



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS NATURALES –
EXPLORACIÓN

EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA-SEDIMENTARIA BASADA EN
ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS DEL CRETÁCICO EN UNA PORCIÓN DE
LA CUENCA MESOZOICA DEL SURESTE DE MÉXICO.

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
RAMIRO RÍOS ROJAS

TUTOR PRINCIPAL
DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ,
DIVISIÓN CIENCIAS DE LA TIERRA, FACULTAD DE INGENIERÍA

MÉXICO, D. F., NOVIEMBRE 2015

JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. PADILLA Y SANCHEZ RICARDO J.

Secretario: Dr. GARCIA MOLINA GORGONIO

Vocal: DR. PEREZ CRUZ GUILLERMO ALEJANDRO

1 er. Suplente: DR. AGUAYO CAMARGO JOAQUIN EDUARDO

2 d o. Suplente: M. C. ESCOBEDO ZENIL DAVID

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: México, Distrito Federal

TUTOR DE TESIS:

DR. GUILLERMO ALEJANDRO PEREZ CRUZ

FIRMA

(Segunda hoja)

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer antes que nada al Señor nuestro DIOS por haberme permitido la oportunidad de cursar esta Maestría.

Quiero agradecer a mi Esposa Mayra Karina por todo su apoyo, por su compañía y por sus sacrificios en todo este tiempo de mis estudios.

A mi empresa Petróleos Mexicanos por el apoyo para cursar estos estudios a tiempo completo.

Al Dr. Guillermo Perez Cruz por su valioso apoyo en la realización de esta tesis con sus comentarios y sugerencias tan atinadas.

Al Ing. Jaime Patiño, quien me alentó a cursar esta maestría.

Al Ing. Ricardo Sandoval por sus comentarios tan atinados acerca de este tema.

A mis sinodales de tesis por su oportuna revisión de este manuscrito.

A mis compañeros de maestría, Christian, Antonio, Francisco, Verónica y Enrique de quienes aprendí de cada una de sus habilidades.

DEDICATORIA

A mi amada Esposa Mayra Karina por su amor incondicional

A mis hijos Karolina y Maximiliano ya que son mi gran motivación para seguir cada día.

A mis padres por haberme dado la vida y el mejor regalo, mi educación.

RESUMEN

La cuenca mesozoica del Sureste de México es una de las más prolíferas en cuanto a producción de hidrocarburos se refiere, por tal motivo este trabajo se enfocó a entender los diferentes procesos que condicionaron la sedimentación de las secuencias cretácicas.

Se hizo un análisis bioestratigráfico a detalle de pozos tipo, identificando los eventos de extinción evolutiva y primeras apariciones en el sentido de la perforación, además de los picos de abundancia y diversidad faunística. Estos datos fueron identificados y calibrados en registros geofísicos, en pozos ubicados en ambientes de plataforma, talud y cuenca.

Se lograron identificar cuatro supersecuencias (secuencias de segundo orden) en el Cretácico las cuales tienen cierta correspondencia con las secuencias propuestas por Johnson et al. 1999 y se nombraron de la siguiente manera: SS3, SS4, SS5 y SS6. En cada secuencia se identificaron los conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts).

Estas secuencias fueron correlacionadas en 95 pozos y donde la resolución sísmica lo permitió se hizo un análisis de facies sísmicas interpretando la variabilidad lateral y vertical de las facies sobre la plataforma, talud y cuenca.

Con el análisis de facies sísmicas se logró tener un mejor entendimiento de los ambientes de depósito del Cretácico Inferior, ya que haber pocos pozos que lo habían cortado en el área de la plataforma Artesa Mundo Nuevo estaba menos entendido, además de que se hizo una evolución sedimentaria de las secuencias desde el Cretácico Inferior hasta la cima del Cretácico Superior.

En este trabajo se postula que el mayor desarrollo de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo se dio durante el Albiano, mientras que para el Cenomaniano inicia su ahogamiento restringiéndose cada vez más hasta que en el Cretácico Superior Maastrichtiano se ahoga por completo.

Se tienen evidencias de que la sal tuvo mucha movilidad durante el Cretácico Inferior esto ocasiono que existiera un relieve paleo-topográfico que condicionaba los ambientes de depósito. Sobre este paleo-relieve se instaló la plataforma Artesa-Mundo Nuevo y al norte al ser ligeramente más profundo se depositaron secciones condensadas por compactación diferencial. Durante el Albiano hubo cierta estabilidad ocasionando que se desarrollara una gran plataforma carbonatada.

Con la interpretación de los systems tracts y los pozos productores se define que las rocas depositadas durante el nivel bajo del mar (Lowstand System tract) tienen mejor producción en ambientes de cuenca, mientras que sobre la plataforma los sistemas de nivel alto (Highstand System Tract) son los que mayor producción tienen.

Existe un sello regional durante un sistema transgresivo en el límite Cenomaniano-Turoniano al encontrar la mayor producción en rocas de cuenca del Cretácico Medio.

CONTENIDO

Página

AGRADECIMIENTOS

DEDICATORIA

RESUMEN

CONTENIDO

INTRODUCCION	1
I.1. GENERALIDADES.....	2
I.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
I.2. OBJETIVOS.....	2
I.2.1. Objetivo General.....	2
I.2.2. Objetivos Particulares.....	2
I.3. ALCANCE.....	3
I.4. ÁREA DE ESTUDIO.....	3
I.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	5
I.5.1. Integración de la base de datos.....	6
I.5.2. Análisis litológico de pozos.....	6
I.5.3. Análisis Paleontológico.....	7
I.5.4. Definición de secuencias de 2do y 3er orden.....	7
I.5.5. Correlación de secciones estratigráficas.....	7
I.5.6. Interpretación de facies sísmicas.....	8
I.5.7. Elaboración de Mapas de Isopacas.....	8
I.5.8. Evolución paleoambiental.....	9
II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	10
II.1. FASE 1: RIFTING DEL TRIÁSICO - JURÁSICO.....	14
II.2. FASE 2: DERIVA PASIVA DEL JURÁSICO TARDÍO.....	15
II.3. FASE 3 SUBSIDENCIA TERMICA DEL CRETÁCICO TEMPRANO.....	15
II.4. FASE 4: FLEXIÓN CORTICAL Y COLISIÓN DEL ARCO DE ISLAS DEL CRETÁCICO TARDÍO. ..	19
II.5. FASE 5. OROGÉNESIS OBLICUA Y RELAJACIÓN (~66.5-49.5 MA.).....	24
II.6. FASE 6. TRANSPRESIÓN (49.5-25.2 MA.).....	25
II.7. FASE 7. OROGÉNESIS (~25 MA. – PRESENTE).....	26
III. ANTECEDENTES DE LA ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS.....	27
III.1. CONCEPTOS BÁSICOS DE LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	27

III.1.1. Secuencias.....	31
III.1.2. Systems Tracts.....	33
III.1.3. Superficies identificadas en Estratigrafía de Secuencias	33
III.1.4. Jerarquía de las secuencias.....	35
III.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS.....	36
III.2.1. Fábrica de Carbonatos.....	37
III.2.2. Clima.....	39
III.2.3. Marco Tectónico y Subsistencia.....	39
III.2.4. Unión al Continente.....	40
III.2.5. Morfología.....	40
III.2.5. Ancho y Circulación.....	40
III.2.6. Sistema Depositacional y Litología.....	41
III.2.7. Variaciones de la Geometría de los estratos.....	41
III.3. RESPUESTA DE LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS A LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR.....	42
III.3.1. Modelo Depositacional de una Plataforma Bordeada de Clima Húmedo.....	43
III.3.2. Modelo Depositacional de una Plataforma Carbonatada-Evaporítica-Siliciclástica de clima árido.....	45
III.3.3. Modelo Depositacional de una Plataforma aislada de clima húmedo.....	47
III.3.4. Condiciones del Lowstand (Nivel bajo).....	49
III.3.5. Condiciones del Sistema Transgresivo.....	52
III.3.6. Condiciones del Sistema Highstand.....	54
IV. ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL DEL CRETACICO.....	54
IV.1. MARCO BIOCRONOESTRATIGRAFICO.....	55
IV.1.1. Pozo MN10.....	56
IV.1.2. Pozo MNV1.....	60
IV.2. INTERPRETACION ESTRATIGRAFICO-SECUENCIAL.....	62
IV.2.1. Definición de Secuencias Estratigráficas.....	65
IV.2.1.1. Límites de secuencia (LS).....	69
IV.2.1.2. Superficies Transgresivas (TS).....	71
IV.2.1.3. Superficie de Máxima Inundación (mfs).....	72
IV.2.1.4. Definición de pozo Tipo MN10.....	74
IV.2.2. Análisis de Facies Sísmicas.....	76
IV.2.2.1. Interpretación Sísmica.....	79
IV.2.2.2. Características de secuencias sismo-estratigráficas.....	86

IV.3. INTERPRETACION DE SECCIONES ESTRATIGRAFICAS BASADO EN ANALISIS BIOESTRATIGRAFICO, LITOLOGICO Y DE FACIES SISMICAS.	90
IV.3.1. SECCION ESTRATIGRAFICA 1	95
IV.3.2. SECCION ESTRATIGRAFICA A-A'	100
IV.3.3. SECCION ESTRATIGRAFICA B-B'	104
V. MAPAS DE ESPESORES POR SECUENCIA.....	111
V.1. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 3 (SS3).....	111
V.2. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 4 (SS4).....	112
V.3. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 5.	114
V.3.1. MAPA DE ESPESORES DE LA SECUENCIA 5A (SS5A).....	114
V.3.2. MAPA DE ESPESORES DE LA SECUENCIA 5B (SS5B).....	115
V.4. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 6.	116
VI. INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL DEL CRETACICO.	117
VI.1. MAPAS PALEOAMBIENTALES SUPER SECUENCIA 3.	118
VI.1.1. Mapa Paleoambiental SS3 (LST Berriasiano).	118
VI.1.2. Mapa Paleoambiental SS3 (HST Barremiano-Aptiano Inferior).....	119
VI.2. MAPA PALEOAMBIENTAL SS4 (HST ALBIANO).....	119
VI.3. MAPAS PALEOAMBIENTALES DE LA SECUENCIA 5A (SS5A).....	120
VI.3.1. Mapa Paleoambiental SS5A (TST Cenomaniano).....	120
VI.3.2. Mapa Paleoambiental SS5A (HST Cenomaniano Sup-Turoniano Inf).....	121
VI.4. MAPA PALEOAMBIENTAL SS5B (HST SANTONIANO).....	121
VI.5. MAPA PALEOAMBIENTAL SS6 (HST MAASTRICHTIANO).	122
VII. IMPORTANCIA ECONOMICA DEL ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL.....	126
VIII. CONCLUSIONES.	128
IV. BIBLIOGRAFIA.....	130

INTRODUCCION

La cuenca Mesozoica del sureste de México es una de las más complejas del país debido a que ha estado sometida a diferentes procesos a través del tiempo.

La sal depositada en el Calloviano se ha estado moviendo poco después del inicio de su depósito, generando con esto un relieve irregular que condicionaba la sedimentación de las secuencias del Jurásico Superior y Cretácico.

Los eventos transgresivos y regresivos controlados por las variaciones eustáticas del nivel del mar, también estaban condicionando la sedimentación.

A su vez durante el Cretácico Inferior hubo una etapa de subsidencia térmica (Johnson, 1999) lo que propició el depósito de carbonatos de cuenca en el área de estudio. Mientras que en el Albiano las condiciones ambientales fueron propicias para el desarrollo de ambientes de plataforma, desarrollándose sobre una serie de altos provocados por domos de sal.

Durante el Cenomaniano y Cretácico Superior las condiciones cambian debido levantamiento diacrónico a causa de la flexura cortical provocada por la proximidad y colisión del arco de las Grandes Antillas (Johnson, et.al. 1999), este evento marca el inicio del ahogamiento de la plataforma Artesa Mundo Nuevo.

Los eventos compresivos ocurridos durante el Paleógeno y Mioceno Medio-Superior modificaron e hicieron más difícil entender los rasgos estratigráfico-sedimentarios del Cretácico.

I.1. GENERALIDADES

I.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.

Debido a que la exploración de nuevas áreas asociada a altos estructurales cada vez es más difícil, es de vital importancia conocer cuáles son los factores que estaban gobernando el depósito de las rocas cretácicas, entender mediante el análisis de estratigrafía de secuencias dónde se depositan las rocas con mejor calidad como almacén, sello e inclusive como roca generadora.

I.2. OBJETIVOS.

I.2.1. Objetivo General.

Establecer el marco crono-estratigráfico basado en estratigrafía de secuencias, mediante la integración de disciplinas como es análisis bioestratigráficos y petrográfico de pozos tipo, registros geofísicos, correlaciones estratigráficas y secciones sismoestratigráficas en las cuales se identificarán límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación, ya que son la base para definir los sistemas de depósito (Systems tracts).

I.2.2. Objetivos Particulares.

- Establecer el marco estratigráfico secuencial del Cretácico.
- Jerarquizar cuáles son las secuencias con mejores características para almacenar hidrocarburos.

- Elaborar una evolución paleoambiental del Cretácico.
- Mediante análisis de facies sísmicas definir la variabilidad lateral y vertical de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo.

I.3. ALCANCE

- Comprender la historia tectónica-sedimentaria de la cuenca y su arquitectura estratigráfica.
- Jerarquizar las superficies clave de la cuenca mediante la identificación de bioeventos y establecer su correlación mediante pozos y secciones sísmicas.
- Definir las principales secuencias de segundo y tercer orden.
- Establecer la evolución sedimentaria de las secuencias cretácicas.

I.4. ÁREA DE ESTUDIO.

El área de estudio se ubica en la porción sureste de la República Mexicana. Fisiográficamente corresponde a las provincias de la Planicie Costera del Golfo de México y a la porción norte de la Sierra de Chiapas. Abarca principalmente el estado de Tabasco, así como la porción norte del estado de Chiapas, comprende un área de 34386 Km².



Figura I.1.- Mapa de Ubicación del proyecto.

Se trabajó con una base de datos de 95 pozos exploratorios, delimitadores y de desarrollo, fueron seleccionados por tener información más completa como es descripciones litológicas, paleontológicas, de núcleos, registros geofísicos y donde la resolución sísmica lo permite graficas tiempo vs profundidad para el análisis de facies sísmicas.

La figura 1.2 muestra el mapa con los pozos que se utilizaron para el presente trabajo, además están marcadas dos secciones de correlación estratigráfica con orientación Suroeste-Noreste y una sección con orientación Noroeste-Sureste.

Los pozos que no caen sobre las secciones también fueron correlacionados y analizados, esto para tener un mejor control al realizar las interpretaciones de las secuencias y al proponer la evolución paleoambiental del área.

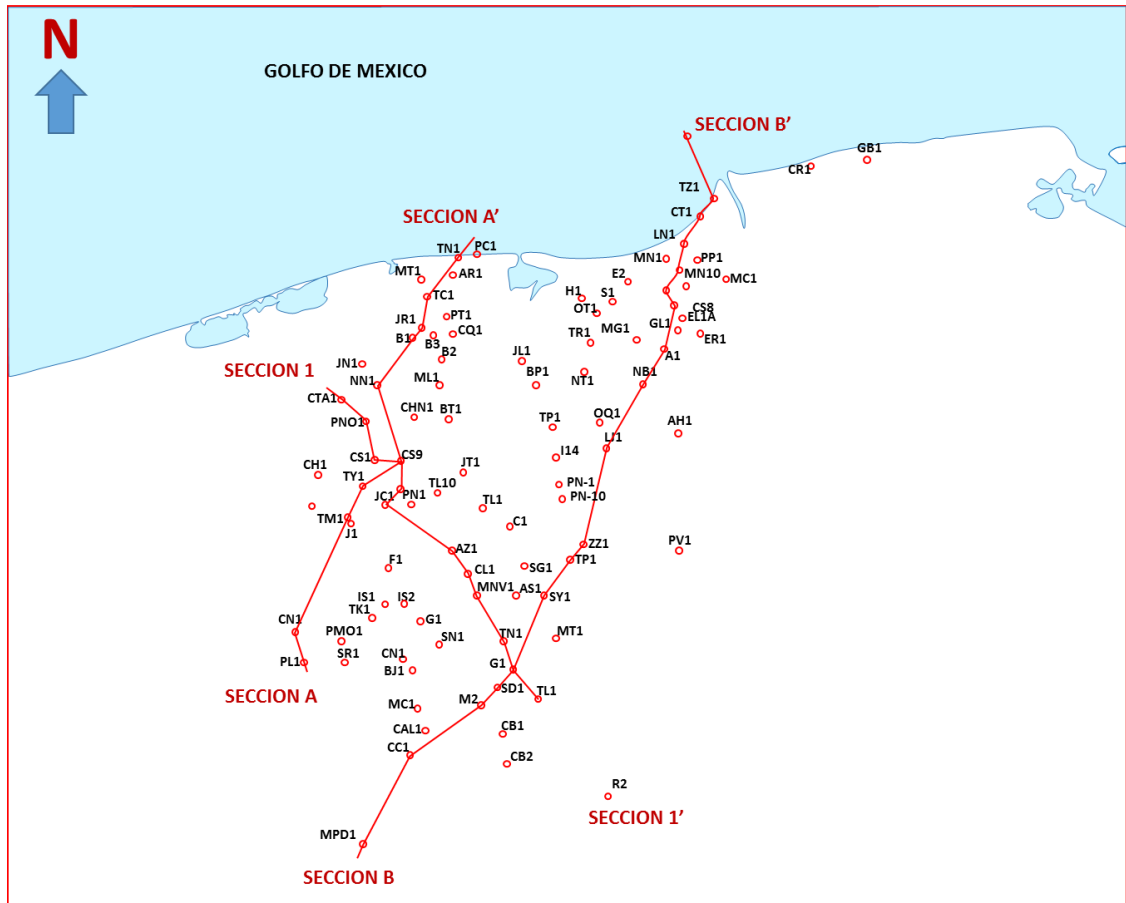


Figura 1.2.- Mapa de ubicación de pozos utilizados.

I.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO.

En este trabajo se utilizaron 95 pozos desde el punto de vista estratigráfico, con toda la información geológica y de registros de pozo, también se hizo un análisis de facies sísmicas sobre la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo y se logró hacer una integración desde diferentes escalas de observación como es el análisis Petrográfico y Paleontológico, registros geofísicos, correlaciones estratigráficas y secciones sísmicas.

La metodología consistió en las siguientes etapas:

1. Integración de la base de datos.
2. Análisis litológico de pozos.
3. Análisis paleontológico.

4. Definición de secuencias de segundo y tercer orden.
5. Correlación de secciones estratigráficas.
6. Interpretación de facies sísmicas.
7. Elaboración de mapas de isopacas.
8. Evolución paleoambiental.

I.5.1. Integración de la base de datos.

Esta etapa consistió en la compilación de la información geológica de 95 pozos, se cargaron cimas paleontológicas de los pisos del Cretácico, información litológica, información de núcleos, registros geofísicos, informes finales de pozos e intervalos probados.

También se revisó la información sísmica de 6 cubos sísmicos los cuales tienen una migración prestack en tiempo con filtro y con ganancia (MIGPRESTACK_CF_CG), estos cubos se ubican sobre la plataforma Artesa-Mundo Nuevo, es aquí donde se hizo el análisis de facies sísmicas de una sección estratigráfica.

I.5.2. Análisis litológico de pozos.

Se revisaron los informes litológicos de pozos realizados por personal de PEMEX, estos informes contienen descripciones petrográficas de láminas delgadas donde se describe la clasificación textural de la roca, color, porosidad, algún rasgo diagenético como la dolomitización, estructuras sedimentarias, etc. Los rasgos texturales son cargados en software e integrados con la respuesta de los registros geofísicos (rayos gamma, resistividad, densidad, sónico). Los rasgos litológicos son asociados a las características de los registros geofísicos y posteriormente se correlacionan entre cada pozo, observando variaciones laterales de facies.

I.5.3. Análisis Paleontológico.

En el estudio paleontológico se identificaron los eventos de extinción evolutiva y primeras apariciones en el sentido de la perforación, además de los picos de abundancia faunística y diversidad faunística, que al igual que las descripciones litológicas son integrados con registros de pozos (rayos gamma) el cual nos proporciona candidatos a superficies de máxima inundación (mfs) y límites de secuencia (LS).

I.5.4. Definición de secuencias de 2do y 3er orden.

Una vez realizada la integración de la información de los pozos se hace un análisis de la tabla de los ciclos eustáticos del nivel del mar y se calibra con los datos bioestratigráficos, litológicos analizados previamente para proponer candidatos a límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación, estos se interpretan en pozos tipo y se correlacionan mediante secciones estratigráficas, siempre considerando los conceptos básicos de estratigrafía de secuencias.

Para este trabajo se tomó como referencia las secuencias de 2do orden propuestas por Johnson et al., 1999 para el sur del golfo de México, estas secuencias fueron ajustadas con los datos de pozos de las cuencas del sureste. Se identificaron 4 secuencias de segundo orden y una de ellas fue posible dividirla en dos secuencias de tercer orden.

I.5.5. Correlación de secciones estratigráficas.

Una vez identificadas las secuencias de segundo y tercer orden en pozos tipo, estas son correlacionadas en toda el área para ver su variabilidad lateral, fueron correlacionadas en todos los pozos y se realizó una matriz con las cimas de cada secuencia interpretada.

I.5.6. Interpretación de facies sísmicas.

Se interpretó una línea sísmica que pasa por los mismos pozos de la sección estratigráfica 1 en su porción sur, debido a que el espesor del Cretácico en ambiente de plataforma es mayor a 2000 metros podemos identificar las terminaciones de los reflectores identificando truncaciones, onlaps, downlaps y toplaps los cuales nos sirven para proponer límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación que si se logran calibrar con registros de pozos nos da una mejor certidumbre de las secuencias identificadas.

También se lograron definir las geometrías de los reflectores como son zonas monticulares, zonas divergentes, progradaciones, zonas con reflectores paralelos y continuos. Todas estas características también nos ayudan a definir los ambientes y las variaciones de facies.

I.5.7. Elaboración de Mapas de Isopacas.

En base a la correlación de las secuencias se realiza una matriz de cada secuencia identificada con cima y base lo cual sirve para la configuración de mapas de sus espesores, esto nos ayuda para ver la variación de los espesores asociando espesores gruesos a zonas de agradación de la plataforma o a rellenos de los bajos estructurales; espesores delgados nos indica zonas condensadas, erosionadas o ausentes en algún intervalo de tiempo.

Al analizar estos mapas nos sirven de guía para ir postulando la posible distribución y ambiente de cada secuencia.

I.5.8. Evolución paleoambiental.

El objetivo de la bioestratigrafía es definir un marco cronoestratigráfico de mayor precisión y realizar correlaciones en intervalos de tiempo sincrónicos, así como sus diferencias ambientales basadas en criterios texturales y composicionales de los sedimentos a través del análisis petrográfico, al mismo tiempo, nos permite la correlación de secuencias estratigráficas para definir la variabilidad de los ambientes de depósito. Todo esto permite la identificación de ambientes sedimentarios y para este trabajo se puede observar la evolución paleoambiental en 8 mapas de los cuales 2 corresponden al Cretácico Inferior, 3 al Cretácico Medio y 3 al Cretácico Superior.

II. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El área de estudio está estrechamente relacionada con múltiples eventos tectónicos que dieron origen al Golfo de México, el cual inicio su apertura con la fragmentación y dispersión de la Pangea (Salvador 1987, Pindell 2001, Aguayo 2005, Padilla y Sánchez 2007), Figuras II.1 y II.2.

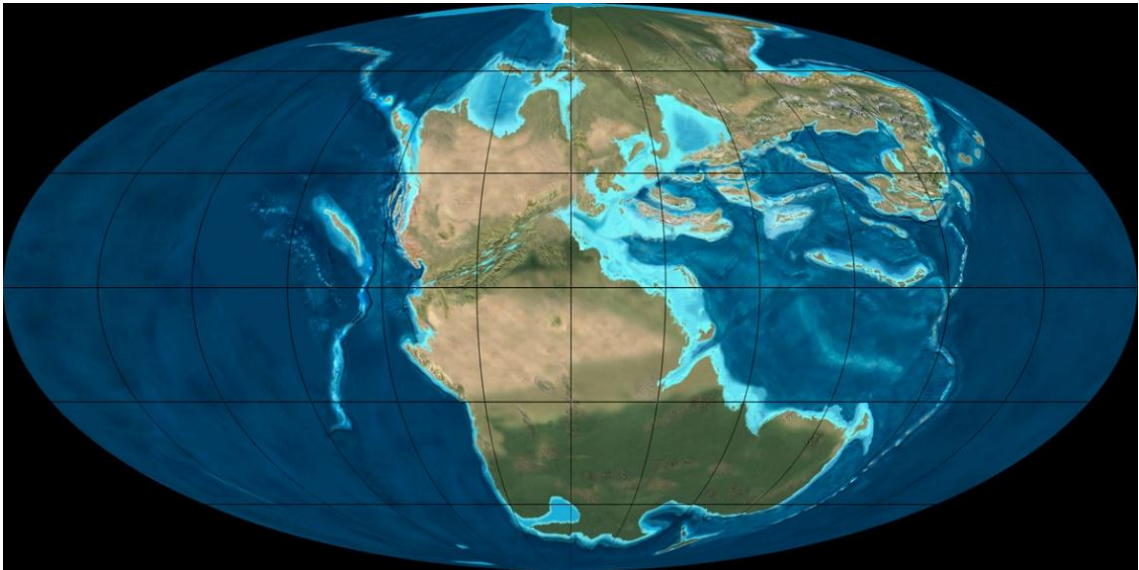


Figura II.1. Distribución de los continentes hace 200 Ma. Durante el Triásico Superior. En la primera fase de separación de la Pangea.

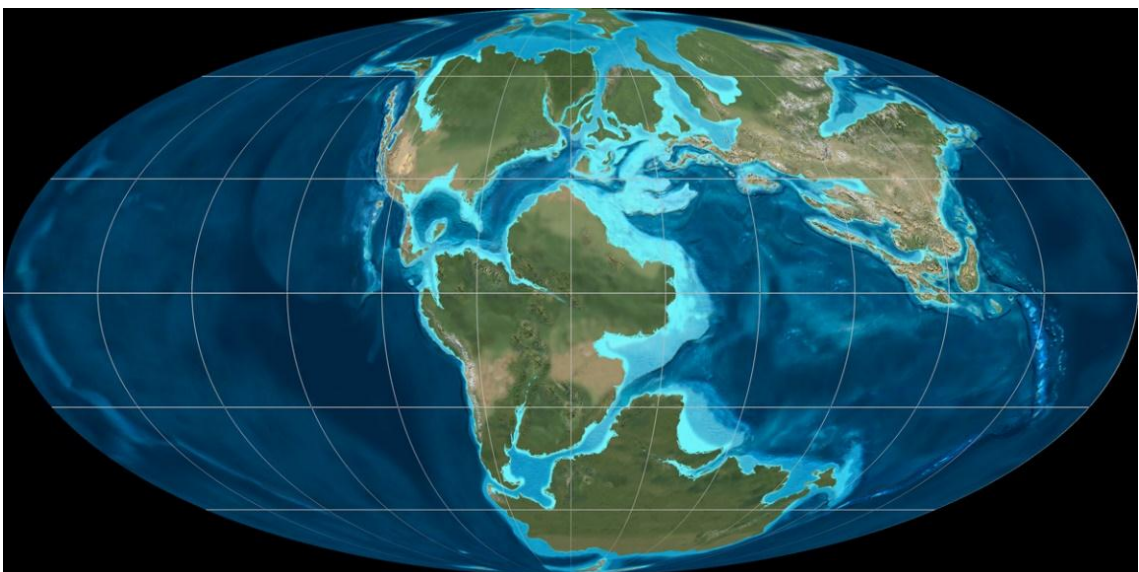


Figura II.2. Distribución de los continentes hace 150 Ma. Durante el Jurásico Superior. Gondwana se fragmenta en África, Sudamérica, India y Antártida/Australia.

Los datos radiométricos en granitos del Macizo de Chiapas y sus relaciones estratigráficas con capas del Paleozoico Superior (López Ramos, 1983) revelan su origen de un complejo batolítico Paleozoico, probablemente dentro de un macizo de arco continental en el cual Chiapas y Yucatán pudieron haber representado fragmentos periféricos del continente que habrían sido abandonados durante la apertura temprana del proto-Atlántico, y posteriormente levantados a lo largo del margen activo de Gondwana en el Paleozoico tardío. Los granitos y granodioritas en las raíces del complejo de arco remanente se comportaron posteriormente como bloques positivos de basamento que influyeron fuertemente en los patrones de sedimentación en el oriente de México (Wilson, 1990).

La sedimentación y el comportamiento estructural de las cuencas pertenecientes al Golfo de México se vieron influenciados por la geometría temprana de los bloques del basamento originada durante la orogenia Allegeniana del Paleozoico tardío, consistente en la colisión de masas continentales (Pindell y Dewey, 1982; Wilson, 1990), Figura II.3. Se presume que en el borde sur del Golfo de México, y por lo tanto en la Cuenca del Sureste, la conformación del basamento tuvo una influencia, casi permanente, en su geometría y sedimentación hasta bien entrado el Neógeno (Johnson et al., 1999), Figura II.4.

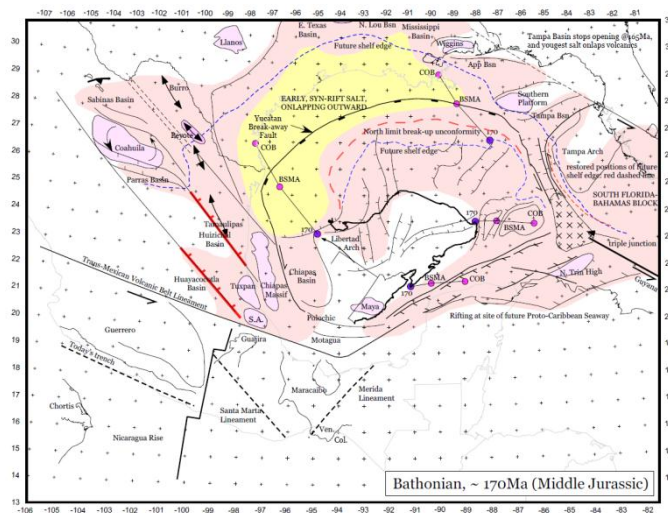


Figura II.3. Mapa del Bathoniano mostrando la evolución del Golfo de México durante el rifting, la formación de corteza oceánica y la ubicación de la Cuenca de Chiapas. Tectonic Analysis and PEP, 2002.

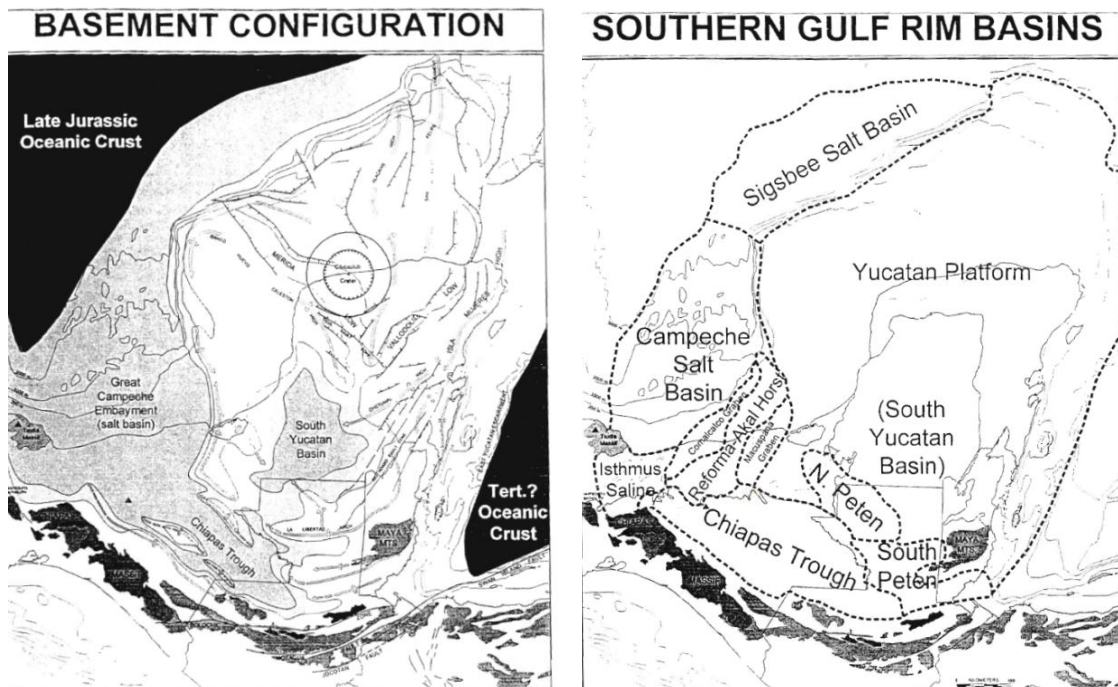


Figura II.5. Ubicación de las cuencas del sur del Golfo de México y configuración del basamento. Johnson *et al.* 1999.

El borde sur del Golfo de México contiene varias cuencas importantes, tanto Mesozoicas como Cenozoicas que se originaron mientras Norteamérica y Suramérica se separaban durante el Mesozoico temprano. Esta red de cuencas incluye cinco depocentros principales, aunque separados por altos de basamento de diferente relieve estructural, están asociados por un origen y tectonoestratigrafía comunes. Incluye las cuencas Bahía de Campeche, Salina del Istmo, Sureste, Chiapas y Petén, todas ellas bordean los flancos sur y occidental de la plataforma carbonatada de Yucatán, Figura II.5. Las cuencas

del Sureste y Campeche son solo las mitades tierra adentro y costa afuera de una misma cuenca mesozoica, que se encuentra dividida por fallas normales neógenas para formar los depocentros de Macuspana y Comalcalco, separados por el alto Reforma-Akal (Villahermosa). El cinturón plegado de Chiapas es el remanente deformado y levantado de la artesa de Chiapas de dirección NW-SE que une a las cuencas del Sureste y Petén en el subsuelo.

Durante el Jurásico medio y hasta el Cretácico inferior, la evolución tectónica y estratigráfica del Golfo de México estuvo regida por eventos eustáticos, dando como resultado secuencias de segundo orden que tienen buena correlación en todo el Golfo (Goldhammer, *et al.*, 1991). Mientras que del Cretácico Superior al Terciario los eventos del margen Pacífico asociado a la tectónica del Caribe controlaron su evolución. El control eustático se vio interrumpido a partir del Albiano Superior-Cenomaniano por el tectonismo ocurrido en el margen Pacífico, ocasionando una clara diferencia en las características estratigráficas y estructurales del Mesozoico y Terciario entre el borde sur y el resto del área del Golfo de México.

Johnson *et al.* (1999) identificaron y describieron siete fases tectónicas con las que interpretan la evolución del sur del Golfo de México, cada una de ellas con sus propios patrones de sedimentación, regidos por el ambiente tectónico prevaleciente en ese tiempo:

Fase 1: Rifting Triásico-Jurásico

Fase 2: Deriva pasiva del Jurásico tardío

Fase 3: Subsistencia térmica del Cretácico temprano

Fase 4: Flexión cortical y colisión de arco de islas del Cretácico tardío

Fase 5: Orogénesis oblicua y relajación del Paleoceno-Eoceno

Fase 6: Transpresión del Eoceno-Reciente

Fase 7: Orogénesis del Mioceno.

Las primeras tres fases registran la creación y subsidencia pasiva de las cuencas asociadas al rift. Las fases posteriores muestran la influencia del

margen activo del Pacífico y sus efectos varían de acuerdo con la ubicación, orientación y geometría de las cuencas individuales.

II.1. FASE 1: RIFTING DEL TRIÁSICO - JURÁSICO

Esta fase define la ubicación y geometría de las cuencas. Los gruesos espesores de sal del Calloviano se depositaron en los bajos generados durante el rift en una amplia área, la distribución de la sal ejerció una fuerte influencia en el desarrollo de trampas y posteriores eventos de redefinición, funcionando como el principal nivel de despegue y como catalizador de la deformación debido a su evacuación y diapirismo.

El relieve del basamento se estableció durante la extensión del Mesozoico temprano. El Macizo de Chiapas era un alto expuesto que alimentó de siliciclásticos a los bajos ubicados al norte. En el área oriental de la Cuenca de Macuspana y al noreste de la bahía de Campeche se formaron otros altos de basamento, como hombros de rift.

Los mismos autores subdividen la estratigrafía pre Cenomaniano en cuatro súper secuencias de segundo orden que previamente habían sido definidas por Goldhammer *et al.*, 1991 para el norte de México:

- Súper secuencia 1 (SS1) – Bathoniano Superior a Kimmeridgiano Inferior
- Súper secuencia 2 (SS2) - Kimmeridgiano Inferior a Berriasiano
- Súper secuencia 3 (SS3) – Valanginiano Superior a Aptiano Inferior
- Súper secuencia 4 (SS4) – Aptiano Inferior a Albiano Superior

SS1: Bathoniano Superior- Kimmeridgiano Inferior

La súper secuencia 1 está caracterizada por la depositación de segundo orden de LST-TST (sistemas de nivel bajo-sistemas transgresivos) que registra la incursión marina inicial y la topografía del rift antes de los 158 Ma. Los grabens y semi grabens cercanos a los altos del basamento recibieron clásticos gruesos de origen continental y fluvial-aluvial del sistema de lowstand de segundo orden que corresponden a la formación Todos Santos, que gradúa echado abajo a sabkhas y anhidritas marinas marginales y hacia el norte a sal

Calloviana, que ocupa el contorno actual total de la artesa de Chiapas (con espesores originales de hasta 1800 metros al norte y oriente) y del borde sur del Golfo.

II.2. FASE 2: DERIVA PASIVA DEL JURÁSICO TARDÍO.

En el Jurásico tardío las márgenes del Golfo de México iniciaron una fase de deriva pasiva, mientras que en el centro de expansión en la parte central del Golfo había creación de corteza oceánica. Durante esta fase de desarrollo de la cuenca se depositaron las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes del borde sur del Golfo.

SS2: Kimmeridgiano inferior-Berriasiano

Las facies del sistema transgresivo son cubiertas por lutitas y calizas arcillosas de aguas profundas del Tithoniano-Portlandiano temprano de la formación San Ricardo, las que registran la inundación regional en condiciones marinas restringidas, anóxicas o disóxicas. Esta facies representa las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes dentro de las provincias del sureste de México.

II.3. FASE 3 SUBSIDENCIA TERMICA DEL CRETÁCICO TEMPRANO

Durante esta fase, el borde sur del Golfo tuvo una subsidencia suave con enfriamiento y carga de sedimentos. La sedimentación estuvo regida por eustacia, evidenciada por las súper secuencias de segundo orden que correlacionan regionalmente.

Después del cese de la expansión del piso oceánico del Golfo y al rompimiento final con América del Sur a lo largo de oriente y sur de Yucatán, la subsidencia a lo largo del borde sur del Golfo fue completamente pasiva. Esta

fase de subsidencia térmica duró cerca de 30 millones de años, durante la mayor parte del Cretácico Temprano y concluyó en el Cenomaniano.

Durante la etapa inicial de la deriva, aún estaban emergidos los altos de basamento continuando la erosión y aportando clásticos a la sedimentación.

En esta etapa se desarrolló un extenso sistema de plataforma carbonatada bordeada por arrecifes alrededor de las márgenes del Golfo de México.

SS3. Valanginiano Superior-Aptiano Inferior

Al sur de la Bahía de Campeche, la rampa carbonatada retrogradacional del Valanginiano es cubierta por sus equivalentes de cuenca, que son carbonatos de rampa externa de aguas profundas a lutitas negras y margas de aguas marinas profundas de la parte alta de la formación San Ricardo.

En la depresión de Reforma-Campeche/noroeste de Chiapas, los lechos marinos de bajo ángulo de la rampa de Chinameca retrogradaron hacia tierra, como lo hicieron las calizas arcillosas y lutitas de aguas marinas profundas de la formación. San Ricardo. Figura II.6.

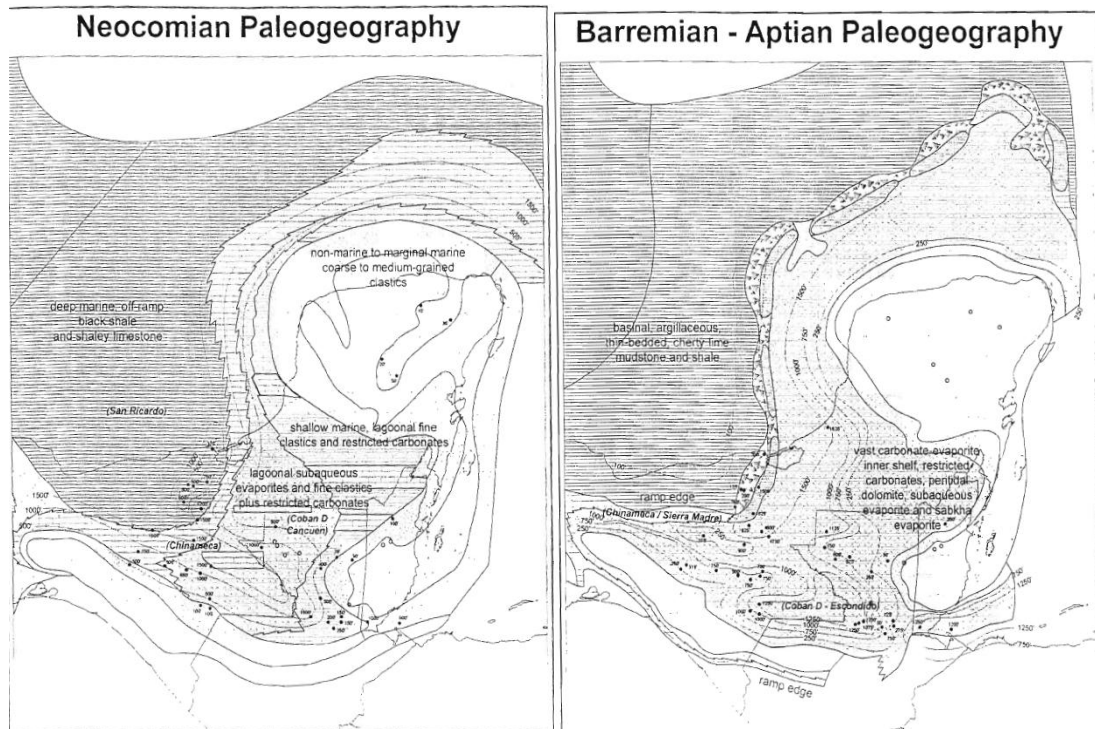


Figura II.6. Paleogeografía del Neocomiano y Barreamiano-Aptiano. Johnson *et al.* 1999.

SS4: Aptiano Medio-Albiano Superior.

Durante el Aptiano-Albiano el sistema de rampa carbonatada evolucionó a una plataforma bordeada por arrecifes, de alto ángulo, teniendo relieve de plataforma a cuenca de varios cientos de metros. Figura II.7. Durante el Albiano, la Plataforma de Yucatán estuvo completamente sumergida. Persistió una zonación lateral de facies de margen pasivo clásico, con una vasta plataforma interna calcáreo-evaporítica pasando hacia carbonatos de plataforma externa, bordeada por el margen arrecifal que circundó la península de Yucatán completa. Este margen de plataforma de relieve alto vertió abundantes detritos hacia el talud externo, que graduaron hacia la cuenca a calizas de aguas profundas.

En este tiempo persistió un borde de plataforma arrecifal de ángulo alto desde el norte de Chiapas y rodeó toda la plataforma de Yucatán. Durante el sistema de alto nivel (HST) de segundo orden la paleogeografía general del borde sur del Golfo permaneció sin cambio; el borde de plataforma del Albiano acumuló 1800 m de material derivado del borde arrecifal. Por este tiempo el paleo relieve de esta enorme plataforma fue de más de 3000 m. El borde de

plataforma del Albiano parece haber agrandado verticalmente y el límite de la super secuencia es marcado localmente por la erosión de la parte superior del sistema de nivel alto (HST).

El límite de esta súper secuencia coincide con la terminación de la fase tectónica de margen pasivo del borde sur del Golfo.

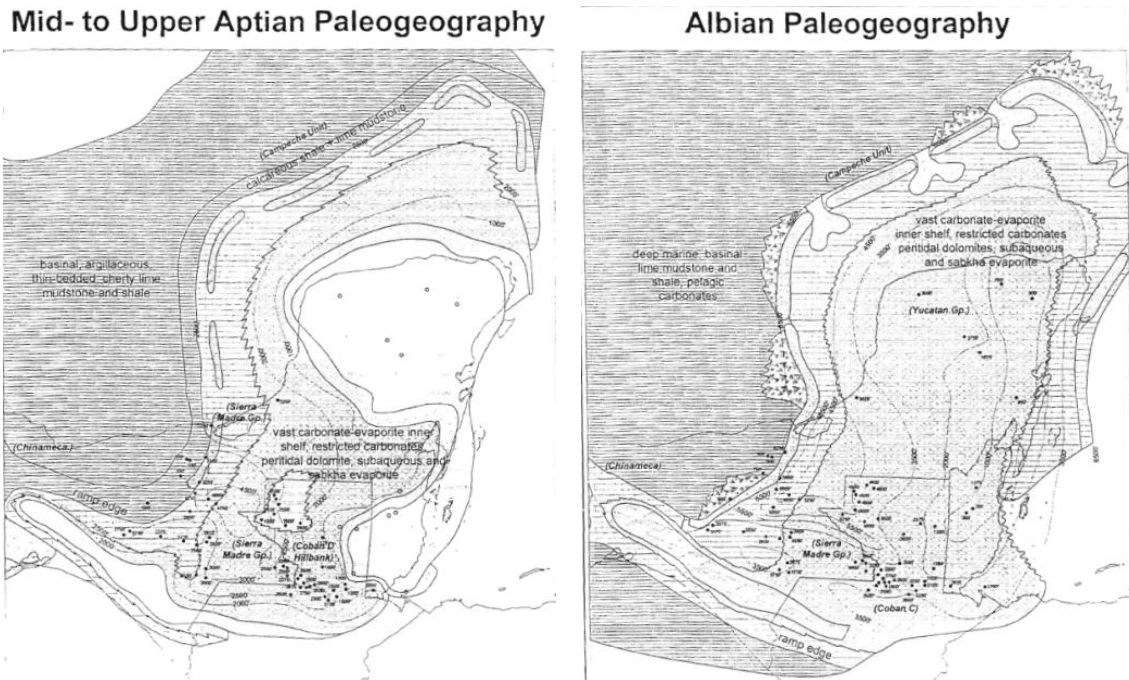


Figura II.7. Paleogeografía del Aptiano medio a superior y Albiano. Johnson et al. 1999.

Desarrollo de la Cuenca Activa (Margen Pacífico)

En el Albiano tardío el borde sur del Golfo comenzó a experimentar la destrucción secuencial (sur a norte) del sector sur del margen pasivo. En este punto, no es posible discutir la estratigrafía en términos de súper secuencias de segundo orden accionadas por la eustacia y que correlaciona a lo largo del Golfo. En vez de eso, la estratigrafía desarrollada es controlada por eventos tectónicos más o menos confinados al sureste de México y sur de Yucatán. Son reconocidos seis límites a 92.5 (Turoniano temprano), 89 (Coniaciano temprano), 84 (Santoniano tardío), 74.5 (Campaniano medio), 66.5 (Maastrichtiano tardío) y 49.5 ma (Eoceno temprano). Y por lo tanto se reconocen seis paquetes estratigráficos o secuencias “limitadas-tectónicamente”.

Los límites de secuencias ocasionados tectónicamente tienen las siguientes características que las distinguen de los límites controlados eustáticamente:

- (1) No ocurren a lo largo del Golfo, ni correlacionan bien con las partes internas o del Pacífico de México;
- (2) Carecen de apilamiento vertical sistemático de facies y de secuencias subordinadas como se identifican en los registros de pozos;
- (3) Siempre están asociadas a erosión importante, sugiriendo deformación y
- (4) Muestran un rango amplio de duración temporal (de 3.5 a 17.5 ma.) y no están necesariamente asociados a caídas eustáticas bien conocidas.

II.4. FASE 4: FLEXIÓN CORTICAL Y COLISIÓN DEL ARCO DE ISLAS DEL CRETÁCICO TARDÍO.

Al final del Albiano el sistema de arco de islas de las Grandes Antillas, con Jamaica y Cuba al sur del eje de la trinchera, estuvo localizado al sur de Yucatán. El arco inició la migración hacia el norte por polaridad inversa desde el Aptiano-Albiano (Draper et al., 1996) e inició la subducción de corteza oceánica de Yucatán (proto Caribe). En el Cenomaniano, el arco de las Grandes Antillas se movió hacia el norte lo suficiente para iniciar el cierre con el sur de Yucatán. La carga aplicada por el movimiento del arco ocasionó levantamiento de una protuberancia flexural que migró hacia el norte a través del banco calcáreo de Yucatán, dejando un rastro de erosión y karstificación observada en los pozos de la región.

Secuencia 1 Albiano tardío-Cenomaniano

Durante el Cenomaniano, el paso inicial de la protuberancia a través del límite sur del bloque de Yucatán ocasionó la reactivación de altos de basamento Triásico-Jurásico. La reactivación flexural del relieve estructural pre

existente causó levantamiento local y erosión de los carbonatos de plataforma del Cenomaniano-Albiano tardío. Se ha postulado que la reactivación del basamento inició la desestabilización y almohadillado de la sal Calloviana cerca de este tiempo. La protuberancia formó una zona amplia, arqueada, con tendencia WSW-ESE de cerca de 200 km de amplitud, cuyo centro es el sur del área de la cuenca de Petén-Montañas Maya. Figura II.8.

En todos los lugares de México y del Golfo de México el nivel alto (HST) del Cenomaniano ahogó los sistemas carbonatados del Albiano, que fueron entonces cubiertos por carbonatos y lutitas de aguas marinas profundas de cuenca. La excepción fue la península de Yucatán, que aumentó alrededor de 1300 m de depósitos de plataforma carbonatada, igual al espesor que se acumuló durante el Albiano.

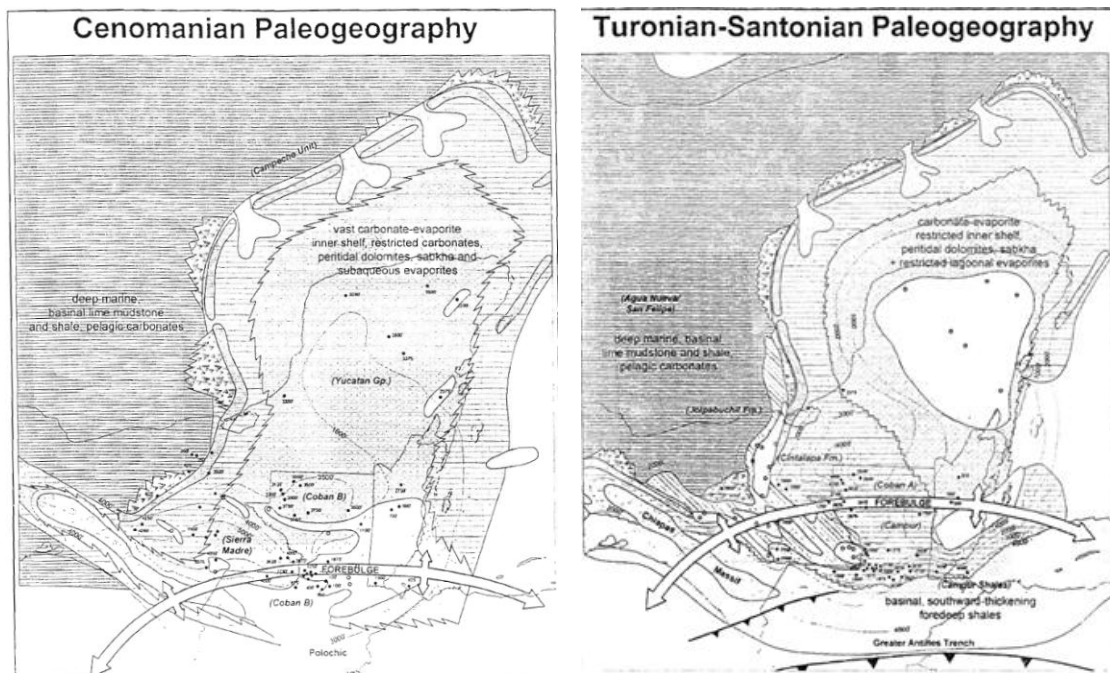


Figura II.8. Paleogeografía del Cenomaniano y Turoniano-Santoniano. Johnson et al. 1999.

Secuencia 2 Turoniano-Coniaciano

Durante el Turoniano-Coniaciano el eje de la trinchera de las Grandes Antillas penetró desde el sur, aproximadamente a 150 Km del límite sur del margen de Chiapas. El área acumuló lutitas marinas profundas que se engrosan al sur. Figura II.8.

Durante este periodo el eje de la protuberancia continuó migrando hacia el norte, consistente con la flexión teórica de la litósfera continental debido a la carga aplicada a un arco en movimiento. Aún persistía un nivel eustático del mar alto en el Turoniano-Santoniano y literalmente todo el Golfo de México y el oriente de México fue ahogado, acumulándose calizas y lutitas de aguas marinas profundas. Otra vez la excepción fue la plataforma de Yucatán que acumuló al menos 600 m de depósitos de plataforma, con cinturones de facies similares a las del Albiano-Cenomaniano.

Cuando la protuberancia pasó hacia el norte, la desestabilización de la sal ocasionó movimientos laterales y verticales. La dispersión de la sal estuvo confinada a los relictos de los bajos de basamento.

A lo largo del borde oriental de Macuspana-Campeche, las calizas de cuenca, de talud y la porción marina del borde de plataforma arrecifal del Albiano tardío-Cenomaniano y Turoniano-Santoniano fueron levantadas, fracturadas, lixiviadas y dolomitizadas. El noroeste de la artesa de Chiapas estuvo acumulando carbonatos de margen pasivo, mientras que el límite sureste estaba siendo ahogado dentro de la antefosa.

Secuencia 3 Coniaciano-Santoniano

La secuencia de 89 Ma. es reconocida en el lado noreste de Reforma-Campeche y en los flancos suroeste y noreste de la cuenca de Macuspana. Se infiere que este límite es el resultado del levantamiento y erosión relacionada a la sal.

En contraste, las cuencas del norte y sur del Petén contiene un registro continuo de depósito, conteniendo tres secuencias de tercer orden de carbonatos y evaporitas de la Cobán A. Sobre la plataforma de Yucatán, los límites de la secuencia 89 Ma reflejan movimientos diacrónicos hacia el norte de la protuberancia y solamente se encuentra en el centro de la plataforma.

Secuencia 4 Campaniano

Durante el Coniaciano-Campaniano, la migración al norte de la protuberancia ocasionó la continua reactivación del basamento, deformación de la sal y levantamiento de la plataforma del Turoniano-Campaniano

Se desarrolló una antefosa durante el Turoniano-Campaniano al sur de las áreas levantadas del sureste de la artesa de Chiapas, la cuenca del norte de Peten y del Boque Maya. El acercamiento del arco desde el sur ocasionó un plegamiento por carga del sur de Yucatán y el desarrollo de una depresión alargada de dirección este oeste de 700 km por 100 km. A lo largo de la charnela del plegamiento, entre la plataforma carbonatada de Yucatán al norte y la antefosa al sur, se desarrolló una zona de 100-150 km de amplitud de carbonatos marinos, profundizándose hacia el sur dentro de la antefosa y graduando al norte a facies de evaporitas de aguas someras de la Cobán A.

A través del Campaniano, el eje del pliegue de la protuberancia continuó su migración hacia el norte, consistente con los modelos teóricos para el plegamiento cortical ocasionado por carga.

En el Golfo de México, los sistemas carbonatados estuvieron ausentes, terminado por el influjo de clásticos derivados del levantamiento Laramide. En la artesa de Chiapas y en el flanco oriental de las cuencas de Macuspana y Campeche, la desestabilización de la sal y los domos amplios continuaron a lo largo del borde delgado de sal, induciendo levantamiento (<150 m) y erosión de la plataforma carbonatada del Campaniano (Angostura) y carbonatos más antiguos.

Secuencia 5 Maastrichtiano

Durante el Maastrichtiano, tuvo lugar la principal colisión entre el límite occidental del arco de islas de las Grandes Antillas y el sur del Bloque de Yucatán.

El margen de plataforma del noreste de la cuenca de Chiapas fue adelgazado, pero se preservaron de 120 a 600 m de talud. La mayor parte de la artesa de Chiapas fue levantada con una erosión de 150 a 300 m a lo largo de la plataforma carbonatada Angostura. El levantamiento de Chiapas fue otra vez asociado al movimiento de la sal, combinado con el incremento de la deformación contraccional del antepaís al oriente.

El levantamiento y erosión de las calizas de plataforma somera Angostura durante el Maastrichtiano fue mínimo, del orden de pocas decenas

de metros. Las cuencas terciarias estuvieron limitadas al sur y oriente por el margen de esta plataforma de cerca de 150 m de espesor y acumularon pocas decenas de metros de brechas de talud en el oriente de Macuspana y sur de Reforma. En otras partes las lutitas y margas de mar abierto (Lutita Méndez) de espesores muy delgados cubrieron las cuencas Terciarias. La plataforma bordeada Angostura cambió de facies hacia el noroeste, a lo largo del límite oriental de la cuenca de Campeche a margen de rampa que circuló el norte de Yucatán. Atrás del borde, 150 m de carbonatos de rampa externa gradúan a carbonatos y evaporitas de plataforma restringida con un desarrollo de 300 km de amplitud del grupo Yucatán.

En este estudio que abarca el Sistema Cretácico, se identificaron y analizaron las secuencias SS3 y SS4 propuestas por Goldhammer en 1991, que corresponden a la fase eustática y las secuencias 1 al 5 de la fase tectónica.

El límite entre las dos fases en el Albiano tardío, se identificó en varios pozos ubicados tanto en la plataforma interna como en la plataforma externa y cuenca, corresponde a un cambio de régimen sedimentario, por lo que consideramos el uso de la división bipartita del Cretácico en términos de época o serie, es decir utilizar solamente Temprano o Inferior y Tardío o Superior, tal como aparece en la Carta Cronoestratigráfica Internacional.

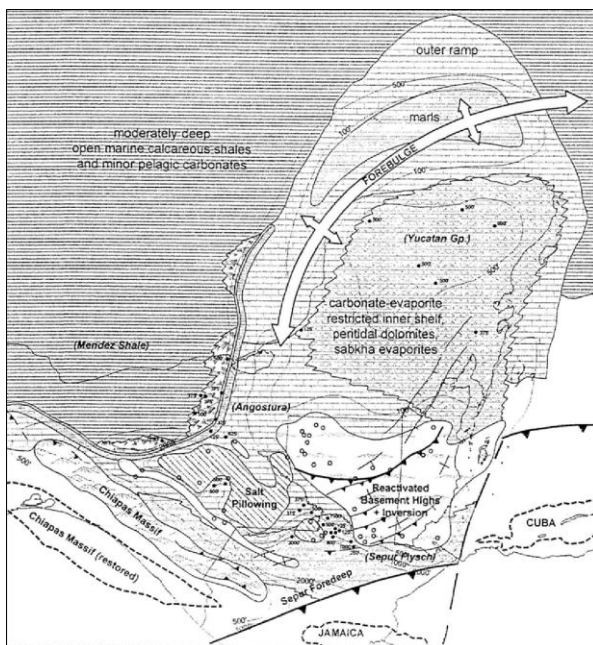


Figura II.9. Paleogeografía del Cretácico Superior Maastrichtiano Johnson et al. 1999.

II.5. FASE 5. OROGÉNESIS OBLICUA Y RELAJACIÓN (~66.5-49.5 MA.).

No se conoce mucho sobre esta etapa, su edad esta poco controlada debido al extenso levantamiento y no-depósito en las porciones tierra-adentro, y la deposición relativamente pobre en las zonas distales del antepaís costa-afuera. Las edades varían de una localidad a otra, debido a que las fases tectónicas precedente y posterior fueron diacrónicas. Este fenómeno destruyó el margen pasivo establecido con anterioridad. La convergencia en el sur de Yucatán provocó plegamientos y cabalgaduras, sedimentación clástica de antefosa y maduración temprana de rocas generadoras locales; mientras tanto el área Reforma-Campeche experimentaba continua sedimentación carbonatada en ambientes distales de antepaís (Figura 2.15).

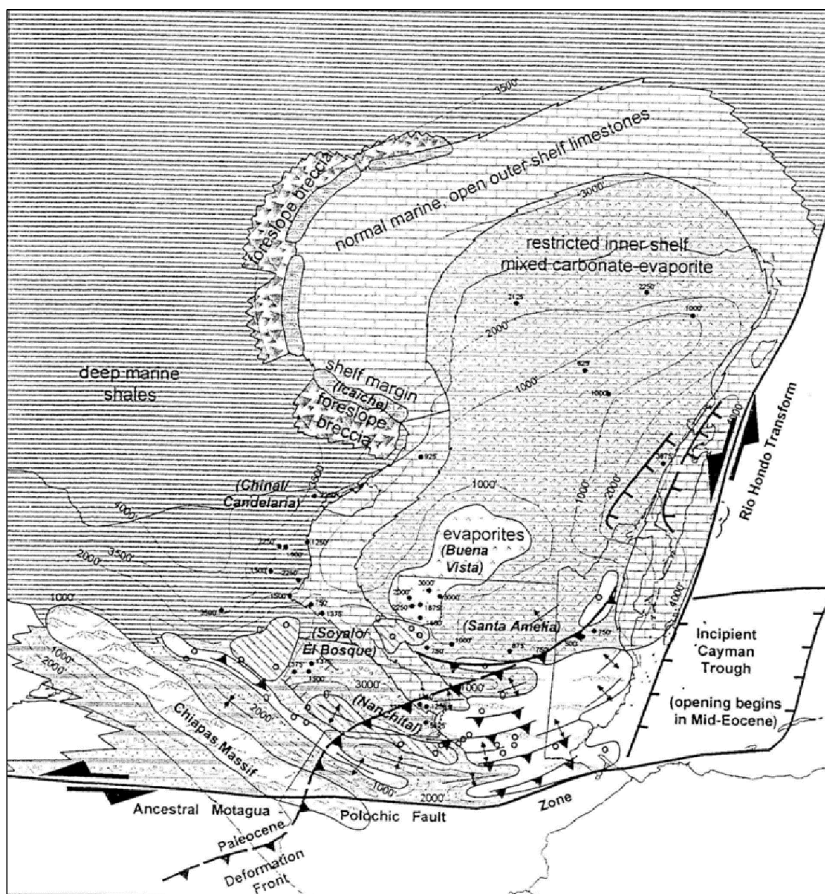


Figura II.10. Paleogeografía del Paleoceno-Eoceno Johnson et al. 1999.

II.6. FASE 6. TRANSPRESIÓN (49.5-25.2 MA.)

La placa del Caribe se desplaza al oriente mediante transpresión sinistral a lo largo del sur de Yucatán, con levantamiento, erosión e influjo de clásticos de *by-pass* en la plataforma distal. Su mejor expresión en las cuencas de Chiapas y Petén es un incipiente cinturón de pliegues y cabalgaduras provocado por el movimiento al noreste del macizo granítico de Chiapas (Figura 2.16). En Chiapas el levantamiento y erosión fueron importantes, depositándose en las depresiones estructurales locales los clásticos no marinos formación El Bosque) a litorales-marino- proximales (formación Depósito). En las cuencas Terciarias, se depositaron grandes cantidades de lutitas de aguas profundas intercaladas con arenas turbidíticas y de abanicos submarinos de La Laja. Se ha reconocido un importante hiatus a 25.2 Ma en las Cuencas Terciarias, separando las lutitas de antefosa de mares profundos del Oligoceno de los clásticos de la formación Depósito del Mioceno.

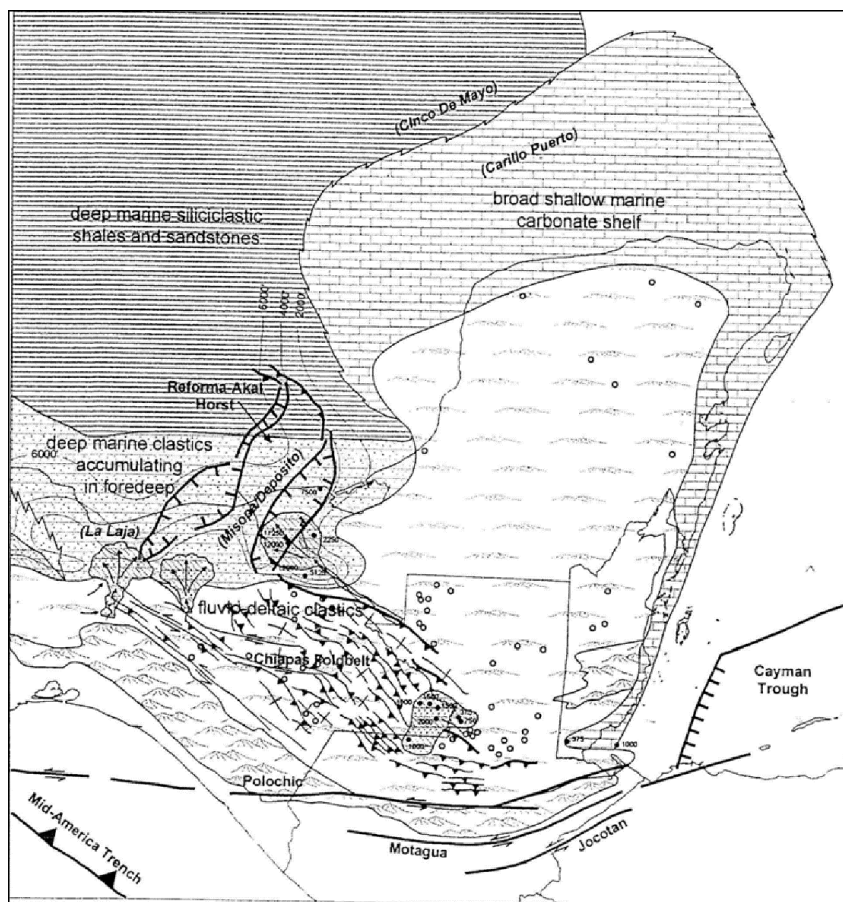


Figura II.11. Paleogeografía del Oligoceno-Mioceno.

II.7. FASE 7. OROGÉNESIS (~25 MA. – PRESENTE).

La evolución de la cuenca a lo largo del borde sur del Golfo de México culminó con un evento orogénico mayor que aumentó su intensidad durante el Mioceno. Este evento de deformación y la sedimentación resultante tuvo un efecto dramático en la prospectividad de la región. Las principales trampas estructurales del área Reforma-Campeche fueron creadas por compresión en el subsuelo, ellas fueron sepultadas por el influjo masivo de sedimentos clásticos del Neógeno tardío derivados del cinturón redefinido y expuesto al sur. Espesores más gruesos de sección equivalente se acumularon en los bajos estructurales adyacentes, propiciando una rápida maduración de las rocas generadoras y creando un vigoroso y activo sistema de carga. Este enorme depocentro progradante hacia el norte fue también responsable de la gran movilización de sal, creando trampas asociadas a la evacuación, diapirismo y despegue a nivel de cuenca y fallamiento en el talud. En el cinturón expuesto probablemente se redujo la prospectividad debido al levantamiento y erosión, frenando la maduración de las rocas generadoras y fragmentando las trampas.

III. ANTECEDENTES DE LA ESTRATIGRAFIA DE SECUENCIAS

La estratigrafía secuencial ha renovado los métodos del análisis estratigráfico por tal motivo en este capítulo se hace una revisión de los conceptos así como un análisis de cómo responden los carbonatos a las variaciones del nivel del mar dependiendo de la geometría de la plataforma.

III.1. CONCEPTOS BÁSICOS DE LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.

Desde sus principios en la década de 1970, la estratigrafía de secuencias se ha desarrollado dentro del enfoque fundamental para la comprensión y predicción de la distribución de los cuerpos sedimentarios. Utilizando este enfoque, los patrones de apilamiento de los estratos son analizados dentro de un marco temporal. Los patrones de apilamiento de los estratos evolucionaron en respuesta a la interrelación de acomodo (espacio disponible para llenar de sedimentos) y sedimentación; refleja la combinación de las tendencias de sedimentación que incluyen progradación, retrogradación y agradación. Por lo que la estratigrafía de secuencias es un enfoque estratigráfico basado en procesos genéticos.

La estratigrafía de secuencias es una metodología de trabajo que enfatiza la importancia de las interrupciones en el registro estratigráfico para la definición de secuencias. También es un procedimiento analítico que proporciona un marco para las unidades estratigráficas y las superficies limitantes relacionadas a su origen. El enfoque de estratigrafía de secuencias produce patrones de depósito a través del análisis del orden en el cual los estratos fueron depositados y explica las relaciones geométricas de las capas sedimentarias y los elementos formados por los estratos.

La metodología de estratigrafía de secuencias da excelentes resultados cuando la información precede de múltiples conjuntos de datos, como es información sísmica, afloramientos, núcleos, registros de pozos, análisis

bioestratigráficos y geoquímicos. Cada conjunto de datos aporta diferentes puntos de vista en relación con las tendencias y patrones de depositación.

La información sísmica proporciona una visión regional y continua de los ambientes deposicionales a expensas de la resolución sísmica vertical, mientras que los afloramientos, núcleos y registros de pozos proporcionan un detalle de los sistemas de depósito que si se logran integrar pueden dar un panorama muy bueno y predictivo de las secuencias estudiadas.

La fortaleza de la metodología de estratigrafía de secuencias es el énfasis en observaciones básicas, que incluyen: los tipos de facies (lito-, bio-, quimio-); la naturaleza de los contactos estratigráficos (conformable, discordante); el patrón de apilamiento vertical de facies deposicionales (tendencias); la variabilidad de los cinturones de facies; terminación de los depósitos; y geometrías de los estratos. Cada una de estas observaciones básicas puede proporcionar información crítica para la colocación de superficies estratigráficas y la definición de los conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts). La oportunidad de recoger toda esta información puede depender del tipo de datos disponibles y la escala de observación.

El apilamiento vertical de los conjuntos de parasecuencias puede ser clasificado como progradacional, retrogradacional y agradacional (Van Wagoner et al, 1990; Figura III.1), y se define sobre la base de las relaciones observadas de facies verticales. Por ejemplo, en un patrón de apilamiento progradacional estratos sucesivamente más jóvenes contienen litologías indicativas de facies más proximales que los estratos subyacentes. Además de la observación de los cambios verticales en comparación con las tendencias proximal distal, la comprensión de la variabilidad sedimentológica de los cinturones de facies también ha avanzado al nivel que esta debe ser considerada en la construcción de un marco estratigráfico secuencial.

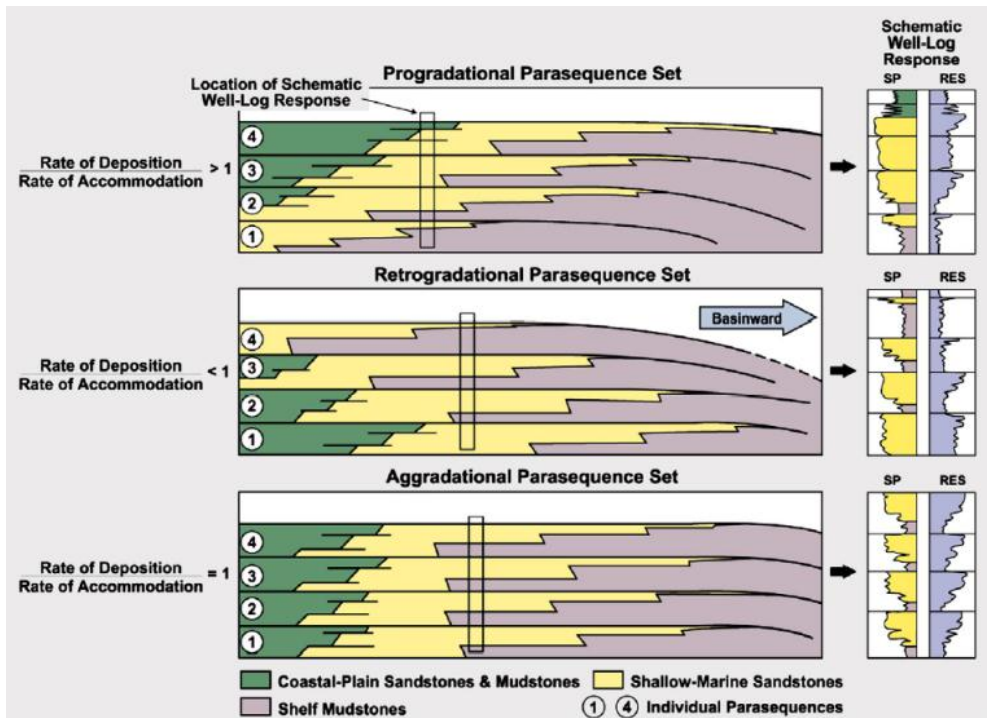


Figura III.1. Apilamiento vertical de series de parasecuencias. Van Wagoner et al., 1990.

Las terminaciones de los estratos fueron definidas originalmente por Mitchum et al. 1977, cuando interpretaron perfiles sísmicos. Cuatro terminaciones de estratos pueden ser usadas para identificar superficies de estratigrafía de secuencias, dos ocurren sobre una superficie (onlap y downlap) y dos ocurren bajo una superficie (truncación y toplap) Figura III.2. Tales terminaciones son útiles en la interpretación de tendencias deposicionales y en conjuntos de sistemas de depósito (systems tracts).

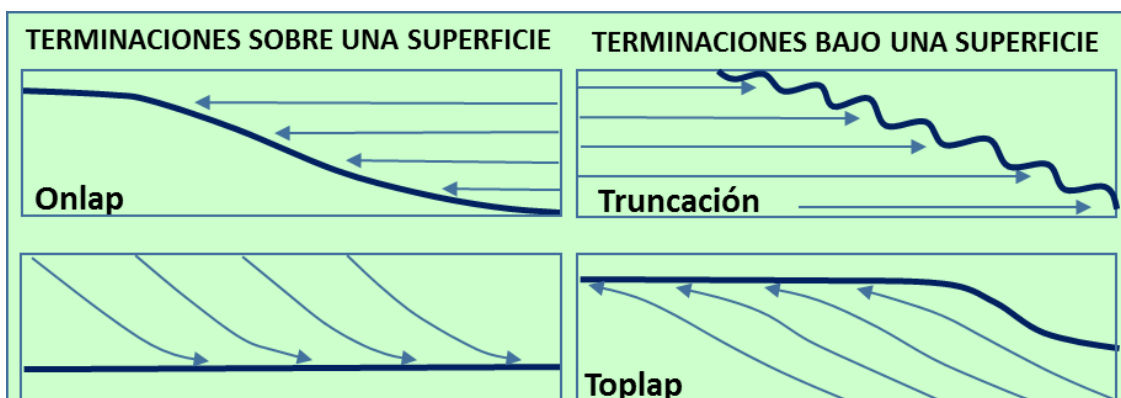


Figura III.2. Terminación de los estratos que pueden observarse arriba o debajo de una superficie estratigráfica en secciones sísmicas y en afloramientos. Mitchum y Vail, 1977.

Las geometrías de los estratos junto con las terminaciones, pueden ser usadas para definir superficies y systems tracts, y también para inferir condiciones de acomodamiento al tiempo del depósito. Un elemento geométrico clave a ser observado es el quiebre de la paleo plataforma y su migración en el tiempo. La migración del quiebre de la paleo plataforma es usada para interpretar cambios en el acomodamiento sobre la plataforma. Un paquete progradante sigmoidal muestra paralelismo con los segmentos de los estratos superiores indicando un crecimiento continuo (agradación) durante la progradación y un ascenso gradual de la trayectoria del quiebre de la plataforma (Figura III.3). Esto implica acomodamiento durante la progradación. Un paquete progradante oblicuo muestra terminaciones bajo la superficie en la cima y terminaciones sobre la superficie en la base y una trayectoria más horizontal del quiebre de plataforma. Este tipo de progradación está caracterizado por la ausencia de terminaciones e indican poco o nulo acomodamiento de la plataforma durante la progradación. Inferencias similares en términos de acomodamiento disponible son también permitidas por las observaciones de cambios en la trayectoria del quiebre dentro de una sección estratigráfica.

Una geometría sigmoidal indica acomodamiento positivo en la plataforma durante la progradación, mientras que una progradación oblicua indica poco o ningún acomodamiento en la plataforma durante la progradación.

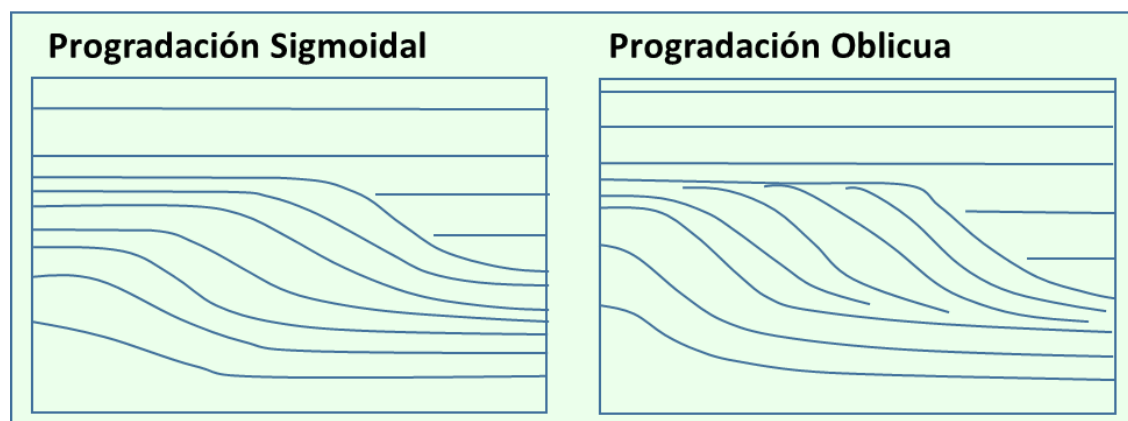


Figura III.3. Geometrías de estratos asociadas a un sistema de plataforma-talud progradante, Mitchum y Vail, 1977.

Basada en tales observaciones, la metodología de estratigrafía de secuencias puede ser resumida en cuatro etapas: (1) observación de las tendencias de apilamiento y terminaciones de estratos; (2) uso de los patrones de apilamiento y/o patrones de terminaciones de estratos para delinear superficies de estratigrafía de secuencias; (3) usar superficies, patrones de apilamiento y geometría de estratos para identificar systems tracts; (4) usar superficies y systems tracts para definir las secuencias estratigráficas.

Un marco de estratigrafía de secuencias puede consistir de tres diferentes tipos de unidades de secuencias estratigráficas, nombradas: secuencias, systems tracts y parasecuencias. Cada tipo de unidad es definida por relaciones de facies específicas, patrones de apilamiento de estratos y superficies limitantes. La definición de estas tres unidades es independiente de las escalas temporal y espacial y de los mecanismos de formación.

III.1.1. Secuencias.

El concepto de secuencia fue definido originalmente como una unidad estratigráfica limitada por discordancias, Sloss *et al.* (1949). El término fue redefinido en un contexto de estratigrafía sísmica, como "una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitados por discordancias o sus concordancias correlativas" (Mitchum, 1977)

El desarrollo subsecuente de los enfoques de secuencias estratigráficas condujo a la diversificación de enfoques y la definición de varios tipos de secuencias: secuencia depositacional, limitada por discordancias subaéreas y sus concordancias correlativas marinas (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1990; Hunt and Tucker, 1992); secuencias estratigráficas genéticas limitadas por superficies de máxima inundación (Galloway, 1989) y secuencias transgresivas-regresivas también referidas como ciclos T-R, limitados por superficies de máxima regresión (Johnson *et al.*, 1985). La secuencia T-R posteriormente fue redefinida por Embry y Johannessen (1992) como una unidad limitada por superficies compuestas que incluyen la

discordancia sub aérea y la porción marina de la superficie de máxima regresión.

Una secuencia depositacional se forma durante un ciclo completo de acomodo, que involucra tanto incremento como decremento en el espacio disponible para el llenado de sedimentos. La formación de los límites de las secuencia depositacionales requiere periodos de acomodo negativo.

La formación de secuencias estratigráficas genéticas depende del desarrollo de las superficies de máxima inundación, que se forman durante el acomodo positivo. Una secuencia estratigráfica genética se puede formar durante un ciclo completo de cambio en el acomodo, como en el caso de la secuencia depositacional, pero también se puede formar durante periodos de acomodo positivo en respuesta a las fluctuaciones en la tasa de creación de acomodo y/o suministro de sedimentos. Las superficies de máxima inundación pueden incluir porciones discordantes expresadas como “superficies de hiatus preservadas como discordancias marinas” (Galloway, 1989). Estas discordancias se pueden desarrollar sobre la plataforma y talud debido a la inestabilidad del borde de plataforma, erosión y a la falta de sedimentos durante la transgresión.

La secuencia original T-R de Johnson and Murphy (1984) depende del desarrollo de las superficies de máxima regresión, que se forman durante tiempos de acomodo positivo. Como en el caso de las secuencias estratigráficas genéticas, este tipo de secuencia se puede formar durante un ciclo completo de cambio en el acomodo, pero se pueden formar también en periodos de acomodo positivo como resultado de fluctuaciones en las tasas de acomodo y/o suministro de sedimentos. En contraste, la secuencia T-R de Embry y Johannessen (1992) es dependiente de acomodo negativo, ya que requiere una discordancia sub aérea en el límite de secuencia.

El concepto de secuencia fue re definido como “una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio en el suministro de sedimentos” (Catuneanu *et al.*, 2009). Esta definición es genérica, dependiente del modelo y abarca todo tipo de secuencias que pueden desarrollarse a cualquier escala espacial o temporal. Es flexible ya que uno puede elegir iniciar

y terminar un ciclo de acomodo o de influjo de sedimentos en cualquier punto; sin embargo, se requiere consistencia interna del enfoque.

Las secuencias de escala grande (baja frecuencia) consisten de secuencias de escala pequeña apiladas (alta frecuencia). El patrón de apilamiento de las secuencias de alta frecuencia define los systems tracts de las secuencias de escala mayor.

III.1.2. Systems Tracts

Un systems tract es “un conjunto de sistemas depositacionales contemporáneos, que forman la subdivisión de una secuencia” (Brown y Fisher, 1977). La definición de un systems tract es independiente de las escalas espacial y temporal. La arquitectura interna de un systems tract puede variar mucho con la escala de observación, desde una sucesión de facies (en el caso de secuencias de alta frecuencia originadas por fuerzas orbitales) a una serie de parasecuencias o una serie de secuencias de más alta frecuencia.

Un systems tract consiste de una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitados por superficies estratigráficas concordantes o discordantes.

Los systems tracts son interpretados en base a los patrones de apilamiento de los estratos, posición dentro de la secuencia y tipo de superficies limitantes. (Van Wagoner *et al*, 1990; Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier y Allen, 1999).

III.1.3. Superficies identificadas en Estratigrafía de Secuencias

Discordancia Subaerea: (Sloss et al, 1949) Una discordancia que se forma en condiciones subaérea, como resultado de la erosión fluvial o de derivación, pedogénesis, la degradación del viento, o la disolución y carstificación. Los términos alternativos incluyen: discordancia de Lowstand

(Schlager, 1992); superficie regresiva de la erosión fluvial (Plint y Nummedal, 2000); y fluvial atrincheramiento o superficie de incisión (Galloway, 2004).

Conformidad correlativa: (sensu Posamentier et al, 1988; Posamentier y Allen, 1999): Una superficie estratigráfica que marca el cambio en los patrones de depositación de la regresión normal del Highstand a la regresión forzada. En el entorno de aguas profundas, esta conformidad correlativa se coloca normalmente en la base del complejo de abanicos submarinos de la cuenca. Cuando no se conserva offlap, esta superficie marca el cambio de un aumento (upstepping) a una disminución (peldaños descendentes) en la elevación de las facies costeras. Debido al cambio en el alojamiento fluvial de positivo a negativo en el inicio de la regresión forzada, este tipo de conformidad correlativa puede estar marcada por un aumento en el tamaño medio de grano durante la continuación de la progradación. Los términos alternativos incluyen la "superficie basal de regresión forzada" (Hunt y Tucker, 1992).

Superficie regresiva de la erosión marina: (Plint, 1988): una superficie de erosión subacuático que se forma por medio de la acción de las olas en la etapa regresiva. La superficie regresiva de la erosión marina se asocia comúnmente con la regresión forzada, aunque también se puede formar en condiciones de alta energía de regresión normal, particularmente donde la trayectoria costa es horizontal o el aumento en un ángulo bajo (Helland-Hansen y Martinsen, 1996). Los términos alternativos son: superficie ravinement (Galloway, 2001b); onda regresiva ravinement (Galloway, 2004).

Superficie de máxima inundación: (Frazier, 1974; Posamentier et al, 1988; Van Wagoner et al, 1988; Galloway, 1989..): Una superficie que marca un cambio en la línea en la trayectoria de la línea de costa de la transgresión a la regresión normal del Highstand. Es comúnmente un 'superficie downlap' en entornos de aguas poco profundas, donde la línea de costa prograda en el Highstand sobre la cima de las secciones condensadas transgresivas. Los términos alternativos son: superficie transgresiva final (Nummedal et al, 1993); superficie de máxima transgresión (Helland-Hansen y Gjelberg, 1994); máxima de la superficie transgresiva (Helland-Hansen y Martinsen, 1996).

Los criterios que pueden ser utilizados para identificar cada superficie en estratigrafía de secuencias incluyen: el contacto conformable contra la naturaleza discordante; los sistemas deposicionales por debajo y por encima del contacto; las tendencias deposicionales por debajo y por encima del contacto; los tipos de sustratos, asociación de ignofacies con el contacto y las terminaciones de estratos asociados con el contacto.

No todos los tipos de superficies de secuencias estratigráficas se forman en cada ambiente de depósito. Las superficies que involucran procesos marinos como las concordancias correlativas, las superficies de erosión transgresiva y la superficie regresiva de erosión marina están ausentes en los ambientes no marinos. Igualmente, las superficies que involucran erosión sub aérea como la discordancia sub aérea están ausentes en ambientes de aguas profundas.

III.1.4. Jerarquía de las secuencias.

Vail *et al.*, 1977, propusieron una clasificación empírica de las secuencias estratigráficas utilizando rangos de orden, basadas en su duración. Esta clasificación es muy conocida, pero mientras más se conoce sobre las secuencias y sus mecanismos de generación, se vuelve menos satisfactoria. Algunos autores consideran que esta jerarquía puede ser poco más que una subdivisión arbitraria de una estratigrafía continua. Schlager (2004) considera que las secuencias son auto similares en un amplio rango de escalas, de naturaleza fractal. Estas conclusiones pueden ser aplicables a las secuencias generadas tectónicamente, pero los ciclos de Milankovitch pueden dar modos discretos en la distribución de la duración de las secuencias, aunque con poco cambio sobre el tiempo geológico.

Las subdivisiones jerárquicas con frecuencia son arbitrarias y definidas por acuerdos comunes entre los usuarios de cada estudio. Por lo que cualquier modelo de trabajo para un sistema jerárquico puede ser específico a la cuenca. Este enfoque proporciona una solución empírica y flexible a un problema para

el que no hay una metodología universalmente aplicable y aceptada para la definición de jerarquía, Catuneanu *et al*, 2010.

III.2. CARACTERÍSTICAS DE LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS.

Las plataformas carbonatadas son similares a las siliciclásticas ya que ambas son construidas por procesos depositacional y erosional actuando por debajo de los controles ejercidos por eustacia, subsidencia tectónica, tasa de sedimentación y el clima. Los primeros tres controles interactúan regulados por el nivel relativo del mar, a su vez sus variaciones producen muchos de los patrones de estratos y facies en las secuencias depositacionales, así como variaciones en la morfología o tamaño y geometría de las plataformas carbonatadas.

Durante las últimas décadas, modelos de facies de rampas carbonatadas (AHR, 1973; Read, 1985), plataformas (Wilson, 1975; Lee, 1985), y los ajustes de Cratón (Irwin, 1965; Shaw, 1964) se han utilizado habitualmente para describir e interpretar relaciones laterales de facies en las plataformas carbonatadas antiguas (Figura III.4). Ellos ofrecen una representación estática de una plataforma carbonatada al describir un patrón de distribución idealizada de facies y paleoambientes, por lo general durante un instante de tiempo y en ausencia de cambios relativos del nivel del mar.

Para realizar un análisis detallado de estratigrafía de secuencias en ambientes carbonatados es necesario tomar en consideración varios factores, los cuales servirán para entender cuáles son los diferentes procesos involucrados en el desarrollo de las plataformas carbonatadas.

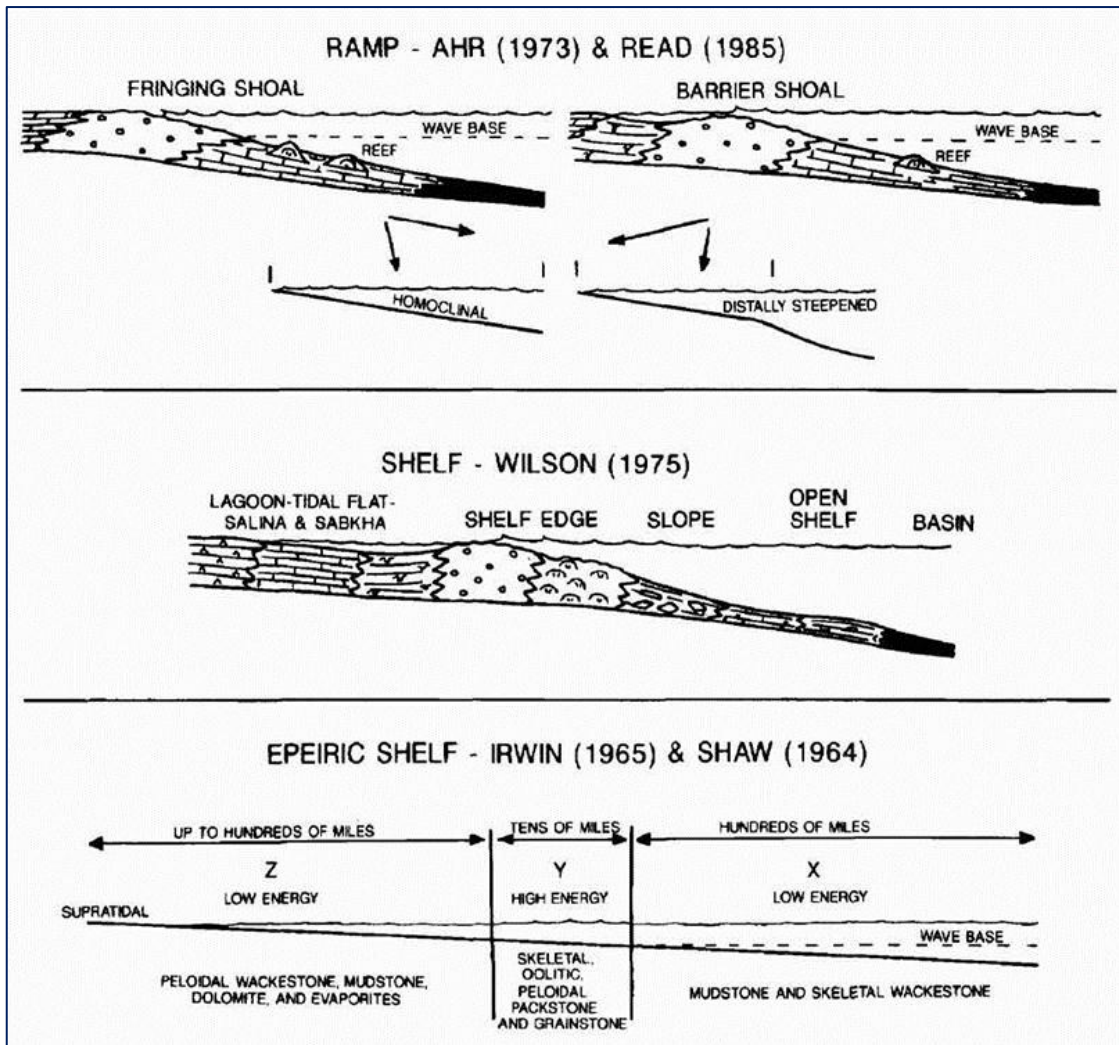


Figura III.4. Modelos estándar de facies de rampas, plataformas bordeadas y mares epicontinentales que son una representación estática de las plataformas carbonatadas.

III.2.1. Fábrica de Carbonatos.

La habilidad de la fábrica de carbonatos para generar sedimentos, está basada en la interacción de la latitud, temperatura, salinidad del agua, intensidad de la luz del sol, turbidez del agua, circulación, PCO_2 y abastecimiento de nutrientes.

La fábrica de carbonatos opera en aguas cálidas entre las latitudes 30° Norte y Sur con aguas marinas claras y que la profundidad no exceda los 100 metros pero la producción más rápida es alrededor de los 10 metros. Los

sedimentos producidos son principalmente de organismos phototropicos, chlorozoan o chloroalgal y no phototropicos. Para el desarrollo saludable de los corales y algas verdes la temperatura anual máxima y mínima debe estar entre los 15° y 26 ° C. Los granos no esqueletales u ooides y peloides, así como lodo carbonatado derivan de la desintegración de algas calcáreas y precipitación directa. Los ooides tienden a formarse solo en aguas someras (< 2 metros), en aguas agitadas donde el oleaje diario y la actividad de las corrientes son altos.

En mares polares la fábrica de carbonatos es producida por algas rojas y organismos no phototropicos como los foraminíferos, moluscos, briozuarios, equinodermos entre otros.

La producción de sedimentos y tasa de sedimentación es grande en plataformas carbonatadas tropicales como se observa en el siguiente resumen:

1. La tasa de acumulación de sedimentos del Holoceno puede exceder la eustacia-glaciación del ascenso del nivel del mar del Holoceno (30 a 700 cm por año).
2. La tasa de acumulación de las plataformas antiguas es de (< 1 – 50 cm por año).
3. La tasa de acumulación del Holoceno indica un alto espacio de acomodo en conjunto con un rápido ascenso del nivel del mar.
4. Las plataformas carbonatadas producen más sedimentos del que puede ser acomodado en su cima y los sedimentos son depositados en el talud como resultado de la progradación.
5. Mientras que el promedio de crecimiento potencial de un arrecife es de 100 cm por año. De ahí el significado de las variaciones entre ambientes. Los márgenes de arrecifes someros pueden acumular hasta 2000 cm por año, mientras que las arenas de ooides marginales tienen una tasa de 50-200 cm por año.
6. La tasa de acumulación de los arrecifes decrece con la profundidad.
7. La progradación de sedimentos arcillosos durante el Highstand ha dejado tasas de acumulación de hasta 200-270 cm por año en profundidades de 245 a 300 metros sobre los flancos de la plataforma.
8. La acumulación de sedimentos promedio es de 2.5 cm por año.

9. Tasas de acumulación de sedimentos localmente altas son posibles en plataformas templadas.

III.2.2. Clima.

El clima es una medida de la temperatura del aire, precipitación, humedad atmosférica y viento, ayudan a determinar las condiciones del agua (salinidad, temperatura del agua y circulación) y de aquí la naturaleza de la fábrica de carbonatos (tropical o templada), y los tipos de sedimentos carbonatados producidos. El clima ayuda a determinar los tipos de sedimentos que pudieran haber sido depositados en una secuencia estratigráfica. Por debajo de condiciones áridas y circulación restringida los sedimentos evaporíticos pueden ocurrir, así como influencia de terrígenos en condiciones de climas húmedos.

III.2.3. Marco Tectónico y Subsistencia.

Sin subsistencia la acumulación, depositación y preservación de sedimentos carbonatados puede no ocurrir en el mismo lugar de su origen. La subsistencia puede ocurrir por enfriamiento termal, adelgazamiento de la corteza y por carga, esta juega un rol importante con la eustacia incrementando el espacio disponible para la sedimentación marina. La probabilidad de preservación ayudada en márgenes pasivos o intraplacas. El marco tectónico ayuda a establecer lo siguiente:

1. La localización, elevación y extensión areal alrededor del terreno que pueden proveer parte o todos los sedimentos detríticos que contribuyen al relleno de la cuenca.
2. La geometría del basamento de la subsistencia de la cuenca.
3. La geometría inicial de los sitios de sedimentación de carbonatos marinos someros.
4. La extensión y estilo de la influencia marina.

III.2.4. Unión al Continente.

Las plataformas pueden ser aisladas o pueden estar ligadas a lo largo de las masas continentales como un continente o una gran isla. Las plataformas se desarrollan sobre bloques altos a lo largo de los márgenes continentales, también se pueden formar en placas oceánicas sobre volcanes.

III.2.5. Morfología.

Las plataformas carbonatadas pueden asumir tres diferentes perfiles morfológicos: 1) rampa homoclinal o rampa homoclinal distalmente escarpada; 2) plataforma bordeada y 3) plataforma no bordeada (Figura III.5).

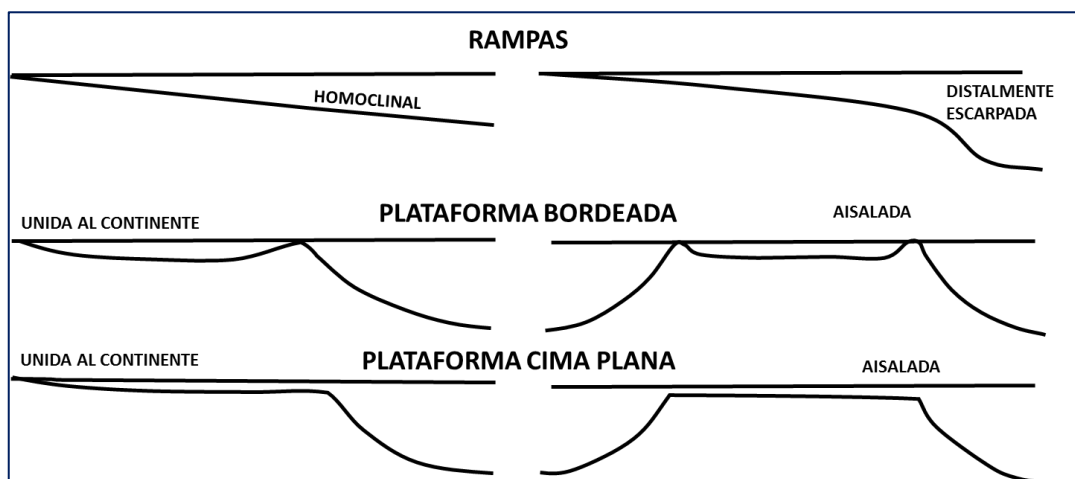


Figura III.5. Perfiles morfológicos de las plataformas carbonatadas, Handford y Loucks, 1993.

III.2.5. Ancho y Circulación.

Las plataformas carbonatadas tienen una gran variabilidad en cuanto a su anchura puede ser de unos kilómetros hasta $\gg 100$ km. La circulación es responsable de entregar aguas marinas claras a las plataformas carbonatadas y puede ser dominado o influenciado por tormentas, por olas y dirección de las corrientes en plataformas someras. Las mareas y las olas son uno de los más importantes procesos físicos y son dependientes del tamaño, forma y batimetría de la cuenca marina.

III.2.6. Sistema Depositacional y Litología.

Las plataformas carbonatadas comprenden la mayoría de los sistemas depositacionales, todos conteniendo factores como clima, morfología, anchura, circulación y orientación del margen.

La apreciación de la litología es críticamente importante para el entendimiento del análisis de las secuencias estratigráficas. Los patrones son generalmente litologías mezcladas especialmente en plataformas unidas al continente. Existen plataformas compuestas enteramente de carbonatos pero la mayoría tiene variaciones de sedimentos siliciclásticos y evaporíticos. La variación de la litología expresada en plataformas modernas y antiguas nos da un record de la historia depositacional y es un indicador importante de cómo una plataforma responde a las variaciones relativas del nivel del mar. Por ejemplo “estratos siliciclásticos dispersos con interrupción de la plataforma de carbonatos, a menudo significa una caída del nivel del mar o stillstand del nivel del mar y un límite de secuencia”. Por el contrario en una plataforma clástica con presencia de carbonatos indica condiciones netamente transgresivas.

La depositación de evaporitas requiere de condiciones específicas más selectivas como es Eustacia, Tectónica, Geoquímica y condiciones climáticas. La **depositación de evaporitas dispersas o bandeamiento subacuosa** a través de la plataforma probablemente requiere que la depositación haya sido en condiciones aisladas del mar abierto por alguna barrera.

III.2.7. Variaciones de la Geometría de los estratos.

Algunos para comparar y contrastar la geometría de los estratos abordan dos tipos de rocas, formadas en respuesta de depositación y erosión. La tendencia de los sedimentos carbonatados para crear topografía depositacional y por disolución, erosión de carbonatos para crear topografía Karst de ahí la posibilidad de la estratigrafía sísmica para diferenciar la estratificación. Sin embargo esta puede no ser visible por la resolución sísmica.

La capacidad de los sedimentos carbonatados para 1) generar y acumular sedimentos in situ, como acumulaciones, 2) transportado y depositado como clástico con un arreglo de fracturas, 3) para ser erosionado subaéreamente o químicamente por disolución. Estos comúnmente resultan en partículas únicas depositadas en asociaciones de patrones de estratos (Figura III.6).

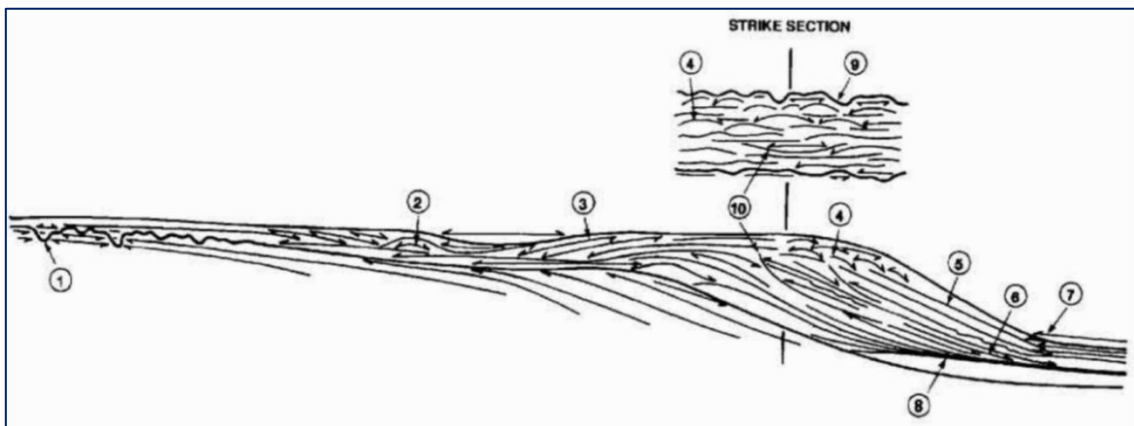


Figura III.6. Representación idealizada de los tipos comunes de los patrones de deposición de gran escala a través de las plataformas carbonatadas, muchas de las cuales son sísmicamente resoluble. Refiérase al texto para su discusión. (1) truncamiento relacionados con el Karst y relleno de onlap; (2) los montículos de la plataforma que tiene downlap en sus bases y se onlapan / downlapan en sus márgenes; (3) cliniformas de carbonato progradante a lo largo de los márgenes de sotavento de bordes de la plataforma; (4) hummocky inclinados de montículos lenticulares (biohermas a lo largo de los bordes la plataforma y en las zonas del talud; (5) talud depositacional hasta y excediendo el ángulo de reposo; (6) cliniformas con terminación downlap en el pie de talud; (7) alternancia downlap – onlap; (8) cliniformas que pueden simplemente converger por adelgazamiento; (9) Valles de incisión sobre la plataforma como límite de secuencia o sin secuencia(10).

III.3. RESPUESTA DE LAS PLATAFORMAS CARBONATADAS A LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR.

Las secuencias carbonatadas y systems tracts están gobernadas por procesos deposicionales y erosionales, así como factores ambientales:

1. Los sedimentos carbonatados son producidos localmente por procesos biogénicos y procesos no biogénicos.
2. Factores climáticos son fundamentalmente importantes para distinguir las plataformas carbonatadas.
3. Dependiendo del clima, marco tectónico y si están unidas al continente pueden tener mezcla de sedimentos carbonatados, siliciclásticos y evaporíticos.
4. La posición estratigráfica de este tipo de sedimentos dentro de una secuencia no es aleatorio y ellos a menudo nos dan pistas importantes para conocer la historia del nivel relativo del mar.

Hanford y Loucks 1993, propusieron una serie de modelos de los tipos de plataformas, mostrando las características generales para el Lowstand, Transgresivo y Highstand.

III.3.1. Modelo Depositacional de una Plataforma Bordeada de Clima Húmedo.

Las figuras III.7 y III.8 muestran las características generales durante cada estadio del Nivel del mar, por ejemplo durante el Lowstand, al caer el nivel del mar por debajo del quiebre de la plataforma se genera una gran planicie de Karst y cerca del talud el depósito de flujos de escombros. Mientras que en el sistema transgresivo nuevamente el nivel del mar está encima de la plataforma y hay condiciones para que se restablezca la fábrica de carbonatos con desarrollo de arrecifes o arenas carbonatadas sobre el margen, durante este estadio también se pueden generar condiciones para el depósito de calizas ricas en materia orgánica que pueden tener condiciones para generar hidrocarburos. Durante el Highstand es cuando la tasa de sedimentación es mayor, generalmente las plataformas tienen su mayor desarrollo durante el Highstand.

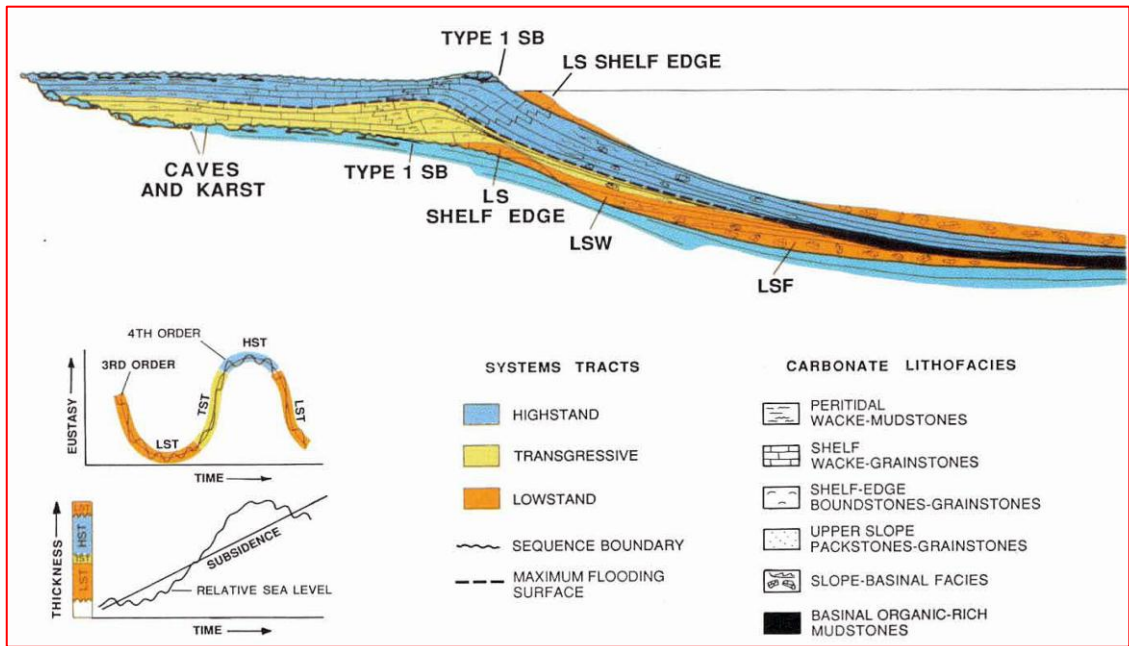


Figura III.7. Modelo depositacional de una plataforma bordeada de clima húmedo, Handford y Loucks 1993.

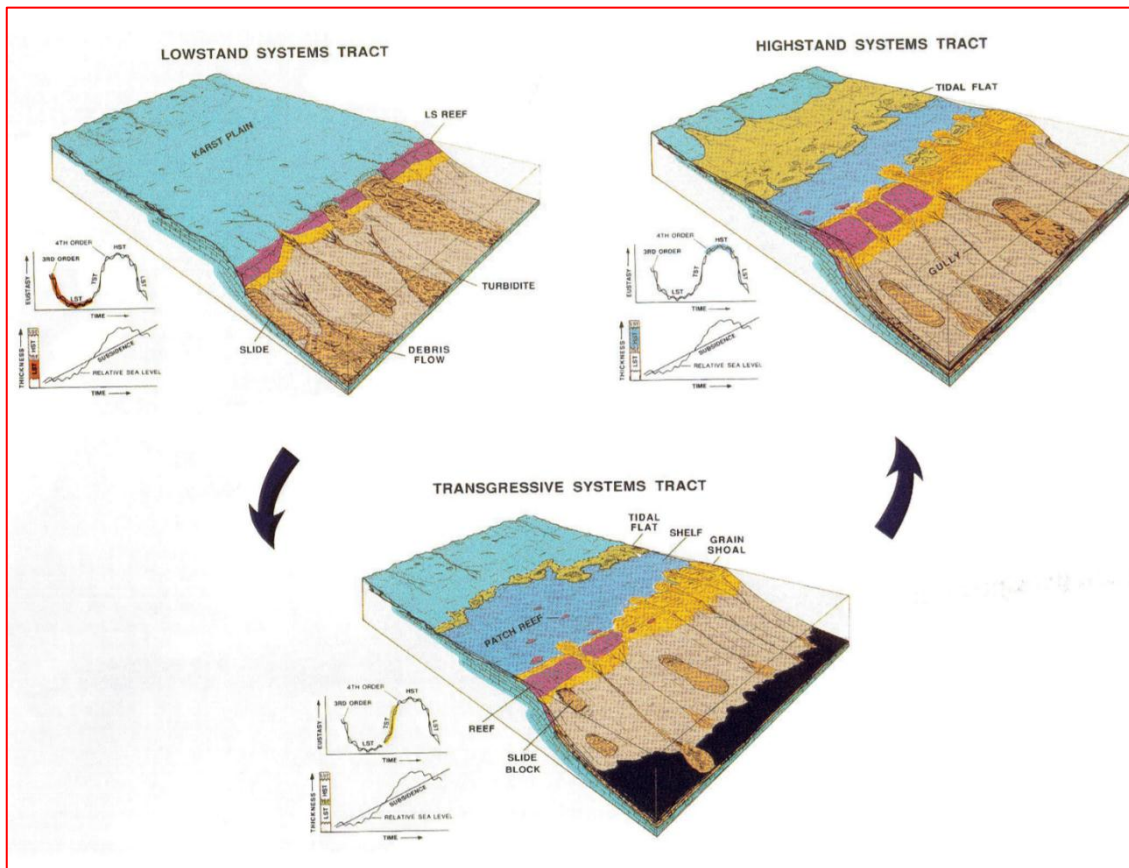


Figura III.8. Modelos sedimentarios del Lowstand, Transgresivo y Highstand para una plataforma bordeada de clima húmedo, Handford y Loucks, 1993.

III.3.2. Modelo Depositacional de una Plataforma Carbonatada-Evaporítica-Siliciclastica de clima árido.

Las figuras III.9 y III.10, muestran el modelo depositacional de una plataforma evaporítica con influencia siliciclástica de clima árido, estas condiciones la hacen diferente a la de clima húmedo.

Sistema Lowstand al quedar expuesta la plataforma hay poca o nula karstificación debido a que esta se genera por la infiltración de agua meteórica al haber condiciones áridas las lluvias son escasas, en su lugar la caliza se intemperiza y se genera caliche, también se pueden generar algunas dunas eólicas, al haber influencia terrígena es durante el lowstand cuando avanzan y llegan estos depósitos hasta el talud y cuenca en forma de turbiditas y generando algunos valles de incisión sobre la plataforma.

Sistema Transgresivo, durante este tiempo nuevamente sube el nivel del mar sobre la plataforma y se restablecen los arrecifes. Los terrígenos se pueden depositar sobre la plataforma sin llegar hasta el talud.

Sistema Highstand, en este estadio se desarrolla la barra de arrecifes o de arenas carbonatadas con el depósito de algunos flujos de escombros sobre el talud o la cuenca. En la parte final del Highstand se pueden desarrollar salinas al quedar en algunos periodos la laguna restringida propiciando evaporación y depósito de sales.

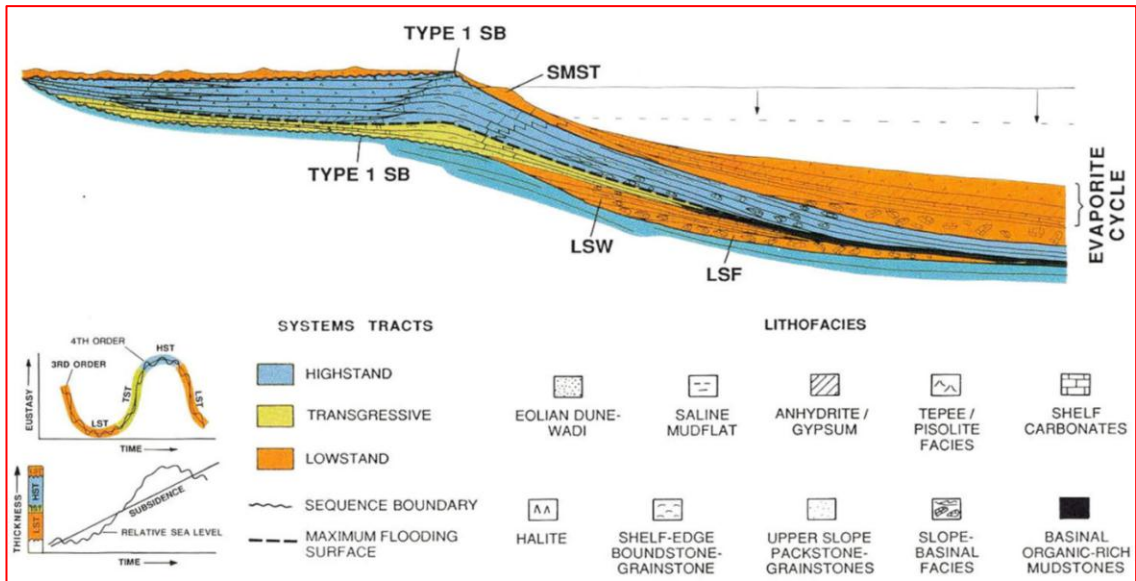


Figura III.9. Modelo depositacional de una plataforma evaporitica-siliciclastica de clima arido, Hanford y Loucks 1993.

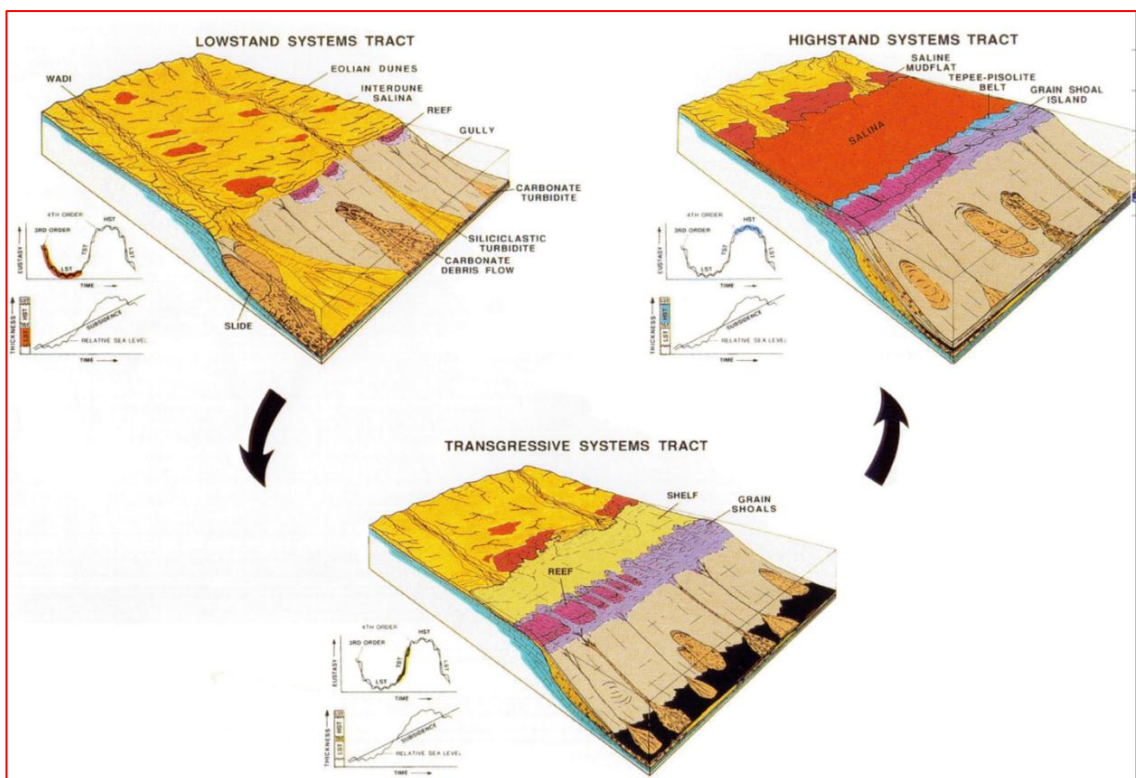


Figura III.10. Modelos sedimentarios del Lowstand, Transgresivo y Highstand para una plataforma evaporitica-siliciclastica de clima árido, Handford y Loucks, 1993.

III.3.3. Modelo Depositacional de una Plataforma aislada de clima húmedo.

Las características para una plataforma aislada son diferentes ya que al estar alejadas del continente generalmente no hay influencia terrígena y suelen desarrollarse sobre altos de basamento, paleo altos generados por intrusión salina, o sobre atolones.

Sin embargo las variaciones del nivel del mar son similares.

Sistema Lowstand, al caer el nivel del mar por debajo del quiebre de la plataforma esta queda expuesta y al existir un clima húmedo hay desarrollo de karstificación, se instalan algunos parches arrecifales sobre el talud y hay depósito de flujos de escombros como producto de destrucción del margen hacia la cuenca.

Sistema Transgresivo, nuevamente se reestablece la circulación de agua sobre la plataforma y se desarrollan arrecifes sobre el margen quedando una laguna al centro, algo importante a considerar es la dirección del viento ya que donde el viento pega de frente a la plataforma se desarrollan los arrecifes (Barlovento), mientras que en el sotavento tendremos depósitos de arenas carbonatadas principalmente. En la cuenca se pueden depositar calizas ricas en materia orgánica las cuales pueden ser rocas generadoras potenciales.

Sistema Highstand, se tienen el mayor desarrollo de arrecifes y la tasa de producción de carbonatos es mayor, la plataforma es agradante o progradante dependiendo de la subsidencia o espacio de acomodo de sedimentos. Durante este estadio se incrementa el depósito de flujos de escombros hacia la cuenca.

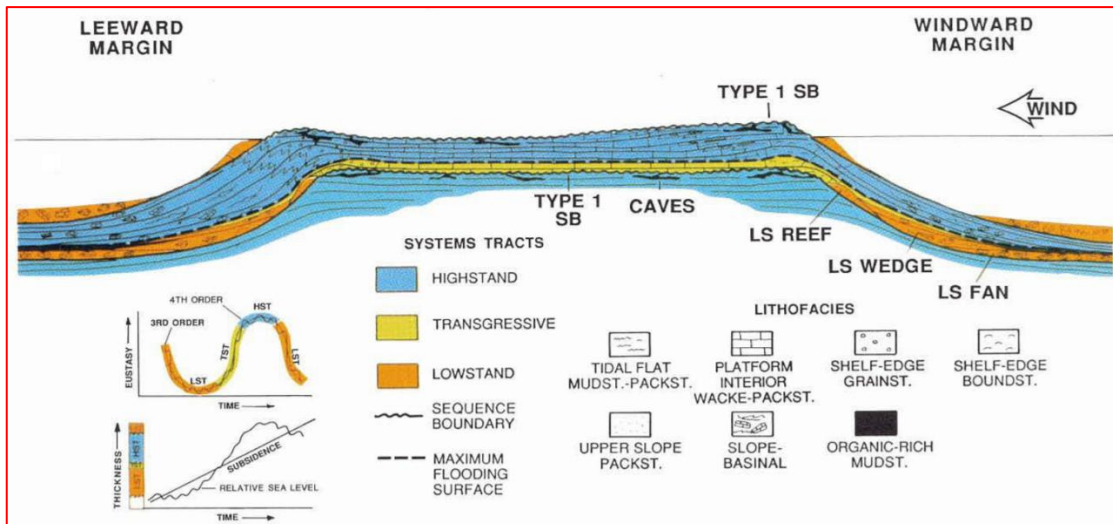


Figura III.11. Modelo depositacional de una plataforma aislada de clima húmedo, Handford y Loucks, 1993.

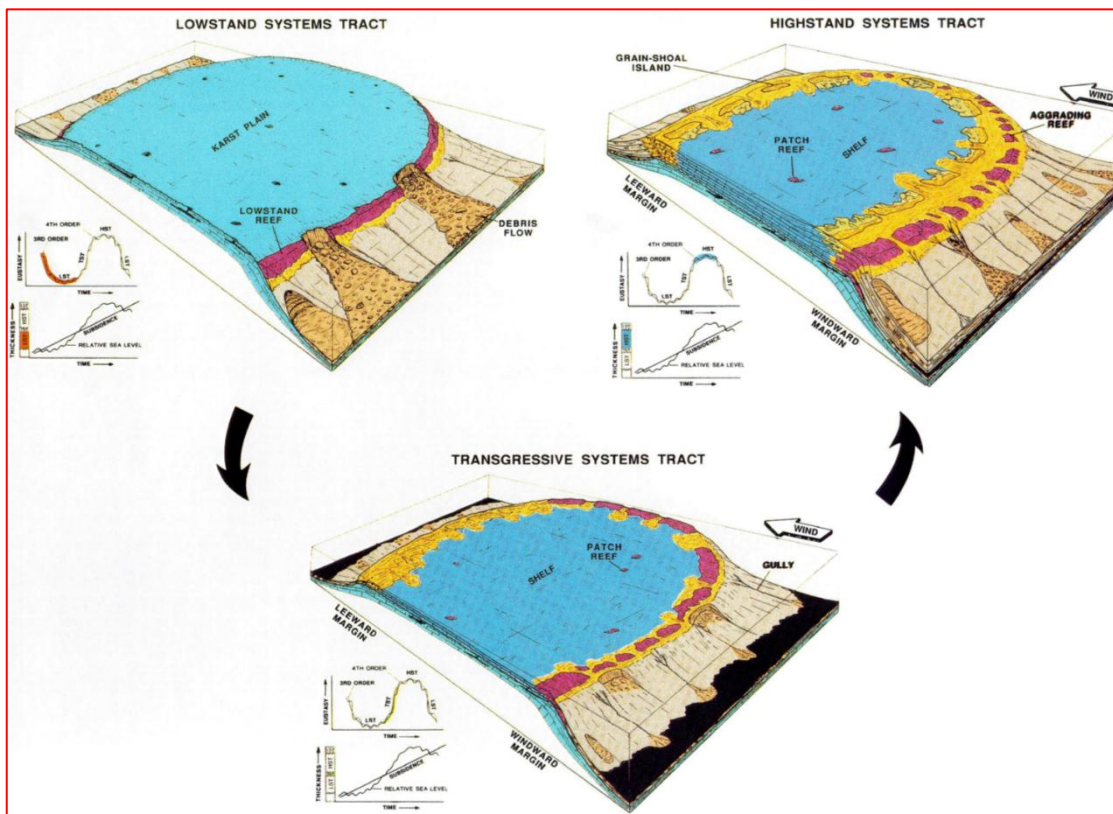


Figura III.12. Modelos sedimentarios del Lowstand, Transgresivo y Highstand para una plataforma aislada de clima húmedo, Handford y Loucks, 1993.

III.3.4. Condiciones del Lowstand (Nivel bajo).

Las líneas de costa son ambientes dinámicos y raramente se mantienen estacionarios por periodos de tiempo largos y esta va a migrar dependiendo de la eustacia, subsidencia tectónica y tasa de sedimentación. La migración hacia mar de la línea de costa ocurre con una caída relativa del nivel del mar y deja exposición de la plataforma.

Durante las condiciones de lowstand cuando el nivel del mar ha caído por debajo del margen de la plataforma, ésta es expuesta subaéreamente y es incapaz para producir sedimentos. La única parte capaz es en el talud inmediatamente mar abierto de la plataforma esto dependerá del ancho del gradiente del talud. El ancho de la zona de producción de carbonatos en una rampa homoclinal sin embargo puede no tener cambios substanciales durante la caída o ascenso relativo del nivel del mar (Figura III.13).

Como la producción de carbonatos varía con el nivel del mar relativo. Durante el Highstand las plataformas someras producen una gran cantidad de sedimentos de grano fino y estos son depositados como sabanas a lo largo del margen, talud y cuenca.

Desde una rampa con un quiebre de talud no muy marcado o una cuña de plataforma, el perfil batimétrico es prácticamente idéntico aunque haya variaciones del nivel del mar relativo. Una rampa carbonatada en condiciones húmedas es dominada por depositación de grainstone de ooides durante el Highstand y es muy parecido a los depósitos de grainstone de ooides depositados durante el Lowstand.

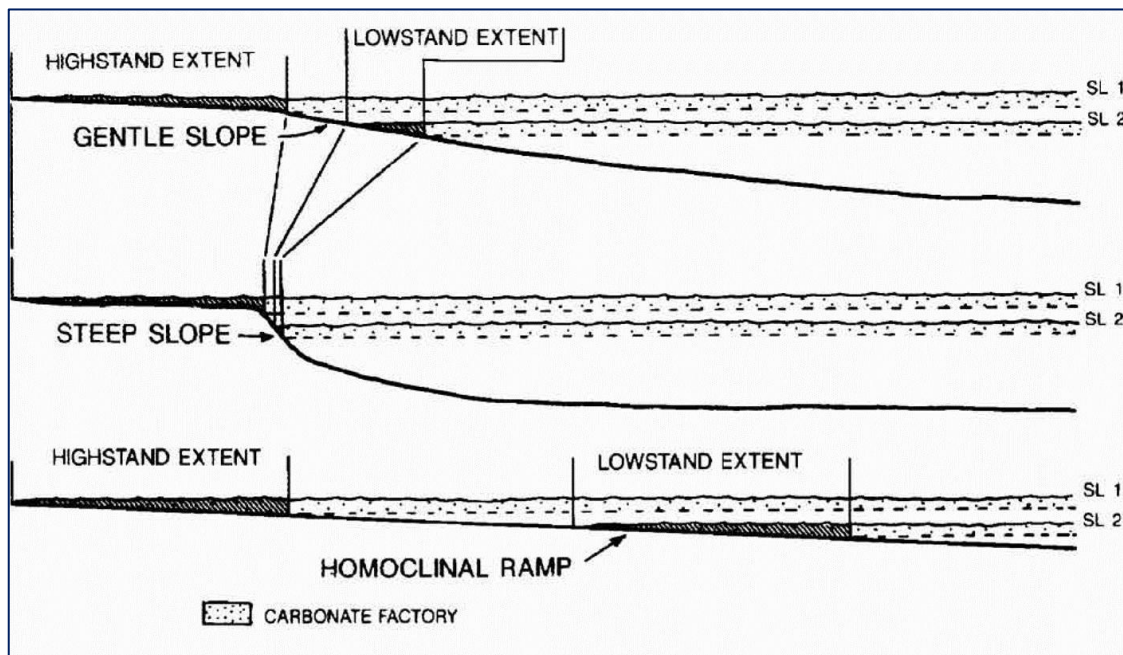


Figura III.13. La anchura de una plataforma con alta productividad de carbonatos con la profundidad del agua menor de 10 m. varía significativamente dependiendo de la eustasia y el talud. En el Highstand la plataforma se inunda y el alcance de la fábrica de carbonatos es genial. Durante el Lowstand el ancho de la plataforma poco profunda en contacto con la fábrica 10 m. de profundidad es directamente proporcional al talud. La anchura es mayor para las pendientes suaves que para pendientes pronunciadas. Para rampas homoclinales, la extensión de las fábricas de highstand y lowstand son iguales.

Karstificación durante el Lowstand.

Cuando el nivel relativo del mar cae por debajo del margen de la plataforma, experimenta una dramática exposición subaérea, y se produce metamorfosis geomorfológica por disolución. La interacción de minerales solubles de carbonato en las calizas y el agua es químicamente agresiva (H_2CO_3 , con disociación de H y HCO_3 creado por recarga de agua de lluvia y el gas CO_2 derivado de los suelos) penetrando fisuras y formando cavernas por disolución modificando la forma del terreno, a esto se le llama Karst. En esta superficie de karstificación podemos encontrar una gran variedad de formas únicas como son colapsos, cenotes de varios tamaños, valles y

cavernas en la zona vadosa. La intensa disolución de las calizas forma suelos de terra rosa que generalmente se encuentran en la superficie del Karst.

La clave para el desarrollo de un límite de secuencia con Karst es el clima y particularmente la disponibilidad de agua, CO₂ y temperatura. La porosidad de matriz y permeabilidad juegan un papel importante para que las aguas cargadas de ácidos se infiltren y empiecen a disolver las calizas así como las fracturas.

La superficie de drenaje sobre el karst es intermitente y puede terminar abruptamente. Los flujos de agua pueden recorrer cortas distancias a través del terreno del karst antes de infiltrarse en la porosidad de matriz del sedimento o filtrarse a través de las fracturas y vugulos. Los valles de incisión no están bien desarrollados en estos ambientes. La densidad de drenaje es todavía menos que en otros tipos de rocas en la misma región. El material aluvial presente en los ríos puede estar representado por 1) suelos de terra rosa erosionado de la superficie de karst. (2) detritos de intemperismo y erosionado de las rocas terrígenas o (3) detritos transportados dentro del área de karst.

La superficie de karst puede afectar todas las facies carbonatadas pero puede tener un mejor desarrollo en algunas que otras. Todas las porciones de la plataforma que han sido expuestas subaéreamente y penetrado por agua meteórica pueden ser afectadas. Si la plataforma quedo expuesta en un clima árido la karstificación puede ser menos común y por lo general hay formación de caliche.

Sedimentación del borde de plataforma de lowstand y quiebre del talud.

La superficie de talud se encuentra generalmente en el ambiente marino aquí se puede presentar erosión de los sedimentos carbonatados y se forma por re-sedimentación de grandes volúmenes de sedimentos provenientes de la plataforma. La actividad tectónica y la sismicidad son los factores más importantes que generan estos derrumbes formando mega brechas y brechas.

Algunos mecanismos disparadores en el lowstand incluyen:

1. Efecto de pérdida de flotabilidad, cuando los sedimentos marinos son expuestos subaéreamente.
2. Carga cíclica del agua pulsando la presión de poro en la zona de tormentas al nivel base del oleaje.
3. Erosión y corte de la plataforma por oleaje y corrientes por debajo de la plataforma durante la caída del nivel del mar.
4. Sedimentación del antiguo highstand en oversteepening
5. Disolución del borde de plataforma por corrosión de la zona de mezcla.

El tiempo durante el cual ocurrió la erosión en las plataformas antiguas es difícil determinar sin embargo Posamentier y Vail 1988 observaron que durante el ascenso del nivel del mar hay erosión del talud así como la migración de la fábrica de carbonatos hacia el continente y depositación de sedimentos de grano fino sobre el talud.

La composición de los sedimentos por de flujos de gravedad del lowstand es diferentes de los sedimentos del Highstand y pueden ser usados con cautela como una clave para interpretar la posición del nivel relativo del mar. Las turbiditas de lowstand pueden contener granos esqueletales y clastos penecontemporaneos del borde de la plataforma de lowstand y clastos derivados de la antigua plataforma que se encuentra expuesta. Los ooides y peloides son escasos en las turbiditas del lowstand por que su formación requiere que la plataforma esté inundada.

Algunas plataformas carbonatadas y cuencas adyacentes tienen cierta estabilidad durante la etapa stillstand del lowstand lo cual genera condiciones para que se depositen sedimentos evaporíticos en el centro de la cuenca, el agua es profunda y el tipo de evaporita varía dependiendo de la cantidad de evaporación.

III.3.5. Condiciones del Sistema Transgresivo.

En algunos casos, un aumento relativo del nivel del mar en una plataforma carbonatada también conduce a una baja tasa de sedimentación y

la plataforma puede ahogarse. Bajo la mayoría de circunstancias, sin embargo, la respuesta de frecuencia procede a través de tres fases: (1) la fase inicial (start up), cuando la acumulación de carbonato va al mismo ritmo del aumento relativo del nivel del mar, (2) Catch up, cuando la acumulación supera la tasa de aumento del nivel del mar y la plataforma se construye a nivel del mar, y (3) Keep up, cuando la acumulación de sedimentos coincide con la velocidad de subida y la plataforma se mantiene en o muy cerca del nivel del mar. Puesta en marcha de la fábrica de carbonatos va al ritmo de la transgresión inicial.

La formación de carbonatos del sistema transgresivo en plataformas y rampas húmedas empieza con la inundación de la zona erosionada durante el lowstand, la cual está generalmente karstificada y con depósitos de caliche y suelos. La transgresión usualmente retrabaja los detritos y los redeposita pero en condiciones de mar abierto. Las cavernas abiertas y otras formas son rellenas con sedimentos carbonatados de aguas marinas.

La transgresión en una plataforma árida o rampa la sedimentación puede ser arenas eólicas. Primero las depresiones son inundadas y convertidas a lagunas restringidas, puede haber re depósito de sedimentos terrígenos en las dunas, la erosión puede ser menos severa en la planicie costera. Por encima de las arenas eólicas se pueden encontrar zonas lagunares con presencia de dolomías y anhidritas.

Depósitos condensados pueden ocurrir durante la superficie de máxima inundación, estos sedimentos son típicamente delgados y generalmente están compuestos de sedimentos pelágicos o hemipelágicos, escasos planctónicos, fauna nectónica y flora. Los sedimentos condensados se forman por debajo de la zona fótica con algas calcáreas y envueltos con micrita. Minerales autigénicos como la glauconita, fosforita, siderita y materia orgánica son comunes en estos sedimentos y aquí generalmente hay un incremento en $\delta^{13}\text{C}$.

En una plataforma topográficamente alta la retrogradación y agradación ocurren rápidamente cuando el nivel del mar se estabiliza, esto ocurre en etapas. Durante la retrogradación la sedimentación en el talud es aislada y forma zonas de bypass.

III.3.6. Condiciones del Sistema Highstand.

El Highstand Systems Tracts ocurre durante la parte tardía del ascenso eustático del nivel del mar, un stillstand y la parte inicial del descenso. Durante este intervalo de tiempo la tasa de sedimentación de sedimentos de aguas someras generalmente excede la subsidencia y el ascenso eustático entonces la depositación pasa de agradacional a progradacional. Aunque depende del espacio de acomodo y de las condiciones locales del agua. Los depósitos carbonatados son usualmente grandes durante el highstand por que se extienden sobre toda la plataforma y por ende la fábrica de carbonatos es muy grande.

La progradación depende de la profundidad del agua, energía, procesos deposicionales, producción de sedimentos y tasa de acumulación.

En el Highstand hay una alta tasa de sedimentación en el talud y cuenca de sedimentos re depositados provenientes de la plataforma generalmente transportados por tormentas y corrientes, se pueden tener sedimentos de flujos por gravedad, deslizamientos, caída de rocas, y detritos.

Las plataformas evaporíticas tienen condiciones favorables para su formación en el Highstand. La progradación de una plataforma con borde deja condiciones de lagunas restringidas las cuales son propicias para el depósito de sedimentos evaporíticos, estas condiciones generalmente se tienen durante el stillstand del highstand.

IV. ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL DEL CRETACICO.

La principal fortaleza de este trabajo fue la integración de diferentes disciplinas, como es la bioestratigrafía, petrografía, análisis de electro facies, secciones estratigráficas, así como un análisis de facies sísmicas, involucrando

diferentes escalas de observación desde tamaño micro en láminas delgadas hasta macro en secciones sísmicas.

IV.1. MARCO BIOCRONOESTRATIGRAFICO.

La bioestratigrafía es un método muy importante para identificar la edad de las secuencias estratigráficas; ya que a través del estudio paleontológico de las muestras de canal y núcleos se identifican los bioeventos de extinción evolutiva y primeras apariciones en el sentido de la perforación, así como los picos de abundancia y diversidad faunística (PAF).

En este trabajo se revisaron los estudios paleontológicos de 7 pozos en diferentes intervalos del Cretácico Inferior, Medio y Superior, M. Ojeda 2014 (Figura IV.1), con el objetivo de resolver algunas dudas específicas y calibrar los análisis petrográficos, paleontológicos con registros geofísicos, secciones estratigráficas y secciones sísmicas. Estos pozos están ubicados en ambientes de plataforma y cuenca.

Con el análisis bioestratigrafico se identificaron picos de abundancia faunística los cuales fueron calibrados con el registro de rayos gamma el cual muestra un aumento en la radioactividad interpretandose como una zona con abundancia de materia orgánica asociado a un pico de abundancia faunística y por ende un candidato a superficie de máxima inundación.

Con el análisis petrográfico se buscaron evidencias para identificar límites de secuencia, por ejemplo en pozos que cortaron ambientes de plataforma, buscar evidencias como son grietas de desecación, carpetas de algas, microcodium, terra rosa, suelos duros, todos estos nos indican una posible exposición subaérea y por ende un límite de secuencia, también son de vital importancia las características texturales de la roca, ya que la cantidad de granos y la presencia de cemento o micrita nos ayudara a precisar el ambiente de depósito y así determinar las variaciones laterales y verticales de las facies.

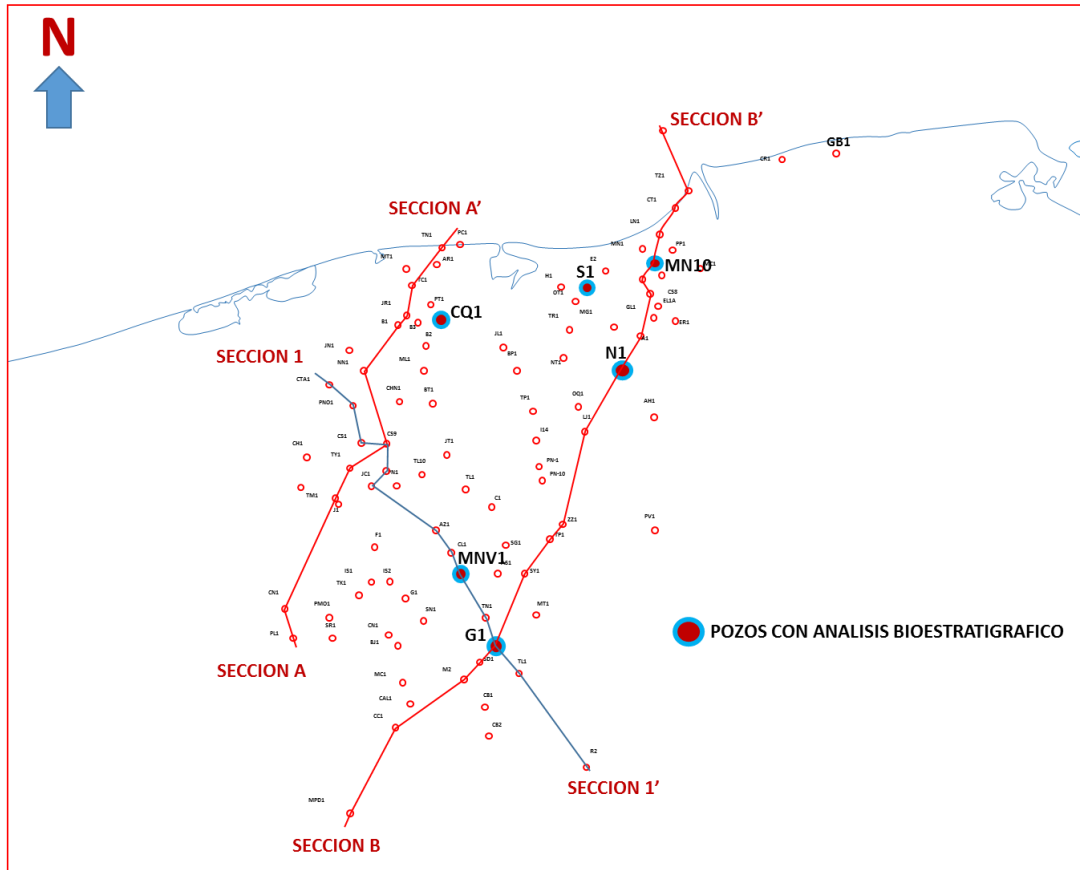


Figura IV.1. Ubicación de los pozos a los que se les realizó el estudio petrográfico y bioestratigráfico.

A continuación se presenta la descripción del estudio de cada uno de los pozos que sirvieron para definir el marco cronoestratigráfico así como la evolución paleoambiental.

IV.1.1. Pozo MN10.

El pozo MN10 se encuentra ubicado al norte del área de estudio (Figura IV.1.) Los pisos identificados fueron: Turoniano que se marcó con la presencia de *Heterohelix moremanni*, el Turoniano inferior – medio en el núcleo 1 (5770 – 5778 m). Para este intervalo se identificó un pico de abundancia faunística (candidatos a MFS) de whiteinelidos, heterohelicidos y de radiolarios calcificados, en litologías de packstone en partes arcilloso con abundante materia orgánica diseminada, depositados en condiciones restringidas de bajo

oxígeno y partes limpias con menor contenido de materia orgánica a manera de intercalaciones (Figura IV.2).

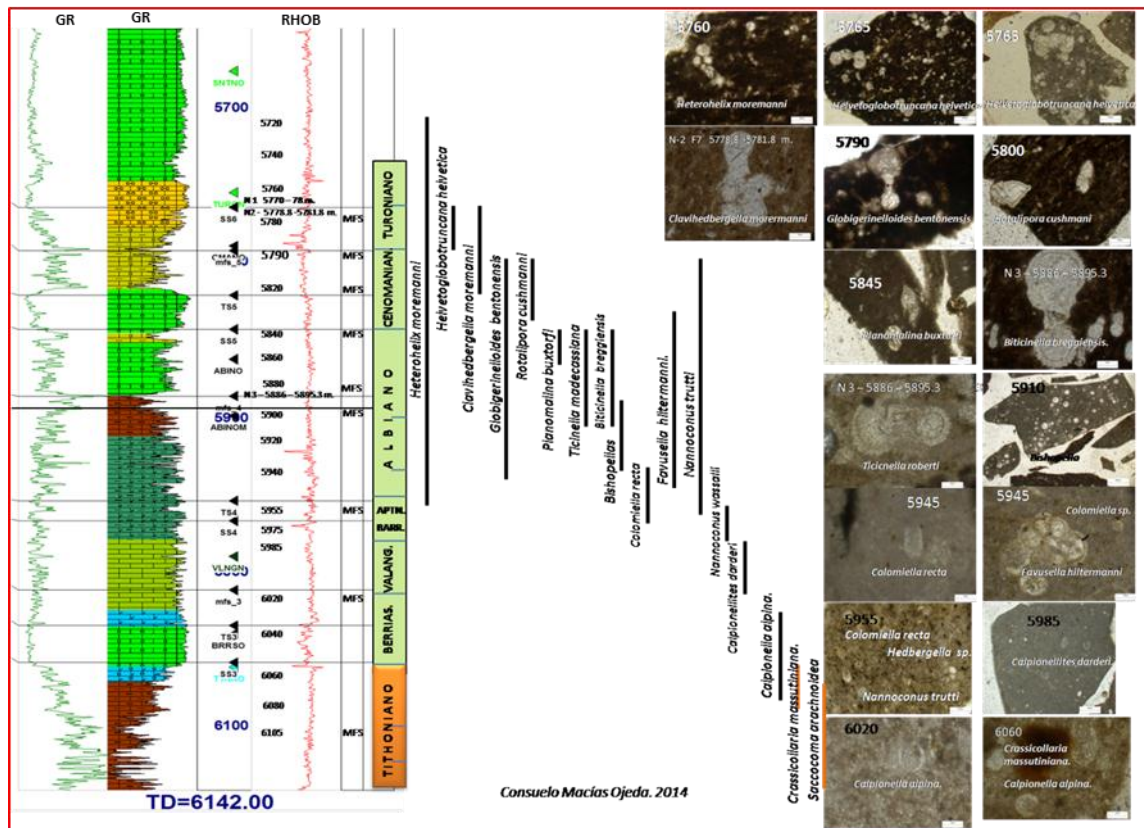


Figura IV.2. Pozo MN10. Bioeventos de extinción y primera aparición observados y microfotografías de texturas y microfósiles. Se ilustran imágenes de: *Heterohelix moremanni*, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Clavhedbergella moremanni*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Rotalipora cushmani*, *Planomalina buxtorfi*, *Biticinella breggiensis*, *Ticinella roberti*, *Colomiella recta*, *Calpionellites darderi*, *Nannoconus trutti*, *Crassicollaria massutiniana* y *Calpionella alpina*, M. Ojeda 2014.

En esta misma secuencia se cortó el núcleo 2 intervalo 5778 – 5781.8 m, donde se identifica abundancia de radiolarios calcificados en litologías de mudstone y wackestone arcilloso con muy escasos foraminíferos planctónicos, es laminar con abundante pirita y materia orgánica diseminada, con intercalaciones de packstone de radiolarios calcificados y escasos bentónicos, se observan bandas de pedernal biógeno (radiolarios, foraminíferos

planctónicos y restos óseos de peces). Se interpreta un ambiente de depósito de plataforma externa.

El Cenomaniano está conformado por dos cuerpos (superior arcillo bituminoso e inferior limpio y carbonatado), en el cuerpo arcilloso se identifican los bioeventos de *Globigerinelloides bentonensis* y *Rotalipora cushmani* en texturas de wackestone y packstone de radiolarios calcificados y foraminíferos planctónicos con abundante materia orgánica y pirita diseminada, depositado en condiciones restringidas de bajo oxígeno, sedimentos depositados en un ambiente de plataforma externa a cuenca; el cuerpo limpio y carbonatado representado por mudstone y wackestone de peloides, radiolarios calcificados, escasos foraminíferos planctónicos y escasa materia orgánica diseminada, se identifica *Rotalipora sp.*

Para el Albiano Superior (cima) se tienen los bioeventos de *Planomalina buxtorfi*, en texturas de mudstone con abundante materia orgánica (candidato a MFS) y mudstone limpio a manera de intercalaciones con *Rotalipora cushmani*, *Ticinella spp.* y *Biticinella breggiensis*.

En la base de esta secuencia (Albiano superior temprano) se cortó el núcleo 3, donde se identificó un pico de abundancia faunística, el cual corresponde con un pico arcilloso en el registro de rayos gamma (candidato a MFS), se observó abundancia de radiolarios calcificados en asociación con foraminíferos planctónicos, Nannoconidos, calisphaerulidos (*Pithonella ovalis*, *Calcisphaerula innominata*) y valvas de ostrácodos (Figura IV.3.). Entre los foraminíferos planctónicos se identifican *Ticinella roberti*, *Ticinella madecassiana*, *Ticinella sp.*, *Biticinella breggiensis*, y *Nannoconus truitti*, en litologías de wackestone y packstone, se observa pedernal biógeno a manera de intercalaciones o bandas. En los fragmentos 33 y 51 del núcleo se identifica abundancia de *Nannoconus truitti* y foraminíferos planctónicos, es arcilloso y laminar con materia orgánica diseminada; en los fragmentos 56, 57 y 73 se identificó una textura de wackestone de radiolarios y foraminíferos planctónicos, arcilloso, en partes bituminoso, depositado en condiciones de anoxia. Se interpretó un ambiente de depósito de plataforma externa a cuenca.

Los bioeventos del Albiano medio son *Bishopella diazi*, *Bishopella ornelasae* en asociación con *Ticinella madecassiana* y *Ticinella sp.*; en esta secuencia se identificó un pico de abundancia o zona ACME de Bishopellas, nanoconidos y calcisferulidos (candidato a MFS) con valor de correlación regional, en texturas de wackestone, interpretándose un ambiente de depósito de plataforma externa a cuenca.

Para el Albiano Inferior se tienen los bioeventos de extinción y primera aparición de *Colomiella recta*, en asociación con *Favusella hiltermanni* y *Favusella sp.*, en litologías de mudstone con foraminíferos planctónicos, y ambiente de plataforma externa a cuenca.

En el Aptiano superior se identifica abundancia de *Nannoconus truitti*, abundancia de cadosinas, escasa *Colomiella recta* y globigerinidos pequeños como *Hedbergella similis*. En texturas de mudstone con planctónicos, ligeramente arcilloso con materia orgánica diseminada. Interpretándose un ambiente de depósito de cuenca.

En el Aptiano inferior/Barremiano se observa abundancia de *Nannoconus truitti*, *Nannoconus wassalli*, *Nannoconus globulus* en texturas de mudstone con nanoconidos ligeramente arcilloso. Se interpreta un ambiente de depósito de cuenca.

El Valanginiano se encuentra representado por los bioeventos de extinción y primera aparición de *Tintinnopsella longa*, *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpathica*, la litología a simple vista con luz natural es de color gris claro, en texturas de mudstone con escaso tintinidos, contiene huellas de cuarzo detrítico tamaño limo y pirita diseminada. Se interpretó un ambiente de depósito de plataforma externa.

El Berriasiano se marcó con la primera aparición en el sentido de la perforación de *Calpionella alpina* en asociación con *Calpionellopsis simplex*, *Remaniella cadishiana*, estomiosferidos, *Nannoconus sp.* y escasos radiolarios en una litología analizada a simple vista con luz natural de color gris claro con huellas de cuarzo detrítico tamaño limo. En la base del Berriasiano se incrementa el número de *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis oblonga*, *Calpionellopsis simplex*, *Tintinnopsella carpathica*, escasa *Calpionella elliptica* y

Nannoconus sp. con texturas de mudstone y en partes wackestone ligeramente arcillobituminoso. En un ambiente de depósito de base a cima de cuenca a plataforma externa.

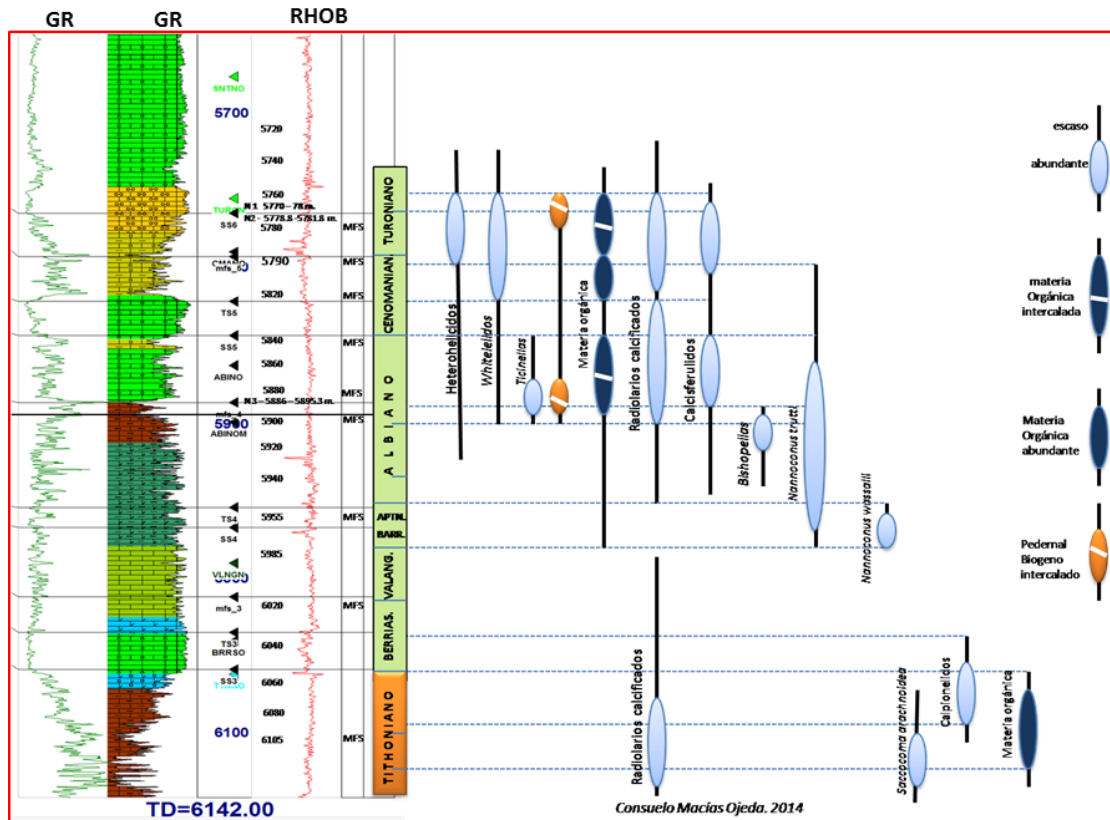


Figura IV.3. Pozo MN10. Picos de abundancia faunística identificados cualitativamente y su calibración con el registro de rayos gamma y los candidatos a superficies de máxima inundación (MFS) M. Ojeda 2014.

IV.1.2. Pozo MNV1.

En el pozo MNV1, la entrada del Cretácico superior Campaniano – Maastrichtiano se marcó a los 3315 m con los bioeventos de extinción y primera aparición de *Globotruncanita stuarti*, *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp. En texturas de mudstone y wackestone de peloides con foraminíferos planctónicos en un ambiente de depósito de plataforma externa a talud.

Los bioeventos del Albiano – Cenomaniano (3400 – 4100 m) (Figura IV.4), son de una plataforma somera, los foraminíferos bentónicos identificados

son *Nummuloculina heimi*, *Praechrysalidina infracretacea*, *Cuneolina sp.*, *Quinqueloculina sp.*, algas calcáreas como *Salpingoporella annulata*, *Acicularia sp.* *Cayeuxia kurdistanensis*, valvas de ostrácodos y gasterópodos, en un ambiente lagunar con depósitos de bancos de arena carbonatada, la parte superior de esta secuencia está representada por wackestone y packstone de peloides, intraclastos, foraminíferos bentónicos y algas dasycladaceas; la parte inferior se observa de mayor energía, constituida por grainstone de ooides, peloides, oncoides y miliólidos.

Este pozo se observan condiciones de alta energía en el Cretácico Medio Albiano medio-superior observándose una vertical de las facies al cambiar de ambiente de margen de plataforma con depósitos de packstone-grainstone de ooides a facies lagunares con depósitos de wackestone de peloides y bentónicos.

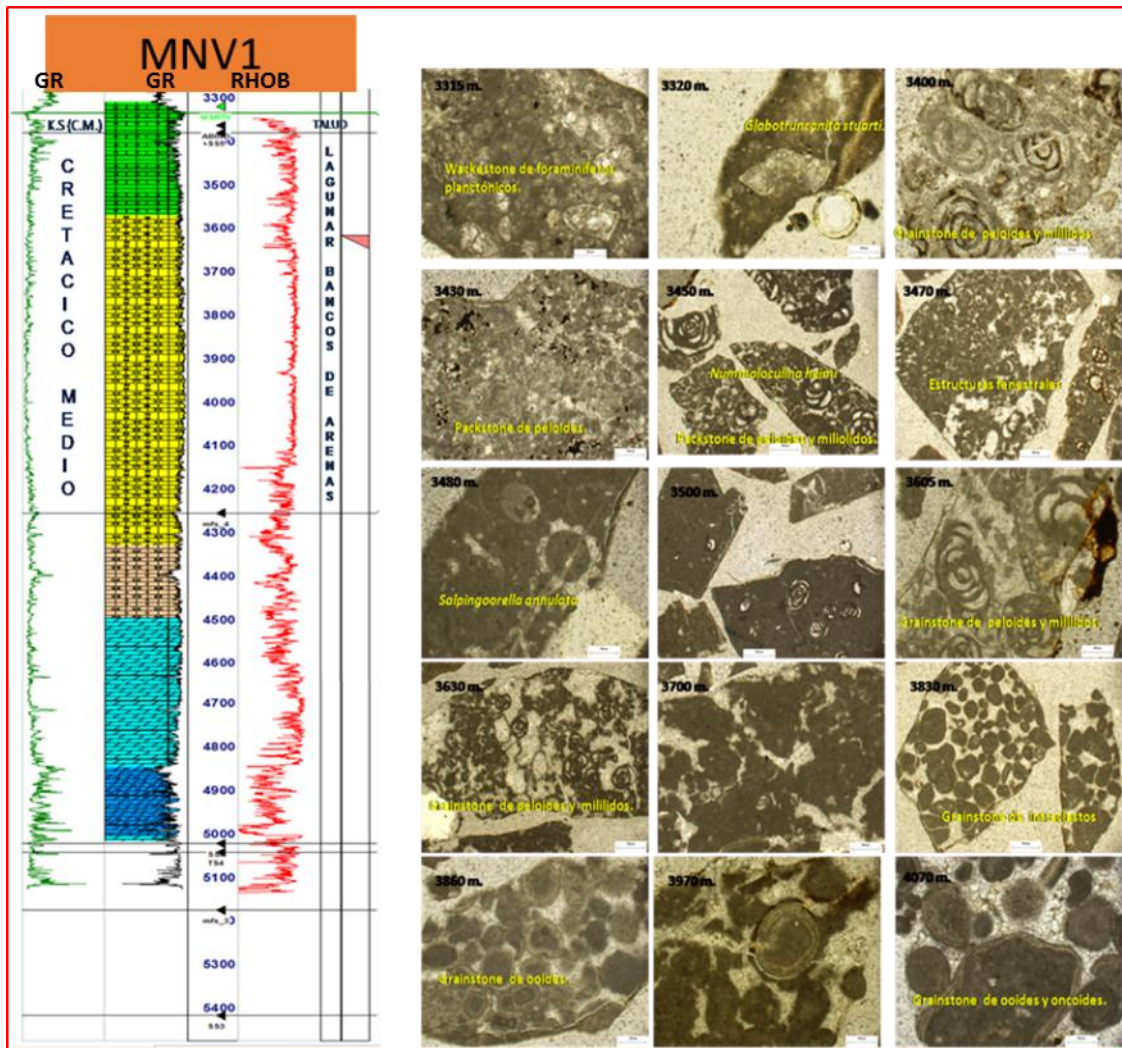


Figura IV.4. Principales bioeventos identificados en el pozo MNV1 sobre la plataforma Artesa – Mundo Nuevo durante el Albiano y Cenomaniano.

IV.2. INTERPRETACION ESTRATIGRAFICO-SECUENCIAL.

Durante la parte final del Jurásico Superior Kimmeridgiano, en el área de estudio existió una plataforma carbonatada tipo rampa distalmente pronunciada (Chavez *et al.*, 2010), la figura IV.5 muestra el mapa paleoambiental del Jurásico Superior Kimmeridgiano, en la que los ambientes de depósito se profundizaban al noroeste en forma de franjas ligeramente paralelas.

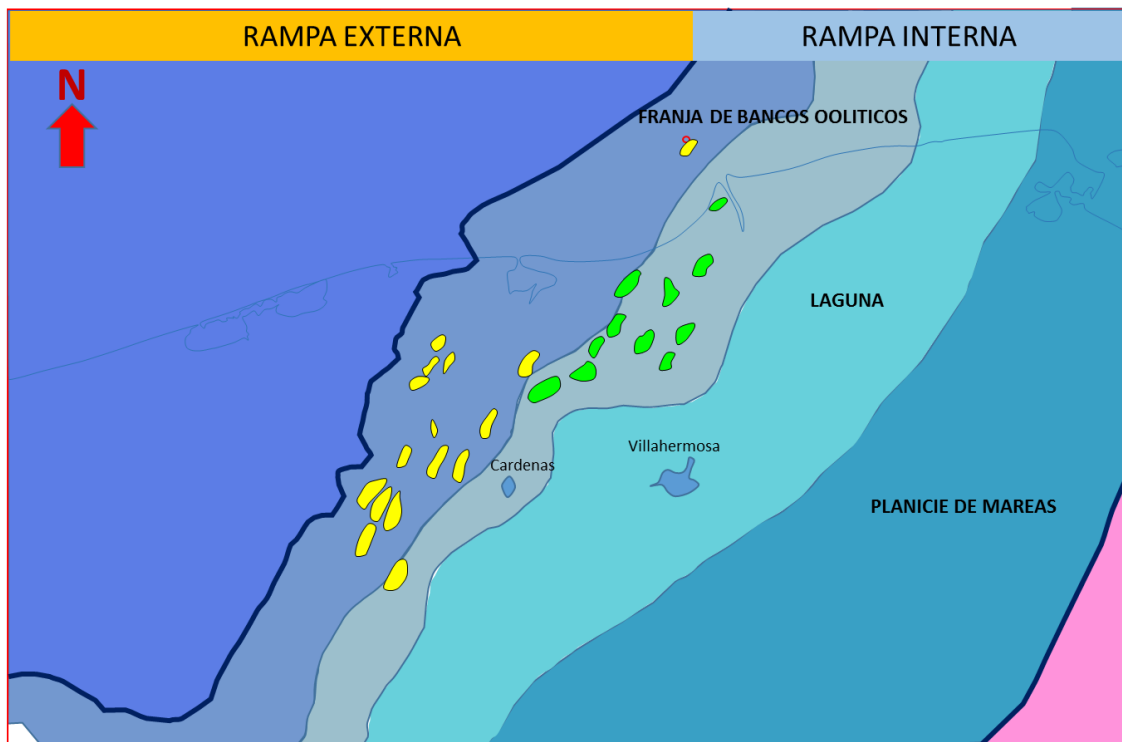


Figura IV.5. Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Kimmeridgiano, modificado de Valois et al. 2010.

Durante el Jurásico Superior Tithoniano ocurre una trasgresión marina que inunda la rampa carbonatada en el área de estudio depositando calizas arcillobituminosas ricas en materia orgánica y que actualmente constituye la principal roca generadora de la región, Figura IV.6.

A partir del Cretácico temprano se inició el desarrollo de una plataforma carbonatada bordeada, esto modificó la distribución de los paleoambientes de depósito, desarrollándose una plataforma restringida donde se depositaron carbonatos y evaporitas, cuyos bordes de arenas carbonatadas se identificaron en su porción norte y suroeste; mientras que hacia el norte del área, los ambientes de depósito fueron de rampa externa, profundizándose hacia el norte-noroeste sobre una topografía irregular, que se representa con espesores muy variables.

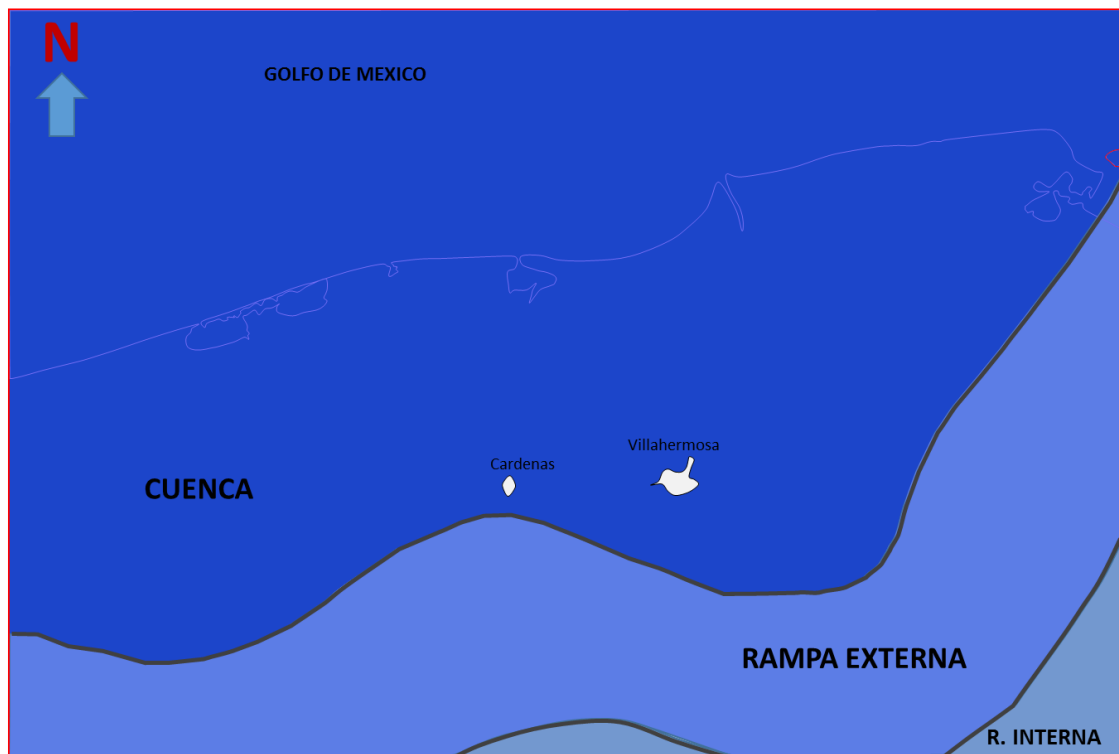


Figura IV.6. Mapa paleoambiental del Jurásico Superior Tithoniano Tardío (Sandoval S., et al.2013).

En el Cretácico inferior (Berriasiano-Albiano) la plataforma experimentó su mayor desarrollo, tenía continuidad hacia la plataforma de Yucatán, la presencia de la plataforma confiere características litológicas y de espesores muy diferentes a la porción norte, que de manera general contiene carbonatos de ambientes de aguas profundas, además de eso, la parte noroeste del área estuvo afectada por movimientos de sal, probablemente desde el Tithoniano, lo que ocasionó un relieve muy irregular, con cambios litológicos y de espesores muy drásticos.

En el pozo G1 se cortó un espesor de 1604 metros del Berriasiano al Barremiano y 1309 metros del Aptiano al Albiano superior, el crecimiento más importante de la plataforma fue agradacional.

A partir del Albiano tardío, las condiciones comenzaron a cambiar, termina la fase de subsidencia térmica e inicia la fase originada por eventos tectónicos.

Una vez cargados los pozos con sus registros se hizo la integración de las cimas paleontológicas operativas, se calibraron con el análisis bioestratigráfico donde se identificaron candidatos a superficies de máxima inundación (mfs) en base a picos de abundancia faunística identificados cualitativamente en el análisis bioestratigráfico Figura IV.8.

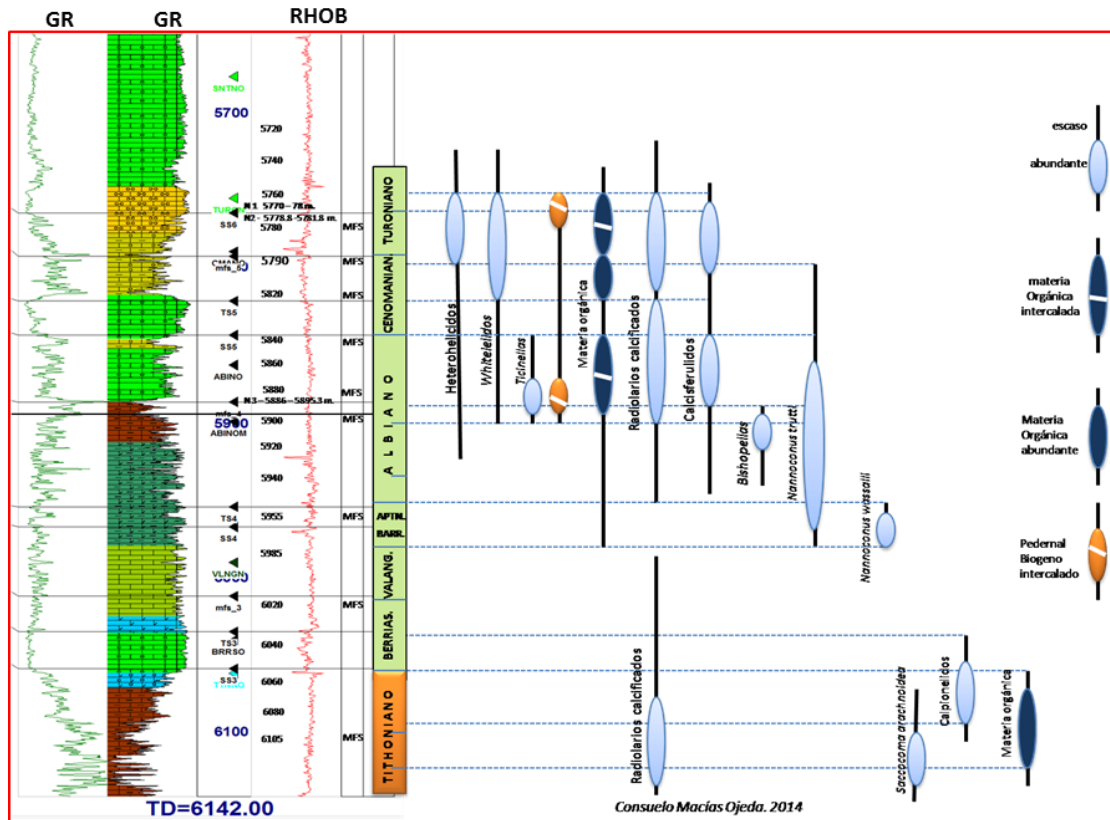


Figura IV.8. Análisis Bioestratigráfico del pozo MN10.

No todas las superficies de máxima inundación identificadas se pueden correlacionar a lo largo de todas las secciones, sobre todo en zonas donde la actividad de la sal estaba condicionando los ambientes de depósito, por esto se hizo una revisión de estudios previos donde se habían identificado límites de secuencia.

En el estudio realizado por Johnson, et al. 1999, proponen el desarrollo post-Paleozoico de las cuencas del borde sur del Golfo de México, definiendo 7 fases principales, cada una de ellas con sus propios patrones de sedimentación gobernados por el régimen tectónico prevaleciente para ese tiempo.

- **Fase I** *Rifting* del Triásico-Jurásico (~230-144 Ma)
- **Fase II** Deriva pasiva del Jurásico Temprano (144-130 Ma)
- **Fase III** Subsistencia térmica del Cretácico Temprano (130-98 Ma)
- **Fase IV** Flexura cortical y colisión del arco de islas (98-66.5 Ma)
- **Fase V** Orogénesis oblicua y relajamiento del Paleoceno-Eoceno (66.5-49.5 Ma).
- **Fase VI** Transpresión del Eoceno-Reciente (49.5 Ma-Presente)
- **Fase VII** Orogénesis del Mioceno (25.2 Ma)

Debido a que este trabajo estuvo enfocado al Cretácico se hizo un análisis detallado de las secuencias propuestas durante la Fase III y IV asociadas a subsidencia térmica, flexura cortical y colisión del arco de islas respectivamente.

Una vez hecha la integración del análisis bioestratigráfico, litológico, electrofacies y con los estudios previos se propusieron cuatro supersecuencias con una duración que va de ~ 15 a 27 Ma. y se nombraron de la siguiente manera, figura IV.9.

SECUENCIAS IDENTIFICADAS			
SUPERSECUENCIA	NEMONICO	ALCANCE	DURACION
Supersecuencia 3	SS3	Berriasiano - Aptiano Inf.	27 Ma.
Supersecuencia 4	SS4	Aptiano Med. - Albiano	19.9 Ma.
Supersecuencia 5	SS5	Cenomaniano - Santoniano	15.4 Ma.
Supersecuencia 6	SS6	Campaniano - Maastrichtiano	18.5 Ma.

Modificado de Johnson et al. 1999

Figura IV.9. Secuencias identificadas a partir de la propuesta de Johnson et al. 1999.

Con la información analizada fue posible subdividir la Supersecuencia 5 en dos secuencias de tercer orden y se les asignó el nombre de Secuencia 5A y Secuencia 5B (SS5A y SS5B), Figura IV.10.

Subdivisión de Supersecuencia 5			
SUPERSECUENCIA	NEMONICO	ALCANCE	DURACION
Supersecuencia 5	SS5A	Cenomaniano - Turoniano Inf.	7 Ma
Supersecuencia 5	SS5B	Turoniano Med. - Santoniano	8.4 Ma.

Figura IV.10. Subdivisión de Supersecuencia 5

La figura IV.11 muestra la tabla Cronoestratigráfica del Mesozoico diferenciando las supersecuencias propuestas en este estudio, además están separadas por el régimen que prevaleció para cada secuencia. Las supersecuencias SS3 y SS4 están controladas por la eustacia asociada a subsidencia térmica, mientras que las supersecuencias SS5 y SS6 están controladas por la tectónica asociada a plegamiento cortical y destrucción del margen pasivo, así como la Eustacia.

Una vez definidas las secuencias se identificaron los límites de secuencia, superficies transgresivas y superficies de máxima inundación en cada pozo mediante correlaciones estratigráficas.

Se identificaron cuáles eran las características principales de cada secuencia así como los patrones agradantes, retrogradantes o progradantes en ambientes de plataforma y cuenca lo cual sirvió para identificar cada secuencia; a continuación se describen las principales superficies identificadas en las correlaciones.

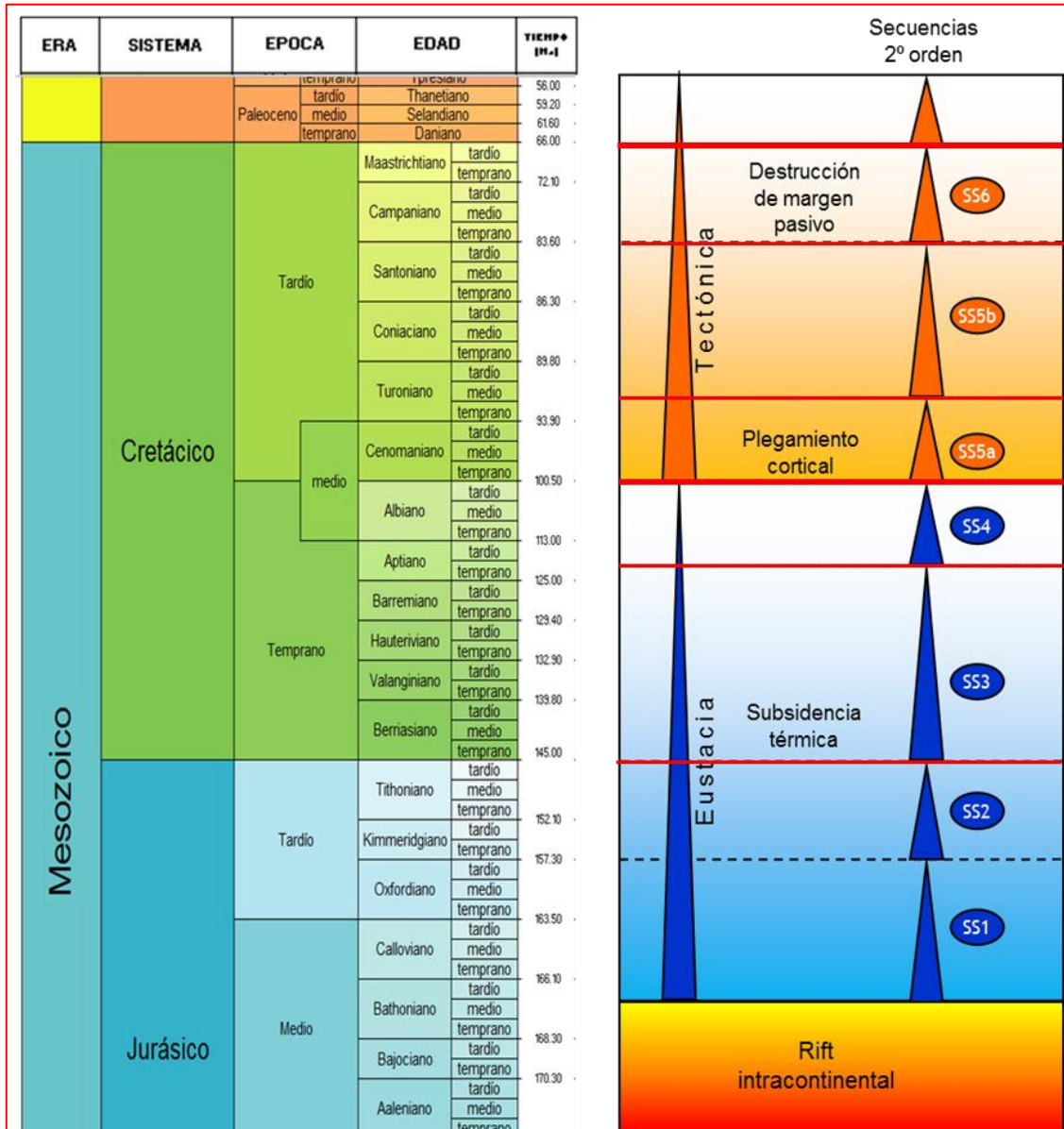


Figura IV.11. Tabla Cronoestratigráfica del Mesozoico con la integración de las Supersecuencias identificadas en este trabajo.

IV.2.1.1. Límites de secuencia (LS).

Para la interpretación del Límite de secuencia en los registros geofísicos hay que tener en cuenta el ambiente de depósito, la litología, estructuras sedimentarias (suelos duros “hardground”, grietas de desecación, microcodium, etc.) estos rasgos nos ayudaran a tener un mejor control en la interpretación de los límites de secuencia. En los registros hay dos maneras de interpretar un límite de secuencia dependiendo del ambiente de depósito, Figuras IV.12 y IV.13.

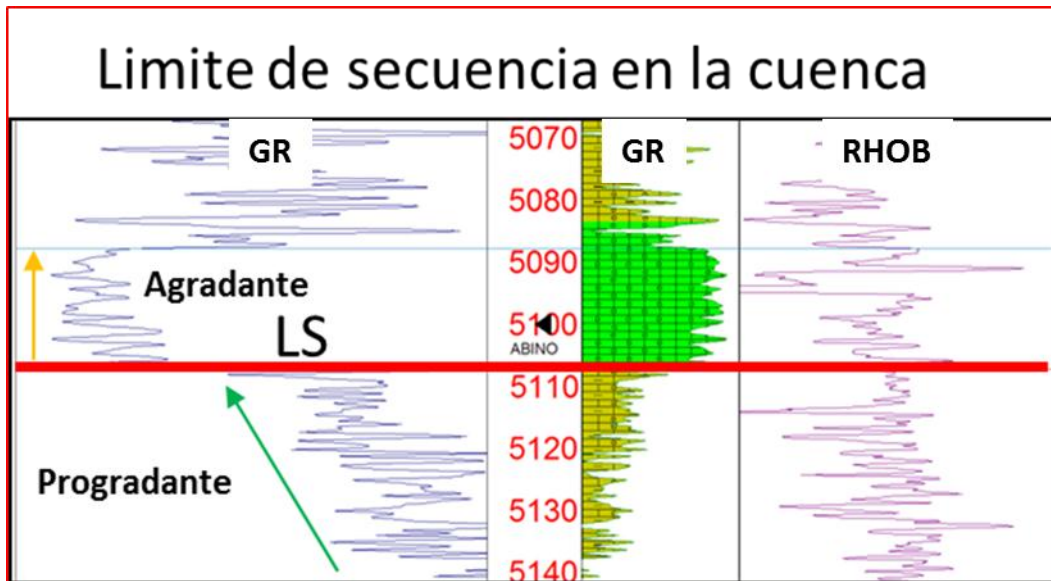


Figura IV.18. Ejemplo de la interpretación de un límite de secuencia en el pozo MN10.

La figura IV.12 es un claro ejemplo de la interpretación de un límite de secuencia en facies de cuenca, se puede observar un marcado cambio en el registro de rayos gamma donde por debajo del límite de secuencia se tiene un cuerpo de mudstone arcilloso, el carácter del registro es granocreciente lo que se interpreta como un Highstand y por encima del límite de secuencia se observa un cambio litológico a un mudstone-wackestone, el carácter del registro es agradante, el cual es característico de los depósitos de nivel bajo (lowstand).

La figura IV.13 muestra un ejemplo de cómo se marca un límite de secuencia sobre la plataforma, generalmente la plataforma tiene su mayor crecimiento en la etapa del Highstand, como se puede observar en esta figura donde se tiene marcada una superficie de máxima inundación a 4263 metros sobre esta se tiene un paquete granocreciente en la base y a la cima se observa agradante característico de la última etapa del Highstand donde el nivel del mar se mantiene estable y generalmente la plataforma tiende a progradar. Por encima del límite de secuencia se observa un pico arcilloso indicativo de un evento transgresivo.

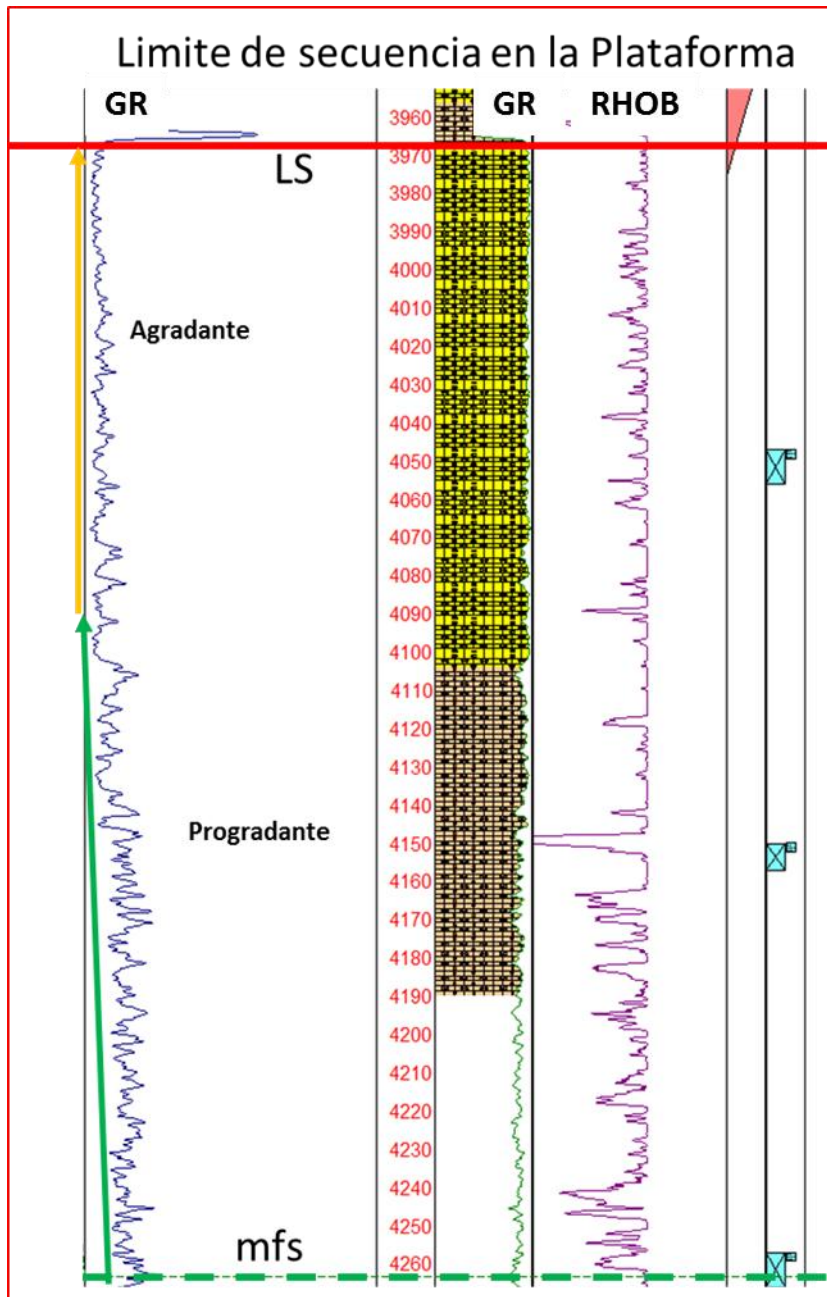


Figura IV.13. Características de la cima de una secuencia a partir de la superficie de máxima inundación, se observa un carácter progradante y después un carácter agradante el cual marca el fin de la secuencia y por ende el límite de secuencia.

IV.2.1.2. Superficies Transgresivas (TS).

Las superficies transgresivas marcan el inicio del ascenso del nivel del mar y tienen un carácter muy particular en el registro observándose un cambio de agradante por debajo de la superficie transgresiva y retrogradante encima

de la misma. Generalmente en la cuenca tiene su mayor desarrollo, mientras que sobre la plataforma se observa como un pico arcilloso en ambientes carbonatados.

Por debajo de esta superficie en la cuenca se tienen los depósitos de lowstand que pueden estar caracterizados por brechas sobre todo en zonas cercanas a la plataforma o calizas con textura de mudstone o wackestone gris claro, mientras que encima se tendrán calizas arcillosas que tienden a ser oscuras, figura IV.14.

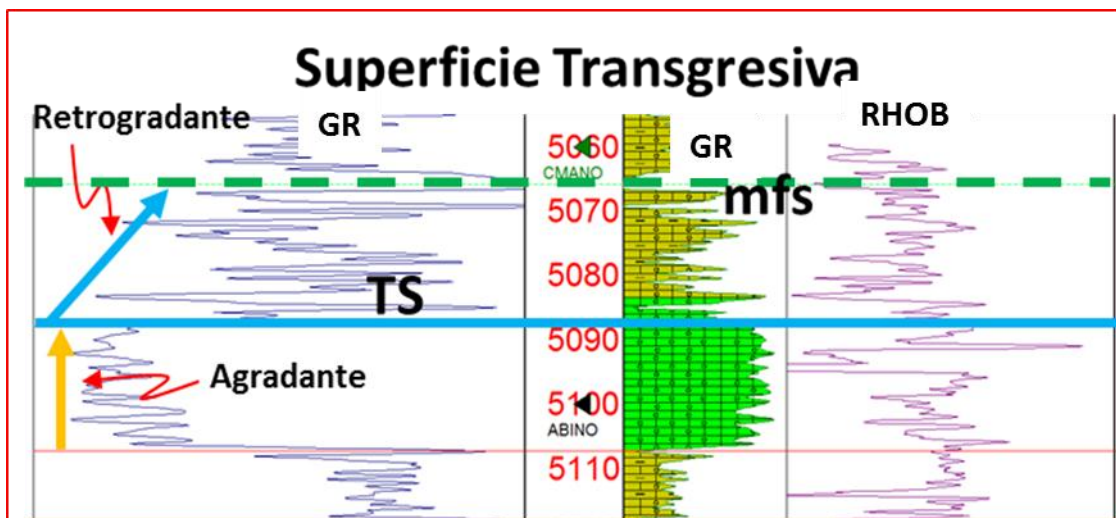


Figura IV.14. Superficie Transgresiva en ambiente de cuenca.

IV.2.1.3. Superficie de Máxima Inundación (mfs).

El registro de rayos gamma se caracteriza por tener un patrón grano-decreciente hasta esta superficie de máxima inundación y por encima de la misma, cambia a grano-creciente, en algunos casos es una sección condensada con picos de abundancia faunística sobre esta superficie y la litología generalmente es un mudstone-wackestone arcillo-bituminoso color café oscuro con abundantes planctónicos, figura IV.15.

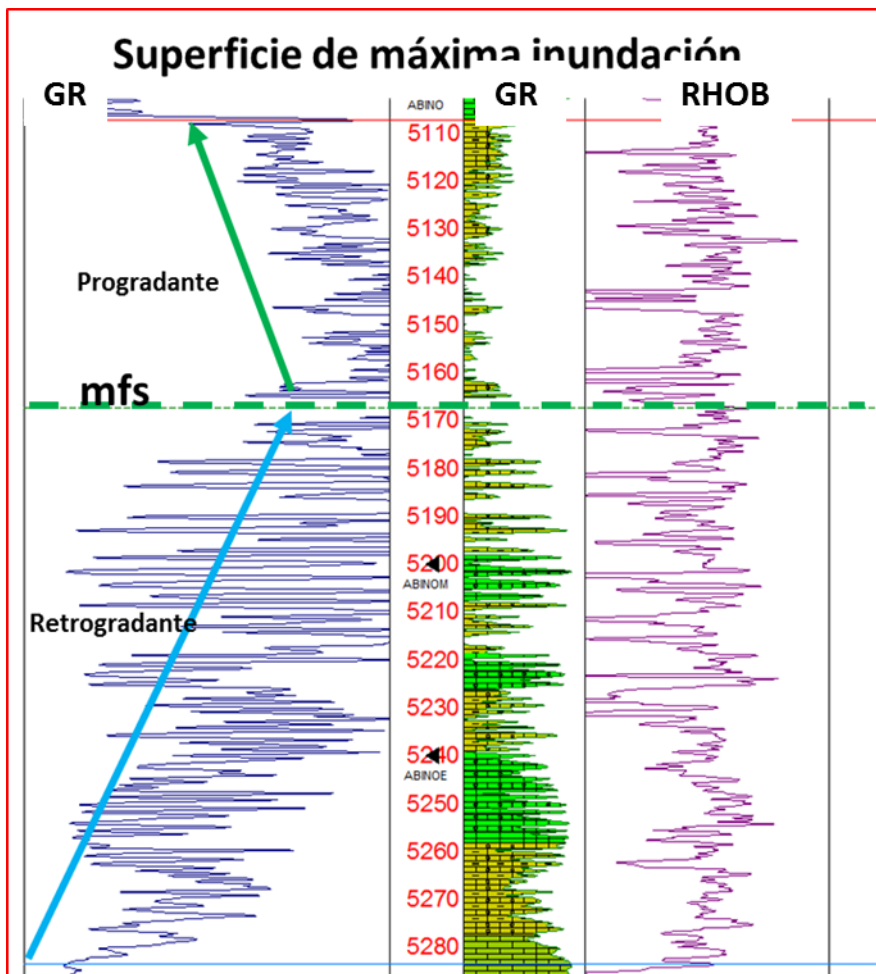


Figura IV.15. Expresión en registro de rayos gamma de una superficie de máxima inundación (mfs).

Una vez hecho el análisis e identificadas las superficies podemos definir los conjuntos de sistemas de depósito (Systems Tracts), así como las características de cada secuencia.

IV.2.1.4. Definición de pozo Tipo MN10.

En este trabajo se utilizó el pozo MN10 como tipo, por tener un buen control bioestratigráfico. En este pozo se identificaron en base a las características del registro rayos gamma sus patrones como son agradante, retrogradante o progradante, esto en conjunto con el análisis bioestratigrafico donde se identificaron picos de abundancia faunística y cambios en la litología que sirvieron para la identificación de las superficies a correlacionar como son Limites de secuencia, Superficies transgresivas y Superficies de máxima inundación, Figura IV.16.

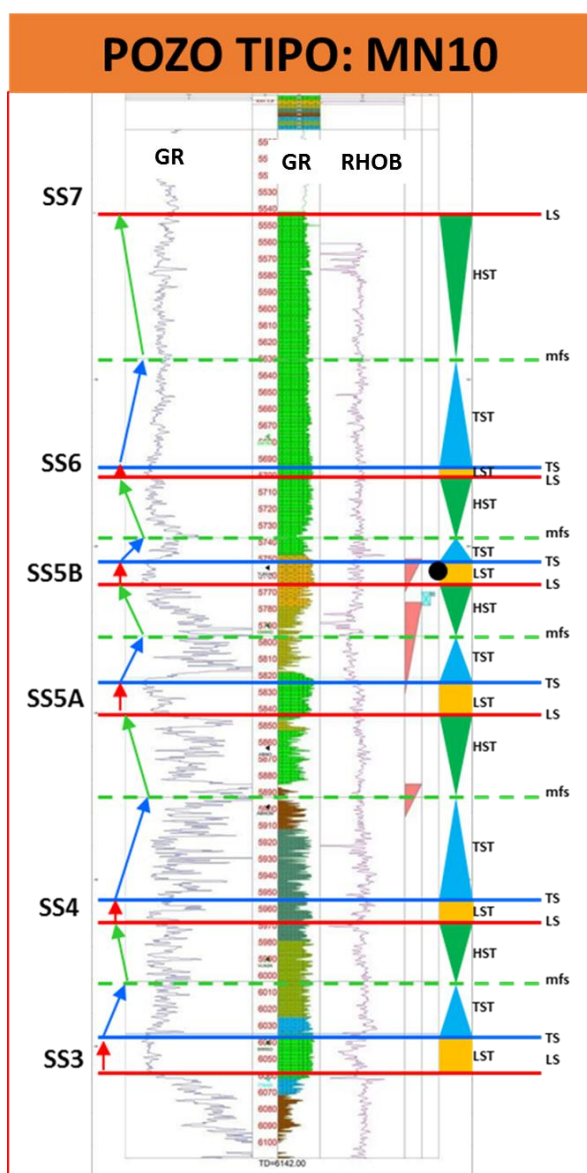


Figura IV.16. Pozo tipo MN10, donde se calibraron las secuencias con información bioestratigrafía, litológica y de electrofacies y el cual sirvió de correlación para el resto del área.

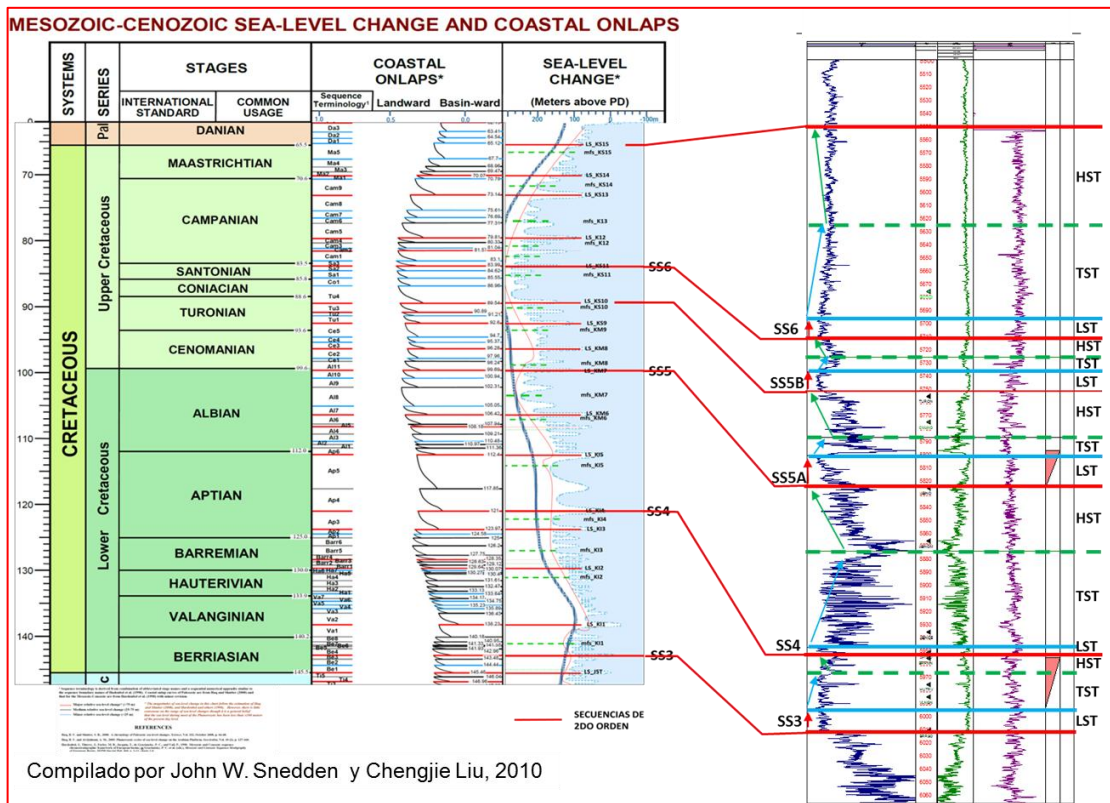


Figura IV.17. Comparación entre el pozo Tipo y la carta de los cambios del nivel del mar compilada por John W. Snedden et al. (2010). Con integración de Hardenbol et al. (1998).

La figura IV.17 muestra una comparación entre las secuencias de segundo orden propuestas en el pozo tipo con las secuencias mayores establecidas en el Golfo de México, las cuales tienen una buena correspondencia con las propuestas en este trabajo.

Una vez definido el marco cronoestratigráfico e identificado cuatro secuencias de 2do orden mediante análisis bioestratigráfico y ajustadas mediante electrofacies, se trataron de identificar en una sección sísmica para tener una visión más completa de estas secuencias.

IV.2.2. Análisis de Facies Sísmicas.

La metodología de interpretación de facies sísmicas fue desarrollada por Exxon en los 70's y está basado en la descripción, interpretación y ubicación de las características de los reflejos sísmicos. La descripción se enfoca en interpretar las terminaciones de los reflejos (Figura IV.18) y clasificar la geometría de los paquetes de reflejos sísmicos (Figura IV.19).

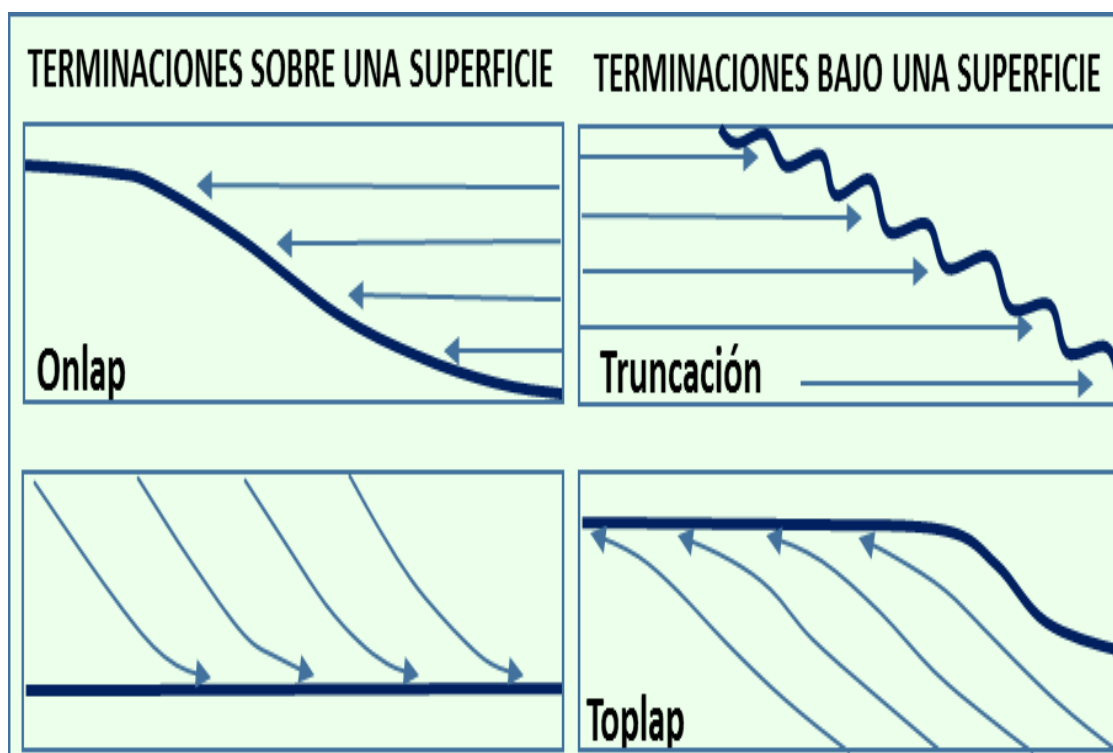


Figura IV.18. Terminación de los reflectores sísmicos.

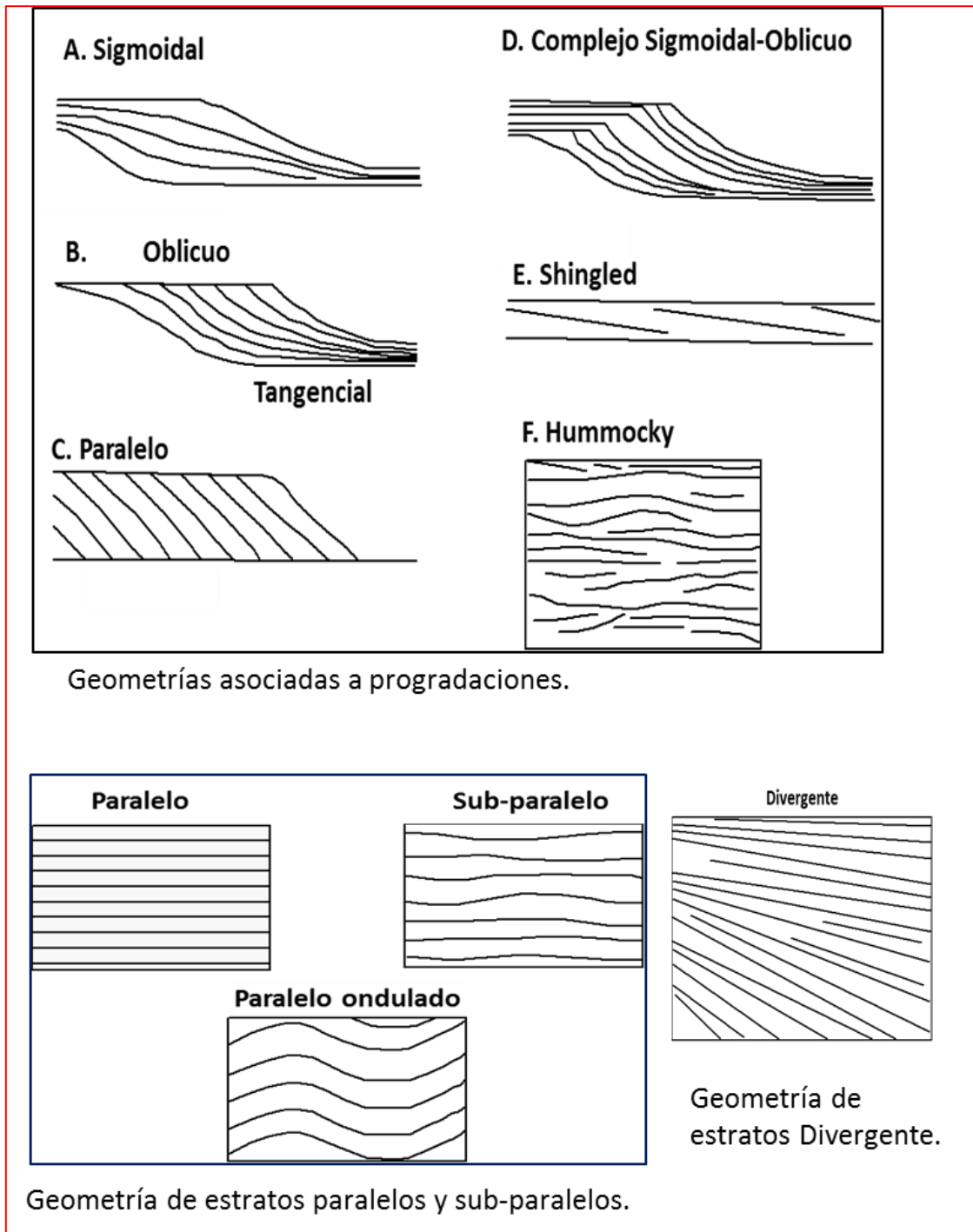


Figura IV.19. Geometría de los reflejos sísmicos.

También es importante definir la topografía deposicional, es decir ubicar sísmicamente donde está la plataforma, el talud y la cuenca ya que cada geometría de los reflejos no es distintiva de un ambiente pero en combinación con otras observaciones puede ser usado para interpretar ambientes de depósito en general. Por eso es importante saber la posición de los reflejos con respecto a la topografía deposicional en el análisis de facies sísmicas.

Handford y Loucks (1993) describieron algunos tipos de patrones de estratos de carbonatos que pueden ser reconocidos en líneas sísmicas, Figura IV.20.

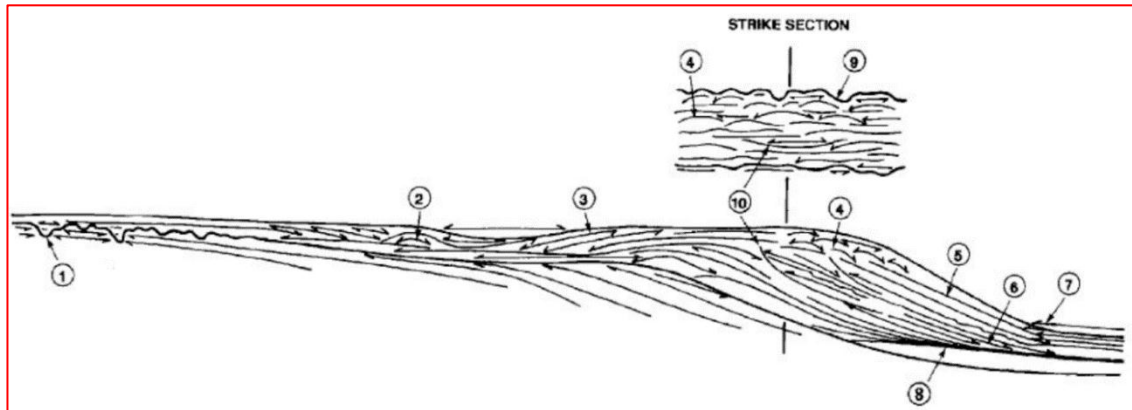


Figura IV.20. Representación de los tipos de patrones de estratos que pueden ser reconocidos mediante facies sísmicas en plataformas carbonatadas.

1. Disolución o colapso de Karst, generalmente forma depresiones cerradas de unos metros o kilómetros de ancho, además los colapsos pueden formar brechas.
2. Montículos con lados muy inclinados en la plataforma, las terminaciones son downlap y pueden estar rodeados por onlap.
3. Margen de sotavento, este puede progredir hacia el interior de la plataforma.
4. Montículos o arrecifes lenticulares con lados muy inclinados son comunes en el margen y talud de la plataforma.
5. Las capas del talud pueden tener inclinación de 30-45 °, también pueden ser erosionales.
6. Downlap de las capas de talud hacia la cuenca.
7. Alternación de Downlap y onlap al pie de talud.
8. Convergencia por el adelgazamiento del talud hacia la cuenca.
9. Incisión del margen de plataforma por debajo de los límites de secuencia o dentro de una secuencia por canales fluviales, canales de marea y colapso de karst.
10. Incisión y erosión en forma de cuchara en los límites de secuencia o dentro de la secuencia.

IV.2.2.1. Interpretación Sísmica.

Se hizo el análisis de facies sísmica en una sección sísmica con orientación NW-SE, con una sísmica migrada en tiempo pasa por los pozos AZ1, CL1, MNV1, TN1 y G1. Además esta sección corta de manera perpendicular ambientes de plataforma interna lagunar pozos G1 y TN1, margen de plataforma pozo MNV1, pie de talud CL1 y cuenca en el pozo AZ1 (Figura IV.21).

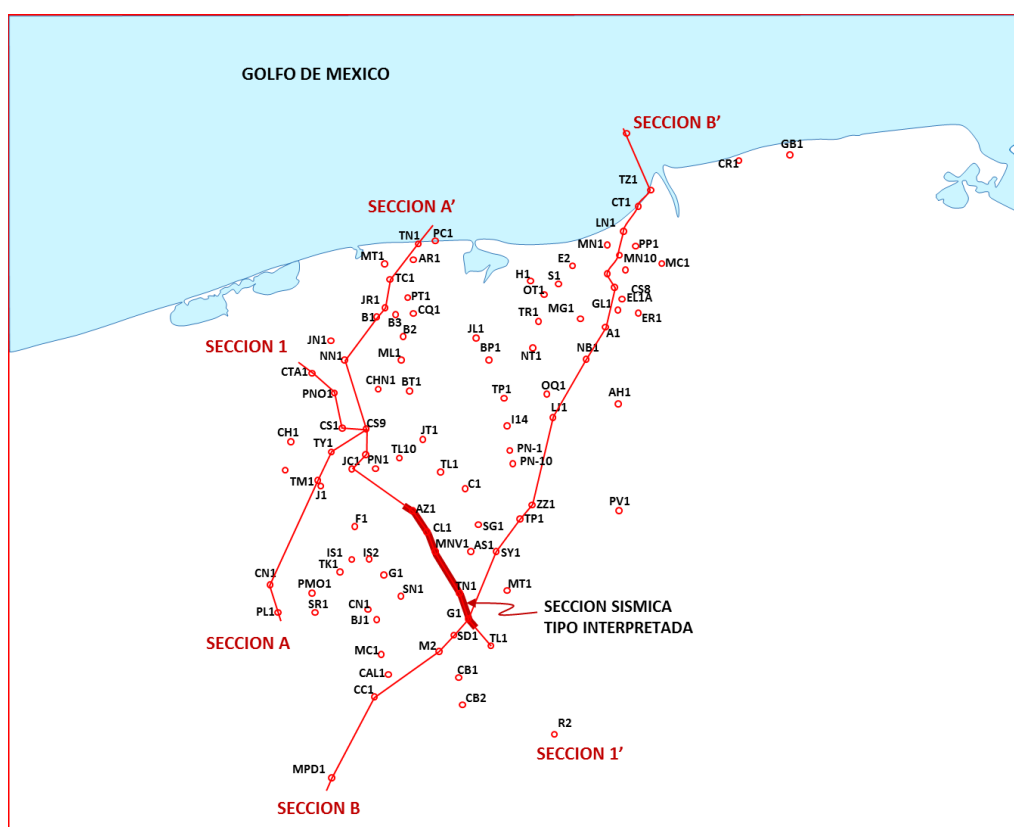


Figura IV.21. Mapa de ubicación de sección sísmica interpretada.

Los pozos utilizados en esta sección llegaron hasta la Secuencia 3 por lo que nos ayudó a controlar los límites de secuencia identificados en la sección sísmica.

La metodología utilizada fue primero hacer un análisis de la sección de correlación estratigráfica 1, identificando las cimas paleontológicas del Jurásico Superior Tithoniano, Cretácico Inferior, Medio y Superior, teniendo este control y considerando la propuesta de secuencias se ajustaron los pozos mediante graficas tiempo vs profundidad para amarrar los eventos sísmicos con los

pozos y poder así identificar los patrones de las terminaciones y las geometrías de los estratos que servirán para definir las facies sedimentarias.

La figura IV.22A, muestra la sección sísmica sin interpretar con los pozos que se tiene de control, lo primero que se hizo fue identificar los rasgos principales como son truncaciones, onlaps, downlaps, zonas monticulares, reflectores paralelos, divergentes, con alta amplitud, etc. Con el fin de identificar discordancias asociadas a las secuencias que se interpretaron mediante registros geofísicos y análisis bioestratigráficos.

En figura IV.22B, se remarcan los rasgos que se tomaron en cuenta para definir la interpretación de las secuencias dentro del Cretácico, se identificaron zonas donde hay truncaciones asociadas a límites de secuencias, zonas donde se observan progradación de la plataforma y downlap, sobre el talud se identifican onlaps, etc.

Con estos criterios y ajustado con los registros de los pozos y datos paleontológicos se marcaron las secuencias en la sección sísmica (Figura IV.23).

Una vez definidas las secuencias en la sección sísmica se hizo un análisis de las terminaciones para poder definir con mayor certeza las posibles variaciones de ambientes y de facies sobre la plataforma Artesa – Mundo Nuevo.

Posteriormente en la sección sísmica se resaltan algunos rasgos que ayudan a definir la interpretación de los ambientes de depósito, dentro de la Súper secuencia 3 se empieza a definir una zona divergente de la parte interna de la plataforma hacia el norte pozo MNV1, provocado posiblemente por evacuación de sal.

También se puede definir muy bien la plataforma dentro de la Super secuencia 4 y como cambia de facies hacia el norte existiendo un adelgazamiento muy fuerte hacia los más profundos como son talud y cuenca.

La Super secuencia 5 encuentra su mayor desarrollo en la zona de G1, donde existieron condiciones para que se desarrollara una plataforma para este tiempo.

Posteriormente, esta misma sección se aplano a nivel de la Super secuencia 4 con el fin de observar la posible evolución de la plataforma, este ejercicio nos ayudó a definir dos etapas de sedimentación (Figura IV.24 A), donde se marcaron todas las terminaciones de los reflectores para definir geometrías de los patrones de estratos y así poder establecer una posible evolución de las facies dentro de la plataforma (Figura IV.24 B).

Una vez identificadas las interpretaciones se quita la sísmica y se comienzan a definir los patrones de los reflectores y las terminaciones, Figura IV.25 A.

En la figura IV.25 B se analizaron detalladamente cada una de las terminaciones de los reflectores y las geometrías de los estratos, esto nos ayudó a poder establecer una posible evolución de las secuencias cretácicas y como estaban afectando tanto las variaciones eustáticas del nivel del mar, la evacuación de sal, subsidencia térmica y el evento de la colisión del arco de islas.

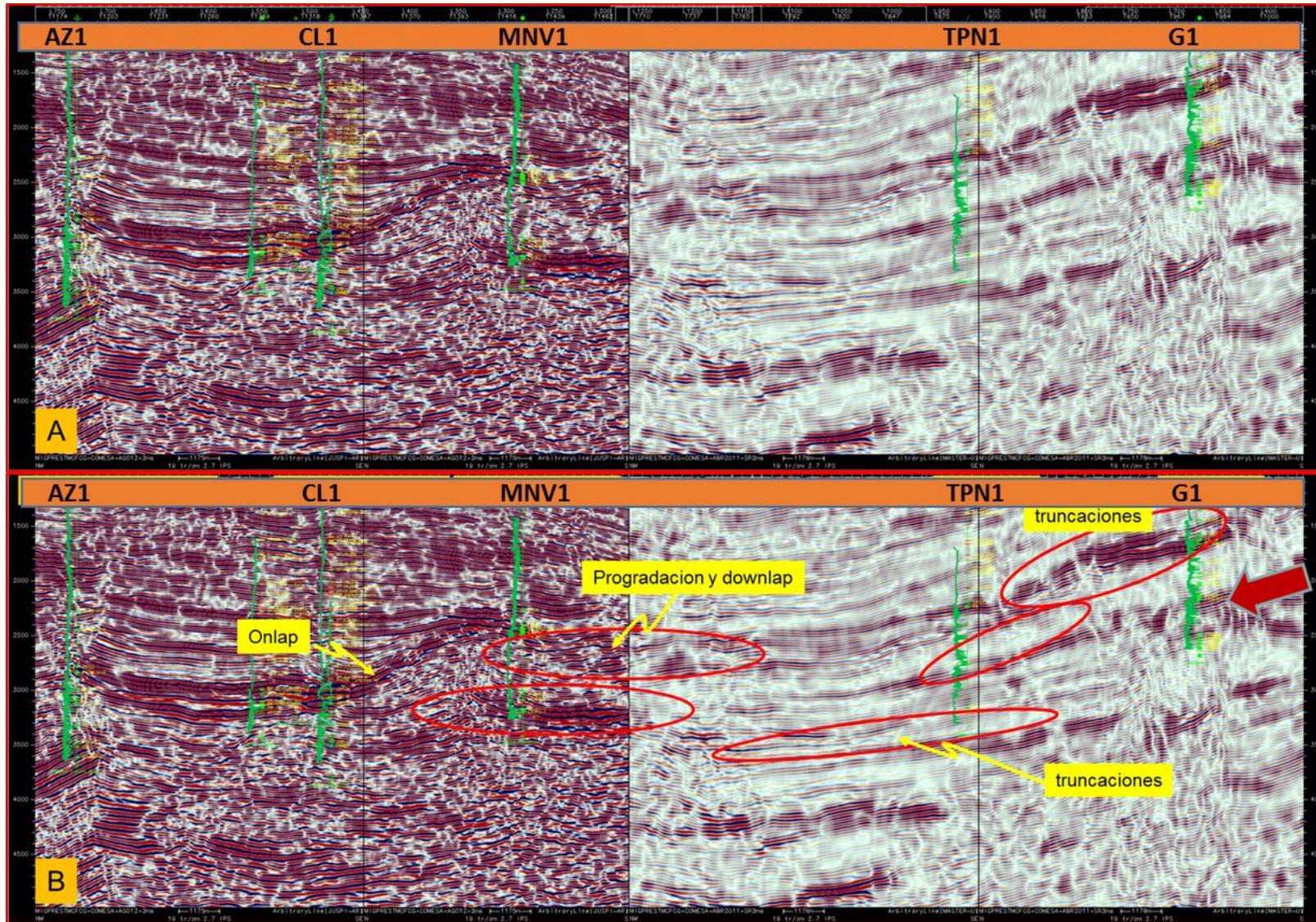


Figura IV.22 A) Sección sísmica sin interpretar con los pozos que sirvieron para calibrar las secuencias. B) Primeras observaciones de zonas donde se identifican truncaciones, progradación, onlap, downlap, etc.

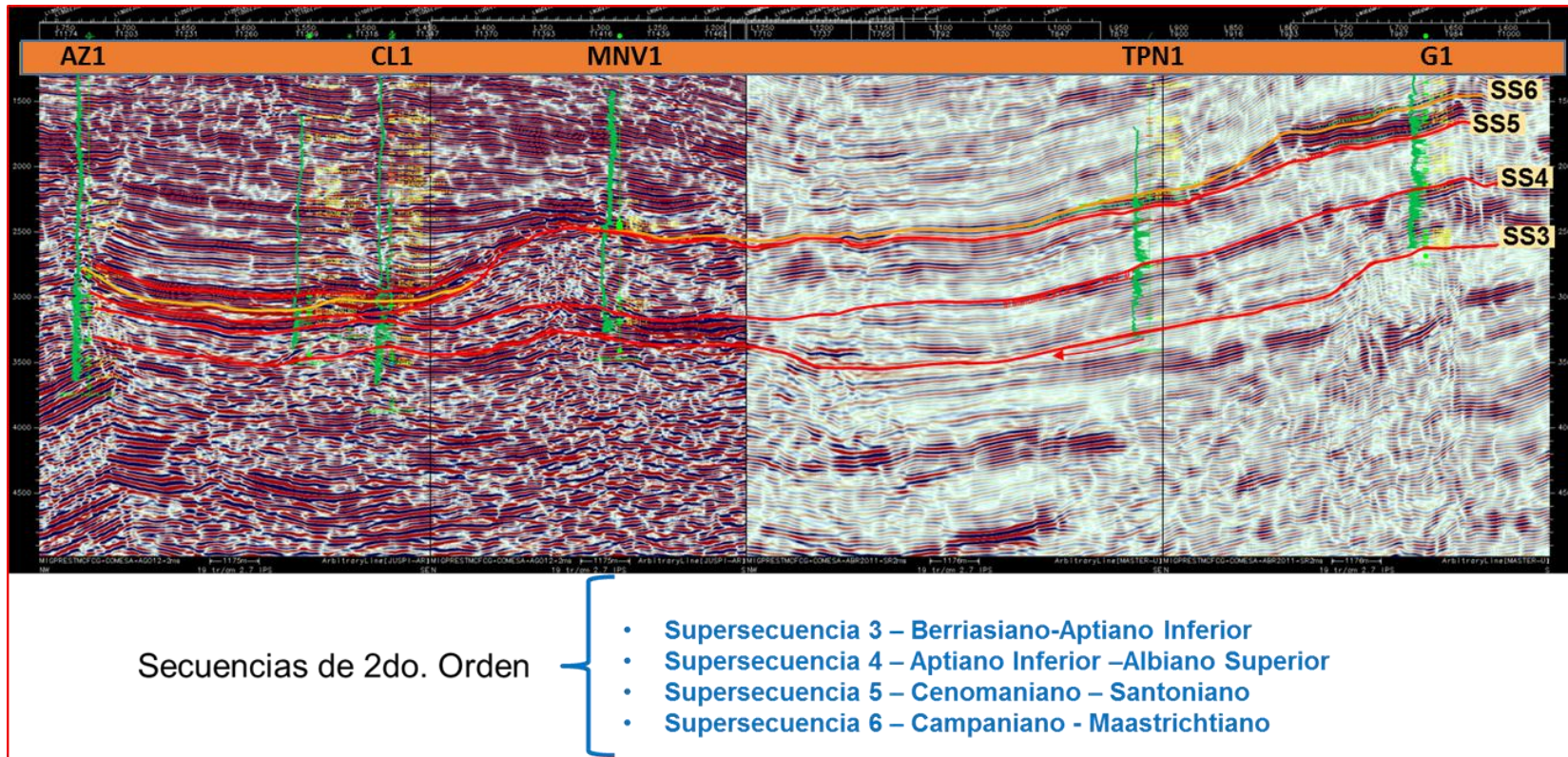


Figura IV.23. Sección sísmica con la definición de las secuencias de segundo orden.

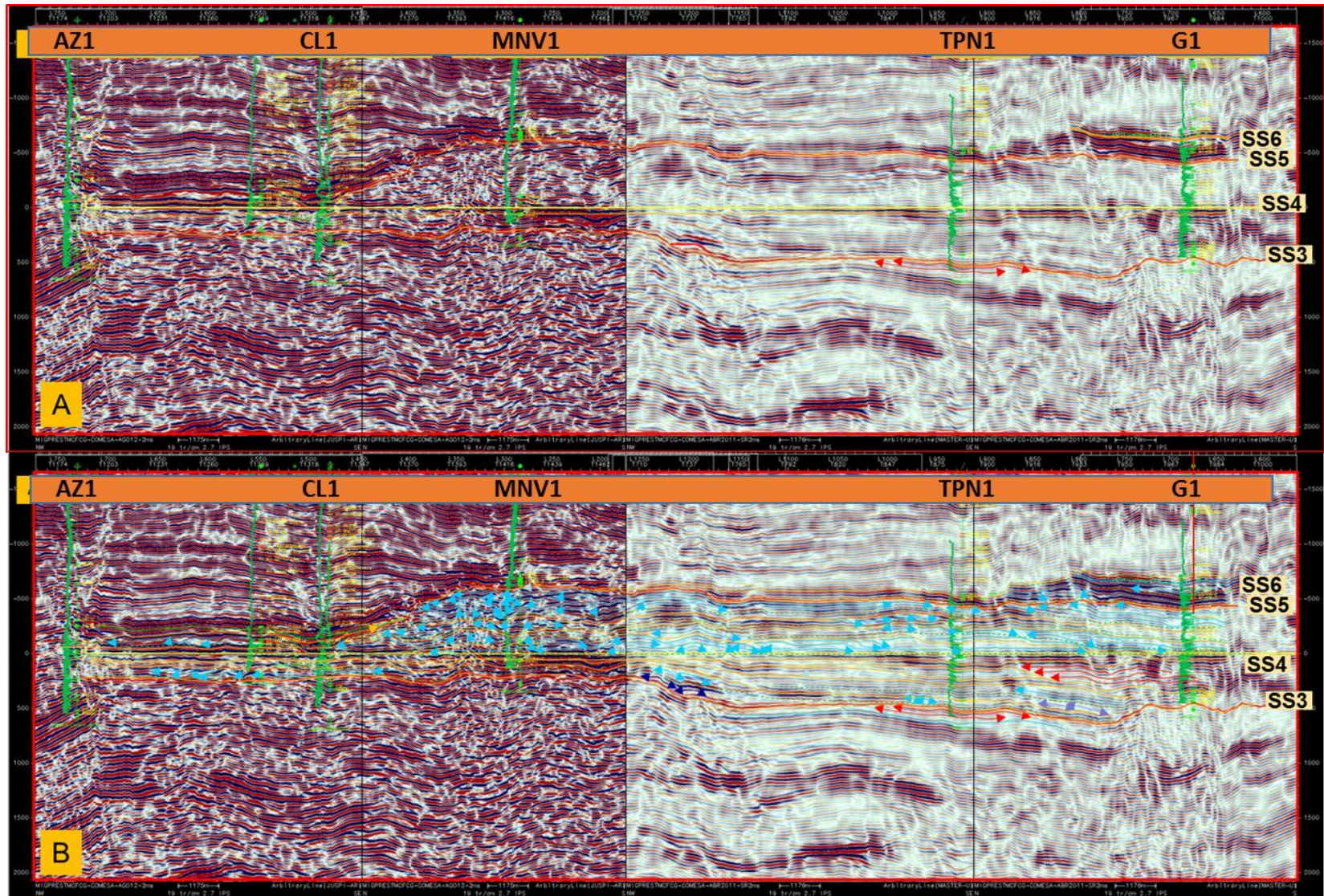


Figura IV.24. A) Sección sísmica aplanada en SS4. B) Sección sísmica con interpretación de las terminaciones de los reflectores.

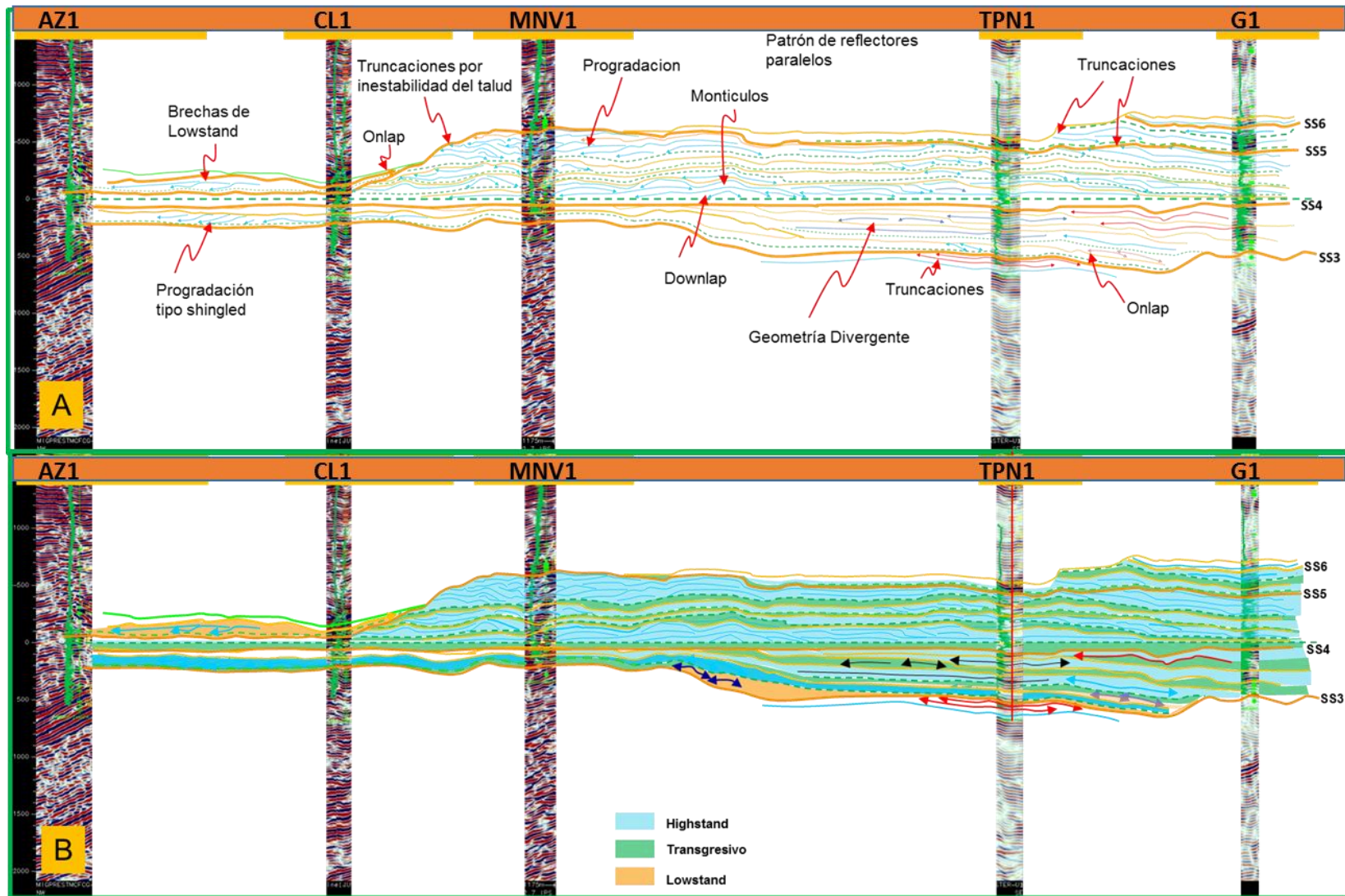


Figura IV.25. A) Sección sismo-estratigrafica con la interpretación de las geometrías de los estratos y las terminaciones. B) Interpretación de los Conjuntos de Sistemas de depósito de cada secuencia (Systems Tracts).

IV.2.2.2. Características de secuencias sismo-estratigráficas.

Secuencia 3 (SS3).- Por debajo de esta superficie se observan truncaciones, además de que está controlado con datos de pozos, lo que nos da confianza en ubicar el límite de secuencia en esta posición.

La geometría de esta secuencia es divergente en el área de TPN1 y G1 son una serie de reflectores paralelos a subparalelos que convergen en el área de MNV1, observándose principalmente onlaps, lo que indica que durante este tiempo la sal se estaba evacuando hacia el norte, generando con esto espacio para el depósito de una serie de ciclos carbonatados con intercalaciones de evaporitas, lo que indica que en ciertos periodos esta depresión se quedaba aislada propiciando la evaporación y precipitación de evaporitas. Los pozos G1 y TPN1 comprueban este modelo al cortar una secuencia de intercalaciones de carbonatos con facies de evaporitas, las cuales se pueden correlacionar mediante el registro de densidad (RHOB).

La base de esta secuencia en el área de CL1 se comportaba como una rampa, observando progradación tipo tejado (shingled) característica de depósitos de arenas carbonatadas (packstone-grainstone de ooides).

Secuencia 4 (SS4).- Se observa una máxima inundación de carácter regional que corresponde al Cretácico Inferior Aptiano que inunda la plataforma y sobre esta superficie de máxima inundación (mfs) se empiezan a formar una serie de montículos los cuales marcan el inicio del desarrollo de la plataforma; posteriormente, empiezan a progradar hacia el norte, después estos montículos tienden a ser agradantes sobre el área de MNV1 hasta la máxima inundación del Albiano medio, que incluso en la cuenca tiene características de roca generadora.

Nuevamente por encima de esta superficie de máxima inundación las facies de plataforma se mueven al sur y posteriormente tienden a progradar nuevamente hacia el norte. En el área de los pozos TPN1 y G1 los reflectores son paralelos a

subparalelos indicando con esto condiciones de menor energía característicos de una plataforma interna lagunar.

Esta misma secuencia en los pozos ubicados en la cuenca como son CL1 y AZ1 se adelgaza considerablemente como producto del cambio de facies de margen de plataforma a talud y cuenca.

Secuencia 5 (SS5).- Por debajo de esta secuencia hay truncaciones y por arriba hay terminaciones tipo onlap sobre todo en el talud. Esta secuencia marca un cambio en el régimen sedimentario ya que está asociada a un régimen tectónico, además de que marca el inicio del ahogamiento de la plataforma Artesa Mundo Nuevo; sobre el pie de talud y cuenca se deposita un paquete grueso de brechas asociado a una etapa de nivel bajo (Lowstand) como producto de la erosión de la plataforma al quedar expuesta durante este tiempo. Posteriormente, hay una máxima inundación al final del Cenomaniano inundando por completo la plataforma a excepción del área de G1-GB1-SD1-SN1-BJ1-MC1, donde se instala una plataforma en Cretácico superior Turoniano-Santoniano.

Súper Secuencia 6 (SS6)

Durante el Campaniano-Maastrichtiano el régimen sedimentario cambia, en la cuenca se depositan calizas bentoníticas que hacia la cima gradúan a margas y que constituyen el principal sello de los yacimientos carbonatados del Cretácico Medio y Superior Turoniano.

Mientras que sobre la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo las facies de plataforma se mantenían al ritmo del ascenso del nivel del mar en el área de SN1, BJ1, GB1, mientras que en el área de G1 y MC1 ya son ambientes de plataforma externa.

Una vez definidos los límites de secuencia y superficies de máxima inundación es posible proponer los conjunto de sistemas de depósito (Systems Tracts) Figura IV.25 B.

La figura IV.26 muestra la misma imagen sísmica con la interpretación de las facies sísmicas, integrando todas las observaciones hechas anteriormente

para definir las posibles variaciones de facies que pudo tener la evolución sedimentaria de la plataforma.

En la Secuencia 3 se interpreta una zona con progradaciones tipo tejado (shingled) las cuales se asocian a depósitos de arenas carbonatadas; hacia el sur hay un patrón divergente lo que permite interpretar una zona de supramarea con cierta subsidencia permitiendo el depósito de facies evaporíticas.

En la secuencia 4 se interpreta la posible migración del margen de la plataforma donde hay geometrías monticulares que migran lateral y verticalmente, se interpreta también la zona lagunar en la plataforma interna donde los reflectores son continuos y paralelos, en el frente de la plataforma se interpreta la presencia de brechas proximales como producto de la destrucción in situ del margen de plataforma.

En la base de la secuencia 5 se observan unos flujos asociados a etapas de nivel bajo del mar (Lowstand).

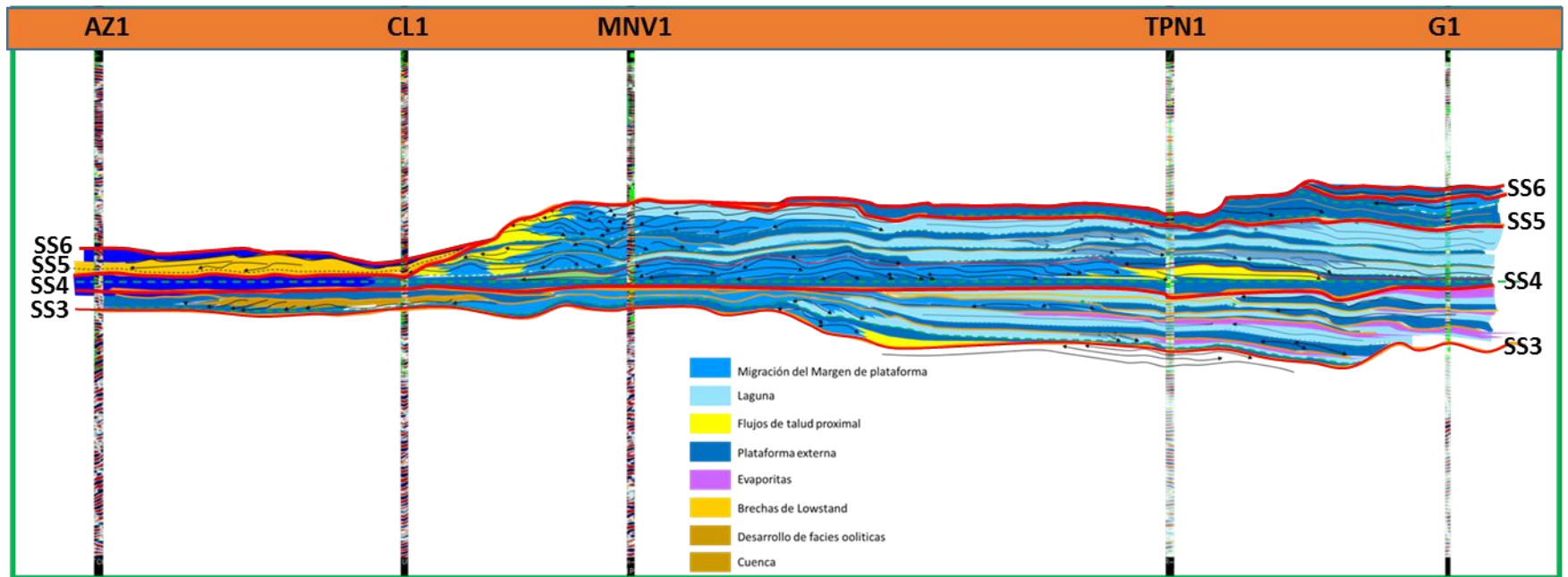


Figura IV.26. Sección sísmica con una propuesta de la interpretación de las litofacies que podríamos encontrar en base al análisis de facies sísmicas.

IV.3. INTERPRETACION DE SECCIONES ESTRATIGRAFICAS BASADO EN ANALISIS BIOESTRATIGRAFICO, LITOLOGICO Y DE FACIES SISMICAS.

Después de que se interpretaron las posibles variaciones de facies en la sección sísmica se revisaron los pozos de control para integrar el análisis biocronoestratigráfico y determinar si se observan las mismas variaciones de facies en los pozos.

Se integró el análisis del pozo MNV1 en el que se realizó el análisis petrográfico y paleontológico de 50 láminas delgadas que corresponden a muestras de canal, intervalo 3315 a 4100 m, con un contenido fósil del Cretácico superior y Cretácico medio (Figura IV.27).

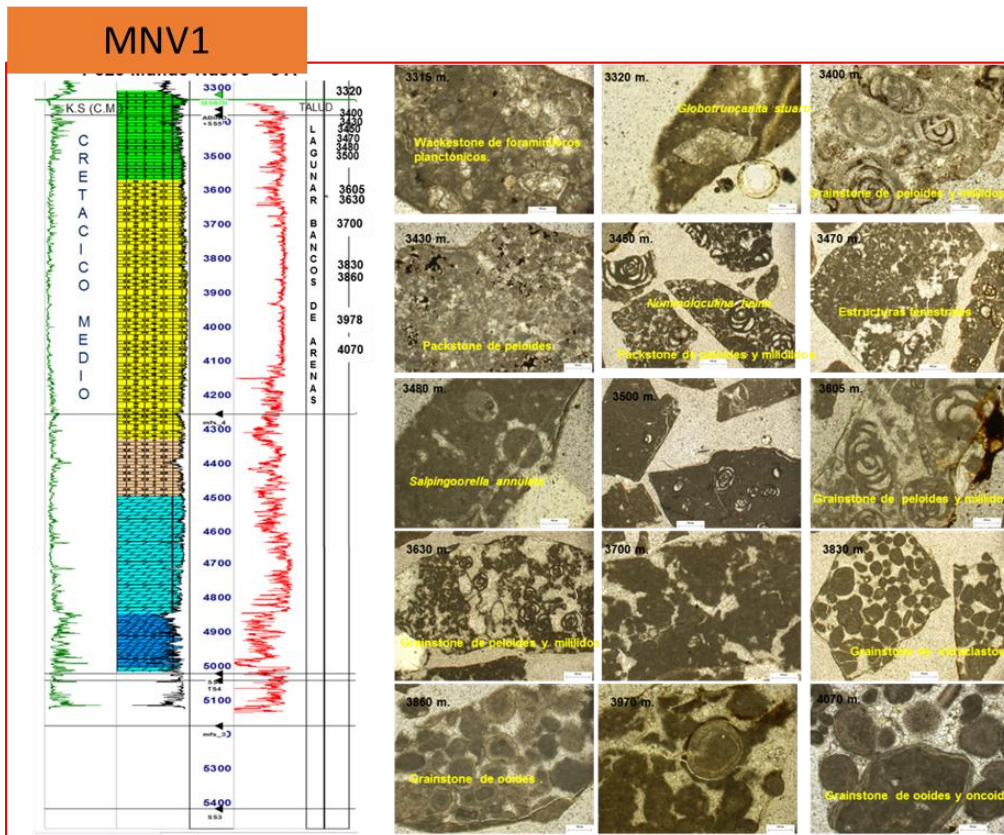


Figura IV.27. Integración del análisis petrográfico y bioestratigráfico con registros geofísicos en el pozo MNV1.

En el intervalo 3860-4070 m el registro de Rayos gamma es muy agradable y presenta valores de 10 GAPI indicando muy poco contenido de material radioactivo, corroborándose con la descripción petrográfica que consiste de un grainstone de ooides, peloides, oncoides indicativos de un ambiente de alta energía, interpretándose como margen de plataforma en este intervalo.

En el intervalo 3600-3830 m se observa un cambio en el registro al presentar un patrón ligeramente más arcilloso y lo que se observa en el análisis petrográfico y paleontológico es que se tiene un packstone-grainstone con presencia de miliolidos y ooides, los miliolidos indican una zona lagunar lo que se puede interpretar que se encuentra en una zona ligeramente más protegida y en la sección se interpreta como postarrecife, en esta zona generalmente hay una mezcla de fauna de margen de plataforma y laguna.

El intervalo 3400-3500 m hay un marcado cambio, en el registro se observa un patrón granodecreciente y en análisis bioestratigráfico y petrográfico indica que son facies lagunares tipo wackestone-packstone de miliólidos, peloides, intraclastos y algas, interpretándose en la sección como una zona de plataforma interna lagunar.

Las variaciones verticales de facies identificadas en el análisis bioestratigráfico y petrográfico da certidumbre a la interpretación realizada en el análisis de sismofacies y por lo tanto la interpretación hecha en las secciones estratigráficas está basada en el análisis bioestratigráfico y de facies sísmicas (Figura IV.28).

La interpretación de facies sísmicas es una herramienta muy valiosa para interpretar las variaciones que existen entre cada pozo siempre y cuando se haga una calibración integrando información de muestras en lámina delgada, núcleos, registros geofísicos e información sísmica.

En la parte sur de la Sección 3 se encuentra el pozo G1, el cual se interpretó de acuerdo al análisis sismo estratigráfico en ambientes de plataforma interna lagunar, integrando este análisis con el bioestratigráfico y petrográfico de 4

núcleos se corrobora la interpretación, al cortar dentro de la SS3 los núcleos 7 y 8 intercalaciones de dolomudstone con anhidritas depositados en una zona restringida con subsidencia y periodos de inundación; el núcleo 5 cortado en la base de la SS4 contiene mudstone algáceo dolomitizado depositado en una plataforma interna de planicie de mareas; y el núcleo 3 en la cima de la SS4 cortó un wackestone-packstone dolomítico de miliólidos y peloides depositados en una plataforma interna lagunar. Figura IV.29.

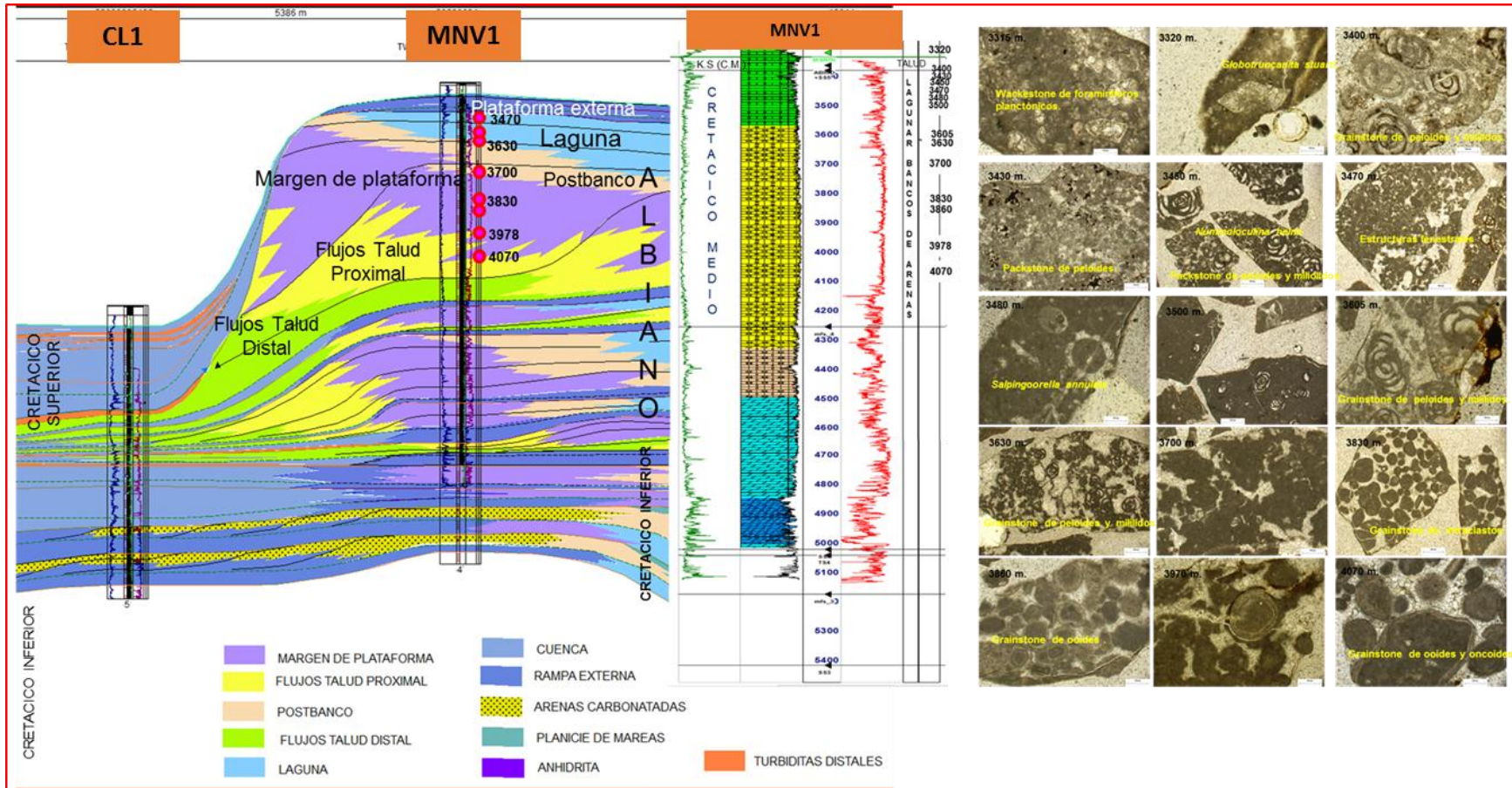


Figura IV.28. Interpretación de las variaciones de facies.

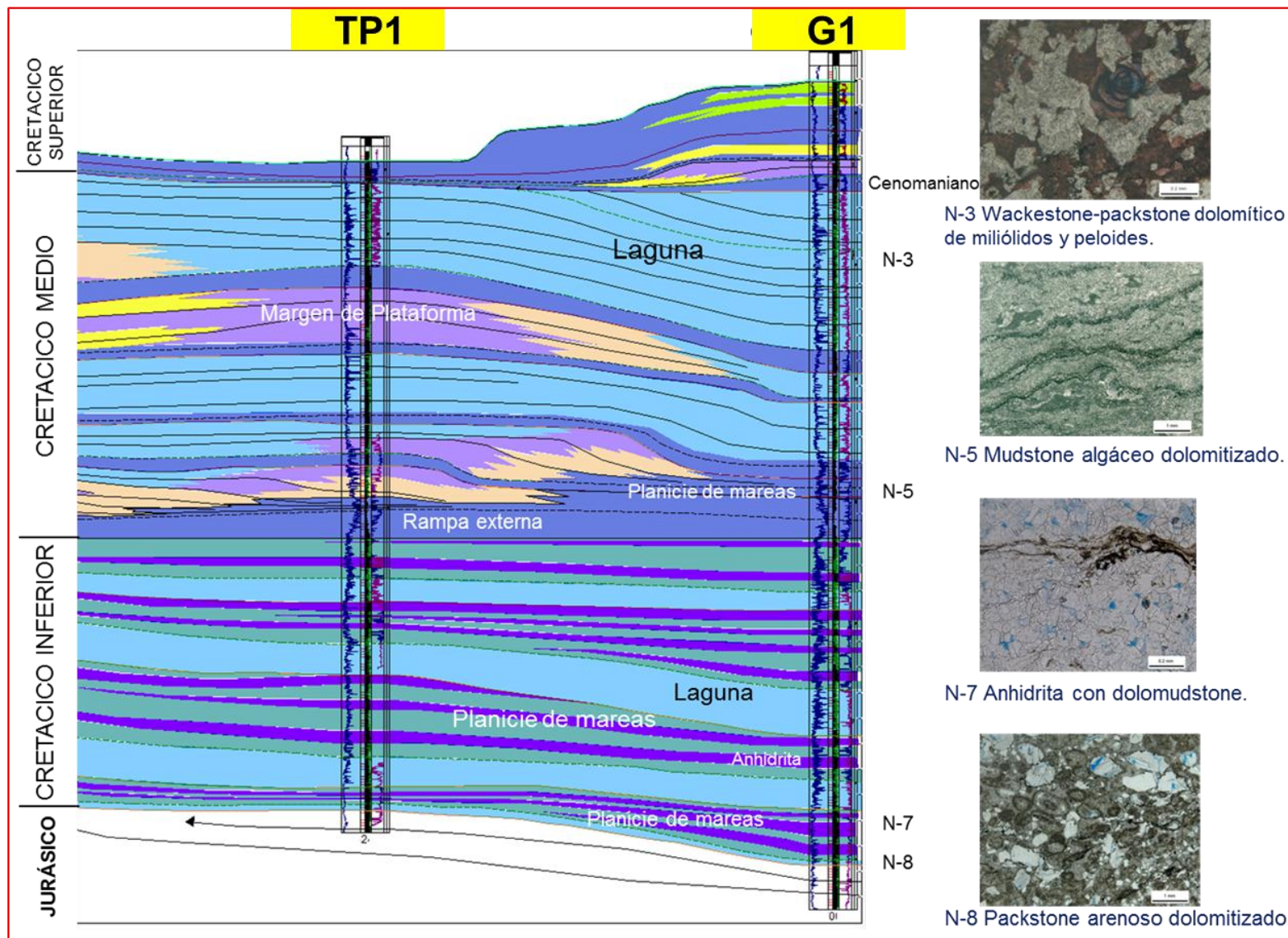


Figura IV.29. Interpretación Bioestratigrafica y petrográfica del pozo G1.

El análisis de facies sísmicas es difícil realizarlo en la porción norte del proyecto, donde los pozos a nivel de Cretácico se encuentran en ambientes de cuenca, ya que los espesores se reducen considerablemente y la resolución sísmica no permite hacer este análisis, sin embargo en base a las descripciones litológicas, petrográficas y bioestratigráficas, así como el análisis de electrofacies e integrando conceptos geológicos se hace una propuesta de los ambientes y subambientes de depósito en las secciones de correlación estratigráfica.

A continuación se describe la interpretación de las secciones estratigráficas 1, A y B.

IV.3.1. SECCION ESTRATIGRAFICA 1

La sección 1 está orientada Noroeste-Sureste y corta los pozos CTA1, PNO1 CS1, CS9, PDO1, JC1, AZ1, CL1, MNV1, PN1 y G1. Esta sección tiene como datum la cima de la SS4, se aplanó a este nivel para integrar la interpretación de facies sísmicas y poder establecer un modelo de evolución de la plataforma Artesa Mundo Nuevo (Figura IV.30).

En esta sección se observan variaciones de espesor muy grandes sobre todo en los pozos ubicados sobre la plataforma con espesores de 3362 metros de Cretácico cortados en G1 contra 373 metros en la cuenca cortados en PNO1.

Estas variaciones de espesor nos indican condiciones ambientales y topográficas diferentes, por un lado las plataformas carbonatadas tienen una tasa de sedimentación muy alta en combinación con ambientes evaporíticos, como los que se observan dentro de la SS3, esto incrementó considerablemente los espesores además de que sísmicamente se observa que esta zona estaba subsidiendo, permitiendo con esto un espacio de acomodo mayor.

Por el contrario en la zona de la cuenca donde los espesores oscilan entre 373 metros y 574 metros las condiciones son diferentes, la tasa de sedimentación se reduce considerablemente al tener tirantes de agua mayores la fábrica de producción de carbonatos se inhibe, también se puede observar que la sal estaba

moviéndose durante este tiempo generando condensación de columna en los paleo altos que estaba generando la sal.

Estos paleo altos en la base de la SS3 en combinación con una etapa de nivel bajo del mar (lowstand) generaron condiciones de alta energía que permitieron que se desarrollaran depósitos de packstone-grainstone de ooides en las áreas de B-CQ-JC-PDO-CS, por lo cual se propone una serie altos que tenían ambiente de plataforma externa con condiciones en algunas zonas de alta energía, permitiendo el desarrollo de arenas carbonatadas.

En la zona de PNO, CS, PDO y JC se observa como las SS3 y SS4 están condensadas como producto del movimiento de la sal, mientras que en la zona de AZ1 y CI1 tenemos espesores gruesos para la SS3 lo que indica que posiblemente la sal se estaba evacuando de esta zona y moviéndose hacia el norte.

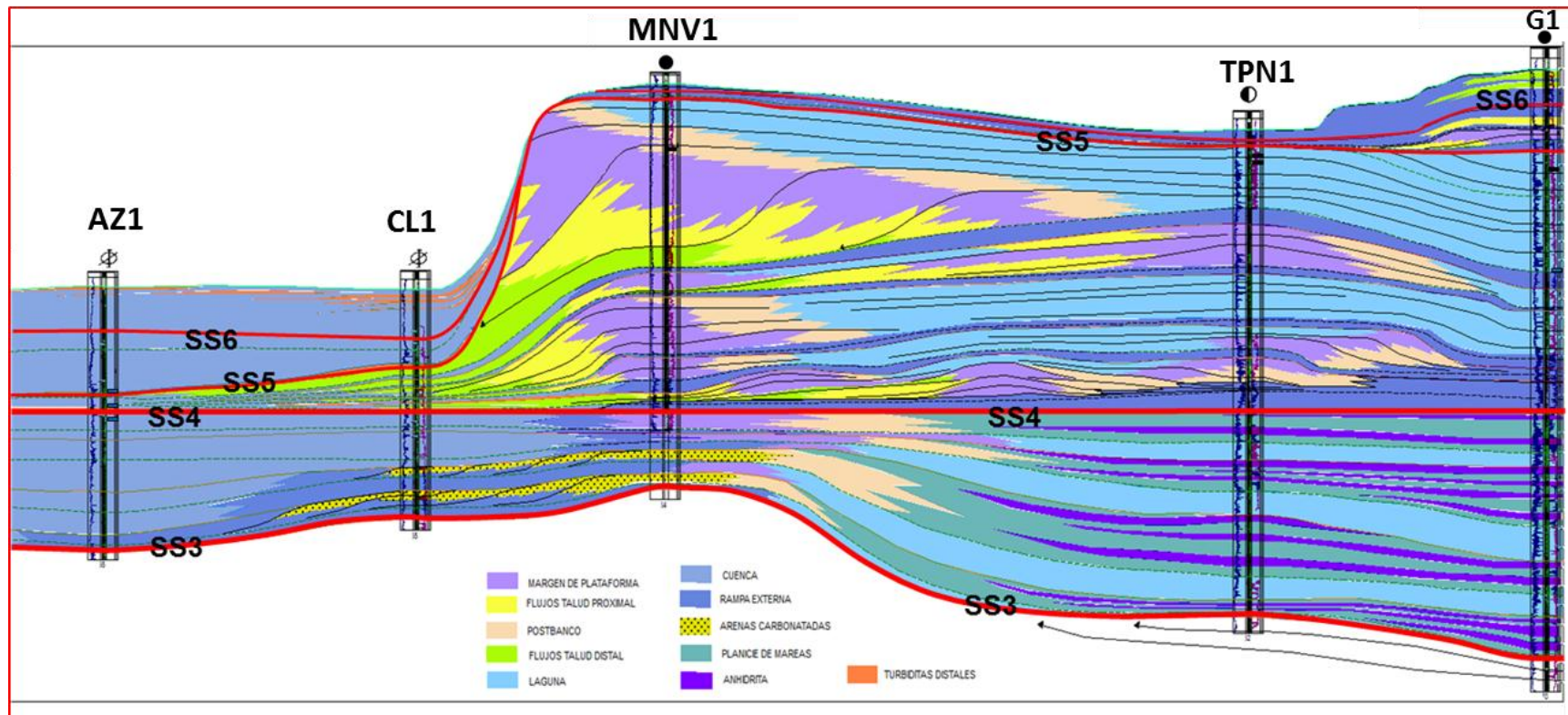


Figura IV.31. Detalle de la sección estratigráfica 1, Zona Sur.

La figura IV.31 muestra un detalle de la evolución sedimentaria que tuvo la Plataforma Artesa- Mundo Nuevo, donde se puede observar que su mayor desarrollo fue durante la SS4 (Cretácico Medio Albiano) y el inicio de su ahogamiento en la SS5 (Cretácico Medio Cenomaniano).

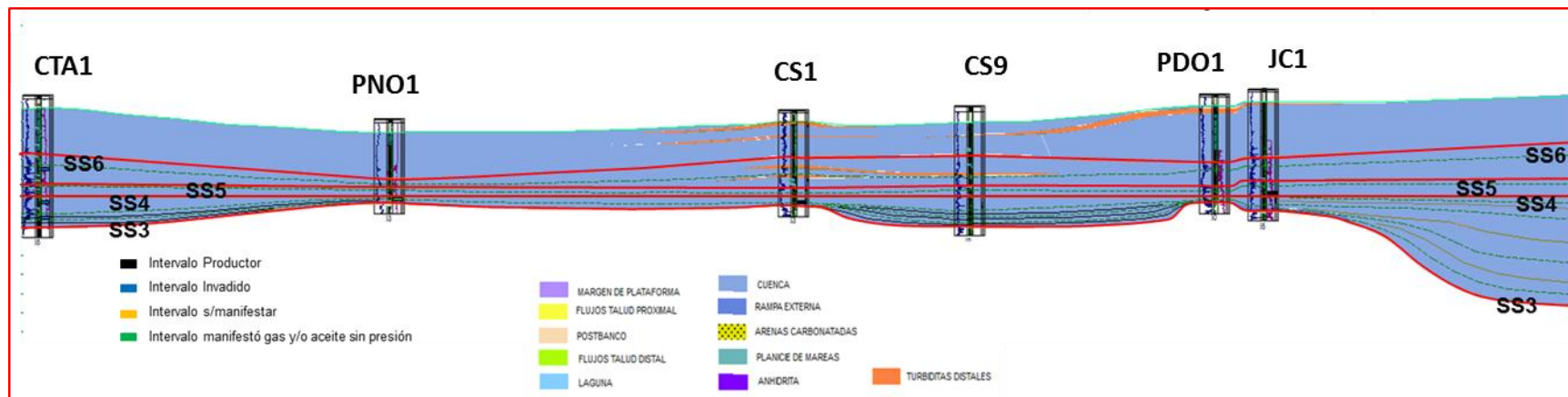


Figura IV.32. Detalle de la Sección Estratigráfica 1, Zona Norte.

En la porción norte de la sección estratigráfica 1 se pueden observar las zonas donde el movimiento de la sal estaba generando condensación de columna, este adelgazamiento de las secuencias SS3 y SS4 pudo haber sido un factor que condicionó el plegamiento y dolomitización tan intensa que sufrió esta zona (figura 32).

En color naranja se pueden observar los flujos de turbiditas distales presentes en los JC1, PDO1 y CS9 donde tienen buen espesor sin embargo los pozos hacia el norte como PNO1 y CTA1 estos flujos ya no son tan claros, lo que indica que la cercanía de la plataforma es un factor para prospectar este play.

IV.3.2. SECCION ESTRATIGRAFICA A-A'

La sección está orientada Suroeste-Noreste y corta los pozos PL1, CN1, TM1, TY1, CS9, NN1, B1, JR1, TC1 y TN21. Figura IV.33.

Esta sección se cruza con la sección 1 en el pozo CS9 de esta manera se tiene un mejor control de las facies propuestas en esta área.

En esta sección el pozo PL1 se encuentra dentro de la plataforma interna lagunar y el pozo CN1 cerca del borde norte de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo. El pozo CN1 se encuentra en facies de postbanco en la SS4 al cortar un packstone-grainstone de miliolidos, peloides, bioclastos e intraclastos con intercalaciones de mudstone-wackestone con valvas de ostrácodos y bentónicos.

En esta zona el margen de la plataforma se observa agradante, hacia el norte los espesores nuevamente se reducen al cambiar a ambiente de cuenca hay condensación de columna asociada a diapirismo durante el depósito de la secuencias SS3 y SS4.

En esta dirección también se observa una mayor cantidad de flujos turbidíticos provenientes de la plataforma y caracterizados principalmente por packstone-grainstone de bioclastos con fauna de plataforma, también se observa que la cantidad de flujos disminuye conforme se aleja de la plataforma.

En la parte norte la sal tuvo mayor movilidad principalmente durante el depósito de las secuencias SS3 y SS4, por ejemplo en el pozo JR1 se depositaron 682 metros de dichas secuencias, mientras que en TC1 donde la sal estaba generando un paleo relieve se depositaron 84 metros hay una diferencia de casi 600 metros, estas diferencias de espesor condicionaron la formación de los anticlinales en estos paleo relieves preexistentes y que al tener espesores muy delgados son más susceptibles de plegar y por ende de fracturar.

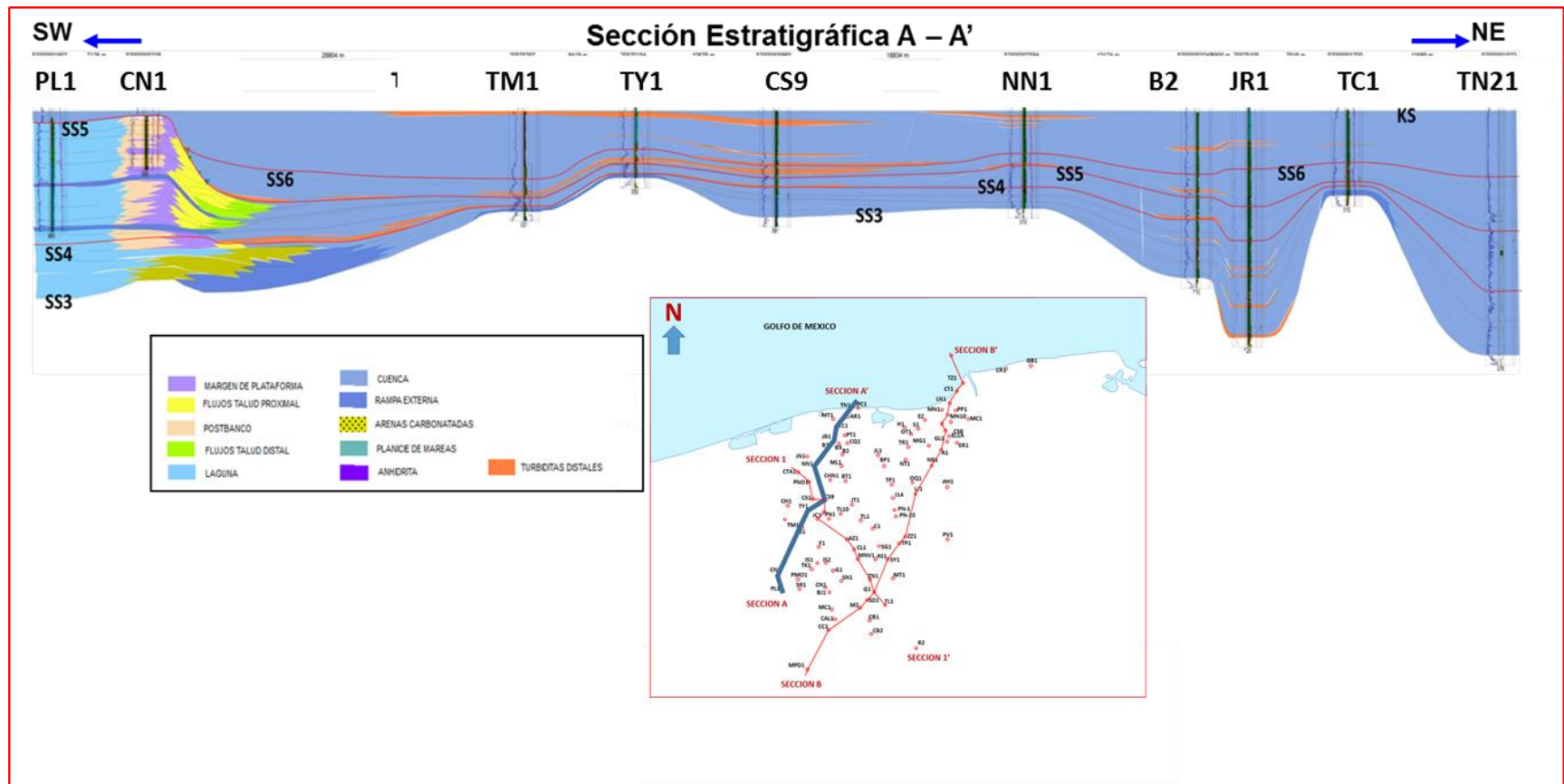


Figura IV.33. Sección de correlación Estratigráfica A-A'.

La figura IV.34 muestra un detalle de la zona sur donde se observa la interpretación de la parte norte de la plataforma y la zona de cuenca de los pozos TM1, TY1 y CS9, en esta zona existe un talud muy pronunciado que pudo haber tenido poca estabilidad generando el depósito de brechas al pie del mismo.

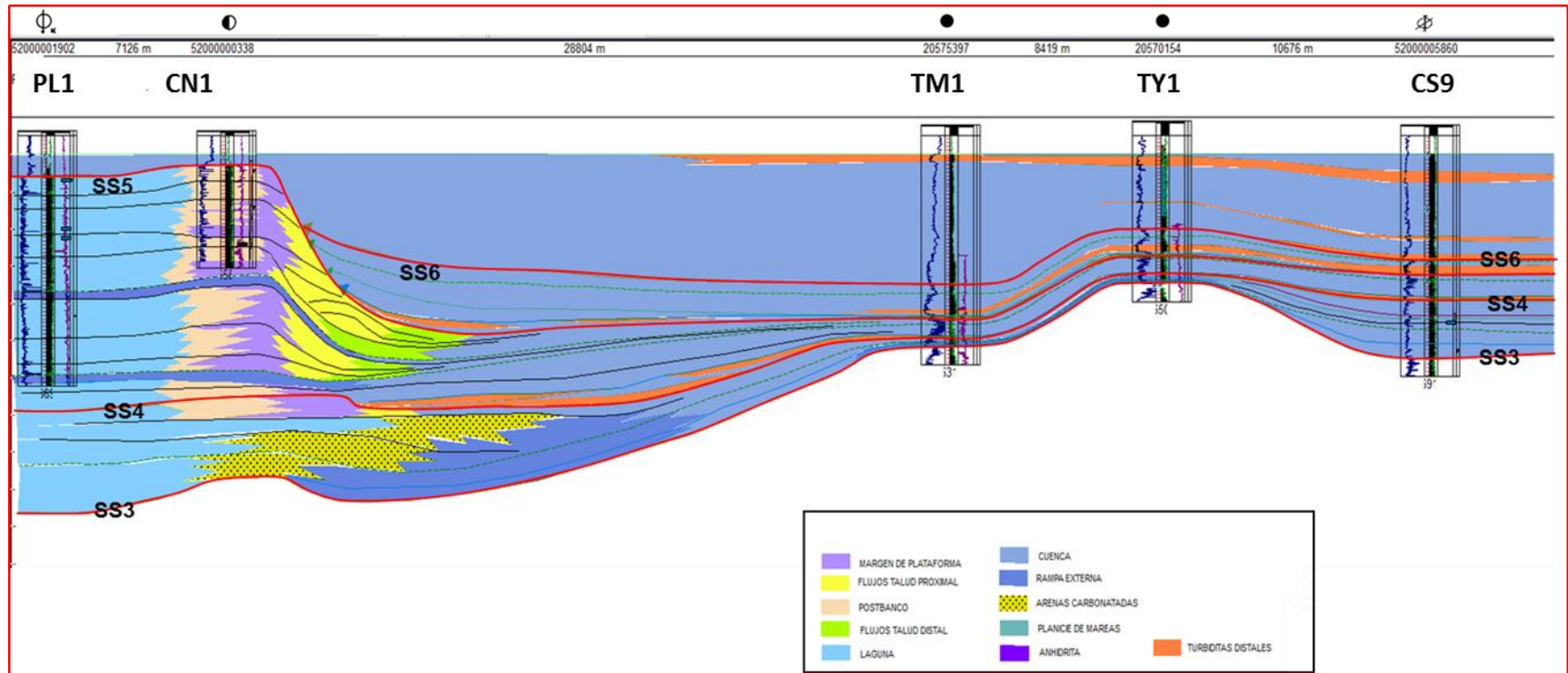


Figura IV.34. Detalle de la Sección Estratigráfica A-A', Zona Sur.

La figura IV.35 muestra un detalle de la sección A en su porción Norte, evidenciando aquí las zonas con mayor condensación, la formación de los paleo relieves generó durante el Berriasiano el desarrollo de facies de alta energía como producto de una caída del nivel del mar.

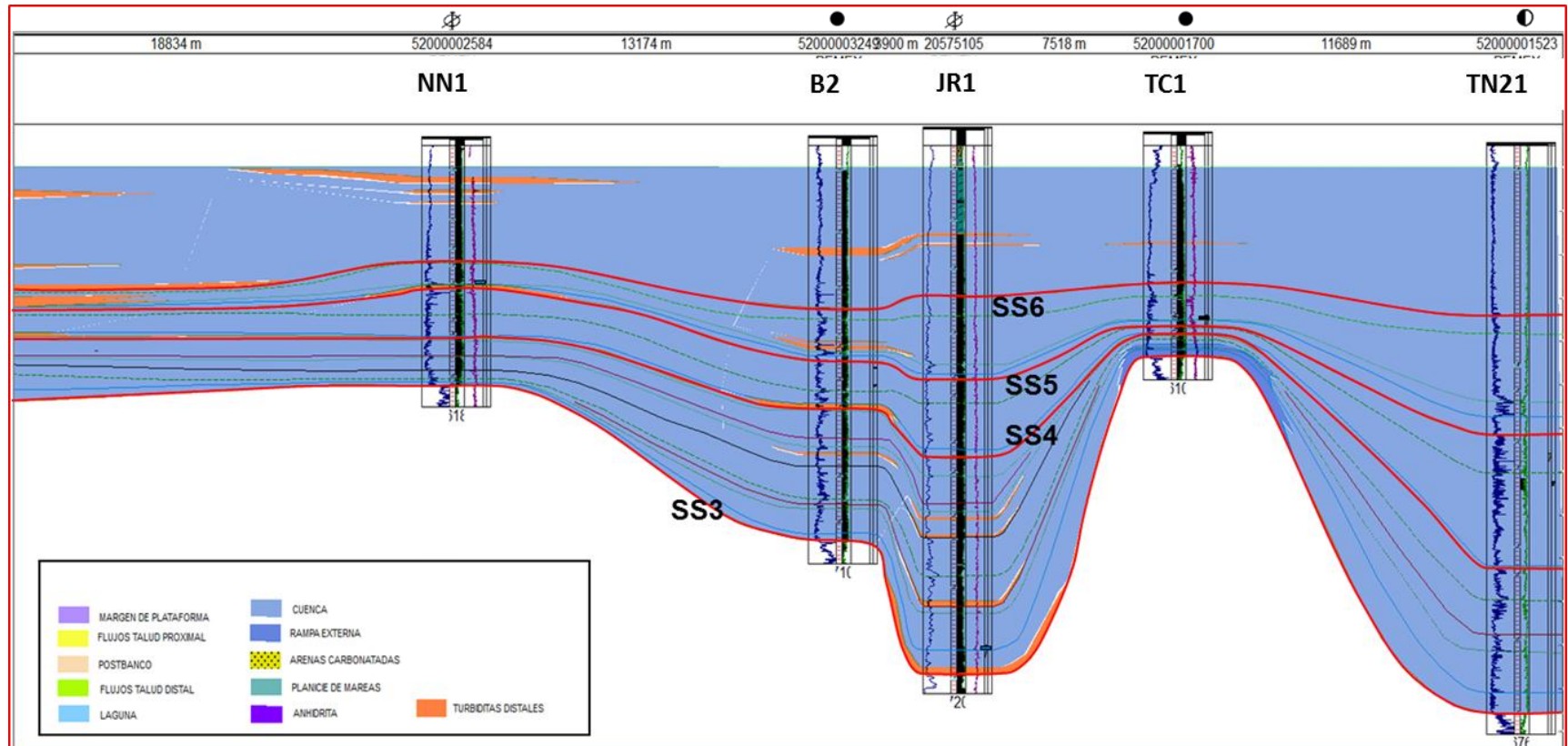


Figura IV.35. Detalle de la Sección Estratigráfica A-A' Zona Norte.

En los altos preexistentes se forman los ooides, por la condición de alta energía ocasionada por la caída del nivel del mar durante el Lowstand de la secuencia SS3 en combinación con el paleo alto ocasionado por el empuje de la sal. Sin embargo, estas oolitas se depositan en las zonas más bajas topográficamente como se observa en JR1.

También se observa que en JR1 la sal estaba siendo evacuada como producto de una compactación diferencial entre TC1 y JR1 generando con esto que sobre JR1 se deposite una mayor cantidad de sedimento mientras que en TC1 al estar topográficamente más alto se produzca condensación de las secuencias SS3 y SS4.

IV.3.3. SECCION ESTRATIGRAFICA B-B'

Esta sección está orientada Suroeste-Noreste y corta los pozos MPD1, CC1, M2, SDO1, GBA1, G1, SY1, ZZ1, LJ1, NB1, A1, ET1, CS1, MN10, LN1, TZN2 y XX1. Figura IV.36.

El pozo MPD1 en la base de la SS3 tiene un paquete de packstone-grainstone de ooides dolomitizado, el cual se interpretó como un banco de alta energía, tiene un espesor de cerca de 400 metros, encima de este paquete hay una secuencia de mudstone con intercalaciones de anhidritas las cuales se pueden correlacionar con las encontradas en G1.

Esta sección cruza con la sección 1 con el pozo G1 y de acuerdo con las características de los registros, descripciones litológicas y expresión sísmica de la porción norte de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo se propone la evolución sedimentaria, durante la SS3 desde MPD1 hasta SY1 donde prevaleció una gran plataforma evaporítica.

En la zona de ZZ1 hasta XX1 las condiciones son más profundas, sin embargo en esta área no se observa tanta movilidad de sal, los espesores para la SS3 se comportan relativamente homogéneos.

Durante el Cretácico inferior Aptiano ocurre una Máxima Inundación que cubre la plataforma evaporítica y sobre esta se inicia el desarrollo de la plataforma bordeada.

También se observa que se instala un borde en la porción sur, el pozo CC1 muestra un patrón de registro característico de un ambiente de alta energía y las descripciones litológicas lo comprueban, desgraciadamente en esta zona no existe información sísmica; pero se observa un marcado cambio hacia el pozo MPD1, donde durante la SS4 se depositó mudstone con intercalaciones de flujos de plataforma.

En la parte central, los pozos M2 y G1 cortaron facies de plataforma interna lagunar durante la SS4, mientras que el pozo SY1 se encuentra en el margen norte de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo.

Durante la SS5A se inicia el ahogamiento de la plataforma, quedando solo la zona de G1-GBA y SDO con facies de plataforma hasta que finalmente se ahoga durante el Cretácico Superior Maastrichtiano en GBA1.

En el pie de talud norte está el pozo ZZ1 el cual cortó una secuencia de brechas depositadas en etapas de nivel bajo durante el Cenomaniano y Turoniano, estas mismas brechas son productoras en diferentes campos como es SG, SR, ÍD CTS, etc.

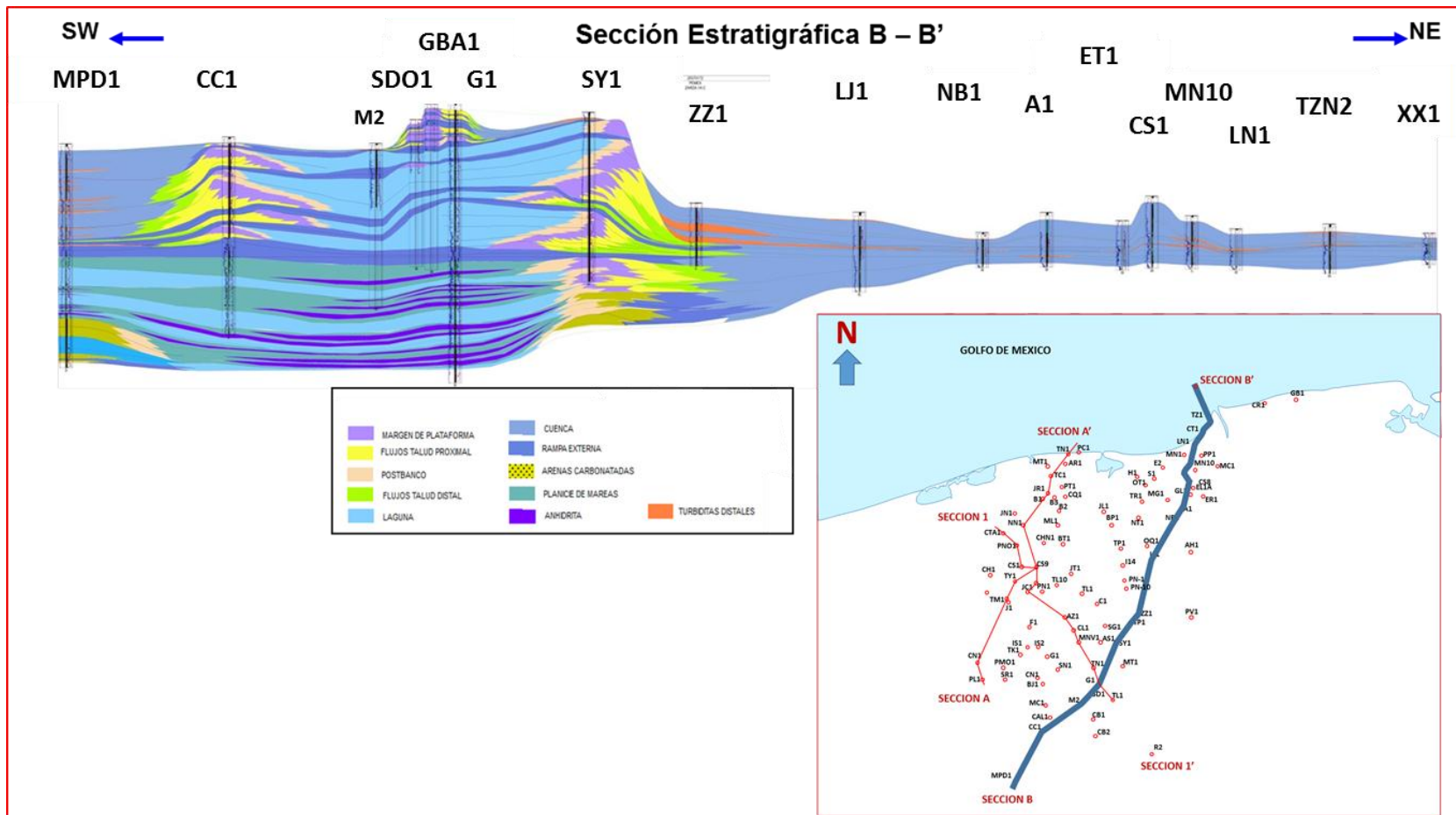


Figura IV.36. Sección de Correlación Estratigráfica B-B' aplanada en la secuencia SS4.

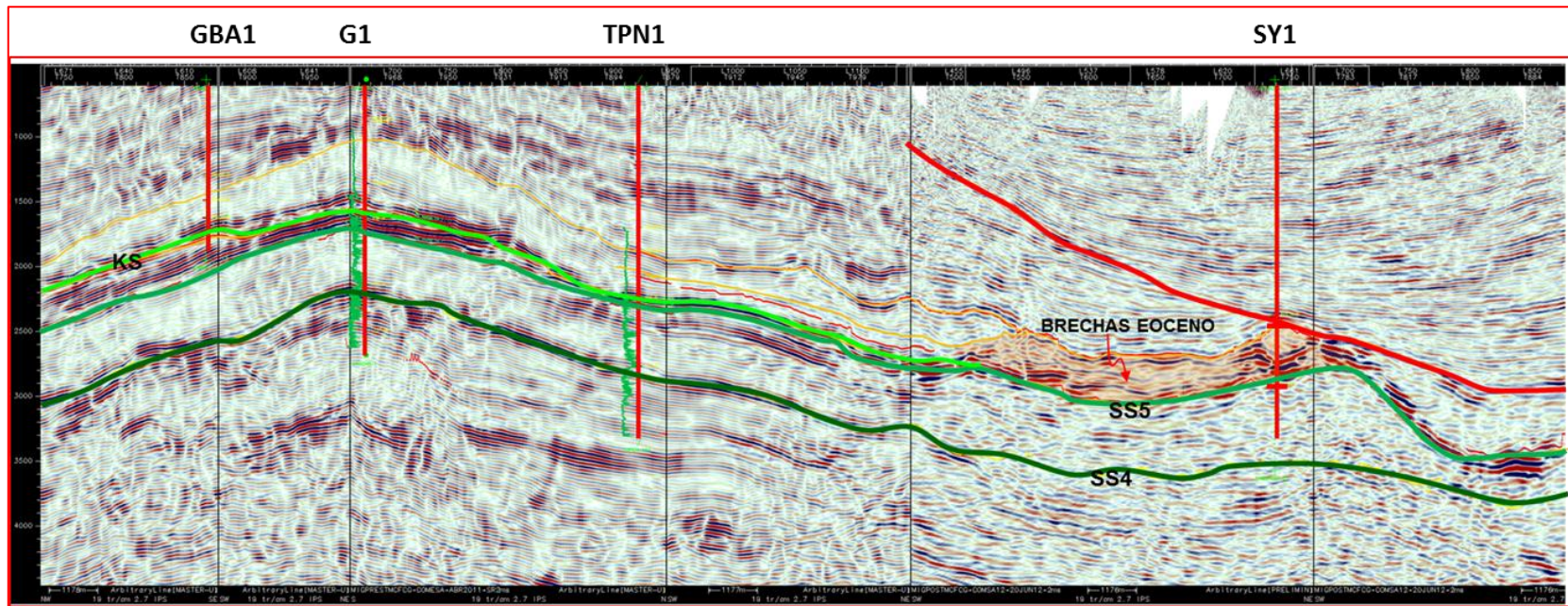


Figura IV.37. Sección sísmica entre los pozos GB1, G1, TPN1 y SY1.

En la figura IV.37 se interpreta la sección donde se puede observar la expresión sísmica de la plataforma desde GB1 hasta SY1, la gran plataforma de Albiano SS4 sin grandes variaciones de espesor hasta la porción norte de SY1 donde cambia a talud. El pozo SY1 se encuentra en la parte de postbanco, mientras que los pozos G1 y TPN1 en la zona Lagunar.

Durante el Cretácico superior la plataforma se restringe considerablemente quedando solo en GB1, mientras que en G1 solo el Turoniano es de plataforma hacia Coniaciano y Santoniano son facies de talud, mientras que en Campaniano y Maastrichtiano en facies de cuenca.

También se interpreta un paquete de más de 1500 metros de brechas depositadas durante el Paleógeno en el pozo SY1, las cuales originalmente estaban datadas como Cretácico Medio.

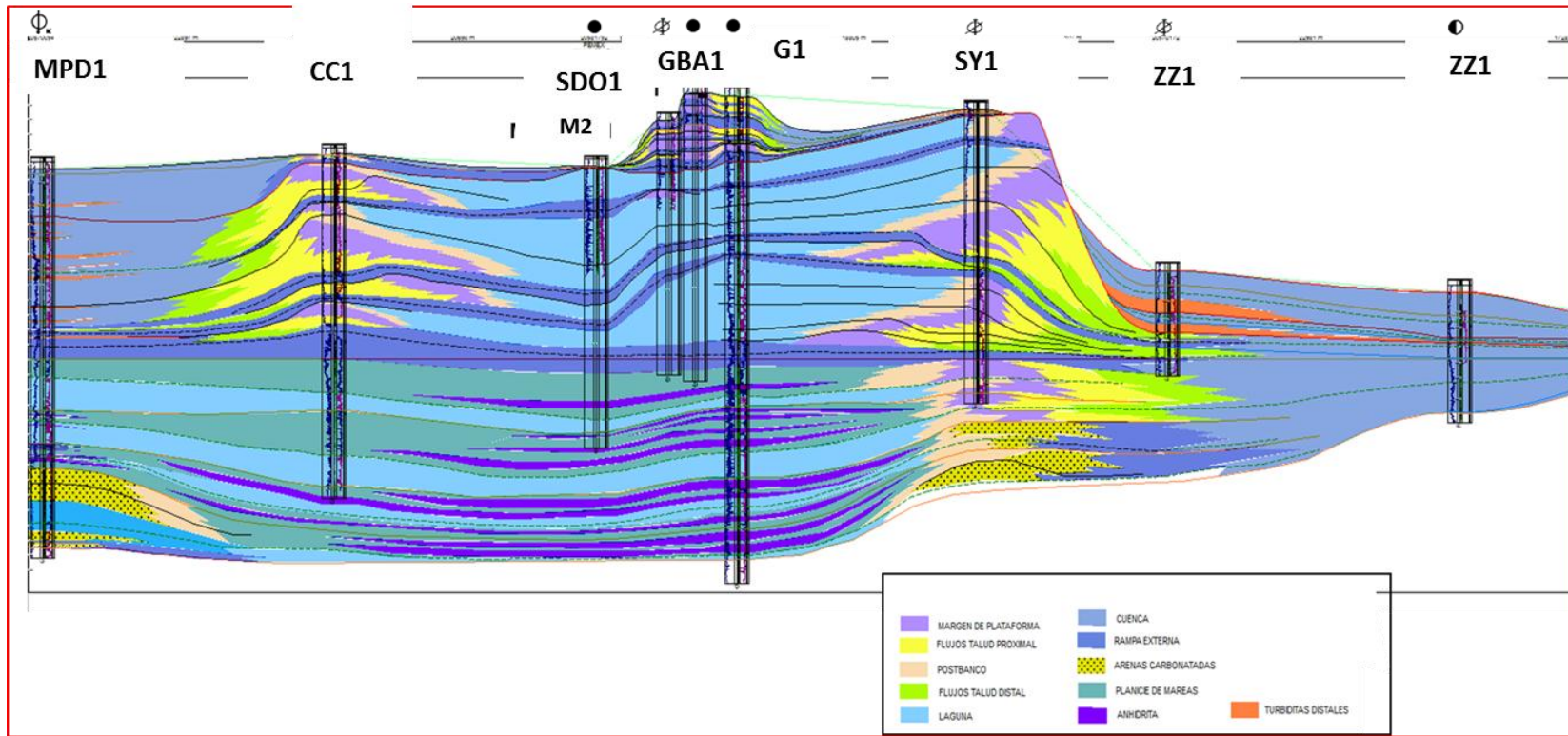


Figura IV.38. Detalle de la Sección de Correlación Estratigráfica B-B', Zona Suroeste.

La figura IV.38 muestra el detalle de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo y la propuesta de la evolución de la misma, al igual que la sección 3 se interpreta la plataforma evaporítica en el área de G1, M2, CC1 y MPD1 durante la SS3 el mayor desarrollo durante la SS4.

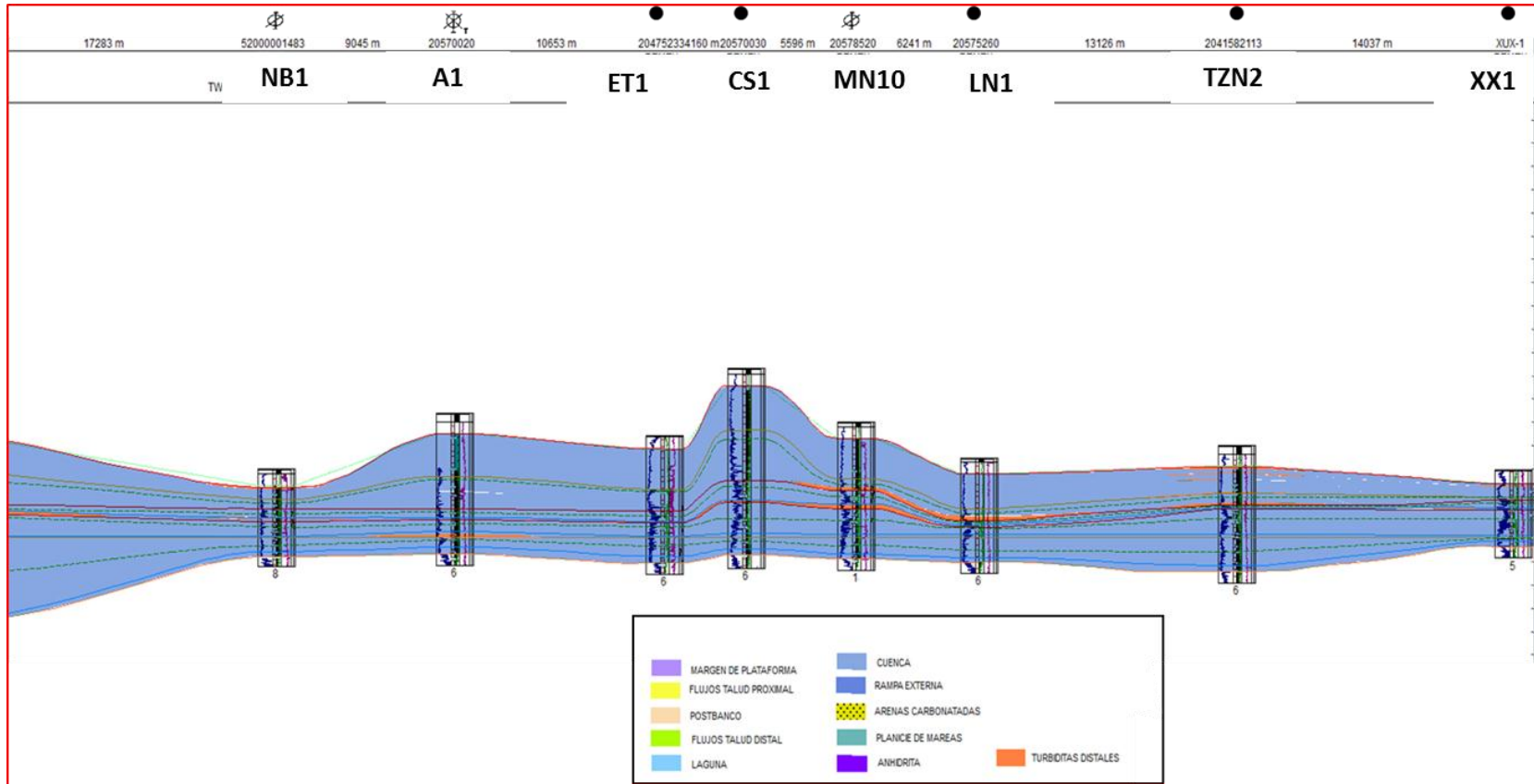


Figura IV.39. Detalle de la Sección Estratigráfica B-B', Zona Noreste.

La figura IV.39 muestra la porción sur de la Sección B, todos los pozos se encuentran en ambiente de mar abierto-cuenca, en esta área la sal no tuvo mucha influencia en la depositación, además que en esta área se tiene un mejor control de las superficies de máxima inundación y límites de secuencia.

En cada secuencia analizada se interpretó el Límite de Secuencia (SS), la Superficie Transgresiva (TS) y la Superficie de Máxima Inundación (mfs) y por lo tanto se tienen los espesores de los systems tracts, en base a la interpretación e integración de datos bioestratigráficos, análisis de electro facies, descripciones litológicas de muestras de canal y de núcleos.

Todas las cimas de los systems tracts se integraron en una tabla Excel y se calcularon los espesores de cada secuencia.

También por cada secuencia se tienen los espesores de cada conjunto de sistema de depósito (systems tract) lo cual es de gran utilidad al mapear cada sistema de depósito.

Esta información fue la base para realizar los mapas de isopacas de cada secuencia, así como por sistema de depósito de las secuencias más importantes.

V. MAPAS DE ESPEORES POR SECUENCIA

La configuración de los espesores de cada secuencia es de vital importancia para poder entender cuáles fueron sus variaciones en el área de estudio, ya que con los espesores podemos empezar a interpretar las variaciones de ambientes de depósito de cada secuencia.

Al momento en que inicia el depósito de una secuencia, existía un paleo-relieve del fondo marino, el cual estaba controlado por movimientos de sal como producto de compactación diferencial, este relieve condiciona el ambiente de depósito en cada área, también puede ser el catalizador para el crecimiento de una plataforma.

En la zona de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo al tener condiciones someras y alta producción de carbonatos los espesores son muy gruesos de más de mil metros, mientras que en la zona de ambientes de cuenca los espesores son mucho más delgados.

V.1. MAPA DE ESPEORES DE LA SUPER SECUENCIA 3 (SS3).

La Super secuencia 3 (Figura V.1) tiene un alcance del Cretácico Inferior Berriasiano al Aptiano Inferior y presenta sus mayores espesores en la zona de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo pozos G1, TPN1 con espesores de van desde 600 a 1400 metros en ambientes de plataforma lagunar-evaporítica.

En la porción de la cuenca los espesores se reducen considerablemente con respecto a la zona de la plataforma, los colores verdes del mapa indican las depresiones donde los espesores son de 400 a 50 metros.

En las zonas donde se tienen espesores menores indica áreas donde hubo condensaciones de columna ya que en base al análisis bioestratigráfico no se

identificaron ausencias de pisos en el Cretácico Inferior. La condensación fue originada debido al movimiento de la sal durante el depósito de esta secuencia.

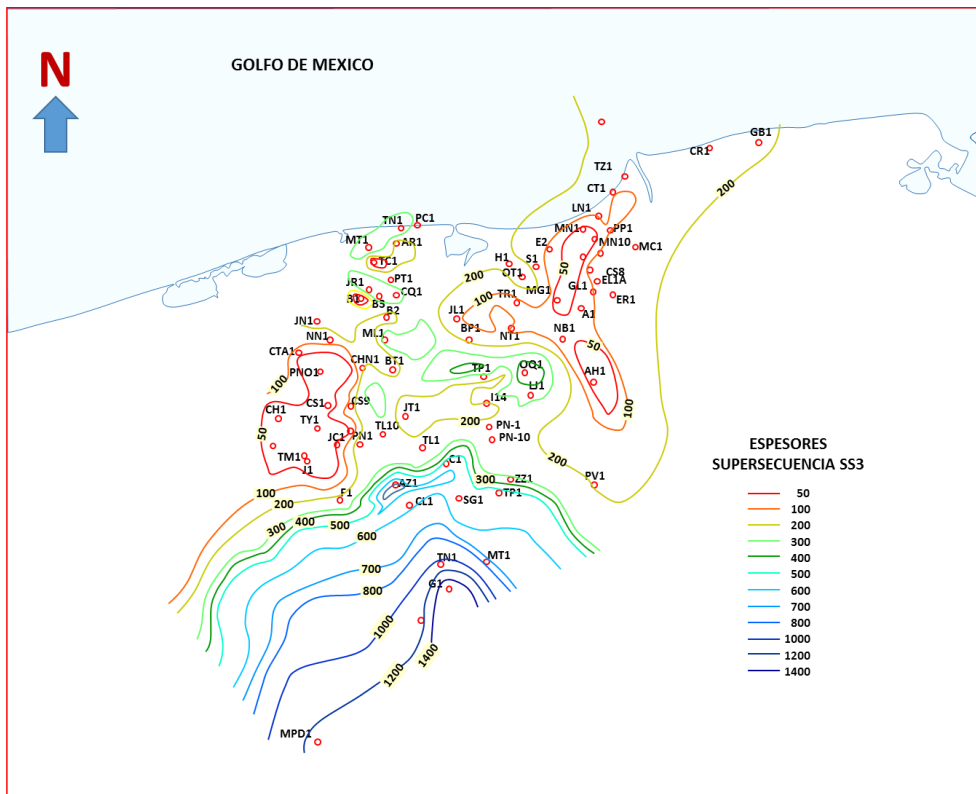


Figura V.1. Mapas de espesores de las Súper secuencias SS3.

V.2. MAPA DE ESPESES DE LA SUPER SECUENCIA 4 (SS4).

La Super secuencia 4 (SS4) tiene un alcance del Cretácico Inferior Aptiano Medio al Cretácico Medio Albiano y es durante el depósito de esta secuencia cuando las condiciones ambientales fueron más favorables para el desarrollo de ambientes de plataforma (Figura V.2).

Sobre la plataforma Artesa-Mundo Nuevo se depositan potentes espesores de calizas de plataforma que alcanzan los 1600 metros en SY1, MNV1 ubicados en el margen norte de la plataforma, mientras que MC1 se encuentra en la porción

central también los espesores son de 1600 metros en ambientes de plataforma interna lagunar. Hacia el margen sur en CC1 es de 1200 metros.

Hacia la porción de la cuenca los espesores disminuyen dramáticamente como producto de que los ambientes eran más profundos y los carbonatos presentan una baja tasa de sedimentación en estos ambientes.

Los espesores que llegan hasta 250 metros en BP1, SR1 y OQ1 se interpreta como flujos provenientes de la plataforma.

Los espesores delgados de hasta menos de 50 metros en CS1, PDO1, JC1, B1 están asociado a condensación de columna en paleo altos preexistentes.

Es durante el depósito de esta secuencia cuando la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo tiene su mayor desarrollo.

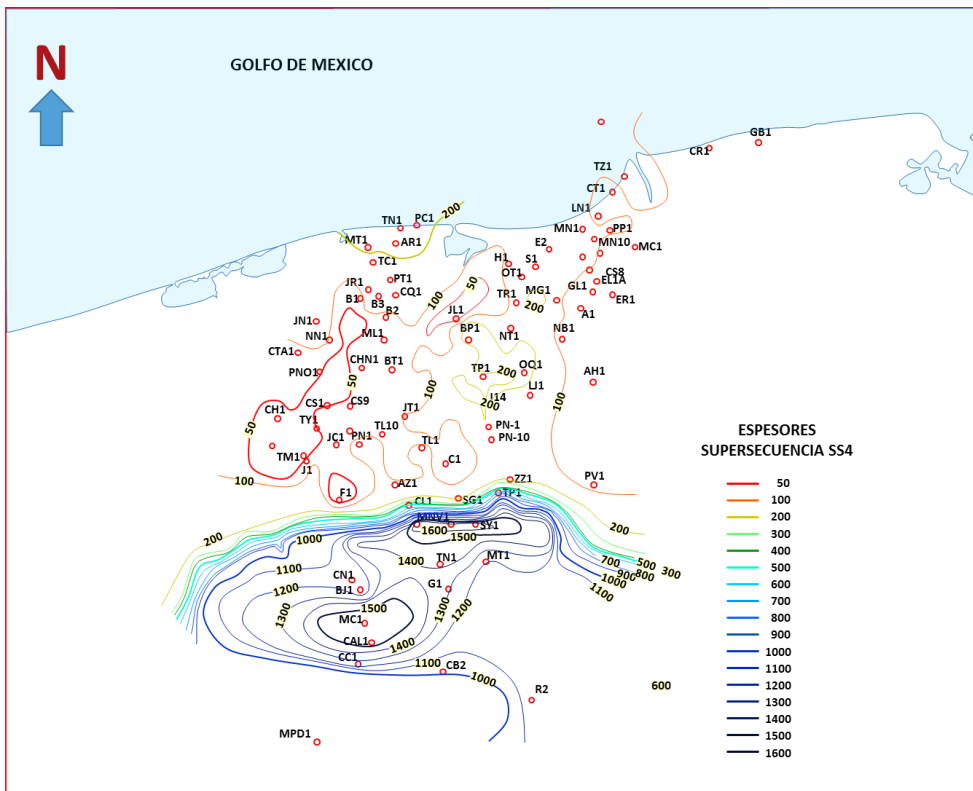


Figura V.2. Mapa de espesores de la Súper-secuencia 4 (SS4).

V.3. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 5.

La Súper secuencia 5 de segundo orden tiene un alcance que va del Cretácico Medio Cenomaniano al Cretácico Superior Santoniano y con el análisis bioestratigráfico y de electro facies se pudo subdividir en dos secuencias de tercer orden a las cuales se les denominó Secuencia 5A (SS5A) y Secuencia 5B (SS5B).

V.3.1. MAPA DE ESPESORES DE LA SECUENCIA 5A (SS5A).

La Secuencia 5A tiene un alcance del Cretácico Medio Cenomaniano al Cretácico Superior Turoniano Inferior (Figura V.3.).

En la parte inicial de esta secuencia se depositan durante el Lowstand depósitos de flujos provenientes de la erosión de la plataforma y durante la transgresión la plataforma es ahogada casi por completo y durante esta transgresión se depositan una caliza arcillobituminosa en el límite Cenomaniano-Turoniano, mientras que durante el Highstand se depositan calizas de plataforma en la parte central de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo.

Hacia el occidente, persiste el efecto del movimiento de la sal, generando una configuración de espesor similar a los observados en el depósito de la supersecuencia SS4.

En la parte sur (pozo R2) se deposita un espesor de más de 800 metros de calizas de plataforma externa con fauna plantónica con intercalaciones de flujos provenientes de la plataforma.

Mientras que en la zona de los pozos G1, BJ1, SN1 se tienen espesores de más de 200 metros de calizas de plataforma somera, en el margen norte se tienen ausencia de esta secuencia como producto de erosión o no depósito.

En la zona de los pozos AZ1, SG1, ZZ1, PN1, I14, TR1 se interpretan flujos depositados durante el Lowstand con espesores que van de 200 a 300 metros de calizas brechoides.

En el resto del área de la cuenca los espesores son menores de 50 metros sobre todo en los paleo altos heredados de las secuencias más antiguas.

V.3.2. MAPA DE ESPESORES DE LA SECUENCIA 5B (SS5B).

La secuencia 5B tiene un alcance que va del Cretácico Superior Turoniano Medio al Cretácico Superior Santoniano (Figura V.4).

Durante el depósito de esta secuencia se deposita un potente espesor hacia el sur de calizas arcillosas de cuenca con intercalaciones de delgados flujos de plataforma. Nuevamente se observa la plataforma se restringe cada vez más (pozos BJ1, SN1) con espesores entre 200 y 300 metros.

En la cuenca los espesores varían entre 100 y 200 metros de calizas de cuenca con algunos flujos de plataforma (pozos AZ1, TR1, PN1, PN10), también se observan zonas con espesores menores de 50 metros (TM1, ML1, AR1, TN1).

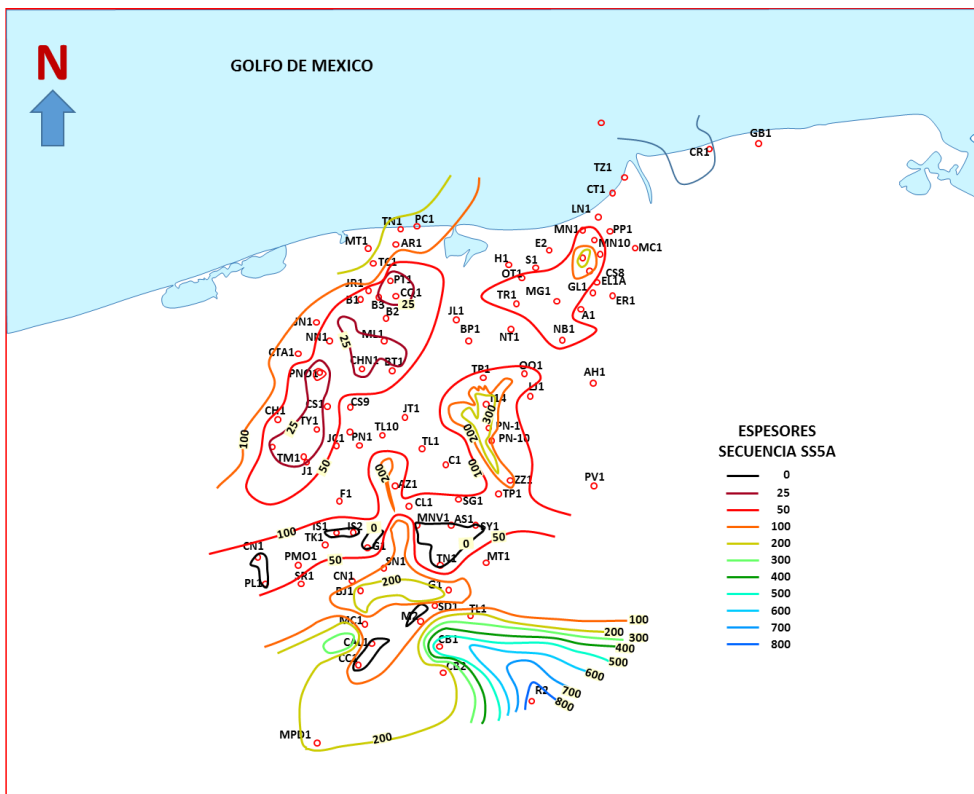


Figura V.3. Mapa de espesores de la Secuencia 5A (SS5A).

V.4. MAPA DE ESPESORES DE LA SUPER SECUENCIA 6.

La Super secuencia 6, tiene un alcance del Cretácico Superior Campaniano al Maastrichtiano (Figura V.5).

No se observan cambios drásticos en el nivel del mar, por lo que el remanente de la plataforma Mundo Nuevo-Artesa mantiene la misma extensión aunque con ligeros cambios en su geometría. La precipitación de carbonatos se mantiene en el remanente de la plataforma, generando espesores de hasta 450m en los pozos SN1 y BJ1.

En la cuenca se depositan una secuencia de calizas bentoníticas que gradúan a Margas con espesores que varían de 50 a 200 metros, se considera que esta secuencia es el principal sello de las calizas del Cretácico Medio.

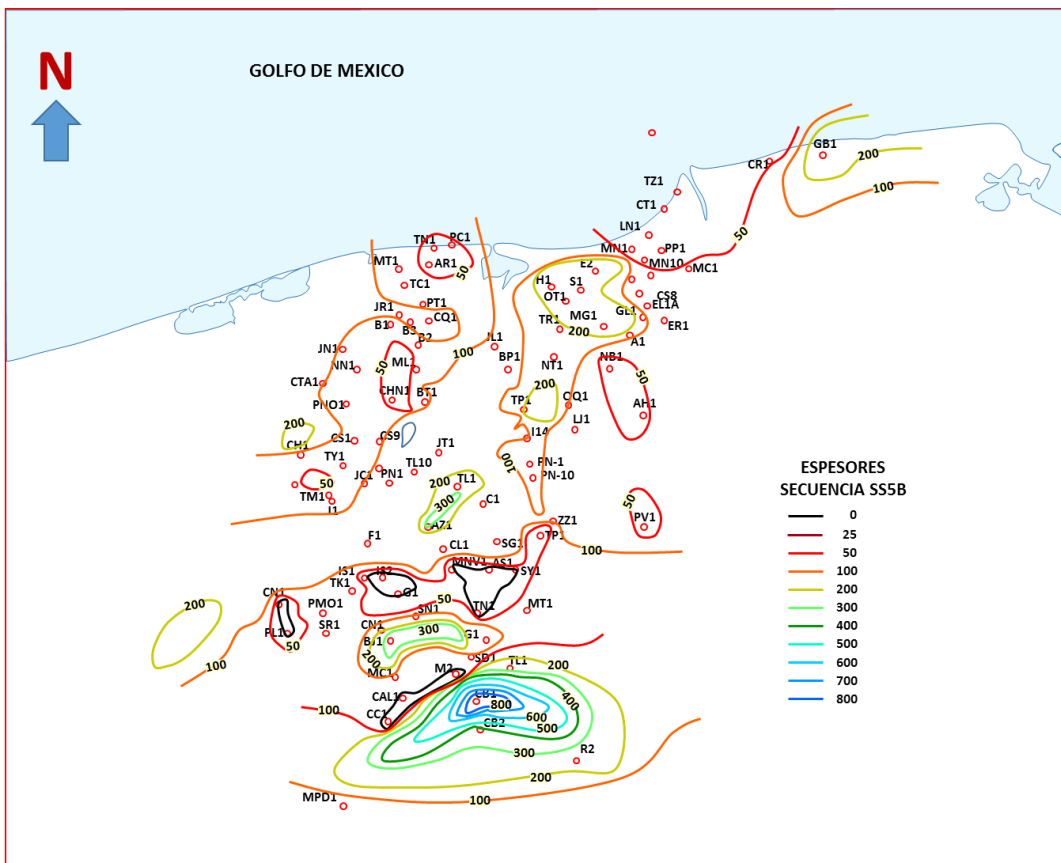


Figura V.4. Mapa de espesores de la Secuencia 5B (SS5B).

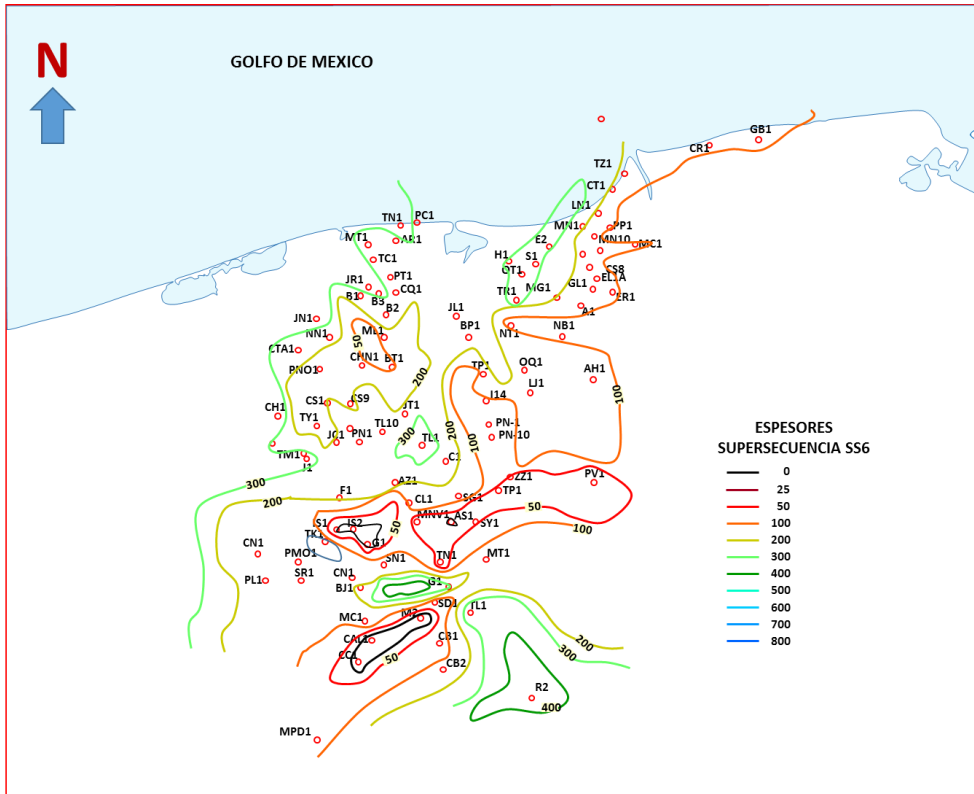


Figura V.5. Mapa de espesores de la Super Secuencia 6 (SS6).

VI. INTERPRETACION PALEOAMBIENTAL DEL CRETACICO.

El análisis del Marco Estratigráfico Secuencial en el cual se identificaron Superficies de Máximas Inundación y Límites de Secuencia permitió elaborar mapas por Conjunto de Sistemas de Depósito (Systems Tracts) para representar de una manera más precisa la evolución sedimentaria que ocurrió en la región.

Se elaboraron mapas paleoambientales de los sistemas tracts que representan los principales cambios en los ambientes de depósito, los cuales a continuación se describirán.

VI.1. MAPAS PALEOAMBIENTALES SUPER SECUENCIA 3.

En la Super secuencia 3 se elaboraron dos mapas paleoambientales el primero corresponde al Lowstand (nivel bajo del mar) y representa la base de la secuencia y corresponde al Cretácico Inferior Berriasiano. El segundo mapa que se elaboro es del Sistema Highstand y representa el Cretácico Inferior Barremiano-Aptiano Inferior.

VI.1.1. Mapa Paleambiental SS3 (LST Berriasiano).

La historia del depósito de las rocas carbonatadas del Cretácico inicia con un Límite de Secuencia que culmina la inundación del Jurásico Superior Tithoniano y la plataforma tipo rampa carbonatada, es en este nivel donde se registra por primera vez la aparición de una Plataforma Bordeada y un talud, aunque aún preserva condiciones similares al Jurásico por representar un nivel de transición.

Durante el nivel bajo del mar (figura VI.1) sobre la plataforma se observa de acuerdo a lo observado en los pozos G1, TN1 una secuencia de evaporitas intercaladas con calizas de plataforma interna lagunar, lo cual nos indica que en intervalos de tiempo relativamente cortos esta laguna quedaba restringida lo que propiciaba condiciones de evaporación y precipitación de anhidritas.

La cuenca se encuentra en la porción norte y representa una transición entre la plataforma externa que se puede observar en el pozo tipo MN10, que describe una litología de wackestone ligeramente arcillobituminoso con calpionélidos y nanoconus de color gris claro, recristalizada, con huellas de cuarzo detrítico y abundantes calpionelidos.

La cuenca presenta un alineamiento con orientación NE-SW donde existían paleoaltos que generaba condiciones diferentes a su entorno y permitían el desarrollo de bancos de arenas y flujos carbonatados, como el pozo JC1, que

contiene mudstone a wackestone de tintinidos y nanoconidos, grainstone de oolitas, peloides e intraclastos.

VI.1.2. Mapa Paleoambiental SS3 (HST Barremiano-Aptiano Inferior).

Este mapa representa el intervalo entre la superficie de máxima inundación interpretada en el Valanginiano y el Limite de secuencia del Aptiano Inferior y se interpreta como sistema Highstand (Figura VI.2).

Durante este tiempo al inundar la gran plataforma genera que la tasa de producción de carbonatos se incremente considerablemente. El volumen de sedimento carbonatado que excede la cantidad de espacio de acomodo es esparcido a ambientes más profundos, generando acumulación importante de sedimentos carbonatados en el talud y piso de cuenca por lo que la producción rebasa la acumulación sobre la cima de la plataforma, esta acumulación también propicia que en intervalos de tiempo la laguna se quede aislada propiciando el depósito de evaporitas como las encontradas en los pozos G1, TPN1, CC1 Y MNP1.

VI.2. MAPA PALEOAMBIENTAL SS4 (HST ALBIANO).

Este mapa representa la etapa final de la super secuencia 4 y corresponde al Albiano Superior, es durante este tiempo donde se tiene el mayor desarrollo de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo (Figura VI.3).

De acuerdo al análisis de facies sísmicas y lo observado en el pozo MN1 el borde norte se comporta como agradante y posteriormente al final del Highstand la plataforma prograda hacia el norte, mientras que en la plataforma interna se depositan potentes paquetes de calizas con miliolidos y fauna bentónica de ambiente lagunar. El talud en la porción norte de la plataforma fue mapeado en secciones sísmicas de buena calidad que permitieron detallarlo, no así en el borde sur en donde no existe sísmica 3D y hay menor densidad de pozos. Aunque en

este nivel la plataforma se comportaba de forma agradante en algunas porciones existía destrucción de la misma y la formación de flujos hacia el talud y cuenca.

Hacia el sur, encontramos condiciones de relativamente mayor tirante de agua donde se desarrolló la plataforma externa, representada en el pozo R2, que contiene texturas de wackestone de radiolarios, foraminíferos plantónicos, bentónicos y bioclastos. La información del Pozo MNP1 nos impide unir la Plataforma conocida como Artesa-Mundo Nuevo con la que se describe hacia el sur en la Sierra de Chiapas, por esta razón esta zona se observa un entrante a manera de bahía de condiciones más profundas.

La cuenca presente en la zona norte describe texturas de wackestone de calcisferulidos y radiolarios calcificados (MN1); que varía de mudstone a wackestone de foraminíferos planctónicos, radiolarios y calcisferulidos (NB1).

VI.3. MAPAS PALEOAMBIENTALES DE LA SECUENCIA 5A (SS5A).

Se elaboraron dos mapas para esta secuencia, uno que corresponde al sistema transgresivo, el cual evidencia el inicio del ahogamiento de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo, el segundo mapa fue el del sistema Highstand en el cual se vuelve a instalar una plataforma carbonatada en forma de parches y en un área muy restringida.

VI.3.1. Mapa Paleambiental SS5A (TST Cenomaniano).

Durante el sistema transgresivo de la Secuencia 5A (Figura VI.4) se refleja el inicio de la inundación que sufrió la plataforma interna en el área sur, donde el ambiente de plataforma externa se extiende hasta el pozo Tobala-1, se comienzan a observar intercalaciones de roca arcillosa con contenido de fauna planctónica, el mismo caso se observa en el borde norte donde se ubican los pozos Paramo-1 y Tiakin-1 en donde se describen texturas de wackestone arcilloso, con fauna planctónica y zonas recristalizadas con calcisferulidos. Figura V.4.

VI.3.2. Mapa Paleoambiental SS5A (HST Cenomaniano Sup-Turoniano Inf).

Durante el Highstand se instala una plataforma en forma de herradura en la porción central de la antigua plataforma del Albiano y fue cortada por los pozos SD1, BJ1, SN1, MC1, las características litológicas son de packstone a grainstone de peloides y bioclastos, (Figura VI.5).

Al estar presente la antigua plataforma de Albiano, sobre esta se tienen condiciones de rampa externa, mientras que en la cuenca se describen texturas de wackestone de abundantes radiolarios calcificados y escasos foraminíferos planctónicos.

VI.4. MAPA PALEOAMBIENTAL SS5B (HST SANTONIANO).

Durante el Santoniano, Secuencia 5B, sistema de nivel alto, en el área del pozo BJ1 se deposita un espesor grueso de carbonatos con textura de grainstone de bioclastos, en la pequeña plataforma que persistió también el área de los pozos M1, SD1 y SN1. Figura VI.6.

En el área del pozo R2 se depositaron wackestone de espículas de esponja, radiolarios y escasos foraminíferos planctónicos; mudstone de foraminíferos bentónicos con intercalaciones de packstone de bioclastos y foraminíferos bentónicos con intercalaciones de wackestone de radiolarios y espículas de esponja.

En la parte norte del área en ambientes de cuenca se depositan calizas bentónicas de color gris verdoso con escasos flujos detritos provenientes de la plataforma.

VI.5. MAPA PALEOAMBIENTAL SS6 (HST MAASTRICHTIANO).

Durante el Maastrichtiano, Secuencia 6, sistema de nivel alto, al igual que en el Santoniano, queda una pequeña plataforma en el área de los pozos BJ1, M1, SD1 y MC1 (Figura VI.7), donde se seguían depositando carbonatos con texturas de grainstone de bioclastos e intraclastos; mientras que en el resto del área se depositaron calizas bentoníticas y margas.

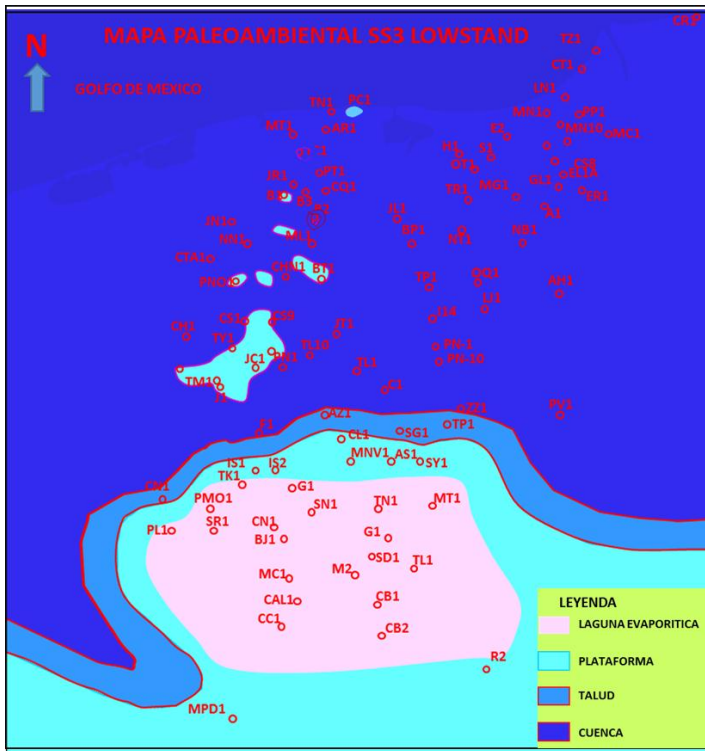


Figura VI.1. Mapa paleoambiental SS3 Lowstand.

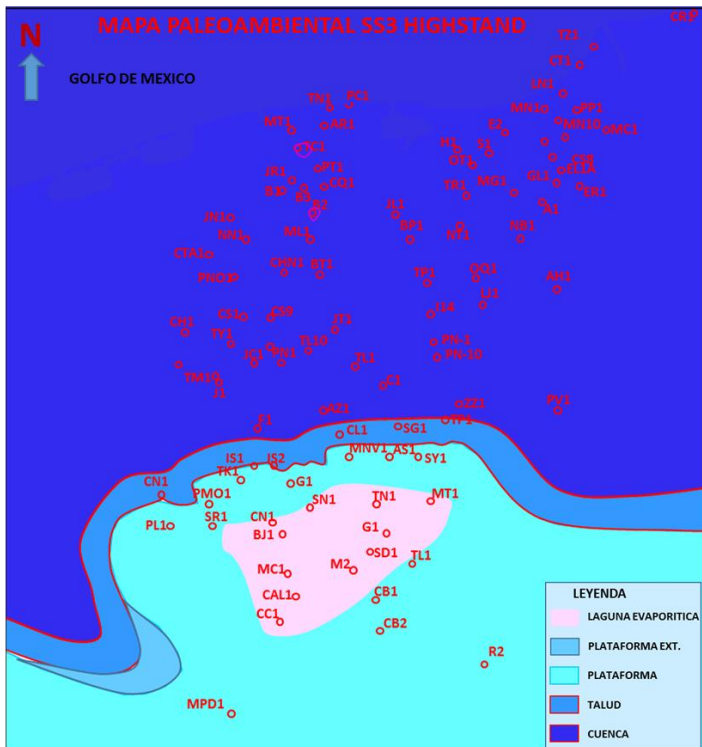


Figura VI.2. Mapa Paleambiental SS3 Highstand.

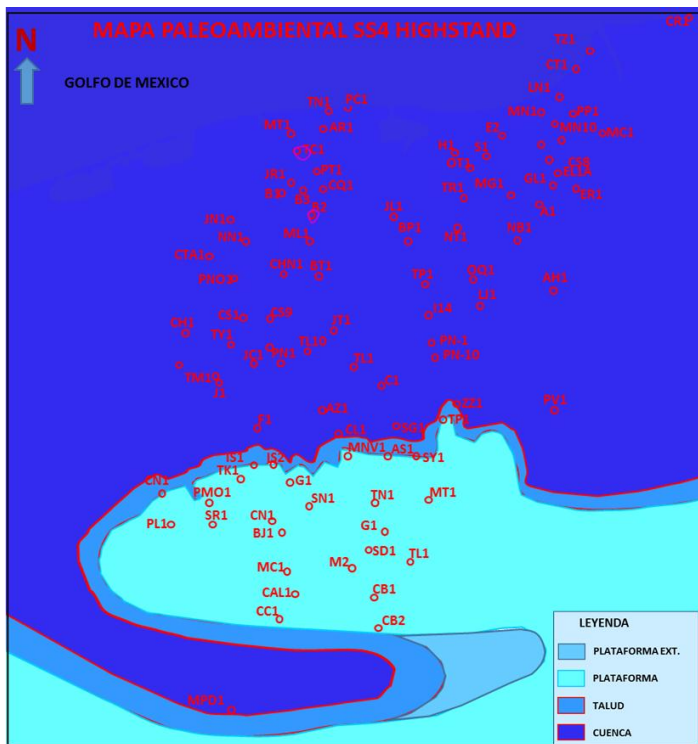


Figura VI.3. Mapa Paleambiental de la Super secuencia 4 (Sistema Highstand).

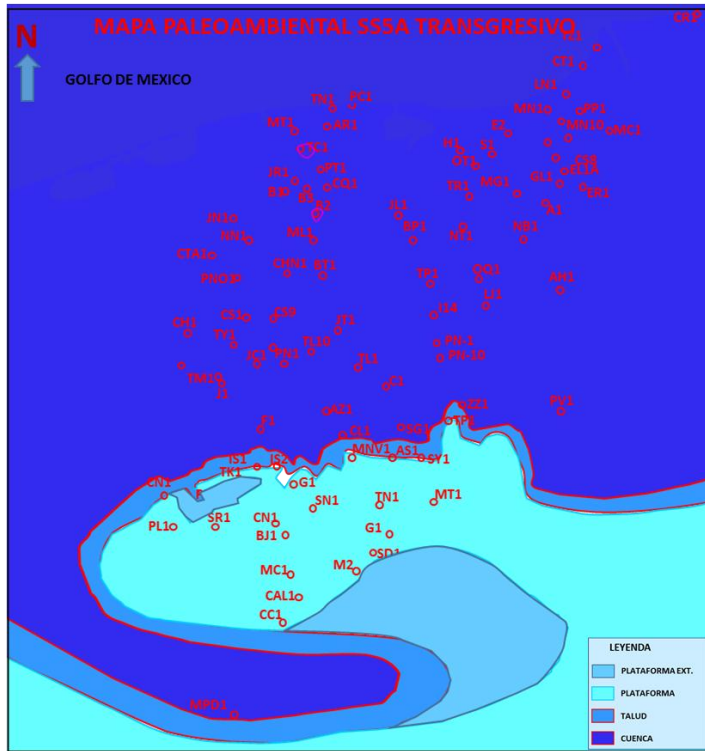


Figura V.4. Mapa Paleambiental de la Secuencia SS5A (Sistema Transgresivo).



Figura VI.5. Mapa paleambiental de la Secuencia 5A (SISTEMA HIGHSTAND)

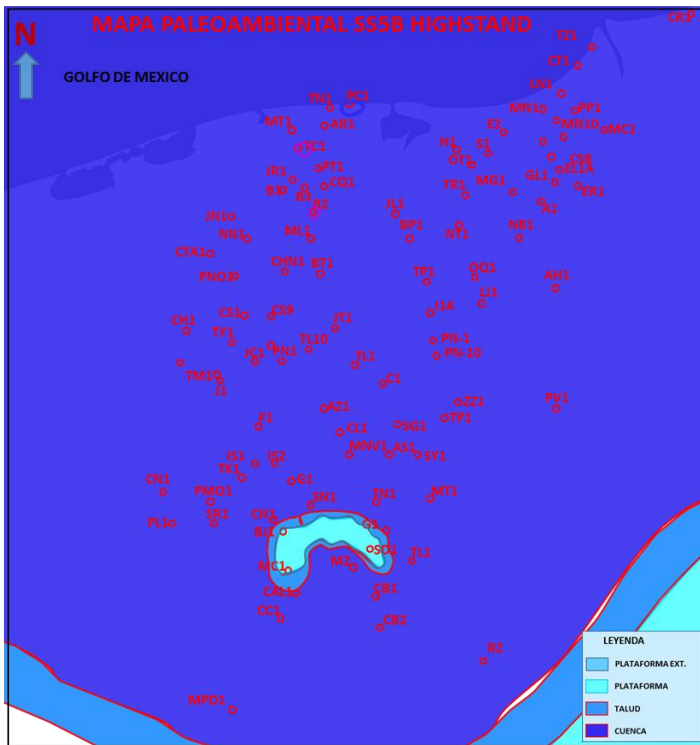


Figura VI.6. Mapa paleoambiental de la Secuencia 5B (Sistema Highstand).

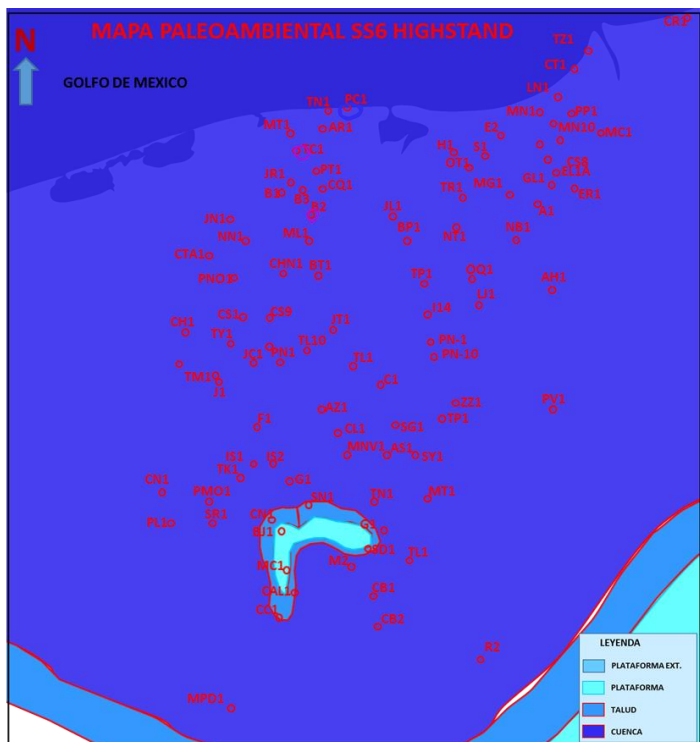


Figura VI.7. Mapa Paleoambiental de la Super secuencia 6 (Sistema Highstand).

VII. IMPORTANCIA ECONOMICA DEL ANALISIS ESTRATIGRAFICO SECUENCIAL.

Teniendo todas las secuencias correlacionadas en los pozos se analizaron los intervalos productores para determinar cuál secuencia es la más importante y que características sedimentológicas tiene.

Este análisis ayudo a definir en qué ambiente produce cada campo si es plataforma, talud o cuenca, también si son brechas o flujos, si está afectando algún proceso diagenético como la dolomitización o si esta fracturado.

De este análisis se tienen los siguientes resultados:

- **Secuencia 3 (SS3).** 14 campos producen en esta secuencia, todos ubicados en ambientes de mar abierto o cuenca.
 - **SS3_LST 4 campos productores**
 - **SS3_TST 4 campos productores**
 - **SS3_HST 6 campos productores**

La producción asociada a SS3_LST son flujos de la plataforma y dolomías, mientras que la producción asociada al TST y HST está asociada a dolomías y fracturas.

Para esta secuencia no hay ningún campo produciendo sobre la plataforma Artesa- Mundo Nuevo.

- **Supersecuencia 4 (SS4).** Se tienen 32 campos productores en esta secuencia en ambientes de plataforma y cuenca.
 - **SS4_LST 3 campos productores**
 - **SS4_TST 13 campos productores**
 - **SS4_HST 16 campos productores**

De los 16 campos productores en el sistema Highstand, 9 campos producen en ambientes de plataforma.

Supersecuencia 5A (SS5A). 36 Campos productores de los cuales 4 producen en plataforma y 32 en cuenca.

- **SS5A_LST 16 campos productores**
- **SS5A_TST 11 campos productores**
- **SS5A_HST 9 campos productores**

Es en esta secuencia donde se tiene una mayor cantidad de campos, asociados principalmente a una etapa de nivel bajo (Lowstand).

Supersecuencia 5B (SS5B). 8 Campos productores en ambientes de cuenca.

- **SS5B_LST 5 campos productores**
- **SS5B_TST 2 campos productores**
- **SS5B_HST 1 campos productores**

Nuevamente la mayor cantidad de campos está en el Lowstand.

Supersecuencia 6 (SS6). 13 campos productores en esta secuencia

- **SS6_LST 3 campos productores**
- **SS6_TST 4 campos productores**
- **SS6_HST 6 campos productores**

Los campos productores en LST y TST están asociados a talud y cuenca, mientras que los productores en HST, 4 están asociados a ambientes de plataforma y dos a ambientes de flujos en la cuenca.

Este análisis demuestra la importancia de este tipo de estudios donde se integran diferentes escalas de observación, como lo son laminas delgadas, núcleos, registros geofísicos, correlaciones estratigráficas y correlaciones sísmicas para al final determinar ambientes de depósito y características sedimentológicas de cada secuencia.

VIII. CONCLUSIONES.

El presente trabajo es una integración de varias disciplinas dentro de un enfoque estratigráfico secuencial, logrando establecer un vínculo entre diferentes escalas de observación (secciones sísmicas, secciones estratigráficas con pozos, análisis de núcleos y a escala micro con análisis petrográfico y paleontológico).

Se definieron cuatro súper secuencias de segundo orden, pudiéndose identificar en una sección sísmica los límites de secuencia, superficies de máxima inundación y superficies transgresivas, en base al análisis de facies sísmicas, donde se observaron las terminaciones de los reflectores (truncaciones, onlaps, downlaps principalmente), así como las geometrías de los reflectores (zonas monticulares, divergentes, progradantes, agradante, etc.).

Se definió la evolución paleoambiental desde el Cretácico Inferior Berriasiano hasta el Cretácico Superior Maastrichtiano.

Durante el Cretácico Inferior las condiciones en el sur eran propicias para el depósito de calizas de ambientes lagunares con intercalaciones de evaporitas asociado a etapas en las que la laguna quedaba restringida, depositándose una secuencia de hasta 1400 metros, mientras que al norte se depositan calizas con textura de mudstone-wackestone de planctónicos en ambiente de cuenca. Se puede observar que durante este tiempo la sal tuvo gran movilidad generando el desarrollo de minicuenas y zonas condensadas con variaciones de espesor de 50 hasta 500 metros.

En el Cretácico Medio al sur se tiene el mayor desarrollo de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo, este desarrollo se da en el Albiano principalmente con espesores de hasta 1600 metros en el margen de la plataforma, mientras que en la laguna se tiene espesores de 1200 a 1500 metros. Al norte se depositan calizas de cuenca con espesores que van de 50 a 300 metros. Con el análisis de facies sísmicas se propuso una sección que muestra la evolución del margen de plataforma, así como los ambientes lagunares.

Durante el Cenomaniano hay un cambio en el régimen tectónico lo cual tiene un impacto en el depósito de los carbonatos, en la base del Cenomaniano hay un descenso del nivel de mar ocasionando exposición y erosión de la plataforma depositando brechas y flujos en la cuenca, actualmente es uno de los principales plays productores de la region. Posteriormente inicia el ahogamiento de la plataforma observándose depósito de calizas de plataforma externa en TL1 y TK1 sobre la plataforma y en la cuenca se depositan calizas arcillo bituminosas con características de roca generadora.

Durante el Cretácico Superior Turoniano-Coniaciano la plataforma se restringe considerablemente (pozos G1, BJ1, MC1, SN1), mientras que en la cuenca se depositan calizas de cuenca con intercalaciones de flujos de plataforma.

Durante el Campaniano y hasta el Maastrichtiano continua el desarrollo de la plataforma en SN1, GB1, BJ1 hasta que se ahoga en el Maastrichtiano, mientras que toda en toda el área se depositan calizas bentoníticas y margas las cuales tienen pocas características de roca almacén.

Una vez definidas las secuencias y systems tracts, se analizaron todos los campos productores en el cretácico para identificar cuales secuencias son las más prolíficas y en que system tract, observando que la mas productora en ambientes de plataforma es la Súper secuencia 4 (HST), así como los principales campos productores en ambientes de cuenca se encuentran en la Súper secuencia 5A (LST) Brechas y flujos provenientes de plataforma.

IV. BIBLIOGRAFIA

- Allen, P.A. and J.R. Allen, 1990. Basin Analysis: Principles & Applications, Blackwell Scientific Publications, 451 pp.
- Brown, L.F. and Fisher, W.L. 1977. Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems. In Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration C.E. Payton Ed. p. 213-248. AAPG Memoir 26.
- Caron, M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera. In Plankton Stratigraphy, Bolli H., Saunders, J. and Perch. Eds. p. 17-86. Cambridge Univ. Press. New York.
- Chavez, V., Marín, A., Castellanos, R., Hernández, L., Oláez, N., Hernández, P., Prieto, C., 2008. Análisis de los sistemas de fracturas en el cubo Juspi-Arroyo Zanapa 3-D, con enfoque en el Campo Cactus-Níspero-Río Nuevo. PEMEX Exploración y Producción. 231 pp.
- Chavez, V., Peña, H. Macías, C., Sandoval, R., Ríos, R., López, R., Martínez, V., Gómez, N. y Monroy, E., 2011. Estudio de Plays Jurásicos Etapa II. PEMEX Exploración y Producción. 221 pp. Inédito.
- Chavez, V., Moreno, A., Sandoval, R., Hernández, M., Ríos, R., Gómez, N., 2011. Detalle estructural de los Plays Mesozoicos, Informe Parcial. PEMEX Exploración y Producción. 31 pp. Inédito.
- Catuneanu, O., 2005. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier Amsterdam. 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M., Dalrymple, R., Eriksson, P., Fisher, W., Galloway, W., Gibling, M., Giles, K., Holbrook, J., Jordan, R., Kendall, C., Macurda, B., Martinsen, O., Miall, A., Neal, J., Nummedal, D., Pomar, I., Posamentier, H., Pratt, B., Sarg, J., Shanley, K., Steel, R., Strasser, A., Tucker, M., Winker, C. 2009, Towards the standardization of sequence stratigraphy. Earth-Science Reviews 92, p. 1-33.
- Draper, G., G. Gutiérrez and J.F. Lewis, 1996. Thrust emplacement of the Hispaniola peridotite belt: Orogenic expression of the mid-Cretaceous Caribbean arc polarity reversal? *Geology*, v 24. N. 12, p. 1143-1146.
- Embry, A. and Johannessen, E., 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In Arctic Geology and Petroleum Potential. Vorren, T. et al. Eds. Norwegian Petroleum Society Special Publication 2, p. 121-146.

- Galloway, W., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional units. AAPG Bulletin, V. 73, p. 125-142.
- Goldhammer, R., Lehmann, P., Todd, R., Wilson, J., Ward, W., and Johnson, C., 1991, Sequence Stratigraphy and Cyclostratigraphy of the Mesozoic of the Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico, A Field Guidebook: SEPM, Gulf Coast Section, 85 pp.
- Handford, C.R., and Loucks, R.G., 1993, Carbonate depositional sequences and systems tracts – Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes, in Loucks, R.G., and J.F. Sarg, eds., Carbonate Sequence Stratigraphy – Recent Developments and Applications: AAPG Memoir 57, p. 3-41.
- Hunt, D. and Tucker, M., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology, V. 81, p. 1-9.
- Johnson, C., Goldhammer, R. and Meneses, J., 1999. Tectonic, Stratigraphic and Hydrocarbon System Development of the Southern Gulf Rim, Mexico and Guatemala: A Syntesis. 49 pp. (DRAFT) Inédito.
- Loucks, R., Kerans, C., Janson, X. and Marhx, M., 2010. Lithofacies analysis and stratigraphic architecture of a deep-water carbonate debris apron: lower Cretaceous (latest Aptian to latest Albian). Tamabra Formation, Poza Rica field area, Mexico. SEPM Special Publication No. 95, p. 1-23.
- Mitchum, R. and Vail, P., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration C.E. Payton Ed. p. 213-248. AAPG Memoir 26.
- Pemex Exploración y Producción-Instituto Mexicano del Petróleo. Estándar compuesto del Mesozoico. Banco de datos paleontológicos del Mesozoico, Integración y correlación de Eventos del Jurásico-Cretácico en las cuencas mesozoicos del Golfo de México, mediante el método de Correlación Grafica. Proyecto F. 53951. Inédito.
- Pemex Exploración y Producción. 2012. Carta Geocronológica Estandar de Pemex Exploración y Producción. Modificada de la Carta Estratigráfica Internacional (2012), de la Comisión Internacional de Estratigrafía.
- Pindell, J.L. and J.F. Dewey, 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, Tectonics, v. 1, p. 179-212.

- Posamentier, H.W. and Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. No. 7, 210 pp.
- Ramsayer, G.R., 1979, Seismic stratigraphy, a fundamental exploration tool: Offshore Tech. Conference, p. 1859-1867
- Read, J.F., 1985, Carbonate platform facies models: AAPG Bulletin, v. 69, p. 1-21.
- Schlager, W., 2004. Sedimentology and sequence stratigraphy of carbonate rocks. Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, 146 pp.
- Sandoval, R., Hernández, M., Gómez, N., Ríos, R. y Chavez, V., 2013. Análisis Regional de la dolomitización en los plays mesozoicos. PEMEX Exploración y Producción. 145 pp. Inédito.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C. and Daples, E. C., 1949. Integrated facies analysis. In Sedimentary facies in geologic history. Longwell, C.R. Ed., p. 91-124. Geological Society of America Memoir 39.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core and outcrops: concept for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration Series 7, 55 pp.
- Wilson, J.L., 1990. Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern Mexico – a review, in Tucker et al. (eds.), Carbonate Platforms, Facies, Sequences and Evolution, International Assoc. of Sedimentologists Spec. Pub. N. 9, p. 235-255
- Wilson, J. and Ward, W., 1993, Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico, in Simo, J., Scott, R. and Masse, J., eds., Cretaceous Carbonate Platforms: AAPG Memoir 56, p. 35-50.