estudio.....	3
Figura 2. Trabajos regionales previos, semejanzas y diferencias del inicio de secuencias de orden mayor.....	10
Figura 3. Trabajos regionales previos, semejanzas y diferencias del inicio de secuencias de orden mayor en el margen activo.....	11
Figura 4. Representación esquemática del concepto de jerarquía. (Modificado de Catuneanu, 2006).....	16
Figura 5. Patrones superimpuestos de los cambios de la línea de costa en diferente orden de ciclicidad (Modificado de Catuneanu, 2006).....	17
Figura 6. Controles tectónicos y orbitales sobre las fluctuaciones eustáticas (Vail y otros., 1977 y Miall, 2000).....	19
Figura 7. Sistema de jerarquía basado en la magnitud de los cambios del nivel base que dio como resultado la formación de las superficies límites (Modificado de Embry, 1993,1995). (a) Descripción esquemática de los cinco órdenes de límites de secuencia determinados de las características límite que reflejan los cambios del nivel base. (b) Principios de la determinación del orden de una secuencia; una secuencia no puede contener en su interior un límite de secuencia de magnitud igual o mayor que su límite más bajo de magnitud; el orden de una secuencia es igual al orden de su límite más bajo magnitud. (Tomado y modificado de Catuneanu, 2006).....	19
Figura 8. Modelos de Secuencia estratigráfica. (Tomado de Catuneanu, 2006, modificado de Donovan, 2001).....	21
Figura 9. Nomenclatura de sistemas encadenados y sincronización de los límites de secuencia para los modelos existentes de secuencia estratigráfica. Abreviaciones: LST - Sistema encadenado de bajo nivel, TST – sistema encadenado transgresivo, HST – sistema encadenado de alto nivel, T – R – transgresivo – regresivo, CC* - concordancia correlativa sensu Posamentier y Allen (1999), CC** - concordancia correlativa sensu Hunt y Tucker (1992), MFS – superficie de máxima inundación, MRS – superficie de máxima regresión (Modificado de Catuneanu, 2006).....	22

Figura 10. Secuencias, sistemas encadenados y superficies estratigráficas, definidas en relación la curva de nivel – base y la curva transgresiva - regresiva (Tomado de Catuneanu., 1998b).	24
Figura 11. Modelo de secuencia transgresiva - regresiva (modificado de Embry y otros., 2007).	26
Figura 12. Tipos de terminaciones de reflexión (modificado de Emery y Myers, 1996).	29
Figura 13. Interpretación de las terminaciones estratigráficas en términos de cambios de la línea de costa sin-depositacional y cambios en el nivel base. Abreviaciones: R – regresión; FR – regresión forzada; NR – regresión normal; T – transgresión (Tomado de Catuneanu, 2006).	29
Figura 14. Curvas de nivel – base y transgresiva – regresiva (T – R). Superficies estratigráficas secuenciales y Sistemas encadenados, son todos definidos en base a estas curvas. (Modificado de Catuneanu, 2006).	30
Figura 15. Sincronización de las superficies estratigráficas secuenciales relativo a los principales eventos de los ciclos del nivel – base (modificado de Catuneanu y otros., 1998b, y Embry y Catuneanu, 2002).	31
Figura 16. Tipos de superficies estratigráficas Modificado de Embry 2001b y Catuneanu, 2002). Las siete superficies superiores, son superficies estratigráficas que pueden ser utilizadas al menos en parte, como sistemas encadenados o límites de secuencia. Las tres superficies inferiores representan contactos de facies que se desarrollan dentro de los sistemas encadenados. (Tomado de Catuneanu, 2006).	32
Figura 17. Superficies estratigráficas que pueden servir como límites de secuencia acorde a diferentes modelos estratigráficos secuenciales (Modificado de Posamentier y Kolla, 2003 y tomado de Catuneanu, 2009). Abreviaciones FR: regresión forzada; LNR: lowstand de regresión normal; T: transgresivo; SU: discordancia subaérea; CC*: concordancia correlativa sensu Posamentier y Allen, 1999 (BSFR=superficie basal de regresión forzada); CC**: concordancia correlativa sensu Hunt y Tucker, 1992; MRS: superficie de máxima regresión; MFS: superficie de máxima inundación.	33

Figura 18. Interpretación geológica de los patrones de facies sísmica (Modificado de Vail y otros., 1977).	38
Figura 19. Tipos básicos de configuración interna de reflectores o estratos y sus códigos en paréntesis. Fuente Mitchum y otros, 1977b. (Tomado de Pinto, 2008)....	40
Figura 20. Clasificación de sistemas depositacionales. (Tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Medio_sedimentario).....	43
Figura 21. Ejemplo de gráfico mostrando la historia de soterramiento y tiempo de preservación de un sistema petrolífero al momento crítico (tomado de Magoon y otros, 1994)	45
Figura 22. Ejemplo de gráfico mostrando extensión geográfica de un sistema petrolífero (tomado de Magoon y otros, 1994).....	46
Figura 23. Ejemplo de una sección geológica mostrando la extensión estratigráfica de un sistema petrolífero ficticio a un momento crítico de 250 Ma. La roca generadora termalmente inmadura se encuentra buzamiento arriba de la ventana de petróleo. La cocina de la roca generadora activa se localiza buzamiento debajo de la ventana de petróleo. (Tomado de Magoon y otros, 1994)	46
Figura 24. Modelo de carta de eventos que ilustra la secuencia cronológica de un sistema petrolífero. Cada una de las barras horizontales en color representa el intervalo de tiempo de un evento. Para este sistema, todos los elementos y procesos esenciales están presentes y la secuencia cronológica es favorable; a la deposición de la roca generadora, siguió la deposición de la roca reservorio, la roca sello y la roca de sobrecarga. Además la trampa se formó antes de la generación, migración y acumulación de los hidrocarburos (Tomado de Oilfield Review N° 2, Schlumberger 2009)	47
Figura 25. (Arriba) Mapa con la distribución de mayores fallas activas durante el Cretácico Temprano en Colombia, mostrando 1) Subcuenca Tablazo, 2) Subcuenca Cocuy y 3) Llanos Orientales. (Abajo) Corte estructural de la subcuenca de Cocuy y subcuenca Tablazo, Colombia (Sarmiento et.al, 2006). Nótese la continuidad hacia el norte de la subcuenca de Cocuy representada por el surco de Uribante (Tomado de Santiago y otros, 2014).	55

Figura 26. Características generales de la unidad UDI. A) Mapa de espesor de la UDI. y B) Diagrama esquemático de la interpretación sísmica de la UDI. (Tomado de Santiago y otros, 2014)	57
Figura 27. A) Subsistencia tectónica calculada para la subcuenca de Cocuy, al occidente de Colombia (Sarmiento y otros., 2006). B) Diagrama de enterramiento para la Cuenca de Maracaibo (Lugo y Mann, 1995). Se observa sombreado marrón intervalo de tiempo correspondiente al Cretácico Temprano, mostrando en ambos casos gradientes de soterramiento pronunciados producto del estiramiento litosférico. Tomado de Santiago y otros, 2014.....	58
Figura 28. Perfil de una cuenca tipo margen pasivo (Miall, 1999).....	59
Figura 29. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDII (MFS_UDII - 88.8 Ma). Tomado de Santiago y otros, 2014.....	60
Figura 30. Carta cronoestratigráfica del transecto en dirección SO-NE en la Cuenca Barinas Apure.....	61
Figura 31. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) APU-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento durante la UDII. Tomado de Santiago y otros, 2014.	62
Figura 32. Sistema De cuenca de Antepais de De Celles & Gilles, 1996 (Tomado de http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082002000100002).	63
Figura 33. Sección sísmica compuesta APA-86A-09 y APA-86AF. Nótese el acuñamientos Unidad Depositacional UDIII en el segmento del transecto regional sísmico 1.	64
Figura 34. Mapa paleobatimetrico en la superficie de máxima inundación 52,3 Ma. Tomado de Santiago y otros, 2015.....	65
Figura 35. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDIII, y en azul la historia de soterramiento negativa (levantamiento). Tomado De Santiago y otros, 2014.....	66

Figura 36. Trasecto Sísmico Regional mostrando los paleo altos en la Cuenca Barinas Apure. Tomado de Santiago y otros, 2014.	69
Figura 37. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDIV (MFS_UDIV– 46,8 Ma). Observe la línea de color rojo que muestra la sección del análisis de facies sísmicas para la unidad UDIV. Tomado de Santiago y otros, 2014.	71
Figura 38. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento durante la UDIV. Tomado de Santiago y otros, 2014.	71
Figura 39. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDV, mientras que en azul se resalta la historia de soterramiento negativa (levantamiento).	73
Figura 40. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDVI. Tomado de Santiago y otros, 2014.	74
Figura 41. Número de pozos al inicio de la búsqueda de información y generación de la base de datos.	76
Figura 42. Mapa base con los 24 pozos que serán trabajados como pozos claves y/o complementarios en el estudio.	78
Figura 43. Mapa base con información de la disponibilidad de las muestras.	79
Figura 44. Pozos en el área Noreste de Barinas y Portuguesa que poseen estudios bioestratigráficos en intervalo Cretácico.	80
Figura 45. Pozos en el área de Barinas y Portuguesa que poseen estudios bioestratigráficos en el intervalo Paleógeno.	81
Figura 46. Pozos con disponibilidad de dato paleobatimétrico en los intervalos cretácico y paleógeno.	82
Figura 47. Disponibilidad de registros de pozos en el área Barinas – Portuguesa. ...	83
Figura 48. Pozos calibrados para la interpretación sísmica.	84
Figura 49. Matriz de calidad del dato bioestratigráfico.	85

Figura 50. Calidad del dato bioestratigráfico en los pozos del área a nivel Cretácico.	88
Figura 51. Calidad del dato bioestratigráfico en los pozos del área a nivel Paleógeno.	89
Figura 52. Matriz de calidad del dato sedimentológico.....	90
Figura 53. Mapa de calidad del dato sedimentológico.....	90
Figura 54. Flujo de trabajo basado en la jerarquización Estratigráfica-Secuencial (modificado de Valdez y otros, 1992).....	91
Figura 55. Modelo de tablas donde se organizó la información bioestratigráfica por disciplinas (Foraminíferos, Palinología, Nannoplancton calcáreo) en cada uno de los estudios bioestratigráficos.....	94
Figura 56. Modelo de cuadro comparativo realizado a los 17 pozos con análisis bioestratigráficos en donde se observan las semejanzas y diferencias de edades interpretadas por los diferentes autores.....	95
Figura 57. Mapa base mostrando la ubicación de transectos de pozos.....	97
Figura 58. Mapa base mostrando la ubicación de transectos sísmicos.....	99
Figura 59. Clasificación de paleobatimétrica en base a foraminíferos bentónicos (Modificado de datum levels van Morkhoven y otros (1986) y Sánchez, D. (2010)	102
Figura 60. Registro tipo del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo OBI-3X.....	124
Figura 61. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D ESC-90A-10. donde se observan terminación tipo truncamiento al tope la UD_Cretácico, truncamientos al tope del la UD_Eoceno Medio, truncamiento al tope del Oligoceno, terminaciones tipo solapamiento a la base de la UD_Eoceno Medio y solapamientos a la base de la UD_Oligoceno.....	126
Figura 62. Cuadro tectonoestratigráfico del Área Barinas – Portuguesa.....	127
Figura 63. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Cretácico (Véase ANEXO 1).....	129
Figura 64. Mapa de espesor de la Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).	130

Figura 65. Sección de pozos A-A' en sentido SO – NE	131
Figura 67. Facies sísmicas definidas en la UD_Cretácico sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies Paralelas (P), facies Subparalelas (SP), facies Entejadas (E).....	135
Figura 70. Línea sísmica BE-94A-08 mostrando el adelgazamiento de las unidades UD_Eoceno Medio y UD_Cretácico Las flechas rojas muestran las terminaciones tipo truncamiento y las flechas amarillas muestran las terminaciones tipo truncamiento evidenciando erosión de la UD_Cretácico al noreste del área de estudio. Véase también Anexo 10.	139
Figura 71. Sección de pozos donde se observa erosión parcial y total de la unidad depositacional UD_Eoceno Medio en las cercanías del Alto del Baúl.....	140
Figura 72. Línea sísmica donde se muestran las terminaciones tipo solapamiento (flechas negras) acuñándose sobre un posible forebudge debido al avance hacia el sur del frente de deformación, donde generaron estructuras compresivas de piel delgada. Véase también Anexo 14.	142
Figura 73. Mapa paleobatimétrico de la UD_Eoceno Medio.	143
Figura 74. Facies sísmicas definidas en la UD_Eoceno Medio sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies paralelas (P), facies subparalelas (SP), facies caóticas (C), facies divergentes (D).....	145
Figura 75. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Oligoceno.....	146
Figura 77. Sección de pozos en sentido NO – SE donde se observa el patrón de respuesta granodecreciente en la UD_Oligoceno.	148
Figura 78. Facies sísmicas definidas en la UD_Oligoceno sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies subparalelas (SP), facies caóticas (C).	149
Figura 79. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Mioceno Medio – Plio Pleistoceno.	151
Figura 80. Mapa de espesor de la unidad depositacional Mioceno Medio Plio-Plleistoceno (UD_Mioceno Medio Plio-Pleistoceno.).....	152

Figura 81. Línea sísmica ESC- -96A- 10, donde se aprecian las terminaciones tipo solapamiento en la base de la UD_Mioceno Medio – Plio Pleistoceno (reflector amarillo).....	153
Figura 82. Mapa de distribución de la arena neta del sistema transgresivo la Unidad Depositacional UD_Cretácico.....	154
Figura 83. Mapa de distribución de porosidades en el sistema transgresivo la Unidad Depositacional UD_Cretácico.....	155
Figura 86. Mapa de distribución de la roca sello de la Unidad Depositacional Cretácico (UD_Cretácico). Tomado de Santiago y otros., 2014.....	159
Figura 87. Mapa de distribución de la roca sello de la Unidad Depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio).	160
Figura 88. Mapa de los sistemas de entrapamiento en la UD_Cretácico.....	162
Figura 89. Líneas sísmicas ESC-96A-09; ESC-96A-01 y B-C mostrando estructuras del sistema de entrapamiento tipo 2 en UD_Cretácico.....	162
Figura 90. Mapa de los sistemas de entrapamiento en la Unidad Depositacional UD_Eoceno Medio.	163
Figura 91. Línea sísmica BAR-91A-25 mostrando estructura del sistema de entrapamiento tipo 1 en UD_Eoceno Medio.....	164
Figura 92. Mapa puntual de grado de transformación termal de la UDII cuenca Barinas Apure (Dow, 1977).....	166
Figura 93. Grado de madurez termal actual de la SGIV en la cuenca Barinas Apure (Dow, 1977).	167
Figura 94. Mapas de COT original en la SG IV de la cuenca Barinas Apure	171
Figura 95. Mapa de familias de fluidos.....	173
Figura 96. Carta de eventos asociada al área de generación de la Cuenca Barinas Apure en el flanco Sur de la cordillera de los Andes.....	174

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Los recientes avances de la estratigrafía secuencial han logrado notables progresos en la interpretación de las cuencas sedimentarias. Estos conceptos de estratigrafía se fundamentan en la integración de los factores genéticos que controlan la sedimentación. Sin embargo, en los últimos años los conceptos fundamentales para el análisis estratigráfico secuencial se han desarrollado a partir de la estratigrafía sísmica como herramienta fundamental para la definir y delimitar sistemas depositacionales que puedan ser posibles reservorios de interés nacional para futuras exploraciones petrolíferas.

En la cuenca de Barinas - Apure, específicamente en el área de Barinas y Portuguesa son pocos los trabajos de ésta índole que se han realizado, es por eso que la realización del trabajo de grado propone la interpretación de sistemas depositacionales, haciendo uso de la estratigrafía sísmica, el cual en conjunto con otras disciplinas permitirá reconocer e identificar las secuencias depositacionales de edad Cretácico y Paleógeno, determinar la distribución de los sistemas depositacionales y relacionarlos con el sistema petrolífero del área, que permitirá visualizar la extensión de los reservorios asociados a posibles trampas estratigráficas logrando de esta manera disminuir la incertidumbre exploratoria asociada área.

Este trabajo será enfocado en varias etapas, la primera comprende un análisis a nivel de cuenca para reconocer las tectonosecuencias de orden mayor, seguidamente el estudio de las unidades depositacionales para la definición del sistema petrolífero (secuencias de orden menor) y por ultimo será la etapa de definición, distribución y cartografiado de los sistemas depositacionales documentando posibles reservorios favorables para el desarrollo de las áreas prospectivas.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo general.

Interpretar sistemas depositacionales en la sección Cretácico – Paleógeno al este del área tradicional de Barinas, Cuenca de Barinas – Apure, mediante un estudio sismoestratigráfico, que permita determinar las facies estratigráficas y depositacionales que permitan visualizar la distribución y características de los posibles reservorios existentes en el área.

1.1.2 Objetivos específicos.

(a) Elaborar una base de datos sólida y confiable que permita entender la disponibilidad y nivel de certidumbre de los datos para realizar el estudio tectonoestratigráfico en la zona de estudio.

(b) Generar un marco biocronoestratigráfico con la finalidad de validar la columna biocronoestratigráfica del área y definir rangos y límites de edades que sustenten el análisis estratigráfico – secuencial.

(c) Seleccionar transectos sísmicos y de pozos que sirvan de herramienta útil para elaborar el análisis secuencial y sismoestratigráfico en el área.

(d) Realizar el análisis estratigráfico – secuencial para definir la distribución de las unidades depositacionales y predecir la distribución de relleno de la cuenca en el área considerando los controles alogénicos en los patrones de depositación.

(e) Realizar el análisis sismoestratigráfico para determinar las superficies sísmicas principales que permitan observar los espesores sedimentarios, y definir unidades sísmicas limitadas por estas superficies.

(f) Correlacionar las unidades depositacionales limitadas por discordancias con una expresión sísmica importante.

(g) Identificar y analizar los diferentes patrones de facies sísmicas e observar variaciones laterales y/o verticales de los patrones de reflexión a escala de unidad

deposicional y entender la relación de estos cambios en el patrón de reflexión con variaciones en la composición de las unidades depositacionales estudiadas.

(h) Caracterizar y cartografiar las unidades que permitan determinar la distribución de las unidades depositacionales y su relación con el sistema petrolífero del área.

1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.

La Cuenca Barinas – Apure, representa una de las principales cuencas petrolíferas de Venezuela y comprende los estados Barinas, Apure y Portuguesa. Tiene una extensión aproximada de 87.000 Km² (Figura 1).

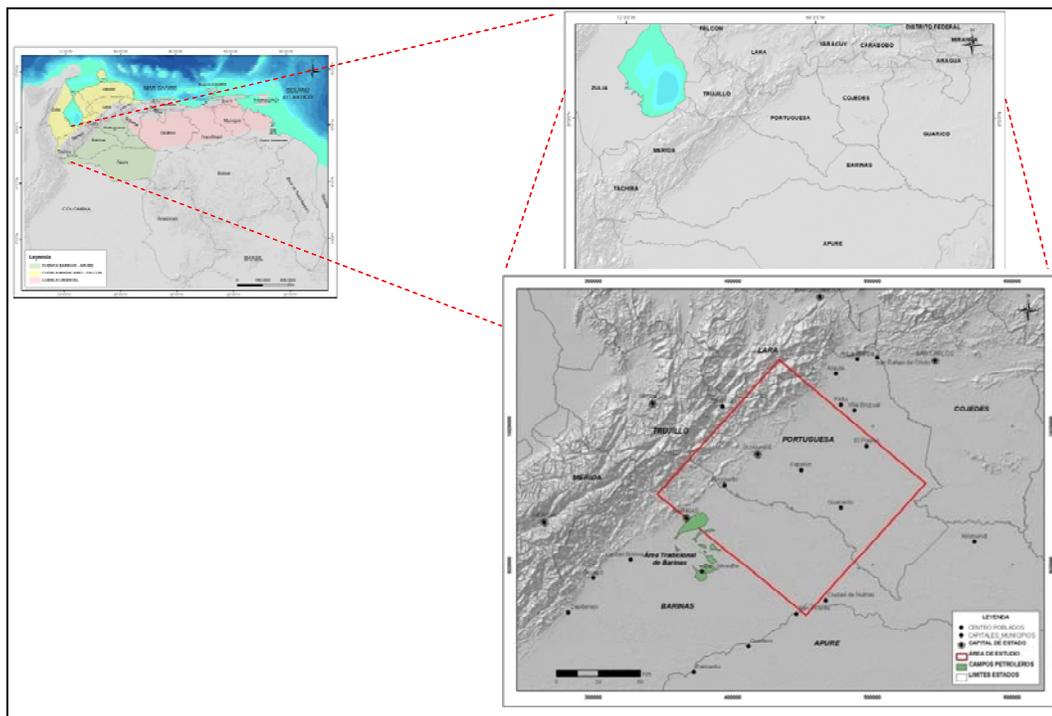


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de Barinas – Apure, subcuenca de Barinas, cubriendo la zona este del estado Barinas y oeste del estado Portuguesa cubriendo un área aproximada de 17.748 Km², entre los puntos de coordenadas UTM P₁: X: 346.059,85 y Y: 971.631,23; P₂: X: 433.175,87 y Y: 1.068.107,80; P₃: X:

537.881,29 y .Y:979.355,21; P₄: 452.488,06 y Y: 884.166, 71, Datum Sisga-Regven (Figura 1).

El Estado Barinas está situado al suroeste de Venezuela y se extiende al norte y a lo largo de la margen izquierda del río Apure. Limita por el Norte con los Estados Cojedes, Portuguesa, Trujillo y Mérida; por el Oeste, con los Estados Táchira y Mérida; por el sur con el Estado Apure sirviendo de línea divisoria el río Apure; y por el Este con el Estado Guarico (<http://www.rena.edu.ve/venezuela/barinas.html>).

El clima está determinado por la altitud y el relieve. Los altos llanos occidentales poseen un clima tropical de sabana, con temperaturas de 27°C de promedio y con marcadas amplitudes diarias. Posee las temperaturas más altas que se registran en los Llanos centrales y presenta una estación seca de Noviembre a Marzo. Las lluvias se presentan entre los meses de Abril a Octubre y en general las precipitaciones varían con la altitud desde 600 mm en los extremos septentrionales hasta los 1.500 mm en las estribaciones andinas.

El relieve es predominantemente plano, aunque presenta una zona de transición en su extremo occidental que se define a partir de las estribaciones de la cordillera de Mérida, ya que ésta atraviesa el extremo occidental del estado de noreste a sureste, con sus piedemontes que entran en contacto con el alto llano hasta la ribera del río Apure. Al norte del estado se encuentra la sierra de Santo Domingo con 4.700 mts de altitud. La zona de transición ocupa una franja estrecha paralela al cordón montañoso. Los altos Llanos centrales se extienden a su vez en el mismo sentido que la zona anterior y comprende la mayor parte de la cuenca Barinas-Apure.

Posee una vasta red hidrográfica conformada por numerosos ríos. De este a oeste corren los ríos Guanare, Masparro, Santo domingo, Anaro, Pagüey, Michay, Caparo, Uribante, todos navegables por embarcaciones de poco calado.

Según la clasificación de Holdridge, la vegetación corresponde a: bosque seco tropical y bosque húmedo tropical, contando con formaciones vegetales de: bosque, bosque de galería, sabana, matorral y páramo. La vegetación resultante es variada, aunque predomina la sabana en la mayor parte de Barinas, con pastizales altos que alternan con pequeños bosques áridos. La amplia llanura está drenada por ríos que nacen en su mayor parte en los Andes venezolanos y fluyen directa o indirectamente al Apure, afluente del Orinoco (<http://www.barinas24.com/es-naturaleza.htm>).

El estado Portuguesa se encuentra ubicado en el occidente de Venezuela y limita al norte con los estados Lara y Trujillo; al sur con el estado Barinas; al este con el estado Cojedes; y al oeste con el estado Trujillo. Su territorio, con una superficie de 15.200 km², es ocupado en su mayor parte por los Llanos occidentales, excepto el sector noroeste que es una zona montañosa andina.

La superficie montañosa está ocupada por las estribaciones de la cordillera de Portuguesa, que forma parte de las elevaciones montañosas de Mérida, con alturas que superan los 2.000 m (cerro Moroturo, 2.020 m), lugar donde se formaron los valles de Chabasquén y Biscucuy. A continuación se sucede el piedemonte que se extiende en dirección noreste-suroeste, donde alternan terrazas degradadas por procesos erosivos provocados por los ríos que forman conos de deyección y abanicos fluviales. Su altitud media oscila entre 500 y 150 m. Los Llanos comprenden dos sectores diferenciados por la altura: el piedemonte llanero —Llanos altos— y los Llanos bajos, separados por la curva de nivel de los 100 m. El descenso es continuo en dirección este y sur. Los llanos bajos son inundables por el desborde de los ríos, aunque existen espacios en los cuales no puede acumularse el agua, como los 'bancos', que son antiguos diques levantados de los ríos, y los médanos o dunas costeras. Por lo general los suelos del Llano bajo son arenosos y poco fértiles. En las tierras bajas la vida oscila entre las crecientes y disminuciones de caudal (estiajes) del río Orinoco y sus afluentes. Cuando suben las aguas, durante la estación lluviosa, se practica una transhumancia con el ganado vacuno, que vuelve a la zona de pastizales naturales ribereños cuando las aguas vuelven a su cauce. Durante la estación seca se

realiza la siembra. El clima es tropical de sabana en los Llanos, con una temperatura media de 28 °C que se atenúa en las zonas altas y una precipitación media anual de 1.400 a 1.800mm.

La red hidrográfica está dominada por el río Portuguesa (550 km), afluente del Orinoco, que nace en la sierra homónima y desemboca en el Apure. Sus principales afluentes son los ríos Guanare, Guanarito, Acarigua, Cojedes y Guárico.

La vegetación de sabana ocupa los Llanos y en las zonas altas se desarrolla la selva con maderas nobles que constituyen un importante recurso económico (<http://www.ine.gob.ve/documentos/see/sintesisestadistica2010/estados/portuguesa/documentos/situacionfisica.htm>).

CAPÍTULO II

FUNDAMENTO DE LA INVESTIGACIÓN

2.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

El área propuesta donde se realizará este trabajo contiene pozos que se encuentran localizados en el área tradicional de Barinas (campos Borburata, Torunos, Caipe, Conso), pozos ubicados en el Campo Guanarito - Estado Portuguesa y pozos localizados en el Flanco Surandino (sector Barinas – Portuguesa oeste), que han sido perforados en diferentes campañas exploratorias entre los años 1960 y 2008. Debido a esto, la diversidad y disponibilidad de información de pozo y sísmica, varía de acuerdo a las tecnologías y análisis utilizados. Algunos de ellos no fueron suficientes para definir o validar las estructuras y características del sistema petrolífero del área. Por lo que la integración de nuevos datos es importante para el desarrollo de la exploración del área.

A pesar de que muchos pozos han dado indicios de hidrocarburos, no han probado existencia de acumulaciones comerciales, solamente han indicado que el petróleo pasó por allí en alguna etapa de la historia geológica. La mayor parte de las indicaciones son de petróleo residual, lo cual podría significar que el petróleo pudo ser oxidado debido a que las formaciones que lo contenían estaban expuestas a la superficie, esto nos hace pensar que la cuenca aún se mantiene en un bajo grado de madurez exploratoria y alta incertidumbre desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico (Vásquez, 1969).

Trabajos regionales previos han dado resultados incongruentes en las definiciones de secuencias de diferentes órdenes y nomenclaturas, en muchos casos es debido al uso de diferentes metodologías empleadas y a la carencia de datos sísmicos al momento en el que se realizaron los análisis, razón por la cual se ha considerado que es necesario validar y generar un nuevo modelo geológico mediante el análisis sismoestratigráfico (con el empleo de datos sísmicos con un rango dinámico de 18 - 32 bits) que nos permitirá interpretar secuencias depositacionales a manera de

reconocer y cartografiar las facies sísmicas dentro de la secuencia estratigráfica. Además la revisión y validación de la distribución de los elementos del sistema petrolífero (roca madre, sello y reservorio), permitirá, utilizar al máximo los datos existentes para la definición de un modelo predictivo de los sistemas depositacionales dentro de un marco cronoestratigráfico que documente las oportunidades del área.

2.2 ANTECEDENTES

Muchos han sido los trabajos que se han realizado a escala regional en la Cuenca Barinas – Apure, que permiten entender el contexto geodinámico y tectonoestratigráfico regional de la cuenca en estudio, y su evolución termal.

Los trabajos que proponen un modelo de evolución geodinámico del margen norte de Suramérica presentan dos tendencias: una en la que proponen un modelo de evolución del “Caribe Pacífico” (Ross y Scotese, 1988; Pindell y otros., 2000; Pindell y otros, 1988; Tardy y otros, 1994; Pindell y Barrett, 1990; Hall y otros, 1995; Kerr y otros., 1997) y la otra que considera un modelo del “Caribe Inter-Americano” (James, 2002b, 2003 y 2005; Orihuela, 2012). De estas dos tendencias que proponen el origen del Caribe, la primera posee una mayor aceptación y es usado como marco geodinámico continental por Audemard y otros. (2000) y Parnaud y otros. (1994).

Desde el punto de vista tectonoestratigráfico de la cuenca, los trabajos que han generado un marco geológico regional son: Valdez y otros. (1992), Parnaud y otros (1994), Chigne y otros (1996), Audemard y otros (2000) y Cordero y otros (2006), en donde fueron reconocidas tres megasecuencias o tectonosecuencias asociadas a las etapas tectónicas de formación de la cuenca, denominadas como: apertura continental o *rift*, subsidencia termal o margen pasivo, y subsidencia flexural o margen activo. Las principales controversias de estos trabajos radican en: los periodos propuestos para el inicio de las etapas de apertura continental y margen activo, la cantidad de secuencias definidas dentro del margen activo (específicamente en el Cenozoico), sus edades, y los criterios para el análisis de la cuenca paleozoica.

Para el comienzo de la apertura continental existen dos edades propuestas (Figura 2), Triásico Tardío para Valdez y otros, 1992 y Chigne y otros, 1996 y Jurásico para Parnaud y otros, 1994 y Audemard y otros, 2000. En cuanto a la evolución termal de la cuenca, estos autores proponen una historia de flujo de calor relativamente similar para cada una de las etapas de formación de la cuenca (Valdez y otros, 1992; Parnaud y otros, 1994; Chigne y otros, 1996; Audemard y otros, 2000; Cordero y otros, 2006). Para el comienzo del margen activo, Valdez y otros., 1992; Parnaud y otros. 1994 y Audemard y otros., 2000 asignan a este evento una edad de Maastrichtiano; mientras que Chigne y otros. 1996 hace referencia a estudios previos (Kiser, 1989 y Helenes y otros., 1994) que afirman que entre el Campaniano y el Maastrichtiano, en el área de Barinas, existe un importante hiatus, cuyo origen podría ser debido a un descenso relativo del nivel del mar o a un evento tectónico (Figura 3).

En la descripción de los elementos y procesos de los sistemas petrolíferos para la cuenca Barinas Apure los trabajos regionales, se enfocan en el estudio de dos subcuencas sedimentarias principales (Valdez y otros, 1992, Parnaud y otros, 1994, Chigne y otros, 1996, Audemard y otros, 2000 y Cordero y otros, 2006): subcuenca de Barinas y subcuenca de Apure, cuyas rocas recipientes, generalmente se encuentran por debajo de los sellos lutíticos regionales, los cuales constituyen potenciales acumulaciones de hidrocarburos (Chigné y otros, 1995).

		Modificado de Valdez et al. (1992)				Modificado de Parnaud et al. (1994)				Modificado de Chigne et al. (1996)				Modificado de Audemard et al. (2002)							
EDAD	SISTEMA SERIE	EVENTO TECTÓNICO	UNIDADES DEPOSITACIONALES		LITOESTRATIGRAFÍA	EVENTO TECTÓNICO	SUPERSECUENCIA (LSS) (SEREN)	SECUENCIA (SER ORDEN)	SUPERFICIE	LITOESTRATIGRAFÍA	TECTÓNICO SECUENCIAS	SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS		LITOESTRATIGRAFÍA	EVENTOS TECTÓNICOS	SECUENCIAS CRONOESTRATIGRÁFICAS		LITOESTRATIGRAFÍA			
			UNIDAD	LÍMITE DE SECUENCIA								LÍMITE DE SECUENCIA	MFSs			SBs					
CRETÁCICO	TARDÍO	MARGEN PASIVO	XIII	MBRO. QUEVEDO FM. NAVAY MBRO. LA MORITA FM. ESCANDALOSA	MARGEN PASIVO	SUPER SECUENCIA B	K5	MFS-79	MBRO. QUEVEDO	MARGEN PASIVO	B	81	FM. NAVAY	MARGEN PASIVO	80 K2	FM. NAVAY	MBRO. QUEVEDO	MBRO. LA MORITA			
			XIV	FM. AGUARDIENTE			K4	MFS-80	MBRO. LA MORITA										FM. ESCANDALOSA	80 K1	FM. ESCANDALOSA
			XV				K3	MFS-82	FM. ESCANDALOSA										FM. AGUARDIENTE	80 K0	FM. ESCANDALOSA
JURÁSICO	TARDÍO	RIFT			RIFT	SUPER SECUENCIA A			FM. LA QUINTA ?	RIFT	SECUENCIA 1			80 K1							
JURÁSICO	TEMPRANO	RIFT			RIFT	SUPER SECUENCIA A				RIFT	SECUENCIA 1			80 K1							
JURÁSICO	TEMPRANO	RIFT			RIFT	SUPER SECUENCIA A				RIFT	SECUENCIA 1			80 K1							

Figura 2. Trabajos regionales previos, semejanzas y diferencias del inicio de secuencias de orden mayor.

SISTEMA		EDAD		EVENTO TECTÓNICO		MODIFICADO DE VALDEZ <i>et al.</i> (1992)		MODIFICADO DE PARNAUD <i>et al.</i> (1994)		MODIFICADO DE CHIGNE <i>et al.</i> (1996)		MODIFICADO DE AUDEMARD <i>et al.</i> (2002)	
ALBERTINO	RIODIEN	NEÓGENO	PALEÓGENO	TECTÓNICO	TECTÓNICO	UNIDADES DEPOSITACIONALES	LITOESTRATIGRAFÍA	EVENTO TECTÓNICO	LITOESTRATIGRAFÍA	TECTÓNICO	TECTÓNICO	TECTÓNICO	LITOESTRATIGRAFÍA
INFERIOR	INFERIOR	MODERNO	ECENO	TECTÓNICO	TECTÓNICO	UNIDAD	LÍMITE DE SECUENCIA	SUPERSECUENCIA (2DO ORDEN)	SECUCENCIA (1ER ORDEN)	LÍMITE DE SECUENCIA	TECTÓNICO	TECTÓNICO	LITOESTRATIGRAFÍA
INFERIOR	INFERIOR	INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	UNIDAD	LÍMITE DE SECUENCIA	SUPERSECUENCIA (2DO ORDEN)	SECUCENCIA (1ER ORDEN)	LÍMITE DE SECUENCIA	TECTÓNICO	TECTÓNICO	LITOESTRATIGRAFÍA
		NEÓGENO	PALEÓGENO	TECTÓNICO	TECTÓNICO	I	FM. GUANAPA	SUPERSECUENCIA F	FM. GUANAPA	ANDINA	I	ALUWONES	
		MODERNO	ECENO	TECTÓNICO	TECTÓNICO	II	FM. RÍO YUCA	T7 / T6	FM. RÍO YUCA	PRE-ANDINA	H	FM. RÍO YUCA	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	III	FM. PARÁNGULA	T5	FM. PARÁNGULA	CARIBE	G	FM. PARÁNGULA	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	IV	FM. PARÁNGULA	T4	FM. PARÁNGULA	ANTEPAIS COLOMBIA	F	FM. PARÁNGULA	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	V	FM. PARÁNGULA	T3	FM. PARÁNGULA		E	FM. PARÁNGULA	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	VI	FM. PARÁNGULA	T2	FM. PARÁNGULA		D	FM. PARÁNGULA	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	VII	FM. PAGUEY	T1	FM. PAGUEY		C	FM. PAGUEY	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	VIII	FM. PAGUEY	K8	FM. PAGUEY		B	FM. PAGUEY	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	IX	FM. GOBERNADOR	K7	FM. GOBERNADOR			FM. GOBERNADOR	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	X	FM. GOBERNADOR	K6	FM. GOBERNADOR			FM. GOBERNADOR	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	XI	FM. GOBERNADOR		FM. GOBERNADOR			FM. GOBERNADOR	
		INFERIOR	INFERIOR	TECTÓNICO	TECTÓNICO	XII	FM. BURGUITA		FM. BURGUITA			FM. BURGUITA	

Figura 3. Trabajos regionales previos, semejanzas y diferencias del inicio de secuencias de orden mayor en el margen activo.

En la subcuenca de Barinas el sistema petrolífero de mayor aceptación es La Luna-Cretácico con las variaciones laterales de roca madre de periodo Cretácico (Parnaud y otros, 1994; Chigné y otros, 1996; Audemard y otros, 2000 y Cordero y otros, 2006). La tectónica de cobertura caracteriza las trampas estructurales al norte de la subcuenca, mientras que al sur las estructuras predominantes son fallas que involucran basamento, de salto variable, muchas con reactivaciones durante el Neógeno (Parnaud y otros, 1994; Chigné y otros, 1996). Los autores (Parnaud y otros, 1994; Chigné y otros, 1996; Audemard y otros, 2000; Valdez y otros, 1992) coinciden que el arco de Mérida posee un rol fundamental en cuanto a la migración y entrapamiento de hidrocarburos en el área de Barinas, a pesar que existan diferencias de opiniones en cuanto a su origen; explican que este Arco fue una zona positiva desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno Medio, erosionando los estratos antiguos y controlando la sedimentación de los más jóvenes (Eoceno Medio), donde posiblemente se pudieron formar trampas estratigráficas. Las rocas recipientes asociadas al entrapamiento son depósitos de periodo Cretácico y Eoceno (Específicamente edad Eoceno Medio) y las rocas sello son de mayor espesor al reportado para la sub-cuenca de Apure, con características efectivas como roca sello, pero no como roca Madre (Mioceno y Eoceno; Chigné y otros, 1996). Cabe destacar que dentro de la distribución de estas rocas recipientes sólo en el trabajo de Chigné y otros, 1996, se cartografió aquellas con un sello asociado.

El proceso de generación para esta subcuenca posee dos pulsos principales uno en el Eoceno Temprano y otro para el Mioceno); con largas distancias de migración (Cordero y otros, 2006), que favorecido por una sincronización de eventos adecuados generó los campos de crudo y gas que se encuentran en el área tradicional de Barinas. La revisión de estos estudios regionales proporciona una visión de la evolución tectónica de la cuenca y como influyeron estos eventos en la sedimentación y elementos del sistema petrolífero en el área de Barinas y Portuguesa para poder identificar la presencia de posibles acumulaciones de hidrocarburos que no que no hayan sido afectadas por los procesos tectónicos durante su formación.

Los trabajos que se han realizado a una escala local dentro ó cercano al área de estudio están basados en la caracterización de los elementos y procesos del sistema petrolífero comprendido entre los estados Barinas y Portuguesa en la Cuenca Barinas Apure, de los cuales podemos citar:

(a) Vásquez, 1969 realizó una evaluación geológica en el área de Guanarito donde analizando las características del sistema petrolífero (roca madre, migración, entrapamiento), donde concluyó que en el área de Guanarito existe poca posibilidad de encontrar acumulaciones de hidrocarburos a grandes magnitudes, pero no queda descartada la posibilidad de encontrar pequeñas acumulaciones de relativa importancia económica.

(b) CORPOVEN, S.A, 1983, La Corporación Venezolana del Petróleo realizó una nota técnica donde revisaron correlaciones estratigráficas de pozos ubicados en el área de Guanarito y Conso con el fin de investigar el potencial hidrocarburífero de las trampas estratigráficas regionales compuestas por acuñamientos erosionales del Cretácico y el Eoceno sobre el flanco oeste del Arco del Baúl, siendo esto de gran importancia para aclarar la estratigrafía del área de Guanarito.

(c) Osuna y otros 1994, realizó un estudio de geología de superficie en el frente montañoso andino identificándose las secuencias sedimentarias y los eventos geológicos relacionados a cada una de ellas

(d) Anka y otros, (1997), realizó un estudio geológico integrado del pozo Sipororo-1X, ubicado en el Flanco Surandino, integrando las disciplinas de sedimentología, bioestratigrafía y geoquímica, estableciendo edades, ambiente de sedimentación, y posibles presencia de rocas madres en la zona.

(e) Hernández y otros, 2007, en el Proyecto PGP Guaramacal – Barrancas, realizó una evaluación técnico – económica de la oportunidad Guaramacal, Cerro Azul, La Yuca y el Campo Barrancas, a fin de confirmar y cuantificar las expectativas ubicadas en la zona occidental de Venezuela, en el área denominada Flanco Surandino.

(f) Strákos, K (2007), realizó un estudio bioestratigráfico y análisis secuencial en el Cretácico y Eoceno del área de Barinas, en donde se homologaron los límites de las

formaciones y definió secuencias depositacionales, variaciones laterales de facies y espesores dentro de una secuencia.

La revisión de estos trabajos en conjunto con numerosos informes de pozos contribuye en la elaboración de la base de datos bioestratigráfica y sedimentológica que ayudará a generar y documentar el marco estratigráfico del área y asociarlos a los principales eventos formadores trampas estructurales y/o estratigráficas en el área.

CAPÍTULO III MARCO TEÓRICO.

3.1 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.

La estratigrafía secuencial es una metodología que proporciona un marco para los elementos de cualquier modelo depositacional, facilitando la reconstrucción paleogeográfica, la predicción de facies y litologías alejados de los puntos de control. Este marco vincula los cambios en los patrones de apilamiento de los estratos a las respuestas, variaciones de acomodación y suministro de sedimentos a través del tiempo. Se enfoca exclusivamente en el análisis de los cambios en la facies y el carácter geométrico de los estratos y la identificación de las superficies principales para determinar el orden cronológico del relleno de la cuenca y eventos erosivos. (Catuneanu, 2011).

Los conceptos incorporados por esta disciplina han dado lugar a un cambio fundamental en el pensamiento geológico y, en particular, los métodos de facies y análisis estratigráficos.

Entre las definiciones más populares la estratigrafía secuencial se puede citar:

Estratigrafía secuencial (Posamentier y otros, 1988; Van Wagoner, 1995): Estudios de las relaciones de roca dentro de un marco tiempo – estratigráfico de los estratos repetitivos, genéticamente relacionados, limitados por una superficie de erosión o no depositación o sus concordancias correlativas.

Estratigrafía secuencial (Galloway, 1989): El análisis de las unidades sedimentarias relacionadas genéticamente repetitivas limitada en parte por superficies de no depositación o erosión.

Estratigrafía secuencial (Posamentier y Allen, 1999): El análisis de los patrones de sedimentación cíclicos que están presentes en las sucesiones estratigráficas, ya que se desarrollan en respuesta a las variaciones en el suministro sedimentario y el espacio disponible para el sedimento a acumularse.

Estratigrafía secuencial (Embry, 2001a): El reconocimiento y la correlación de las superficies estratigráficas que representan cambios en las tendencias de deposición de rocas sedimentarias. Estos cambios fueron generados por la interacción de la sedimentación, la erosión y el nivel de base oscilante y son determinados por el análisis sedimentológico y relaciones geométricas.

3.2 JERARQUIA DE LAS SECUENCIA Y LÍMITES DE SECUENCIA.

Jerarquizar una secuencia es asignar diferentes órdenes a una secuencia estratigráfica y las superficies que limitan en función de su importancia relativa. La necesidad de una jerarquización se hace evidente cuando se considera que existen numerosos límites de secuencia en el registro de roca, a menudo de diferentes orígenes y relevancia para un amplio rango de escalas temporales y espaciales, que deben ser racionalizados en términos de sus patrones de correspondencia relativa.

Dentro de un sistema de jerarquización, la secuencia más importante es reconocida como de “primer orden” y puede ser subdividida en dos o más secuencias de “segundo orden”. A su vez, una secuencia de segundo orden puede ser subdividida en dos o más secuencias de tercer orden, etc. (Figura 4).

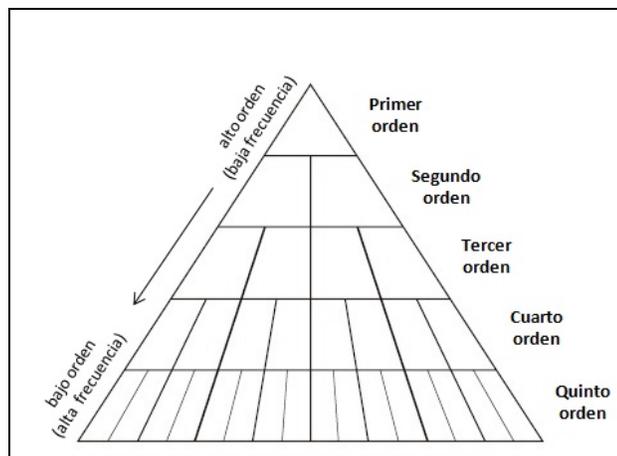


Figura 4. Representación esquemática del concepto de jerarquía. (Modificado de Catuneanu, 2006).

Las secuencias más importantes son designadas como alto orden (en la parte superior de la pirámide de jerarquía, es decir, de alto rango) y generalmente tienen una baja ocurrencia en el registro estratigráfico. Las secuencias menos importantes son las de bajo orden (es decir, bajo rango, hacia la base de la pirámide de jerarquía) y son más frecuentes en el registro de roca. Las secuencias grandes (alto orden) comúnmente consisten en varias secuencias más pequeñas, por lo tanto, la arquitectura del cuadro estratigráfico, el cual describe las tendencias depositacionales generales, es complicado, a escalas más detalladas de observación, por los cambios a corto plazo en las tendencias de depositación que generan un marco de superficies estratigráficas secuenciales de bajos ordenes de ciclicidad (Figura 5).

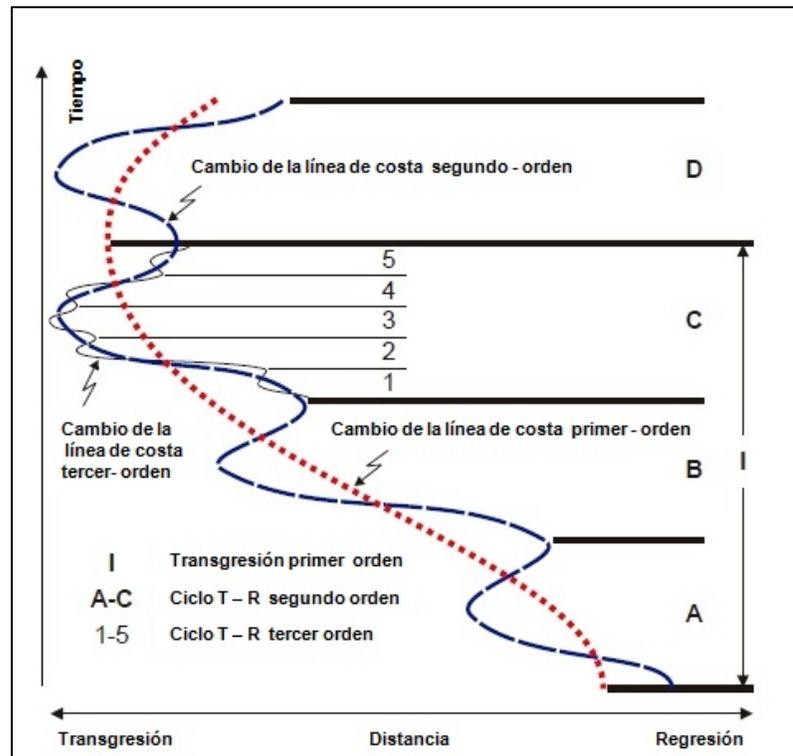


Figura 5. Patrones superpuestos de los cambios de la línea de costa en diferente orden de ciclicidad (Modificado de Catuneanu, 2006).

Los límites de secuencia más importantes en el registro estratigráfico, designado como primer orden, están genéticamente relacionados con los cambios en el ambiente

tectónico que dio lugar a cambios en el tipo de las cuencas sedimentarias. A nivel de primer orden de la ciclicidad estratigráfica, el énfasis en la naturaleza del ambiente tectónico y cambios del mismo es de aplicación universal, porque la formación y clasificación de todos los tipos de cuencas sedimentarias está ligada a criterios tectónicos.

Los ciclos de orden más bajo que describen la arquitectura interna de cualquier secuencia más grande pueden ser controlados por cualquier mecanismo formador de secuencia, de tectónico a glacio-eustático. Este enfoque puede ser aplicado a cualquier cuenca sedimentaria independientemente de la edad estratigráfica, disponibilidad de control de tiempo o grado de preservación de las cuencas marginales.

El elemento crítico al desarrollar un sistema de jerarquización de secuencia es el conjunto de criterios que debe ser usado para diferenciar entre la importancia relativa de las secuencias y las superficies límites. Dos enfoques diferentes están actualmente en uso, basados en el estudio del registro Fanerozoico: (1) Un sistema basado en la duración del ciclo (Figura 6), y (2) un sistema basado en magnitud de los cambios del nivel base (independiente de la duración del ciclo; Figura 7). El sistema anterior tiene una prioridad histórica, habiendo sido propuestos en los albores de la sísmica y la estratigrafía secuencial (Vail y otros, 1977; Figura 6). Esta jerarquía basada en el tiempo destaca al eustatismo como la principal fuerza motriz en detrás de la ciclicidad estratigráfica, que a su vez es controlada por una combinación de mecanismos tectónicos y orbitales de las placas (Figura. 6). Como el eustatismo es global en naturaleza, la filosofía detrás de este sistema de jerarquía llevo a la construcción de una carta de ciclos globales (Vail y otros., 1977), cuya validez se encuentra actualmente bajo discusión (Mial, 1992, 1997).

ORDEN DE JERARQUIA	DURACIÓN (Ma)	CAUSA
Primer orden	200 - 400	Formación y ruptura de supercontinentes
Segundo orden	10 - 100	Cambios en el volumen de centros de expansión mid - oceánica.
Tercer orden	1 - 10	Control cinemático regional de placas
Cuarto orden	0,01 - 1	Esfuerzos orbitales

Figura 6. Controles tectónicos y orbitales sobre las fluctuaciones eustáticas (Vail y otros, 1977 y Miall, 2000).

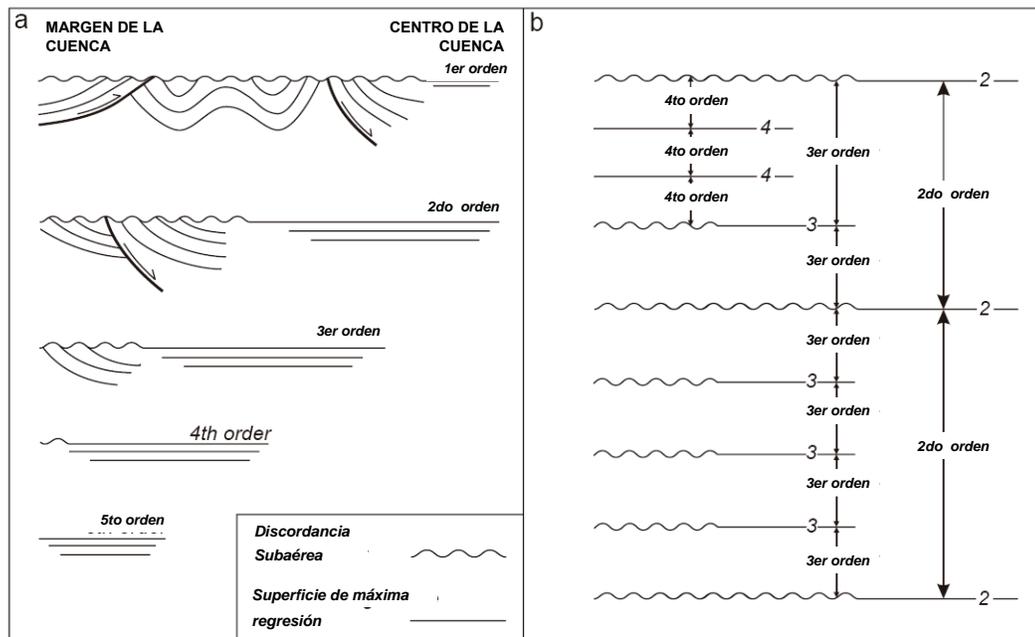


Figura 7. Sistema de jerarquía basado en la magnitud de los cambios del nivel base que dio como resultado la formación de las superficies límites (Modificado de Embry, 1993,1995). (a) Descripción esquemática de los cinco órdenes de límites de secuencia determinados de las características límite que reflejan los cambios del nivel base. (b) Principios de la determinación del orden de una secuencia; una secuencia no puede contener en su interior un límite de secuencia de magnitud igual o mayor que su límite más bajo de magnitud; el orden de una secuencia es igual al orden de su límite más bajo magnitud. (Tomado y modificado de Catuneanu, 2006).

3.3 MODELOS DE SECUENCIA.

El concepto de “secuencia” definido con Sloss y otros (1949), como una unidad limitada por discordancias fue ampliamente aceptada (y formalizada en el año 1994 por la Guía Estratigráfica Internacional) porque el concepto de discordancia fue también sencillo y rodeado de mucho debate. La modificación del concepto original de secuencia por la introducción de las concordancias correlativas como parte de estas superficies limitantes desencadena progresos y debates en el inicio de la era de la sísmica y la estratigrafía secuencial. La principal fuente de controversia se refiere a la naturaleza, la sincronización y la mapeado de estas concordancias correlativas y como resultado de una serie de enfoques para la definición de la secuencia y por lo tanto los modelos de secuencia están actualmente en uso, promocionando un único conjunto de términos y superficies limitantes. Alguna de las razones de la variedad de enfoques en la estratigrafía secuencial en el presente son: los supuestos controles primarios infrayacente sobre la ciclicidad estratigráfica; el tipo de cuenca de donde se derivaron los modelos; y los avances conceptuales graduales que permitieron a los modelos alternativos ser desarrollados. El hecho de que persistan las controversias puede ser visto como un aspecto saludable en la maduración de la disciplina, esto sugiere que la ciencia está continuamente evolucionando, como debe ser (Catuneanu, 2006).

Recientes trabajos sobre sísmica y estratigrafía secuencial publicados en AAPG Memoria 26 (Payton, 1977) y SEPM Publicación especial 42 (Wilgus y otros, 1988) como resultado la definición de la *secuencia depositacional*, como la unidad primaria de un modelo de secuencia estratigráfica. Esta unidad estratigráfica está limitada por discordancias subaéreas sobre el margen de la cuenca y sus concordancias correlativas hacia el centro de la cuenca. La secuencia depositacional fue dividida en sistemas encadenados de bajo (*lowstand*), transgresivo (*transgressive*), y alto (*highstand*) nivel, sobre las bases de las superficies internas que corresponden a cambios en la dirección de la línea de costa de regresión a transgresión y viceversa (Posamentier and Vail, 1988). Variaciones sobre el tema original de la secuencia

deposicional resultó en la publicación de varias versiones ligeramente modificadas del modelo de secuencia deposicional (Figura 8).

Galloway (1989), basado en Frazier (1974), propuso que las superficies de máxima inundación, en lugar de las discordancias subaéreas, fueran usadas como límites de secuencias. Esta unidad fue denominada *secuencia genética – estratigráfica*, también conocida como secuencia *regresiva-transgresiva (R-T)*. Embry y Johannessen (1992) propusieron un tercer tipo de unidad estratigráfica, llamada secuencia transgresiva-regresiva (T-R), que corresponde a un ciclo completo de desplazamiento transgresivo y regresivo de la línea de costa. Estos modelos de secuencias estratigráficas pueden ser agrupadas en dos categorías principales: un grupo define los límites de secuencia en relación a la curva del nivel base (secuencias deposicionales II, III y IV en la Figura 8.) mientras que el otro grupo define los límites de secuencia con respecto a la curva de T-R (genética y las secuencias de T-R en Figura 8). El momento de la formación del límite de secuencia para cada uno de estos modelos se presenta en la Figura 9.

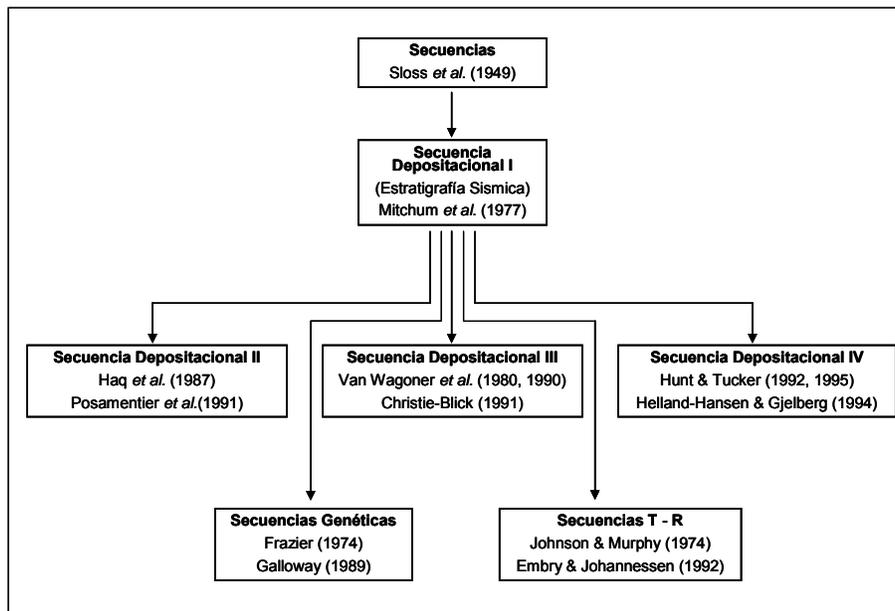


Figura 8. Modelos de Secuencia estratigráfica. (Tomado de Catuneanu, 2006, modificado de Donovan, 2001).

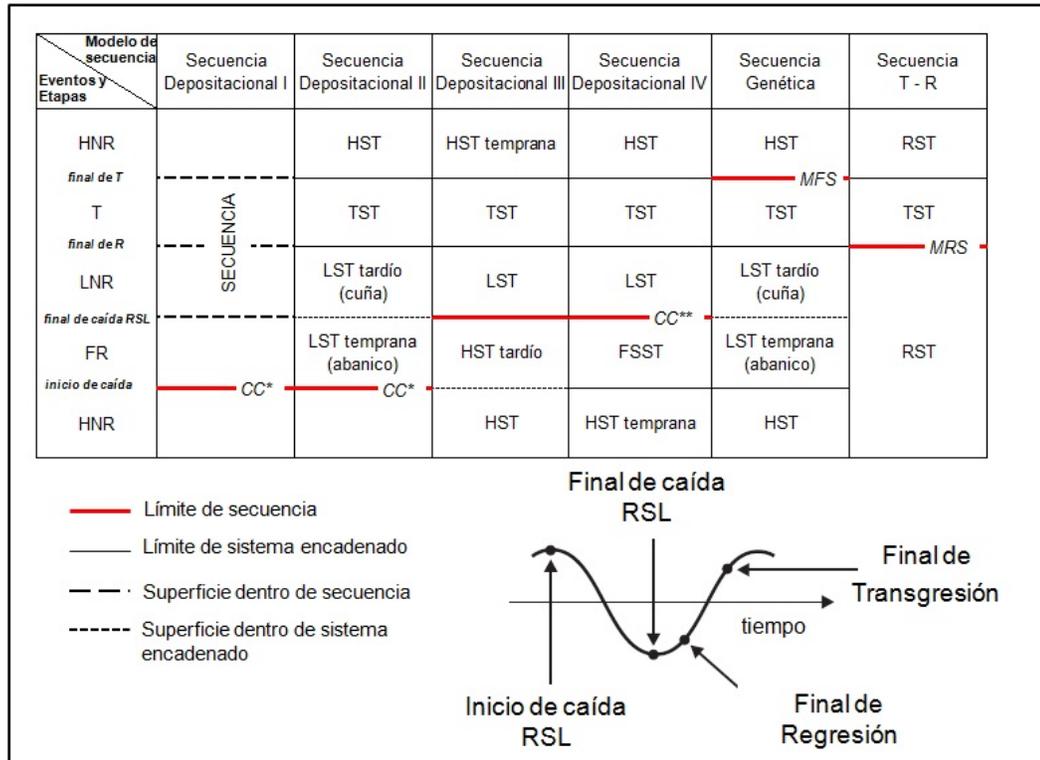


Figura 9. Nomenclatura de sistemas encadenados y sincronización de los límites de secuencia para los modelos existentes de secuencia estratigráfica. Abreviaciones: LST - Sistema encadenado de bajo nivel, TST - sistema encadenado transgresivo, HST - sistema encadenado de alto nivel, T - R - transgresivo - regresivo, CC* - concordancia correlativa sensu Posamentier y Allen (1999), CC** - concordancia correlativa sensu Hunt y Tucker (1992), MFS - superficie de máxima inundación, MRS - superficie de máxima regresión (Modificado de Catuneanu, 2006).

3.3.1 Secuencia depositacional.

La secuencia depositacional usa la discordancia subaérea y su concordancia correlativa marina como un límite de secuencia compuesto. Estas se forman durante un ciclo completo de cambio en la acomodación, lo que implica tanto un aumento (positivo) y disminución (negativo) del espacio disponible para el llenado de sedimentos.

El fundamento conceptual de los modelos de secuencia depositacional es que la concordancia correlativa es independiente de la sedimentación (tal como se define en relación con la curva del nivel base) por lo que se puede comparar con un marcador

cronoestratigráfico. La dificultad de estos modelos es que el porción marina poco profunda de la concordancia correlativa normalmente invisible en afloramientos, núcleos, o en los registros, a pesar de su posición pueden ser inferido en los datos sísmicos de mayor. En los entornos marinos profundos, la concordancia correlativa es más fácil de identificar en relación con la caída sistemas de abanicos submarinos.

3.3.2 Secuencias Genética – Estratigráficas.

La secuencia genética – estratigráfica (Galloway, 1989); utiliza superficies de máxima inundación como límites de secuencia, tanto en mar y en las partes continentales de una cuenca sedimentaria y es subdividida en sistemas encadenados de alto nivel (final de subida), bajo nivel (caída y subida temprana) y transgresivos similares a la secuencia depositacional II (Figura 8).

Este modelo permite superar los problemas de reconocimiento relacionados con la concordancia correlativa, y tiene la ventaja que las superficies máximas de inundación son relativamente fáciles para mapear a través de una cuenca. Este modelo recibió doble crítica. En primer lugar, la secuencia genética – estratigráfica incluye la discordancia subaérea en la secuencia (Figura 10), lo que contradice la idea generalmente aceptada de que las secuencias se componen de paquetes de estratos genéticamente relacionados. En segundo lugar, el momento de la superficie de máxima inundación depende de la interacción de los cambios del nivel base y la sedimentación, y por lo tanto estas superficies puede ser diacrónicas (Posamentier y Allen, 1999).

El modelo de secuencia genética – estratigráfica está vinculada a la manifestación de las regresiones y transgresiones de la línea de costa y también requiere evidencias del tipo de cambios durante la depositación de la línea de costa para la identificación apropiada de depósitos transgresivos, superficies de máxima inundación, etc.

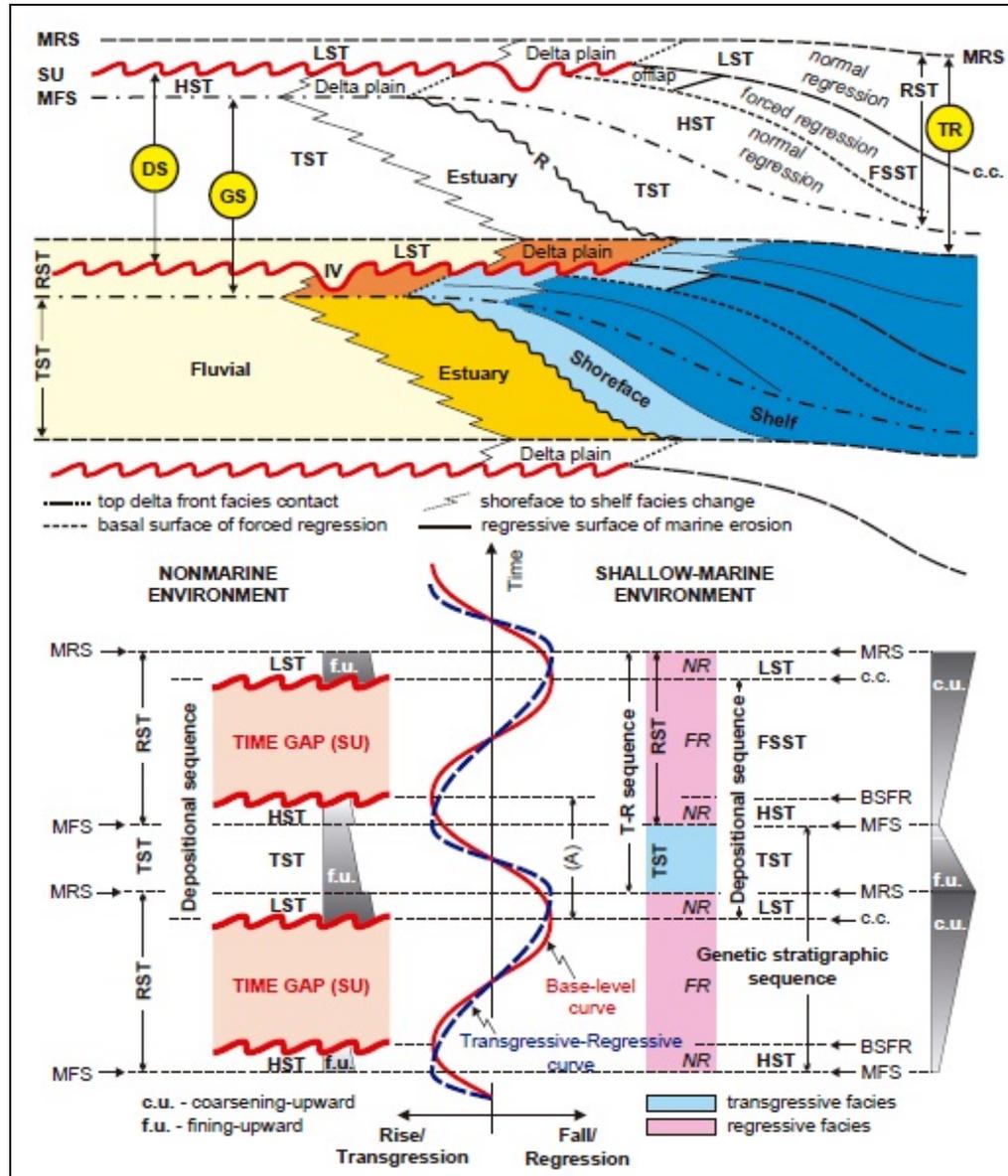


Figura 10. Secuencias, sistemas encadenados y superficies estratigráficas, definidas en relación la curva de nivel – base y la curva transgresiva - regresiva (Tomado de Catuneanu., 1998b).

3.3.3 Secuencias Transgresivas – Regresivas (T-R).

La secuencia transgresiva – regresiva (Embry y Johannessen, 1992) está limitada por superficies compuestas que incluye las discordancias subaéreas sobre el margen de la cuenca y la porción marina de superficies máximas regresivas hacia el mar. El modelo de secuencia T – R reconoce el valor de las discordancias subaéreas como límites de secuencia, pero eliminó las concordancias correlativas (inicio y final de las superficies de caída del nivel base) como parte del límite de secuencia debido a los problemas de reconocimiento que pueden tener en las sucesiones marinos someras, particularmente cuando los datos sísmicos no están disponibles para el análisis (Catuaneanu, 2006). La concordancia correlativa en este modelo está representada por la porción marina de la superficie de máxima regresión. Esta superficie estratigráfica tiene la ventaja de ser reconocida en ambientes marinos somero, sobre cualquier tipo de afloramiento o datos de subsuelo, pero puede tener problemas de reconocimiento en aguas profundas las cuales pueden desarrollarse dentro de una sucesión conformable de facies turbidíticas de baja densidad.

Para la porción no marina de la cuenca, la discordancia subaérea es usada como límite de secuencia porque esta corresponde al quiebre mas importante en sedimentación, por lo tanto no debería ser incluido dentro de la secuencia. Las superficies de máxima inundación son usadas para subdividir la secuencia T – R en sistemas encadenados transgresivos y regresivos (Figura 9, Figura 10 y Figura 11).

Al igual que con el modelo de secuencia genético – estratigráfica, el modelo T – R está intrínsecamente relacionada con los cambios de la línea de costa, y por lo tanto no se pueden aplicar en cuencas sobrellenadas o en sucesiones fluviales que acumulan independientemente los cambios del nivel base marino. En estos casos, la secuencia depositacional subdividió en sistemas encadenados de baja y alta acomodación

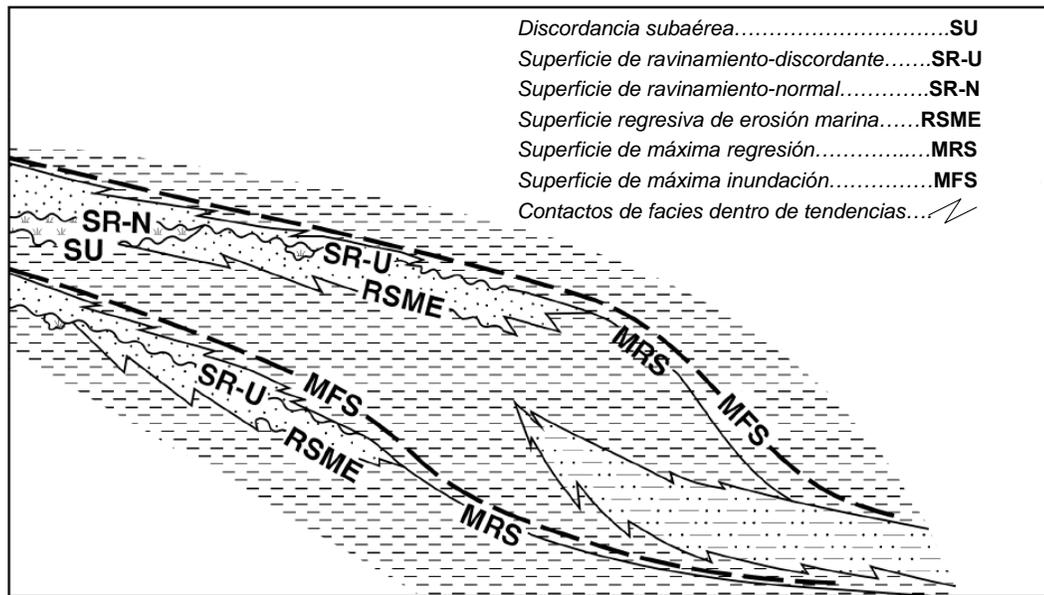


Figura 11. Modelo de secuencia transgresiva - regresiva (modificado de Embry y otros, 2007).

3.4 SUPERFICIES ESTRATIGRAFICAS.

Las superficies estratigráficas marcan cambio a través del tiempo en los regímenes de depositación (es decir, cambios en los entornos de depositación, la carga de sedimentos y / o flujo de energía del Medio ambiente) y se crean por la interacción de los cambios de nivel de base (el nivel base, en el sentido estratigráfico no es una superficie real, sino es una superficie abstracta que representa una superficie de equilibrio entre la erosión, la depositación y la sedimentación. Estos cambios en los regímenes de sedimentación pueden o no corresponder a los cambios en las tendencias de sedimentación, pueden o no estar asociado con hiatos estratigráficos, y pueden o no pueden colocar facies contrastantes en contacto a través de una superficie determinada.

Las superficies estratigráficas pueden ser identificadas sobre la base de una serie de criterios, incluyendo la naturaleza del contacto (concordante o discordante), la naturaleza de las *facies* que están en contacto a través de la superficie, las tendencias depositacionales registrada en los estratos por debajo y por encima del contacto

(regresión forzada, regresión normal, o transgresivo), características icnológicas de la superficie o de las *facies* que están en contacto a través de la superficie, y las terminaciones de estratos asociados con cada superficie en particular. Estas superficies se pueden clasificar en general en superficies dependientes del medio ambiente, que tienen ambiente específico de origen y por lo tanto un contexto estratigráfico específico (por ejemplo, superficies de incisión fluvial, socavamiento de ola transgresiva, socavamiento de ola regresiva), superficies geométricas, definidas por patrones de apilamiento y terminaciones de deposición (por ejemplo, superficies *onlap*, superficie *downlap*), y las superficies conceptuales, que son superficies dependientes del ambiente y / o geométricas que llevan un significado específico (por ejemplo, sistemas encadenados o límite de secuencia) en el contexto de los modelos estratigráficos de secuencia (por ejemplo, discordancias subaéreas, concordancias correlativas, superficies de máxima inundación y superficies de máxima regresión) (Galloway, 2004 en Catuneanu, 2006).

3.4.1 Terminaciones de reflexión.

Las terminaciones estratigráficas se definen por la relación geométrica entre los estratos y la superficie estratigráfica contra las cuales terminan y se observan mejor a grandes escalas, particularmente en las líneas sísmicas 2D y en afloramientos a gran escala (Catuneanu, 2006). Las terminaciones de reflexión son el principal criterio para el reconocimiento de límites de secuencia sísmica. Los tipos de terminaciones de reflexión están basadas sobre los tipos de terminaciones estratigráficas (Vail y otros, 1977).

Cuatro tipos de terminaciones pueden ser usadas para identificar las superficies estratigráficas secuenciales, dos ocurren debajo de la superficie, que son llamadas relaciones tope discordante (*toplap* y *truncación erosional*) y dos ocurren encima de la superficie, también llamadas relaciones base discordante (*onlap* y *downlap*).

La truncación erosional implica la depositación de los estratos y su posterior erosión a lo largo de una superficie de discordancia. Esta interpretación de la terminación de

reflexión como la truncación erosional puede ser muy subjetiva, en función de la angularidad de las reflexiones de la superficie erosiva. En general, la truncación erosional es el criterio tope – discordante más confiable para un límite de secuencia.

El *Toplap* es la terminación interpretada como estratos contra una superficie suprayacente como resultado de una no deposición y solo una erosión menor. En la práctica muchos límites depositacionales marcados por *toplap* son encontrados para ser mas locales en extensión y en muchos casos no pueden ser correlacionados regionalmente. (Vail y otros, 1977). (Figura 12).

El *onlap* es la relación en el cual las terminaciones sísmicas son interpretadas como estratos inicialmente horizontales terminando progresivamente contra una superficie inicialmente inclinada, o como estratos inicialmente inclinados terminando progresivamente buzamiento arriba contra una superficie de mayor inclinación (Vail y otros, 1977). (Figura 12).

El *downlap* es una relación en el cual las reflexiones sísmicas son interpretadas como estratos inicialmente inclinados terminando buzamiento abajo contra una superficie inicialmente inclinada u horizontal (Figura 12). Si el *onlap* no puede ser distinguido de un *downlap* debido a una deformación posterior, el término inclusivo *baselap* puede ser necesario (Vail y otros, 1977).

Terminaciones de reflexión no sistemáticas dentro de las secuencias, debido al adelgazamiento de los estratos por debajo de la resolución sísmica (convergencia interna), no se deben confundir con las terminaciones a lo largo de los límites de secuencia. El *offlap* es el término comúnmente usado por interpretes sísmicos para patrones de reflexión de estratos progradando dentro de la cuenca (Vail y otros, 1977). (Figura 12)

Las terminaciones estratigráficas se forman en relación con las tendencias de deposición específicas, y por lo tanto permite reconstruir la historia de los cambios de nivel de base de la línea de costa e implícitamente la identificación de los sistemas encadenados y superficies estratigráficas secuenciales (Figura 13).

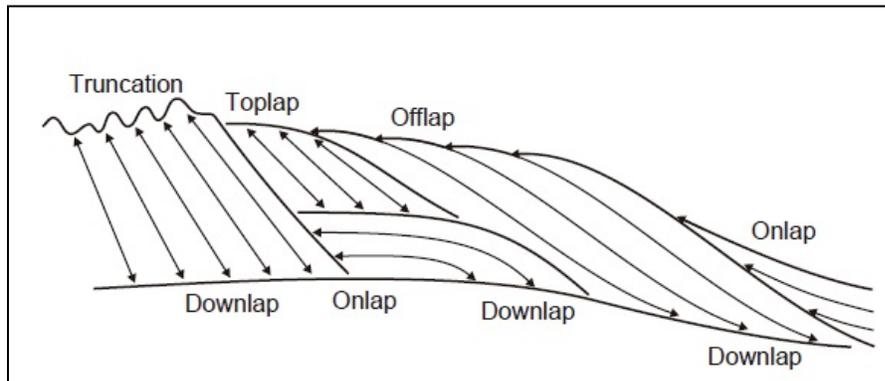


Figura 12. Tipos de terminaciones de reflexión (modificado de Emery y Myers, 1996).

TERMINACION ESTRATIGRAFICA	CAMBIO DE LA LÍNEA DE COSTA	NIVEL BASE
Truncación, fluvial	FR	Caída
Truncación, marina	FR, T	Caída, Ascenso
<i>Toplap</i>	R	Quietud
<i>Toplap</i> aparente	NR, FR	Ascenso, Caída
<i>Offlap</i>	FR	Caída
<i>Onlap</i> , fluvial	NR, T	Ascenso
<i>Onlap</i> , costero	T	Ascenso
<i>Onlap</i> , Marino	T	Ascenso
<i>Downlap</i>	NR, FR	Ascenso, Caída

Figura 13. Interpretación de las terminaciones estratigráficas en términos de cambios de la línea de costa sin-depositacional y cambios en el nivel base. Abreviaciones: R – regresión; FR – regresión forzada; NR – regresión normal; T – transgresión (Tomado de Catuneanu, 2006).

3.4.2 Superficies estratigráficas secuenciales.

Las superficies que pueden ser asociadas, al menos en parte, como sistemas encadenados o límites de secuencia, son superficies de importancia estratigráfica secuencial. Las superficies estratigráficas secuenciales se definen en relación a dos curvas: una describiendo de los cambios en el nivel de base en la línea de costa, y una describiendo los cambios costeros asociados (Figura 14).

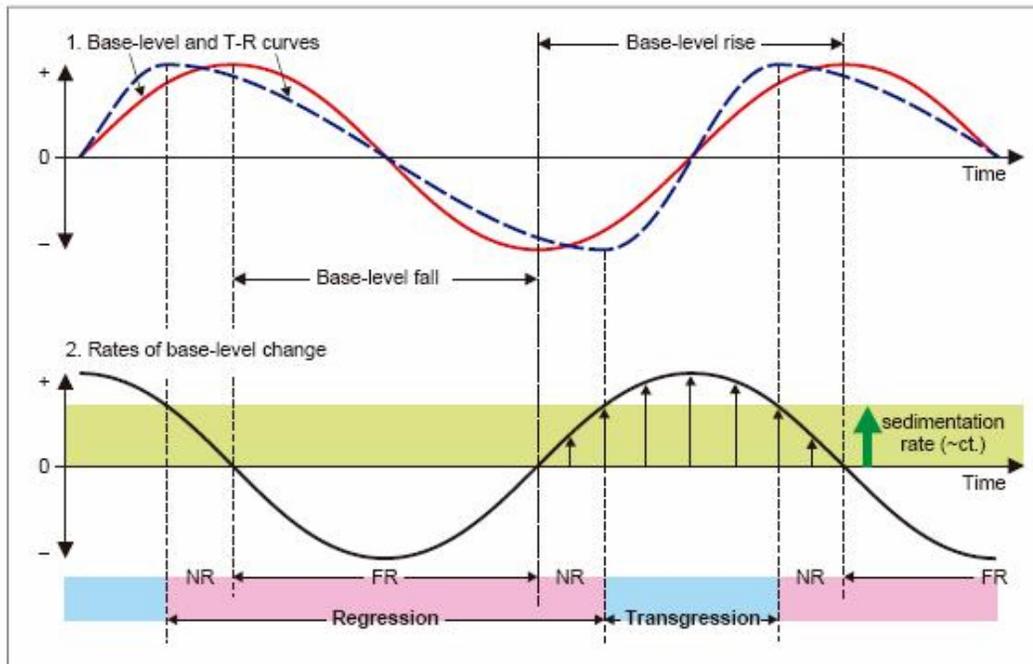


Figura 14. Curvas de nivel – base y transgresiva – regresiva (T – R). Superficies estratigráficas secuenciales y Sistemas encadenados, son todos definidos en base a estas curvas. (Modificado de Catuneanu, 2006).

Como una función de la interacción entre la sedimentación y las fluctuaciones del nivel base en la línea de costa, cuatro eventos principales asociados con los cambios en la tendencia depositacional son registrados durante un ciclo completo de cambios en el nivel – base. (Figura 15):

- (a) Inicio de Regresión Forzada (inicio de caída del nivel base en la línea de costa): este está acompañado por un cambio de sedimentación a erosión / por *bypass* en los ambientes fluviales a marino poco profundo.

- (b) Final de regresión forzada (final de la caída del nivel base en la línea de costa): este marca un cambio de progradación a agradación en los ambientes fluviales a marino poco profundo.
- (c) Final de regresión (durante un ascenso del nivel base en la línea de costa): este marca un punto de inflexión de la regresión litoral a la transgresión.
- (d) Final de la transgresión (durante un ascenso del nivel base en la línea de costa): este marca un cambio en la dirección de desplazamiento de la línea de costa de la transgresión a la posterior regresión.

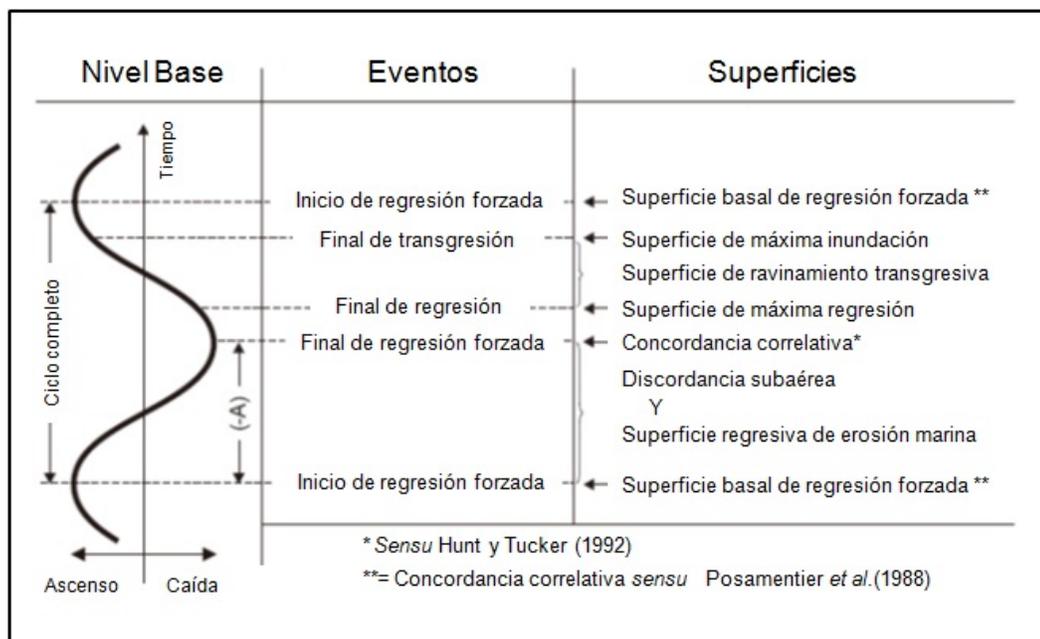


Figura 15. Sincronización de las superficies estratigráficas secuenciales relativo a los principales eventos de los ciclos del nivel – base (modificado de Catuneanu y otros, 1998b, y Embry y Catuneanu, 2002).

Estos cuatro eventos controlan la formación de todas las superficies estratigráficas secuenciales. En adición a las siete superficies de estratigrafía secuencial (Figura 15), los cuales sirven en parte como límites de sistemas encadenados. Estos contactos de facies dentro de tendencia son discontinuidades litológicas que pueden tener una fuerte expresión física en afloramientos, núcleos y subsuelo, pero son más adecuados para análisis litoestratigráficos y aloestratigráficos. (Figura 16).

Existen otras superficies estratigráficas adicionales que pueden ser cartografiadas dentro de los sistemas encadenados. Estos contactos de facies dentro de tendencias son discontinuidades litológicas que pueden tener una fuerte expresión física en afloramientos, núcleos y subsuelo, pero son más apropiadas para análisis litoestratigráfico o aloestratigráfico. (Figura 16). Estas superficies son:

SUPERFICIES DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL	
<u>CAÍDA NIVEL-BASE</u>	<u>ASCENSO NIVEL - BASE</u>
1, 2. Discordancia subaérea, y su concordancia correlativa*	5. Superficie de máxima regresión
3. Superficie basal de regresión forzada**	6. Superficie de máxima inundación
4. Superficie regresiva de erosión marina	7. Superficie de ravinamiento (Transgresiva)
CONTACTOS DE FACIES DENTRO DE TENDENCIA	
<u>REGRESIÓN</u>	<u>TRANSGRESIÓN</u>
1. Superficie NR dentro de tendencia	3. Superficie de inundación (otros como MRS, MFS o RS)
2. Superficie FR dentro de tendencia	
<p><i>Las superficies estratigraficas secuenciales se pueden utilizar en parte como sistemas encadenados o limites de secuencias. Esto es un atributo fundamental que los separa de cualquier otro tipo de superficie cartografiable.</i></p> <p><i>Los contactos de facies dentro de tendencia son discontinuidades litológicas dentro de los sistemas encadenados. Tales superficies pueden tener una fuerte expresión física en afloramientos, o subsuelo pero son mas adecuados paa análisis litoestratigráfico y aloestratigráficos.</i></p>	

Figura 16. Tipos de superficies estratigráficas Modificado de Embry 2001b y Catuneanu, 2002). Las siete superficies superiores, son superficies estratigráficas que pueden ser utilizadas al menos en parte, como sistemas encadenados o límites de secuencia. Las tres superficies inferiores representan contactos de facies que se desarrollan dentro de los sistemas encadenados. (Tomado de Catuneanu, 2006).

Discordancia Subaérea (SU): La discordancia subaérea (Sloss y otros, 1949), es una superficie de erosión o no depositación creada generalmente por una caída del nivel base por procesos subaéreos como incisión fluvial, degradación del viento, *bypass* de sedimentos o pedogenesis. Se extiende gradualmente hacia la cuenca durante la regresión forzada de la línea de costa y alcanza su máxima extensión al final de la

regresión forzada (Helland – Hansen y Martinsen, 1996: hacia el mar, la discordancia subaérea se extiende a la ubicación de la línea de costa en el final de la caída). Las discordancias subaérea corresponden a los mayores hiatus estratigráficos en el registro sedimentario de las rocas, separa estratos que están genéticamente no relacionados (es decir, que pertenecen a diferentes ciclos de cambio del nivel – base) y marcan cambios de facies abruptos hacia la cuenca. La discordancia subaérea tiene una concordancia correlativa marina cuya sincronización corresponde con el final de la caída de nivel de base en la costa (*sensu* Hunt y Tucker, 1992); (Figura 16 y 17).

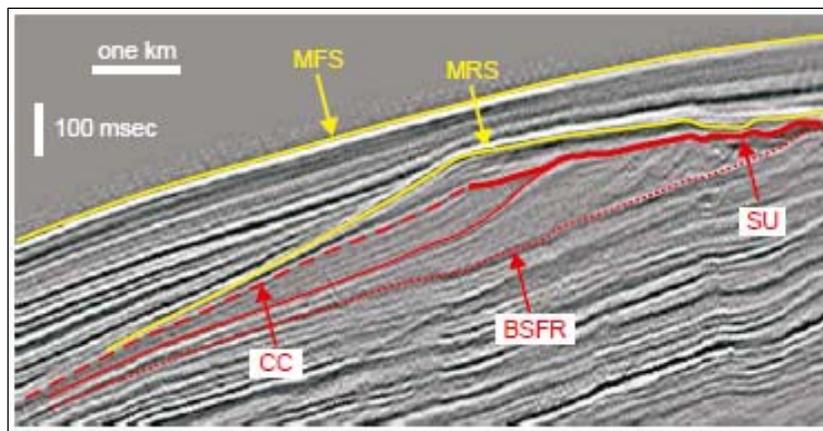


Figura 17. Superficies estratigráficas que pueden servir como límites de secuencia acorde a diferentes modelos estratigráficos secuenciales (Modificado de Posamentier y Kolla, 2003 y tomado de Catuneanu, 2009). Abreviaciones FR: regresión forzada; LNR: lowstand de regresión normal; T: transgresivo; SU: discordancia subaérea; CC*: concordancia correlativa *sensu* Posamentier y Allen, 1999 (BSFR=superficie basal de regresión forzada); CC**: concordancia correlativa *sensu* Hunt y Tucker, 1992; MRS: superficie de máxima regresión; MFS: superficie de máxima inundación.

Concordancia correlativa (CC): Es una superficie estratigráfica marina que marca el cambio en los patrones de apilamientos de alto nivel de regresión normal a regresión forzada. Es el cliniformo marino más antiguo asociado con *offlap* (es decir, el paleosuelo marino en el inicio de la caída de nivel – base en el línea de costa; Figura 17). Donde no se conserva el *offlap*, esta superficie marca el cambio de un aumento (agradación) a una disminución (erosión) en la elevación de facies costeras. Debido al cambio en acomodación fluvial de positivo a negativo en el inicio de la regresión forzada, este tipo de concordancia correlativa puede ser marcado por un aumento en

el tamaño promedio del grano durante una progradación continua. Los términos alternativos incluyen la "Superficie basal de la regresión forzada" (Hunt y Tucker, 1992). La concordancia correlativa (sensu Hunt y Tucker, 1992) la definen como una superficie estratigráfica que marca el cambio en los patrones de apilamiento de regresión forzada a lowstand de regresión normal. Es el clinoformento marino más joven asociado con *offlap* (es decir, el paleosuelo marino al final de la caída del nivel base en la línea de costa. En aguas profundas esta concordancia correlativa se sitúa normalmente en la parte superior de los sedimentos más gruesos dentro del complejo de abanicos submarinos. Donde el *offlap* no se conserva, esta superficie marca el cambio de una disminución (erosión) a un aumento (agradación) en la elevación de las facies costeras. Debido al cambio en la acomodación fluvial de negativo a positivo al final de la regresión forzada, este tipo de concordancia correlativa puede ser marcada por una disminución en el tamaño promedio del grano durante una progradación continua.

Superficie de máxima inundación (MFS): La superficie de máxima inundación (Frazier, 1974; Posamentier y otros, 1988; Van Wagoner y otros, 1988; Galloway, 1989), se define con la curva transgresiva – regresiva, marcando el final de la transgresión costera (Figura 14). Esta superficie marca un cambio en los patrones de apilamiento de los estratos de transgresión a regresión normal de alto nivel. Es el paleosuelo marino al final de la transgresión y su superficie correlativa dentro de un ambiente no marino. La presencia de estratos progradando arriba identifica la superficie de máxima inundación como una superficie de *downlap* sobre el dato sísmico (Figura 17). La superficie de máxima inundación también es conocida como “la superficie máxima transgresiva” (Helland – Hansen y Martinsen, 1996) ó “superficie transgresiva final” (Nummedal y otros, 1993).

A veces el cambio en la tendencia de deposición de retrogradación a progradación está marcado por una zona de facies de aguas profundas (comúnmente condensada) en lugar de una superficie única y esto puede prestarse a ambigüedades en la colocación de esta superficie en la sucesión roca (Carter y otros 1998). La superficie máxima de inundación es a menudo expresada como una superficie *downlap* en los

terminos de estratigráfica sísmica, ya que es típicamente *downlapped* por los cliniformes suprayacentes de alto nivel que marcan progradación (Catuneanu, 2011). Superficie de máxima regresión (MRS): La superficie de máxima regresión es definida en relación a la curva transgresiva – regresiva marcando el cambio de la regresión costera a la subsecuente transgresión (Figura 14). Por lo tanto, esta superficie separa estratos progradantes debajo de estratos retrogradantes arriba. El cambio de patrones de apilamientos progradacional a retrogradacional toma lugar durante un aumento del nivel base en la línea de costa, cuando las crecientes tasas de aumento de nivel de base comienzan superando las tasas de sedimentación (Figura 14).

Superficie de ravinamiento (RS): Superficies erosionales que se forman por medio del socavamiento de las olas por o marea durante la transgresión en ambientes costeros a poco profundos (Nummedal and Swift, 1987; Galloway, 2001b en Catuneanu, 20011). Términos alternativos incluye “superficie de erosión transgresiva” (Posamentier and Vail, 1988). Estas superficies son comúnmente también superficies de inundación.

Superficie regresiva de erosión marina (RSME): La superficie regresiva de erosión marina (Plint, 1988) es una superficie erosiva que se forma por el socavamiento de la ola durante la regresión forzada en medios dominados por oleajes poco profundo debido a la reducción de la base de la ola en relación con el fondo del mar. Sin embargo esta erosión también puede formarse bajo condiciones de regresión normal de alta energía donde la trayectoria de la línea de costa es horizontal (progradación durante un nivel relativo del mar tranquilo) o ascenso a un bajo ángulo (progradación durante bajas tasas de aumento del nivel relativo del mar, Helland – Hansen y martisen, 1996) (Figura 15). Esta superficie es diacrónica, joven en una dirección hacia la cuenca. Términos alternativos incluye: superficie de ravinamiento regresiva (Galloway, 2001b); ravinamiento regresivo de olas (Galloway, 2004).

Superficie basal de regresión forzada (BSFR): El término de superficie basal de regresión forzada fue introducido por Hunt y Tucker (1992) para definir la base de todos los depósitos que se acumulan en el ambiente marino durante la regresión

forzada de la línea de costa. Esta corresponde a la concordancia correlativa de Posamentier y otros. 1988 y se aproxima al paleo-suelo marino en el inicio de la caída de nivel base en la costa (Figura 14). Donde se preservó de la subsecuente erosión, la superficie basal de regresión forzada ocurre dentro de una sucesión completamente marina, separando los estratos de la regresión normal de alto nivel debajo de los estratos de la regresión forzada arriba. Sobre la plataforma, ambos depósitos infrayacentes y suprayacentes registran tendencias progradacionales y dentro de esta sucesión granodecreciente, la superficie de inicio de caída es un cliniformo que *downlaps* los estratos preexistentes. En términos estratigráficos sísmicos, la superficie basal de regresión forzada es el cliniformo más viejo asociado con el *offlap*. (el cliniformo más joven de los depósitos regresivos normales infrayacentes que es *offlapped* por los lóbulos regresivos forzados) (Catuneanu, 2006).

3.5 ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA.

La estratigrafía sísmica es el estudio de las facies depositacionales y estratigráficas interpretadas de los datos sísmicos. Las terminaciones de reflexión sísmica y su configuración son interpretados como patrones de estratificación, y son usados para el reconocimiento y correlación de secuencias depositacionales, interpretación de ambientes depositacionales y estimación de litofacies.

El análisis de la secuencia sísmica subdivide la sección sísmica en paquetes de reflexiones concordantes, las cuales están separadas por superficies de discontinuidad definidas por terminaciones de reflexión sistemática. Estos paquetes de reflexión discordantes (secuencias sísmicas) son interpretados como secuencias depositacionales que contienen estratos genéticamente relacionados y están limitados en su tope y base por discordancias y sus concordancias correlativas. Las terminaciones de reflexión (Figura 12) incluyen la truncación erosional, *toplap*, *onlap*, *downlap* (Vail y otros, 1977).

3.6 FACIES SISMICAS.

El análisis de *facies* sísmica es la descripción e interpretación geológica de los patrones de reflexión sísmica, incluyendo la configuración, continuidad, amplitud, frecuencia e intervalo de velocidad. Cada parámetro proporciona información considerable sobre la geología del subsuelo. La configuración de reflexión revela los patrones de estratificación del cual los procesos depositacionales, erosión y paleogeografía pueden ser descritos. La continuidad de la reflexión está estrechamente asociada con la continuidad de los estratos; reflexiones continuas sugieren depósitos uniformemente estratificados y extendidos. Las amplitudes de reflexión contienen información de la velocidad y densidad de contrastes e interfaces individuales y su separación. Se utiliza para predecir los cambios laterales de las capas y la ocurrencia de hidrocarburos. La frecuencia es característica de la naturaleza del pulso sísmico, pero esta también relacionada a factores geológicos como el espaciamiento de las reflexiones o cambios laterales en la velocidad intervállica, asociado con ocurrencia de gas. La agrupación de estos parámetros en las unidades de *facies* sísmicas permite su interpretación en términos de ambiente depositacional, fuente de los sedimentos y escenario geológico (Vail y otros, 1977).

3.6.1 Forma externa y la configuración de la reflexión.

La geometría global de la unidad de *facies* sísmica consiste en la forma externa y la configuración de la reflexión interna de la unidad. Ambos deben ser descritos para entender la interrelación geométrica y medio depositacional de las unidades de *facies*. La Figura 18, lista las principales configuraciones de reflexión y formas externas de las unidades de *facies* sísmicas. Dentro de una forma externa dada, una o varias configuraciones de reflexión interna pueden ocurrir, también una variedad de formas externas relacionadas pueden ser clasificadas como una sola (Vail y otros, 1977).

TERMINACIONES DE REFLEXIÓN (EN LÍMITES DE SECUENCIA)	CONFIGURACIÓN DE REFLEXIÓN (DENTRO DEL LÍMITE DE SECUENCIA)	FORMA EXTERNA (DE SECUENCIAS Y UNIDADES DE FACIES SÍSMICAS)
<u>LAYOUT</u>	<u>CONFIGURACION PRINCIPAL DE ESTRATOS</u>	
<u>BASELAP</u>	<u>PARALELA</u>	<u>PLATAFORMA</u>
ONLAP	<u>SUBPARALELA</u>	<u>SHEET DRAPE</u>
DOWNLAP	<u>DIVERGENTE</u>	<u>CUÑA</u>
<u>TOPLAP</u>	<u>CLINIFORMOS PROGRADANTES</u>	<u>BANCO</u>
<u>TRUNCATON</u>	SIGMOIDE	<u>LENTEs</u>
EROSIONAL	OBLICUA	<u>MONTÍCULO</u>
STRUCTURAL	SIGMOIDE COMPLEJO OBLICUO	<u>RELLENO</u>
<u>CONCORDANCE</u>	TEJADO	
(NO TERMINATION)	CLINIFORMO <i>HUMMOCKY</i>	
	<u>CAÓTICO</u>	
	<u>SIN REFLEXIÓN</u>	
	<u>MODIFICACIÓN DE TÉRMINOS</u>	
	PARALELO <i>HUMMOCKY</i>	
	ONDULADO	LENTICULAR
	REGULAR	DISTORCIONADO
	IRREGULAR	CONTORCIONADOS
	UNIFORME	
	VARIABLE	

Figura 18. Interpretación geológica de los patrones de facies sísmica (Modificado de Vail y otros, 1977).

3.6.2 Tipos de patrones de configuración de la reflexión.

La descripción e interpretación de las configuraciones de reflexión comienzan con un simple patrón y continúan al más complejo.

- (a) Paralelo a subparalelo: Generado por estratos que fueron depositados probablemente a tasas uniformes sobre una plataforma uniformemente subsidiente o (Figura 19)
- (b) Divergente: Estas terminaciones son probablemente debido a un adelgazamiento progresivo de los estratos a baja resolución de la herramienta sísmica. Configuraciones divergentes sugieren variaciones laterales en la tasa de depositación, o progresiva inclinación de la superficie depositacional (Figura 19).
- (c) Configuraciones de reflexión progradantes: Son interpretados como estratos en el cual la deposición es debido a la “*outbuilding*” o progradación lateral. Patrones progradacionales como Sigmoide (sigmoid), oblicuo (oblique), complejo (complex), y *hummocky* se forman a través del desarrollo lateral

progresivo de superficies depositacionales de pendiente suave, llamadas clinoformos (Figura 19).

Una configuración progradacional sigmoide: es un patrón de clinoformo progradante formado por reflexiones superpuestas (S-shaped) interpretadas como estratos delgados, con ligeros buzamientos en la parte inferior y superior, y los segmentos del medio con mas espesor y mas fuerte buzamiento. El segmento superior (*topset*) de los estratos es horizontal o tienen muy bajo ángulo de buzamiento y son concordantes con la superficie superior de la unidad de *facies* (Figura 19).

Una configuración progradacional oblicua: es interpretada como un patrón clinoformo progradante que consiste idealmente de un numero de estratos relativamente inclinados terminando buzamiento arriba por *toplap* en o cerca de una superficie superior casi plana, y buzamiento abajo por *downlap* contra la superficie inferior de la unidad de *facies* (Figura 19).

La configuración de reflexión clinoformo tipo hamaca (*Hummocky*): consiste de segmentos de reflexión subparalela, discontinua e irregulares formando un patrón tipo hamaca de forma fortuita marcada por terminaciones de reflexión no sistemática y dividida (Figura 19).

Los patrones caóticos: son discontinuos, reflexiones discordantes que sugieren un arreglo desordenado en superficies de reflexión. Son interpretados o como estratos depositados en un escenario de alta energía o como estratos inicialmente continuos que se han deformado con el fin de interrumpir la continuidad.

3.7 SISTEMAS DEPOSITACIONALES.

Arreglo tridimensional de los sedimentos o litofacies que rellenan una cuenca. Los sistemas depositacionales varían de acuerdo con los tipos de sedimentos disponibles para la depositación, además de los procesos y los ambientes depositacionales predominantes. Estos sistemas y sus productos sedimentarios reflejan la integración

de los controles autogénicos (internos) y alogénicos (externos). (Allen & Allen, 2005).

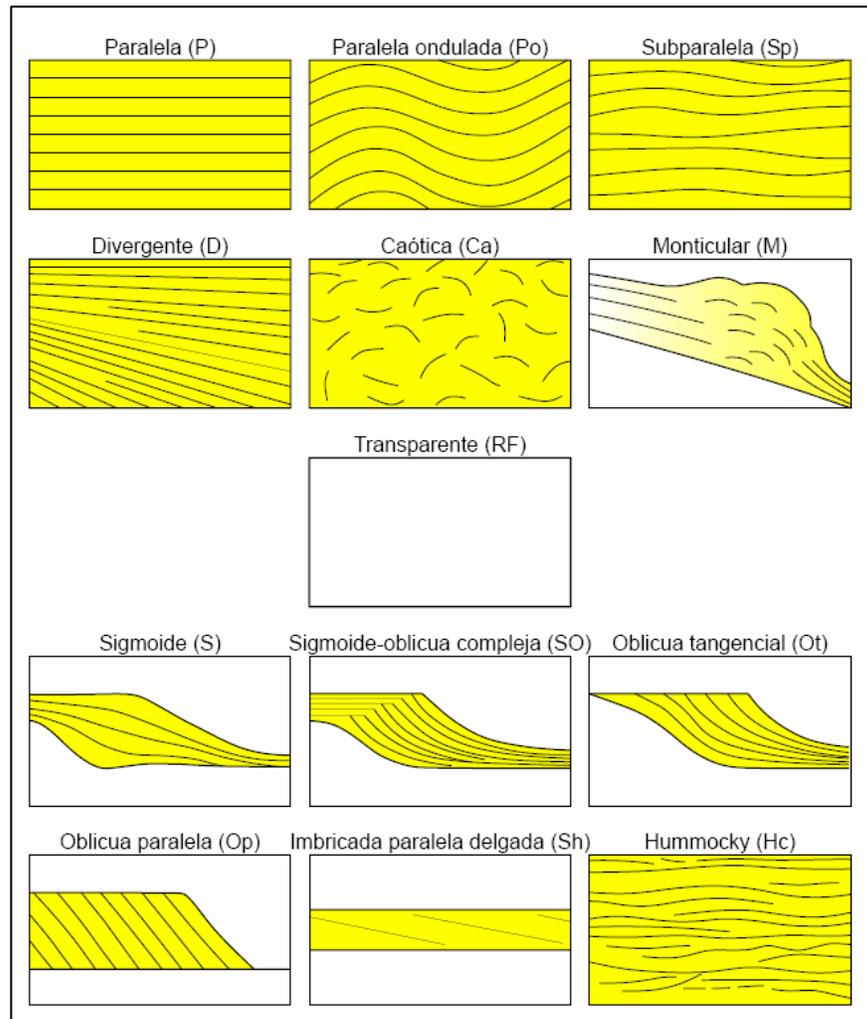


Figura 19. Tipos básicos de configuración interna de reflectores o estratos y sus códigos en paréntesis. Fuente Mitchum y otros, 1977b. (Tomado de Pinto, 2008)

3.7.1 Sistemas depositacionales continentales.

Los sistemas depositacionales terrestres son aquellos que se desarrollan en el continente. Aún cuando la mayor parte de sus depósitos son continentales, algunos transportan sedimentos hasta los ambientes marinos como los ríos (la mayor parte de los ríos son afluentes de un gran río que desemboca en el mar o en un lago), algunos abanicos aluviales y ciertos ambientes paludales que interactúan en un medio continental y un medio transicional (Figura 20).

Los principales ambientes continentales incluyen los formados por corrientes o depósitos de agua:

- a) Fluviales.
- b) Abanicos aluviales.
- c) Lacustes.
- d) Paludales (pueden ser también transicional).

Los ambientes continentales mayoritariamente terrestres y con aporte ocasional de agua:

- a) Eólicos.
- b) Desérticos.
- c) Glaciares.
- d) Cuevas.

3.7.2 Sistemas depositacionales costeros y transicionales.

Aquellos formados en la línea de costa y poseen influencia marina y continental. Por ejemplo, en un delta gran parte de las facies son fluviales (ambientes terrestres) pero estas facies pueden estar influenciadas por la marea. Otras facies son marinas como las que se desarrollan en la línea de costa (barras de desembocadura y lomas playeras). Igualmente ocurre con los estuarios que son ambientes que indican transición entre el medio marino y el terrestre.

Los principales sistemas depositacionales de esta índole tenemos:

- (a) Deltas.

- (b) Estuarios.
- (c) Líneas de playa.
- (d) Islas de barrera.
- (e) Lagunas costeras.
- (f) Llanuras de marea.

3.7.3 Sistemas depositacionales Marinos.

Sistemas depositacionales que comprenden depósitos de sedimentos de carbonatos y clásticos. Los ambientes marinos de clásticos están relacionados con sedimentos acarreados por los ríos y delta, los cuales al ser transportados hasta la línea de costa y plataforma continental son distribuidos por las corrientes marinas. Otros sedimentos clásticos son depositados en las grandes profundidades marinas y llanuras abisales. Algunos de estos sedimentos se deslizan abruptamente por las pendientes de la plataforma y en las áreas donde la profundidad aumenta rápidamente desde la línea de costa. Son sedimentos que desarrollan corriente de turbidez y se denominan ambientes de turbiditas.

Los ambientes desarrollados en estos sistemas son (Figura 20):

- (a) Ambientes de plataforma de carbonatos y arrecifes orgánicos.
- (b) Atolones.
- (c) Ambientes marinos someros en la plataforma continental.
- (d) Ambientes marinos profundos. Zonas de talud y llanuras abisales
- (e) Turbiditas.

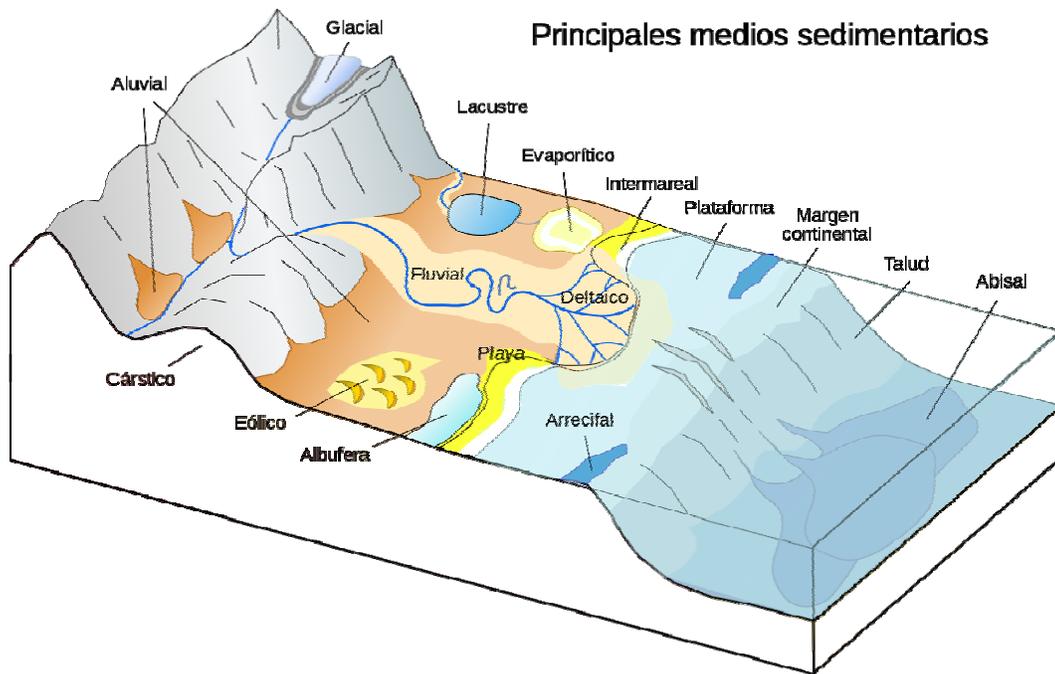


Figura 20. Clasificación de sistemas de depósito sedimentarios. (Tomado de http://es.wikipedia.org/wiki/Medio_sedimentario)

3.8 SISTEMA PETROLÍFERO.

Un sistema petrolífero se define como un sistema natural que incluye todos los elementos y procesos geológicos esenciales para que exista una acumulación de hidrocarburo en la naturaleza. Los elementos esenciales son: la roca madre, roca reservorio, roca sello y roca sobre de sobrecarga y los procesos incluyen la formación de la trampa y la generación – migración – acumulación de petróleo. Todos los elementos esenciales deben ser colocados en el tiempo y en el espacio de tal forma que pueden producirse los procesos requeridos para formar una acumulación de petróleo (Magoon y otros, 1994).

La extensión geográfica, estratigráfica y temporal del sistema se puede representar utilizando:

- (a) Un gráfico de la historia de soterramiento indicando el momento crítico, la edad y los elementos esenciales de una localidad específica (Figura 21).
- (b) un mapa geológico – geográfico de la localización.
- (c) una sección transversal elaborada para el momento crítico que describa la relación espacial de los elementos esenciales.
- (d) una carta de eventos del sistema petrolífero mostrando las relaciones en tiempo de los elementos esenciales y de los procesos, así como el tiempo de preservación y el momento crítico.

El *momento crítico* es aquel punto en el tiempo seleccionado por el investigador que mejor describe la generación – migración – acumulación de la mayoría de los hidrocarburos en el sistema petrolífero. Un *mapa o sección transversal* dibujada en el punto del mejor tiempo crítico muestra la extensión geográfica y estratigráfica del sistema. Si se construye correctamente, el gráfico histórico de soterramiento muestra el tiempo en que la mayoría del petróleo en el sistema se genera y se acumula en su trampa primaria. Para gas biogénico, el momento crítico se relaciona a bajas temperaturas (Magoon y otros 1994).

La extensión geográfica del sistema petrolífero se define por la línea que circunscribe al volumen de la roca generadora activa y que incluye el petróleo descubierto, ya sea por una manifestación en superficie o en subsuelo, o por una acumulación comercial (Figura 22). Los mapas presentan con mayor facilidad la extensión geográfica o la extensión conocida del sistema petrolífero.

Estratigráficamente, el sistema petrolífero incluye los elementos esenciales dentro de la extensión geográfica: una roca generadora de petróleo, una roca reservorio, una roca sello, y una roca de sobrecarga. Las funciones de las tres primeras unidades de roca son obvias. Sin embargo, la función de la roca sobrecarga es más sutil, ya que, además de proporcionar la sobrecarga necesaria para madurar térmicamente la roca madre, también puede tener un impacto considerable en la geometría de la ruta de migración de base y la trampa. Las secciones geológicas muestran la geometría de los elementos esenciales al tiempo de acumulación de hidrocarburos y describen mejor la extensión estratigráfica del sistema (Figura 23).

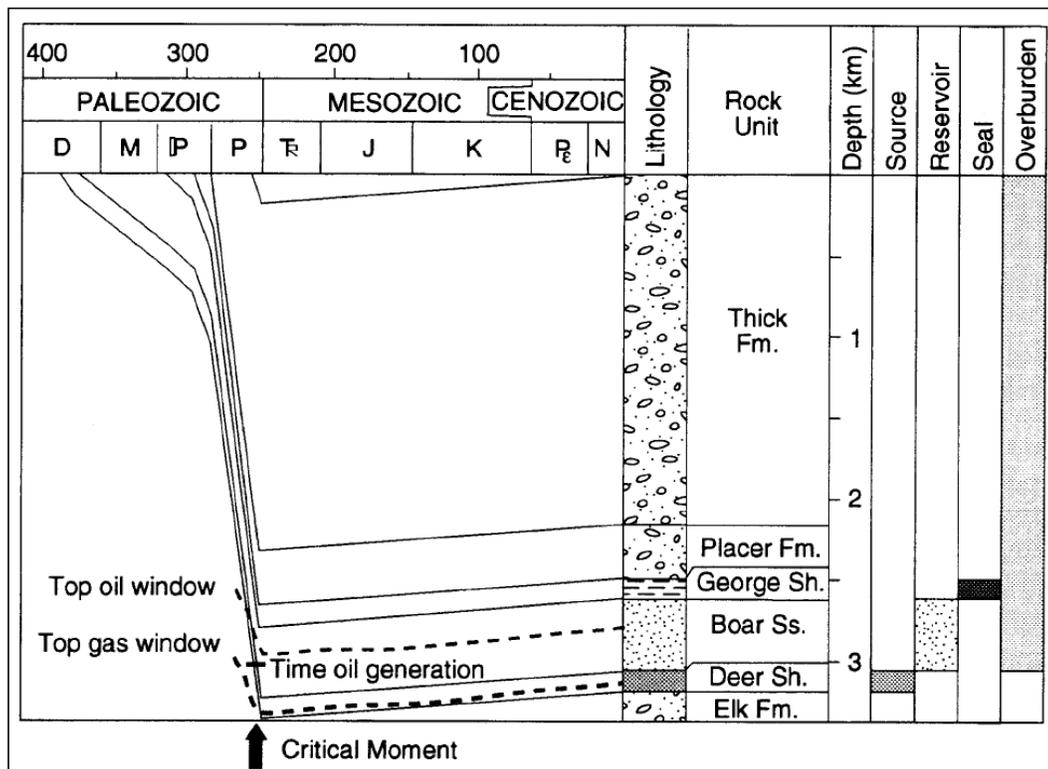


Figura 21. Ejemplo de gráfico mostrando la historia de soterramiento y tiempo de preservación de un sistema petrolífero al momento crítico (tomado de Magoon y otros, 1994)

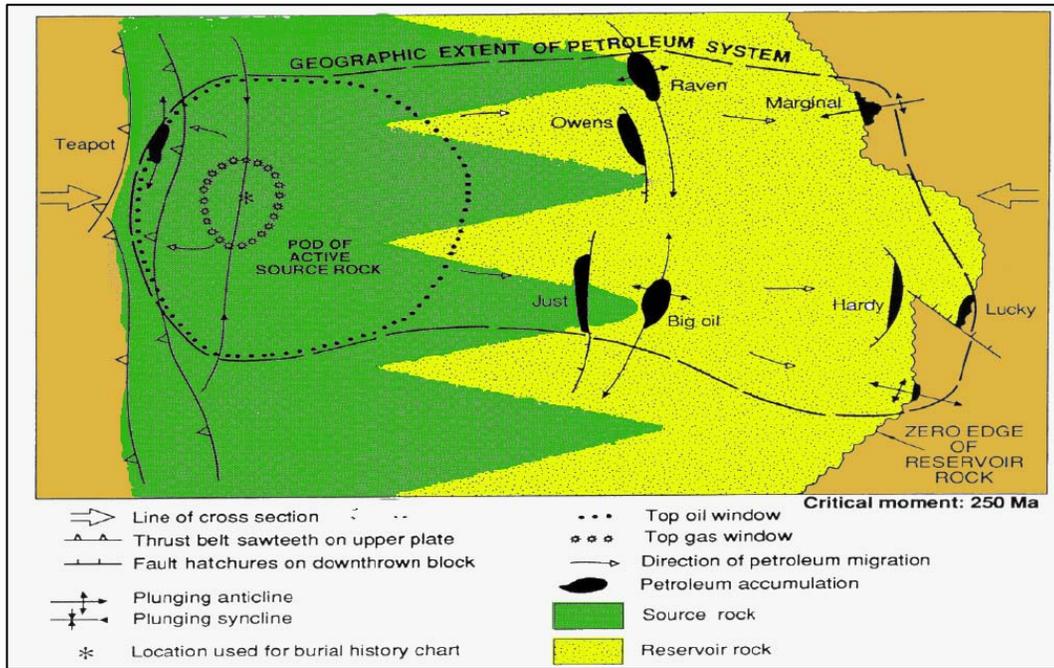


Figura 22. Ejemplo de gráfico mostrando extensión geográfica de un sistema petrolífero (tomado de Magoon y otros, 1994)

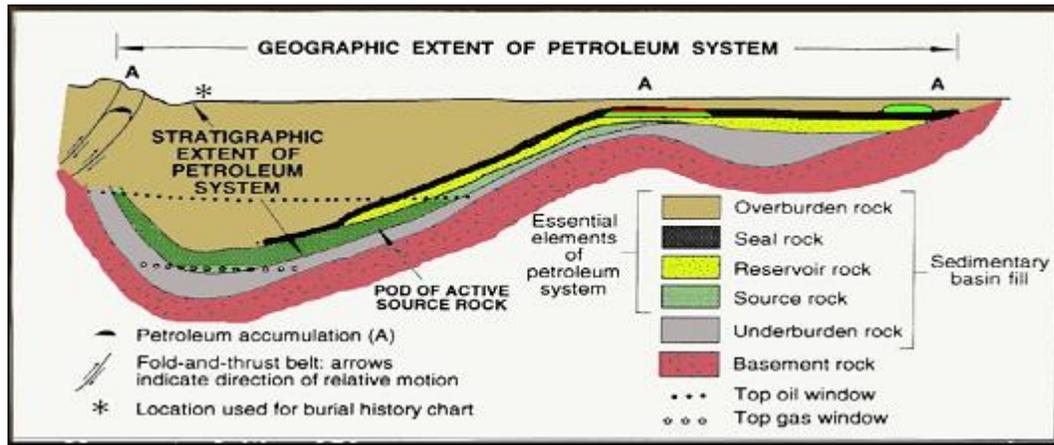


Figura 23. Ejemplo de una sección geológica mostrando la extensión estratigráfica de un sistema petrolífero ficticio a un momento crítico de 250 Ma. La roca generadora termalmente inmadura se encuentra buzamiento arriba de la ventana de petróleo. La cocina de la roca generadora activa se localiza buzamiento debajo de la ventana de petróleo. (Tomado de Magoon y otros, 1994)

La carta de eventos del sistema petrolífero muestra ocho eventos diferentes. (Figura 24). Los cuatro primeros eventos registran el momento de la deposición de los elementos esenciales en los estudios estratigráficos, y los dos siguientes eventos registran el tiempo en que se llevó a cabo los procesos del sistema petrolífero. La formación de la trampa es investigada utilizando los datos geofísicos y los análisis geológicos estructurales. La generación – migración – acumulación de los hidrocarburos, o la edad del sistema petrolífero, se basa sobre los estudios estratigráficos y geomecánicos y sobre las cartas de historia de soterramiento. Estos dos procesos son seguidos por el tiempo de preservación, que tiene lugar después que ocurre la generación – migración – acumulación del hidrocarburo, y es el tiempo cuando los hidrocarburos son preservados, modificados o destruidos dentro del sistema. Cuando la generación – migración – acumulación del sistema petrolífero se extiende hasta el presente, no hay tiempo de preservación y se esperaría que mas que la mayor parte del petróleo se conserva y que comparativamente poco se ha degradado o destruido. El último evento es el momento crítico, determinado por el investigador de la carta de la historia del soterramiento, y muestra el tiempo representado en el mapa y la sección transversal.

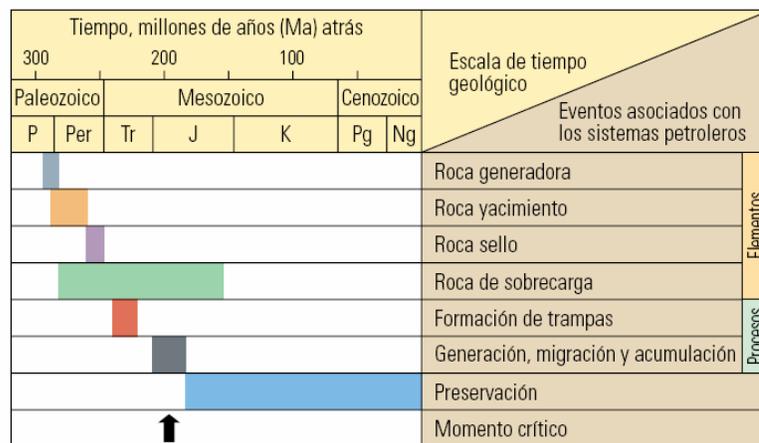


Figura 24. Modelo de carta de eventos que ilustra la secuencia cronológica de un sistema petrolífero. Cada una de las barras horizontales en color representa el intervalo de tiempo de un evento. Para este sistema, todos los elementos y procesos esenciales están presentes y la secuencia cronológica es favorable; a la deposición de la roca generadora, siguió la deposición de la roca reservorio, la roca sello y la roca de sobrecarga. Además la trampa se formó antes de la generación, migración y acumulación de los hidrocarburos (Tomado de Oilfield Review N° 2, Schlumberger 2009)

3.8.1 Nivel de certeza de un Sistema Petrolífero.

El nombre de los sistemas petrolíferos incluye la roca madre, seguido del nombre de la roca reservorio de mayor importancia en la cuenca, y por el símbolo que indica el nivel de certeza de tal sistema petrolífero. Un ejemplo corresponde al sistema petrolífero La Luna – Misoa, donde los crudos en yacimientos de la Formación Misoa se consideran generados por la Formación La Luna (Talukdar y Marcano, 1994).

En un sistema petrolífero se pueden identificar tres niveles de certeza: conocido, hipotético o especulativo. El nivel de certeza de indica la confianza para el cual una cocina de una roca activa en particular ha generado los hidrocarburos en una acumulación. En un sistema petrolífero *Conocido*, existe una buena correspondencia entre la geoquímica de roca generadora activa y las acumulaciones de petróleo o de gas. En un sistema petrolífero *Hipotético*, la información geoquímica identifica la roca generadora, pero no existe correspondencia entre la roca generadora y la acumulación de petróleo. En un sistema petrolífero *Especulativo*, la existencia de la roca generadora o del petróleo es postulada completamente sobre las bases de evidencias geológicas o geofísicas. Al final, los nombres del sistema, en cuanto al nivel de certeza se indica con: (!) para *conocido*, (.) para hipotético, y (?) para especulativo.

3.8.2 Elementos de un Sistema Petrolífero.

Los elementos esenciales de un sistema petrolífero son:

- (a) Roca madre.
- (b) Roca reservorio.
- (c) Roca Sello.
- (d) Trampa.
- (e) Rocas Suprayacentes al Yacimiento.

3.8.2.1 Roca Madre.

Una roca madre o roca generadora de petróleo, es una roca sedimentaria que puede generar acumulaciones comerciales de petróleo. Para ser una roca madre, debe tener las siguientes características (Hunt, 1996):

I. Cantidad de materia orgánica. De acuerdo al contenido de COT: < 0,5% pobre, 1-2% buena y > 2% excelente.

II. Calidad de la materia orgánica. De Acuerdo al tipo de querógeno.

III. Madurez térmica para la generación. De acuerdo a la etapa de madurez alcanzado por la roca madre, lo que se relaciona con el gradiente geotérmico de la cuenca sedimentaria.

Para la evaluación de la cuenca, además de las condiciones mencionadas, se debe considerar el volumen de la roca y el patrón de drenaje. El objetivo de la evaluación de rocas madres es delimitar la presencia de los hidrocarburos en una cuenca sedimentaria. La evaluación de la roca madre debe permitir predecir (Brooks y otros., 1987):

- (a) La presencia de crudo y gas en trampas.
- (b) La cantidad de petróleo disponible para su acumulación en la cuenca.
- (c) Las zonas de generación de crudo y gas y sus relaciones, ya sea laterales o verticales hacia las trampas de una cuenca sedimentaria (drenaje).

3.8.2.2 Roca reservorio.

Las rocas con una porosidad y permeabilidad para permitir la circulación y acumulación de los fluidos (crudo, gas y agua).

- (a) Porosidad: Corresponde al porcentaje de volumen de la roca con espacios porosos que pueden estar o no en contacto. Se denota por la letra ϕ (Tabla 1).

Tabla 1. Valores representativos de porosidades efectivas en la roca.

ϕ (%)	EVALUACIÓN
0 – 5	Despreciable
5 - 10	Pobre
10 - 15	Regular
15 - 20	Buena
>20	Muy buena

(b) Porosidad primaria: Es la que posee la roca al final de la fase de sedimentación - inicio del soterramiento; los granos no han sido alterados, fracturados o disueltos.

Factores: Uniformidad del tamaño de grano (escogimiento)

- Forma de los granos.
- Régimen de sedimentación (forma de empaque).
- Compactación, durante y luego de la sedimentación.

(c) Porosidad Secundaria: Porosidad modificada por procesos diagenéticos

Factores: Conexión de granos, por compactación

- Solución por contacto y re depositación.
- Cementación.
- Disolución.
- Recristalización.
- Fracturamiento.
- Cementación.

(d) Porosidad efectiva: Espacio poroso relleno o que puede rellenarse con crudo o gas recuperable, esto es suficientemente interconectados para permitir el flujo.

(e) Permeabilidad: Propiedad de un medio que permite que los fluidos pasen a través de él, sin producir cambios en la estructura del medio de desplazamiento. La constante K de permeabilidad esta definida por la ecuación que expresa la Ley de Darcy

Tabla 2. Valores representativos de permeabilidades en la roca.

K(md)	EVALUACIÓN
0 – >1.0 - 15	Pobre o regular
15 - 50	Moderada
50 - 250	Buena
250 - 1000	Muy Buena
>1000	Excelente

3.8.2.3 Roca Sello.

Son rocas de baja porosidad y permeabilidad, de tal forma que no permiten el paso de los hidrocarburos a través de ellas. Las acumulaciones de hidrocarburos y las rutas de migración están limitadas por la presencia de superficies impermeables. Por lo tanto, la distribución regional de las rocas que actúan como sellos determina la extensión del sistema petrolífero en la cuenca.

Se pueden definir dos tipos de sellos. Los **SELLOS REGIONALES** que dirigen y controlan la distribución de los hidrocarburos en la cuenca y los **SELLOS LOCALES** que detienen la migración y retienen las acumulaciones de hidrocarburos en las trampas.

Tipos de sellos

- (a) Las mejores rocas sellos son evaporitas, lutitas y las mismas rocas madres. Estas litologías son las mejores rocas sellos por sus características de uniformidad litológica, son dúctiles y pueden mantener grandes presiones de fluidos (petróleo y agua) sin deformarse ni fracturarse.
- (b) Barreras capilares de sedimentos grano grueso-fino: representan el tipo más común de barreras a la migración del petróleo.
- (c) Mineralizaciones: Pueden producir disminución en la permeabilidad y actuar como sellos.
- (d) Capas de asfalto: Pueden actuar como barrera a la migración de crudo y gas. A poca profundidad las capas de asfalto que sirven como sello son Formadas por biodegradación. A mayor profundidad se produce desafaltación, originando barreras de asfalto (*Tar mats*).
- (e) Domos de sal: La capacidad de una evaporita para inhibir el movimiento del petróleo se debe a su comportamiento dúctil y el pequeño tamaño de los cristales. La única manera que puede ocurrir migración en lugar de entrapamiento es cuando las sales tiene impurezas y estas presentan características de permeabilidad diferente.

3.8.2.4 Trampa.

Estructura geológica que permite que el petróleo que migra se acumule y se preserve por un cierto intervalo de tiempo. Cualquier arreglo geométrico de estratos que permite la acumulación de crudo, gas o ambos en cantidades comerciales. Pueden ser estratigráficas o estructurales.

Los factores importantes de una trampa son:

- (a) Proximidad a una ruta de migración de petróleo.
- (b) Permeabilidad del sello.
- (c) Tamaño de la trampa

3.8.2.5 Rocas de sobrecarga.

Corresponden al grupo de rocas por encima de la roca sello y la roca generadora. Este conjunto de rocas contribuye al soterramiento de la roca madre por la presión litostática, permitiendo se alcancen condiciones de temperatura para la generación de hidrocarburos por la roca madre y la formación de yacimientos y trampas adecuadas, de acuerdo a los procesos geológicos que pueden ocurrir en la cuenca.

De acuerdo a Demaison y Huizinga (1994), un sistema petrolífero se puede describir de acuerdo a tres factores geológicos: CARGA, MIGRACIÓN Y ENTRAMPAMIENTO. Estos tres factores deben ocurrir de forma secuencial y son por lo tanto condicionales. Por ejemplo, para entender lo anterior, la migración no puede ocurrir sin que ocurra el término denominado carga, relacionado a la generación de petróleo.

- (a) Carga: Depende de la naturaleza de la roca madre y por lo tanto del tipo y cantidad de materia orgánica, para generar petróleo. La efectividad de la carga está controlada por los procesos químicos, consistentes en resumen en los procesos de diagénesis y catagénesis.
- (b) Migración-Entrampamiento: Se refiere a la expulsión y migración del petróleo hasta una zona donde se forme un yacimiento, es decir que el petróleo generado pueda ser acumulado en alguna zona porque existe una trampa o puede ser dispersado. La migración-entrampamiento está controlado por

procesos físicos y químicos que incluyen los mecanismos de migración primaria, la migración secundaria (flotación) y los factores que definen la formación de una trampa (roca yacimiento, trampa, sello).

Por otra parte, los procesos de los sistemas petrolíferos, son los eventos geológicos que causan la formación de acumulaciones de petróleo y corresponden a:

- (a) Formación de la Trampa: Corresponde a la estructura geológica (sedimentaria o estructural), que permite que los hidrocarburos se acumulen, por la porosidad y permeabilidad de la roca yacimiento y la roca sello.
- (b) Generación-Migración-Acumulación: Corresponde a los procesos de generación, migración y acumulación del petróleo en una cuenca sedimentaria.
- (c) Preservación del Petróleo: Relacionado al tiempo en el cual el petróleo permanece atrapado, durante este periodo, la composición del petróleo puede sufrir cambios por procesos secundarios como biodegradación, lavado por aguas, desasfaltación, alteración térmica.

CAPÍTULO IV

MARCO TECTONOESTRATIGRÁFICO REGIONAL

El marco tectonoestratigráfico se construyó basándose en la identificación e interpretación de tectonosecuencias y unidades depositacionales asociadas a los principales procesos formadores de cuenca identificados en la región (Chigne y otros, 1996).

La columna cronoestratigráfica que soporta el marco tectonoestratigráfico de la cuenca, está definida por tectonosecuencias definidas en el marco del llamado “Ciclo de Wilson” (Wilson, 1965 en Burke, 2011), el cual se describe de la siguiente manera “Estas características (montañas, cordilleras centro-oceánicas, fallas transformantes) están conectadas dentro de una cadena de eventos dinámicos que dividen la superficie de la Tierra en muchas grandes placas rígidas. Si la deriva continental ha estado actuando por un periodo de tiempo apreciable, significa que una sucesión de cuencas oceánicas han podido formarse, achicarse y cerrarse de nuevo”. A partir de aquí se desprende que una Tectonosecuencia es la sucesión de sedimentos depositados en un ciclo Apertura Continental-Margen Pasivo-Margen Activo. Este ciclo entonces se encuentra constituido por tres (3) fases tectónicas: apertura continental, margen pasivo y margen activo, donde cada fase tectónica genera tipos particulares de cuenca. Los controles en la sedimentación son netamente controles tectónicos y cuyos cambios permiten diferenciar Unidades Depositacionales (Santiago y otros, 2014).

En la fase tectónica de *rifting* se proponen dos posibles regímenes extensivos, uno con actividad volcánica, durante el Triásico-Jurásico, y otro con baja a nula actividad volcánica, durante el Cretácico Temprano (Sarmiento y otros., 2006). Esta fase se caracteriza por variaciones abruptas de espesor (Figura 25), alcanzando más de 3000 pies en el SO de la Cuenca, y más de 4Km en su continuación hacia Colombia (subcuenca de Cocuy).

La fase tectónica de Apertura Continental generó una serie de grábenes y semi-grábenes rellenos con rocas continentales intercaladas con rocas volcánicas (Maze, 1983). Durante esta fase tectónica se generaron una serie de depocentros o surcos de

Machiques (Maze, 1983; Renz, 1959; Zambrano y otros., 1972), Uribante (Renz, 1959; Zambrano y otros., 1972; Kiser, 1989; Audemard, 1991), Angaraveca, Urdaneta y San Lázaro (Audemard, 1991), y en Colombia los grábenes de Magdalena (Chigné y otros., 1996), Cocuy (Sarmiento y otros., 2006), entre otros grábenes. Durante esta fase tectónica en la Cuenca Barinas Apure se definió la Unidad Depositacional UDI.

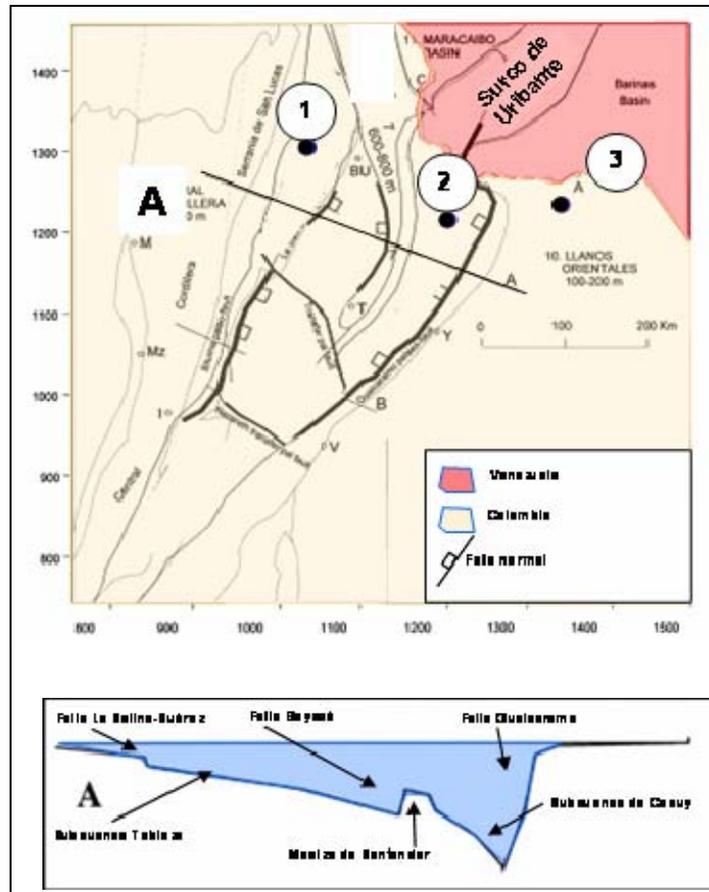


Figura 25. (Arriba) Mapa con la distribución de mayores fallas activas durante el Cretácico Temprano en Colombia, mostrando 1) Subcuenca Tablazo, 2) Subcuenca Cocuy y 3) Llanos Orientales. (Abajo) Corte estructural de la subcuenca de Cocuy y subcuenca Tablazo, Colombia (Sarmiento et.al, 2006). Nótese la continuidad hacia el norte de la subcuenca de Cocuy representada por el surco de Uribante (Tomado de Santiago y otros, 2014).

La formación de estos grábenes fue una respuesta del acortamiento de la corteza y la iniciación de una ruptura continental entre Norte y Suramérica. Los grábenes y semi grábenes están ubicados en la Cuenca de Maracaibo, en la Sierra de Perijá, Colombia

y suroeste de la Cuenca Barinas Apure y su rasgo estratigráfico predominante es la presencia de capas rojas con rocas volcanoclásticas y lavas (Chigné y otros., 1996). En los pozos MIS-1X, LCB-1X y J-1X ubicados al oeste de la cuenca, se observa un engrosamiento pronunciado en el período Cretácico, con respecto a los pozos cercanos SNO-1X y LVT-1X, sugiriendo la presencia de fallamiento normal con espesores de crecimiento en dirección oeste. Adicionalmente tomando en cuenta las evidencias mostradas en los trabajos de Audemard (1991) y Sarmiento y otros. (2006), se interpreta que la Unidad Depositacional UDI, asociada a la etapa de ruptura continental y tectónica extensiva, se extiende hasta el Cretácico Temprano (posiblemente Barremiense-Aptiense?), contrario a lo que había sido interpretado previamente por Valdés y otros, 1992 y Parnaud y otros, 1994.

La unidad depositacional UDI, está caracterizada por variaciones abruptas de espesor, alcanzando más de 3000 pies en el SO de la Cuenca Barinas Apure (Figura 26). El estilo estructural presenta fallamiento normal sindepositacional, con inversión tectónica reciente (Chigné y otros., 1995, Figura 26). El ambiente sedimentario varía de deltaico a marino litoral con lagunas litorales posiblemente hipersalinas (Zavala y otros. 2011).

El gradiente de soterramiento es 10-450 pie/Ma en Colombia (Sarmiento y otros., 2006) y 1000 pie/Ma en Machiques (Lugo y Mann, 1995) (Figura 27). Estos depósitos pudieran ser equivalentes a aquellos descritos por Sarmiento y otros, 2006 en la subcuenca del Cocuy, que se asocian a una fase de estiramiento litosférico mecánico (Santiago op. cit).

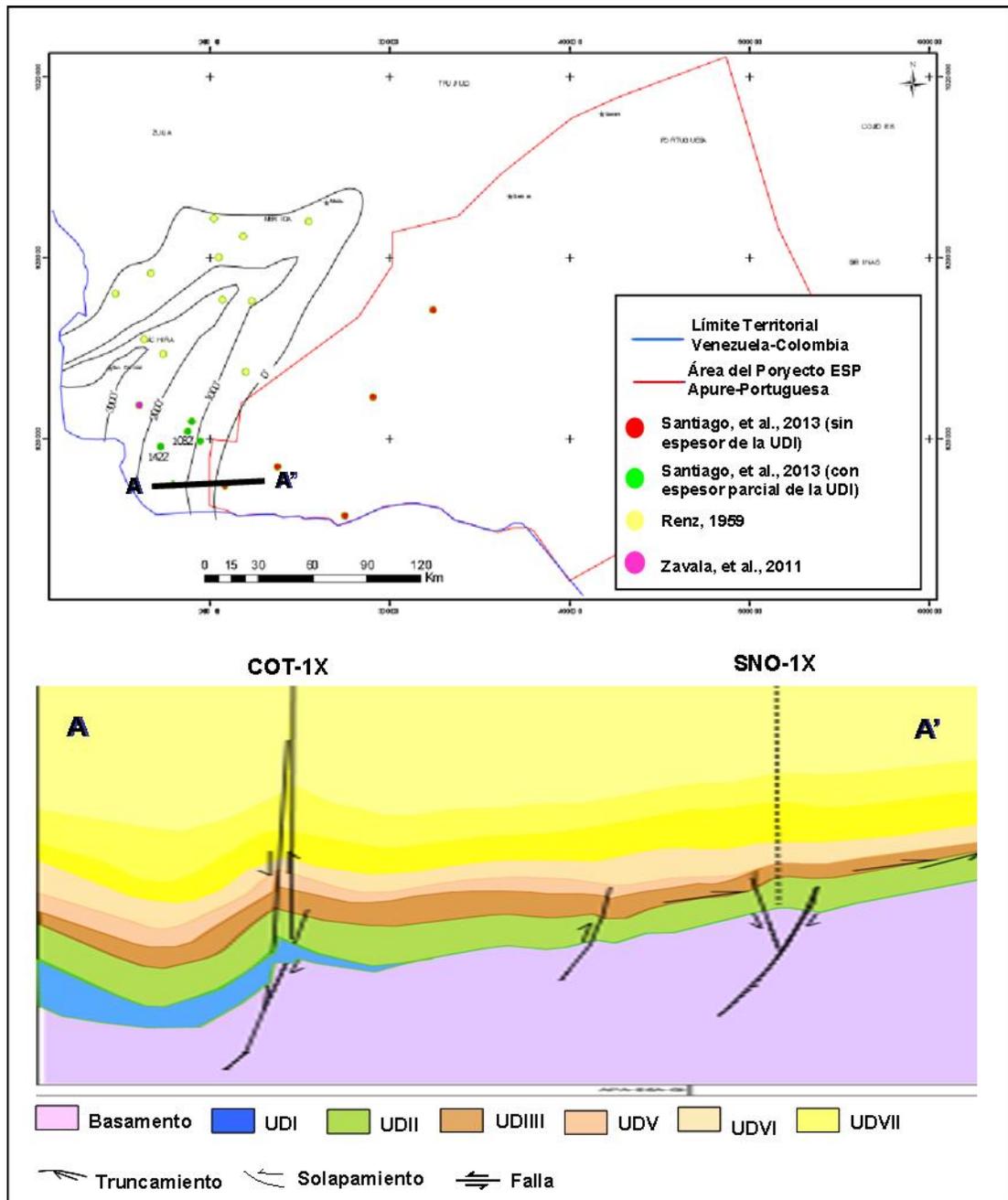


Figura 26. Características generales de la unidad UDI. A) Mapa de espesor de la UDI. y B) Diagrama esquemático de la interpretación sísmica de la UDI. (Tomado de Santiago y otros, 2014)

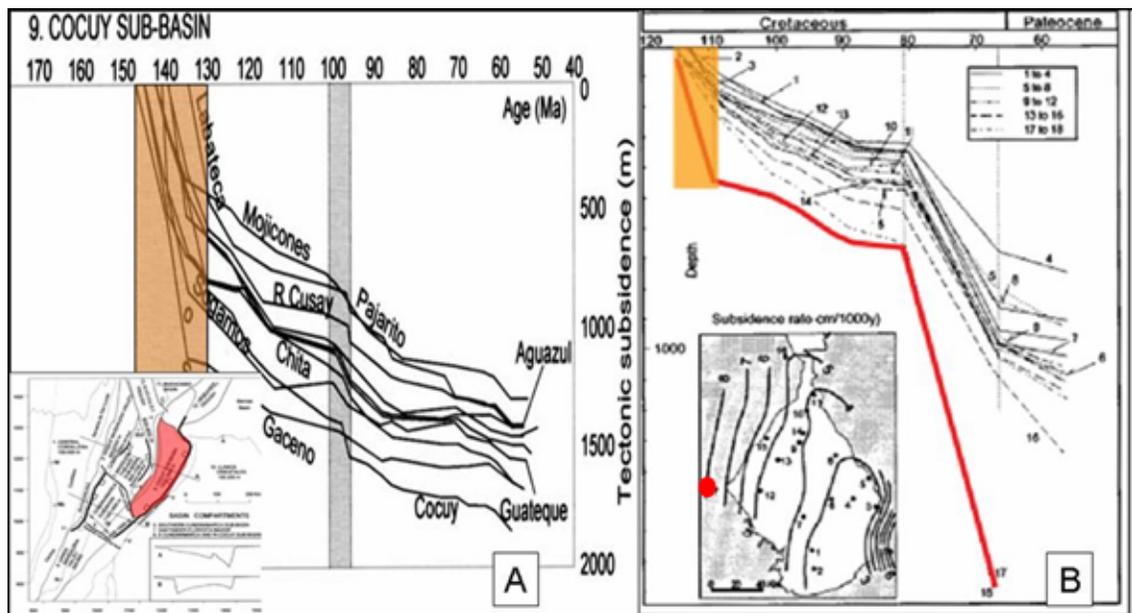


Figura 27. A) Subsistencia tectónica calculada para la subcuenca de Cocuy, al occidente de Colombia (Sarmiento y otros., 2006). B) Diagrama de enterramiento para la Cuenca de Maracaibo (Lugo y Mann, 1995). Se observa sombreado marrón intervalo de tiempo correspondiente al Cretácico Temprano, mostrando en ambos casos gradientes de soterramiento pronunciados producto del estiramiento litosférico. Tomado de Santiago y otros, 2014.

El Cretácico Temprano se asocia a una nueva fase de extensión (Colleta y otros, 1991; Cooper y otros, 1995). El proceso dio lugar a una serie de depocentros (grábenes del Cocuy, Uribante y Machiques) separados por bloques con menor tasa de subsidencia (macizo de Santander y Arco de Mérida) y por fallas de transferencia (Chigne y otros, 1996). La creación de espacio para la acomodación se acentuó por el ascenso eustático del nivel de mar (Haq y otros, 1988). Como resultado la cuenca fue cubierta por mares epicontinentales en los que se inicialmente se depositaron facies retrogradantes y diacrónicas en dirección sureste (Formación Aguardiente y la lutita “S” de la Formación Escandalosa identificadas en el suelo barinés), acumuladas en ambientes litorales y próximos costeros. El ciclo transgresivo terminó por cubrir los altos estructurales existentes, tales como el macizo de Santander y el Arco de Mérida (Renz, *op cit.*; Gonzalez de Juana y otros., *op. cit.*; Fabre *op. cit.*; Lugo, 1994 en

Chigné y otros, 1996). De esta forma los ambientes de sedimentación marina se extendieron y uniformizaron a través de un *sag* intracontinental que se prolongó, en dirección NE– SO desde Venezuela hasta Ecuador (Chigne y otros, 1996). Básicamente, el Cretácico Temprano representa una subsidencia continua con fuerte aporte de clásticos hacia la zona de estos surcos o depocentros. En las zonas adyacentes, la sedimentación comienza cuando se desbordan los surcos y es por esta razón que los clásticos basales del área de Barinas fueron depositados a partir del Albiense. (Osuna y otros, 1994).

La fase de margen pasivo comprende una fase de subsidencia térmica que está caracterizada por la ausencia de eventos tectónicos que afecten los estratos de la cuenca (Figura 28).

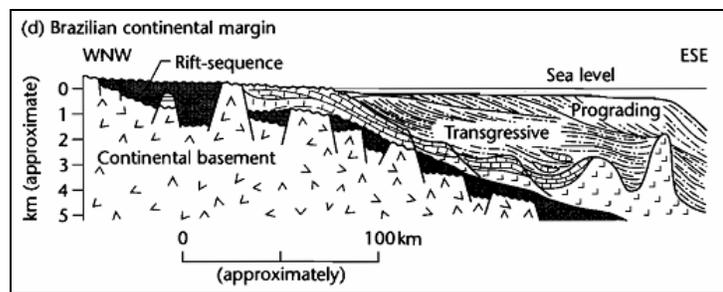


Figura 28. Perfil de una cuenca tipo margen pasivo (Miall, 1999).

Durante esta etapa se depositó la Unidad Depositacional UDII. En el desarrollo del margen pasivo extensivo prevalecieron las condiciones marinas a través de una plataforma con un desarrollo de una cuña sedimentaria a lo largo del margen norte de Suramérica, que generó una amplia plataforma cretácica al oeste de Venezuela y Colombia. Durante este periodo de subsidencia el aumento global del nivel del mar en el Turoniano (Vail, 1977) inundó extensas áreas de la plataforma cretácica alcanzando su máxima inundación (Valdez y otros, 1992). La máxima transgresión (Figura 29) se alcanza en un intervalo de lutitas negras intercaladas con calizas afaníticas delgadas y pequeñas concreciones (Formación Navay – Miembro La Morita) por encima de la última caliza bioclástica perteneciente a la Formación

Escandalosa. Las condiciones anóxicas y alta producción orgánica en este periodo generó del desarrollo de facies de rocas madres (Formación Navay/Miembro La Morita). Ningún evento de deformación perturbó las unidades cretácicas durante la sedimentación (Valdez y otros, 1992). La sedimentación estuvo controlada por las variaciones del nivel del mar y el clima. La sección superior corresponde a franca regresión producto de un descenso relativo del nivel del mar acompañado por la sedimentación de facies arenosas progradantes que terminó a finales del Maastrichtiense en ambientes que progresivamente a ambientes más someros (Figura 30).

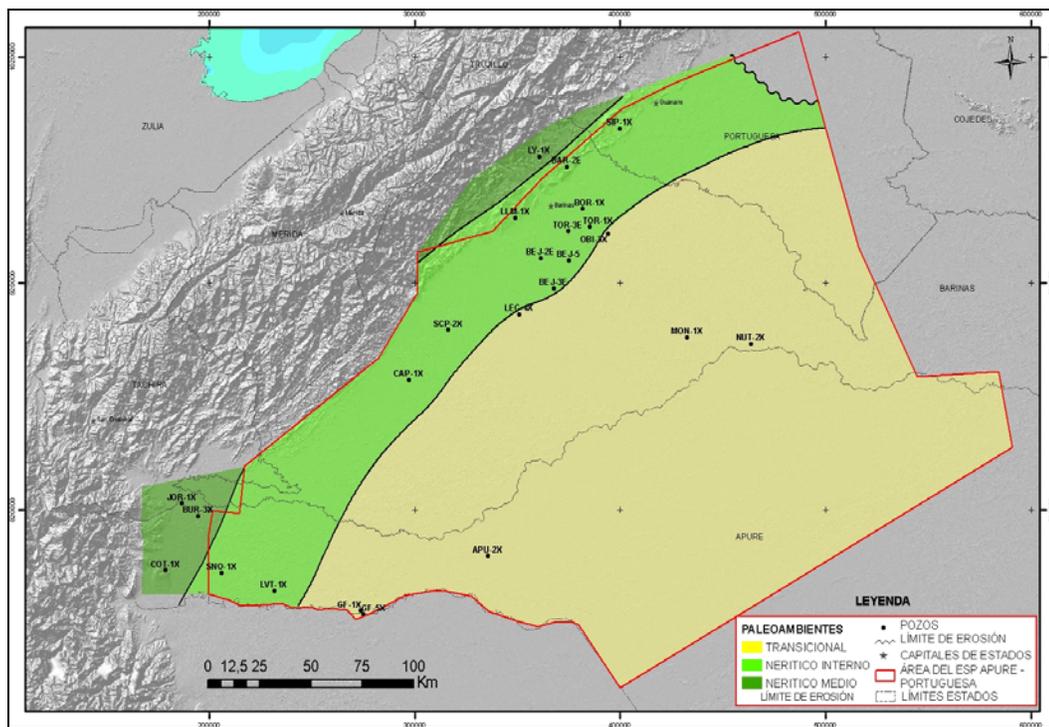


Figura 29. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDII (MFS_UDII - 88.8 Ma). Tomado de Santiago y otros, 2014.

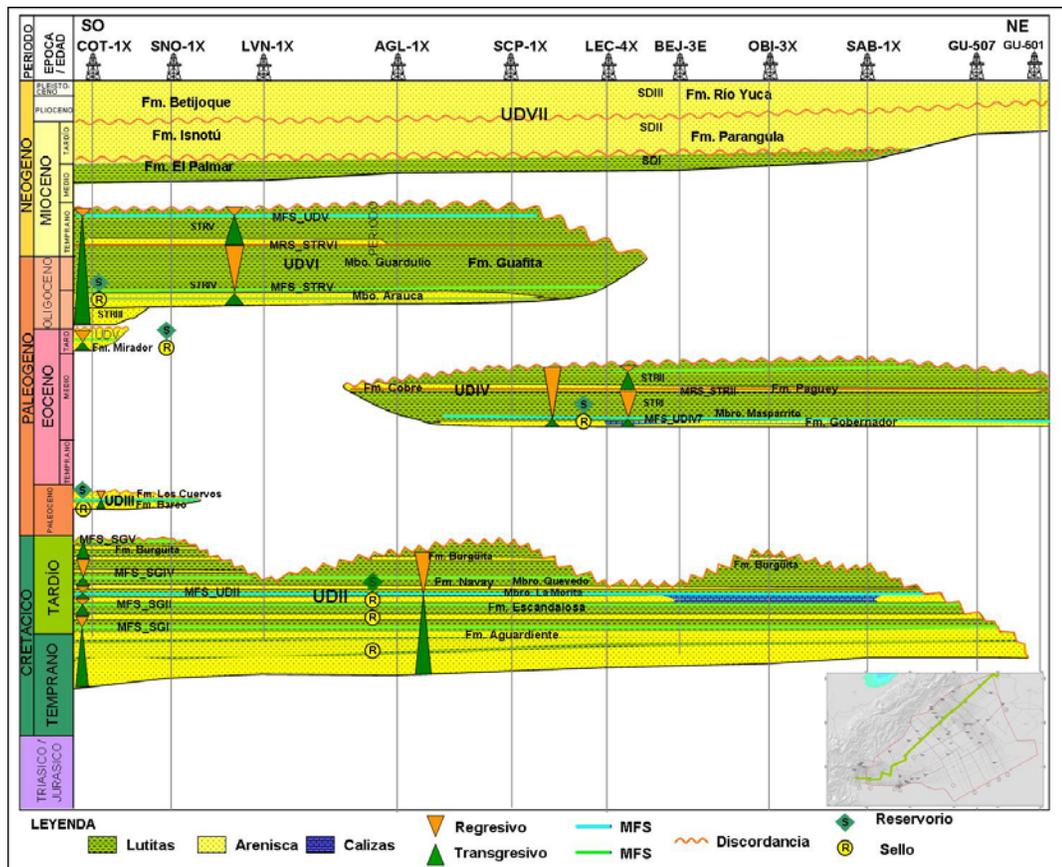


Figura 30. Carta cronoestratigrafica del transecto en dirección SO-NE en la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).

En la Figura 31 se observa un mapa con la distribución de los diagramas de soterramiento calculados en cuatro (4) pozos de la Cuenca Barinas Apure, cuyos valores varían entre 57 y 141 pie/Ma para la UDII, mostrando claramente una uniformidad en cuanto a las tasas de subsidencia que afectaron la cuenca desde el Aptiano al Maastrichtiano. El flujo de calor durante la depositación de la UDII, el cual varía entre 30 y 65 mW/m² (Santiago op.cit).

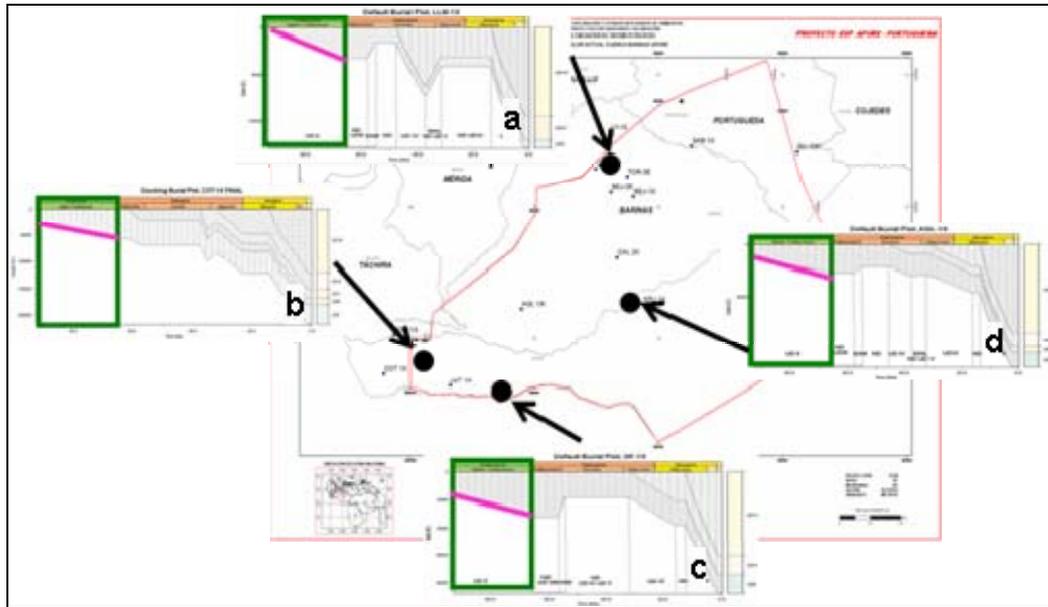


Figura 31. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) APU-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento durante la UDII. Tomado de Santiago y otros, 2014.

En Colombia, a partir del Campaniense se generan depocentros producto del levantamiento de la Cordillera Central de Colombia (Cooper y otros, 1995; Villamil, 1998), y los efectos de dicha subsidencia flexural no se sienten en Venezuela sino hasta el Maastrichtiano (Audemard, 1991; Valdés y otros, 1992; Chigné y otros, 1995; Parnaud y otros, 1997; Audemard y otros, 2000). Sin embargo, en este trabajo se consideran los sedimentos depositados en la Cuenca Barinas Apure durante el Cretácico Tardío como parte de un régimen tectónico de margen pasivo, debido a la ausencia de evidencias contundentes de subsidencia flexural durante esa época en la cuenca. Es probable que la Cuenca Barinas Apure se haya encontrado en un área de influencia marginal con respecto a los depocentros generados durante el Campaniense-Maastrichtiense, producto del margen activo ubicado al oeste de Colombia (Santiago op. cit).

Durante el Paleoceno se da inicio a la fase tectónica de Margen Activo en el área. La deformación ocurrió localizadamente y afectó la porción meridional de los andes venezolanos (De Toni y otros., op.cit), desarrollando y reactivando estructuras

menores a lo largo del flanco norte del arco de San Silvestre, en Barinas norte. En Colombia y occidente de Venezuela, este período de tiempo corresponde con la transición fundamental en los procesos formadores de cuencas, desde la subsidencia termal precedente, a la subsidencia flexural, y el concomitante desarrollo de cuencas antepais (Figura 32) que caracterizó la evolución del área desde ese entonces hasta el presente. Este cambio se inició con la colisión y posterior acreción a Suramerica, del arco de islas que constituye hoy día constituye el basamento de la Cordillera Occidental de Colombia (Mc Court y otros, 1984 en Chigne y otros, 1996). La subsidencia fue producto de la flexión litosférica, debido a la carga tectónica ejercida por el sistema orogénico de la Cordillera Occidental de Colombia y el inicio de la orogénesis de la Cordillera Central. Este evento estuvo acompañado por un descenso relativo del nivel del mar, produciendo un cambio sustancial en la paleogeografía y en los ambientes de sedimentación. En ellos se aprecia una transición desde ambientes predominantemente continentales y paludales en el occidente y el sur, pasando por ambientes litorales hasta alcanzar condiciones marinas profundas en el norte y noreste. En el piedemonte surandino tanto en Colombia y Venezuela, el intervalo más Temprano de esta secuencia está ausente debido al carácter diacrónico hacia el este de la transgresión.

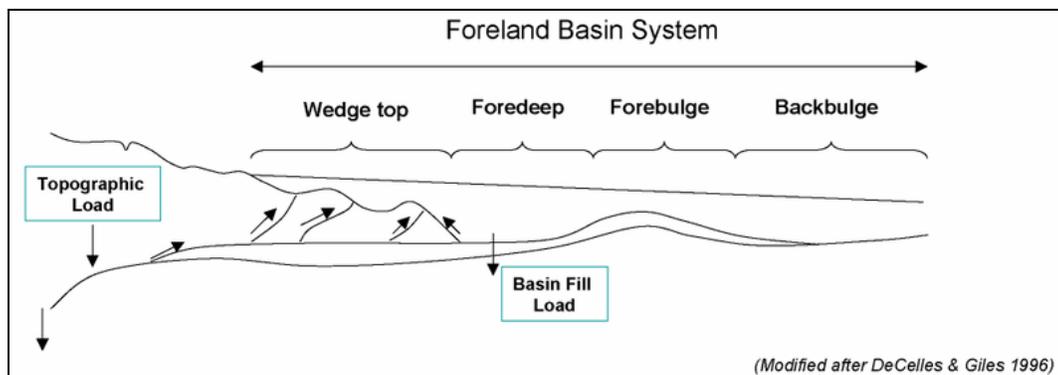


Figura 32. Sistema De cuenca de Antepais de De Celles & Gilles, 1996 (Tomado de http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082002000100002).

La Unidad Depositacional III de época Paleoceno, marcó el inicio del margen activo, la cual está limitada al noreste por el Alto de Santa Bárbara, y al oeste por la Cordillera Oriental Colombiana (Figura 33). La base esta compuesta por depósitos agradantes de areniscas provenientes de un evento transgresivo con alto aporte de sedimentos, seguido por una profundización del sistema reflejados en depósitos de arcillas en ambiente nerítico interno producto posiblemente a un aumento de la tasa del nivel del mar sobre el aporte de sedimentos (si la subsidencia es constante), interpretando la superficie máxima de inundación con una edad estimada de 59,2 Ma justo por encima de la secuencia agradante (Figura 34). Por último se instala un sistema regresivo hacia el tope que evidencia una somerización de la paleobatimetría a un ambiente transicional

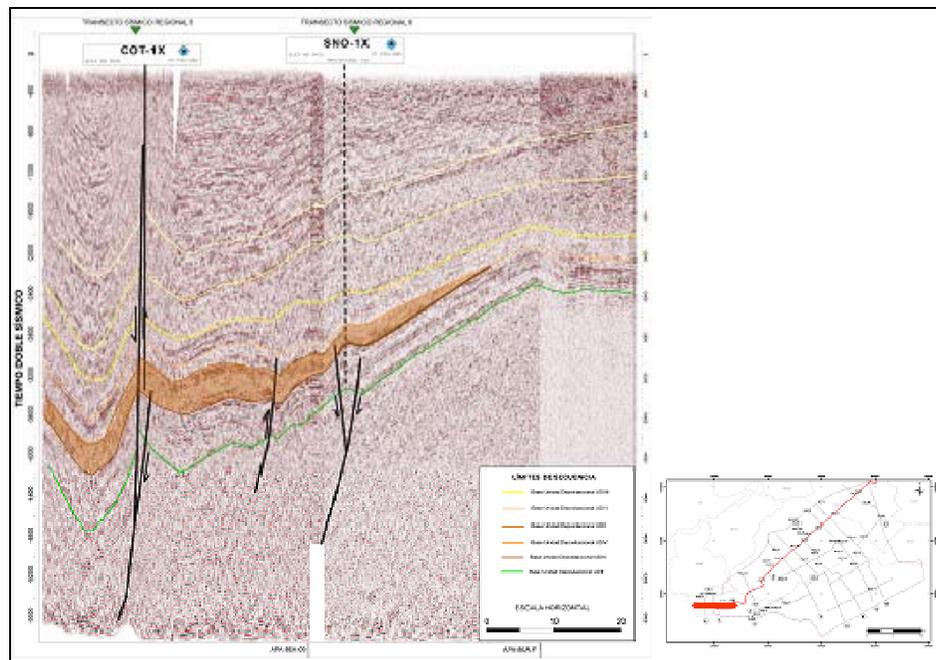


Figura 33. Sección sísmica compuesta APA-86A-09 y APA-86AF. Nótase el acuñamientos Unidad Depositacional UDIII en el segmento del transecto regional sísmico 1 (Tomado de Santiago y otros, 2014).

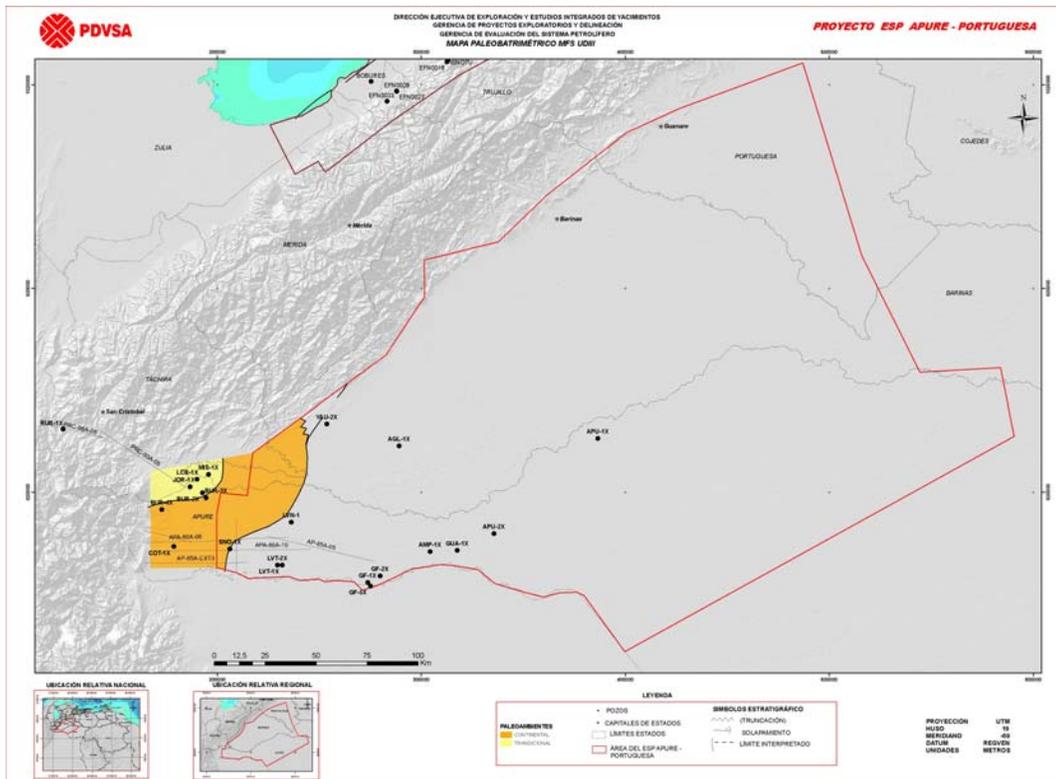


Figura 34. Mapa paleobatimétrico en la superficie de máxima inundación 52,3 Ma. Tomado de Santiago y otros, 2014.

Los diagramas de soterramiento para la cuenca durante este periodo de tiempo (Figura 35), Se puede observar que el único lugar con soterramiento positivo; es decir, zona con subsidencia suficiente para generar espacio de acomodación receptora de sedimentos, es el área suroeste de la cuenca, en el pozo COT-1X, mientras que el resto de la cuenca experimenta un levantamiento. El gradiente de soterramiento varía entre 282 y 447pie/Ma, ligeramente superior al registrado durante la depositación de la unidad UDII. El flujo de calor para este tiempo varía entre 50 y 60 mW/m².

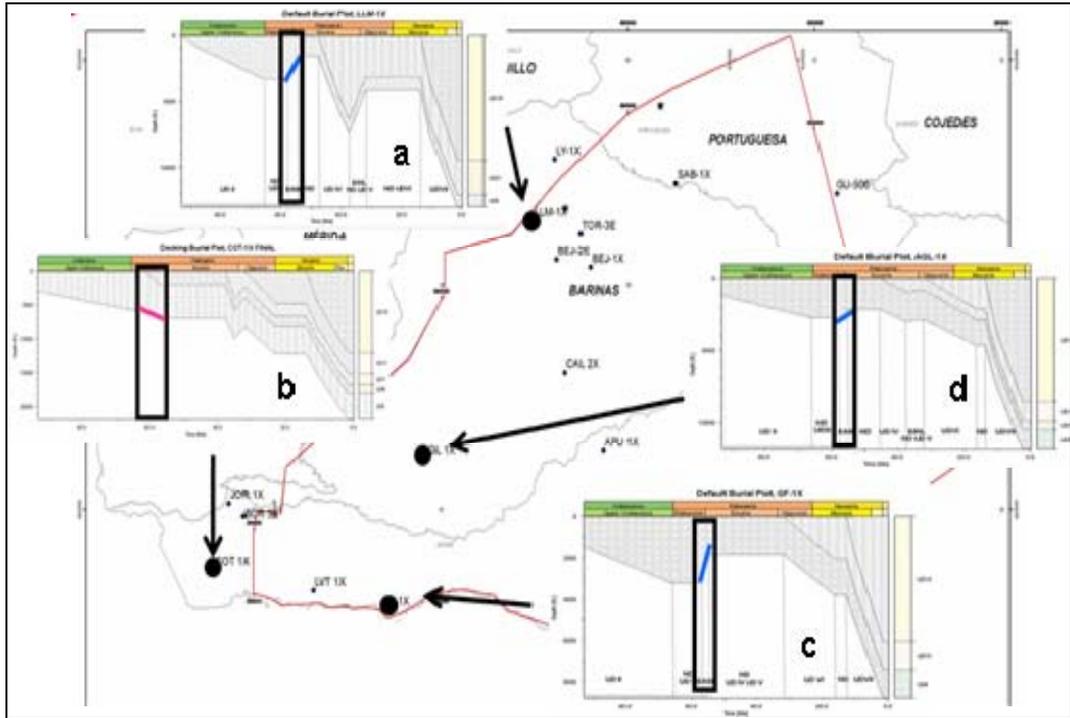


Figura 35. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDI, y en azul la historia de soterramiento negativa (levantamiento). Tomado De Santiago y otros, 2014.

Durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, la cuenca sufre un levantamiento que generó una gran discordancia angular reconocible en toda la cuenca Barinas Apure; y se reconoce también en las cuencas de Maracaibo (Audemard, 1991), la Cuenca del Valle de Magdalena (Cooper y otros, 1995; Villamil, 1999) y la cuenca de los Llanos de Colombia (Cooper y otros, 1995). Dicho evento tectónico activa (reactiva?) las fallas subverticales que controlan la geometría de los paleoaltos conocidos como Alto de Mérida (Lugo, 1994; Lugo y Mann, 1995; Chigné y otros, 1996), Alto de Santa Bárbara (Feo-codecido, 1960) y Alto El Baúl (Kiser, 1989), en donde la discordancia angular se reconce con facilidad. Estas paleoestructuras serán muy influyentes en la posterior configuración de las unidades deposicionales más jóvenes, así como también en la caracterización de los elementos del sistema petrolífero de la cuenca. El Alto de Mérida está constituido por una serie de estructuras controladas

por fallas subverticales de rumbo OSO-ENE. El otro paleoalto que tiene una marcada influencia en la Cuenca es el Alto El Baúl, el cual es el único de los tres altos mencionados que tiene expresión en superficie, con afloramientos de rocas Paleozoicas-Mesozoicas, ubicado al sur del estado Cojedes. Varios autores han definido el Alto de El Baúl como el límite oriental de la Cuenca Barinas Apure (Gonzalez de Juana y otros, 1980; Kiser, 1989; Chigné y otros, 1995), aun cuando no está del todo clara su expresión en el subsuelo y se dificulta la observación de dicho límite (Figura 36).

El otro paleoalto es el de Santa Bárbara, un arco controlado por fallas subverticales en cada flanco, con un eje axial de orientación NO-SE (Figura 35). Esta estructura se extiende unos 50 Km hacia el sureste de los pozos YAU-1X y YAU-2X, hasta perder expresión estructural al norte del campo Guafita. Este arco puede tener continuidad en el subsuelo del territorio colombiano (Santiago *op.cit*).

Durante el Eoceno Medio, un nuevo frente de deformación de vergencia sur-sureste se genera debido al emplazamiento de las Napas de Lara (Stephan, 1982; Blin, 1989). Producto de dicho emplazamiento se generó una fuerte subsidencia flexural, que permitió la depositación de la unidad depositacional UDIV, presente en los estados Portuguesa, Cojedes, Barinas y parte de Apure (Santiago *op.cit*). constituidas por unidades transgresivas predominantemente siliciclásticas compuestas por las formaciones Gobernador Misoa y Paguey - Paují, cuya sedimentación se encontró controlada por los paleoaltos antes mencionados (Chigné, y otros, 1996). El ciclo Gobernador – Paguey representa una subsidencia continua, contemporánea con el avance de las Napas de Lara desde el norte (Ozuna y otros, 1994). Estos sedimentos se depositaron como resultado de la interacción, colisión y consecuente flexión de la litósfera, entre el arco de islas del Caribe y el margen septentrional de Suramérica. En las etapas iniciales se produjo una fase muy prominente de extensión, y con ella se generaron o reactivaron rasgos estructurales importantes, entre ellas la falla de Ospino – alto de El Baúl (Chigne y otros, 1996).

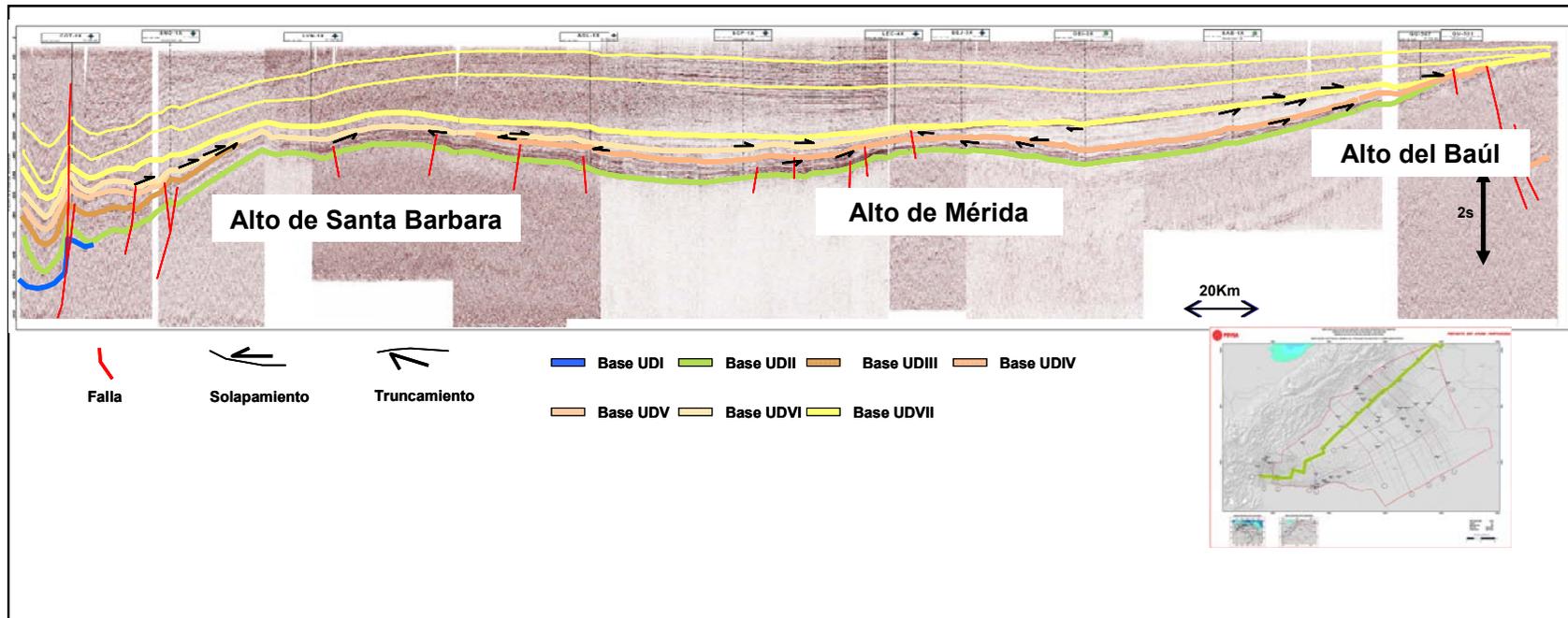


Figura 36. Trasecto Sísmico Regional mostrando los paleo altos en la Cuenca Barinas Apure. Tomado de Santiago y otros, 2014.

Posteriormente a la extensión se produjo un evento importante de acortamiento que involucró a las unidades previamente depositadas en la cuenca antepais. Las estructuras originadas corresponden a anticlinales de rampa con despegues. Las estructuras formaron parte de un cinturón de pliegues y cabalgamientos que fueron erosionadas por la tectónica andina.

Este ciclo comprende una fase transgresiva con intercalaciones de calizas, areniscas y lutitas calcáreas. Esta transgresión progresivamente fue más intensa hasta alcanzar la mayor profundización de la cuenca a batial superior (Figura 37), ahogando el sistema calcáreo y depositando arcillas marinas a partir de la cual se interpreta una superficie de máxima inundación (47 Ma). Luego se deposita un sistema regresivo aunque posiblemente a la generación constante de espacio y la baja tasa de sedimentación nunca se observa una progradación evidente, no obstante, en el área tradicional de Barinas por el Alto de Bejucal (campo de Bejucal) se observa una facies arenosas regresivas o una pequeña somerización del sistema,

Los diagramas de soterramiento de cuatro (4) pozos de la cuenca Barinas Apure, muestra claramente la diferencia en cuanto a la subsidencia tectónica que afectó la cuenca durante el Eoceno Medio, variando los gradientes de soterramiento de 120 a 1500 pie/Ma (Figura 38). El flujo de calor igualmente varía entre 50 y 60 mW/m².

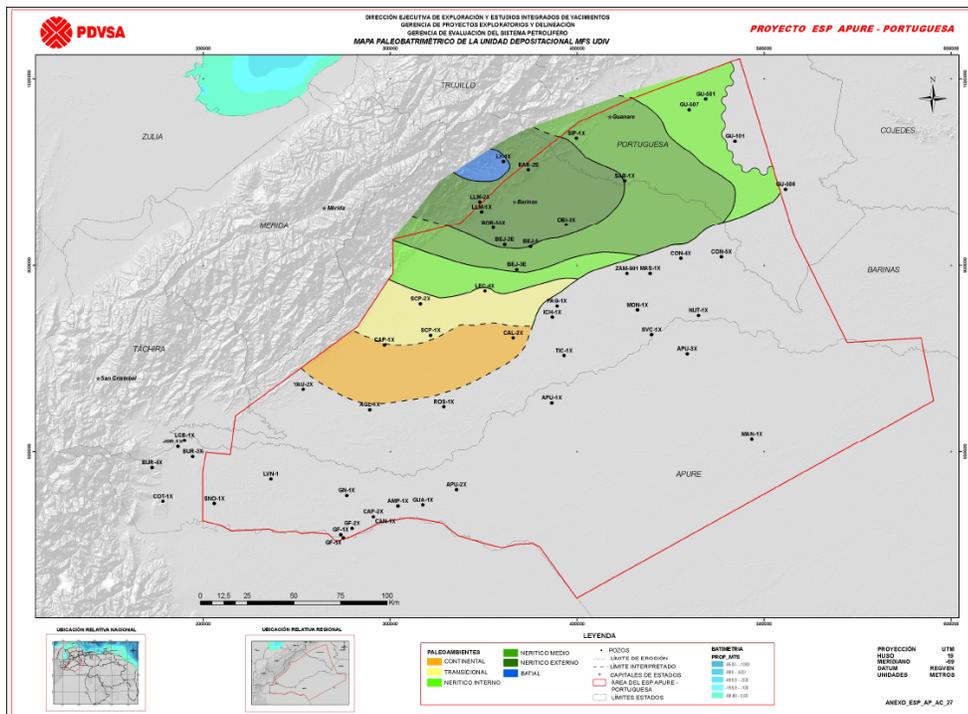


Figura 37. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDIV (MFS_UDIV- 46,8 Ma). Observe la línea de color rojo que muestra la sección del análisis de facies sísmicas para la unidad UDIV. Tomado de Santiago y otros, 2014.

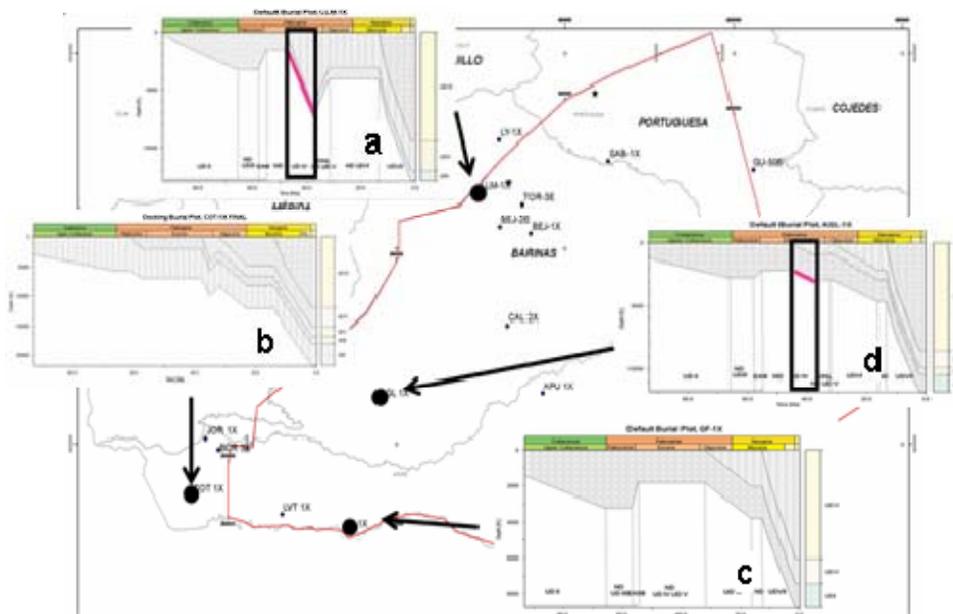


Figura 38. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento durante la UDIV. Tomado de Santiago y otros, 2014.

Un levantamiento regional durante el Eoceno Tardío provocó una fuerte erosión identificado por las terminaciones tipo truncamiento en todo el norte de la Cuenca. Este levantamiento reactivó los Altos de Mérida y El Baúl, donde la terminaciones tipo truncamiento al tope del Eoceno Medio son más evidentes, asimismo esta erosión decapitó las estructuras compresivas de piel delgada con despegue intra Eoceno Medio, ubicadas al norte de la cuenca (área de los pozos LY-1X y SIP-1X). Esta importante discordancia puede explicarse debido a un ajuste o rebote isostático (equilibrio de masas) producto del reacomodo de la carga litostática al norte de Venezuela, posterior al emplazamiento de las Napas de Lara (Parnaud y otros., 1994; Escalona and Mann, 2006).

El primer pulso tectónico que generó el sistema orogénico de la Cordillera Oriental de Colombia, al oeste de la Cuenca Barinas Apure, tuvo lugar durante el Eoceno Tardío – Oligoceno (Cooper y otros., 1995, Villamil, 1997; Bayona y otros., 2006). La evolución desde el Eoceno Tardío hasta el reciente del mencionado orógeno colombiano ha ocasionado una subsidencia durante la cual se depositaron las unidades depositacionales UDV, UDVI y afectó también a la UDVII.

Durante el Eoceno Tardío se depositaron sedimentos en el extremo occidental del estado Apure. Esta depositación marca el inicio de otro pulso tectónico que generó el levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia (Cooper y otros., 1995, Villamil, 1997; Bayona y otros., 2006), el cual se hace más evidente con los depocentros de edad Oligoceno. Se profundiza hacia las inmediaciones del pozo COT-1X y actualmente las menores profundidades se encuentran en el área de los pozo JOR-1X por el efecto del Alto de las Brujas del Reciente, en la cresta del mismo se erosionó en su totalidad esta unidad, lo cual se puede evidenciar en el pozo BUR-3X, el cual perforó la molasa andina reciente y posteriormente sedientos de edad Paleoceno.

En la Figura 39 se muestran los diagramas de soterramiento de cuatro pozos de la cuenca observándose que sólo el pozo COT-1X muestra una historia de soterramiento positiva durante el Eoceno Tardío, el cual varía entre 660 y 2700 pie/Ma, mientras que el pozos LLM-1X muestra un gradiente de soterramiento negativo, producto del

ajuste isostático explicado en párrafos anteriores. El flujo de calor varía entre 50 y 60 mW/m^2 .

El avance del levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia continúa en el Oligoceno, lo que genera subsidencia flexural que afecta toda la cuenca de los llanos y buena parte de la CBA (Cooper y otros., 1995, Villamil, 1997; Bayona y otros., 2006).

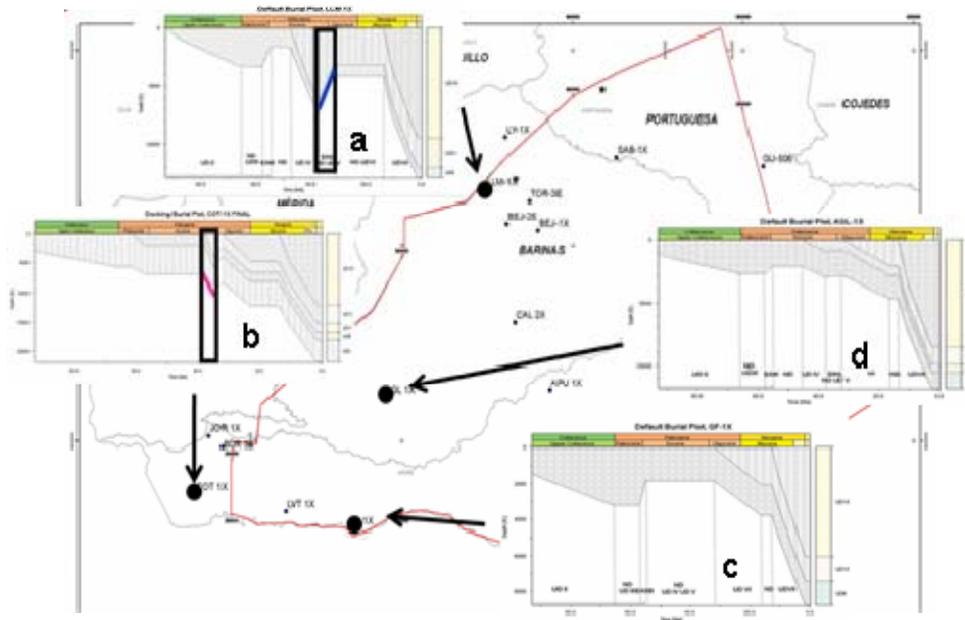


Figura 39. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDV, mientras que en azul se resalta la historia de soterramiento negativa (levantamiento). Tomado de Santiago y otros, 2014.

Depósitos de edad de edad Oligoceno - Mioceno Temprano están presentes en el suroeste y sureste de la cuenca, abarcando gran parte del estado Apure, al noroeste comprendiendo una porción de los estados Tachira y Barinas, y al noreste se encuentran ausentes por erosión. El sistema de fallamiento asociado al Alto de Mérida afecta la parte basal de esta unidad únicamente, mientras que las fallas con sentido suroeste-noreste de edad Paleoceno y reactivada por la orogénesis andina afectan toda la

unidad depositacional. Los diagramas de soterramiento de cuatro (4) pozos de la cuenca, donde se resalta la historia subsidencia durante la depositación de esta sedimentación. Se observan gradientes de soterramiento muy similares entre los pozos ubicados al sur de la cuenca, variando entre 51 y 675 pie/Ma, mientras que hacia el norte la subsidencia es nula. El flujo de calor para este tiempo se mantiene entre 50 y 60 mW/m² (Figura 40).

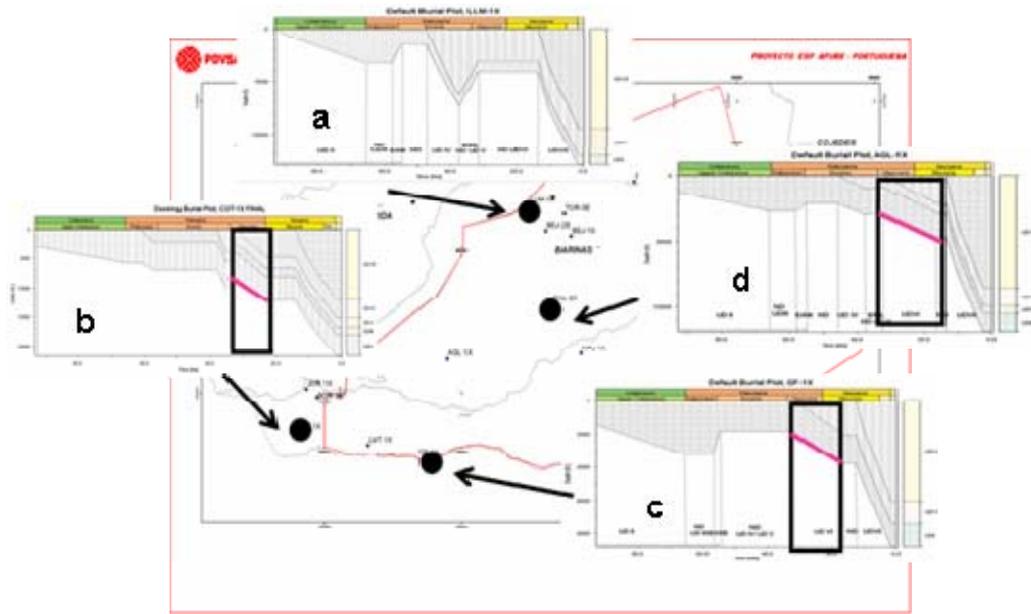


Figura 40. Mapa mostrando los diagramas de soterramiento de los pozos a) LLM-1X; b) COT-1X; c) GF-1X y d) AGL-1X. Resaltado en fucsia historia de soterramiento positiva durante la UDVI. Tomado de Santiago y otros, 2014

En el Mioceno Temprano – Medio ocurrió una reactivación transtensiva – transpresiva de importantes rasgos estructurales en los llanos de Colombia y Apure. En las unidades del Mioceno Temprano a Medio se encuentran evidencias de una deformación significativa en el flanco occidental de la Cordillera Occidental de Colombia (Cooper y otros., op.cit).

Durante el Mioceno Tardío hasta el reciente, el levantamiento de los Andes de Mérida y la continuación del levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia genera una cuenca de antepaís que se rellenó de sedimentos continentales (Chigne y

otros, 1996; Parnaud y otros, 1994; Audemard y otros, 2000.). El espacio de acomodación resultó de la flexión de la litósfera ante la carga del orógeno andino, produciendo depocentros regionales en los que se acumularon más de 15.000 pies de sedimentos. En la Cuenca Barinas – Apure esta compresión andina reactivó estructuras jurásicas y paleógenas (De Toni y otros, 1994; Chigné y otros, 1996). El eje axial del surco de Machiques parece coincidir con el eje axial de la Sierra de Perijá, mientras que los ejes axiales de los surcos de Uribante y Barquisimeto parecen coincidir con los ejes axiales de los Andes de Mérida, lo que hace pensar que la formación de dichas cordilleras estuvo controlada por la preexistencia de depocentros Mesozoicos (Renz, 1959). La sedimentación del Mioceno Temprano representada en el área de Barinas por las formaciones Parángula y Río Yuca inferior que constituyen la molasa autóctona pre – andina. La sedimentación del Mioceno superior y mas joven (Río Yuca superior y Formación Guanapa) retrabajan rocas ígneas y metamórficas del núcleo andino y representan la molasa del levantamiento de los Andes merideños. La molasa mas joven en Barinas lo constituye la Formación Guanapa. La formación esta constituida por sedimentos continentales, compuesto mayormente por depósitos de conos aluviales que definen niveles de terrazas de edad pleistocena a reciente (Ozuna y otros, 1994).

CAPÍTULO V BASE DE DATOS

5.1 DE BASE DE DATOS DISPONIBLE

Para dar inicio a la recopilación de la información se procedió a hacer un levantamiento de los datos de pozos presentes en la zona. El área de estudio comprendía un total de 54 pozos (28 pozos exploratorios y 25 pozos de producción) (Figura 41).

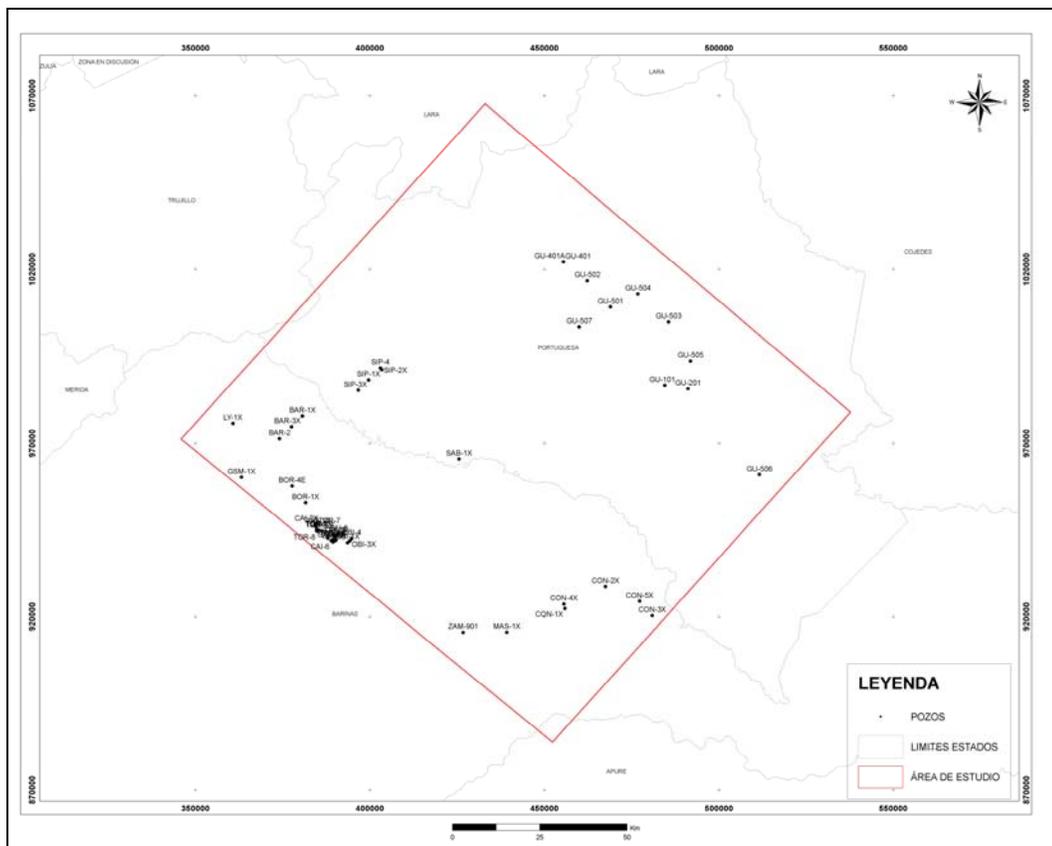


Figura 41. Número de pozos al inicia de la búsqueda de información y generación de la base de datos.

Primeramente, se procedió a hacer la búsqueda de la información que se disponía de cada uno de ellos. La recopilación de la información consistió en reunir datos básicos de los pozos, tales como: carpetas de pozos, profundidad de los revestidores, datos de yacimiento, análisis geoquímicos, bioestratigrafía, perfiles de pozos, sedimentología, levantamientos sísmicos existentes, obtenidos a partir de los informes técnicos previos encontrados en las bases de datos corporativas, tales como: Cintoteca, *WebChannels/Finder*, Simde, Nucleoteca Virtual, CITEP, BIBLIOLAB, RIPPET, entre otros; además de los proyectos existentes cargados en *OpenWorks* e inventarios de muestras de rocas disponibles en las nucleotecas de El Chaure (Guanta), Intevep (Los teques) y La Concepción. Esta recolección se hizo con la finalidad de seleccionar y trabajar con los pozos que tuviesen mayor cantidad de datos. Sólo 19 de los 54 pozos iniciales contaban con la mínima información requerida para ser candidato a clasificarse como un pozo clave o complementario (pozo clave: se consideró como un pozo clave aquel pozo que posee mínima proximidad a las líneas sísmicas (5 Km), mayor profundidad de penetración, calibración sísmica con T/Z, mayor cantidad de datos bioestratigráficos, sedimentológicos y perfiles. Los pozos complementarios son aquellos pozos adicionales utilizados que presentaban escasez de datos o que fueron requeridos para extenderse hacia áreas vecinas.), no obstante, se integraron 5 pozos que no cumplían con la mayoría de las premisas anteriores, pero servirían de control para correlacionar las áreas mas lejanas de los transectos sísmicos (Figura 42).

En la base de datos sedimentológica se inventariaron 16 pozos con disponibilidad de muestras bien sea de núcleo, canal y/o pared (Figura 43)

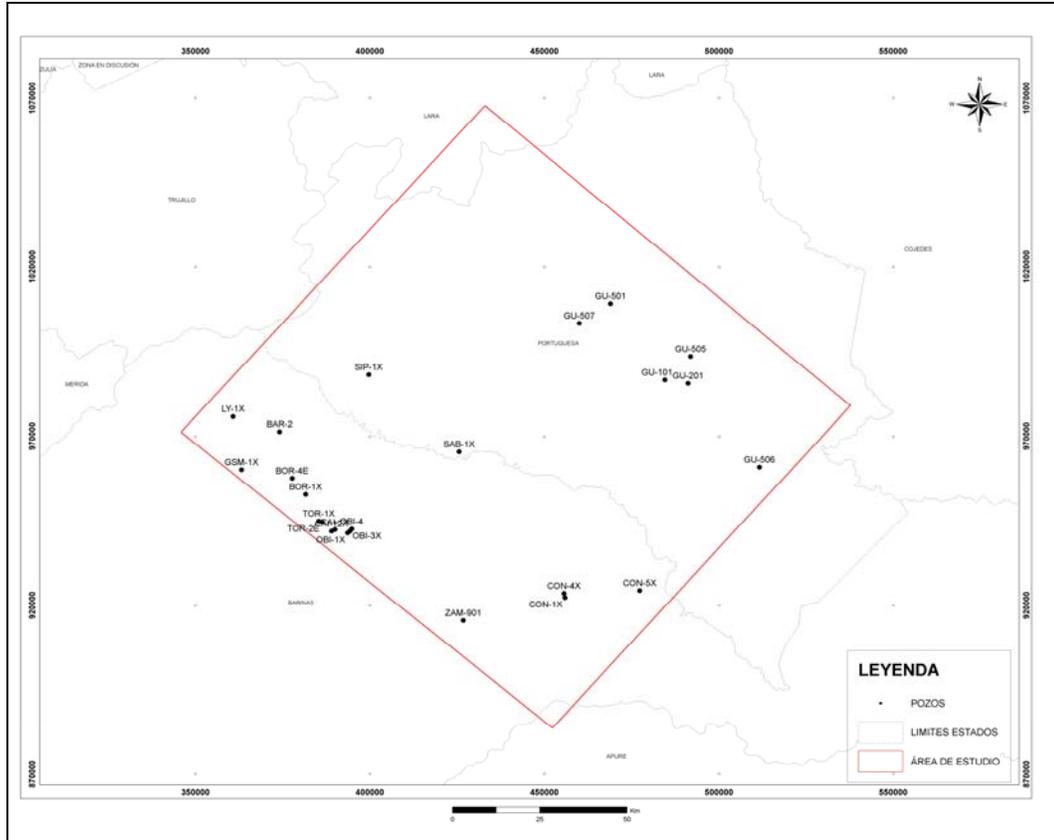


Figura 42. Mapa base con los 24 pozos que serán trabajados como pozos claves y/o complementarios en el estudio.

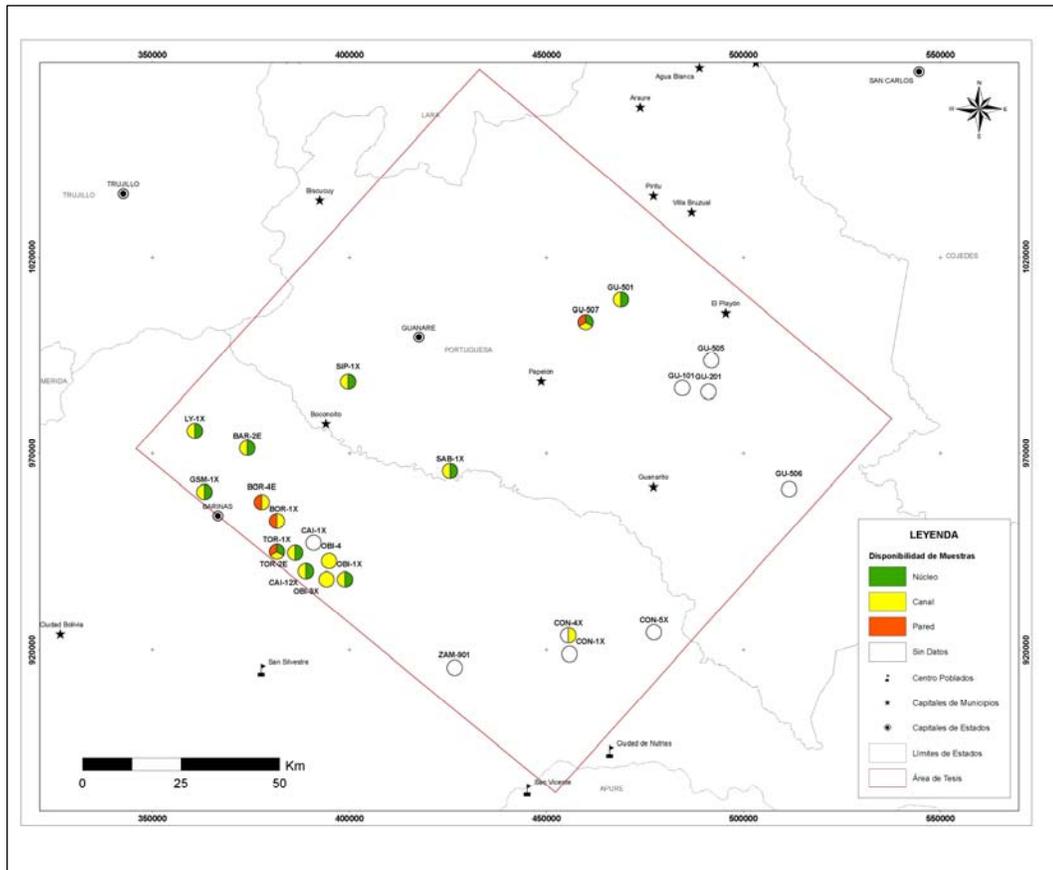


Figura 43. Mapa base con información de la disponibilidad de las muestras.

Se dispone de 17 Pozos con estudios bioestratigráficos, tales como: abundancia y diversidad de especies, paleobatimetría y edades integradas obtenidas a partir de las disciplinas: foraminíferos, nannoplancton calcáreos y palinomorfos en el intervalo Cretácico y Paleógeno. La reinterpretación de esta información nos permitirá unificar los criterios de la interpretación de edades, y de esta forma establecer un marco biocronoestratigráfico homologado en el área de estudio. En la Figura 44 y Figura 45, se observan los pozos que poseen información bioestratigráfica en el intervalo Cretácico y Paleógeno.

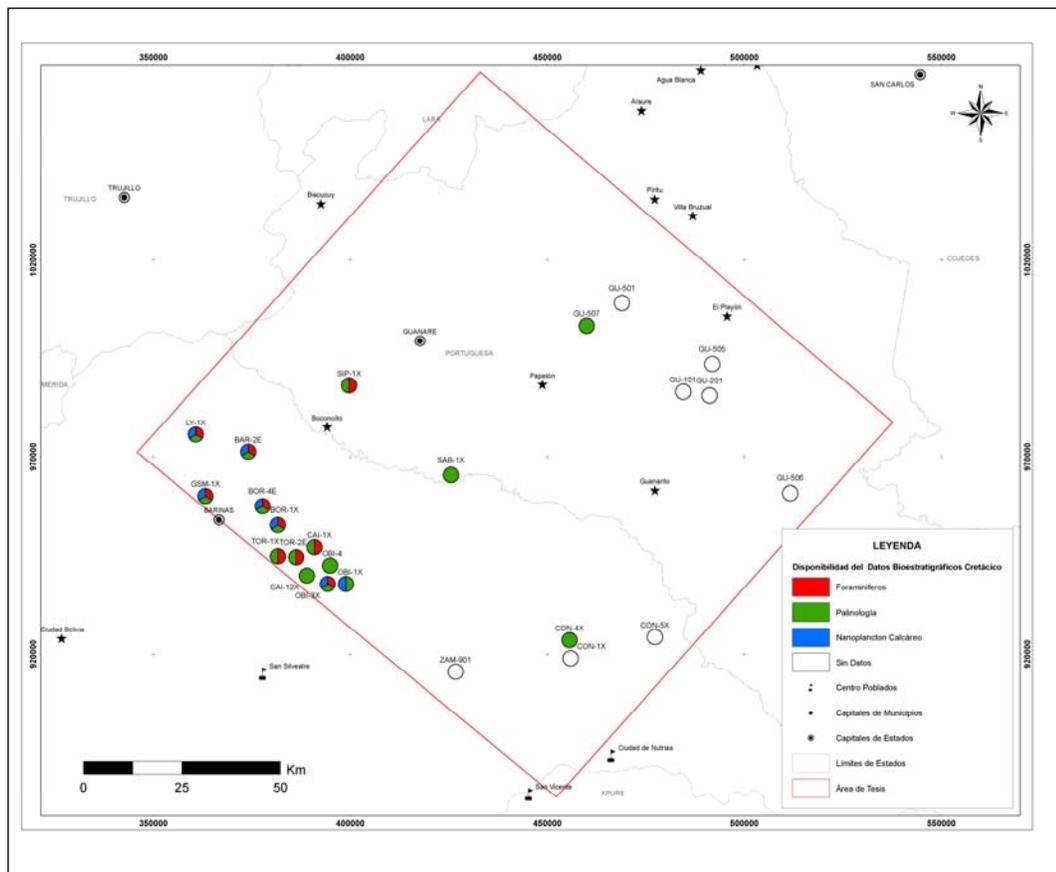


Figura 44. Pozos en el área Noreste de Barinas y Portuguesa que poseen estudios bioestratigráficos en intervalo Cretácico.

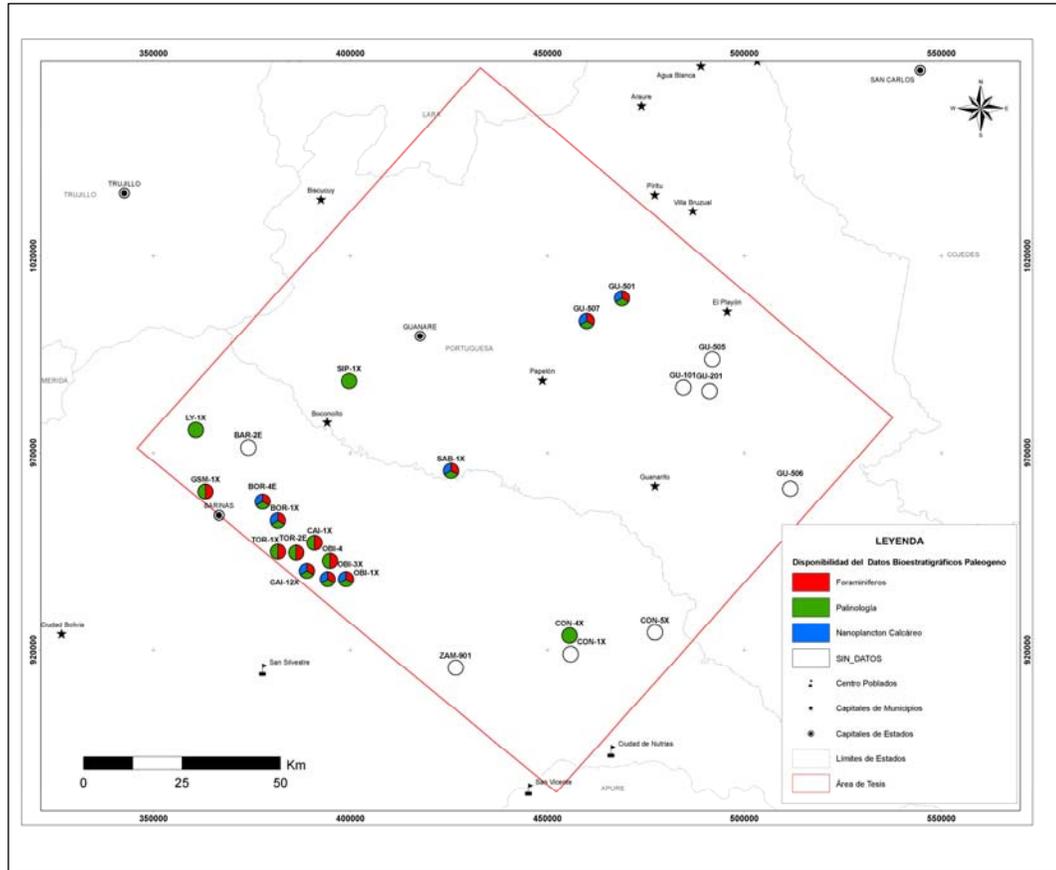


Figura 45. Pozos en el área de Barinas y Portuguesa que poseen estudios bioestratigráficos en el intervalo Paleógeno.

De igual forma se recopiló la información de los pozos que tuviesen interpretación paleobatimétrica generados en los reportes de los análisis bioestratigráficos (Figura 46).

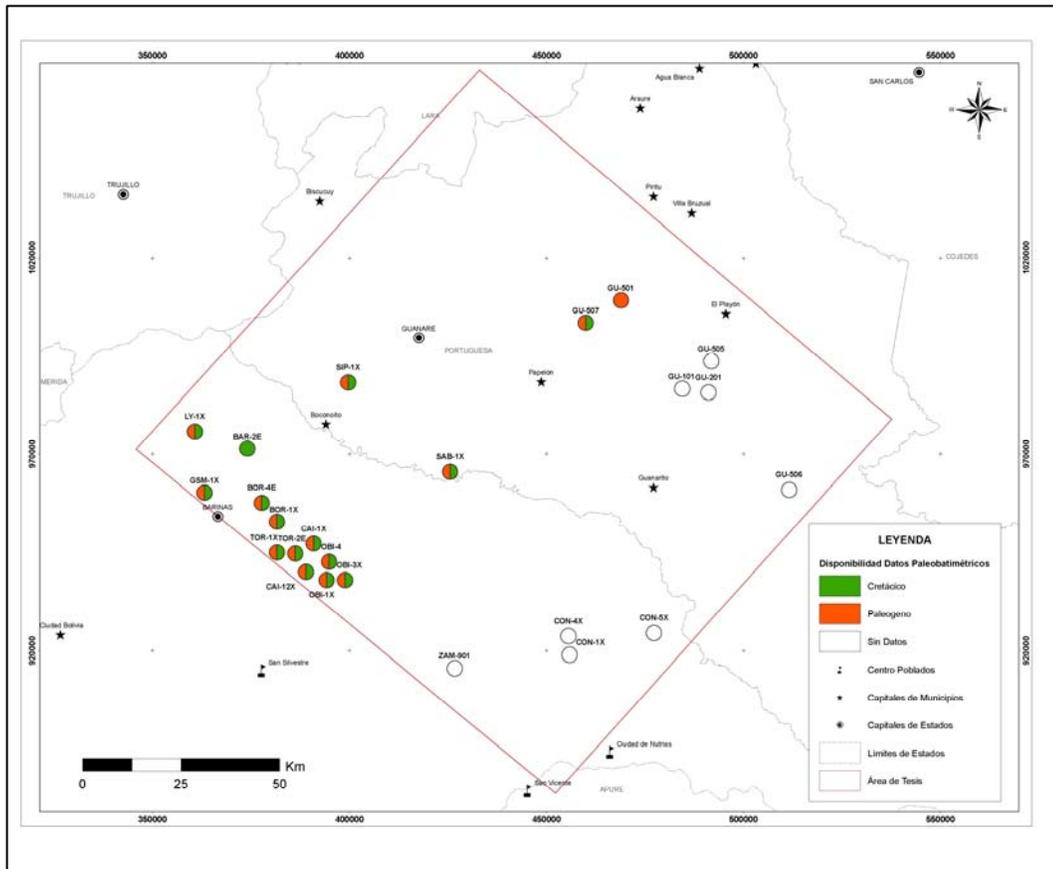


Figura 46. Pozos con disponibilidad de dato paleobatimétrico en los intervalos cretácico y paleógeno.

Se llevó a cabo un inventario de los registros y posteriormente se generó un mapa donde se indican la disponibilidad de las mismas por pozo (Figura 47). Es importante mencionar que muchos pozos poseen poca densidad de perfiles, esto se debe principalmente, a que son pozos que fueron perforados con la tecnología década de los años 1960.

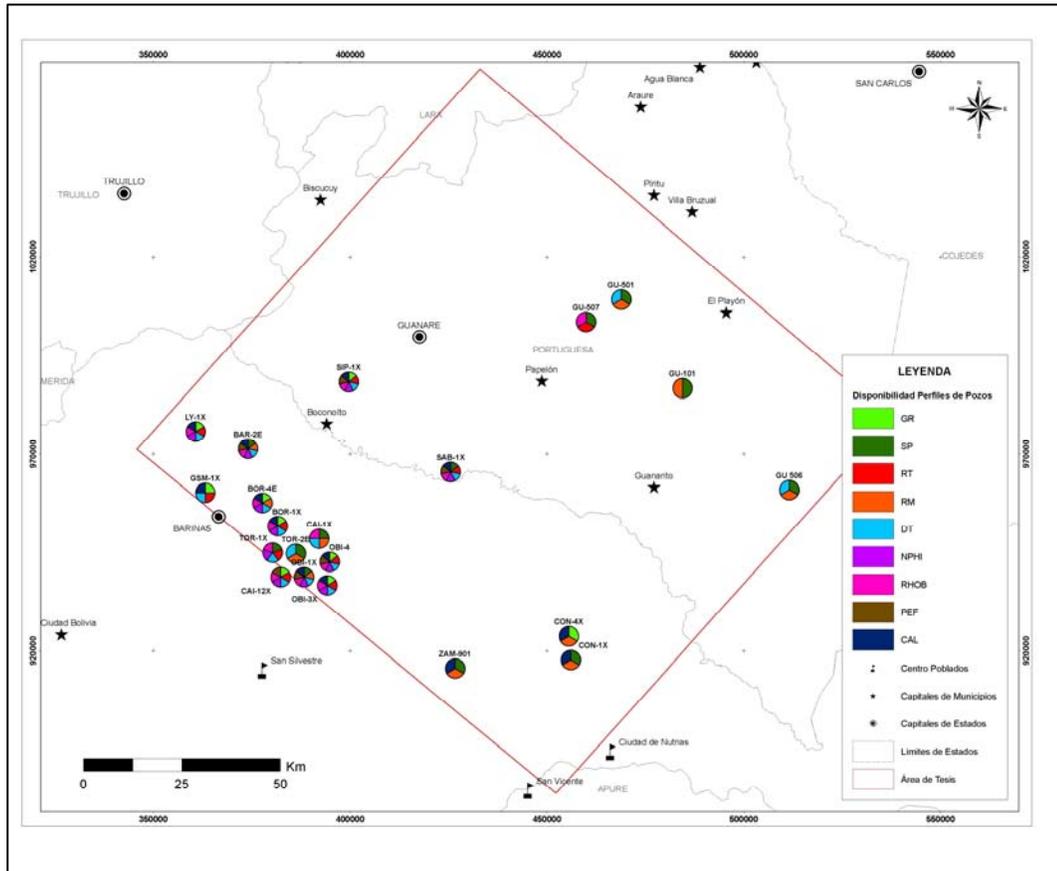


Figura 47. Disponibilidad de registros de pozos en el área Barinas – Portuguesa.

Los levantamientos sísmicos 2D presentes en el área de interés que se utilizarán para generar la interpretación sísmico-secuencial son: BAR-90A, BAR-91A, BAR-92A, BE-94A, BAR-85A, ESCE-86A, ESCE-86A, RBA-96A, BN-79A, LLUZ-48. Vale la pena mencionar que las campañas de adquisición de la sísmica con las cuales se trabajarán desde 1979 hasta 2010 son diferentes, lo cual implica variación en la metodología, parámetros de adquisición y tecnologías usadas en los distintos levantamientos. Estas diferencias se podrán ver reflejadas en las imágenes sísmicas al momento de la interpretación.

Adicionalmente, se validó la información de velocidades de propagación de ondas acústicas en los pozos del área, para luego poder realizar la correcta calibración tiempo-profundidad entre los pozos y los datos sísmicos. Los registros fundamentales para generar la calibración sísmica-pozo son Tiempo de Transito (DT) y Tiro de Verificación (CheckShot). Solo 5 pozos poseen información de velocidades (DT y/o CS). En los pozos que no tienen disponibilidad de este dato, se le realizará un registro sintético es el caso de que sea necesario. En la Figura 48 se muestran los pozos que fueron calibrados para ser trabajados en los transectos sísmicos y/o correlación.

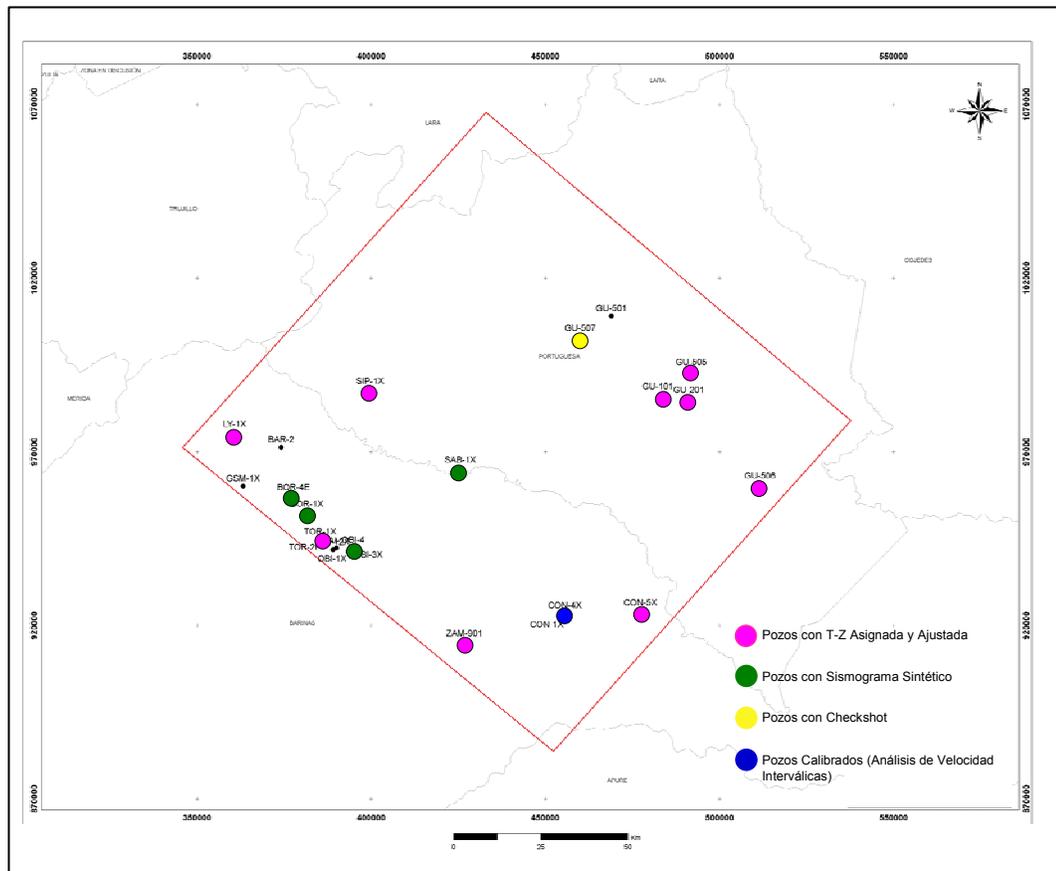


Figura 48. Pozos calibrados para la interpretación sísmica

5.2 CALIDAD DEL DATO BIOESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO.

La bioestratigrafía es una herramienta esencial para la definición de las superficies estratigráficas. El dato bioestratigráfico se calificó con el objeto de evaluar que tan confiable son las edades obtenidas en los estudios previos, para así saber que acciones se deben tomar en cuenta al momento de datar las superficies estratigráficas de interés. En la determinación de la calidad del dato bioestratigráfico se tomó como base la matriz de calidad del dato definida en el trabajo de Audemard y otros. 2000, en la cual se utilizan los colores del semáforo para evaluar el grado de certidumbre de los datos existentes. Esta matriz de colores verde, amarillo y rojo (Figura 49) fue modificada y adaptada a la información del área, tomándose en cuenta cantidad de disciplinas empleadas en el análisis de la muestras (ejemplo: nannoplacton, foraminíferos y/o palinología), densidad de muestreo y su resolución en la determinación de edades.

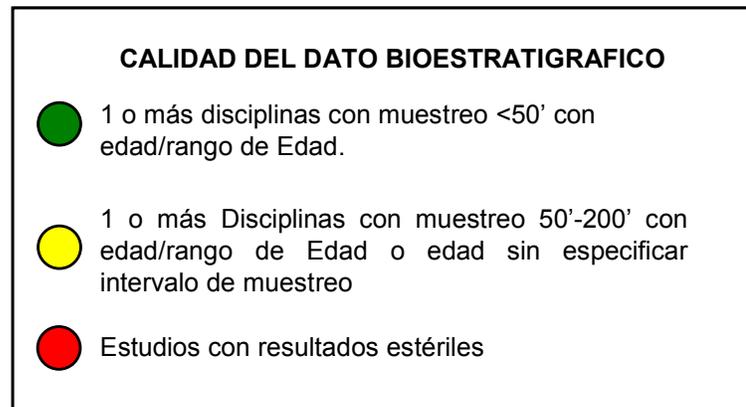


Figura 49. Matriz de calidad del dato bioestratigráfico

En las Tabla 3 y Tabla 4 se muestran los pozos en conjunto con los parámetros que se tomaron en consideración para determinar la calidad del dato bioestratigráfico, donde se muestra con una “X” aquellos pozos que tuvieron resolución bioestratigráfica para datar edad y paleobatimetria en cada una de las disciplinas (foraminiferos, nannoplacton y palinomorfos). Cuando el cuadro no posee la “X” implica que la interpretación no tuvo resolución para determinar una edad específica.

La coloración verde representa el dato con grado de certidumbre alto y le fue asignado a aquellos análisis realizados con una o más disciplinas con una densidad de muestreo $\leq 50'$ que tuvieron resolución para determinar un rango de edad. El color amarillo representa el dato con grado de certidumbre moderada y le fue asignado a aquellos análisis, que con una o más disciplinas tuvo resolución para datar y poseían un muestreo entre 50-200' ó aquellos intervalos que permitieron interpretar un rango de edad pero no especificaban el intervalo de muestreo. El color rojo representa el dato con grado de certidumbre baja y se le asignó a aquellos análisis que tuvieron resultados estériles.

Tabla 3. Parámetros tomados en consideración para la determinación de la calidad del dato bioestratigráfico en el intervalo Cretácico.

POZO	Foraminíferos			Palinología			Nannoplancton				
	Edad	Paleob	Muestreo	Edad	Paleob	Muestreo	Edad	Paleob	Muestreo		
BAR - 2E								x	x	≤ 50	
BOR - 1X	C	-	-	-	C	x	-	50' - 200'	C	-	-
BOR - 4E	C	-	-	-	C	x	x	≤ 50	C	x	-
CAI - 1X	C	x	x	50' - 200'	C	x	x	50' - 200'	C	-	-
CAI - 12X					N/C	x	-	≤ 50			
CON - 4X					C	x	-	≤ 50			
GRM - 1S											
GSM - 1X	N/C	x	x	$\leq 50'$	N/C	x	-	≤ 50	N/C	x	-
GU - 501											
GU - 507	N	-	-	-	N	x	x	cont>500			
LY - 1X	N	x	x	cont<500	N	x	-	cont<500	N	x	-
OBI - 1X	C	-	-	≤ 50	C	x	-	≤ 50	C	x	-
OBI - 3X	N/C	x	x	≤ 50 /Disc	N/C	x	-	≤ 50 /Disc	C	x	-
OBI - 4X	C	-	-	50' - 200'	C	x	-	50' - 200'	C	-	-
SAB - 1X	N/C	-	-	50' - 200'	N/C	x	-	≤ 50	N/C	-	-
SIP - 1X	N/C	x	x	≤ 50 /Disc	N/C	x	-	≤ 50 /Disc			
TOR - 1X	N/C/P	x	x	$\leq 50'$	N/C/P	x	-	50' - 200'			
TOR - 2E	N	-	-	-	N	x	x	$\leq 50'$		-	-

C= Canal P=Pared Cont=Muestreo continuo
N=Nucleo Disc= Muestreo discontinuo

Tabla 4. Parámetros tomados en consideración para la determinación de la calidad del dato bioestratigráfico en el intervalo Paleógeno.

POZO	Foraminíferos			Palinología			Nannoplancton					
	Edad	Paleob	Muestreo	Edad	Paleob	Muestreo	Edad	Paleob	Muestreo			
BAR - 2E												
BOR - 1X	C	x	x	NE	C	x	-	NE	C	x	-	NE
BOR - 4E	C	x	x	50' - 200'	C	x	x	50' - 200'	C	x	-	50' - 200'
CAI - 1X	C	x	x	50' - 200'	C	x	x	50' - 200'	C	-	-	-
CAI - 12X	N/C	x	x	50' - 200'	N/C	x	-	≤ 50	N/C	x	-	50' - 200'
CON - 4X					C	x	-	≤ 50				
GRM - 1S	N/C	x		50' - 200'	N/C	x	-	50' - 200'	N/C	x	-	50' - 200'
GSM - 1X	C	x	x	≤ 50'	N/C	x	-	≤ 50	N/C	x	-	50' - 200'
GU - 501	N	x	x	cont>500	N	x	-	cont>500	N	x	-	cont>500
GU - 507	N	x	x	cont>500	N	x	x	cont>500	N	x	-	cont>500
LY - 1X	C	x	x	50' - 200'								
OBI - 1X	C	x	x	≤ 50'	C	x	-	≤ 50	C	x	-	≤ 50
OBI - 3X	N/C	x	x	≤ 50/Disc	N/C	x	-	≤ 50/Disc	C	x	-	≤ 50
OBI - 4X	C	x	x	50' - 200'	C	x	-	50' - 200'	C	x	-	50' - 200'
SAB - 1X	N/C	x	x	≤ 50'	N/C	x	-	≤ 50	N/C	x	-	≤ 50
SIP - 1X	N/C	x	x	≤ 50/Disc	N/C	-	-	≤ 50/Disc				
TOR - 1X	C	x	x	≤ 50'	C	x	-	50' - 200'	C			
TOR - 2E	N	x	x	≤ 50'	N	x	x	≤ 50'	N	x	x	≤ 50'

C= Canal
N=Núcleo
P=Pared
Disc= Muestreo discontinuo
Cont=Muestreo continuo

En la Figura 50 y Figura 51, se muestr el mapa de calidad del dato bioestratigráfico en el intervalo Cretácico y Paleógeno en el área de estudio.

Para determinar la calidad del dato sedimentológico, se tomo como premisa principalmente el tipo de muestra (núcleo, canal, pared) y la cantidad de pies interpretados en la columna. Los estudios sedimentológicos realizados frecuentemente se limitan a intervalos de interés ó a una formación en particular. Por lo tanto no hay un registro lo suficientemente completo que permita caracterizar secuencias de orden mayor. La información sedimentológica en general es poco densa con respecto a la disponibilidad de núcleo. Esta información se integra con los análisis paleobatimétricos y las características sedimentológicas para definir ambientes. La matriz de calidad de dato se observa en la Figura 52 y el mapa de calidad sedimentológica de los pozos en la Figura 53.

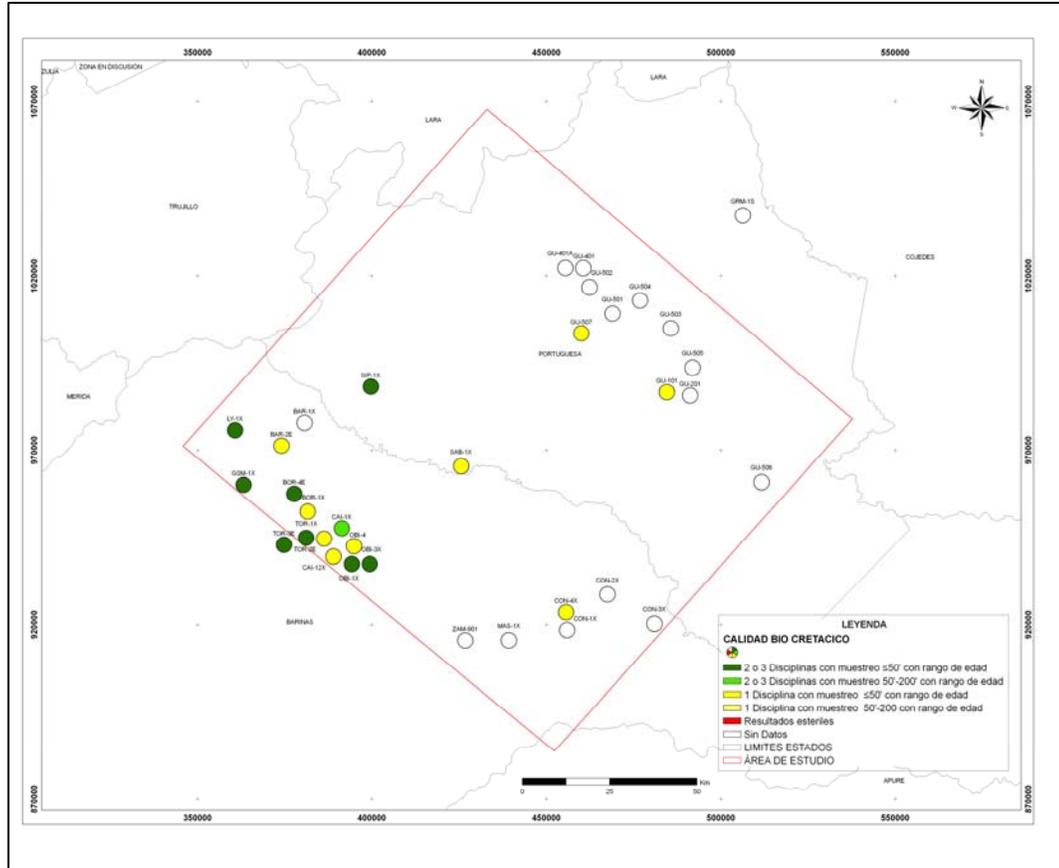


Figura 50. Calidad del dato bioestratigráfico en los pozos del área a nivel Cretácico.

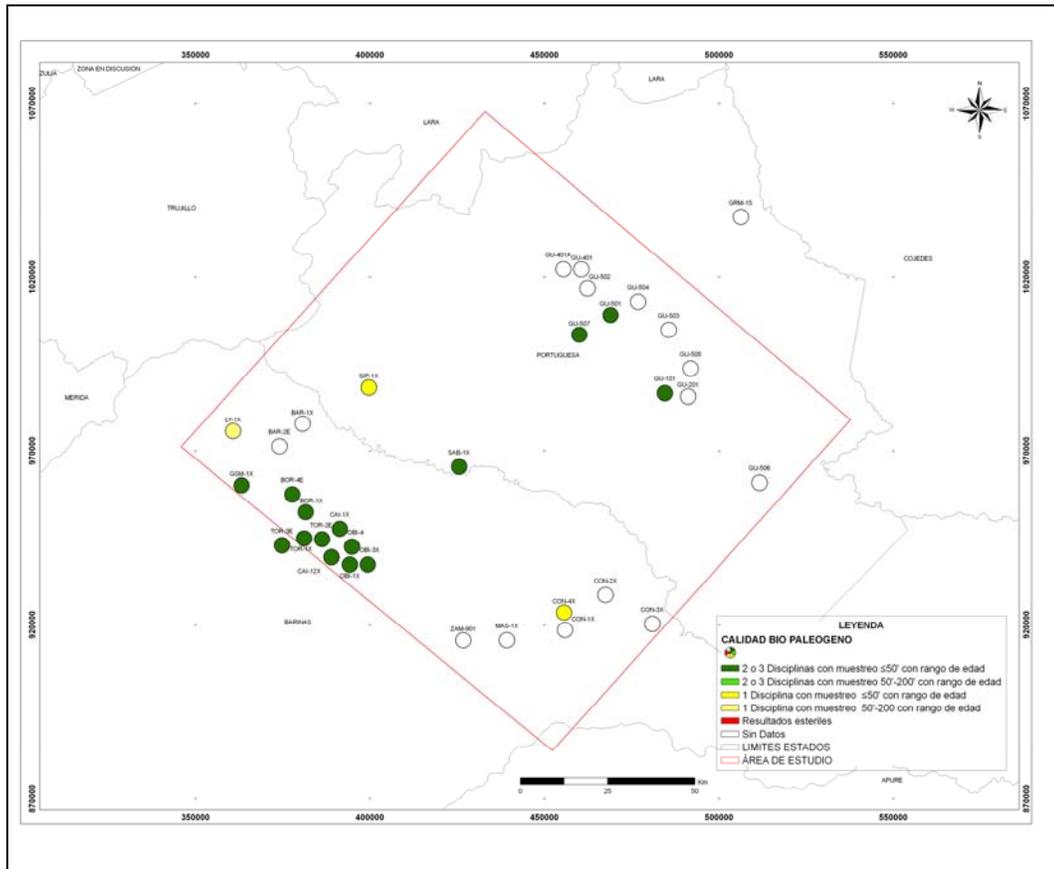


Figura 51. Calidad del dato bioestratigráfico en los pozos del área a nivel Paleógeno.

Matriz de Calidad del Dato Sedimentológico					
Tipo de Muestra	Bien Preservadas				Sin inf. de muestras
	≥ 300 Cont	≤ 300 Cont	≤ 300 Disc	≥ 300 Disc	
Núcleo					
Canal					
Pared					

Figura 52. Matriz de calidad del dato sedimentológico (Leyenda: Cont= continuo; Disc= discontinuo)

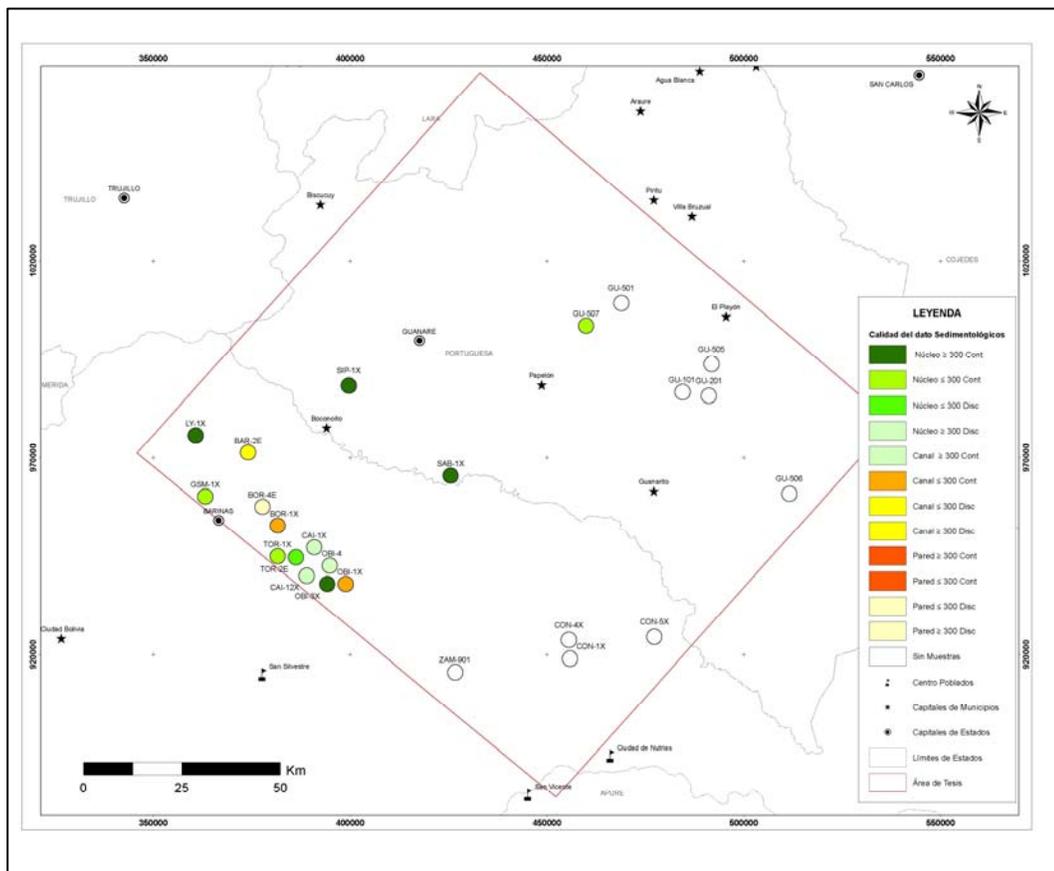


Figura 53. Mapa de calidad del dato sedimentológico.

CAPÍTULO VI

MARCO METODOLÓGICO

Para construir el modelo geológico mediante el análisis sismosecuencial en el área de Barinas - Portuguesa, fue basado principalmente en la interpretación de la geometría de terminaciones y reflectores sísmicos, soportado ampliamente con la información de pozos y con el uso de datos sísmicos; que permitió la asociación de sismofacies con facies sedimentarias.

Para llevar esto a cabo se trabajó en dos de las tres escalas de jerarquización de secuencias definidas en Valdez y otros, 1992 (Figura 54) donde se integró los datos estructurales, sedimentológicos, bioestratigráficos, y estratigráficos. La primera comprendió un análisis de cuenca (regional-tectosecuencias-orden mayor), y la segunda se basó en el estudio de unidades depositacionales (secuencias-orden menor) para la evaluación de sistemas petrolíferos.

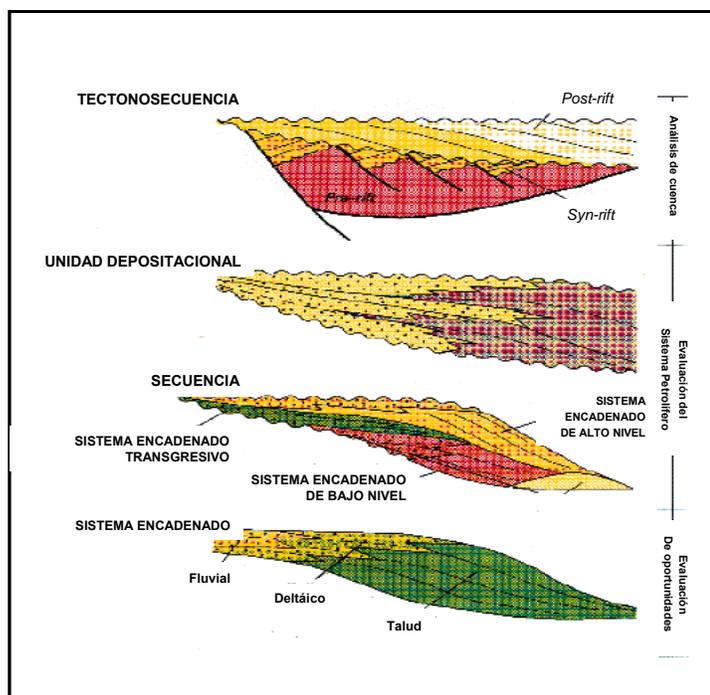


Figura 54. Flujo de trabajo basado en la jerarquización Estratigráfica-Secuencial (modificado de Valdez y otros, 1992).

6.1 GENERACIÓN DE UNA BASE DE DATOS.

La primera etapa de este trabajo consistió en la recopilación de todos los trabajos previos como datos sísmicos, de pozo existentes en el área de estudio. La fase de recopilación de la información, no sólo permitió realizar un inventario de la misma; sino también conocer la disponibilidad y accesibilidad de la información. Una vez recopilada la información necesaria para la generación de un marco tectonoestratigráfico que permita la caracterización de un sistema petrolífero, mapas de disponibilidad y calidad del dato de pozos (registros, sedimentología y bioestratigrafía). Estos mapas permiten establecer el estatus de información en el área (ver Capítulo V Base de datos).

6.2 ANÁLISIS TECTONOESTRATIGRÁFICO.

La segunda etapa metodológica, se fundamentó en la generación del marco tectonoestratigráfico, como base para evaluar el potencial exploratorio de la del área.

El análisis tectonoestratigráfico de una cuenca se denomina al estudio integral de una cuenca sedimentaria como entidades geodinámicas, el cual requiere de una gran cantidad de datos de pozos, sísmica y afloramientos que permiten un adecuado y completo entendimiento del origen y evolución de la misma (Mendoza, 2004).

Las técnicas y metodologías utilizadas en la realización de este marco fueron: Análisis biocronoestratigráfico, análisis estratigráfico secuencial (integración de datos estratigráficos y sedimentológicos) e interpretación sismoestratigráfica.

6.2.1 Análisis Biocronoestratigráfico.

Con la finalidad de validar la columna biocronoestratigráfica y la nomenclatura estratigráfica existente en el área de estudio debido a la falta de consenso entre los trabajos previos bioestratigráficos en los pozos, se realizó una síntesis biocronoestratigráfica para la determinación de los períodos Cretácico, Paleógeno y

Neógeno; homologándose así los trabajos previos y definiéndose los rangos y límites de edades para soportar el análisis estratigráfico-secuencial.

6.2.1.1 Recopilación de los datos bioestratigráficos.

Al realizar la base de datos bioestratigráfica, se cuantificó un total de 17 pozos con análisis e informes bioestratigráficos disponibles. Se hizo un inventario de toda la información que contenían estos pozos como: cantidad de informes por pozo, cartas florales, faunales, cartas consenso y cualquier otro dato que fuese de interés para generar la reinterpretación bioestratigráfica.

Debido a que los datos e interpretaciones bioestratigráficas no eran uniformes en cuanto a redacción, formatos de tablas florales, faunales, y criterios de interpretación; la información fue compilada en un formato de tablas con la finalidad de unificarla y ordenarla por disciplinas (Palinología, Foraminíferos y Nanoplancton Calcáreo) referida a especímenes observados por muestra o intervalo, primera o última aparición de las especies, abundancias de los especímenes, especificación del tipo de muestra analizada (canal, pared o núcleo), edades y paleobatimetría (Figura 55).

Posteriormente aquellos pozos que contenían más de un informe, se generaron cuadros comparativos con las edades consenso de los mismos, para ver las semejanzas y diferencias de edades que habían interpretado los autores previos (Figura 56).

6.2.1.2 Interpretación de los datos bioestratigráficos disponibles.

Luego de tener organizada la información de los diversos trabajos bioestratigráficos, se generaron resúmenes biocronoestratigráficos a los pozos claves y complementarios del área de estudio (mediante de la identificación de especies de nanoplancton calcáreo, foraminíferos y polen-esporas) con el uso de los diccionarios de especímenes (Tabla 5).

RECOPIACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA								
Pozo: EJEMPLO Campo: Tomado de:								
Prof.	Prof. Revestidor	NUCLEO	CANAL	PARED	Prof. Especimen	Especímenes		
						Palinomorfos	Ma	Edad
3892 - 4266'2"		X			Verrucatosporites usmeris Jandufouria minor Bombacacidites sp.2 Bombacacidites foveoreticulatus Retiricopolites amapaensis Polysphaeridium zoharyi Polysphaeridium cf. congregatum Heteraulacacysta campanula Cordosphaeridium cf. gracile	Eoc med (49) - Eoc tar (33,7) Eoc tem (54,8) - Mio tar (5,32) Pal tar (60,9) - Rec (0) Eoc med (49) - Mio tar (5,32) Eoc med (49) - Mio tar (5,32) Maas tem (71,3) - Oli tard (23,8)	Eoceno medio	
4266' - 4594'5"						NO SE REALIZARON ESTUDIOS EN ESTE INTERVALO		
4594'5" - 4605'						NO SE REALIZARON ESTUDIOS EN ESTE INTERVALO		
4605' - 4617'		X			4605' 4612' 4615' 7"	Mauritiidites sp. Polysphaeridium sp. Verrucatosporites sp.	Terciario sin diferenciar	
4617' - 4619'5"		X			4617' 4617' y 4619'5"	Longaperites cf. proxapertoides Claviriletes cf. disparilis	Maas tem (71,3) - Eoc tem (49) Eoc med(49) - Eoc med(37)	Eoceno medio
4619' 5" - 4637' 9"		X			4619'5" 4627' y 4637' 9"	Laevigatosporites cf. catanejensis Lingulodinium sp.	Pal sup (60,9) - Mio (5,32)	Terciario sin diferenciar
4637'9" - 4647' 9"								Indeterminada
4647' 9" - 4727'		X			4647' 9" Dinogymnium sp. Camarazonosporites sp. Reyrea polymorpha Ephedripites sp. Oligosphaeridium cf. totum Circulodinium sp. Paleohystricophora infusorioides Spinozonocolpites cf. echinatus	Alb tem (112,5) - Ceno tem (96) Alb tar (100) - Maas tem(69,2) Maas (71,3) - Oli (23,8)	Cretácico (Campaniense ? - Maastrichtiense)	

Figura 55. Modelo de tablas donde se organizó la información bioestratigráfica por disciplinas (Foraminíferos, Palinología, Nannoplancton calcáreo) en cada uno de los estudios bioestratigráficos.

6.2.1.3 Síntesis biocronoestratigráfica.

Se generó una síntesis biocronoestratigráfica luego de realizar la reinterpretación bioestratigráfica con los datos de pozos. Dicha síntesis es presentada en tablas donde se indica la fuente de donde se tomaron los datos bioestratigráficos originales y se muestran las edades asignadas a cada pozo evaluado, los bioeventos o razones estratigráficas para las asignaciones cronoestratigráficas; de acuerdo con las calibraciones reportadas en Gradstein y otros, 2012.

Tabla 5. Fuente de los rangos bioestratigráficos para los fósiles considerados en la recopilación.

ESPECIMEN	AUTOR	BASE DE DATOS	REFERENCIA
<i>Foraminíferos</i>	Bolli et al., 1985	PLANKRANGE	http://palaeo.glv.bris.ac.uk/Data/plankrange.html
<i>Nannoplancton Calcáreo</i>	Perch-Nielsen et al. 1985 Young, J.R. et al., 2011	the International Nannoplankton Association (INA) Nannoware	http://www.bugware.com/BugCam%20Intro_files/frame.htm ; http://nannotax.org
<i>Dinoflagelados</i>	Williams, G. L. et al., 1985, Williams, G. L. et al., 1993, Haq, B.U. et al., 1988, Helby, R. et al., 1987. Powell, A.J. (Ed.), 1992 y Stover, L.E. et al., 1987		
<i>Palinomorfos continentales</i>	Lorente, M. A. 1986, Muller, J. et al., 1987 y Pares et al., 1974. y observaciones realizadas por el Dr. Javier Helenes	TAXON PALINODATA	R.L. Ravn, comunicación personal, 2003

6.2.2 Análisis Estratigráfico Secuencial y Sismoestratigráfico

El análisis estratigráfico secuencial y sismoestratigráfico del estudio se fundamentó en la estratigrafía secuencial y sísmica, ya que son herramientas útiles para interpretar la evolución del relleno sedimentario, considerando los cambios correspondientes al nivel del mar (eustático), aporte sedimentario y la tasa de subsidencia, las cuales ayudan a predecir la estratigrafía en zonas extensas y carentes de datos.

6.2.2.1 Selección y elaboración de transectos de pozo y transectos sísmicos.

Con la finalidad de interpretar los diferentes eventos tectónicos que afectaron a la cuenca en el área de estudio, se elaboraron cuatro (4) transectos de pozos orientados de la siguiente manera: dos (2) transectos NO – SE (A-A', B-B') paralelos al eje de la cuenca y dos (2) transectos SO – NE (C-C' y D-D') perpendiculares al eje de la misma, los cuales permitieron definir superficies sísmicas, determinar los espesores sedimentarios y observar las estructuras existentes en el área. La selección de los pozos para formar los transectos se realizó tomando en cuenta la calidad de los datos bioestratigráficos, disponibilidad de perfiles, mayor columna sedimentaria penetrada, así como la distribución y espaciamiento dentro de la zona a estudiar (Figura 57).

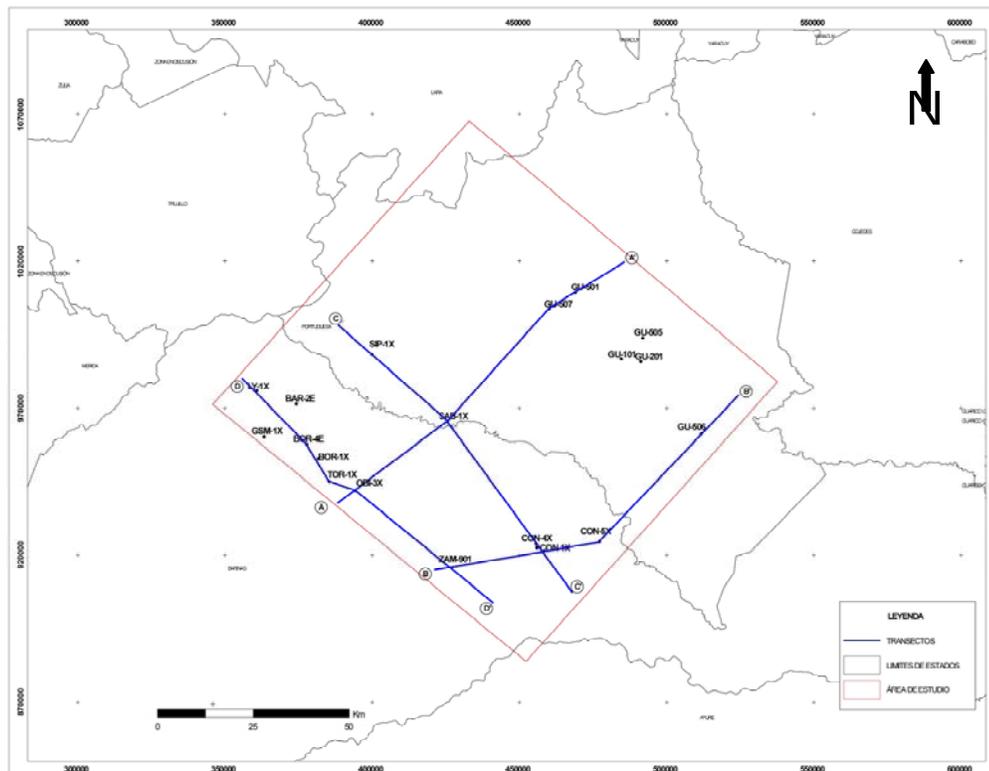


Figura 57. Mapa base mostrando la ubicación de transectos de pozos.

De igual manera se definieron cuatro (4) transectos sísmicos (Figura 58), tomándose la misma orientación y cercanía a los pozos seleccionados en los transectos de pozos de manera que estos pudieran integrarse y compararse al momento de hacer la interpretación y calibración sísmica-pozo. Las líneas sísmicas tomadas para generar dichos transectos corresponden líneas con un rango dinámico de 16 – 32 bits, para facilitarnos la generación del análisis sismoestratigráfico y de facies sísmicas al asociarlos con las facies sedimentarias presentes.

6.2.2.2 Identificación de superficies estratigráficas.

La identificación de las superficies estratigráficas de interés de orden mayor, se realizó con la integración de los consensos bioestratigráfico de las edades bioestratigráficas en los pozos, en conjunto con los cambios en los patrones de apilamientos mostrados en los registros de pozos, corroborándose posteriormente con el análisis de los patrones de reflexión sísmico observados en las líneas sísmicas 2D.

6.2.2.2.1 Análisis de las terminaciones de reflexión.

Para la identificación de las superficies estratigráficas de orden mayor, se procedió a reconocer dichas superficies en las líneas sísmicas a través del análisis de las terminaciones de reflexión sísmica. Las terminaciones estratigráficas (terminaciones de reflexión) se definen por la relación geométrica entre los estratos y la superficie estratigráfica contra las cuales terminan, de acuerdo a esto, se identificó y marcó con flechas en color rojo las principales terminaciones (*toplap*, *onlap*, *downlap*, *truncation*.) observadas sobre las líneas sísmicas. Donde estas reflexiones terminaban de una manera consistente se marcaban las líneas definiéndose las superficies sísmicas.

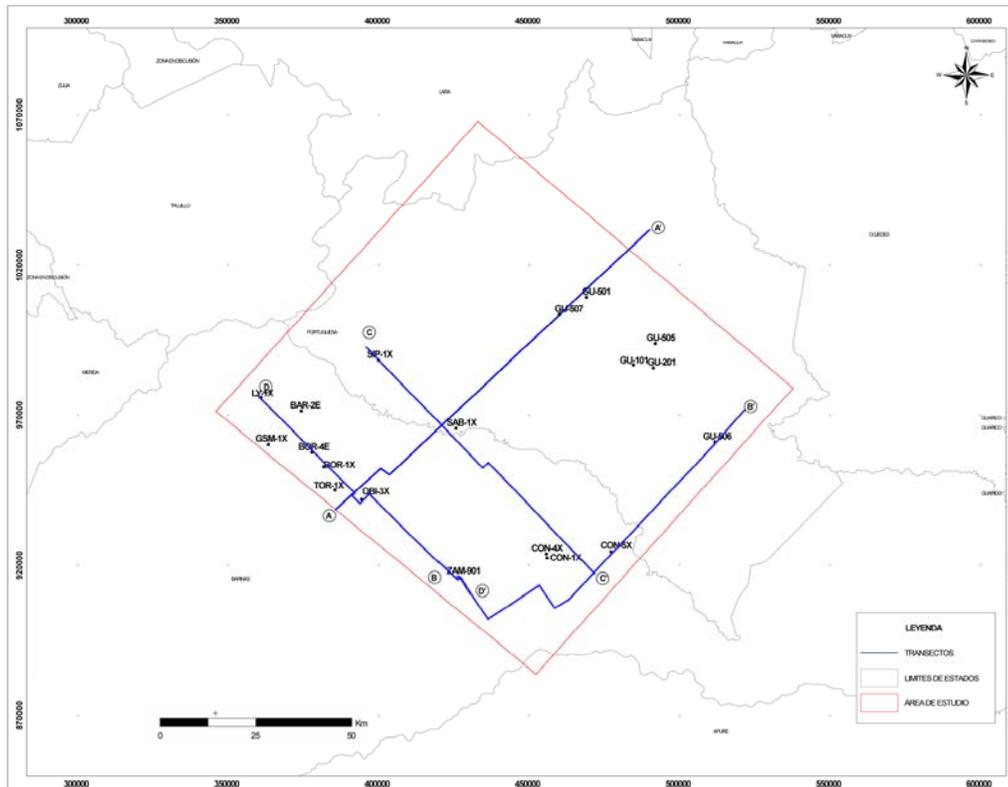


Figura 58. Mapa base mostrando la ubicación de transectos sísmicos.

6.2.2.2.2 Análisis de patrones de apilamiento en registros de pozos.

En los registros de pozos, las principales superficies identificadas fueron: los límites de secuencia (SB): y superficie máxima de inundación (SMI). Los límites de secuencia (SB) fueron definidos con el análisis de los patrones de apilamientos de los estratos (granocreciente y granodecreciente) en conjunto con los consensos bioestratigráficos. Las superficies de máxima inundación (SMI) se definieron a partir de las máximas lecturas de los registros *Gamma Ray* (GR) y Potencial Espontáneo (SP) combinando con el análisis del patrón de apilamiento de los registros debido a que no se contaba con suficientes cartas de abundancia de foraminíferos planctónicos para definir la misma.

Posteriormente, se realizó la integración de la interpretación de las terminaciones de reflexión sísmica con la información obtenida en el pozo (patrones de apilamiento, litología, cambios de facies)

6.2.2.3 Interpretación de transectos sísmicos.

Una vez realizada la calibración sísmica en los pozos claves y complementarios (estas calibraciones sísmica – pozo fue tomada de Santiago y otros, 2014), se proyectaron en los transectos sísmicos las superficies interpretadas en cada uno de estos pozos, con el propósito de calibrarlas con las superficies sísmicas y delimitar los paquetes sísmicos con características relativamente concordantes o similares. Limitados por estas superficies. De esta manera se identificaron las unidades de eventos tectónicos que conformaron la Cuenca Barinas Apure en el área.

Los datos de la interpretación y correlación de las fallas principales y los polígonos de fallas que permitieron analizar el sentido, dirección, edad y comportamiento de las fallas principales y familias de fallas en el área fueron tomados del análisis de cuenca realizado por Santiago y otros (2014).

6. 2.3 Interpretación de modelos secuenciales.

El análisis estratigráfico secuencial, se basó en el modelo de secuencia depositacional propuesto por Vail y otros (1987). Estas secuencias se encuentran limitadas por y son controladas por tectonismo y/o por cambios climáticos.

Esta jerarquía basada en el tiempo destaca al eustatismo como la principal fuerza motriz en detrás de la ciclicidad estratigráfica, que a su vez es controlada por una combinación de mecanismos tectónicos y orbitales de las placas

6.2.4 Identificación de facies sísmicas.

Una vez que los datos sísmicos fueron divididos en los paquetes de depositación, utilizando el procedimiento descrito anteriormente e integrados con los datos

bioestratigráficos y sedimentológicos, se lleva a cabo la definición de las facies sísmicas. Este siguiente paso se enfocó en el análisis cualitativo del carácter interno de las reflexiones y la forma externa o geometría de los eventos sísmicos considerando los esquemas de Mitchum y otros (1997b). La integración de los datos de contactos, terminaciones de reflexiones, amplitud y continuidad de las reflexiones geometría externa, asociación vertical y lateral permitió la definición de las facies sísmicas. Cada uno de estos parámetros de sísmica de reflexión contiene información de interés estratigráfico que provee información de los posibles sistemas depositacionales.

6.2.5 Descripción de las unidades depositacionales.

Luego de definir el modelo tectonoestratigráfico del área, se realizó la definición de cada una de las unidades depositacionales, describiendo sus principales características como son: espesor, la composición interna y litológica del paquete, las relaciones tope-base discordante con las unidades supra e infrayacentes, patrones internos de reflexión sísmica, y cualquier otra característica de interés que ayude a definir la distribución en la columna de los elementos del sistema petrolífero.

Los mapas cartografiados en cada una de las unidades depositacionales fueron: mapa de espesor total, mapa paleobatimétrico y mapa estructural.

6.2.5.1 Mapa de espesor total

Considera el espesor completo de la unidad (tope – base) para analizar las variaciones causados por clima, variaciones del nivel base, tectonismo, entre otros, involucradas en la depositación de las unidades depositacionales. Integrando estos mapas con las evidencias de espesores en las líneas sísmica y pozos, se evaluaron zonas de depocentros, zonas de adelgazamiento por erosión y adelgazamiento por acuñaamiento, así como límites erosivos y límites de no depositación.

6.2.5.2 Mapa paleobatimétrico.

La interpretación paleoambiental estuvo basada principalmente en la abundancia y diversidad de foraminíferos bentónicos y su abundancia en relación con los planctónicos. Se realizaron los mapas paleobatimétricos a nivel de las superficies de máxima inundación en los periodos Cretácico y Paleógeno. Para la elaboración de estos mapas se toma como datum la superficie de máxima inundación permitiendo mostrar la tendencia y geometría de los depósitos y la paleobatimetría y orientación de la línea de costa al momento de su depositación. Los datos fueron tomados a partir de los análisis bioestratigráficos y contactos depositacionales definidos a partir interpretación sísmica y de pozos. La clasificación de paleobatimetría en base a foraminíferos bentónicos utilizada fue *datums levels* de van Morkhoven y otros (1986) y Sánchez, D. (2010) mostrada en la Figura 59.

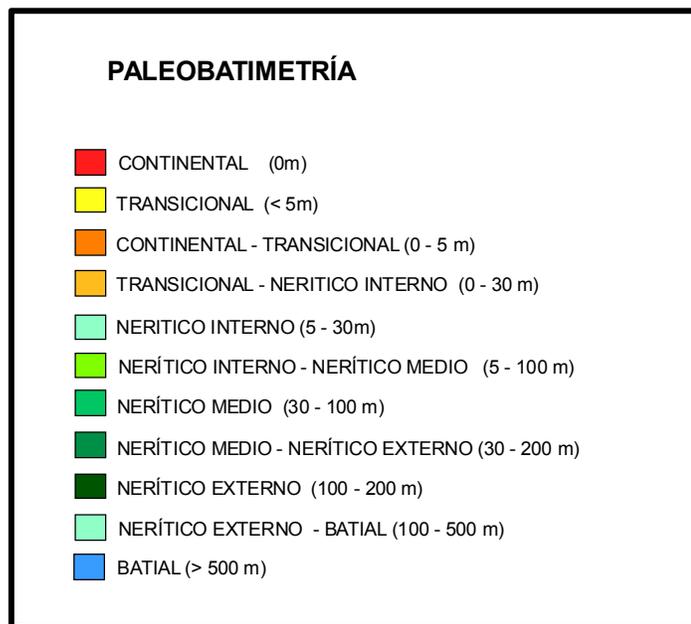


Figura 59. Clasificación de paleobatimétrica en base a foraminíferos bentónicos (Modificado de datum levels van Morkhoven y otros (1986) y Sánchez, D. (2010))

6.2.5.3 Mapa estructural.

Para la realización de los mapas estructurales se tomó como base interpretación estructural, realizada en el trabajo regional de Santiago y otros (2014). Estos mapas estructurales nos permitieron identificar las zonas más profundas, más someras, paleoaltos y altos estructurales regionales ubicados dentro del área de estudio. Con el fin de comprender la configuración de la cuenca para ese momento.

6.3 EVALUACIÓN DEL SISTEMA PETROLÍFERO.

La evaluación del sistema petrolífero, consiste la tercera etapa metodológica, realizada después del análisis tectonoestratigráfico. Los elementos claves que definen la existencia de un sistema petrolífero son: la roca madre, roca reservorio, roca sello, trampa. Estos elementos deben compartir las apropiadas relaciones tiempo – espacio para permitir que los hidrocarburos se acumulen y preserven.

Para la evaluación del sistema petrolífero dentro del marco tectonoestratigráfico, se elaboraron los mapas de distribución de las unidades depositacionales (mapa de sellos, reservorio) a partir de los datos de pozos interpretado. Los mapas de reservorio se elaboraron con la finalidad de evaluar la geometría de las unidades, dirección de aporte de sedimentos y ambientes sedimentarios, característicos de la rocas sello y reservorio para definir características y posibles zonas de interés que puedan conformar un play exploratorio.

CAPITULO VII

ANÁLISIS DE RESULTADOS

7.1 MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO.

La síntesis biocronoestratigráfica fue obtenida a partir de la recopilación, revisión e interpretación de la información bioestratigráfica disponible en el área de estudio, a fin de homologar el marco biocronoestratigráfico y la nomenclatura estratigráfica existente en las distintas áreas de la Cuenca Barinas Apure. Se realizó la revisión y validación de datos bioestratigráficos de 15 pozos: BOR-1X (Tabla 6; Apéndice 1) y BOR-4E (Tabla 7; Apéndice 2), CAI-1X (Tabla 8; Apéndice 3), CON-4X (Tabla 9; Apéndice 4), GSM-1X (Tabla 10 y 11; Apéndice 5), GU-507 (Tabla 12; Apéndice 6), LY-1X (Tabla 13; Apéndice 7), OBI-1X (Tabla 14; Apéndice 8), GU-501 (Tabla 15; Apéndice 9), OBI-3X (Tabla 16; Apéndice 10) y OBI-4X (Tabla 17; Apéndice 11), SIP-1X (Tabla 18; Apéndice 12), SAB-1X (Tabla 19; Apéndice 13), TOR-1X (Tabla 20; Apéndice 14) y TOR-3E (Tabla 21 y 22; Apéndice 15).

En la fuente de los datos bioestratigráficos originales se muestran las edades asignadas a cada pozo evaluado y los bioeventos o razones estratigráficas para las asignaciones cronoestratigráficas de acuerdo con las calibraciones reportadas en Gradstein y otros (2012). Los marcadores bioestratigráficos mencionados corresponden a la presencia de especies de los siguientes grupos: * = Nanofósil Calcáreo; ~ = Foraminíferos; + = Palinomorfos Continentales y +*d* = Dinoflagelados. Las muestras estudiadas son de canal, a menos que se indique otro tipo de muestra. **(N)** indica muestra de núcleo convencional y **(P)** indica muestra de pared. Los rangos bioestratigráficos de los fósiles incluidos para foraminíferos fueron de Bolli y otros, 1985 y de la base de datos: PLANKRANGE en: <http://palaeo.gly.bris.ac.uk/Data/plankrange.html>; para Nanofósiles Calcáreos se tomaron de Perch-Nielsen y otros, 1985 y de la base de datos Nannoware distribuida por: the International Nannoplankton Association (INA) (http://www.bugware.com/BugCam%20Intro_files/frame.htm) y Young y otros, 2011

(<http://nannotax.org>); para Dinoflagelados se tomaron de Williams y otros., 1985, Williams y otros, 1993, Haq y otros, 1988, Helby y otros, 1987. Powell, A.J. (Ed.), 1992 y Stover y otros, 1987 y para palinomorfos continentales, se tomaron de Lorente, M. A. 1986, Muller y otros, 1987 y Pares y otros, 1974. Además, los rangos de los palinomorfos, tanto marinos como continentales, se complementan con observaciones realizadas por el Dr. Javier Helenes y con la información contenida en las base de datos: TAXON (R.L. Ravn, comunicación personal, 2003) y la base de datos PALYNODATA. En los intervalos donde se interpretaba periodos de ausencia o salto en el rango estratigráfico se propuso una posible discordancia que sería posteriormente corroborada con los datos sísmicos y registros de pozos.

Tabla 6. Resumen bioestratigráfico del pozo **BOR-1X**.

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO BOR-1X PROFUNDIDAD FINAL: 12588' (Datos tomado de Aquino et al, 1993)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRAFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
10900 -10905'	Eoceno tardío a medio	Rev. 10872' *D. saipanensis, *D. tani, *Z. bijugatus, *R. umbilica, *R. reticulata, *C. pelagicus, *C. eopelagicus, *P. papillatum y RETRABAJO: *H. dinesenii
10905'	Eoceno tardío a medio	+d H. campanula, +d D. colligerum y +d C. gracile
11120' - 11300'	Eoceno medio	11120' ~T. topilensis, ~M. lehneri, ~T. rohri. 11200' -11220'*H. seminulum, *R. umbilica, *C. pelagicus, *C. eopelagicus y *H. lophota. 11280' - 11300' *R. reticulata y *P. papillatum.
POSIBLE DISCORDANCIA		
11580' - 11610'	Campaniano	+d C. senonica?, +d A. gabonensis. RETRABAJO: +d S. pirnaensis.
11680' - 11700'	Campaniano a Cenomaniano	+d D. cladoides, +d S. pirnaensis y +d C. senonica. CAIDO: +d A. gabonensis. Rev. 12578'

Tabla 7. Resumen bioestratigráfico del pozo BOR-4E.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO BOR-4E PROFUNDIDAD FINAL: 12972' (Datos tomado de De Guerra et al, 1997)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
9250' - 11770'	Eoceno medio	Rev. 6960' + <i>B. soleaformis</i> . 11480'-11490' * <i>Ch. solitus</i> , * <i>R. reticulata</i> . 11590'-11680' ~ <i>T. rohri</i> , ~ <i>G. eocaena</i> , ~ <i>P. micra</i> . 11640' * <i>H. lophota</i> , * <i>R. reticulata</i> y CAIDO: * <i>C. floridanus</i> . 9250'-11736' + <i>d N. reticulense</i> , + <i>d P. zoharyi</i> . (<i>P</i>): 11767' * <i>C. pelagicus</i> . 11770' * <i>R. reticulata</i> , * <i>H. lophota</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
11780' - 11900'	Maastrichtiano	11780'-11900' + <i>d C. boloniense</i> , + <i>F. margaritae</i> , + <i>d S. obscurum</i> y + <i>d A. gabonensis</i> .
11783'	Maastrichtiano a Campaniano	(<i>P</i>): 11.783' * <i>W. barnesae</i> .
11900' - 11920'	Campaniano	1900'-11920' + <i>d X. ceratioides</i> , + <i>d C. diebelii</i> y CAIDO: + <i>F. margaritae</i> .
11920'	Campaniano a Coniaciano Medio	+ <i>d K. helbyi</i> , + <i>d O. costata</i> . Rev. 11955'
12030' - 12300'	Santoniano a Coniaciano Medio	12030' + <i>d S. pimaensis</i> . 12040' * <i>M. staurophora</i> y 12045' CAIDO: + <i>d A. gabonensis</i> . 12300' * <i>M. furcatus</i> , * <i>M. staurophora</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
12350' - 12880'	Albiano a Aptiano Tardío	12350' + <i>d S. senegalensis</i> . 12530' + <i>d O. verrucosum</i> , + <i>d C. cooksoniae</i> . 12710' CAIDO: + <i>d C. senonica</i> . Rev. 12744' 12870' – 12880' * <i>L. floralis</i> .

Tabla 8. Resumen bioestratigráfico del pozo CAI-1X

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO CAI-1X PROFUNDIDAD FINAL: 11437' (Datos tomado de Bejarano et al, 1992)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRAFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
7990' - 10050'	Eoceno medio	7990'-8100' + <i>Bombacacidites</i> sp. B?, +d <i>C. tenuitabulatum</i> y +d <i>C. cantharellum</i> , +d <i>S. nephroides</i> . 8100'-8200' + <i>B. bellus</i> y +d <i>H. campanula</i> . 8990'-9050' + <i>Bombacacidites</i> sp. B, +d <i>A. multispinosus</i> , + <i>R. irregularis</i> . 8990'-9950' +d <i>N. reticulense</i> , +d <i>S. nephroides</i> , +d <i>C. gracile</i> y +d <i>C. tenuitabulatum</i> . 9860'-10105' +d <i>A. multipinosum</i> , + <i>B. soleaformis</i> , + <i>Bombacacidites</i> sp. B, + <i>J. seamrogiformis</i> , + <i>C. dorogensis</i> . 9860'-10260' ~ <i>G. cf. inaequispira</i> , ~ <i>A. bullbrookii</i> , ~ <i>G. higginsi</i> , ~ <i>H. bolivariana</i> , ~ <i>A. primitiva</i> y ~ <i>G. hagni</i> . 9985' ~ <i>T. griffinae</i> , ~ <i>A. cf. pentacamerata</i> . 9985'-10050' + <i>B. soleaformis</i> , + <i>B. bellus</i> , +d <i>S. nephroides</i> y +d <i>S. placacantha</i> .
10100' - 10105'	Eoceno Medio a Temprano	10100' ~ <i>T. griffinae</i> y ~ <i>G. cf. eocena</i> . +d <i>N. reticulense</i> y +d <i>A. araneosa</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
10125' - 10320'	Maastrichtiano	10125'-10320' +d <i>C. boloniense</i> , +d <i>S. bicavatum</i> , +d <i>A. polymorpha</i> , +d <i>C. granulostriatum</i> , +d <i>P. australinum</i> , + <i>F. margaritae</i> , + <i>E. trianguliformis</i> , +d <i>S. microgranulatum</i> y CAIDO : ~ <i>G. cf. eocena</i> . 10230' CAIDOS : ~ <i>G. cf. inaequispira</i> , ~ <i>G. higginsi</i> , ~ <i>H. bolivariana</i> y ~ <i>G. hagni</i> .
10290' - 10360'	Maastrichtiano Temprano a Campaniano Tardío	10290' +d <i>O. operculata?</i> , +d <i>C. boloniense</i> , +d <i>P. australinum</i> , +d <i>A. polymorpha</i> , +d <i>D. acuminatum</i> , y +d <i>S. bicavatum</i> y ~ <i>G. cf. arca</i> .
10350'	Maastrichtiano Temprano a Campaniano	10350' + <i>D. mesozoica</i> , +d <i>A. polymorpha</i> , +d <i>A. gabonensis</i> , +d <i>S. bicavatum</i> , +d <i>C. granulostriatum</i> y +d <i>H. tubiferum</i> .
10385' - 10400'	Campaniano a Turrónico Tardío	10385' +d <i>C. senonica</i> , +d <i>A. polymorpha</i> , + <i>D. cretaceum</i> y +d <i>I. belfastense</i> .
10800' - 10810'	Campaniano a Cenomaniano	10800' +d <i>C. senonica</i> y +d <i>C. colliveri</i> .

Tabla 9. Resumen bioestratigráfico del pozo CON-4X

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO CON-4X PROFUNDIDAD FINAL: 7663'		
(Datos tomado de de información suministrada por la biblioteca del Laboratorio Geológico de la Concepción.)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
5100' - 5115'	Oligoceno a Eoceno medio	+C. <i>dorogensis</i> , (Muller et al., 1987), +P. <i>pokomyi</i> y +P. <i>triangularis</i> .
5160' - 6185'	Eoceno Medio	5160'-5175' +P. <i>Robustus</i> , +W. <i>Margocolpatus</i> . 5440'-5445' +R. <i>triangulatus</i> , +R. <i>angulares</i> (?). 5500'-5515' +R. <i>triangulatus</i> , +P. <i>robustus</i> (23,8-41,3; y RETRABAJO : +C. <i>annemariae</i> . 5595-5610' +C. <i>dorogensis</i> y +P. <i>pokomyi</i> . 5690-5705' +R. <i>triangulatus</i> , +C. <i>dorogensis</i> y +P. <i>pokomyi</i> . 5765'-5780' +P. <i>cursus</i> , +C. <i>dorogensis</i> , +P. <i>usmensis</i> , +R. <i>guianensis</i> , y CAIDO : +G. <i>magnaclavata</i> . 5865'-5870' +G. <i>breviculus</i> , +C. <i>dorogensis</i> , +P. <i>pokomyi</i> y RETRABAJO : +C. <i>annemariae</i> . 5990'-6005' +W. <i>margocolpatus</i> Rev. 6092' (por corrida de regitro). 6170'-6185' +E. <i>trianguliformis</i> A (33,7-49) y CAIDO ?: +P. <i>robustus</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
6230' - 7505'	Paleoceno a Maastrichtiano	6230'-6245' +F. <i>margaritae</i> , +S. <i>echinatus</i> , +P. <i>operculatus</i> . CAIDO hasta 7505' : +C. <i>dorogensis</i> , +P. <i>usmensis</i> , +P. <i>triangularis</i> , +R. <i>guianensis</i> , +P. <i>pokomyi</i> , +R. <i>amapaensis</i> , +P. <i>maculosus</i> , +P. <i>crassus</i> , +R. <i>triangulatus</i> , 7130'-7160' CAIDO ?: +S. <i>typicus</i> (?). +R. <i>profundus</i> . 7445'-7505' +F. <i>margaritae</i> , +S. <i>catatumbus</i> , +P. <i>crassus</i> (disminuye abundancia). CAIDO : +R. <i>simplex</i> , +P. <i>triangularis</i> , +R. <i>guianensis</i> , +P. <i>pokomyi</i> , +R. <i>amapaensis</i> , +P. <i>maculosus</i> .

Tabla 10. Resumen bioestratigráfico del pozo GSM-1X.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO GSM-1X PROFUNDIDAD FINAL: 12410' (Datos tomado de Toro et al, 1996)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
7230' - 7768'	Pleistoceno a Eoceno Medio	7230' +P. crassus.
7768'	Mioceno – Eoceno Medio	+M. spinulosa.
8270' - 11331'	Eoceno Medio	8270' + B. soleaformis, +d C. cantharellum, +d H. campanula, +d S. nephroides, +d P. zoharyi, +d G. microfenestrata, +d T. filosa y RETRABAJO : +d N. reticulense. 8620' *R. reticulata. 9150' ~T. rohri, ~A. bullbrooki, ~A. spinuloinflata, ~T. cerroazulensis-pomeroli, ~Chiloguembelina spp., ~Acaririna spp. y ~P. micra. 9160' ~A. bullbrooki. 9900'– 9910'~Acaririna sp.. 10970' *R. reticulata. 11330' ~T. rohri, ~T. cerroazulensis-pomeroli, ~A. bullbrooki, ~A. spinuloinflata, ~Chiloguembelina spp., ~Acaririna spp., ~P. micra, + B. soleaformis, +d C. cantharellum, +d H. campanula, +d S. nephroides, +d P. zoharyi, +d G. microfenestrata, +d T. filosa y RETRABAJO : +d N. reticulense. N: 11331' +d C. microtriana.
11334' - 11341'	Eoceno Medio a Paleoceno Tardío	N: 11334' + C. gracile. N: 11341' +d P. zoharyi.
11343'	Eoceno Medio a Paleoceno	N : 11343'+ P. crassus.
POSIBLE DISCORDANCIA		
11348'	Paleoceno Temprano a Maastrichtiano	N: 11348' +d S. bicavatum y +d S. obscurum.
11362' - 11410'	Maastrichtiano	N: 11362' + Ariadnaesporites sp. y +d C. fibrospinosum. N: 11388' +d C. boloniensis y +d A. polymorpha. N: 11410' +F. margaritae.
11438' - 11480'	Maastrichtiano a Campaniano	N: 11438' +Ariadnaesporites sp.. N: 11450' ~Rugoglobigerina sp., ~Hedbergella sp.. N: 11470' +d C. boloniensis, *C. ehrenbergi. N: 11480' ~Rugoglobigerina sp., ~Hedbergella sp..
11480' – 11710' 5"	Campaniano	N:11480' +d K. rignesium. N: 11490' *Watznaueria sp. y * Cretarhabdus sp.. * Manivitella sp.. N: 11573' +d C. diebelli, *M. staurophora, *W. barnesae, *A. cymbiformis, *Thoracosphaera sp.. N: *M. staurophora y *W. barnesae. N: *M. staurophora. N: ~H. holmdelensis y ~A. blowi. N: ~Heterohelix sp.. N:11691' +d S. bicavatum y +d P. cretaceum. N: 11710'5" +d Andalusiella sp. y +d C. senonica

Tabla 11. Resumen bioestratigráfico del pozo GSM-1X (continuación).

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO GSM-1X PROFUNDIDAD FINAL: 12410' (Datos tomado de Toro et al, 1996) CONTINUACIÓN...		
11727' 8"	Campaniano a Santoniano Tardío	N: 11727'8" * <i>M. staurophora</i> .
11758' 6" - 11822' 10"	Santoniano Tardío a Medio	N: 11758'6" * <i>M. furcatus</i> , * <i>M. staurophora</i> , * <i>W. barnesae</i> , * <i>Thoracosphaera</i> sp., * <i>Biscutum</i> sp. y RETRABAJO: * <i>Cretarhabdus</i> sp., * <i>C. ehrenbergi</i> . N: 11803 - 11832' ~ <i>Heterohelix</i> sp., ~ <i>Hedbergella</i> sp. N: 11822'10": * <i>R. anthophorus</i> , * <i>M. staurophora</i> , * <i>W. barnesae</i> , * <i>Z. embergeri</i> , * <i>Thoracosphaera</i> sp., * <i>Biscutum</i> sp., * <i>C. conicus</i> , * <i>C. ehrenbergi</i> , * <i>T. orionatus?</i> y RETRABAJO: * <i>Cretarhabdus</i> sp., * <i>C. crenulatus</i> .
11827'	Santoniano a Cenomaniano Medio	N: 11827' ~ <i>Whiteinella</i> spp., ~ <i>G. cf. bentonensis</i> , ~ <i>Heterohelix</i> sp..
11836' 6" - 11928' 5"	Santoniano Temprano a Turoniano Medio	N: 11836'6" ~ <i>W. baltica</i> , ~ <i>M. sigali</i> , ~ <i>G. ultramicra</i> , ~ <i>Whiteinella</i> sp., ~ <i>Heterohelix</i> sp., ~ <i>H. reussi</i> , ~ <i>H. delrioensis</i> . N: 11840'4" * <i>Q. gartneri</i> ssp.1, * <i>Q. gartneri</i> spp.2, * <i>M. staurophora</i> , * <i>W. barnesae</i> , * <i>T. operculata</i> , * <i>Biscutum</i> sp. (Paleog - Cret), * <i>L. floralis</i> , * <i>E. eximius</i> . RETRABAJO: * <i>C. crenulatus</i> . N: 11910'4" * <i>L. floralis</i> , * <i>W. barnesae</i> , * <i>Q. gartneri</i> spp.1, * <i>Zeugrhabdotus</i> sp., * <i>Thoracosphaera</i> sp.. N: 11920'2" * <i>L. floralis</i> , * <i>Q. gartneri</i> spp.1, * <i>F. oblongus</i> , * <i>W. barnesae</i> , * <i>R. splendens</i> , * <i>Biscutum</i> sp., * <i>C. ehrenbergi</i> y RETRABAJO: * <i>C. crenulatus</i> . N: 11928'5" ~ <i>W. baltica</i> , ~ <i>M. sigali</i> , ~ <i>G. ultramicra</i> , ~ <i>Whiteinella</i> sp., ~ <i>Heterohelix</i> sp., ~ <i>H. reussi</i> , ~ <i>H. delrioensis</i> .
12020' - 12170'	Cenomaniano	N: + <i>Ephedripites</i> sp. , +d <i>C. senonica</i> . N: +d <i>P. cenomaniense</i> , +d <i>S. pimaensis</i> , ~ <i>G. cenomana</i> y + <i>Endoceratium</i> sp..
12170'-12340'	Cenomaniano a Albiano Tardío	N: 12170-12340' + <i>Ephedripites</i> sp, +d <i>Trithrodinium</i> sp., +d <i>Subtilisphaera</i> sp., +d <i>Apteodinium</i> sp.. N: 12205'-12340' ~ <i>Heterohelix</i> sp..
12340' - 12370'	Cenomaniano Temprano a Albiano Tardío	N: +d <i>O. ancala</i> y +d <i>C. ventriosum</i> . N: ~ <i>F. washitensis</i> . N: +d <i>C. vannophorum</i> y + <i>Callialasporites</i> sp..

Tabla 12. Resumen bioestratigráfico del pozo GU-507.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO GU-507 PROFUNDIDAD FINAL: 5018' (Datos tomado de Crux et al, 2001 Y Delgado et al, 2010)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
3888'	Oligoceno a Eoceno Tardío	+ <i>S. echinatus</i> .
3892'	Eoceno Medio	3892' + <i>J. minor</i> .
3905' - 4245'	Eoceno Medio	3905' + <i>Bombacacidites bellus</i> . 3914' CAIDO : + <i>d S. coronata</i> . 4245' * <i>R. reticulata</i> , * <i>R. bisecta</i> , * <i>R. daviesii</i> y ~ <i>C. martíni</i> .
4248' - 4619' 5"	Eoceno Medio	4248 ~ <i>T. cerroazulensis possagnoensis</i> y ~ <i>T. cf. pomeroli</i> , * <i>H. lophota</i> , * <i>P. papillata</i> y + <i>J. seamrogiformis</i> . CAIDO : * <i>H. euphratis</i> . 4251 ~ <i>C. cubensis</i> . 4261' ~ <i>G. inaequispira</i> , ~ <i>b Pseudohastigerina sp.</i> . 4263' + <i>B. foveoreticulatus</i> y + <i>R. amapaensis</i> . 4605' + <i>Mauritiidites sp.</i> . 4612' + <i>d Polysphaeridium sp.</i> . 4617' RETRABAJO : + <i>L. cf. proxapertoides</i> . 4617' y 4619'5" + <i>C. cf. disparilis</i> .
4619' 5" - 4637' 9"	Eoceno Medio a Paleoceno Tardío	4619'5" + <i>L.cf. catanejensis</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
4647' 9" - 4727'	Cenomaniano temprano a Albiano tardío	+ <i>R. polymorpha</i> , + <i>d O. cf. totum</i> , + <i>dP. infusorioides</i> . CAIDO : + <i>S.cf. echinatus</i> .

Tabla 13. Resumen bioestratigráfico del pozo LY-1X.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO LY-1X PROFUNDIDAD FINAL: 11860' (Datos tomado de Toro et al, 1997)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
8840' - 9760	Eoceno Medio	~A. broedermanni, ~T. cerroazulensis, ~A. bullbrookii.
POSIBLE DISCORDANCIA		
10478' - 10513'	Maastrichtiano Tardío	N: 10478' - 10479' ~Globigerinelloides sp. N: 10511' ~Heterohelix sp. y RETRABAJO: ~H. delrioensis y ~H. reussi. N: 10513' *Z. embergeri, *E. turriseiffelli, *P. cretacea, *G. compactus, *Z. erectus, *Z. sisyphus, *S. crux, *Calciosolenia ("Scapholithus") fossilis y *Thoracosphaera sp.. RETRABAJO: *E. eximius, *T. orionatus, *Cretarhabdus sp. y, *C. crenulatus.
POSIBLE DISCORDANCIA		
10515'10"	Santoniano Temprano a Turoniano Medio	N: 10515'10" ~H. delrioensis, ~H. reussi.
10519'	Coniaciano a Turoniano Medio	N: *R. achylostaurion, *E. eximius, *L. floralis, *Q. gartneri, *A. octoradiata, *E. turriseiffelli, *T. orionatus, *P. cretacea, *C. ehrenbergii, *C. signum, *T. operculata, *G. compactus, *C. angustiforatus, *W. barnesae. RETRABAJO: *L. planus = ? R. planus (Nannotax, Turo tem-Apt.)
10519'5"	Coniaciano a Turoniano Temprano	N: ~H. cf. delrioensis, ~H. reussi, *Q. gartneri, *L. floralis, ~G. cenomana, ~Heterohelix sp., ~Hedbergella sp., RETRABAJO: ~H. moremani.
10525' - 10628'8" - 10628' 8"	Coniaciano a Cenomaniano Medio	N: 10525' - 10526'2" * Thoracosphaera sp.. N: 10527' - 10542'4" ~H. cf. delrioensis y ~Hedbergella sp.. N: 10546' *L. floralis, *W. barnesae y *Thoracosphaera sp.. N: 10546'4"+Corollina sp., +Ephedripites sp., +Cyathidites sp.. N: 11546'4"-10628'8' ~H. delrioensis, ~W. baltica y ~Whiteinella sp..
10641' - 10766'6"	Coniaciano a Cenomaniano	N: 10641' *L. floralis, * W. barnesae y *Thoracosphaera sp.. N: 10763' 7" +Corollina sp., +d Canningia sp. y +G. senonicus. N: 10766' 6" +d C. senonica., +d Subtilisphaera sp. y + Callialasporites sp..

Tabla 14. Resumen bioestratigráfico del pozo **OBI-1X**

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO OBI-1X PROFUNDIDAD FINAL: 10550' (Datos tomado de Ruiz et al, 2000)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
10280' - 10320'	Eoceno Medio	10280'-10296' ~ <i>T. frontosa</i> y * <i>D. tanni</i> RETRABAJO: * <i>H. seminulum</i> . 10296'-10320' * <i>H. seminulum</i> , + <i>d S. armata</i> , ~ <i>C. cubensis</i> , * <i>P. papillatum</i> , * <i>H. lophota</i> , * <i>C. reticulatum</i> , * <i>C. eopelagicu</i> , * <i>R. umbilica</i> , * <i>C. pelagicus</i> , ~ <i>Chiloguembelina sp.</i> , ~ <i>P. micra</i> y <i>Globigerina sp.</i> . RETRABAJO: * <i>M. vesper</i> , o * <i>M. vesper</i> y CAIDO: + <i>d S. armata</i> y * <i>R. pseudoumbilicus</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
10320' - 10470'	Maastrichtiano Temprano	10320' + <i>d Odontochitina sp.</i> y + <i>F. margaritae</i> . Rev. 10350' 10450' + <i>d Odontochitina sp.</i> y + <i>F. margaritae</i> . 10450'-10470' + <i>S. echinatus</i> .

Tabla 15. Resumen bioestratigráfico del pozo **GU-501.**

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO GU-501 PROFUNDIDAD FINAL: 3798' (Datos tomado de Crux et al, 2001)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
3133' - 3220'	Reciente a Eoceno Tardío	+ <i>J. seamrogiformis</i> . + <i>E. estelae</i> .
3221' 5" - 3535'	Eoceno Tardío a Medio	* <i>R. reticulata</i> . 3225'5" * <i>D. barbadiensis</i> . 3535' + <i>E. trianguliformis A</i> y + <i>R. magnus</i> .
3445' 11"	Eoceno Tardío a Temprano	3445'11" + <i>B. bellus</i> .
3627' 6" - 3652'	Eoceno Medio a Temprano	3627'6" * <i>C. grandis</i> . 3640' CAIDO: + <i>E. estelae</i> . 3643' CAIDO: * <i>H. euphratis</i> . 3643' + <i>J. seamrogiformis</i> . 3652' ~ <i>C. cubensis s.l.</i> .

Tabla 16. Resumen bioestratigráfico del pozo OBI-3X.

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO OBI-3X PROFUNDIDAD FINAL: 11455' (Datos tomado de Mata et al, 2006)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
7940' - 9991'	Eoceno Medio	7940': +J. minor, +B. foveoreticulatus y *P. stradneri. RETRABAJO: +E. trianguliformis. 9280': *R. bisecta. REV: 9688' 9970': +J. minor y +B. foveoreticulatus. 9970'-9991': + J. minor +d Selenopemphix sp., RETRABAJO: +E. trianguliformis. 9991': *R. bisecta y *P. stradneri. RETRABAJO: *L. floralis. Rev: 10050' 10057'N: +Retitricolpites sp. y +d H. cf. floripes.
POSIBLE DISCORDANCIA		
10154'6" - 10208'8"	Maastrichtiano	N: 10154'6" -10208'8": +Ariadnaesporites sp. y +F. margaritae.
10290' - 10420'	Maastrichtiano a Campaniano	N: 10158'5": +B. andreevi. 10290'-10300' +d A. cf. polymorpha. 10410'-10420' +d Cerodinium sp. y +d Senegalinium sp..
11080'	Maastrichtiano Temprano a Albiano Tardío	11080-11250' +d Odontochitina? sp. y +Ephedripites spp.. CAIDO: +D. minor. 10858'-11250': ~Heterohelix sp.. 11080': ~Hedbergella? sp..
11210'	Santoniano a Aptiano Tardío	11210': *L. floralis.

Tabla 17. Resumen bioestratigráfico del pozo OBI-4X

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO OBI-4X PROFUNDIDAD FINAL: 11300' (Datos tomado de Rosa et al, 2007)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRAFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
7940' - 10110'	Eoceno Medio	7940' +J. minor, *R. reticulata, ~G. gr. praebulloides, +d D. colligerum, +B. cf. soleaformis, *P. stradneri, ~P. micra, +d P. zoharyi, +P. maculosus, +R. simples, +P. crassus, +L. polyedrum, +Psilatricolporites sp., ~Chiloguembelina spp. y CAIDO : *C. floridanus y RETRABAJO : +E. trianguliformis. 10057' +d H. cf. floripes. 10110' +J. minor, *R. reticulata, ~G. gr. praebulloides, +d D. colligerum, +B. cf. soleaformis, *P. stradneri, ~P. micra, +d P. zoharyi, +P. maculosus, +R. simples, +P. crassus, +L. polyedrum, +Psilatricolporites sp., ~Chiloguembelina spp..
POSIBLE DISCORDANCIA		
10290' - 10300'	Paleoceno Temprano a Campaniano	+d A. cf. polymorpha.
10320' - 10420'	Maastrichtiano a Cenomaniano	10320' +d C. boloniense, +Deltoidospora sp., +Camarozonosporites sp.. 10410'-10420' +d Cerodinium sp. y +d Senegalinium sp..
11080' -11250'	Maastrichtiano Temprano a Aptiano	+d Odontochitina sp., *L. floralis, +D. minor y +Ephedripites spp.

Tabla 18. Resumen bioestratigráfico del pozo SIP-1X

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO SIP-1X PROFUNDIDAD FINAL: 10178' (Datos tomado de Anka et al, 1997)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRAFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
2179' - 2211'	Eoceno Medio a Maastrichtiano	Rev. 2300' ~Acarinina sp..
POSIBLE DISCORDANCIA		
9467'3" - 9529'6"	Coniaciano Temprano a Albiano Temprano	~H. planispira y ~H. delrioensis.
9599' - 10110'	Cenomaniano a Albiano	9599'-9608' +Corollina sp. (Muller et al., 1987), +Ephedripites sp. (Muller et al., 1987), +d Subtilisphaera sp. y +Apteodinium sp.. 9551'1"-10110' ~H. delrioensis. Rev. 10159'

Tabla 19. Resumen bioestratigráfico del pozo SAB-1X.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO SAB-1X PROFUNDIDAD FINAL: 9125' (Datos tomado de Mata et al, 2009)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
5980' - 5990'	Reciente a Eoceno	+ <i>S. catatumbus</i> , + <i>R. irregularis</i> y + <i>S. nephroides</i> .
6010' - 6037'	Mioceno a Eoceno	+ <i>S. pseudofurcatus</i> .
6050' - 6070'	Oligoceno a Eoceno	+ <i>B. cf. nacimientoensis</i> .
6130' - 7892'9"	Eoceno Medio	6130' + <i>J. cf. minor</i> , + <i>B. soleaformis</i> , + <i>d H. floripes</i> , + <i>d P. congregatum</i> , + <i>d C. cantharellum</i> , + <i>d H. plectilum</i> , + <i>E. trianguliformis</i> y + <i>B. foveoreticulatus</i> , * <i>R. reticulata</i> , * <i>R. bisecta</i> y * <i>H. compacta</i> y CAIDO: * <i>C. floridanus</i> . 6370' ~ <i>G. officinalis</i> y ~ <i>C. cf. cubensis</i> . Rev. 7739' 7410' ~ <i>G. cf. linaperta</i> . 7700' ~ <i>C. cf. cubensis</i> y ~ <i>G. officinalis</i> , 7700' - 7740' ~ <i>G. officinalis</i> , ~ <i>G. eocena</i> , ~ <i>P. micra</i> . ~ <i>P. cf. naguewichiensis</i> y RETRABAJO : ~ <i>S. crocyapertura</i> . 7740' ~ <i>G. cf. linaperta</i> . 7776' + <i>J. cf. minor</i> , + <i>B. soleaformis</i> , + <i>d H. floripes</i> , + <i>d P. congregatum</i> , + <i>d C. cantharellum</i> , + <i>d H. plectilum</i> , + <i>E. trianguliformis</i> y + <i>B. foveoreticulatus</i> . N: 7812' + <i>P. pokorny</i> . 7782' * <i>H. compacta</i> , * <i>R. reticulata</i> , * <i>R. bisecta</i> y CAIDO : * <i>C. floridanus</i> . N: 7892'9" * <i>H. compacta</i> , * <i>R. reticulata</i> y * <i>R. bisecta</i> .
8026'8"	Eoceno Medio a Paleoceno	N: + <i>E. cf. vanegensis</i> .
POSIBLE DISCORDANCIA		
8028' - 8683'9"	Eoceno Medio a Cenomaniano	N: + <i>Deltoidospora</i> sp
8683' - 8810'	Cretácico sin diferenciar	+ <i>Camarazonosporites</i> sp. + <i>d Canningioideos</i> sp.

Tabla 20. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-1X.

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO TOR-1X PROFUNDIDAD FINAL: 11589' (Datos tomado de De Guerra et al, 1994)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRÁFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
8300' - 8450'	Mioceno Medio a Eoceno Tardío	8300' - 8400' +C. tenuitabulatum y +P. usmensis. 8400' - 8450' +C. microclavatus, +d H. campanula y +d S. nephroides.
8450' - 8500'	Oligoceno a Eoceno Medio	+d C. gracile y +d H. campanula.
8500' - 10220'	Eoceno Medio	8500' ~A. broedermanni, ~T. cerroazulensis pomeroli, +B. soleaformis, +d N. reticulense, +d A. multispinosum, +d H. campanula y ~A. bullbrookii. Rev. 10174' 10220' +B. soleaformis.
POSIBLE DISCORDANCIA		
10228' - 10235'	Maastrichtiano	10228' +d C. boloniensis, +F. margaritae, +S. echinatus, +d A. polymorpha y +d S. cf. obscurum. RETRABAJO: +A. spinulosus.
10235' - 10350'	Maastrichtiano a Campaniano Tardío	P: 10235' +d X. ceratioides, RETRABAJO? 10258' +d C. boloniensis, +d A. polymorpha y +d S. cf. obscurum, +F. margaritae y +S. echinatus 10350' +d P. australinum y +d P. cretaceum. P: 10350' +d S. bicavatum.
10412'	Campaniano Tardío	P: 10412' +d I. grande y +d O. porifera. 10440' +d P. australinum y +d P. cretaceum.
10458' - 10690'	Campaniano	P: 10458' +d C. senonica y +d A. gabonensis. N: 10690' +d Andalusilla sp..
10690' - 10858'	Santoniano a Turoniano Medio	10690'-10695' +d O. pulcherrimum y +d S. pirmaensis, +d C. senonica, y ~Heterohelix sp.. CAIDO: +d A. gabonensis, ~Rugoglobigerina sp.. N: 10858' +d Dinogymium sp..
10960' - 11208'	Santoniano Temprano a Cenomaniano	10960' +d C. senonica.
10967' - 11224'	Cenomaniano	N: 10967' +Ephedripites sp. D. N: 11076' +d M. reticulatum. N: 11194' +d P. cenomaniense. Rev. 10974' 11208' +d C. senonica. P: 11210' +d V. mayi. P: 11224' +d X. plotei.
11398'	Cenomaniano Temprano	P: 11398' +d P. eisenackii y +d C. senonica.
11478'	Albiano Tardío	P: 11478' +d P. securigerum y +d P. infusorioides. .
11500'	Albiano Tardío a Medio	P: 11500' +d A. spinosum, +d P. interiorensense, +d K. ringnesiorum y +d O. ancala.
11522'	Pre-Cretácico	¿Rocas metamórficas ?.

Tabla 21. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-3E.

RESUMEN BIOESTRATIGRAFICO DEL POZO TOR-3E		
PROFUNDIDAD FINAL: 12360'		
(Datos tomado de Crux et al, 1997)		
PROFUNDIDAD (pies)	RANGO ESTRATIGRAFICO	ESPECÍMENES Y OBSERVACIONES
9050' - 10993'	Eoceno Medio	9050'-10492': +Bombacacidites sp. B, +d N. reticulenses, +d G. microfenestrata, +d D. colligerum, +d L. hyalina, +d H. campanula. 9050': +d P. zoharyi. 9240': +B. soleaformis y +d S. nephroides. 9932': ~T. rohri. 10740': +B. soleaformis y +d S. nephroides. 10862': +d S. placacantha. 10918' 2" ~T. rohri. RETRABAJO: Paleoceno temprano a Maastrichtiano: 10942': +d Andalusiella sp.. 10954': +d S. obscurum y +A. gabonensis. 10974': +d C. oceánica, +d A. gabonensis, +A. spinosus y +F. margaritae. 10975': *R. bisecta y *D. tani-ornatos. 10993': +d C. cantharellum. CONTAMINACION: 10975': *R. bisecta y *D. tani-ornatos. 10993': +d C. cantharellum.
POSIBLE DISCORDANCIA		
10942' - 10974'	Paleoceno Temprano a Maastrichtiano	10942': +d Andalusiella sp.. 10954': +d S. obscurum y +d A. gabonensis. 10974': +d C. oceánica, +d A. gabonensis, +A. spinosus y +F. margaritae.
POSIBLE DISCORDANCIA		
11088' - 11019'	Maastrichtiano	11088': +d C. boloniense y +F. margaritae. 11019': +A. spinosus y +F. margaritae.
11034' - 11037'	Maastrichtiano Temprano a Campaniano tardío	11034': +d C. oceánica. 11037': +d P. australinum.
11081'	Campaniano Tardío	11081': +d C. withei, +d D. heterocostatum, +d C. diebelli y +d P. australinum.
11133' - 11336'	Campaniano	11133': +d O. costata, +d T. castanea. y+d S. bicavatum. 11135'-11296': +d K.? helbyi, +d P. cretaceum y +d X. ceratioides. 11176'- 11226 y 11296': +d S. bicavatum. 11226': +d D. cretaceum. 11336': +d Andalusiella sp..
11396' - 11406'	Campaniano a Santoniano	11396' -11406' +d C. senonica, +d Andalusiella sp. y +d Subtilisphaera sp.
11456' - 11646'	Santoniano	11456': +d S. pirnaensis. 11508'- 11514 y 11525': * M. staurophora. 11514': *L. floralis ?. 11536': +d C. boloniense. 11636'-11646' +d O. porifera, +d Dinogymnium sp. y +d C. senonica y RETRABAJO: +d P. cenomaniense.

Tabla 22. Resumen bioestratigráfico del pozo TOR-3E (continuación).

RESUMEN BIOESTRATIGRÁFICO DEL POZO TOR-3E PROFUNDIDAD FINAL: 12360' (Datos tomado de Crux et al, 1997) CONTINUACION...		
11646' - 11706'	Santoniano a Cenomaniano	11646' +d <i>S. pirnaensis</i> y +d <i>C. senonica</i> . 11706': * <i>W. barnesae</i> .
12006'	Cenomaniano Temprano	12006': +d <i>C. intricatum</i> , +d <i>S. pirnaensis</i> .
12096' - 12246'	Cenomaniano Temprano a Albiano Medio	12096': +d <i>C. cooksoniae</i> y + <i>C. dampieri</i> y RETRABAJO: +d <i>C. ventriosum</i> . 12234': * <i>W. barnesae</i> . 12246': +d <i>P. eisenackii</i> y +d <i>S. cretacea</i> .
12356'	Albiano Tardío a Medio	12346': +d <i>S. terrula</i> y +d <i>O. ancala</i> .

A partir del análisis de los datos bioestratigráficos se definieron cuatro rangos de edad en el área de estudio, hacia el sur Cretácico, Eoceno Medio, Oligoceno y Mioceno Medio y hacia el norte y noreste Cretácico, Eoceno Medio y Mioceno Medio (Figura 60).

7.1.1 Cretácico.

El conjunto de especímenes que comúnmente se observa en la mayoría de los pozos del área es muy abundante y diverso, y permitió determinar un período Cretácico. En este sentido, se han interpretado predominantemente rangos de edades que van desde el Maastrichtiano al Albiano Medio (Tabla 23). Para establecer la base del periodo Cretácico se utilizó la concurrencia de la primera aparición (FAD, LO) del espécimen: +d *O. ancala* y la última aparición (LAD, HO) del espécimen +d *S. terrula* observado en el pozo TOR-3E (Tablas 21 y 22), ubicado en el Campo Torunos. El tope de este periodo fue definido como Maastrichtiano por la concurrencia de la última aparición de los especímenes: +d *C. boloniense*, +*S. echinatus*, +*B. andreevi*, **Z. embergeri*, **P. cretacea*, **G. compactus*, **Z. erectus*, **Z. sisyphus*, **S. crux*, y la primera aparición del espécimen +*F. margaritae*. Estos

25. De acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) durante esta época de tiempo se depositó el Miembro Arauca de la Formación Guafita bajo ambientes transicionales (profundidades < 5 m) de acuerdo a la escala de paleobatimetrías Datum level de Van Morkhoven y otros, (1986) y Sánchez (2010).

Tabla 25. Pozos con dataciones bioestratigráficas en el Oligoceno en el área de estudio. Nótese la franja de ocurrencia en color azul claro.

EDAD / POZOS			CON-4X	GU-507
NEO.	MIOCENO	TARDÍO		
		MEDIO		
		TEMPRANO		
PALEÓGENO	OLIGOCENO	TARDÍO	■	■
		TEMPRANO	■	■
PALEÓGENO	EOCENO	TARDÍO	■	■
		MEDIO	■	■
		TEMPRANO	■	■
ESTUDIOS BIOESTRATIGRÁFICOS				
■ Helenes <i>et al</i> , 2013.				

7.1.4 Mioceno Medio.

No se pudo establecer este rango de edad ya que los paleoambientes no son apropiados para preservar los foraminiferos plactonicos y/o nannoplacton calcáreo. Sin embargo, de acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) durante este período de tiempo se depositó la Formación Parángula, la cual se sedimentó en paleobatimetría continental.

7.1.5 Plioceno - Pleistoceno

No se pudo establecer este rango de edad ya que los paleoambientes y los litotipos no son apropiados para preservar los foraminiferos plactonicos y nannoplacton calcáreo. Sin embargo, de acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) durante este

período de tiempo se depositó la Formación Río Yuca, la cual se sedimentó en paleobatimetría continental.

En la Figura 60, se puede observar un registro tipo del área donde se identifican las edades definidas en el área de estudio con sus biomarcadores, junto con las unidades formacionales presentes de la región.

7.2 ANÁLISIS TECTONOESTRATOGRÁFICO - SEDIMENTARIO

El análisis tectonoestratigráfico – sedimentario fundamentado en el estudio sismoestratigráfico y de estratigrafía secuencial permitió interpretar e identificar tectonosecuencias y unidades depositacionales asociadas a los principales procesos que formaron la cuenca, las cuales sirvieron para evaluar y caracterizar los elementos del sistema petrolífero identificados en el área.

La historia tectonoestratigráfica se estableció, de mayor a menor orden, por una tectonosecuencia definida de acuerdo al criterio del “Ciclo de Wilson” (Wilson, 1965 en Burke, 2011). Este ciclo está constituido por dos (2) fases tectónicas: margen pasivo y margen activo, donde cada fase tectónica caracterizó un tipo de cuenca. Las unidades depositacionales corresponden a la sucesión de sedimentos depositados bajo diferentes alteraciones de la cuenca, producto de pulsos tectónicos reconocibles dentro de una misma fase tectónica, que representan las unidades depositacionales definidas por Vail y otros (1987).

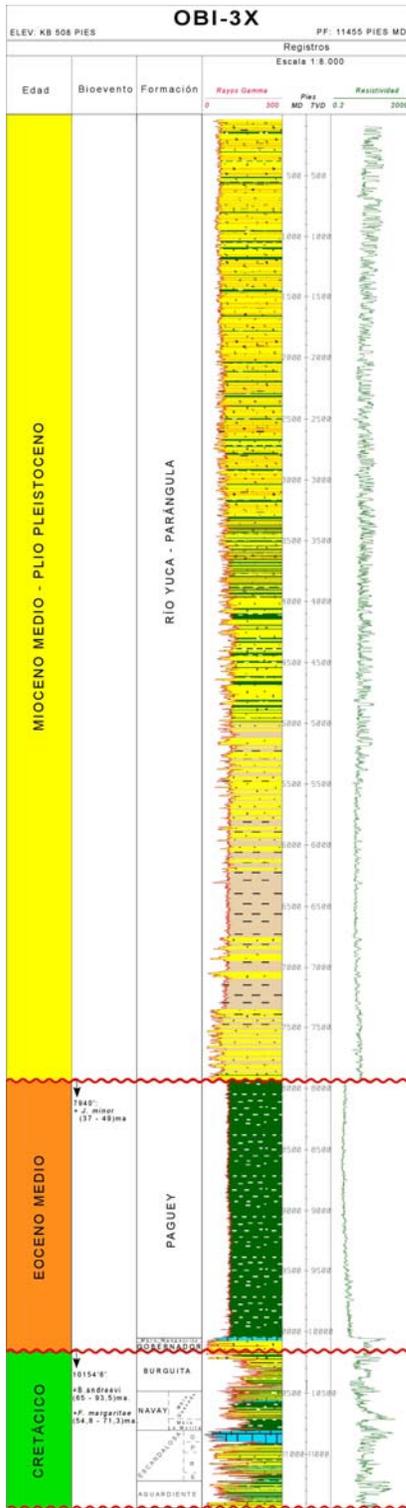


Figura 60. Registro tipo del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo OBI-3X.

La columna estratigráfica en el área de Barinas – Portuguesa, esta formada por sedimentos que van desde el período Cretácico hasta el Plio Pleistoceno. En este trabajo se identificó una tectonosecuencia A (que abarca edades del Cretácico – Plio - Pleistoceno), que comprende dos (2) tipos de cuencas superimpuestas: Margen Pasivo, edad Aptiano a Maastrichtiano; y Margen Activo, época Eoceno Medio – Plio - Pleistoceno. La fase de margen pasivo comprende una fase de subsidencia termal caracterizada por ausencia de eventos tectónicos que afectaron la cuenca. Los principales factores que controlaron la sedimentación fueron de tipo eustático, con espesores uniformes sin actividad tectónica. El flujo de calor es de 30 – 65 mW/m² y el gradiente de soterramiento es uniforme en toda el área con 57 – 141 pie/Ma (Santiago y otros, 2014).

La fase de margen activo esta asociada a una fase de subsidencia flexural, caracterizada por la aparición de rasgos geomorfológicos que evidencian convergencia de placas (erógenos y cuencas flexurales), con geometrías de cuña, terminaciones de tipo solapamiento (hacia el este), asociadas a eventos transgresivos – regresivos de orden mayor limitadas en el tope y base por discordancias. El flujo de calor es de 50 – 60 mW/m² y el gradiente de soterramiento de 282 – 447 m/Ma (op.cit). Los primeros indicios de deformación en el área de estudio de estudio comienzan en el Eoceno Medio aunque se reconocen estructuras compresivas y de crecimiento en algunas zonas de la Cuenca Barinas – Apure a finales del Cretácico Tardío.

Con la integración de los datos sísmicos, la información de pozos y análisis biocronoestratigráfico se identificaron cuatro (4) límites de secuencia asociados a ciclos de eventos tectónicos mayores. Estas superficies fueron observadas como erosiones por truncaciones de unidades más antiguas (Figura 61) definiéndose como: Base UD_1 que representa la base del Cretácico (SB_UD1), base UD_2 (SB_UD2) que corresponde la base del Eoceno Medio, una cuña intra Paleógeno definida como Base UD_3 (SB_UD3) de edad Oligoceno y la base UD_4 (SB_UD4) de edad Mioceno Medio. Estos límites de secuencia proporcionan un marco cronoestratigráfico que permitió subdividir los sedimentos en cuatro (4) unidades

depositacionales, los cuales corresponden a unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico), depositada durante la fase de margen pasivo. Posteriormente, con la identificación de diferentes episodios compresivos y sus efectos en la geometría de la cuenca, se reconocieron cuatro (4) unidades depositacionales para esta fase tectónica (UD_Eoceno Medio, UD_oligoceno y UD_Mioceno Medio – Plio Pleistoceno) que fueron evidenciadas por el desarrollo de superficies de truncación de alto relieve que reflejó los principales cambios en el balance entre la acomodación y la sedimentación (Figura .62).

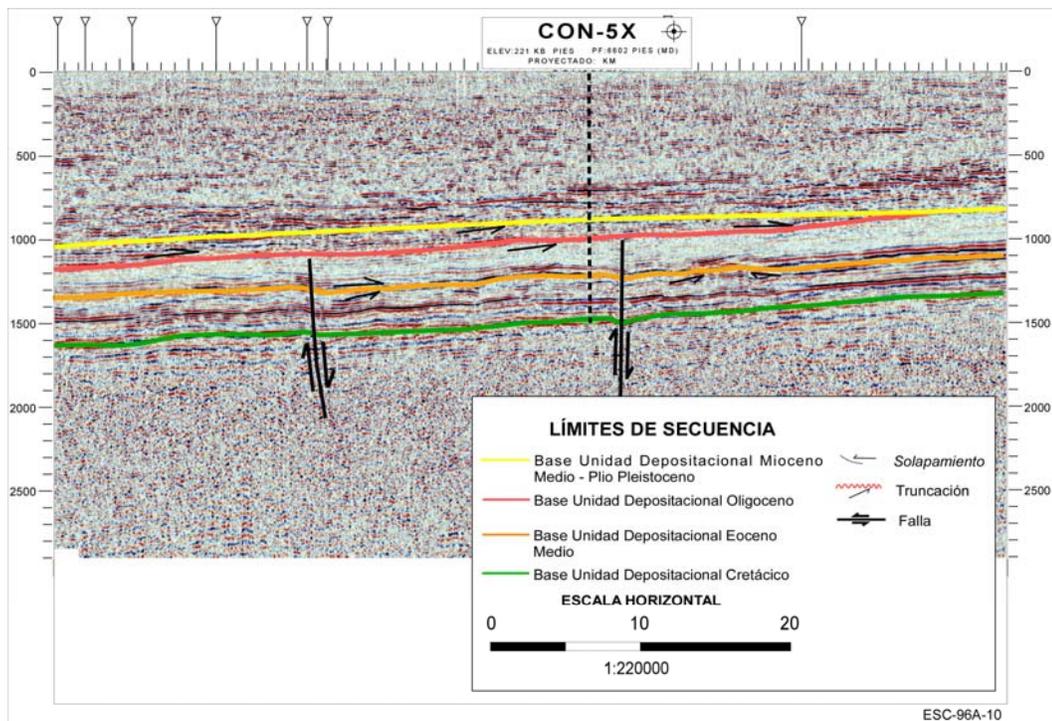


Figura 61. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D ESC-90A-10. donde se observan terminación tipo truncamiento al tope la UD_Cretácico, truncamientos al tope del la UD_Eoceno Medio, truncamiento al tope del Oligoceno, terminaciones tipo solapamiento a la base de la UD_Eoceno Medio y solapamientos a la base de la UD_Oligoceno.

Asociado a las unidades depositacionales definidas en el estudio se identificaron dos (2) superficies de máxima inundación (MFS) para ciclos de orden mayor, las cuales correspondieron en parte a cada rango cronoestratigráfico Cretácico y Eoceno Medio.

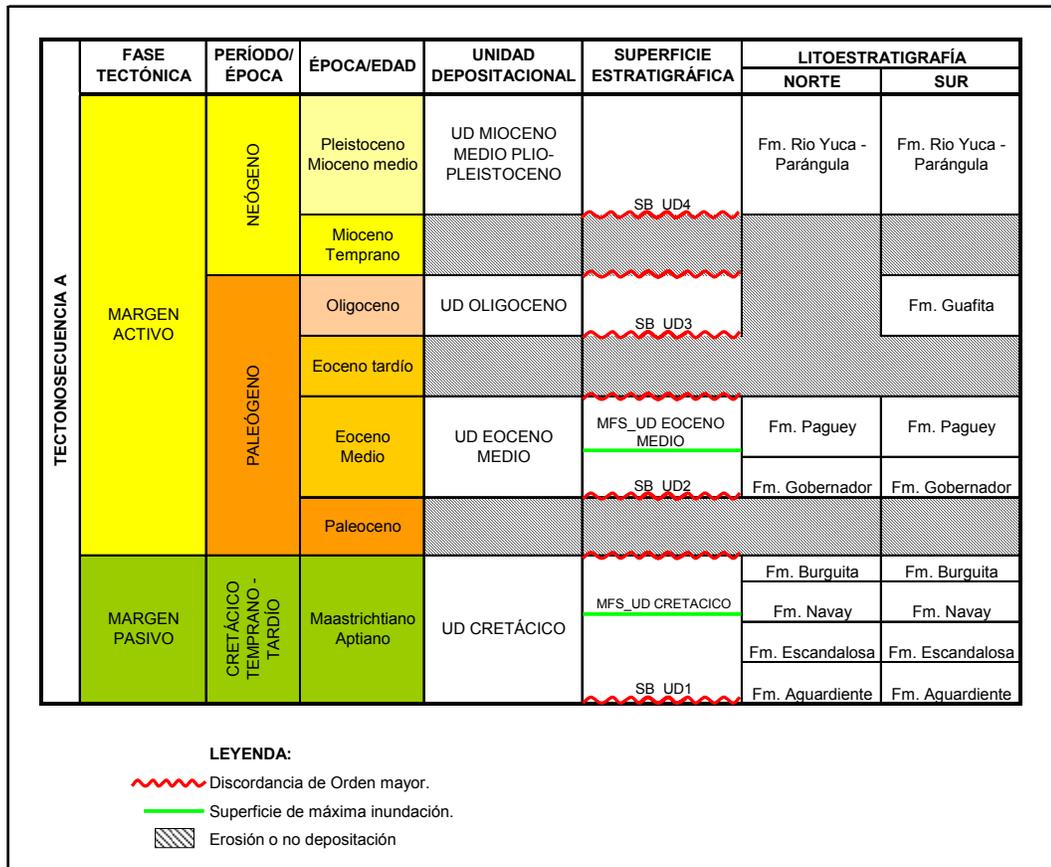


Figura 62. Cuadro tectonoestratigráfico del Área Barinas – Portuguesa.

El análisis de *facies* sísmicas permitió de acuerdo a los datos disponibles estimar variaciones de espesores, cambios litológicos y ambientes depositacionales en las unidades depositacionales interpretadas. Cada una de las *facies* identificadas en este trabajo están asociadas a uno o varios ambientes sedimentarios que varían de transicional a nerítico medio, y variaciones en las proporciones de sedimentos gruesos y finos de acuerdo al proceso depositacional dominante.

Las unidades depositacionales identificadas se definen a continuación:

7.2.1 Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).

La unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico) de edad Aptiano – Maastrichtiano se encuentra presente en la mayor parte del área y está comprendida entre los límites de secuencia SB_UD1 y SB_UD2. El límite basal (SB_UD1)

corresponde al tope del basamento ígneo – metamórfico observado en las muestras de canal en los pozos (SAB-1X, OBI-3X, GU-506, GU-507, LY-1X, TOR-1X, BOR-1X, BOR-4E, CON-4X) conformado por esquistos, gneises y/o granito. Sísmicamente este límite basal es reconocido por un fuerte contraste de impedancia y donde se observa una reflexión fuerte suprayaciendo una zona de reflexión caótica. El límite superior (SB_UD2) corresponde a la discordancia que se asocia al límite Cretácico – Paleógeno y sísmicamente fue reconocida como una discordancia angular donde los estratos infrayacentes hacen truncamientos al tope de la unidad, evidenciando un periodo de levantamiento y posterior erosión. En general, la unidad se caracteriza por reflexiones paralelas, continuas y con un fuerte contenido de energía.

La geometría de la cuenca en el área esta afectada por la Cordillera (Andes de Mérida) profundizando hacia el oeste a las cercanías de los pozos BOR-4E (-12417') y TOR-1X (-11050') y se hace menos profunda hacia el sureste (Escudo de Guayana) y al este y noreste (cercanías al Alto del Baúl) en el área de Guanarito alcanzando profundidades de -3372' en el pozo GU-101 (Figura 63 y Anexo 1).

No se observaron mayores estructuras sintectónicas. Las principales estructuras se generaron posteriormente a la depositación de la unidad. Se pudieron diferenciar dos (2) familias de fallas: un sistema fallas subverticales de edad Eoceno con dirección NO-SE con componente transpresivo – transtensivo que generan un tren de estructuras conocido como el Alto de Mérida (ubicado al suroeste del área). El segundo sistema de fallamiento esta representado por un grupo de fallas inversas con dirección SO-NE, ubicados en el extremo norte de la cuenca generadas en el Mioceno durante la Orogénesis Andina.

Los principales factores que controlaron la depositación fueron de tipo eustático, donde se observa el desarrollo de un depocentro cercano a los campos Conso y Torunos limitado al noreste por el Alto del Baúl y al sureste por el Alto de Mérida (ubicado al oeste del área) (Figura 64; ANEXO 2).

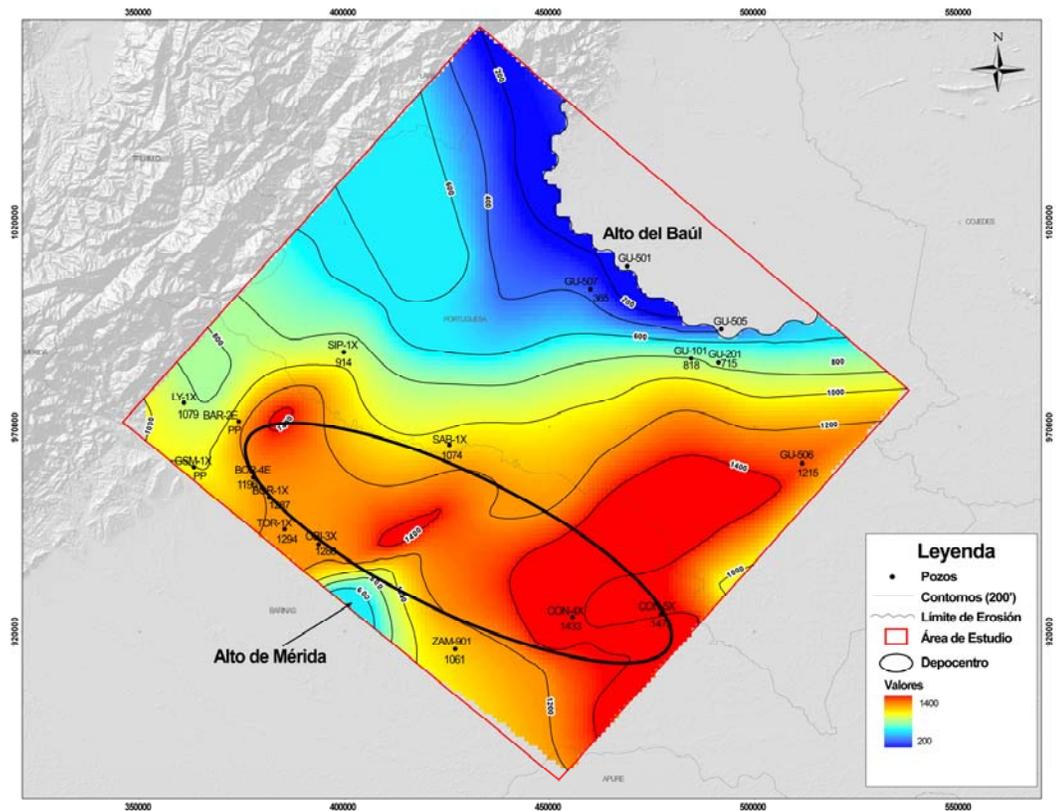


Figura 64. Mapa de espesor de la Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).

El relleno sedimentario presenta fluctuaciones suaves de espesores. En sentido norte – sur los espesores varían de 1079 pies al noroeste (en el pozo LY-1X) a 1069 pies ZAM-901 ubicado al sur. En sentido oeste – este (Figura 65) los espesores van disminuyendo de 1286 pies (pozo OBI – 3X/ Campo Obispo) a 365 pies (pozo GU-507 / campo Guanarito). Esta disminución de espesor en sentido este y noreste fue producto de un evento erosivo posterior a la depositación de la UD_Cretácico producido por un levantamiento en dirección de El Baúl que permitió la erosión parcial (GU-507) y total (GU-501) de la unidad (ANEXO 10). Hacia el sureste se pueden ver los efectos de este levantamiento en los pozos GU-101, GU-201 y GU-506, en los cuales ha sido erosionada parte de esta unidad. En general, la unidad presenta un espesor promedio de 1100 pies.

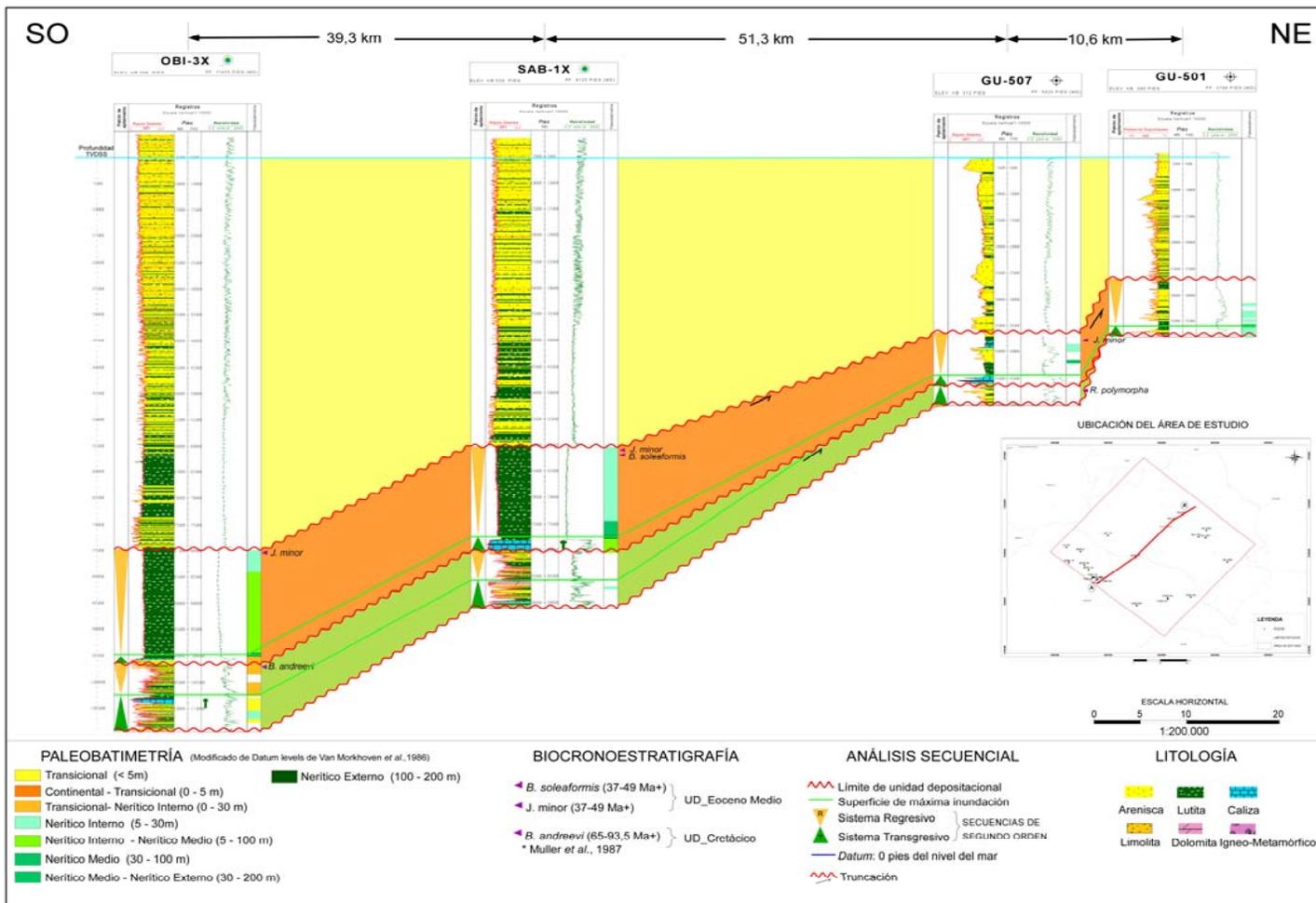


Figura 65. Sección de pozos A-A' en sentido SO – NE

La unidad está compuesta por un ciclo transgresivo – regresivo de orden mayor, separadas por la superficie de máxima inundación MFS_UD Cretácico de acuerdo al modelo de secuencias de Vail y otros, 1987. La sedimentación del ciclo transgresivo se inició durante el Albiano con un arreglo interno de las facies en su parte inferior mayormente agradacionales en su base representada por alternancia de arenisca de grano fino a medio y lutitas, ocasionalmente calizas y areniscas calcáreas. El escogimiento es variable, siendo moderado en las areniscas de grano fino hacia el tope. De acuerdo a estudios sedimentológicos realizados en los pozos OBI-3X (Mata y otros, 2006) y SAB-1X (Mata y otros, 2009) esta sedimentación corresponden a sistemas estuarinos, depósitos de anteplaya inferior a media y depósitos de barras, canales con influencia de mareas culminando con depósitos transgresivos abiertos. La máxima transgresión se reconoce con una superficie de máxima inundación de edad Turoniano (88,8 Ma) (tomando como referencia la carta de secuencias por cambios de nivel mar de Haq y Shutter, 2008 y SEPM98). La sección superior de la unidad corresponde a un ciclo regresivo que culmina durante el Maastrichtiano constituido por paquetes agradacionales y progradacionales compuestos por lutitas y areniscas calcáreas de grano fino que sección arriba comienzan a intercalarse con paquetes más arenosos, que aumentan progresivamente hacia la parte superior de la unidad.

En la Figura 66 se observa el mapa paleobatimétrico correspondiente al punto de profundización máxima de la unidad depositacional asociado a la superficie de máxima inundación del conjunto transgresivo donde la línea de costa poseía una orientación suroeste – noreste mostrando una variación paleoambiental que varía de ambientes de plataforma interna – media hacia el norte a ambientes menos profundos hacia el sur y sureste (transicional), donde se apreciaban desarrollos de paquetes progradacionales (Pozo CON-4X, CON-5X y GU-506) debido a las altas tasas de aporte de sedimentos (por estar mas cercanas a la fuente de aporte de sedimentos provenientes del Cratón de Guayana) y ascenso lento del nivel del mar.

En el análisis de las *facies* sísmicas se puede observar que la unidad esta caracterizada por presencia facies paralelas (P), sub – paralelas (SP) y enteajadas (E) en el área (Figura 67). En estas *facies* paralelas los reflectores poseen buena

continuidad lateral, con alta amplitud y son comunes en dirección norte, este y oeste. La respuesta de estos reflectores al ser comparados con las descripciones sedimentológicas en los pozos OBI-3X (Mata y otros, *op.cit*) y SAB-1X (Mata y otros, *op.cit*) en los intervalos correspondientes a la unidad depositacional, pueden asociarse con desarrollos de facies lutíticas e intercalaciones de lutitas y limolitas con espesores relativamente constantes, sugiriendo que fueron depositados bajo tasas uniformes, donde la sedimentación estuvo controlada por la eustasia y/o aumento relativo del nivel del mar en una plataforma estable (paralela a la línea de costa).

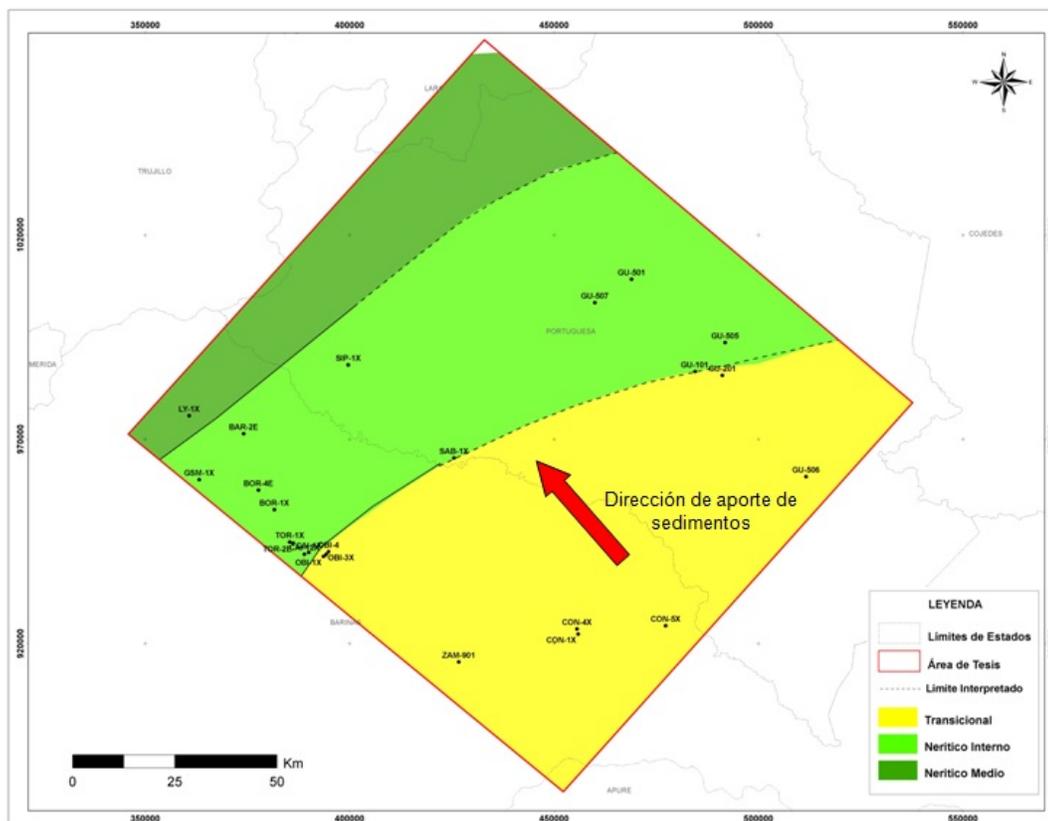


Figura 66. Mapa paleobatimétrico de la Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).

Hacia el sur (Anexos 14, 16) los reflectores continuos y de alta amplitud se vuelven poco continuos a discontinuos con una amplitud baja a media. Al sur hacia la base de la unidad los reflectores muestran un patrón entejado a discontinuo que se van

haciendo continuos en dirección norte. Estos patrones se asocian a un desarrollo de cuerpos arenosos intercalados con lutitas ya que esta zona al encontrarse más cercana a la fuente de aporte de sedimentos se observa mayor presencia de sedimentos clásticos. Hacia esta zona se observa un aumento de espesor de la unidad observada en los pozos ZAM-901 y CON-4X. Este cambio lateral en los patrones de reflexión en sentido NO - SE, se asocia con un cambio litológico de *facies* arenosas (hacia el sur) con un mayor contenido de energía a *facies* con intercalaciones de arena/lutita (hacia el norte y noroeste). De acuerdo a estas evidencias sísmicas y estratigráficas podemos decir que la unidad comprende un sistema depositacional compuesto por una fase transgresiva (hacia la base) que fue desarrollada durante el ascenso relativo del nivel del mar, una fase regresiva (hacia el tope) en el margen de la plataforma bajo influencia ambientes transicionales hacia el sur con abundancia de sedimentos continentales que progradan hacia el norte a ambientes marinos coincidiendo con los cambios paleobatimétricos ocurridos en el área que variaron de transicional (sur) a nerítico medio (norte).

7.2.2 Unidad Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio)

La unidad depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio) se encuentra comprendido entre los límites de secuencia SB_UD2 en su base y SB_UD4 hacia el norte, este y oeste del área de estudio. Hacia la parte sur (pozos CON-4X, CON-5X y ZAM-901) esta unidad tiene como límite superior la discordancia denominada SB_UD3, que representa la base de una cuña intrapaleógeno. La base (SB_UD2) se identifica como una discordancia angular que marca un cambio importante y se relaciona a estructuras compresionales al inicio del margen activo en la cuenca que se hacen notorias en el área a partir del Eoceno Medio. El límite superior se identifica por las truncaciones al tope en conjunto con una discordancia angular que se identificó en toda el área.

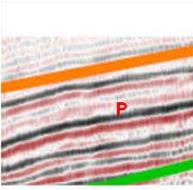
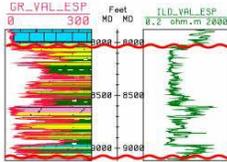
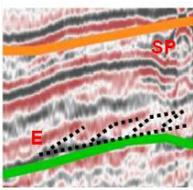
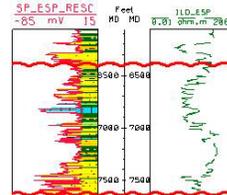
UNIDAD DEPOSITACIONAL	FACIES SÍSMICA	CARACTERÍSTICA	LITOFACIES	PATRON DEL REGISTRO	SISTEMA DEPOSITACIONAL	PALEOBATIMETRÍA
UD_CRETÁCICO	Facies Paralela					
		Sucesion de reflectores concordantes, continuos, paralelos, con buena continuidad y alta amplitud	1.- Lutitas. 2.- Intercalación de capas delgadas de areniscas y lutitas.		Ambientes de plataforma; depositado bajo tasas uniformes de sedimentación controladas por la eustasia y/o aumento del nivel relativo del mar del mar. Los espesores se mantienen uniformes. Ausencia de eventos tectónicos.	Nerítico interno-medio
	Facies Subparalela y Entejadas					
		Zonas de reflectores concordantes, poco paralelos al tope a discontinuos en la base con amplitud baja a media.	1. Intercalación de capas delgadas de areniscas, lutitas y 2.- paquetes mas espesos de areniscas intercaladas con lutitas en la base		Ambientes transicionales. Los sedimentos depositados con medianas tasas de aporte de sedimentos en ambientes someros, cercanos a la linea de costa,	Transicional

Figura 67. Facies sísmicas definidas en la UD_Cretácico sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies Paralelas (P), facies Subparalelas (SP), facies Entejadas (E).

Sísmicamente la unidad se muestra como un intervalo opaco de reflexiones continuas paralelas a subparalelas y paquetes de reflectores paralelos y continuos con fuerte contenido de energía en su parte basal (Anexos 10,14)

El mapa estructural realizado a la base de la unidad (Figura 68; Anexo 3) muestra las mayores profundidades hacia el oeste alcanzando valores de -11231 pies en el pozo BOR-4E. Hacia el noreste, producto del frente de deformación generado por el emplazamiento de las Napas de Lara durante el Eoceno Tardío se generó una somerización de la unidad, observándose profundidades entre -3372 pies (GU-501) y -4335 pies (GU-507).

Las fallas que se observan en la unidad depositacional UD_Eoceno Medio, fueron generadas durante el Eoceno Tardío por un esfuerzo principal de dirección NE-SO, asociado a las Napas de Lara.

Los factores que controlaron la sedimentación fueron de tipo tectónico y eustático. La unidad presenta una variación de espesores que van de 2214 pies en el pozo OBI-3X (ubicado al oeste) a 1052 pies en el pozo GU-501 hacia el noreste. Hacia el norte espesores están por el orden de los 7111 pies en el pozo SIP-1X disminuyendo progresivamente hacia el sur y sureste llegando a alcanzar valores de 397 pies en el pozo GU-506. En la Figura 69 y Anexo 4, se muestra el mapa de espesor de la Unidad depositacional Cretácico. El adelgazamiento hacia el noreste y sureste fue producto de un levantamiento regional a finales del Eoceno Medio y en el Eoceno Tardío que provocó una fuerte erosión en la unidad UD-Eoceno Medio, (identificado por las terminaciones tipo truncamiento en todo el noreste de la Cuenca). Este levantamiento reactivó el Alto del Baúl, donde la terminaciones tipo truncamiento son más evidentes (Figura 70).

Hacia el sureste en los pozos GU-201, GU-101 y GU-505 (Campo Guanarito) este levantamiento erosionó totalmente la unidad depositacional (Figura 71). Hacia el norte, en la zona del Flanco Surandino, los espesores son de 5168 pies en el pozo LY-1X (Campo La Yuca) y de 7111 pies en el pozo SIP-1X (Campo Sipororo). Este aumento de espesor hacia el norte fue producto de eventos compresivos y subsidencia flexural de la litósfera debido a la carga tectónica generada durante el emplazamiento

de las Napas de Lara, donde se depositaron grandes cantidades de sedimentos sintectónicos. Esta flexión generó un mayor espacio para la sedimentación. Se acuña hacia el sureste claramente sobre un posible “*forebulge*”. Esta evidencia de flexión fue observada en el área donde los sedimentos del Eoceno Medio se adelgazan y hacen *onlap* hacia el sur (Figura 72 y Anexo 14). Es espesor promedio hacia el sur es de 1000 pies aproximadamente.

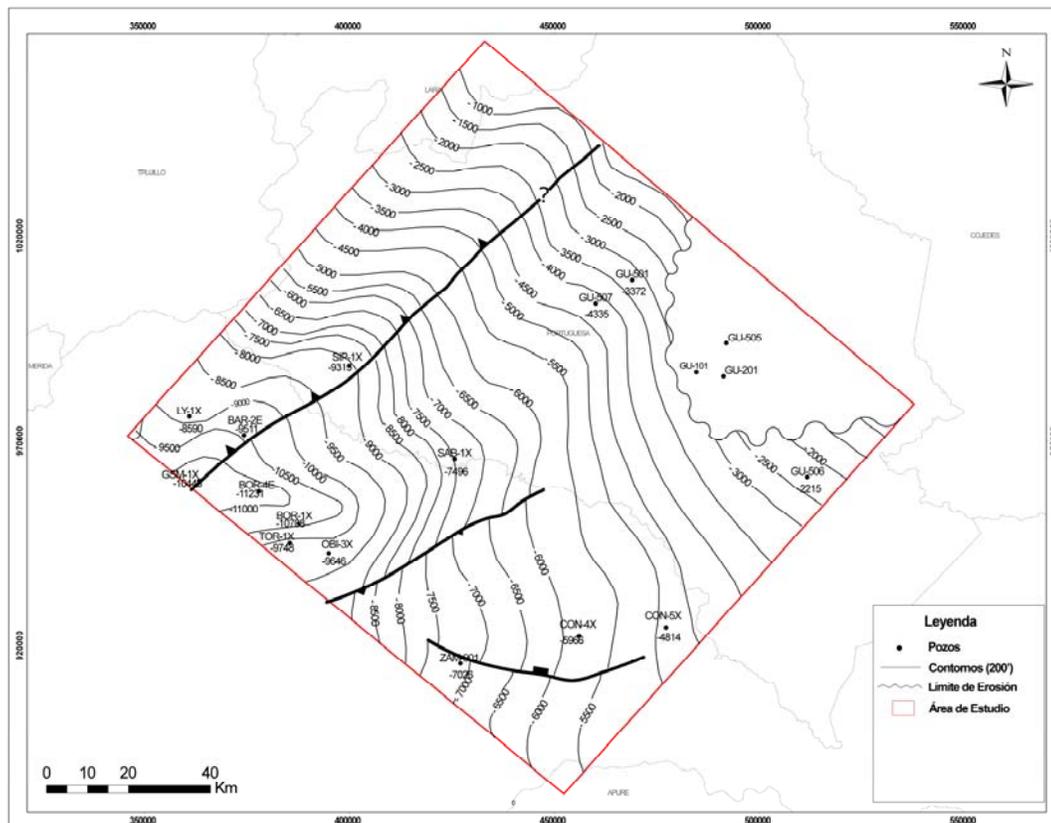


Figura 68. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Eoceno Medio

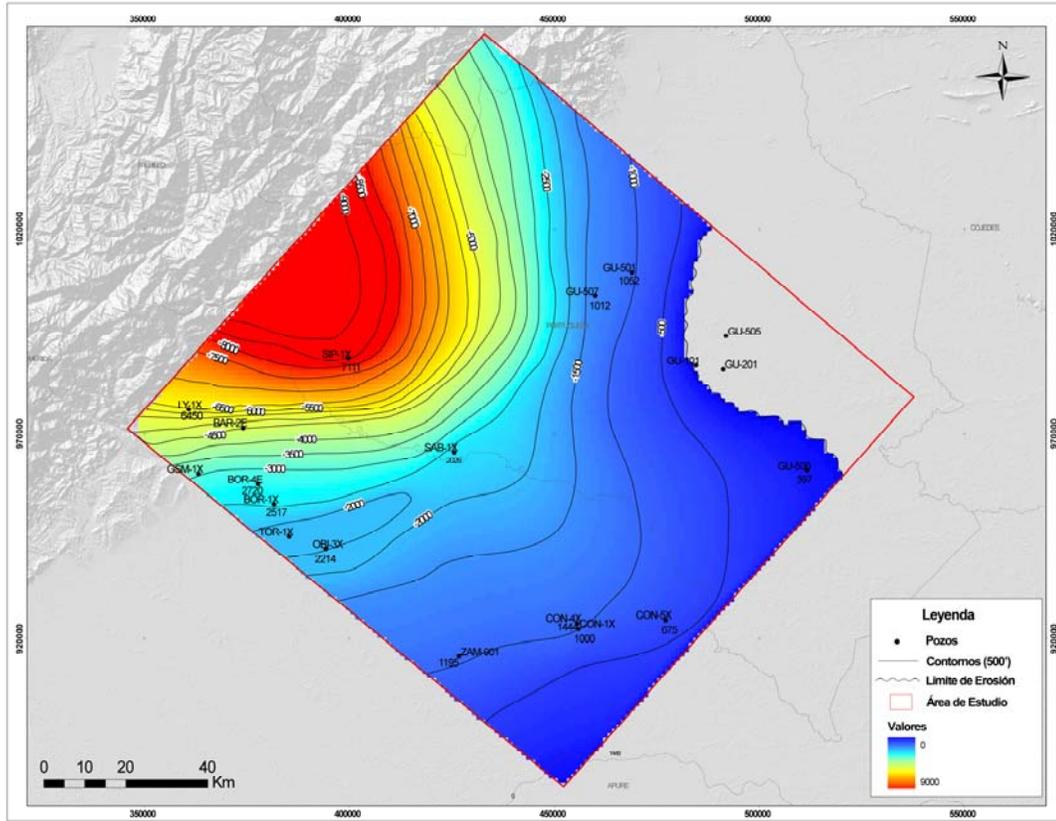


Figura 69. Mapa de espesor de la unidad depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio.)

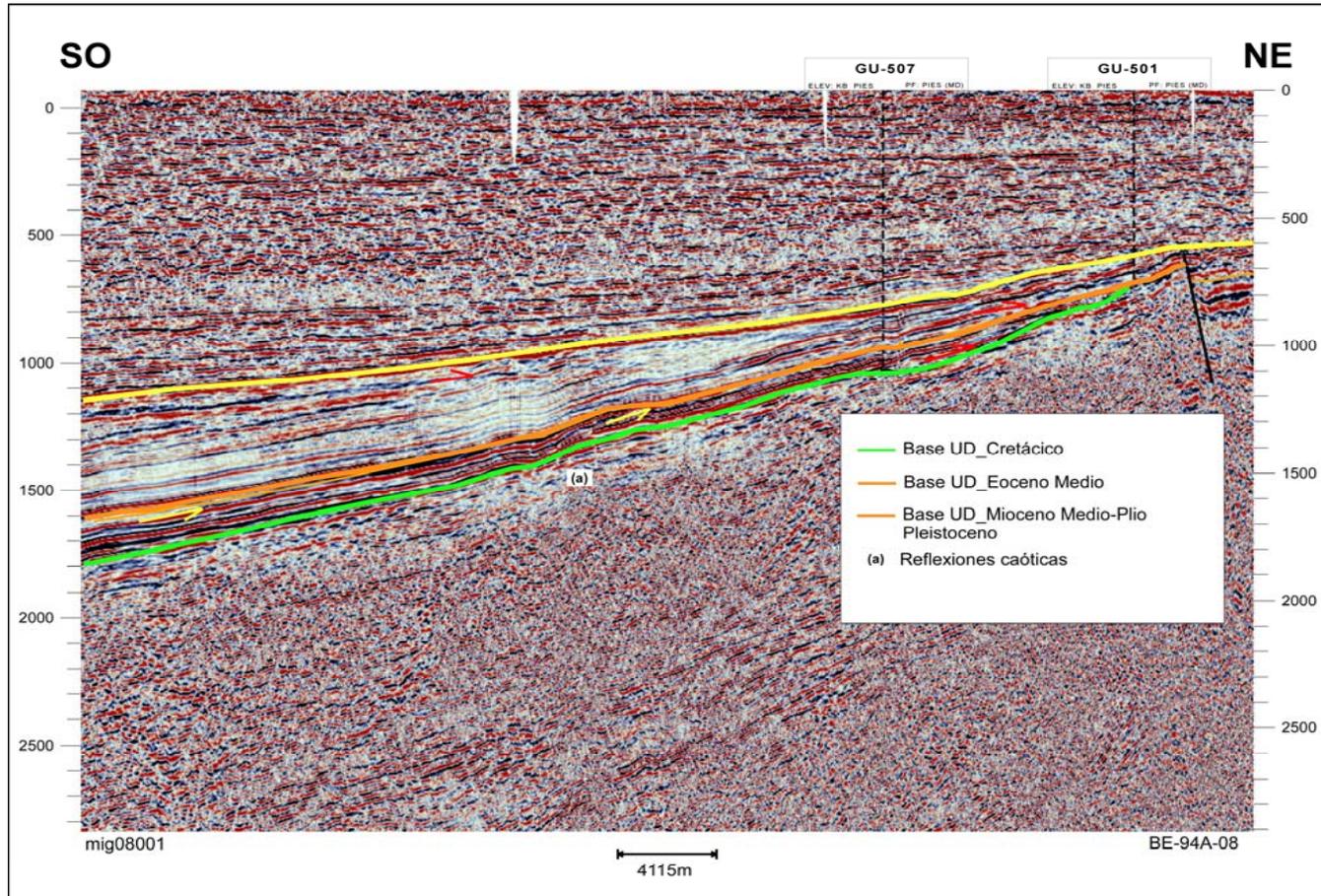


Figura 70. Línea sísmica BE-94A-08 mostrando el adelgazamiento de las unidades UD_Eoceno Medio y UD_Cretácico. Las flechas rojas muestran las terminaciones tipo truncamiento y las flechas amarillas muestran las terminaciones tipo truncamiento evidenciando erosión de la UD_Cretácico al noreste del área de estudio. Véase también Anexo 10.

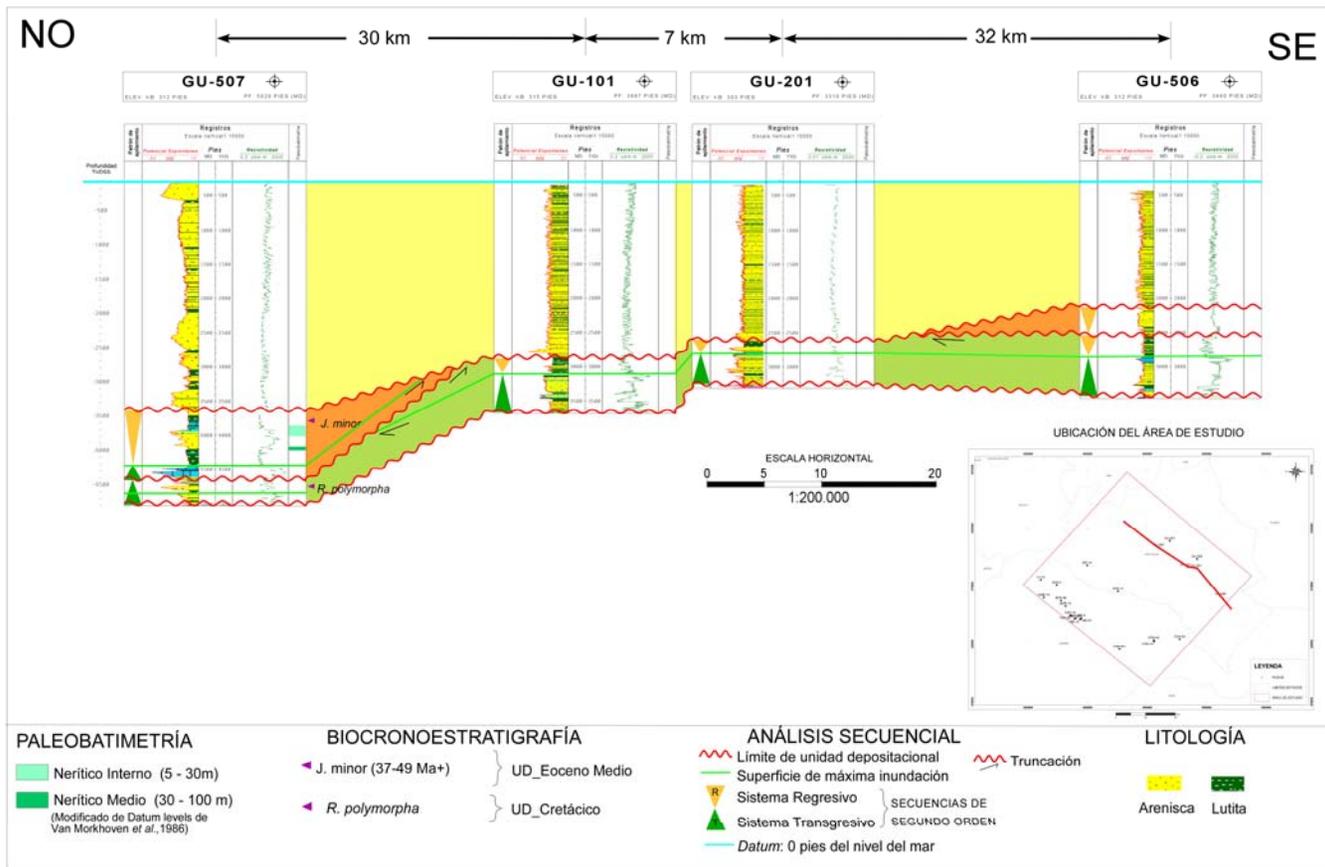


Figura 71. Sección de pozos donde se observa erosión parcial y total de la unidad deposicional UD_Eoceno Medio en las cercanías del Alto del Baúl.

La sucesión de estratos de la unidad es agradacional en la base con un desarrollo de cuerpos arenosos de gran extensión lateral constituidos por areniscas de grano medio a fino asociado a sistemas de deltas litorales y estuarinos desarrollados en la plataforma continental que fueron formados en las primeras etapas de ascenso del nivel del mar. Cuando la tasa de acomodación superó la tasa de aporte de sedimentos la tendencia se volvió retrogradacional con intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas, generando desarrollo de bancos carbonáticos por encima de estos cuerpos arenosos (Mata y otros, op.cit) hasta alcanzar la máxima transgresión definiéndose una superficie de máxima inundación de por el orden de 46 Ma., identificada por la abundancia y diversidad de foraminíferos planctónicos y por la presencia de foraminíferos bentónicos que identificaron la dirección de la máxima profundización de la cuenca en el área. Esta superficie de máxima inundación fue denominada MFS_UD Eoceno Medio. El sistema regresivo ubicado por encima de la superficie de máxima inundación presenta un patrón homogéneo de sedimentación eminentemente lutítica en los pozos ubicados al norte del área, en donde las programaciones de este sistema no pudieron ser observadas posiblemente por encontrarse lejos de la fuente de aporte de sedimentos (Anexos 9 y 13).

La distribución paleoambiental varía de nerítico interno hacia el sureste volviéndose gradualmente más profundo hacia el noroeste con paleobatimetrías que llegan a batial. La línea de costa poseía una forma arqueada orientada hacia el noroeste. La cuenca evidencia una profundización en este sentido resultante de la subsidencia flexural existente durante este período. La fuente de aporte de sedimentos provenía de sur y sureste (Cratón de Guayana) evidenciado por la presencia de sedimentos con característica siliciclástica de granos más gruesos indicando cercanía a la fuente de aporte de sedimentos (Figura 73).

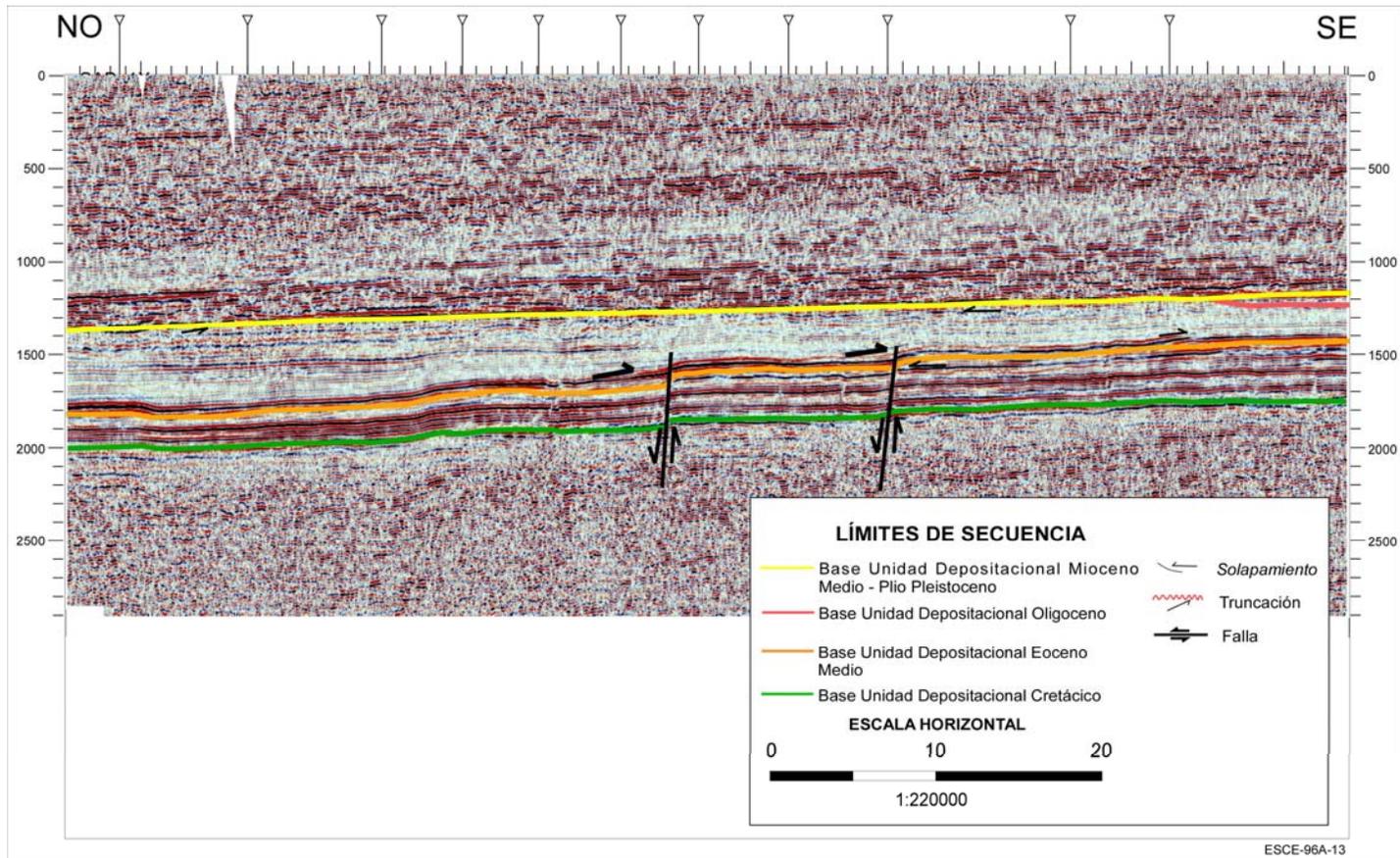


Figura 72. Línea sísmica donde se muestran las terminaciones tipo solapamiento (flechas negras) acunándose sobre un posible forebudge debido al avance hacia el sur del frente de deformación, donde generaron estructuras compresivas de piel delgada. Véase también Anexo 14.

que podrían asociarse a sucesiones de frente deltaicos. Los cambios en los patrones de reflexión de NO - SE en la parte basal de la unidad se asocian con un cambio litológico con mayor desarrollo de cuerpos arenosos hacia el sur que va cambiando progresivamente a sedimentos finos de aguas mas profundas hacia el norte coincidiendo con los cambios paleoambientales descritos.

Hacia el este, las *facies* identificadas van cambiando de paralelo/sub – paralelo a divergente (forma de cuña), originadas por las tasas desiguales de levantamiento (Alto del Baúl) y subsidencia durante el Eoceno tardío, donde las reflexiones internas varían de continua a discontinua y la intensidad de la amplitud cambia de fuerte a débil, con variaciones laterales en la tasa de depositación y un adelgazamiento de los estratos hacia el este.

7.2.3 Unidad depositacional Oligoceno (UD_Oligoceno)

La unidad depositacional Oligoceno está comprendida entre los límites de secuencia SB_UD3 y SB_UD4 de edad Oligoceno. Hacia la base, el límite de secuencia fue reconocido en las líneas sísmicas como una superficie de *onlap* donde se evidencia un cambio de angularidad en los patrones de reflexión. El límite superior fue definido por observarse truncaciones de los sedimentos al tope de la unidad generando una discordancia angular de carácter regional con los sedimentos suprayacentes. Esta unidad se encuentra restringida por no depositación hacia el sur del Estado Barinas, tiene poca extensión lateral en el área, solo fue reconocida en tres pozos localizados hacia el sur y sureste de la zona de estudio (CON-4X, CON-5X y ZAM-901). Estas superficies pudieron ser fácilmente correlacionadas con pozos localizados fuera del área hacia el sur y oeste. Sísmicamente se caracteriza por mostrar paquetes de reflectores con poca continuidad y de baja energía de reflexión.

El mapa estructural de la base de esta unidad (Figura 75; Anexo 5) muestra profundidades de -4139 pies en el pozo CON-4X y -5831 pies en el pozo ZAM-901 ubicados hacia el sureste. Esta unidad muestra una tendencia de profundización hacia el oeste.

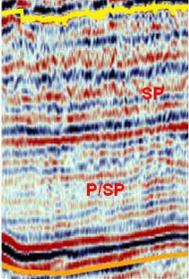
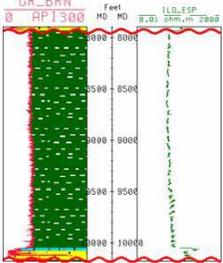
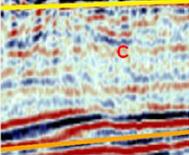
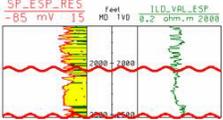
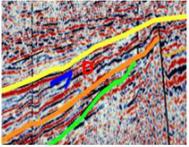
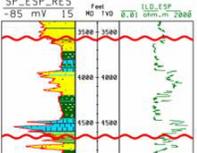
UNIDAD DEPOSITACIONAL	FACIES SÍSMICA	CARACTERÍSTICA	LITOFACIES	PATRÓN DEL REGISTRO	SISTEMA DEPOSITACIONAL	PALEOBATIMETRÍA
UD_EOCENO MEDIO	Facies Paralela/Subparalelos					
		Sucesión de reflectores, concordantes, continuos a discontinuos, paralelos, con buena continuidad y alta amplitud. Reflectores continuos opacos a Discontinuos con amplitud media a baja.	1. Lutitas e intercalaciones de capas delgadas de lutitas y limolitas 2.- Intercalaciones de capas delgadas de lutitas y areniscas		Sedimentación bajo áreas de plataforma (sur) a llanura batial (norte); tasas a variables de sedimentación dominado por y tectónica y cambios eustáticos.	Nerítico -batial
		Zonas de reflectores incoherentes con pocas reflexiones generalmente limitadas por reflectores continuos.	1.- Intercalaciones de areniscas interestratificadas con capas delgadas de lutitas.		Sedimentos depositados mediana y altas tasas de aporte de sedimentos con moderada a alta energía. Pueden estar en depósitos de plataforma. Los espesores pueden no presentar uniformidad.	Transicional
	Sucesión de reflectores en forma de cuña. Los reflectores pueden ser continuos ó discontinuos con amplitud variable.	1.- Intercalaciones de areniscas interestratificadas con capas delgadas de lutitas.		Tasas a variables de sedimentación dominado por y tectónica y cambios eustáticos. Sugieren variaciones laterales en las tasas de sedimentación y/o inclinación progresiva de la superficie de posicional (Alto del Baúl).	Nerítico interno	

Figura 74. Facies sísmicas definidas en la UD_Eoceno Medio sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies paralelas (P), facies subparalelas (SP), facies caóticas (C), facies divergentes (D).

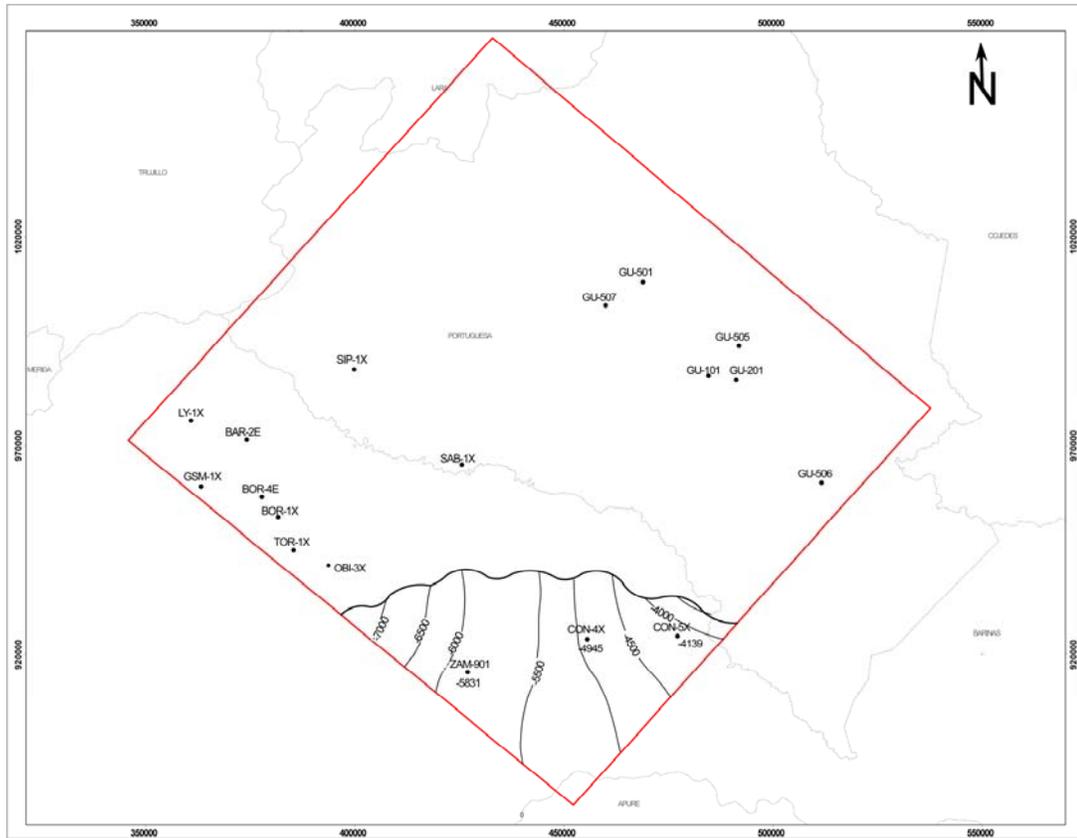


Figura 75. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Oligoceno.

Esta unidad tiene un espesor que varía de 200 a 290 pies en el campo Conso (Figura 76; Anexo 6), hasta 392 pies en el pozo ZAM-901 (ubicados en la parte sur del área) adelgazándose progresivamente hacia el norte por erosión y desaparecen antes de llegar a los campos Obispo y Sabaneta (Anexos 14 y 16).

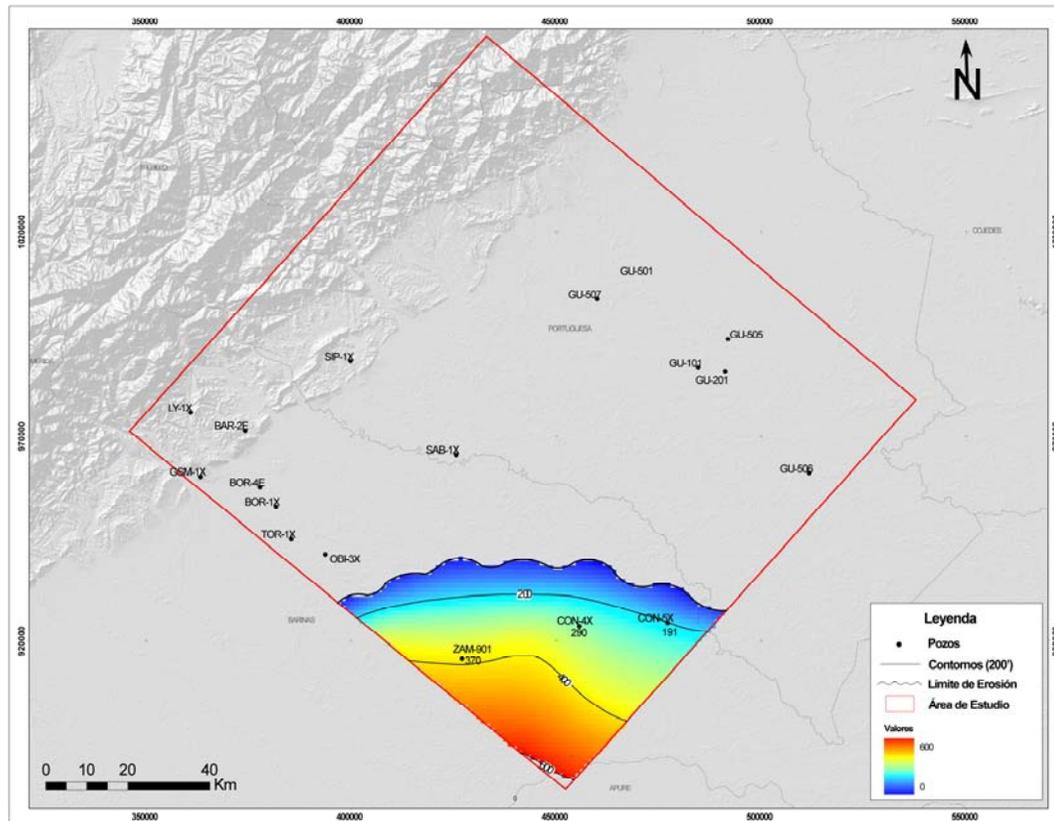


Figura 76. Mapa de espesor de la unidad depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio.)

La respuesta en general de las electrofacies de los registros de pozos es granodecreciente y el patrón de apilamiento es agradacional hacia la base y retrogradacional hacia al tope (Figura 77 y 78).

Las *facies* sísmicas interpretadas en la unidad consisten de patrones subparalelos y caóticos poco continuos y con baja energía de reflexión (Figura 78). Debido a su poca extensión dentro del área no fue posible identificar una superficie de máxima inundación, ni ambientes depositacionales, pero de acuerdo al patrón de las

electrofacies en los registros de pozos, y en base a estudios realizados por Kiser, 1989 y Osuna y otros, 1994, estos patrones pueden asociarse sistemas depositacionales de plataforma, ambientes litorales de mediana energía coincidiendo con la respuesta de los patrones de reflexión sísmica.



Figura 77. Sección de pozos en sentido NO – SE donde se observa el patrón de respuesta grandecreciente en la UD_Oligoceno.

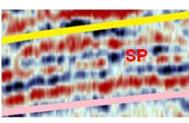
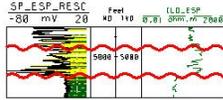
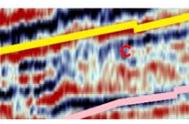
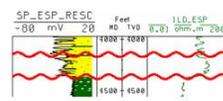
UNIDAD DEPOSITACIONAL	FACIES SÍSMICA	CARACTERÍSTICA	LITOFACIES	PATRON DEL REGISTRO	SISTEMA DEPOSITACIONAL	PALEOBATIMETRÍA
UD_OLIGOCENO	Facies Subparalelos 	Zonas de reflectores opacos concordantes, poco paralelos, con baja continuidad y alta amplitud.	1.- Intercalaciones de capas delgadas de lutitas y areniscas		Sedimentos depositados con moderada a alta energía. Pueden estar en depósitos de plataforma. Espesores variables	Transicional
	Facies caóticas 	Zonas de reflectores incoherentes, discordantes con pocas reflexiones generalmente limitadas por reflectores continuos, con moderada a alta amplitud.	1.- Intercalaciones de paquetes areniscas interestratificadas con capas delgadas de lutitas.		Sedimentos depositados mediana y altas tasas de aporte de sedimentos con moderada a alta energía. Pueden estar en depósitos de plataforma con influencia continental. Los espesores pueden no presentar uniformidad.	Transicional

Figura 78. Facies sísmicas definidas en la UD_Oligoceno sus características e interpretación geológica. Abreviaciones: facies subparalelas (SP), facies caóticas (C).

7.2.4 Unidad depositacional Mioceno Medio-Pleistoceno (UD_Mioceno Medio-Plio Pleistoceno).

La unidad depositacional UD_Mioceno Medio - Plio Pleistoceno, está comprendida entre los límites de secuencia SB_UD3 en su base hasta la superficie. Hacia el sur en los pozos CON-4X, CON-5X y ZAM-901 la unidad está limitada en su base por el SB_UD4, y contiene depósitos de sedimentos con edades desde el Mioceno medio hasta el reciente asociados a la molasa andina.

El mapa estructural generado a la base de la unidad depositacional (Figura 79; Anexo 7) indica la geometría actual de la cuenca, mostrando una profundización hacia el oeste, donde las mayores profundidades se muestran hacia el Campo Borburata en los pozos BOR-1X con -8190 pies y BOR-4E con -8540 pies. El sistema de fallamiento y las estructuras asociadas al Alto de Mérida (ubicado al oeste del área) controlaron la depositación de esta unidad depositacional. Por otra parte, la geometría de cuña generada por el depocentro de la Cordillera de los Andes de Mérida se someriza hacia el Cratón de Guayana al sureste. Este frente de deformación reactiva algunas de las fallas existentes, en algunos casos atravesando toda la unidad depositacional UD_Mioceno Medio – Plio Pleistoceno (molasa).

La unidad presenta sus mayores espesores en la parte oeste del estudio, en el área tradicional de Barinas (pozos TOR-1X con 8263 pies, BOR-4E con 9050 pies) disminuyendo hacia el Norte (espesores de 2175 pies en el pozo SIP-1X), y noreste (2700 pies en el pozo GU-501) debido a los procesos compresivos que controlaron la sedimentación (Figura 80; Anexo 8).

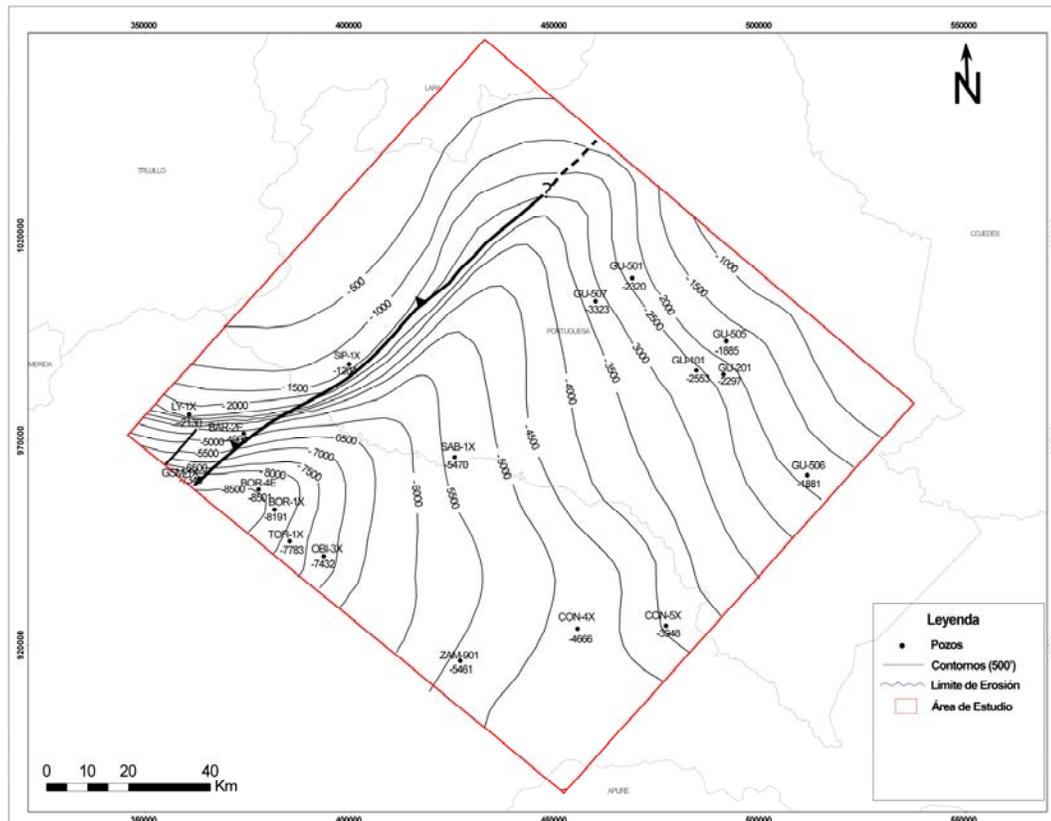


Figura 79. Mapa estructural en profundidad de la base de la unidad depositacional Mioceno Medio – Plio Pleistoceno.

En general, esta unidad presenta mayores espesores al compararlo con las unidades anteriores y variaciones abruptas del patrón de reflexión interno, pasando de reflectores continuos y paralelos a reflexiones caóticas, de reflectores de alta energía a reflectores opacos y de poca energía sísmica. En la Figura 81 y Anexos 10 y 12, se aprecian terminaciones a la base en la zona noreste (Alto El Baúl),

Hay una tendencia de aumento de espesor de los cuerpos de arena hacia el tope de la unidad, lo que indica un aumento de la tasa de aporte de sedimentos debido posiblemente a un levantamiento progresivo de los paleorelieves en ese periodo de tiempo. Las altas tasas de aporte de sedimentos, disminución del efecto comprensivo y la creación de espacio de acomodación, posiblemente dieron origen a la somerización de la cuenca y la transición hacia una fase de relleno.

La unidad corresponde a una sedimentación continental y se caracteriza por una alternancia por arcillas de color gris claro/verdoso, blanda a moderadamente dura interestratificadas en proporciones variables con arenas, areniscas y limonitas, las arenas son cuarzo cristalino de gruesas a fina, a veces conglomeráticas, moderadamente escogidas a mal escogidas, las areniscas son de color gris claro/frecuentemente arcillosa, a veces de grano medio a fino, moderadamente escogidas a mal escogidas asociadas a la molasa proveniente del levantamiento de los Andes de Mérida.

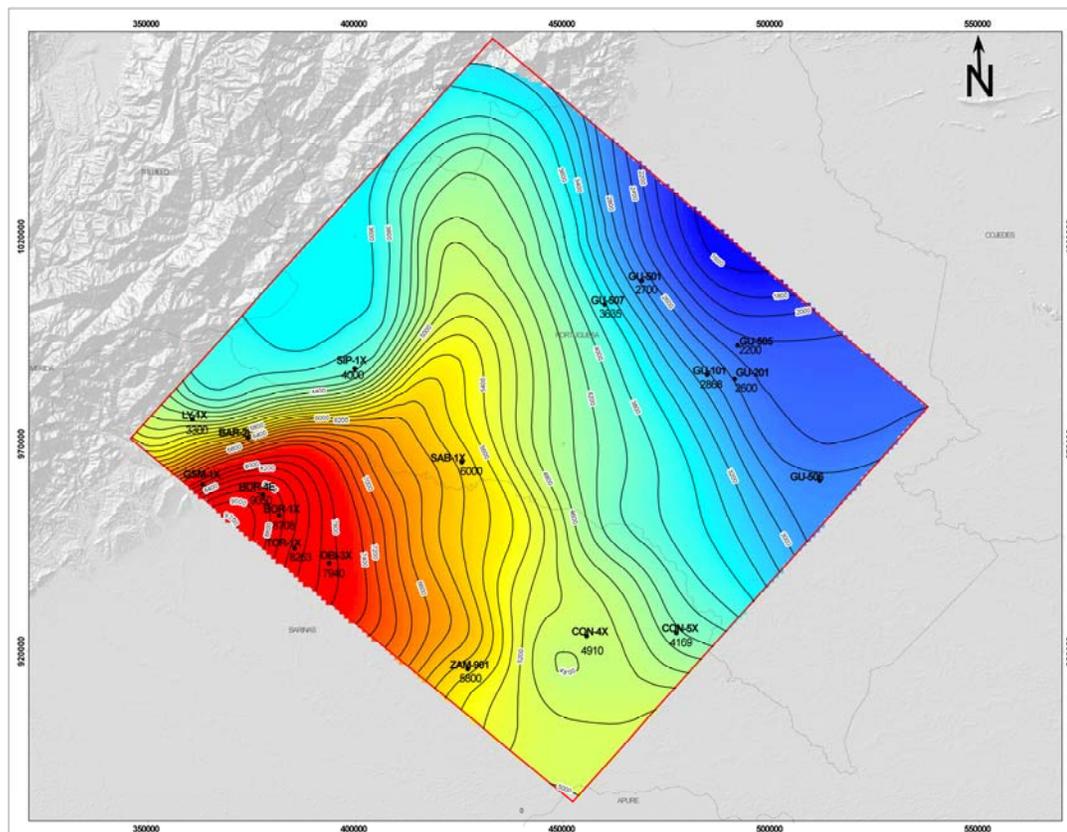


Figura 80. Mapa de espesor de la unidad depositacional Mioceno Medio Plio-Pleistoceno (UD_Mioceno Medio Plio-Pleistoceno.)

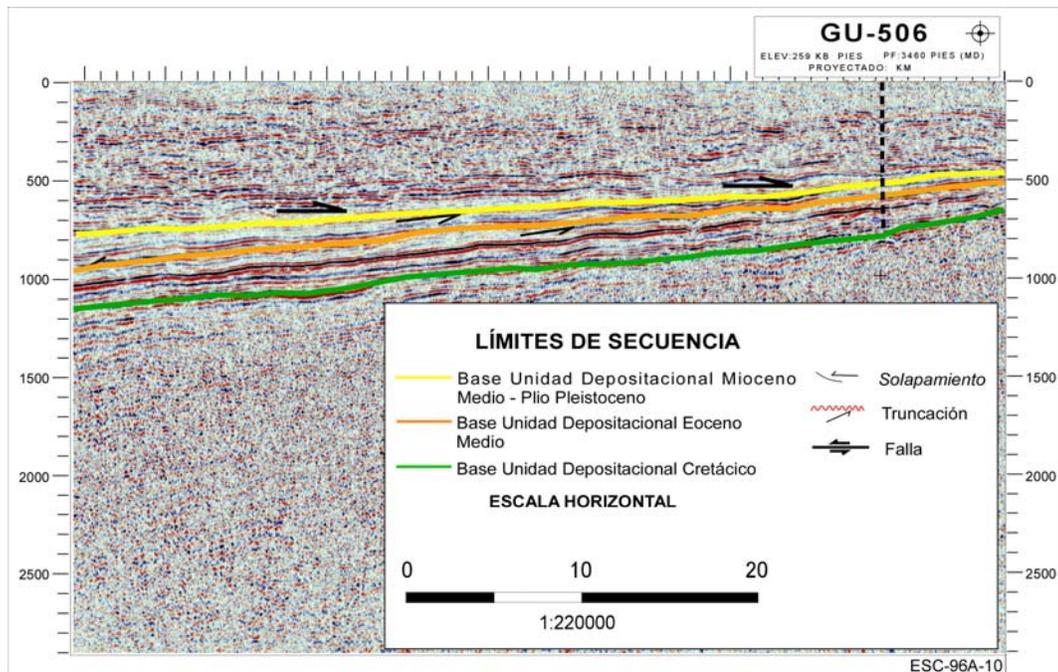


Figura 81. Línea sísmica ESC- -96A- 10, donde se aprecian las terminaciones tipo solapamiento en la base de la UD_Mioceno Medio – Plio Pleistoceno (reflector amarillo).

7.3 EVALUACIÓN DEL SISTEMA PETROLÍFERO.

7.3.1 Roca reservorio.

En el área de estudio se consideraron como unidades de interés petrolífero la sección transgresiva de las unidades UD_Cretácico y UD_Eoceno Medio.

7.3.1.1 Reservorio Unidad depositacional Cretácico (UD_Cretácico).

En las *facies* transgresivas de la UD_Cretácico se localizan los reservorios en el área. Estos paquetes transgresivos fueron depositados en ambientes transicionales a marinos someros y está constituida por alternancia de arenisca de grano fino a medio y lutitas, ocasionalmente calizas y areniscas calcáreas, areniscas glauconíticas y ocasionalmente *facies* lutíticas. En toda el área se observa un desarrollo de calizas y ocasionalmente dolomitas en el tope de este paquete reservorio. Litoestratigráficamente corresponden a las formaciones Aguardiente y Escandalosa.

La Formación Escandalosa es la formación productora de mayor importancia y calidad en los campos del área tradicional de Barinas en la Cuenca.

Los espesores de arena neta en el Cretácico (Santiago y otros.,2014) se hacen mayores hacia el noroeste y sur del área con valores que varían de 463 pies en el pozo SIP-1X (ubicado al noroeste) a 453 pies en el pozo CON-5X (hacia el sureste). A su vez, disminuye su espesor por erosión en las adyacencias del Alto del Baúl hacia el noreste (84 pies en el pozo GU-507), y 328 pies en el pozo OBI-3X ubicado al oeste (Figura 82). Las porosidades efectivas (Santiago y otros., op.cit.) se observan por el orden del 12% al noroeste (pozo SIP-1X) y 10% en sentido sureste (pozo CON-5X), disminuyendo progresivamente hasta alcanzar valores de 7% en el pozo GU-507 ubicado el noreste. En la zona central del área se observan los menores valores de porosidades en 5% en los pozos SAB-1X, OBI-3X y TOR-1X (Figura 83).

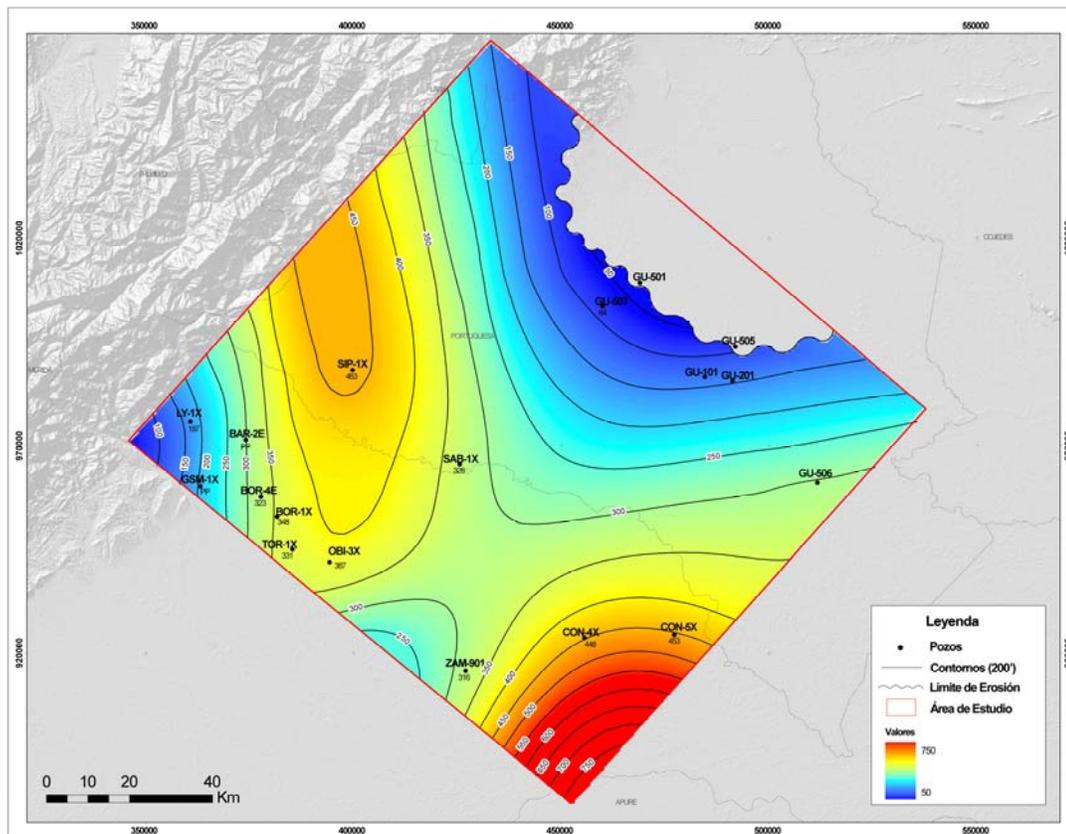


Figura 82. Mapa de distribución de la arena neta del sistema transgresivo la Unidad Deposicional UD_Cretácico.

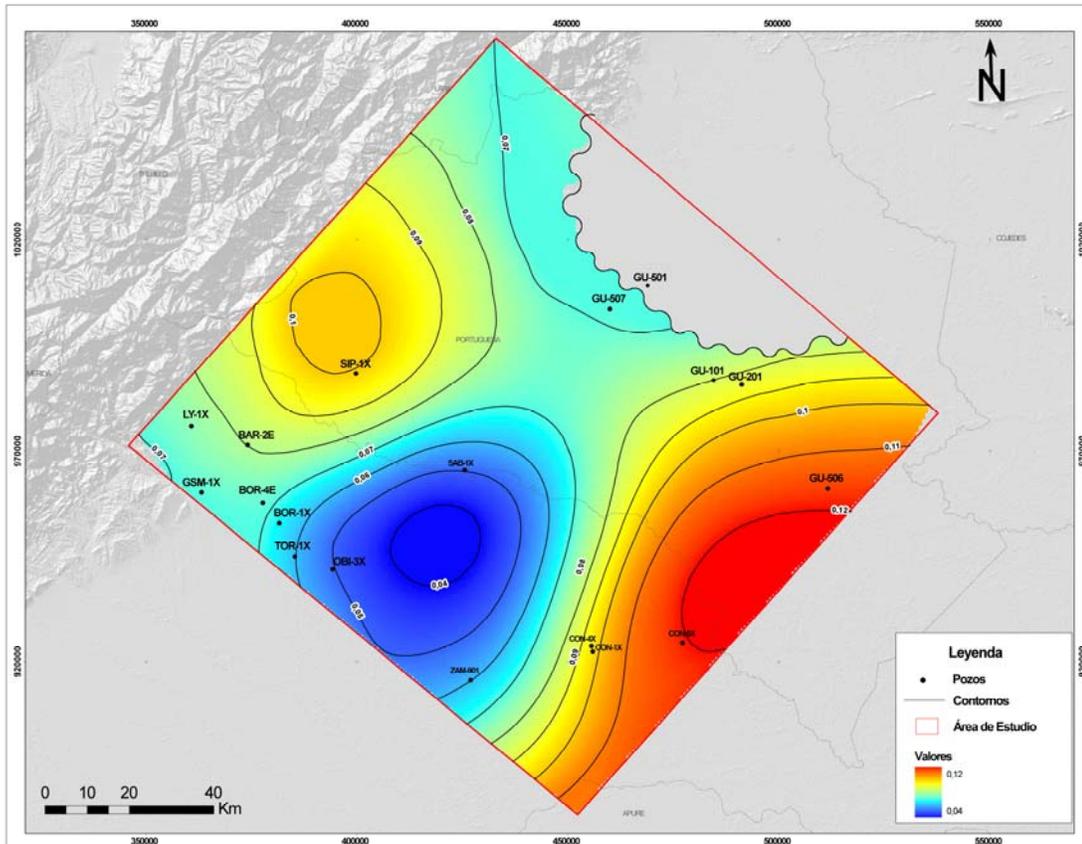


Figura 83. Mapa de distribución de porosidades en el sistema transgresivo la Unidad Depositacional UD_Cretácico.

7.3.1.2 Reservorio Unidad depositacional UD_Eoceno Medio.

Esta unidad depositacional se distribuye en toda el área, presentando los paquetes reservorios en las *facies* transgresivas del Eoceno Medio, localizadas en toda el área de estudio. Hacia el norte y noreste se caracteriza por un predominio facies arenosas en su base, consistentes por una alternancia de areniscas de grano medio a fino intercaladas hacia el tope por una caliza gris clara a beige y un mayor desarrollo de facies lutitas depositados en ambientes que varían de transicionales a marinos. Litoestratigráficamente esta unidad es equivalente a la Formación Gobernador y la parte basal de la Formación Paguey.

Se observa un mayor desarrollo de espesores de arena neta (Figura 84) hacia el noroeste con 397 pies en el pozo SIP-1X, disminuyendo en sentido noreste hasta

alcanzar un mínimo valor de 28 pies en el pozo GU-501 (Área de Guanarito). Hacia el sur y sureste estas *facies* transgresivas están ausentes por no depositación.

La porosidad efectiva promedio (Santiago y otros, op.cit) está alrededor del 12%. Hacia noroeste el rango de porosidad están por el orden del 20% en el pozo SIP-1X. Los mínimos valores de porosidad se localizan al norte en el pozo LY-1X con un 3% y hacia el noroeste en los pozos GSM-1X con un 7% (Figura 85). Los campos productores a nivel del Eoceno Medio dentro del área son: Borburata, Caipe, y Torunos.

7.3.2 Roca Sello.

La roca sello considerada en el área de estudio se encuentra en las lutitas regresivas de las unidades depositacionales UD_Cretácico y UD_Eoceno Medio ubicada inmediatamente a partir de la máxima transgresión marina identificadas.

7.3.2.1 Roca Sello de la Unidad depositacional UD_Cretácico.

La unidad UD_Cretácico presenta una roca sello en la parte basal del ciclo regresivo (Figura 86), constituido principalmente por facies lutíticas. Estas facies litoestratigráficamente son equivalentes a la parte basal de la Formación Navay – Miembro La Morita y fueron depositadas en ambientes marinos someros. Desde el punto de vista de la calidad del sello, esta unidad presenta la mejor calidad hacia el sureste y suroeste del área con espesores que varían desde 84 pies en el pozo ZAM-901 y 69 pies en el pozo CON-5X.

7.3.2.2 Roca Sello de la Unidad depositacional UD_Eoceno Medio.

La roca sello de la unidad UD_Eoceno Medio se localiza en la base del ciclo regresivo, constituido principalmente por facies de lutitas. Estas facies litoestratigráficamente son equivalentes a la Formación Paguey, depositadas en ambientes marino profundo. En la unidad la roca sello tiene una extensión hacia el norte, parte central y oeste del área, donde los mejores espesores se presentan hacia el

norte y centro del área con unos espesores que varían desde 2107 pies en el pozo OBI-3X y 1806 pies en el pozo LY-1X (Figura 87).

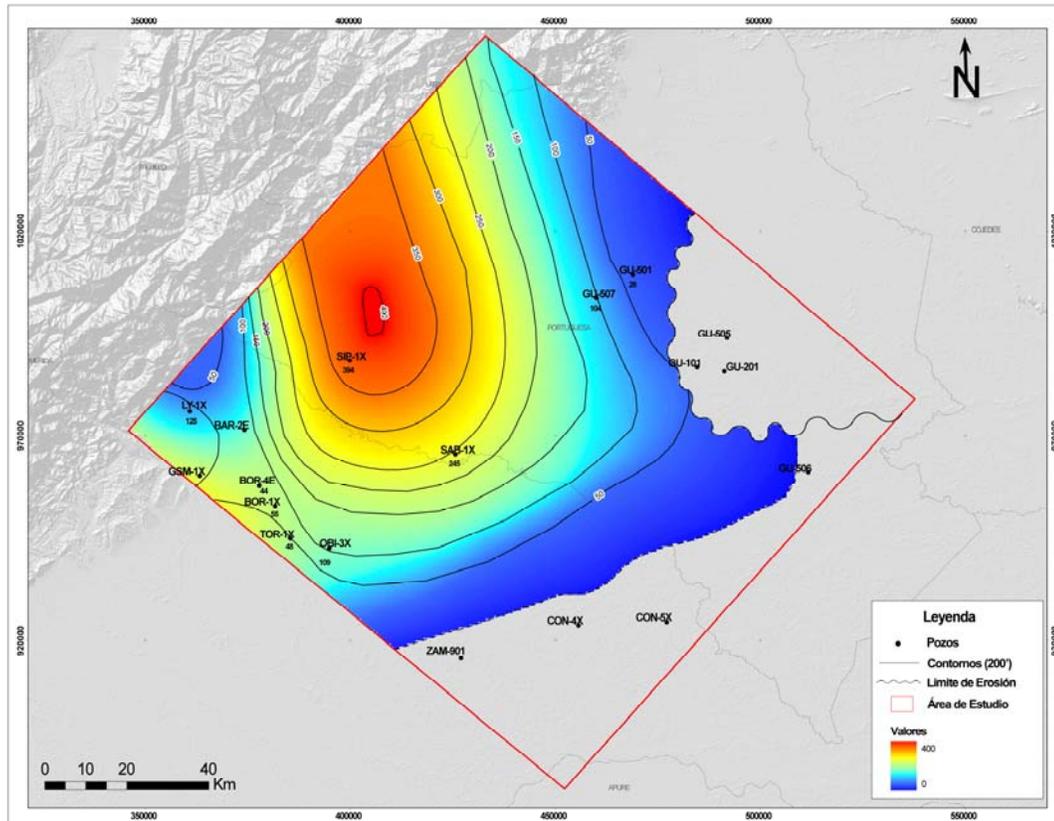


Figura 84. Mapa de distribución de arena neta en el sistema transgresivo la Unidad Depositacional UD_Eoceno Medio.

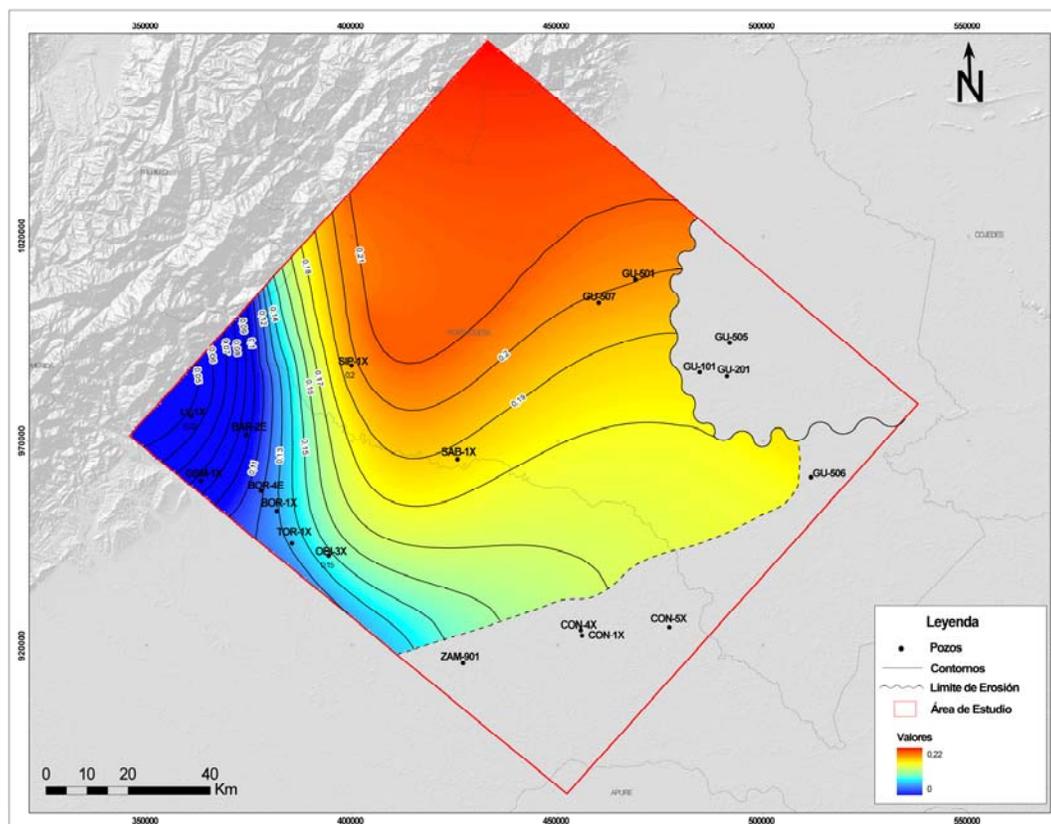


Figura 85. Mapa de distribución de porosidades en el sistema transgresivo la Unidad Deposicional UD_Eoceno Medio.

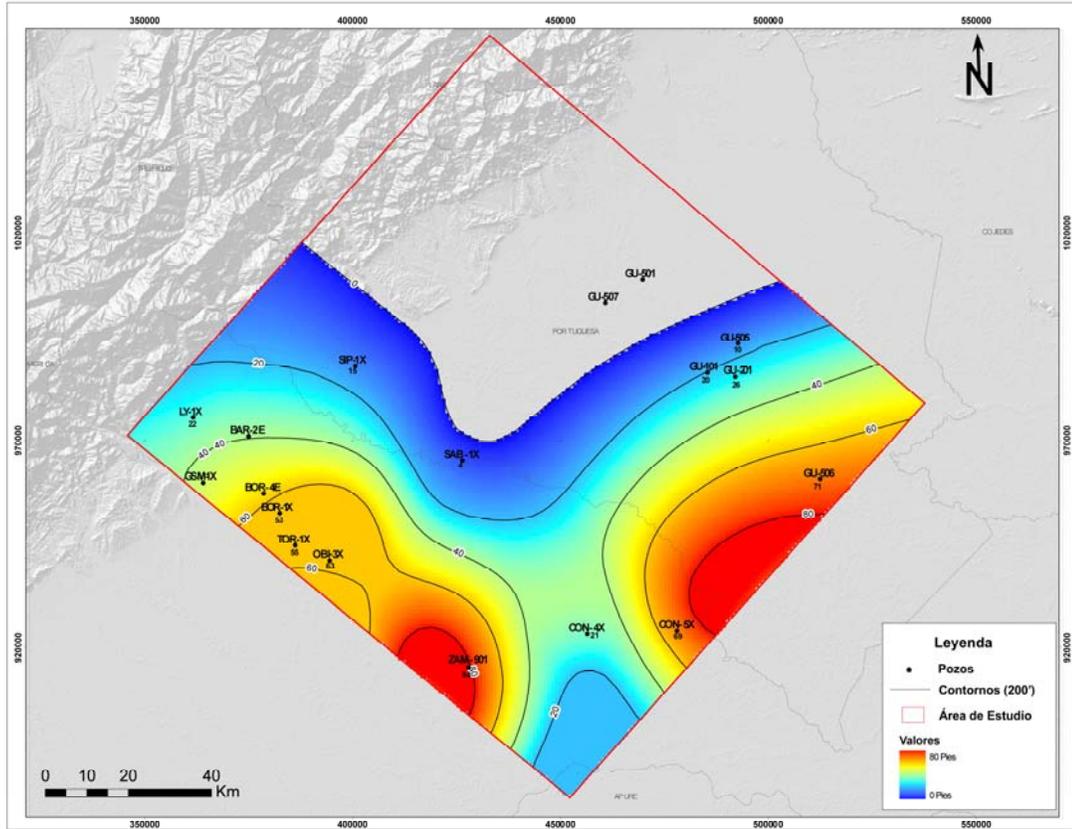


Figura 86. Mapa de distribución de la roca sello de la Unidad Deposicional Cretácico (UD_Cretácico). Tomado de Santiago y otros, 2014.

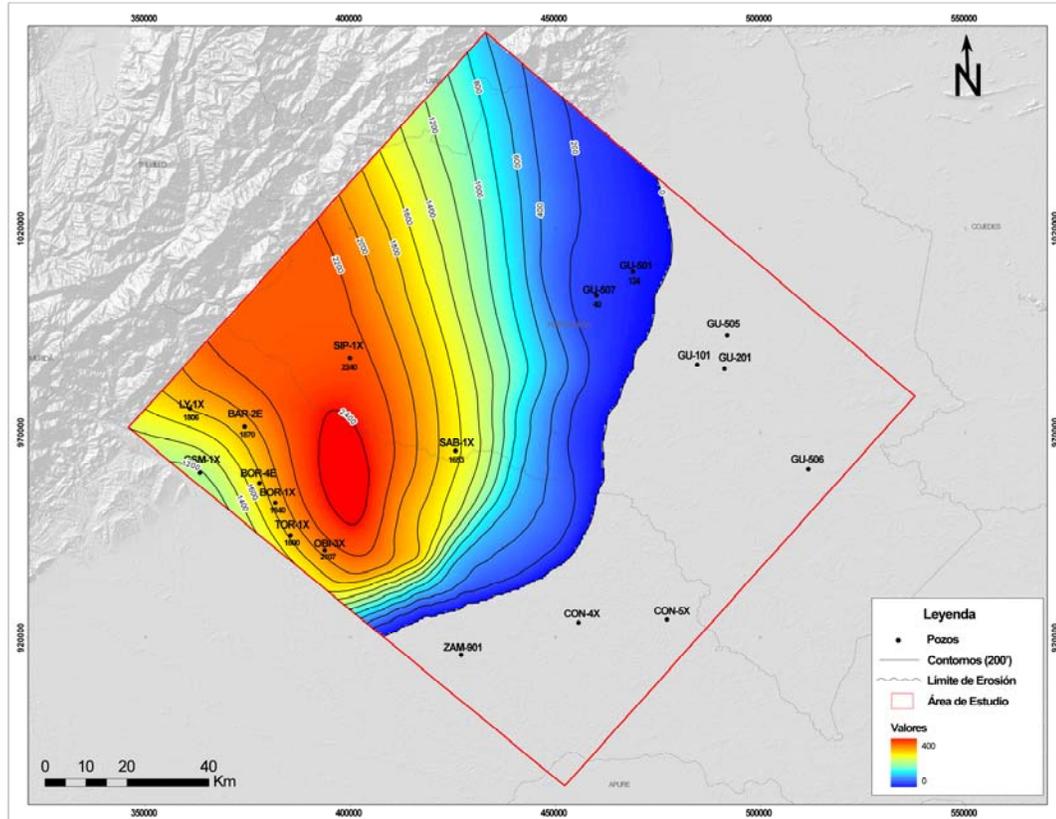


Figura 87. Mapa de distribución de la roca sello de la Unidad Deposicional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio).

7.3.3 Trampa.

En la cuenca Barinas Apure se identifican dos (2) tipos de entrapamiento:

1) Pliegues asimétricos generados por fallas inversas.

Se encuentran al norte del área de Barinas, las fallas tienen una dirección suroeste – noreste y son de edad Paleoceno, asociadas a la primera fase del margen activo, el cual tuvo un efecto más acentuado en este extremo de la cuenca.

2) Estructuras con geometría de *horst-graben* por fallas subverticales con componente transtensivo-transpresivo.

Se encuentran en la zona central del estado Barinas, este sistema de fallas está asociado a la fase inicial del margen activo de edad Paleoceno, donde estas fallas generaron varios paleoaltos en la cuenca. Posteriormente, estas fallas fueron reactivadas por el frente de deformación al noreste de la cuenca durante el emplazamiento de Las Napas de Lara en el Eoceno Medio.

A continuación identificaremos y definiremos las envolventes correspondientes cada uno de estos tipos de entrapamientos que se encuentren en cada una de las unidades depositacionales.

7.3.3.1 Unidad Depositacional Cretácico (UD_Cretácico)

En esta unidad se pudieron identificar sistemas de entrapamiento de tipo 2 (Figura 88). El sistema de entrapamiento de tipo 2 en esta unidad se ubica al suroeste del área, donde se asocian a los tres (3) grandes bloques que conforman el conocido Alto de Mérida (ubicado al oeste del área). Estas fallas tienen una dirección noroeste-sureste. En los datos sísmicos se puede observar una variación de espesores en UD_Cretácico encontrándose un menor espesor en el bloque levantado (Figura 89).

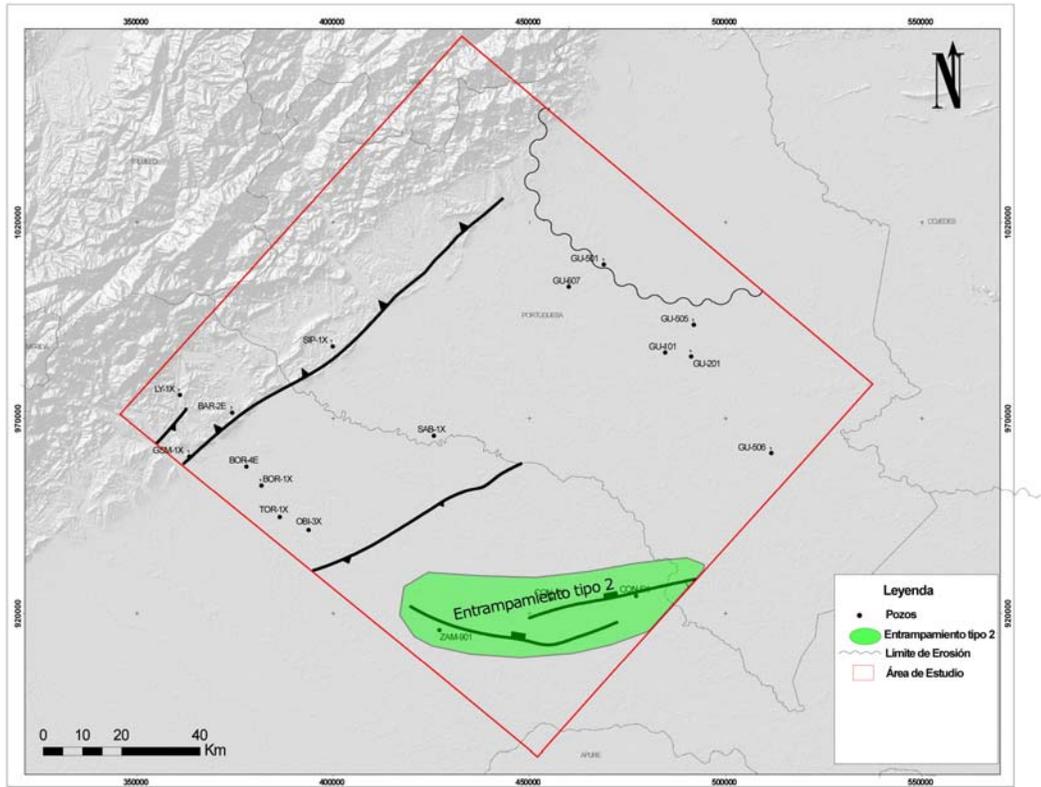


Figura 88. Mapa de los sistemas de entrapamiento en la UD_Cretácico.

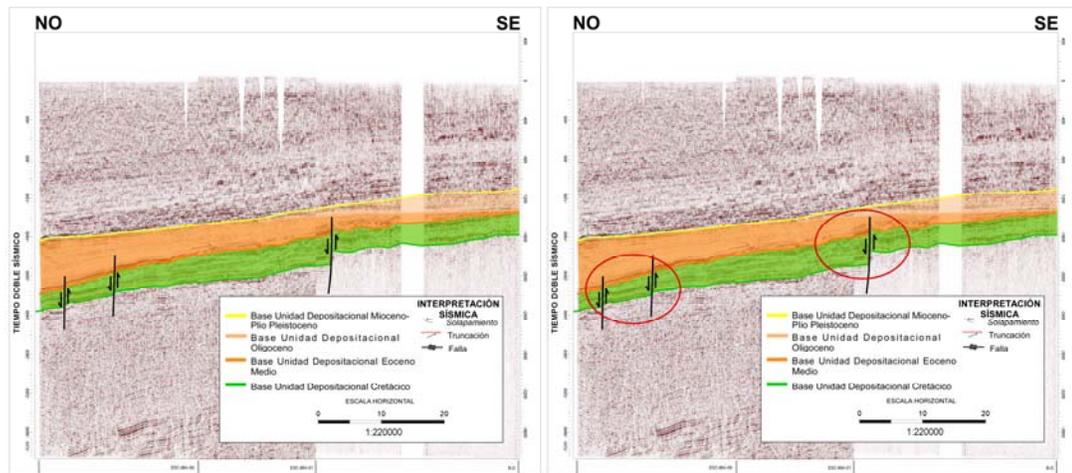


Figura 89. Líneas sísmicas ESC-96A-09; ESC-96A-01 y B-C mostrando estructuras del sistema de entrapamiento tipo 2 en UD_Cretácico.

7.3.3.2 Unidad Depositacional Eoceno Medio (UD_Eoceno Medio)

En esta unidad se pudo identificar el sistema de entrapamiento tipo 1 (Figura 90). El tipo de entrapamiento 1 en esta unidad se encuentra al norte del área tradicional de Barinas, en las cercanías al pozo LY-1X y SIP-1X ubicados al noroeste del área de estudio. La falla que genera esta estructuración, forma parte del sistema de fallas producto del levantamiento de la Cordillera de los Andes de edad Mioceno Tardío al Reciente. En los datos sísmicos se puede observar como esta falla afecta toda la cobertura sedimentaria (Figura 91). Por otra parte, se puede asumir que a pesar tener una extensión de 60Km, es una falla secundaria dentro del sistema de fallas andino. Este sistema de entrapamiento ha sido con éxito por los pozos LLM-1X y LLM-2X a este nivel estratigráfico.

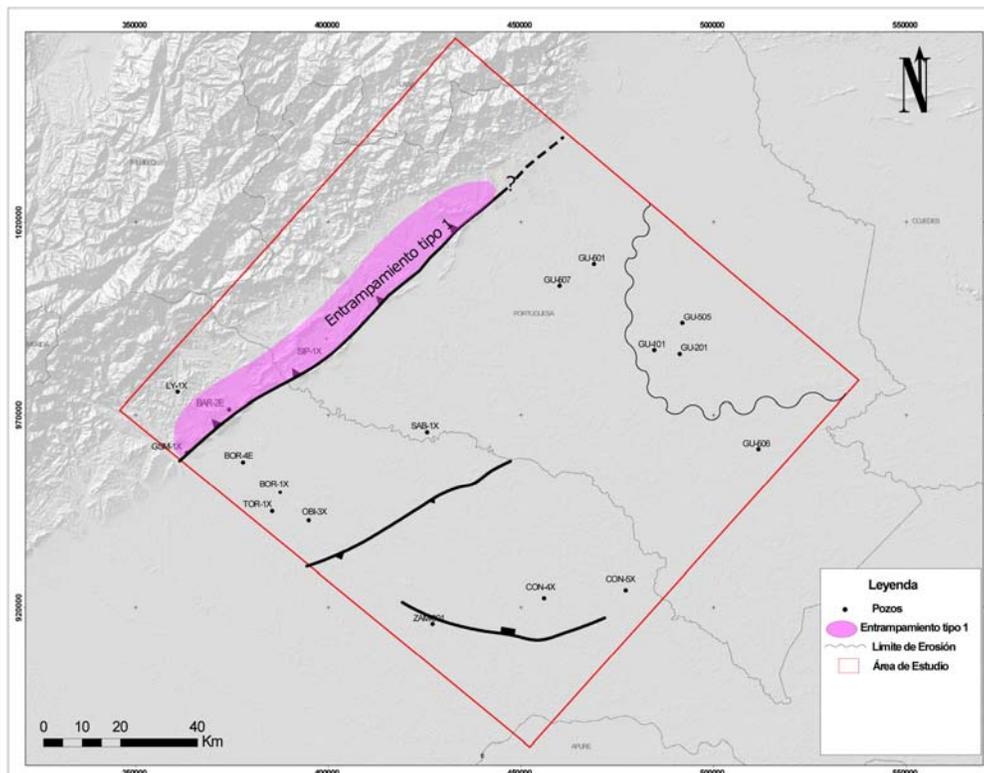


Figura 90. Mapa de los sistemas de entrapamiento en la Unidad Depositacional UD_Eoceno Medio.

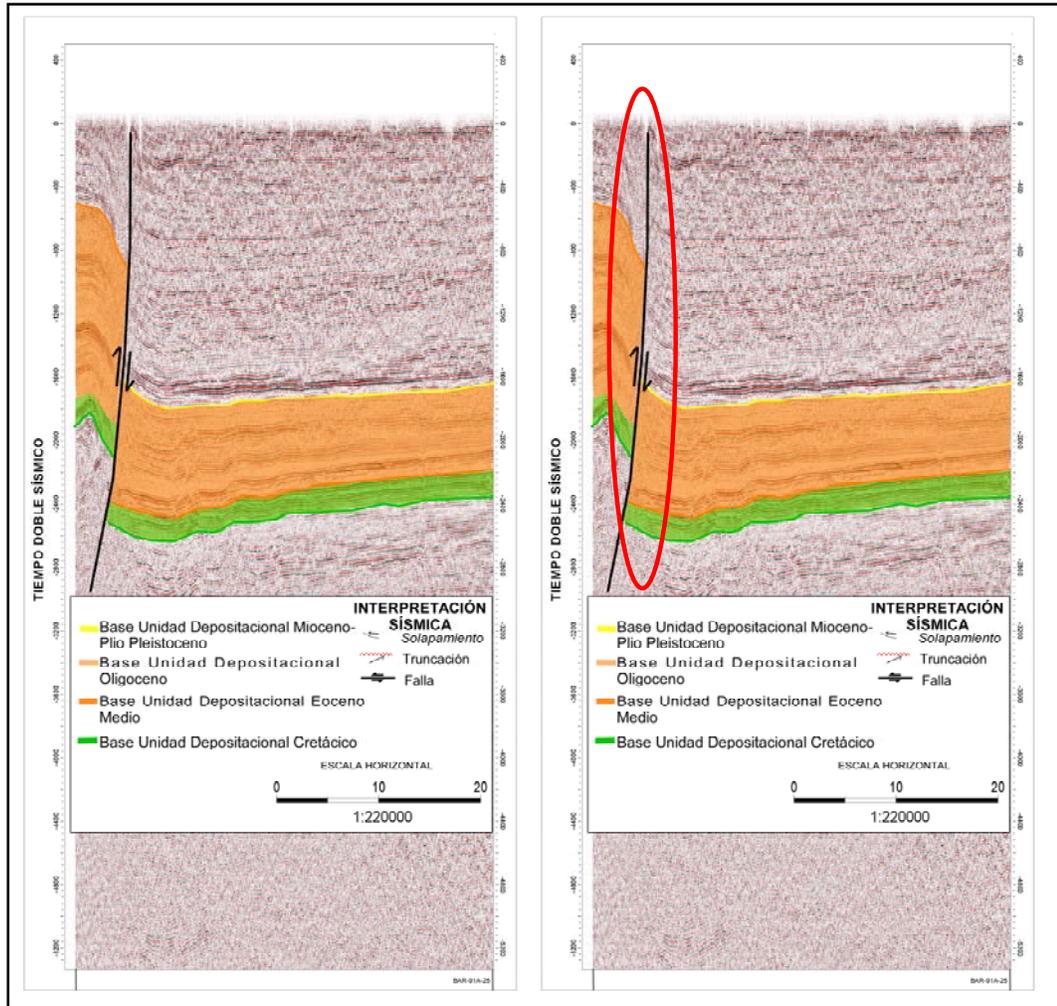


Figura 91. Línea sísmica BAR-91A-25 mostrando estructura del sistema de entrapamiento tipo 1 en UD_Eoceno Medio.

7.3.4 Roca madre

De acuerdo al trabajo realizado por Santiago y otros (2014), el marco tectonoestratigráfico de la Cuenca Barinas Apure involucra el desarrollo de seis unidades depositacionales distribuidas a lo largo de fases de apertura, margen pasivo y margen activo. Históricamente y de acuerdo a los estudios realizados en Venezuela (e.g. Valdez y otros, 1992, Parnoud y otros, 1996; Audemard y otros, 2000), los depósitos de margen pasivo presentan una alta prospectividad como rocas madre;

Para la cuenca Barinas Apure el % COT actual promedio oscila en el 1 % (1,1 en todas las muestras; 1,2 utilizando las muestras en condiciones de baja madurez termal o inmaduras); descartando la incapacidad ambiental de la cuenca, para la preservación de la materia orgánica.

Se observó una disminución en el COT_{actual} relativo a la ubicación de los altos paleoestructurales (Arco del Baúl y de Mérida), lo cual es evidencia de que al momento de su la depositación de esta unidad, estos altos eran barreras estructurales, que no permitían la depositación y preservación de materia orgánica. De igual forma, es observada una disminución del COT_{actual} en el área tradicional de Barinas y cercano al flanco sur-andino, que de acuerdo a los datos de madurez esta disminución es producto del proceso de transformación de la materia orgánica, de aquí la importancia de estimar el COT actual. De acuerdo al contenido de materia orgánica actual en las unidades depositacionales de la cuenca Barinas Apure, las que poseen una mayor prospectividad serían la UDIV (Eoceno Medio), UDIII (Paleoceno) y UDII (Cretácico). Lo cual deberá ser cotejado con el nivel de madurez que posee y el tipo de materia orgánica que fue depositada. Los datos disponibles para la UDI, no permiten inferir una tendencia clara, por lo que no son considerados representativos.

Producto de los eventos tectonosedimentarios, que han permitido la evolución de la cuenca Barinas Apure, el grado de transformación de la materia orgánica que fue depositada en la cuenca se considera bajo o inexistente; con algunas excepciones en las unidades UDIV, UDIII y mayormente UDII.

En general y de acuerdo a la escala de Dow, 1977, el área de máxima generación de hidrocarburos esta asociada a los limites Norte de la cuenca (Figura92), los cuales

podrían estar asociados para la UDII y UDIV a la compresión durante el Eoceno de las napas de Lara y al levantamiento en el Mioceno de la Cordillera de los Andes y hacia el límite sur occidental para la UDIII y UDII por del levantamiento de la cordillera oriental de Colombia. Con respecto a las unidades con una mayor cantidad de materia orgánica, sólo en el caso de la UDII, parece que tiene el potencial, para ser propuesta con una roca madre activa.

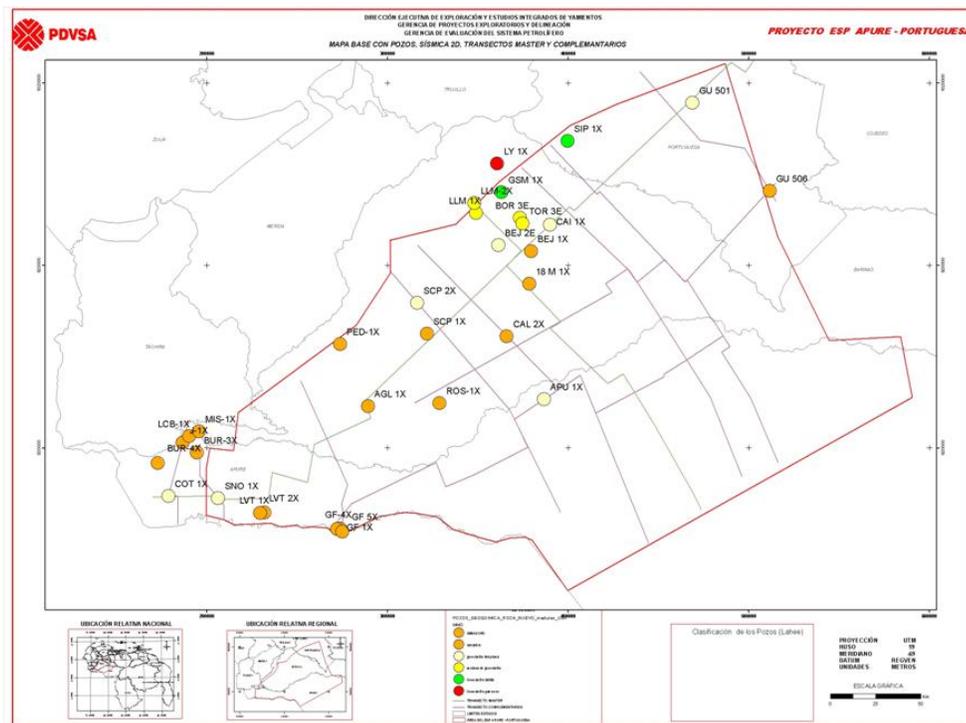


Figura 92. Mapa puntual de grado de transformación termal de la UDII cuenca Barinas Apure (Dow, 1977). Tomado de Santiago y otros, 2014.

En base a la calidad de roca madre en cada una de estas secuencias, sólo la UDII y la UDIII poseen un interés petrolífero en el área, de acuerdo principalmente a su madurez termal.

Por otro lado, dentro de la UDII, la madurez termal de las secuencias genéticas aumenta con la profundidad, en relación con la carga sedimentaria de esta unidad. Aproximadamente, el 50 % de los pozos por secuencia genética tiene un grado de madurez termal y en la mayoría de los casos se ubica en generación temprana.

La Figura 93 es un ejemplo de iso-líneas de reflectancia de vitrinita, ubicada en la secuencia genética SGIV, edad de la máxima trasgresión de la cuenca, delimitando igualmente el área de generación a este nivel. El resto de los mapas puede visualizarse en el apéndice G1. En general, el área de generación aumenta con la profundidad.

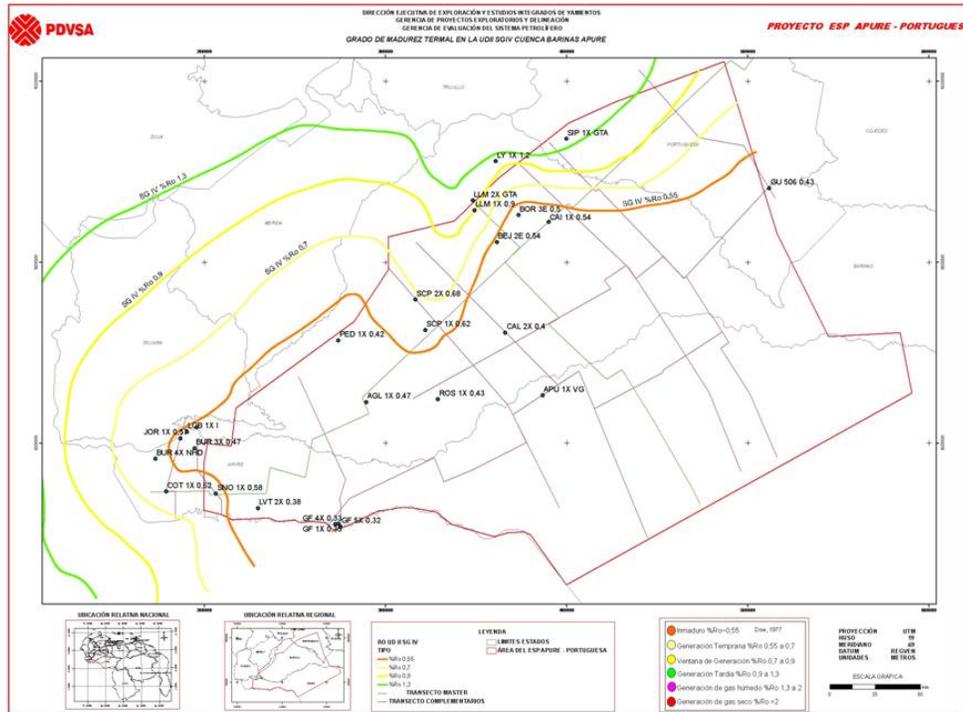


Figura 93. Grado de madurez térmica actual de la SGIV en la cuenca Barinas Apure (Dow, 1977). Tomado de Santiago y otros, 2014.

La distribución de organofacies dentro de la UD II en la Cuenca Barinas Apure, posee características terrestres y marinas, tanto en su estado puro como mixto. El carácter mixto varía de un tipo II/III con tendencia a marino y/o terrestre; dependiendo del nivel de alcance que posee la materia orgánica terrestre dentro del ambiente marino y de la productividad primaria marina a ese nivel.

Para la caracterización de rocas madre se establecieron 4 organofacies que definen la cuenca. Dos organofacies presentan un dominio marino alto, denominadas como ABMI, la de mayor contenido de IH y ABMII la de menor contenido. Y dos

organofacies con un mayor dominio terrestres denominadas como ABTI y ABT II, igualmente en función de su contenido de IH. La determinación de estas organofacies permitirá la estimación de las condiciones de sedimentación originales y por tanto la estimación de potencial de roca madre presente en la cuenca.

ABTII: El índice de hidrógeno característico de esta organofacies, esta a 224 mgCOT/g roca, sin embargo presenta valores desde 123 mgCOT/g roca a 349 mg COT/g roca con un contenido de macerales de Amorfo(50 a 60%), Herbáceo(10 a 25%), Leñoso (5 a 10%) y Carbonoso(10 a 30%), de acuerdo al nivel de exposición al cual estuvo expuesto con una tendencia de enriquecimiento en el mismo sentido que la dirección de aporte del orógeno, relacionado con el aumento de la columna de agua y la capacidad de preservación de los sedimentos

La madurez termal de esta organofacies es muy baja, dentro de todos los registros de pozo disponibles, hacia el área este por la mayor profundización de la cuenca, no se descarta sin embargo un área de generación asociado a la cordillera oriental de Colombia de mayor importancia.

Esta organofacies se encuentra únicamente dentro de la UDIII, una unidad depositacional de la fase activa de la cuenca, producto mayoritariamente de los levantamientos al oeste de la cuenca producto de la colisión de placas; implicaciones tectonoestratigráficas que permiten la generación de una única organofacies de características mixtas a terrestre, descrita a continuación. Desde el punto de vista prospectivo.

ABTI: La facies orgánica terrestre, está ubicada al sur de la cuenca junto a los depósitos continentales a transicionales; mayormente asociada a ambientes deltáicos con una columna de agua entre 0 a 10 m. Los depósitos de materia orgánica terrestres están caracterizados por un alto aporte, pero un bajo nivel de preservación debido a la presencia de oxígeno dentro de la columna de sedimentos, derivando en una materia orgánica oxidada y retrabajada, producto entre otros de energía de este tipo de ambientes. A estas organofacies se asocia un bajo potencial generador y un producto principal de generación de hidrocarburos gaseosos, involucrando un alto gradiente térmico.

El índice de hidrógeno característico de esta organofacies, esta a 254 mgCOT/g roca, sin embargo presenta valores desde 22 mgCOT/g roca, de acuerdo al nivel de exposición al cual estuvo expuesto. Presenta una tendencia de enriquecimiento en el mismo sentido que la dirección de aporte de la cuenca, el cual esta relacionado con el aumento de la columna de agua y la capacidad de preservación de los sedimentos.

La madurez termal de esta organofacies es baja a inexistente, dentro de todos los registros de pozo disponibles, se asocia una pequeña área de generación que podría estar asociada a las áreas de generación de la zona norte en aquellos niveles donde existe la interdigitación de organofacies terrestre con la marina, área tradicional de Barinas.

ABMI: La facies orgánica marina, está ubicada al norte de la cuenca y está asociada a los depósitos neríticos; mayormente asociada a ambientes marinos con una columna de agua entre 10 a 30 m. Los niveles de conservación de los depósitos de materia orgánica marina, van a depender de los niveles de oxígeno en la columna de agua y de la productividad primaria que pueda tener. Normalmente están asociados a rocas madre de gran potencial generador, con producto principal hidrocarburos líquidos.

El grado de madurez termal de esta organofacies es alto, desde generación temprana hasta generación de gas seco, lo que permite la delimitación de un área de generación en función del tiempo geológico. Esta organofacies, ya posee el grado de transformación suficiente para generar hidrocarburos líquidos y gaseosos así como para comenzar los procesos de expulsión y migración desde la roca madre y la evidencia petrográfica de ello, puede ser observada en el pozo LLM-1X, con presencia de bitumen.

El índice de hidrógeno característico de esta organofacies, esta a 634 mgCOT/g roca, sin embargo presenta valores desde 299 mgCOT/g roca, seguramente relacionado con la capacidad de preservación del ambiente. Presenta una tendencia de enriquecimiento hacia el norte del área

ABMII: La facies orgánica marina incipiente, está ubicada al sur-oeste de la cuenca, restringida a los depósitos de las secuencias genéticas I y II; está asociada a los depósitos neríticos; mayormente asociada a ambientes marinos con una columna de

agua entre 10 a 30 m. Los niveles de conservación de los depósitos de materia orgánica marina al igual que en caso anterior, van a depender de los niveles de oxígeno en la columna de agua y de la productividad primaria que pueda tener. Normalmente están asociados a rocas madre de gran potencial generador, con producto principal hidrocarburos líquidos.

El grado de madurez termal de esta organofacies es de bajo a medio, dentro del área donde ha sido restringida, desde generación temprana hasta ventana de generación, lo que permite la delimitación de un área de generación en función del tiempo geológico. Esta organofacies, ya posee el grado de transformación suficiente para generar hidrocarburos líquidos y gaseosos así como para comenzar los procesos de expulsión y migración desde la roca madre.

El índice de hidrógeno característico de esta organofacies, está a 399 mgCOT/g roca, sin embargo presenta valores desde 297 mgCOT/g roca, seguramente relacionado con la capacidad de preservación del ambiente. Presenta una tendencia de enriquecimiento con el aumento de la columna de agua.

El contenido de materia orgánica en la organofacies varía de muy bueno a excelente guardando la misma relación que la variación de IH en la cuenca.

El contenido de materia orgánica original de las secuencias genéticas varía de regular a excelente en todos los intervalos sedimentarios, debido a la presencia de las distintas organofacies, efecto que es evidente en la SGII y la SGI, las cuales poseen un contenido de materia orgánica superior al resto de las secuencias hacia el área oeste, indicativo de la capacidad de preservación que existió en la cuenca para esa edad, producto de la organofacies marino incipiente.

La estimación del potencial contenido de carbón orgánico total de la roca madre es un factor importante para la estimación de la cantidad de hidrocarburo de una cuenca sedimentaria, por lo que la confiabilidad con la que sean realizados los mapas de COT original, demarca la precisión de su interpretación.

Las isolíneas asociadas al área de Apure occidental fueron mejoradas, en cuanto a la densidad del dato y por tanto una mejor estimación del contenido de materia orgánica, permitiendo incrementar el contenido relativo de estos pozos con respecto a

las isolíneas generadas, donde previamente la tendencia indicaba un enriquecimiento más prolífico hacia el área de Colombia. Igualmente en el área de Barinas Norte hacia los pozos del frente de montaña, la estimación permitió determinar el espaciado, de las iso-líneas con un mayor contenido de COT, que estaría asociado al contenido de materia orgánica relacionado con el área de generación de la familia de hidrocarburos 3.

La Figura 94 es un ejemplo de iso-lineas de COT original, ubicada en la secuencia genética SGIV, edad de la máxima trasgresión de la cuenca y por tanto de máxima capacidad de preservación. El resto de los mapas puede visualizarse en el apéndice G1.

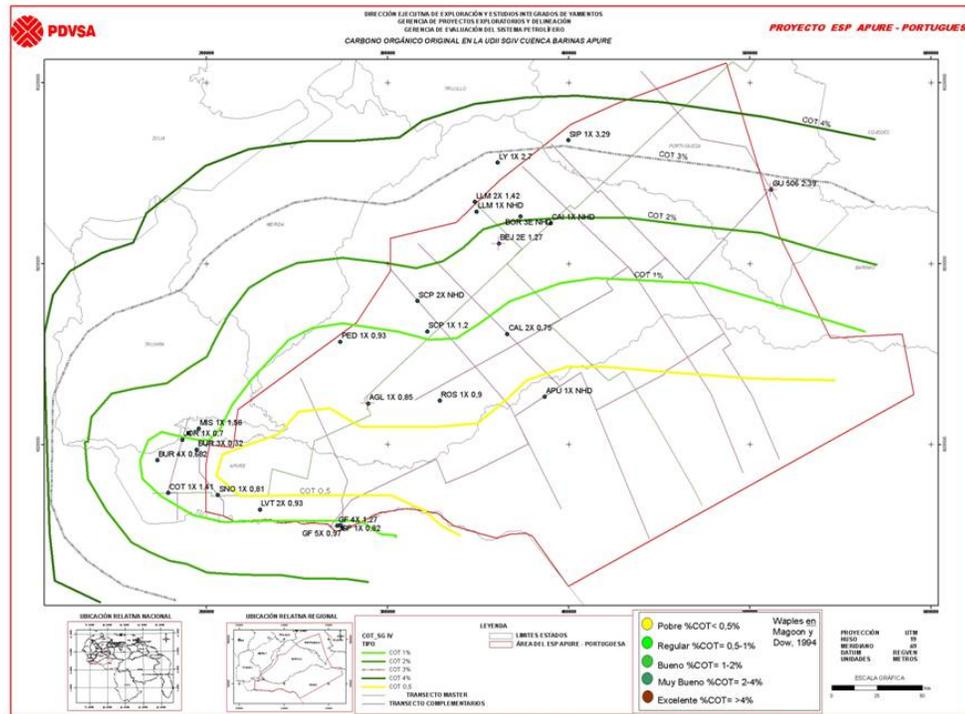


Figura 94. Mapas de COT original en la SG IV de la cuenca Barinas Apure. Tomado de Santiago y otros, 2014.

La UDII como unidad depositacional, posee la calidad de roca madre suficiente para generar hidrocarburos, con diferencias entre las distintas secuencias que la componen. En general su calidad aumenta en dirección norte de la cuenca, con un incremento

marcado del contenido de materia orgánica en dirección al aumento de la paleocolumna de agua, hasta niveles clasificados como muy bueno a excelente. El grado de madurez termal varía lateral y verticalmente, lateralmente, el mayor grado de madurez termal esta asociado a los límites con la cordillera de los andes, producto de la actividad tectónica hacia esta área de la cuenca; el resto de la cuenca, posee un grado de madurez termal bajo a incipiente y verticalmente, producto de la carga por subsidencia, los niveles mas basales poseen una mayor madurez termal. Por último el tipo de organofacies varía igualmente con dirección del palo-ambiente hacia el norte, con un incremento del índice de hidrógeno hacia el límite norte de la cuenca, donde se observa una baja influencia de materia orgánica terrestre. En vertical estas variaciones de organofacies, se estima son producto de los movimientos de la línea de costa, con excepción de la organofacies marino incipiente, asociada al palo-relieve de la UDI.

En función de las características geoquímicas de los hidrocarburos líquidos en la cuenca Barinas-Apure, el tipo de materia orgánica que les dio origen es una roca mixta con mayor aporte marino, depositada en un ambiente anóxico a subóxico, observado en la similitud de la distribución de esteranos, de tricíclicos y coeficiente de variación de isótopos de Soler (1986).

Genéticamente estos fluidos parecen estar asociados a un proceso de expulsión ocurrido en el Mioceno y se encuentran actualmente en la zona, como producto de una migración de larga distancia de la roca madre La Luna.

El sistema petrolífero asociado de esta familia, se asocia a la zona de generación que fue desarrollada desde el Mioceno hasta la actualidad, que es el equivalente de la formación La Luna en la cuenca de Maracaibo, asociado a la UDII secuencia genética SGIV.

De acuerdo al trabajo de Mello y otros (1995) esta tercera familia puede estar asociada a una cocina Oligo-Miocena de las cordillera oriental de Colombia, cuya capacidad generativa ya ha sido completada; estudio que coincide con el Moretti y otros., 2009 y la posible historia de evolución termal de las rocas madre asociadas a esta cordillera colombiana, asociada a facies mas terrestres de la misma edad de la

formación La Luna en la cuenca de Maracaibo y Navay en Apure Barinas. En la Figura 95 se muestra un mapa con la distribución espacial de las familias de hidrocarburos detectadas, en color azul claro sería la familia 1, con presencia de Oleanano, en color azul oscuro sería la familia 2 carbonática y marina y por ultimo en color verde se observa la familia 3 con mayor aporte de siliciclásticos.

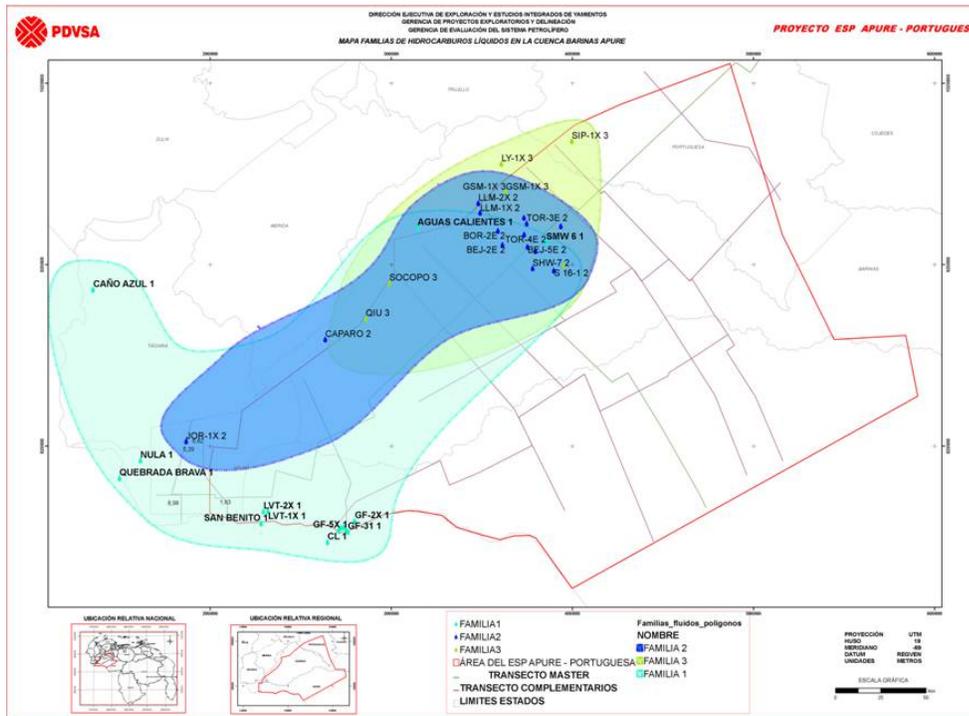


Figura 95. Mapa de familias de fluidos. Tomado de Santiago y otros, 2014.

7.3.4.1 Definición de los sistemas petrolíferos

Luego de la simulación de los procesos ocurridos en la cuenca de generación, expulsión, migración y alteración de los hidrocarburos líquidos y gaseosos, fueron serenadas tres cartas de eventos de la cuenca en función de las aras de generación identificadas.

La carta de eventos (Figura 96), es más reciente y esta relacionada con un proceso de craqueo térmico por carga tectónica mayormente de los depósitos eocenos y el levantamiento de la cordillera de los andes. Esta área de generación tiene una edad de

activación de aproximadamente 9 Ma al presente y se evidencia en todos los pozos del área tradicional de Barinas, con niveles muy bajos hacia la depresión de Capitanejo.

Esta área de generación esta asociada a la familia de hidrocarburos 3 identificada en la cuenca, la cual igualmente va a tener un riesgo por preservación asociado mayormente al reservorio UDIV, pero un menor tiempo de duración en el reservorio. Las secuencias depositacionales que fueron consideradas como roca reservorio para esta área de generación son aquellas depositadas aledañas al área de generación y nuevamente la edad del sello esta relacionada con el momento en el cual puede considerarse un sello efectivo, en esta caso ambas rocas sello poseen una sincronización con el proceso de generación y expulsión de hidrocarburos.

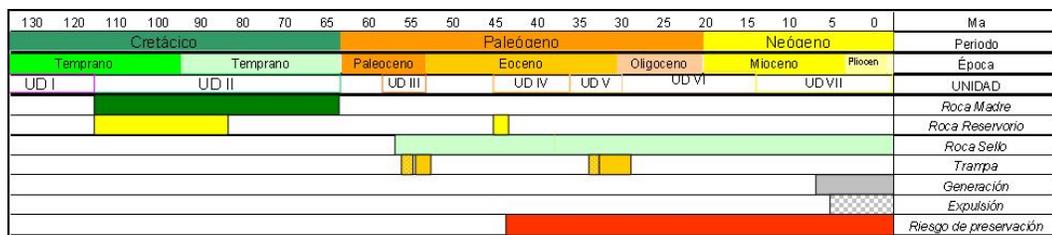


Figura 96. Carta de eventos asociada al área de generación de la Cuenca Barinas Apure en el flanco Sur de la cordillera de los Andes. Tomado de Santiago y otros, 2014.

7.3.5 Análisis de la distribución de los Elementos del Sistema Petrolífero.

Determinar la extensión y distribución de los elementos del sistema petrolífero (reservorio, sello, trampa y roca madre), proporcionó información importante para definir la presencia y estimar posibles zonas con prospectividad exploratoria en el área.

El análisis para definir las zonas prospectivas se basó en la yuxtaposición de los mapas de espesor, sello y porosidad en cada unidad depositacional tomando en cuenta tres criterios importantes: (a) el reservorio este presente y con una buena calidad, (b) posea valores de porosidades moderados a buenos, (c) presencia de sello (d) existencia de un sistema de entrapamiento. Es importante mencionar, que de

acuerdo al análisis de los elementos del sistema petrolífero realizado por Santiago y otros, 2014, se determinó la existencia de una roca madre a partir de la existencia de diferentes periodos de expulsión asociados a la geodinámica de la Cuenca Barinas – Apure.

En la unidad depositacional Cretácico, la roca reservorio se encuentra presente en toda el área, donde los mejores espesores se localizan hacia el norte y sur (Figura 82) con valores de porosidades están por encima de 0,1 (fracción); el sello esta ausente en el extremo este del área de estudio (Figura 86), a su vez, se interpretó un sistema de entrapamiento al sur (cercano a los campos Conso y Zamoá). Al comparar y analizar los mapas de presencia de los elementos del sistema petrolífero (sello, trampa, reservorio), se concluye que existen dos factores críticos: a) ausencia de sello al noreste, y b) El sistema de entrapamiento hacia el este y norte de área no esta presente, descartándose estas zonas como posibles oportunidades exploratorias. Por lo tanto, el área ubicada al sur se propone como área prospectiva para generar estudios exploratorios por poseer todos los elementos del sistema petrolífero.

En términos de presencia de los elementos del sistema petrolífero en la unidad depositacional Eoceno Medio, tenemos que la roca reservorio está presente hacia el norte, este y oeste del área y se encuentra ausente al sur (Figura 84). A su vez, la roca sello posee una distribución semejante a la roca reservorio (Figura 87). Al estar un sistema de entrapamiento presente se valida la existencia de los elementos del sistema petrolífero que hace posible definir el norte como una zona prospectiva para realizar futuros estudios que sirvan para madurar el área y definir posibles *plays* exploratorios.

CAPÍTULO VIII

CONCLUSIONES

Se definió un marco biocronoestratigráfico en la zona de estudio, a través de la reinterpretación de los trabajos bioestratigráficos previos, permitiendo identificar los rangos y límites de edades que sustentaron el análisis tectonoestratigráfico del área, unificadas bajo una misma escala del tiempo geológico.

Se definió una tectonosecuencia dentro del área de estudio que engloba dos fases tectónicas formadoras de cuencas sedimentarias: fase tectónica de Margen Pasivo y Margen Activo, las cuales fueron identificadas y caracterizadas estructural y estratigráficamente, correlacionando con las zonas adyacentes.

Se caracterizaron cuatro (4) unidades depositacionales que fueron consideradas como ciclos depositacionales de orden mayor, limitados por discordancias, en base al concepto de secuencia depositacional de Vail y otros, 1987, las cuales fueron definidas y controladas por tectonismo.

La fase tectónica de margen pasivo ocurre durante el periodo Cretácico, identificado con la unidad UD_ Cretácico y la fase tectónica de Margen Activo está presente en el área a partir del Eoceno Medio, y controla los depósitos de las unidades UD_ Eoceno Medio, UD_ Oligoceno y UD_ Mioceno Medio – Plio Pleistoceno.

Durante la fase de margen pasivo, las semejanzas litológicas y de espesor de los depósitos corrobora que en este periodo de tiempo la unidad fue depositada durante un escenario de quietud tectónica, con desarrollos de sistemas depositacionales de plataforma donde la sedimentación estuvo controlada por la eustasia, la cual en base al análisis de los patrones de apilamientos de los registros y descripciones

sedimentológicas existentes en el área evidencian los períodos de ascensos y descensos del nivel del mar.

En la fase de margen activo, las unidades depositacionales por estar asociados a una sedimentación con una fuerte influencia tectónica muestran una mayor heterogeneidad litológica y cambios laterales de *facies* y espesores, con predominio de sistemas depositacionales desarrollados en la plataforma constituidos por ambientes transicionales a marinos hacia el norte del área a ambientes con influencia continental hacia el sur, indicándonos que la fuente de aporte de sedimentos provenían del Cratón de Guayana.

Se corroboró la existencia de los elementos del sistema petrolífero en el conjunto transgresivo de la Unidad UD_Cretácico a partir del análisis realizado a los elementos, determinándose: existencia de roca reservorio con buena calidad (porosidad y espesor), presencia de elemento sello y existencia de entrapamiento hacia el sur conformado por fallas subverticales con componente transtensivo – transpresivo de edad Paleoceno.

En términos de presencia de los elementos del sistema petrolífero en la unidad UD_Eoceno Medio, se probó que la roca reservorio y roca sello están presente hacia el norte, este y oeste del área, a su vez y están ausente al sur del área de estudio. Al existir el sistema de entrapamiento, ratifica la existencia de los elementos del sistema petrolífero que hace posible definir el norte del área de estudio como una zona con posibles *plays* exploratorios.

La disminución de espesor y ausencia de sedimentos al noreste del sistema transgresivo de la UD_Eoceno Medio por debajo de la UD_Mioceno Medio – Pleistoceno no se produce por acuñaamiento sino por truncamiento, restándole la posibilidad de generar posibles trampas estratigráficas debido a que las acumulaciones de hidrocarburos que migraron buzamiento arriba en dirección al Alto

del Baúl, pudieron haber sido erosionadas durante las fases de levantamiento del Alto en la Cuenca.

Se definieron 2 *plays* en el área: uno ubicado al sur de edad Cretácico y otro localizado hacia el norte de edad Eoceno Medio; en base al análisis de los elementos de sistema petrolífero del área, obteniéndose las siguientes características: a) el reservorio se encuentra presente y con una buena calidad, en todas las unidades depositacionales. b) el sello presenta espesores que puede ser considerado como efectivo para constituir una barrera impermeable y c) todas las unidades presentan sistemas de entrapamientos.

RECOMENDACIONES

Se propone utilizar la definición de unidades depositacionales en trabajos de escala regional ya que ayudarán a homologar y simplificar las correlaciones en las diferentes cuencas del país.

Generar proyectos de menor extensión y más detalle estratigráfico que permitan madurar los *plays* definidos en el análisis del sistema petrolífero y proponer futuros prospectos exploratorios que soporten la cartera de oportunidades en la Cuenca Barinas – Apure.

Debido a la escasa distribución de las líneas sísmicas y la poca densidad de pozos hacia el sureste del área de estudio (área de Guanarito), se propone generar una adquisición sísmica 2D para evaluar la extensión del acuífero de la UD_Eoceno Medio sobre el Alto del Baúl, que permitirá caracterizar posibles trampas estratigráficas localizadas en el sistema regresivo de la unidad depositacional.

BIBLIOGRAFÍA

1. Allen, P. y Allen, J., 1990. Basin analysis: principles and applications. Oxford. Blackwell Scientific Publications.
2. Aquino, R., Arnstein, R., De Guerra, C., De Gonzáles, Z. y Helenes J. (1993). Seguimiento del Pozo Borburata-1X, Intervalo 10905'-11700'. 6p.
3. Allen PH y Allen JR. (2005). Basin Analysis: principles and applications. John Wiley & sons ed. 560p.
 4. Anka, Z., Arnstein, R., De Guerra, C., Mahamoudi, M., Toro, M., Gallango, O. (1997). *Estudio geológico integrado del pozo Sipororo -1X, Área Flanco Norandino*. Reporte interno de PDVSA, S.A INT – STE – 01157.97.
5. Audemard, F. (1991). Tectonics of Western Venezuela. PhD dissertation. Rice University. Audemard, F. y Serrano, I. (2001). Future petroliferous province of Venezuela” in Downey MW, Threet JC y Morgan WA eds. Petroleum provinces of the twenty-first century AAPG Memoir 74, pp.353-372.
6. Bayona, G., Jaramillo, C., Rueda, M., Reyes-Harker, A., y Torres, V. (2007). “Paleocene-Middle Miocene Flexural-Margin Migration of the Nonmarine Llanos Foreland Basin of Colombia”. Ciencia, Tecnología y Futuro, Volumen 3 Núm. 3.
7. Bejarano C., De Monroy Z., Arnstein R., Di Gianni N. y Zorrilla O. (1992b). Estudio sedimentológico-bioestratigráfico del pozo CAIPE-1X. Informe final.
8. Bolli & Saunders en Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. Eds. (1985). Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press.
9. Blin, B. (1989). Le Front de la Chaîne Caraïbe Venezuelienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados. Tesis Doctoral. Universidad de Brest, Francia.
10. Catuneanu, O. (2006). “Principles of Sequence Stratigraphy”, First Edition, 375p.

11. Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blue, M., Dalrymple, R y otros (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. University of Nebraska – Lincoln. 33p.
12. Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, C., Miall, A., Posamentier, H., Tucker, M (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Chevron Energy Technology Company. pp.175-245.
13. Chigné, N., de Monroy, Z., Arnstein, R., Cabrera, E., Osuna, S., Mahmoudi, M., Pilloud, A., Sánchez, A., Loureiro, D., Giraldo, C., Russomanno, F., Gallango, O., Vega, L., Arocha, B. y Rodulfo H. (1996). Proyecto Evaluación Petrolera de Barinas-Apure. Corpoven. Documento Interno. CORPOVEN. 007701,96 CDPLC.
14. Chigné, N Sánchez, H., Loureiro, D., Urbina, C., De Monroy, Z., Arnstein, R. (Corpoven) y Rojas, L. y López, C. (1995). “Proyecto Corpoven-Ecopetrol. Evaluación Petrolera del Piedemonte Andino y áreas Adyacentes en los llanos Colombo – Venezolanos. CORPOVEN 0797489 CDPLC.
15. Cooper M., Addisson, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A., y Taborda, A. (1995) “Basin Development and Tectonic History of the Llanos, Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, V. 79, No. 10 (October 1995), pp. 1421–1443.
16. Cordero, M., Alvarez, M. C., Barrios, Y., Cortés, S., Fajardo, A., Grillet, R., Hernández, S., Izarra, L., Larrazabal, R., Mayora, C., Noya, J., Rivas, L., Rojas, S., Romero, M., Salas, A., Sánchez, A., Terán, E., Amy, M., Burrus, M., Cuilhe, L., Filak, J. M., Gou Y., Jiménez, M., Magnier, C., Parnaud, F., Pascual, J. C., Schneider, F. y Seger, O. (2006). Estudio Integrado de los Sistemas Petrolíferos de Venezuela Occidental.
17. CORPOVEN,S.A (1983) Correlaciones Estratigráficas, Área Guanarito, Edo. Portuguesa. Reporte interno CORPOVEN N#002271. Ej.3. 45p.

18. Crux J., Paredes I., Gómez M., Canache M., Carvajal H. y Cabrera D. (2001). Biostratigraphy of the Paleogene cores from the wells 15-GU-501 & 15-GU-507, Guanarito, Portuguesa. 24p.
19. Crux, J., De Cabrera, S., De Guerra; C. y Ramos, Y. (1997). Informe Sedimentológico, Bioestratigráfico y Geoquímico de los núcleos del pozo TOR-3E. 98 p.
20. Delgado M., Peña Y., Espín M., Esparragoza J., Mora M., Zavala C., Mestra A., Maita L. y Vásquez J. (2010). Estudio sedimentológico y bioestratigráfico del pozo GU-507, Campo Guanarito, Subcuenca de Barinas, Venezuela. 90p.
21. De Guerra, C., Callejón, A., De González, Z., Gómez, M. y Ortega, J. (1997). Informe de seguimiento bioestratigráfico, sedimentológico y geoquímico del pozo BORBURATA-4E. Informe interno PDVSA 0887-A/07-92.
22. De Guerra, C., Helenes, J., Arnstein, R., De Monroy, Z (1994). Informe de seguimiento bioestratigráfico y sedimentológico del pozo TOR-1X. 92p.
23. De Monroy, Z., Arnstein, R., y De Cabrera, E. (1997). Síntesis bioestratigráfica de la Cuenca Barinas - Apure. CORPOVEN. 16p. Reporte interno # 007751,97.
24. De Toni, B., Loureiro, D., Márquez, C. y Colletta, B. (1994). Eventos tectónicos en la Cuenca Barinas – Apure. Memoria del V Simposio Bolivariano de Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Puerto La Cruz. Marzo 1994. pp. 311-313.
25. Dow, W. (1977). Kerogen studies and geological interpretations. *Journal of Geochemical Exploration*, 7 (1977), pp. 79–99.
26. Embry, A. (2002). Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, In: Armentrout, J and Rosen, N., (eds.), *Sequence stratigraphic models for exploration and production: Gulf Coast SEPM Conference Proceedings*, Houston, p.151-172.

27. Embry, A.F. y Johannessen, E.P. (1992). T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, In: Vorren, T., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. and Lund, T.B., (eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential: NPF Special Publication 2, p. 121-146.
28. Emery, D., and Myers, K (1996). Sequence Stratigraphy. Oxford, U.K., Blackwell, 297p.
29. Escalona, A. y Mann, P. (2006). Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. AAPG Bulletin, v. 90, no. 4 (April 2006). pp. 581-623.
30. Feocodecido, G. (1972) Contribución a la estratigrafía de la Cuenca de Barinas - Apure. MEM., IV Congreso Geológico de Venezuela.
31. Finno, A., Parra, K., Bellizzi, L., Hernández, Z., Lara, J., Oliveros, R., Alfonsi, P., Arias, I. y Guzmán, J. (2012). Informe técnico del Proyecto Barinas Oeste.
32. Gallango, O (1996). Síntesis del pozo BARRANCAS-1X del Proyecto de evaluación geológica y modelaje geoquímico de Barinas Norte y Flanco Surandino. 59p.
33. Galloway, W.E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: AAPG Bulletin, v. 73/2.
34. González de Juana, C., J. Iturralde de Arozena y X. Picard (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021 p.
35. Gradstein FM, Ogg JG, Schimitz M y Ogg G (2012). The geologic time scale 2012". Elseiver. 1176 p

36. Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., y otros. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Special Publication 42, pp. 71-108.
37. Helenes, J. (2012). Revisión bioestratigráfica de los datos de pozos en el área del Proyecto Apure-Portuguesa, Cuenca Barinas-Apure. Trabajo no publicado. PDVSA. 30-52p. Kiser, G. (1989). "Relaciones estratigráficas en la Cuenca Apure-Llanos con áreas adyacentes Venezuela Suroeste y Colombia Oriental". Soc. Venez. Geol. Monografía N° 1.
38. Hunt, D and Tucker, M (1992). Stranded parasequences and their forced regressive wedge system tract: deposition during base level fall. *Sedimentary Geology*, Vol.81, pp 1-9.
39. Hunt J. (1996) *Petroleum; Natural gas; Geochemical prospecting; Geology; Prospecting* 2nd edition Freeman and Company (New York).
40. James, K. (2005). A simple synthesis of Caribbean geology: Transactions. 16th Caribbean Geological Conference, Barbados. *Caribbean Journal of Earth Sciences*, 39, pp. 71-84.
41. James, K. (2003). A simple synthesis of Caribbean geology. AAPG International Conference, Barcelona, Extended Abstracts Compact Disc.
42. James, K. (2002). A simple synthesis of Caribbean geology. 16th. Caribbean Geology Conference, Barbados, Abstracts.
43. Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F. and Sinton, C. W. (1997). Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: elemental, chronological and Sr-Nd constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology* 38: pp.677-702.
44. *Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela* (1997). Documento patrocinado por Petróleos de Venezuela S. A. Editado por el Comité Interfiliar de Estratigrafía y Nomenclatura. Venezuela.

45. Lorente, M. y Durán I (1998). Informe preliminar de resultados seguimiento operacional basado en nannoplancton calcáreo pozo BAR-2E, Cuenca de Barinas-Apure. Informe interno. 23p.
46. Lugo, J. (1994). The Merida Arch: Tectonic Control on Deposition From Late Mesozoic to Early Cenozoic in Western Venezuela. V Simposio Bolivariano de Cuencas Petrolíferas, Memoria, 291-310.
47. Lugo, J. y Mann, P. (1995). Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, in A.J. Tankard, R. Suárez, S., Welsink, H., Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, 699-725pp.
48. Magoon, L., and Dow, W (1994). The Petroleum System. American Association of Petroleum Geologist Memoir 60, 24p.
49. Mata L., Peña Y., Pérez A., Puerta A., Rodríguez O., Rosa J., Vásquez J., Carmona K., Padrón V., Delgado M., Jouval J. y Luterbacher H. (2009). Informe sedimentológico y bioestratigráfico pozo SAB-1X (Localización SABANETA-AX) área cuenca Barinas-Apure, Venezuela Occidental.
50. Mata L., Rosa J., Maita L., Blancourt O. y Mestre A. (2006a). Estudio Estratigráfico y Sedimentológico del pozo OBI-3X.
51. Maze, W. (1983). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra de Perija, northwestern Venezuela: Geology, tectonic environment, paleomagnetic data, and Cooper, y otros. mineralization of red beds and volcanics. PhD Thesis. Princeton University.
52. Miall, A. (2000). Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Edition. Springer-Verlag Inc., New York, N. Y., 616 p.
53. Miall, A. (1999). Principles of Sedimentary Basin Analysis. 3rd Edition. Springer-Verlag Inc., New York, N. Y., 616 p.
54. Mitchum, M., Vail, P. y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for

- stratigraphic analysis. En C. Payton, ed., *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration*, AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
55. Muller, J., Di Giacomo, E. y Van Erve, A.W. (1987). A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series Num. 19*, 7-76 pp.
 56. Orihuela, N. (2012). Análisis de la Placa Caribe a partir de modelos integrados de anomalías de campos potenciales. Tesis Doctoral. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
 57. Osuna, S., Macsotay, O., y Mahmoudi, M (1994). Geología de superficie del frente de ontañas de Barinas. Reporte interno CORPOVEN #006058, V.1 e.2. 84p.
 58. Parnaud, F; Loureiro, D; Passalacqua, H; De Toni, B; Gallango, O. y Capello, M. (1994). "Análisis integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Informe Gerencial. INT-02893.94.
 59. PDVSA-INTEVEP (2011). "Código Estratigráfico de las Cuencas Petrolíferas de Venezuela" <http://www.pdvs.com/lexico/lexicoh.htm>
 60. Perch-Nielsen en Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. (Eds.), (1985), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press.
 61. Pindell, J. L., Kennan, L., & Barrett, S. (2000). Putting it all together again. *AAPG Explorer*, 21(10), pp. 58-62.
 62. Pindell, J., Higgs, R. y Dewey, J. (1998). Cenozoic Palinspastic Reconstruction, Paleogeographic Evolution and Hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. L. Pindell and C. L. Drake, eds., *Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication no. 58*, pp. 63-82.

63. Pinto, J (2008). Estratigrafía sísmica del Cenozoico de la Cuenca de Carúpano, noreste de Venezuela. PDVSA INTEVEP, reporte interno INT 12598, 2008
64. Powell, A.J. (Ed.), (1992). A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. Chapman and Hall, London, 290 pp.
65. Renz, O. (1959). Estratigrafía del Cretáceo en Venezuela occidental. Bol Geol., Caracas, 5(10): 3-48. Resumen (1960) en: Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform., 3(7):209.
66. Rosa J., Mata L., Mestre A., Jouval J., Herrera M. y Peña Y. (2007). Estudio sedimentológico y bioestratigráfico pozo OBI-4 (A-1), cuenca Barinas-Apure, Venezuela Occidental.
67. Ross, M., Scotese, C. R. (1988). A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, 155, pp. 139-168.
68. Ruiz, M., Durán, I., Echeverría, L., Di Giacomo, E., Fasola, A. y Medina, J. (2000). Estudio Bioestratigráfico de los pozos BOR-5E y OBI-1X, (PDD BARINAS NORTE). 20-25pp.
69. Santiago, N., Bellizzi, L., Escorcía, L., Hernández, M., Hernández, Z., Lara, J., Marcano, J., Moya, M., Oliveros, R., Oropeza, Y., Parra, K., Peña, Y., Rivas, Y (2014). Proyecto Evaluación del sistema petrolífero Apure – Portuguesa. 438p.
70. Sarmiento, L., Van Wess, J. y Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of Eastern Cordillera, Colombian Andes: Interferences from tectonic models. Journal of South American Earth Sciences 21 (2006) 383-411pp.
71. Stephan, J. (1982). Evolución geochimique du Domaine Caribe, Andes et Chaîne Caraibe sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). Tesis Doctoral, Universidad de Bretaña Occidental, Francia.

72. Stover, L.E. y Helby, R. (1987). Some Australian Mesozoic microplankton index species. In: Jell, P.A. (Ed.), Studies in Australian Mesozoic Palynology. Association of Australasian Palaeontologists Memoir 4, 101-134pp.
73. Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J. B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, R. J., Talavera, M. O., Ortiz, H. E., Stein, G., Bourdier, J. L., Yta, M. (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia), a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics*, 230, pp. 49-73.
74. Toro, M., Di Gianni, N., De Guerra, C., Arnstein, R., Aquino, R., Van Berkel, D., Anka, Z. y Gallango, O. (1997). Estudio geológico integrado del pozo La Yuca - 1X. Área Flanco Surandino. 1. Reporte interno de PDVSA N# INT-STE-00132.97.
75. Toro M., Crux J., Ruggiero A., Luna F., Gallango O., Mahmoudi M., De Cabrera S., De Guerra C., Di Gianni N. y Arnstein R (1996). Estudio geológico integrado del pozo Guasimito-1X.
76. Vail, P.R (1987). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: AAPG Bulletin, v. 73/2.
77. Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., and Thompson, S (Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. American Association of Petroleum Geologist Memoir 26, pp 83-88.
78. Van Wagoner, J.C (1995) Overview of sequence stratigraphy of forland basin deposit:terminology, summary of paper, and glossary of sequence stratigraphy. American Association of Petroleum Geologist Memoir 64, pp ix-xxi
79. Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmaiaiw, V.D (1990) Siliciclastic sequence stratigraphy inwell logs, cores and outcrops. AAPG Methods in Exploration. Series N#7. 52p.

80. Valdés, G., Ainger, S., Figueroa, J., Ochoa, E., Zaizarbitoria, I., Daly, M., Zambrano, E. y Zamora, L. (1992) Geological and Petroleum Resource Study of Venezuela. PDVSA and BP.
81. Vásquez, E (1969). Evaluación geológica del Área de Guanarito. Reporte interno CORPOVEN N#000019 Vol.1. 36p.
82. Villamil, T. (1998) Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela.
83. Villamil, T. (1999). Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 153.
84. Williams, G.L. y Bujak, J. en Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. (Eds.), (1985). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press.
85. Williams, G.L., Stover, L.E. y Kidson, E.J. (1993). Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic Dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. *Geological Survey of Canada, Paper 92-10*.
86. Young, J.R., Bown P.R. y Lees J.A. (eds) Nannotax website. International Nannoplankton Association. 21 Sept 2011. URL: <http://nannotax.org>.
87. Zambrano, E (1967). Informe geológico del Área de Guanarito. Reporte interno CORPOVEN N#39500101171191. 26p.
88. Zambrano, E., Vásquez, E., Duval, B., Latreille, B., y Coffinieres, B. (1972). *Paleogeographic and Petroleum Synthesis of Western Venezuela*. Editions Technip. CITEP, PDVSA Puerto La Cruz.
89. Zavala, C., Arcuri, M., Turienzo, M., Zorzano, A., Martinioni, D., Di Meglio, M. y Rodríguez, M. (2011). Proyecto Rubio. PDVSA Exploración. Informe Interno.
- 90.

GLOSARIO

Acomodación: Es el volumen de espacio entre la superficie de la tierra y la superficie del nivel base, es decir, es el espacio disponible para acomodar sedimentos en cualquier punto de la cuenca hasta que alcance el perfil de equilibrio (Jersey, 1988 en Barredo, 2011). Un aumento del nivel base, crea espacio mientras que un descenso, lo destruye.

Análisis de Cuenca: Estudio integrado de cuencas sedimentarias como entidades geodinámicas (Allen&Allen, 1990). La historia tectonoestratigráfica esta compuesta, de mayor a menor orden, por Tectonosecuencia, Unidad Depositacional y Secuencia.

Análisis de riesgo geológico: Consiste en cuantificar el riesgo de fracaso o probabilidad de éxito de las diferentes oportunidades exploratorias (*play, lead* y/o prospectos) considerando el riesgo de cada elemento del sistema petrolífero.

Benthos: Organismos que viven en el fondo (sobre o dentro del sustrato), ellos reflejan los ambientes locales, por lo que son útiles en paleoecología, paleobatimetría y para correlaciones locales de edad.

Bentónico: Adjetivo referido a *benthos*.

Bioestratigrafía: Estudio de la organización espacial y temporal de las sucesiones estratigráficas sedimentarias basadas sobre el dato paleontológico Utiliza el rango cronoestratigráfico de las especies fósiles para correlacionar secciones estratigráficas, y sus preferencias paleoambientales para proporcionar información sobre el medio depositacional.

Bioevento: Son ocurrencias bioestratigráficas significantes. Pueden estar basados en ocurrencia, abundancia o diversidad de una especie, grupo de especies o asociación completa de ellas. Un bioevento es un horizonte, potencialmente útil para correlación,

si se reconoce en más de una sección bioestratigráfica. Sirven para identificar límites de secuencia, límites de secuencias, superficies de discontinuidad y superficies máximas inundación. Los bioeventos pueden ser locales, regionales o globales en alcance.

Biomarcadores: o fósiles químicos son compuestos orgánicos sedimentarios cuyo esqueleto básico sugiere un vínculo con productos naturales actuales conocidos.

Biozona: Sucesión de sedimentos caracterizados por la presencia de una o más especies o de otros taxones. La unidad bioestratigráfica fundamental.

Ciclo de Wilson: Ciclo evolutivo de apertura y cierre de las cuencas oceánicas. Comprende diversos estadios: a) estadio embrionario o de rift continental, b) estadio de juventud o de apertura de cuenca oceánica, c) estadio de madurez o de costa atlántica, d) estadio de decadencia o de costa pacífica (subducción), e) estadio relicto o de colisión continental.

Concordancia correlativa: La concordancia correlativa (sensu Hunt y Tucker, 1992) la definen como una superficie estratigráfica que marca el cambio en los patrones de apilamiento de regresión forzada a lowstand de regresión normal. Es el clinoformento marino más joven asociado con *offlap* (es decir, el paleosuelo marino al final de la caída del nivel base en la línea de costa).

Contenido de Materia orgánica, esta expresado como el porcentaje en peso de carbono orgánico que presenta una roca (COT), en base a la cual es catalogada como pobre, regular o buena. Valor que ciertamente se ve afectado por el grado de transformación que posea (Figura 1). *COT por Leco:* es el método más directo y consiste en la oxidación de la materia orgánica a altas temperaturas, con un proceso previo de disolución de la fase carbonática en la roca. El COT como porcentaje, es derivado del contenido de CO₂ que es generado durante la oxidación. Debido a que la

materia orgánica no es netamente carbonosa esta medida subestima el contenido orgánico. Métodos indirectos de cálculo de COT: existen los perfilajes de pozo con su posterior calibración, son utilizadas dos técnicas el gamma ray espectral basado en el hecho que las rocas madres podrían ser radioactivas en ambiente anóxico donde la depositación de uranio y la materia orgánica es favorable. Y a través del estudio de las propiedades específicas de la materia orgánica (baja densidad, bajo sónico y alta resistividad). (Huc, 2013).

Controles allogénicos: Proporcionan una plataforma común que conecta y sincroniza las tendencias deposicionales registradas en un momento dado en todos los ambientes establecidos dentro de una cuenca sedimentaria, lo que permite para los modelos estratigráficos secuenciales ser desarrollados a escala de cuenca. Los controles allogénicos básicos sobre la sedimentación incluyen el clima, tectonismo y cambios en el nivel base.

Dinoflagelado: (*Dynocysts*): Son los palinomorfos marinos dominantes del Triásico-Reciente, son útiles para reconstruir edades y paleoambientes, se encuentran también en agua dulce y estuarios. Las explosiones poblacionales producen las “mareas rojas” tóxicas y bioluminiscentes. Se les llama comúnmente, Dino.

Discordancia: Interrupción significativa en el registro estratigráfico representado por una discordancia angular y/o hiatos estratigráfico.

Discordancia Subaérea : La discordancia subaérea (Sloss *et.al.*, 1949), es una superficie de erosión o no depositación creada generalmente por una caída del nivel base por procesos subaéreos como incisión fluvial, degradación del viento, *bypass* de sedimentos o pedogenesis. Se extiende gradualmente hacia la cuenca durante la regresión forzada de la línea de costa y alcanza su máxima extensión al final de la regresión forzada (Helland – Hansen and Martinsen, 1996: hacia el mar, la

discordancia subaérea se extiende a la ubicación de la línea de costa en el final de la caída).

Eustatismo: Variaciones globales del nivel del mar medidas con respecto al centro de la tierra y, originadas por cambios en el volumen de agua y/o del volumen de las cuencas.

Facies: Aspecto general o conjunto de características que posee una roca ya sea paleontológicas (fósiles) o litológicas (composición mineral, estructura sedimentaria, geometría, etc) que definen una unidad sedimentaria o conjunto de estratos, y que permiten diferenciarla de las demás.

Facies sísmicas: El análisis de *facies* sísmica es la descripción e interpretación geológica de los patrones de reflexión sísmica, incluyendo la configuración, continuidad, amplitud, frecuencia e intervalo de velocidad. Cada parámetro proporciona información considerable sobre la geología del subsuelo.

Flujo de calor: depende del contexto tectónico en el cual se encuentra y es disminuido con la sedimentación. En cuencas de rift activas el flujo de calor varía entre 90-120 mW/m², pero decrece con el tiempo. Luego en cuencas de antepaís, los flujos de calor varían entre 50 a 70 mW/m² cuencas intracratónicas más estables poseen flujos de calor entre 30 y 50 mW/m². Cuencas con una tasa de sedimentación superior a los 100 m/Ma como los marges pasivos pueden ser extremadamente bajos.

Foraminíferos: Son protozoos que construyen sus conchas de una a muchas cámaras de CO₃ Ca₂ o partículas aglutinadas. Los foraminíferos van del Cámbrico al Reciente. La mayoría son marinos, hay algunos de agua dulce. Son bentónicos o planctónicos; por su utilidad bioestratigráfica, evolución rápida, abundancia en sedimentos marinos y su utilidad en la determinación de edad y ambiente depositacional, constituyen el

grupo microfósil más usado en la industria petrolera y para el análisis de la estratigrafía de secuencias.

Hiatus: Ruptura o interrupción en la continuidad del registro geológico, debido a no-deposición, erosión o ambas. La superficie formada durante este evento, se refiere como superficie hiatal o una discordancia.

Micropaleontología: Es el estudio de microfósiles compuestos de minerales, para distinguirlos de los compuestos orgánicos referidos a la palinología.

Modelos de acomodación estratigráfica (Dahle y otros., 1997 en Catuneanu, 2006): El modelo de acomodación estratigráfica de Dahle y otros., 1997 en Catuneanu, 2006, interpreta las secuencias estratigráficas bajo el contexto de cambios de condiciones de acomodación fluvial a través del tiempo, en el cual la baja ó alta acomodación reemplaza la tripartita “*Low- Transgressive –High*” del modelo estratigráfico secuencial clásico que considera los cambios del nivel del mar. La ocurrencia de límites discordantes esta directamente asociada a cambios tectónicos y climáticos que afectan la cuenca.

Nannoplancton calcáreo: Son algas marinas unicelulares autotróficas, marinas cuyo esqueleto esta formado por pequeñas placas calcáreas que envuelven a la célula parcial o completamente y recibe el nombre de cocolitofóridos. Cuando el alga muere, el cocolitofóridos se desarma en numerosas plaquitas que se depositan en los fondos de los océanos y constituyen los cocolitos.

Nivel base: En el sentido estratigráfico no es una superficie real, sino es una superficie abstracta que representa una superficie de equilibrio entre la erosión y la depositación.

Paleoambiente de sedimentación: el fluido, conserva, las características del ambiente de depositación de la roca madre que lo generó, debido al craqueo selectivo y condiciones fisicoquímicas que favorecen una u otra reacción química, conociendo cuales son estas condiciones se determina cuales fueron las ocurridas durante de sedimentación. Una columna de agua óxica (saturada en oxígeno) contiene de 2 a 8 mL O₂/L H₂O, una columna disóxica contiene de 0,2 a 2 mL O₂/L H₂O, subóxica de 0,2 a 0 mL O₂/L H₂O y anóxica se refiere a un ambiente con oxígeno ausente. Adicionalmente, los sedimentos de un ambiente anóxico, son laminados de <2mm de espesor, debido a la ausencia de microorganismos que generen bioturbación y son estos ambientes los de mayor capacidad de preservación de la materia orgánica.

Paleobatimetría: Determinación de la batimetría de un ambiente marino en el cual se produjo la sedimentación de una determinada unidad litológica que caracteriza un momento de la historia en el cual se produjo.

Palinología: Es el estudio de los palinomorfos, son ácido-resistentes, microscópicos, con pared propia. Incluye Dinoflagelados, Acritarcos, Chitinozorios, Escolecodontos y revestimientos de foraminíferos.

Palinomorfo: Son cuerpos orgánicos, microscópicos, ácido-resistentes encontrados en los residuos de maceración. Incluye polen, esporas, acritarcos, quitazona, dinoflagelados, algunas algas coloniales y otros; todos ácido-insolubles.

Plancton: Se denomina plancton al conjunto de organismos, principalmente microscópico, que flotan en aguas saladas y dulces, más abundante hasta los 200 metros de profundidad aproximadamente. Son pelágicos, flotadores o nadadores débiles, se distribuyen ampliamente gracias a las corrientes, por lo que son útiles en la datación de sedimentos marinos a escala regional o global.

Planctónicos: Adjetivo referido a plancton.

Play: Grupo de campos y/o potenciales acumulaciones petrolíferas que se ubican en un determinado nivel estratigráfico; tienen un reservorio común, un sello en el tope y/o en la base y un sistema de carga de hidrocarburos.

Porosidad: Es el porcentaje o fracción de los espacios vacíos o poros entre granos en relación con el volumen total de la roca y representa la capacidad que tiene una roca de almacenar fluidos.

Potencial De Roca Madre (SPI): es definido como la cantidad de hidrocarburos, en toneladas métricas, que puede ser generada en una columna de roca madre por metro cuadrado de superficie de roca. Es un método que permite clasificar las rocas madres y evaluar su potencial relativo, considerando no solo la calidad de la organofacies presente, sino también el espesor y la extensión areal. En rangos mundiales, para una migración lateral con amplias áreas de drenaje, un SPI bajo es menor a dos, moderado de dos a siete y alto superior a 7; para una migración vertical los límites son superiores, con un SPI bajo aquel menor a cinco, intermedio de cinco a quince y altos mayores a quince.

Primera ocurrencia (*First occurrence; FO*): El nivel estratigráfico mas bajo en el cual uno o mas taxones son observados en una sucesión sedimentaria.

Reflectancia de la vitrinita: Dentro de la técnica microscópica, la reflectancia de la vitrinita es una medida realizada bajo condiciones experimentales Standard definidas estrictamente, por lo que es un patrón de comparación a nivel mundial. Esta incrementa progresivamente con la madurez termal de la muestra y las muestras se vuelven cada vez más brillantes, fenómeno consecuente del cambio en la composición a través de la maduración, donde se vuelve mas aromático y ordenado. Esta medida es realizada cientos de veces por muestra, por lo que el resultado corresponde al valor medio de un histograma. Es por tanto que la validez de este valor viene dado por el número de medidas obtenidas y de la forma del histograma.

Adicionalmente el color de la vitrinita al microscopio es representativo del grado de madurez que posee, el cual progresivamente variará de azul, verde, amarillo, naranja hasta rojo. A partir de los análisis de vitrinita y en mapas de profundidad, es posible que se evalúe la extensión de lo que serían ventanas de gas y de crudo. A través de los siguientes rangos (Huc, 2013).

0.5% -0.6%: Límite entre diagénesis y catagénesis

0.6%-0.8%: Comienzo de la Ventana de Petróleo

0.9%-1%: En ventana de generación

1%-1.4%: Finalizando la ventana de petróleo

1.4%-2%: Ventana de gas humedo

2%: Límite entre catagenesis y metagenesis

Sin embargo el tipo de materia orgánica va a determinar la cantidad de vitrinita disponible, tal como fue descrito previamente, ya que es medido en las fracciones de celulosa, abundantes en querógenos de tipo III pero más escasas hacia el resto, dificultando su medición. En los casos mas extremos, la solución que ha sido adquirida es tomar las medidas en capas cercanas a la evaluada que muestren mayor presencia de vitrinita como es el caso de los querogenos tipo I en los cuales los medios lacustres muestran estratificación con carbones. O también existen otras metodologías donde la medición ha sido aplicada a cuerpos algales específicos (Tasmanita), y reportado como Ro equivalente. Otras técnicas microscópicas son aplicadas para evaluar la madurez con una incertidumbre mayor, que incluyen el cambio de coloración en polen y esporas; tales como: Índice de alteración termal en una escala del 1 al 5, el índice de coloración de esporas en una escala de 1 al 10 entre otros (Huc, 2013).

Riesgo de reservorio: Definido por la combinación del riesgo asociado a su presencia, evaluado en función de la distribución del espesor neto del reservorio, y el

riesgo asociado a su calidad o efectividad en función de la distribución de la porosidad en el reservorio.

Riesgo del sello: Definido en función de su presencia a través de la distribución espacial de su espesor y su calidad en función de su composición litológica y presión capilar.

Riesgo de la trampa: Fue definido solo en función de la presencia de la misma, ya que para definir parámetros que midan la calidad o efectividad de la trampa es requerido un análisis estructural y/o estratigráfico de mayor detalle (Proyectos de generación de prospectos), obtenido con un análisis de cuenca y análisis del sistema petrolífero.

Roca Madre: es un intervalo sedimentario, que contiene materia orgánica fosilizada, insoluble en solventes orgánico y definida como querógeno (Dow, 1977), la cual es capaz de generar hidrocarburos líquidos o gaseosos, al ser sometida a un proceso de maduración (Huc, 2013). Para que esta materia orgánica pueda ser fosilizada, una alta productividad primaria y capacidad de preservación de los residuos orgánicos que son generados es necesaria y son precisamente estas condiciones de sedimentación las que permiten su caracterización (Peters y Cassa, 1994); por tanto, como es de suponer, no todas las rocas madre son equivalentes, ya que difieren en la calidad de la materia orgánica, el espesor de la roca contenedora y en la extensión areal que poseen. (Huc, 2013).

Roca reservorio: Roca capaz de contener y retener hidrocarburos.

Roca sello: Tipo de roca impermeable que actúa como barrera al escape del hidrocarburo dentro del reservorio o yacimiento (generalmente lutitas)

Secuencia: Originalmente definida por Sloss y otros, 1949 como una unidad estratigráfica limitada por discordancias. Los continuos desarrollos de los paradigmas de la estratigrafía secuencial en los años 1980 y 1990 resulto en una diversificación de enfoques y la definición de varios tipos de secuencia (Figura 7):

Sismoestratigrafía: Es el estudio de las facies depositacionales y estratigráficas interpretadas de los datos sísmicos. Las terminaciones de reflexión sísmica y su configuración son interpretados como patrones de estratificación, y son usados para el reconocimiento y correlación de secuencias depositacionales, interpretación de ambientes depositacionales y estimación de litofacies.

Sistema petrolífero: Es un sistema natural que incluye todos los elementos y procesos geológicos esenciales para que exista una acumulación de hidrocarburo en la naturaleza. Los elementos esenciales incluyen la roca generadora, roca almacén, roca sello y rocas de sobrecarga y los procesos son la formación de la trampa y generación – migración – acumulación. Todos los elementos esenciales deben darse en tiempo y espacio para que puedan ocurrir todos lo procesos que dan origen a la acumulación de hidrocarburos. La ausencia de uno solo de los elementos o procesos elimina la posibilidad de tener un yacimiento de hidrocarburo.

Subsidencia: Hundimiento progresivo del fondo de una cuenca sedimentaria, que permite la acumulación de grandes espesores de sedimentos. La subsidencia se debe a muchos factores pero las variables mas dominantes en el análisis de cuenca son la tectónica, la carga de sedimentos, el ajuste isostático, las anomalías térmicas (*hot spots*), y la convección.

Superficie Cronoestratigráfica: Es una superficie que limita una Unidad cronoestratigráfica. En el caso de una discordancia, la edad de la superficie se considera la misma de su concordante correlativa. Todas las rocas arriba de esta

superficie, son más jóvenes que las infrayacentes.

Superficie de máxima inundación: (Frazier, 1974; Posamentier y otros., 1988; Van Wagoner y otros., 1988; Galloway, 1989) Es una superficie que marca un cambio en la trayectoria de la línea de costa de transgresión a regresión normal de alto nivel. Esta superficie separa los estratos retrogradantes debajo de los estratos progradantes (regresivos de alto nivel) arriba. El cambio de patrones de apilamientos de retrogradacional a suprayacente progracional toma lugar durante un aumento del nivel base en la línea de costa, cuando la tasa de sedimentación empieza a superar la tasa de aumento del nivel base. Sísmicamente, que se expresa a menudo como una superficie de *downlap*. Los sedimentos asociados con esta superficie son el resultado de bajas tasas de deposición de sedimentos pelágicos de hemipelágicos y por lo general son delgados y de grano fino.

Superficie de máxima regresión: La superficie de máxima regresión es definida en relación a la curva transgresiva – regresiva marcando el cambio de la regresión costera a la subsecuente transgresión. Por lo tanto, esta superficie separa estratos progradantes debajo de estratos retrogradantes arriba. El cambio de patrones de apilamientos progracional a retrogradacional toma lugar durante un aumento del nivel base en la línea de costa, cuando las crecientes tasas de aumento de nivel de base comienzan superando las tasas de sedimentación.

Superficies estratigráficas: Las superficies estratigráficas marcan cambio a través del tiempo en los regímenes de depositación (es decir, cambios en los entornos de depositación, la carga de sedimentos y / o flujo de energía del medio ambiente) y se crean por la interacción de los cambios de nivel base y la sedimentación. Estos cambios en los regímenes de sedimentación pueden o no corresponder a los cambios en las tendencias de sedimentación, pueden o no estar asociado con hiatos estratigráficos, y pueden o no pueden colocar facies contrastantes en contacto a través de una superficie determinada.

Tectonosecuencia: Es un ciclo de eventos tectónicos (denominado ciclos de Wilson) generados como resultado de la unión de los supercontinentes debido a la expansión del fondo oceánico y su subsecuente apertura y dispersión.

Última ocurrencia (*Last occurrence*; *LO*): El nivel estratigráfico mas alto en el cual uno o mas taxones son observados en una sucesión sedimentaria.

Unidad cronoestratigráfica: Es un cuerpo de roca formado durante un lapso de tiempo geológico específico y limitado por superficies isócronas utilizado como la base para definir un intervalo de tiempo específico.

Unidad depositacional: Corresponden a una sucesión de sedimentos depositados bajo diferentes alteraciones de la cuenca, producto de pulsos tectónicos reconocibles dentro de una misma fase tectónica.

Unidad estratigráfica: Se define como un estrato o conjunto de estratos adyacentes que se distinguen por una o varias de las muchas propiedades que las rocas poseen.

Unidad formal: Son aquellas unidades definidas y nombradas de acuerdo con un esquema de clasificación establecido por:

Código Estratigráfico Norteamericano

<http://www.agiweb.org/nacsn/C%F3digo%20Estratigr%El%20Norteamericano.pdf>

Guía estratigráfica Internacional

<http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>

[http://www.sociedadgeologica.es/archivos/REV/14\(34\)/Art10.pdf](http://www.sociedadgeologica.es/archivos/REV/14(34)/Art10.pdf)

Unidad informal: Se conciben por razones tanto económicas como científicas. Los términos informales son apropiados para unidades nuevas que no han sido definidas de acuerdo con el código.